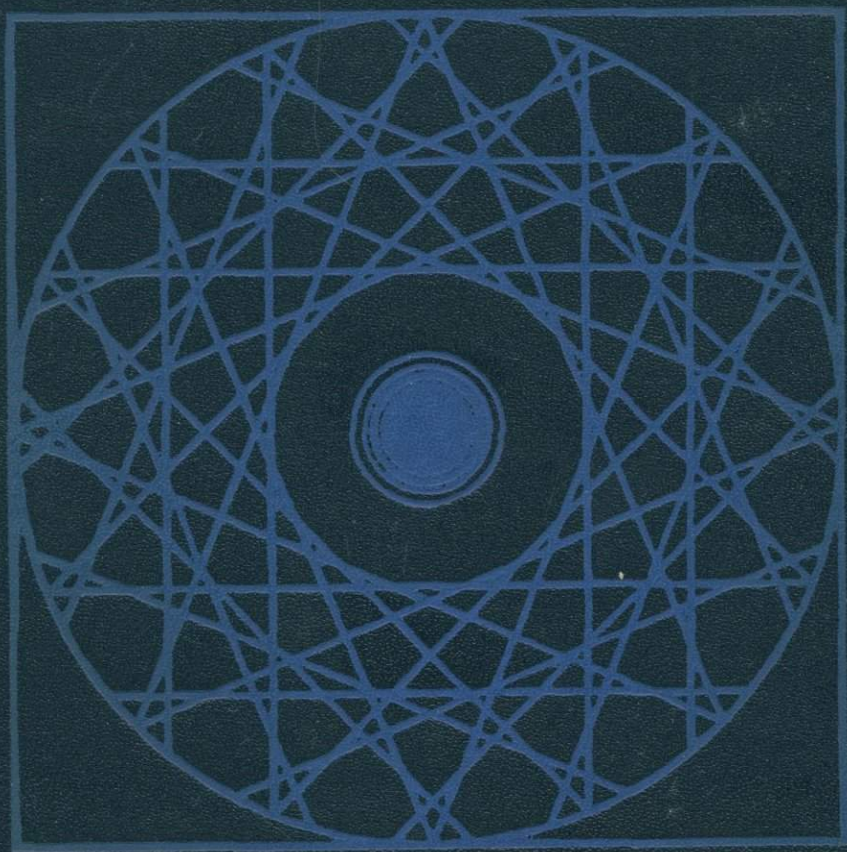


Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры



НЕОДНОРОДНОСТЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ И РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

4874



МОСКВА «НЕ ДРА» 1986



Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры/Белоусов В. В., Шолпо В. Н., Рейснер Г. И. и др.—М.: Недра, 1986, 231 с., с ил.

Рассмотрены строение и развитие основных типов континентальных структур, показано, что неоднородности поверхностной тектонической структуры обусловлены глубинными коровыми и мантийными неоднородностями. Материалы сгруппированы по главным секторам Евразии: срединным платформенным и глыбово-складчатым областям, Альпийскому подвижному поясу и Тихоокеанской переходной зоне. Важнейшие явления тектогенеза интерпретируются с тектонической, геохимической и петрологической точек зрения. Предложены новые решения ряда конкретных проблем тектонического развития крупных регионов.

Для научных работников — геологов, геохимиков, геофизиков и петрологов.

Табл. 12, ил. 48, список лит.— 50 назв.

Авторы: В. В. Белоусов, Д. И. Вайнер, Ю. П. Видяпин, Ю. С. Геншафт, А. В. Горячев, В. А. Ермаков, Б. Г. Лутц, И. Г. Рейснер, Е. А. Рогожин, А. Я. Салтыковский, М. Л. Сомин, М. Н. Шапиро, В. Н. Шолпо.

Рецензент: Ю. Г. Леонов, д-р геол.-минер. наук (Геологический институт АН СССР).

ПРЕДИСЛОВИЕ

Монография посвящена различным формам неоднородностей в материале, строении и развитии коры и верхней мантии Земли. Неоднородности разного характера и самых разных масштабов являются результатом развития тектоносферы, которое определяется совокупностью неравномерно протекающих процессов. Но вместе с тем те же неоднородности, раз возникнув, влияют на весь ход дальнейшего развития эндогенных процессов. Поэтому неоднородности составляют самую сущность геологического развития и должны рассматриваться не как отклонение от нормы, а наоборот, как обязательная норма. Без неоднородностей нет жизни, нет развития. Вся историю Земли мы должны представлять себе как непрерывное появление и видоизменение неоднородностей в строении планеты, порожденных неравномерным ходом всех глубинных процессов — механических, физических, химических. Проблема неоднородностей тектоносферы — огромная область для исследований.

В монографии рассмотрены разнообразные проявления неоднородности строения и развития тектоносферы Земли. Это прежде всего особенности строения и развития складчатых зон и механизм складкообразования. Центральная идея в этой проблеме — формирование складчатых зон преимущественно в связи с инверсией плотности, что, в свою очередь, связано с прогревом глубоких слоев коры и метаморфическими процессами в них. Развивающиеся при этом движения носят характер адвекции. Последней могут быть объяснены основные особенности кинематики складчатости. Используя схему адвекции, можно по ряду структурных признаков восстановить последовательность складчатых деформаций и оценить значение различных факторов в их образовании.

В вопросе глубинного строения и развития древних платформ и зон горообразования главной темой являются вещественные неоднородности глубинного строения коры и верхней мантии. Установлено, что состав нижних слоев коры и верхней мантии в областях разных эндогенных режимов в той или иной степени различен. Некоторые из этих различий определяются разной температурой тектоносферы, причем иногда удается проследить, каким образом изменение теплового состояния коры и верхней мантии ведет к изменению характера эндогенных геологических процессов. Показано, как с таким изменением происходят зарождение и развитие рифтового режима. С изменением теплового состояния связывается и эволюция состава глубинных флюидов. Например, если нагрев верхней мантии ведет к выплавлению из нее базальтов,

сопровождаемых преимущественно натровыми флюидами, то после застывания базальтового расплава в обстановке давления, свойственного верхним слоям мантии, в последних образуются эклогиты, а остаточный расплав обогащается калием. Этим можно объяснить появление калиевых флюидов вслед за натровыми.

Особый интерес для интерпретации геофизических данных представляют признаки того, что процессы метаморфизма ведут к образованию новой системы неоднородностей в земной коре, которая полностью замещает те первичные неоднородности, которые были связаны с образованием осадочных и магматических пород.

В современной динамике областей горообразования большую роль играют землетрясения. В соответствующих главах монографии они рассматриваются как мгновенные эпизоды на фоне длительного тектонического процесса, начало которого относится ко времени зарождения горообразования, а развитие связано с конкретным региональным тектоническим режимом.

Интересным объектом является переходная зона от Евразии к Тихому океану. Она представляет собой проявление крупнейшей структурной и исторической неоднородности тектоносферы, выраженной в разделении последней на континентальную и океаническую.

В связи с переходными зонами возникает множество сложных вопросов, все еще ожидающих решения. Происходит ли в этих зонах образование новой континентальной коры за счет океанической или же идет процесс «океанизации» континентальной коры? Или оба эти процесса существуют совместно, и тогда следует различать области с противоположной направленностью развития. Что представляют собой островные дуги? Некоторую разновидность геосинклиналей или зоны развития орогенного режима? Или, может быть, их следует рассматривать как проявление особого эндогенного режима? Существуют ли на окраине Евразии так называемые аккреционные осадочные линзы? Как следует относиться к взглядам, согласно которым периферические части материков образованы скоплением «земель», принесенных сюда издалека и первично находившихся в удалении друг от друга? Как глубоко находится источник магм, характерных для переходных зон тихоокеанского типа?

Все главы монографии написаны в основном на собственном фактическом материале авторов, которые ставили перед собой единую задачу: показать многообразие проявлений и значение неоднородностей в тектоносфере Земли.

ВЕЩЕСТВЕННЫЕ И СТРУКТУРНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ В ТЕКТОНОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

Еще несколько десятков лет назад, когда речь заходила о неоднородностях в строении и составе недр земного шара, имелись в виду почти исключительно неоднородности вертикальные: изменения состава и физических свойств вещества Земли в радиальном направлении от одной геосферы к другой. Сейчас нам известны хорошо выраженные неоднородности состава и строения коры и верхней мантии, появляющиеся в горизонтальном направлении. Такие горизонтальные неоднородности представляют исключительно большой интерес, поскольку их можно сопоставлять с латеральными неоднородностями строения и развития поверхностных слоев коры и таким образом судить о связи поверхностных геологических процессов с особенностями глубинного строения, что является путем к раскрытию причин геологических явлений.

Как распространяются в недрах Земли горизонтальные неоднородности, сейчас судить трудно. По-видимому, они, будучи хорошо выражены в коре и верхней мантии, уменьшаются с глубиной и уже в нижней мантии выражены слабо, хотя некоторые признаки их прослеживаются вплоть до внешней границы ядра. Предполагаемые перемещения вещества во внешнем ядре, являющиеся источником магнитного поля Земли, также требуют допущения о наличии неоднородностей. Однако наши представления о таких глубинах столь неопределенны, что едва ли сейчас можно их рассматривать наравне с процессами, происходящими в верхней мантии и коре. Естественно в данное время ограничиться тектоносферой, т. е. корой и верхней мантией, тем более, что именно в пределах нее, судя по имеющимся данным, следует искать причины основных геологических процессов.

Неоднородности тектоносферы, как вертикальные, так и горизонтальные, проявляются в самых разных масштабах: от континентов и океанов до отдельных зерен, слагающих горные породы. Каждый такой порядок неоднородностей играет свою роль в строении и развитии тектоносферы, имеет свое значение.

Наиболее крупные неоднородности соответствуют разделению поверхностных структур Земли на континенты и океаны. Если еще недавно предполагалось, что это разделение проявляется в различиях состава и толщины только коры, то сейчас известно, что различия в упругих свойствах вещества под континентами и океанами распространяются на глубину по крайней мере в 400 км, а может быть, и больше. Скорости распространения упругих коле-

баний до этих глубин под континентами и особенно под древними платформами заметно выше, чем под океанами [17].

Эти наблюдения имеют огромное значение. Они указывают на то, что крупнейшие структуры, каковыми являются континенты и океаны, имеют корни, уходящие глубоко в мантию и, что особенно важно, опускающиеся глубже астеносферного слоя. К данным сейсмологии следует добавить результаты геохимических исследований, которые указывают на существенные различия в господствующем составе магматических пород: на континентах преобладают магмы, обогащенные щелочами и всей группой так называемых «некогерентных» элементов, тогда как в океанах преобладают магмы, выделившиеся из «истощенного» источника, бедного теми же некогерентными элементами. Современные данные позволяют предполагать относительно более глубинное происхождение «обогащенных» магм, что служит дополнительным указанием на наличие глубоких корней у континентов [2]. О распространяющихся глубоко в мантию различиях в содержании радиоактивных элементов под континентами и океанами свидетельствует и почти одинаковая величина среднего теплового потока на континентах и в океанах. Почти половина наблюдаемого на континентах теплового потока вырабатывается в толстой континентальной коре, содержащей много кислых пород, относительно богатых радиоактивными элементами. А тонкая базальтовая кора океанов способна генерировать только одну десятую долю наблюдаемого среднего теплового потока. Отсюда, если средние величины теплового потока на континентах и в океанах близки, то это означает, что вклад мантии в тепловой поток для континентов и океанов различен: он больше для океанов, под которыми радиоактивные элементы шире и равномернее распространены в мантии по вертикали, чем под континентами, где те же элементы преимущественно сосредоточены в коре.

Исследование крупнейших неоднородностей тектоносферы имеет чрезвычайно большое значение для выработки самых общих представлений о развитии верхних оболочек Земли. Во всяком случае свидетельства в пользу наличия у континентов глубочайших корней ставят сложные проблемы перед гипотезами, предполагающими значительные горизонтальные перемещения континентов. Если, как постулирует «тектоника плит», континенты перемещаются в составе литосферных плит, то каким образом за перемещением плит, ограниченных снизу астеносферой, могут перемещаться континентальные корни, находящиеся глубже астеносферы? С другой стороны, постоянной связи континента с его глубоким корнем не противоречит, например, гипотеза расширяющейся Земли или гипотеза вторичного образования океанов путем «океанизации», т. е. замещения на месте континентальной коры океанической [3]. Такое замещение предполагается путем чрезвычайно сильного разогрева верхней мантии, почти полного плавления ультраосновного материала верхних слоев мантии, проникновения расплавленного мантийного материала в кору, возникновение на гра-

нице мантии и коры инверсии плотности и постепенного обрушения континентальной коры в мантию и ее поглощения. На месте континентальной коры при этом образуется (в результате выплавления базальта из мантии) новая кора океанического типа. Если следовать этой точке зрения, то в более высоких температурах в океанической мантии можно видеть остатки былого прогревания ее при образовании океанов. Но пройдет, наверное, еще немало времени, прежде чем природа этих крупнейших неоднородностей будет понята.

Следующий уровень неоднородностей связан с разделением континентов и океанов на структурные зоны, отражающие проявление различных эндогенных режимов и различной истории развития. Давно известно, что на континентах под горными хребтами наблюдаются «корни гор», а под впадинами кора, как правило, оказывается относительно тонкой. В настоящее время можно выделить целый ряд типов коры, которые хорошо увязываются с геолого-структурными зонами [4]. Своими особенностями характеризуются коры древних платформ, молодых платформ, рифтов, молодых хребтов, древних складчатых зон. Специфично строение коры зон перехода от континента к океану атлантического, тихоокеанского и колумбийского типов. Различаются земные коры срединных океанических хребтов и глубоководных океанических впадин.

Большая часть этих различий связана с компенсационным характером взаимоотношения между земной корой и мантией: поднятие хребта компенсируется утолщением коры, впадина — утонением коры и подъемом кровли мантии и т. п. Но и сейсмические и гравиметрические наблюдения показывают, что в компенсацию во многих случаях включаются и верхние слои мантии. Например, поднятие молодого хребта может компенсироваться не только утолщением земной коры, но и разуплотнением в кровле мантии и большей толщиной астеносферного слоя, а низменным равнинам соответствуют более плотные верхние слои мантии и в значительной степени или полностью вырожденная астеносфера.

Неоднородности верхней мантии этого типа явно коррелируются с тепловым потоком и, следовательно, с температурным режимом тектоносферы. Устанавливается прямая качественная связь интенсивности проявления эндогенной активности (тектонической, магматической, метаморфической) с величиной теплового потока [2]. Такая связь указывает на то, что эндогенное «возбуждение» имеет тепловую природу. Отсюда и корреляция эндогенной активности с разуплотнением верхней мантии, с большей толщиной астеносферы и ее большим влиянием на сейсмические скорости (что обусловлено большим частичным плавлением ультраосновного субстрата). Отсюда же вытекает представление о разнообразии различных типов эндогенных режимов, одновременно существующих на поверхности Земли, как о следствии пространственных неоднородностей теплового поля земного шара. Термически «возбужденными» являются режимы геосинклинальный, орогенный, рифто-

вый, срединных океанических хребтов, переходных зон тихоокеанского и колумбийского типов. Всюду, где проявляются сейчас эти режимы, наблюдается повышенный тепловой поток, превышающий нормальный.

Некоторые из этих режимов характеризуются особенностями не только горизонтальных, но и вертикальных неоднородностей. Например, для режима переходных зон тихоокеанского типа с их сочетанием краевых морей, островных дуг и глубоководных желобов, характерны разуплотнение в верхних слоях мантии и наличие уплотненного слоя на глубине 100—200 км [1]. Для рифтового режима особенно типичен высокий подъем кровли астеносферы: диапир частично расплавленного материала поднимается к самой подошве земной коры. Несколько астеносферных слоев, расположенных на разной глубине и соединяющихся друг с другом вертикальными каналами, характерны для областей современной вулканической активности (например, для Камчатки).

К спокойным эндогенным режимам относятся древние и молодые платформы, переходные зоны атлантического типа. Здесь наблюдаются нормальный или близкий к нормальному тепловой поток и, соответственно, как указывалось, большая плотность верхних слоев мантии, меньшая толщина и большая глубина залегания астеносферы. Последняя может и вовсе отсутствовать.

С неоднородностями тектоносферы указанного типа, принадлежащими к масштабу, который может быть назван региональным, связан ряд проблем. Например, удивительно, как точно компенсируются поверхностные процессы глубинной структурой. Поскольку в течение геологической истории в одной и той же зоне многократно могли происходить поднятия и опускания поверхности, и у нас нет никаких оснований полагать, что наблюдаемая сейчас изостатическая компенсация не существовала когда-либо в прежние геологические эпохи, мы должны думать, что каждый раз изменениям высоты земной поверхности соответствовали требуемые компенсацией изменения в глубинной структуре. Кора становилась то толще, то тоньше в соответствии с повышением или понижением поверхности. Два эти процесса — поверхностный и глубинный — происходили синхронно, сопровождая друг друга. Как это получается, сейчас дать ответ нелегко. Логично думать, что поверхностные процессы являются следствием глубинных. Тогда поднятие поверхности, например, в зонах горообразования следует рассматривать как следствие возрастания толщины коры и, в той или иной мере, разуплотнения в мантии.

Сейчас имеется склонность объяснять утолщение коры, приуроченное к орогенной стадии ее развития, «скучиванием», происходящим в условиях горизонтального сжатия. При этом игнорируются разуплотнение в кровле мантии, часто сопровождающее рост горных хребтов на поверхности, а также указанная корреляция между тектонической активизацией и тепловым потоком. Упускается из вида и то, что орогенный режим выражается не в одном поднятии поверхности земной коры, а в дробном и контрастном расчленении

ее на поднятия (хребты) и депрессии (межгорные прогибы) лишь при некотором преобладании поднятий над опусканиями. Следует также учесть, что орогенный режим вовсе не обязательно следует за складчатостью. Проявляется и эпиплатформенный орогенез, при котором какие-либо признаки сжатия в земной коре отсутствуют. Примером является новейшее горообразование в Тянь-Шане, которому предшествовал режим молодой платформы и где складчатость проявилась в конце палеозоя. Идея «скупивания» коры встречает трудности и геометрического характера. Поэтому мы считаем значительно более вероятным, что возрастание толщины коры и разуплотнение в кровле мантии вызываются повышением температуры в верхней мантии и выплавлением из нее относительно легкого материала (базальта?), который наращивает кору снизу и примешивается к верхним слоям мантии.

Значительно менее ясным оказывается обратный процесс — утонение коры в областях прогибания земной коры. В свете распространенных сейчас представлений утонение обычно связывается с растяжением коры, либо пластическим, либо по серии «листрических» сбросов. Однако для многих континентальных прогибов необходимый размер растяжения слишком велик, чтобы его можно было предположить: растягивать земную кору просто некуда. Примером может явиться Прикаспийская синеклиза, этот кольцевой прогиб в теле монолитной платформы. Аналогичные затруднения возникают и по отношению к внутренним морям, например к Черному или Эгейскому, а также к южной впадине Каспийского моря. В этих случаях также нет места, куда могли бы перемещаться окружающие массивы толстой континентальной коры, чтобы предоставить место для ее растяжения.

По-видимому, единственным общим решением будет предположение о возможности перемещения границы мантия—кора не только вниз, как это происходит в областях поднятия, но и вверх, и при этом без растяжения коры, т. е. необходимо допустить возможность частичного замещения материала коры материалом мантии, если относить материал к коре или мантии по сейсмическим параметрам.

Каков же механизм перемещения границы Мохо вверх? Если придерживаться той точки зрения, что граница Мохо имеет фазовый характер, то такое перемещение можно понять как результат соответствующего фазового перехода в кровле мантии, например, при понижении температуры. Но совокупность данных убеждает нас в том, что раздел Мохо имеет вещественную природу, а если это так, то перемещение раздела вверх становится значительно менее понятным. Соответственное изменение геофизических признаков можно было бы, как это делают некоторые исследователи, приписать процессу эклогитизации основных пород в нижних слоях коры. Эта идея, однако, опровергается теми термодинамическими условиями, которые существуют в коре: давление для этого слишком мало, а температуры слишком высоки [3].

Следует предполагать, по-видимому, гораздо более сложный процесс замещения вещества коры веществом мантии, возможно, процесс типа океанизации. Кстати, там, где прогибание земной коры с перемещением вверх границы Мохо произошло геологически недавно, наблюдаются повышенные тепловые потоки, как например, Эгейском море или в Паннонской впадине. Отсюда можно высказать предположение, что образование впадин с утоненной континентальной корой является изменением, направленным в сторону океанизации, т. е. неполного замещения континентальной коры океанической в обстановке сильного нагрева верхней мантии. Все стадии этого процесса могут наблюдаться в переходных от континента к океану зонах. В них по направлению от континента к океану наблюдается постепенное утонение континентальной коры, происходящее параллельно с увеличением глубины бассейна (т. е. со все большим прогибанием коры), что приводит в конце концов, к полному ее выклиниванию и замещению океанической коры. В молодых краевых морях (например, в зоне перехода от Евразийского материка к Тихому океану) наблюдается повышенный тепловой поток. Там же, где процесс океанизации закончился давно (в переходных зонах атлантического типа или в наиболее древнем — раннемеловом краевом море — Карибском) тепловой поток имеет нормальную величину [3]. Это соответствует нашим представлениям о механизме океанизации.

Принимая это толкование, мы должны учесть в нашей схеме еще и то, что в природе «передача информации» происходит не только снизу вверх, от мантии к поверхности коры, но и наоборот — от поверхности к мантии. Мы имеем ввиду случаи, когда изостазия устанавливается в равной мере, независимо от того, заполняется ли впадина на поверхности осадками или нет. Многие впадины морей и все впадины океанов не заполнены осадками. Однако прогиб Донецкого бассейна заполнен мощными осадками. Равновесие устанавливается так, как будто глубинные процессы и в том и в другом случае «знали», происходит ли на поверхности накопление осадков или нет. А в случае Донбасса процессы в мантии «учли» повышенную плотность осадков: утонение коры и распределение плотностей в верхней мантии здесь осуществились как раз в том размере, в каком это было необходимо для изостатического равновесия при повышенной плотности осадков.

Дискуссионным является вопрос о скорости изменения теплового режима недр в связи с эволюцией геологических эндогенных режимов. Наблюдаемое общее согласие между интенсивностью современных (или, по крайней мере, новейших) эндогенных процессов и величиной теплового потока указывает на то, что тепловой режим может быстро перестраиваться вслед за возбуждением или, наоборот, ослаблением эндогенных процессов. С этой точки зрения современный тепловой режим каледонских или герцинских геосинклиналей (например, Урала) не является отголоском того возбуждения, которое сопровождало былой геосинклинальный режим, а отражает современное состояние данной зоны (в случае Урала

это медленное новейшее поднятие земной коры). Такое быстрое (за 10—20 млн. лет) изменение температур в тектоносфере возможно только в том случае, если существует механизм быстрой передачи тепла из глубоких слоев тектоносферы к поверхности. Здесь перед нами проблема теплопереноса в недрах Земли, еще совершенно неизученная.

Очевидно, что природу неоднородностей этого масштаба нам еще предстоит разгадывать. В этой проблеме столько неясного, что можно только удивляться тому, как смело подчас принимают окончательные решения те, кто убежден в непогрешимости «тектоники плит». Не разумнее ли отложить такие решения до того времени, когда мы будем знать, каким веществом сложены верхи мантии и нижние слои коры и каково взаимодействие между этими слоями. А пока могут существовать и конкурировать различные предположения на этот счет.

Перейдем к внутрикоровым неоднородностям. Наиболее крупные из них те, которые и сейчас еще описываются как разделение континентальной коры на осадочный, «гранитный» и «базальтовый» слои. Два последних термина устарели. «Гранитный» слой помимо гранита содержит метаморфические породы преимущественно зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, а также некоторый объем средних и основных интрузий и эффузий. В «базальтовом» слое собственно базальта нет. Слой этот состоит из основных интрузивных пород и главным образом, по-видимому, из метаморфических пород гранулитовой и отчасти эклогитовой фаций. Переход от одного слоя к другому во многих случаях является постепенным: раздел Конрада далеко не всегда может быть отмечен.

За последнее время во многих областях континентов был отмечен внутрикоровый волновод, о природе которого существуют разные мнения. Возможно, что это — зоны наиболее активного анатексиса, где в обстановке интенсивного воздействия флюидов образуются граниты.

Как сформировался разрез континентальной коры? Отражается ли в нем история коры, как иногда думают, полагая, что нижние слои коры представляют собой остатки наиболее древней, «первичной» коры, а верхние образовались позже? Или наблюдаемое расслоение представляет собой результат длительной, происходившей во всей толще коры дифференциации материала, когда восходящие флюиды постепенно выносили вверх кислые, более легкие составные части, оставляя внизу более тяжелые основные? Имеются данные, указывающие, что процесс глубокого перемешивания материала играл большую роль на разных этапах развития земной коры [40]. Следует признать, что мы пока еще толком не знаем, как сформировалась континентальная кора. Некоторые результаты сверхглубокого бурения на Кольском полуострове, возможно, заставят пересмотреть и представления о расслоении континентальной земной коры.

Проблема океанической коры кажется более простой. Наблюдаемая последовательность от ультраосновной мантии к третьему

слою, состоящему, по-видимому, из амфиболитов, диабазов и других основных интрузивных пород, и далее — ко второму собственно базальтовому слою наиболее просто объясняется фракционированием мантийного материала, происходившим в процессе частичного его плавления. Проблема состоит в том, сопровождается ли выплавление океанической коры, как это предполагает «тектоника плит», спредингом литосферных плит или же этот процесс идет «на месте», охватывая постепенно все неподвижное дно океана. Этот вопрос выходит сейчас за пределы нашей темы. Отметим только, что сходство разреза океанической коры и верхних слоев мантии с разрезом континентальных офиолитов вполне может быть объяснено одинаковым способом образования как океанической коры, так и офиолитов в процессе частичного плавления мантийного вещества. С этой точки зрения совершенно не обязательно видеть в континентальных офиолитах следы былых океанов. Континентальные офиолиты вполне могут представлять собой составную часть «начального» геосинклинального магматизма наряду со спилито-диабазовой формацией и свидетельствовать лишь о высокой интенсивности прогрева верхней мантии и ее плавления, что характерно для эвгеосинклиналей.

Наконец, последний уровень неоднородностей в земной коре — это те неоднородности, которые создаются различием свойств слагающих верхние слои коры пород, их формами залегания и различием свойств составляющих породы зерен минералов. Есть много процессов, ведущих к неоднородностям этого типа в коре — седиментационных, магматических, метаморфических, тектонических. Некоторые из неоднородностей возникают вместе с образованием самих пород, другие формируются позже — в процессе их метаморфизма и деформации. Неоднородности не сохраняются неизменными, они подвержены постоянным преобразованиям. Одни из них исчезают, другие появляются вновь. Старые швы, долгое время не выраженные, снова могут оживиться.

Мы остановимся здесь только на роли неоднородностей этого масштаба в деформациях земной коры.

Осадочным и вулканогенным породам свойственна слоистость. Именно слоистость является необходимым условием для смятия пород в складки. Массивные породы не сминаются в складки. И не только потому, что в однородных массивных породах складки не видны, но в связи с тем, что для изгибания пород в складки обязательны поверхности облегченного скольжения, каковыми и являются разделы между слоями. Форма и размеры складок определяются не только деформационными свойствами самой породы, но и толщиной слоев и тем, насколько свободно происходит скольжение между слоями.

С неоднородностями на уровне зерен связано такое широко распространенное в складчатых зонах явление, как кливаж. Горная порода почти всегда состоит из зерен разной прочности и разной вязкости. Когда порода подвергается сжатию, то зерна в соответствии с их свойствами деформируются в разной степени: одни

из них сжимаются и растягиваются в малой степени, другие сильно расплющиваются, расталкивая соседние малодеформированные зерна и проникая между ними в направлении своего удлинения. В породе всегда имеются включения воды и газов. Вода и газ легко выделяются из водо- и газосодержащих минералов, если порода подвергается хотя бы небольшому нагреванию. Включения воды и газа, будучи наименее вязкими включениями в породе, расплющиваются особенно сильно, далеко внедряясь между другими зернами в направлении максимального удлинения. Они проникают между зернами, как лезвие ножа. В результате этих процессов образуются и плоскопараллельная ориентированная текстура с плоскостью, нормальной к направлению сжатия, и кливажные пластины (микролитоны), разделы между которыми прорезаны упомянутыми маловязкими раздавленными включениями [19].

Большую, можно думать, ведущую роль в деформациях земной коры играют плотностные неоднородности. Они могут иметь разное происхождение. Седиментационные плотностные неоднородности приводят, в частности, к диапиризму в осадочных толщах. Условием для него является инверсия плотностей. Наиболее распространенный случай — залегание менее плотной соли под более плотными другими осадочными породами. В этой обстановке образуются соляные диапировые структуры.

Инверсия плотностей возникает и в результате метаморфических процессов. Когда осадочная горная порода подвергается метаморфизирующему воздействию высоких температур, ее минералы прежде всего теряют воду и газы. Если проницаемость породы мала (что характерно для глинистых пород), то летучие, выделившиеся из минералов, заполняют поры и в течение более или менее длительного времени сохраняются внутри породы. В это время плотность породы, состоящей из твердых зерен и летучих включений, меньше, а объем ее больше, чем до прогревания. В этих условиях могут образоваться «глубинные диапиры» метаморфического происхождения, которые, вероятно, играют большую роль в формировании складчатых зон. Слои внутри диапирового ядра сминаются в сложные складки течения, и, кроме того, диапир, внедряясь в вышележащие породы, раздвигает их и вызывает смятие в складки слоев в зоне, примыкающей к диапиру. Подъем метаморфического диапира прекращается, когда летучие теряются, найдя выход к поверхности, плотность метаморфического массива соответственно повышается, а объем уменьшается.

Магматические глубинные диапиры возникают просто потому, что магматический расплав имеет меньшую плотность, чем покрывающие осадочные или иные породы.

Инверсия плотности тектонического происхождения образуется, например, когда относительно более тяжелые породы надвигаются на более легкие. В Альпах во многих местах можно наблюдать, как пластичные и относительно легкие породы автохтона выжимаются по трещинам вверх сквозь тело шарьяжа, сложенного более тяжелыми породами. При наличии в разрезе пластичных толщ де-

формации в последних могут быть вызваны неравномерной нагрузкой и без инверсии плотностей. Например, пластичные породы выжимаются в форме гребневидных антиклиналей по разрывам, пересекающим вышележащие слои. Известны случаи выжимания пластичных свит из-под водоразделов, где они нагружены больше, в соседние долины, где нагрузка смыта.

Деформации, вызываемые силой тяжести, происходят не только там, где имеется инверсия плотностей в вертикальном направлении. Неустойчивым является положение, когда породы разной плотности сменяют друг друга в горизонтальном направлении. Если толщи этих пород обладают достаточной текучестью, то более плотные породы стремятся подтекать под менее плотные, выжимая их кверху. С такой обстановкой мы встречаемся в зонах глубинных разломов, где раздробленные и пронизанные летучими породами, выполняющие разлом, обладают меньшей средней плотностью, чем лучше сохранившиеся породы крыльев разлома. Менее плотные раздробленные породы подвергаются раздавливанию между напиряющими на них в силу своей большой плотности примыкающими массивами, сильно деформируются и выжимаются вверх. Таково, по-видимому, происхождение «зон смятия», приуроченных к глубинным разломам.

Глава 2.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ АЛЬП, АПЕННИН И КАВКАЗА

Неоднородности литосферы и особенно самой верхней ее части — земной коры — как вертикальные, так и латеральные наиболее ярко и контрастно проявлены в складчатых областях. Тем более это свойственно молодым складчатым областям, сформировавшимся в последнем альпийском геотектоническом цикле. Неоднородность строения верхнего осадочного слоя земной коры достаточно отчетливо видна на геологических или тектонических картах. Гетерогенное строение и состояние более глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии отражаются в различных геофизических полях, каждое из которых в пределах таких областей выглядит более сложным, более контрастным и дифференцированным, нежели в соседних с ними относительно стабильных платформах. Известно, что наблюдаемые в современной структуре неоднородности литосферы предопределены крайне неравномерной в пространстве эволюцией коры, неравномерностью процессов, управляющих такими эндогенными явлениями, как проявления магматизма, метаморфизма, деформации пород. Поэтому изучение как существующих в сегодняшней структуре неоднородностей земной коры и верхней мантии, так и процессов становления наблюдаемой

структуры на примере молодых складчатых областей с этой точки зрения представляет исключительный интерес.

Сопоставление и сравнительный анализ структуры и процесса развития разных складчатых областей, возникших в одно и то же время и принадлежащих единому подвижному поясу, но образовавших существенно различающиеся в своих главных чертах структуры, должны стать пробным камнем для различных геодинамических моделей. Такой анализ позволит выявить конкретные взаимосвязи и зависимости различных факторов, обуславливающих сходство и различие разных складчатых областей, образующихся как результат геосинклинальной эволюции. Это даст возможность обоснованно судить о допустимых вариациях одного из типов эндогенных режимов и, может быть, приведет к пониманию причин их возникновения.

Рассмотрение различных складчатых областей позволяет анализировать неоднородности структуры земной коры разных порядков, с одной стороны, внутри каждой из таких складчатых областей, с другой — в сопоставлении между ними.

Для анализа неоднородностей строения и развития Средиземноморского подвижного пояса выбраны такие складчатые области, как Альпы, Апеннины и Кавказ, находящиеся как бы на разных, противоположных концах некоего типологического ряда («альпийский» и «кавказский» типы), в некоторых случаях они даже служат в определенном смысле тектонотипами складчатых областей [39, 45, 48]. В то же время все три области принадлежат к единому подвижному поясу и связаны одновременностью развития. Как будет показано ниже, их объединяют и многие другие существенные особенности как структуры так и развития. Поэтому представляется, что на примере именно этих областей можно выявить максимальный размах, или аплитуду, вариаций, реализующихся в процессе геосинклинальной эволюции литосферы.

В современной структуре рассматриваемых областей прежде всего обращает на себя внимание их резкое отличие. Альпы и Апеннины преимущественно покровные сооружения, и «горизонтальная тектоника» покровов преобладает в их структуре. Большой Кавказ — складчатое поднятие, и, несмотря на вергентность складок, его облик определяет «вертикальная тектоника». По характеру современной структуры Альпы занимают промежуточное положение между Апеннинскими и Кавказом: покровное строение с преобладающей моновергентностью роднит их с Апеннинскими, однако отчетливо выраженное антиклинорное строение, интенсивная складчатость и слабо, но все же проявленная веерообразность мегантиклинория сближает Альпы с Большим Кавказом. Принципиальные коренные отличия структуры порождают даже представление, что и причины, обуславливающие формирование этих структур, были кардинально различны. Такое заключение, приобретающее в определенном смысле силу рабочей гипотезы, представляется все же преждевременным, и систематический сравнительный анализ может привести к более конкретным заключениям. Основ-

ная цель и идея такого анализа должны состоять в том, чтобы показать не только отличия Альп, Апеннин и Кавказа, которые очевидны, но и выявить черты сходства как в структуре, так и основных этапов их развития. После этого следует обсудить возможные причины формирования этих областей и предложить наиболее вероятные геодинамические модели.

Даже при беглом взгляде на обзорную геологическую или тектоническую карту можно обнаружить некоторые черты сходства в строении выбранных для анализа областей. Прежде всего обращает на себя внимание, что все три области имеют в плане примерно одинаковые размеры: 1200—1400 км по простиранию и от 60 до 120 км в поперечном сечении. Во всех трех областях можно видеть продольную структурную зональность, более ясно выраженную в Альпах и на Большом Кавказе и не столь отчетливо в Апеннингах. Однако удивительно, что во всех случаях эта продольная зональность сочетается с резко выраженными зонами поперечных линеаментов, которые в каждом случае делят рассматриваемые области на две равные половины. Это — линия Джудикария в Альпах, линия Анкона—Анцио в Апеннингах, Транскавказское поднятие на Кавказе. Во всех случаях эти поперечные линеаменты нарушают в той или иной степени продольную зональность области.

Эти общие черты организации структуры с неизбежностью вызывают вопрос — считать ли повторяющиеся черты общего плана структуры чистой случайностью или они являются отражением некоторой общей закономерности? Если признать удовлетворительным первый ответ, т. е. если мы согласимся с тем, что общие черты строения рассматриваемых областей оказываются случайным совпадением, то тогда проблема сравнительного анализа и сопоставления разных областей не нуждается в обсуждении. Тогда действительно следует сосредоточиться на изучении специфических особенностей каждой области и выявлять в каждом случае локальные причины, обусловившие ее формирование. Если же считать эти общие черты структуры проявлением некоторой закономерности, то придется искать и какую-то общую причину, приводящую к такому сходному строению различных областей. Вопрос таким образом сводится к выяснению того, насколько существенны и действительно закономерны как черты сходства рассматриваемых областей, так и их принципиальные различия. Важно установить, что является ведущим и определяющим — сходство или различие. От этого в конечном счете зависит, есть ли основания конструировать для всех этих областей единую геодинамическую модель, которая может объяснить и предопределить закономерное сходство их развития и структуры, а различия тогда следует считать локальными осложнениями сходного в своих главных чертах процесса.

Черты сходства современной структуры рассматриваемых областей не ограничиваются их размерами в плане и разделением на равновеликие сегменты поперечными линеаментами. Разрывными

нарушениями продольного, поперечного и диагонального направлений, особенно активизировавшимися на неотектоническом (орогенном) этапе развития, все три складчатые области были разбиты на ряд блоков, испытавших дифференцированные вертикальные перемещения. При этом в Альпах и на Большом Кавказе этими движениями было подчеркнуто их общее антиклинорное строение. В Апеннинской системе горстов и грабенов не выявляет какой-либо целостной единой структуры.

Для рассматриваемых областей характерна и определенная продольная тектоническая зональность, отчетливо выраженная в Альпах и на Большом Кавказе и менее ясно проявленная в Апеннинских. Крылья мегантиклинорий Альп и Большого Кавказа сложены неметаморфизованными комплексами осадочных пород преимущественно карбонатного состава. В мегантиклинории Альп — это Гельветская зона (в широком смысле), протягивающаяся по северному и северо-западному обрамлениям складчатой области, и Южные Альпы, представляющие собой южную окраинную зону Альп в восточной их половине. Структура Гельветской зоны определяется серией тектонических покровов, занимающих сравнительно неширокую полосу (от 10—15 до 20 км) и образованных карбонатными и флишевыми отложениями широкого по возрасту диапазона — от перми до эоцена. В Южных Альпах преимущественно карбонатные толщи того же возрастного диапазона образуют серию сравнительно простых, коробчатого типа складок, разделенных на ряд продольных ступеней, опускающихся в сторону от осевой зоны Альп. В Гельветской зоне перемещение покровов направлено к северу и северо-западу в сторону соседней стабильной области, а в Южных Альпах наблюдаются опрокидывание складок и общее движение масс в южном направлении. Это придает общей структуре Альп веерообразное дивергентное строение при резком преобладании северной вергентности, от внутренних зон подвижного пояса к внешним. На Большом Кавказе крылья мегантиклинория сложены осадочными толщами поздних стадий альпийского геотектонического цикла (верхняя юра—палеоген). На северном крыле — это преимущественно карбонатные породы, образующие либо моноклинали (на западе), либо серию крупных коробчатых складок (на востоке); на южном крыле флишевые толщи смяты в серию сильно сжатых, резко опрокинутых к югу, внутрь подвижного пояса, складок.

В осевых частях мегантиклинорий структура образована метаморфизованными породами ранних стадий геотектонического цикла. В Альпах — это Пеннинская зона на западе и зона Австральпид на востоке, где преимущественно сланцевые толщи образуют серии сложных покровов, перемещенных в северном и северо-западном направлениях. В деформацию и перемещение покровов часто вовлечены кристаллические породы доальпийского фундамента. Однако и здесь при преобладающем движении покровных чешуй к северу есть места веерообразного строения осевой части Пеннинской зоны. На Большом Кавказе осевая зона мегантикли-



нория альпийского возраста сложена аспидными сланцами, образующими сильно сжатые, почти изоклинальные складки, в целом образующие веерообразно построенное ядро мегантиклинория. В обоих случаях породы осевых зон мегантиклинориев испытали отчетливо выраженные метаморфические воздействия, хотя и с разной степенью интенсивности. А сама продольная зональность Альп и Большого Кавказа связана с отчетливо проявленным снижением интенсивности деформаций от осевой зоны к крыльям.

В Апеннингах, хотя мы и не видим осевой части с метаморфизованными породами, а структура их представляет собой как бы внешнее сложно построенное крыло складчатой области, в строении которого, однако, участвуют кроме внешних по месту своего образования в системе подвижного пояса, аллохтонные комплексы внутренних зон (лигуриды, блестящие сланцы Калабрии), тем не менее можно видеть определенную упорядоченность и продольную зональность. Они выражаются в том, что самые внешние параавтохтонные комплексы могут быть прослежены вдоль всей цепи Апеннин, а покровы более внутренних комплексов занимают в структуре вполне определенные места и, хотя разобщены пространственно, хорошо коррелируются между собой. Таким образом, структура Апеннин не может сопоставляться с Альпами или Большим Кавказом в целом, представляющими собой полно развитые мегантиклинории, а может сравниваться только с их внешними крыльями — Гельветской зоной Альп или северным склоном Большого Кавказа. Но поскольку в покровной структуре Апеннин принимают участие комплексы и внешних и внутренних зон, здесь устанавливается та же закономерность, что и на Кавказе и в Альпах: осадочные образования внутренних зон больше метаморфизованы и сильнее деформированы, чем породы, образовавшиеся во внешних зонах.

История геологического развития каждой области восстанавливается с разной степенью достоверности и полноты. Большой Кавказ в этом отношении оказывается в более выгодном положении, чем Альпы и Апеннины, так как в силу преимущественного развития «вертикальной» тектоники реконструкция ранних этапов его развития может быть сделана с большей надежностью методом построения карт фаций и мощностей. Однако и в Альпах и в Апеннингах удастся восстановить первоначальную фациальную зональность, относительные взаимоотношения интрагеоантиклинальных и интрагеосинклинальных областей, их эволюцию во времени.

История геологического развития каждой области обладает своими специфическими чертами и подразделяется на самостоятельные этапы, однако выявляются и некоторые общие закономерности и тенденции в их развитии (рис. 1).

Прежде всего общей для всех областей оказывается закономерная смена формаций. Собственно геосинклинальный альпийский цикл начинается в нижней юре (триас в Альпах и Апеннингах — это предгеосинклинальное прогибание платформенного типа, переходная стадия от герцинского цикла к альпийскому, воз-

можно, таково же значение триаса и для Кавказа) накоплением глинистых толщ (в Альпах — карбонатных), давших в результате формации блестящих сланцев, сланцев Бюнднер и аспидных сланцев (Кавказ). Очень вероятно, что на начальных этапах накопления этих толщ связано с некомпенсированным прогибанием. В Альпах и на Кавказе первичная скудость фауны, сероводородное заражение, почти полное отсутствие песчаного материала подтверждают возможность существования на этом этапе некомпенсированных прогибов. В Апеннинах аналогом этих формаций являются внутренние лигуриды на севере и сицилиды на юге, хотя они, возможно, и занимали в бассейне прогибания более внешнее положение, чем блестящие сланцы — типичная формация внутренних зон Альп [48].

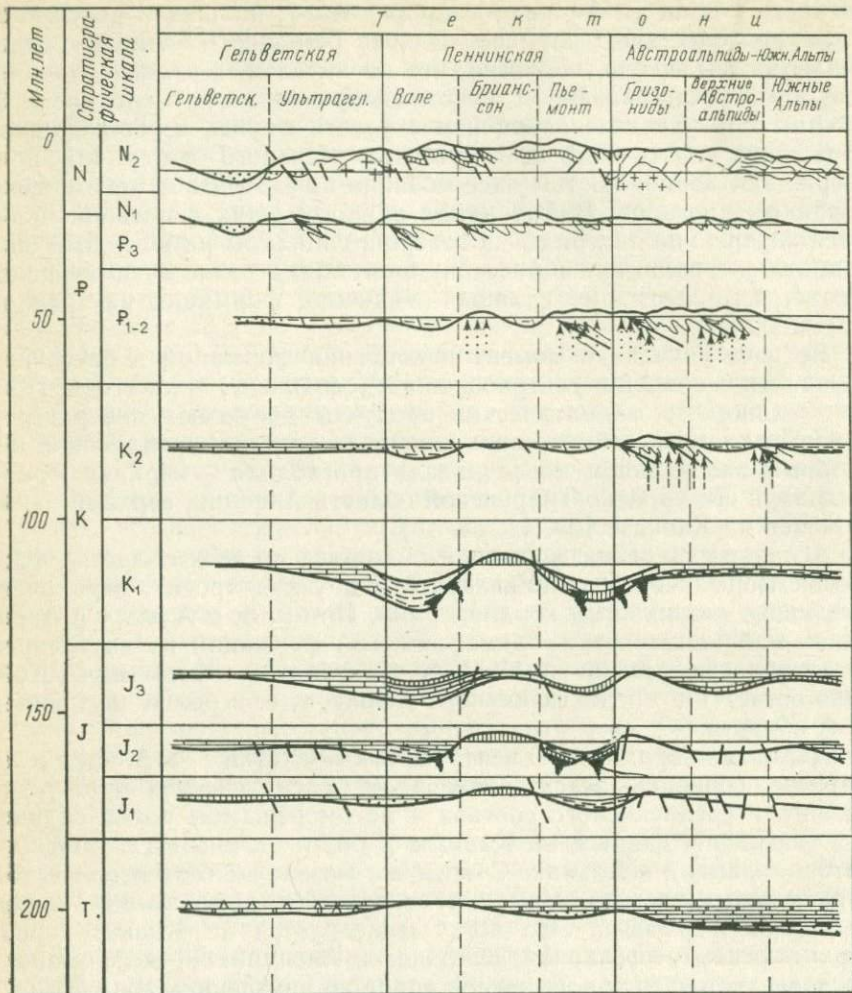
Во всех случаях в момент накопления формаций в бассейнах проявился основной и ультраосновной (офиолиты) магматизм. Примечательно, что магматические продукты достигают поверхности и попадают в бассейн геосинклинального осадконакопления с некоторым запозданием после начала прогибания — верхняя юра в Альпах, в Лигурийско-Тирренской области Апеннин, верхний лейас и догер на Кавказе [39, 44, 45, 48].

Аспидно-сланцевая формация сменяется во всех областях флишевой формацией, накапливающейся в узких трогах, ограниченных вновь возникшими кордильерами. При этом в Альпах и Апеннинах наблюдается миграция флишевой формации из внутренней части области к внешней. На Кавказе флишевая формация устойчиво остается в пределах южного склона, т. е. в более внутренней зоне области.

Поднятие кордильер — центральных поднятий — в Альпах и на Кавказе сопровождается появлением магматических продуктов кислого и среднекислого состава и метаморфизмом пород сланцевой формации, слабым на Кавказе и более сильным (до амфиболитовой фации) в Альпах. С этим же моментом геотектонической перестройки (частная инверсия) связаны и деформации пород сланцевой формации. Это четко фиксируется на Кавказе предверхнеюрским несогласием, в Альпах и Апеннинах — деформациями доверхнемеловых комплексов пород во внутренних зонах.

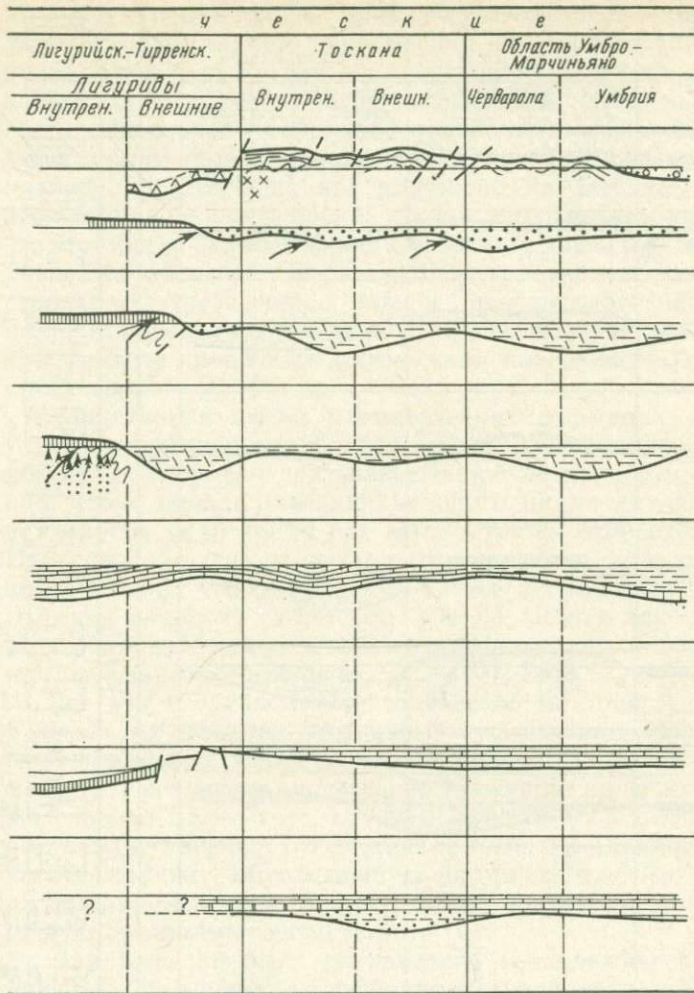
И, наконец, на смену флишу приходит стадия накопления молассовой формации. Причем, если накопление нижней молассы начинается во всех областях в разные, хотя и близкие, моменты времени, то верхняя (грубоотсортированная) моласса во всех областях синхронна — плиоцен-четвертичная. Это связано с одновременностью для всех трех областей заключительных движений орогенной стадии. Прекращение накопления флиша связано с новым этапом деформаций, а в Альпах — и с новым этапом метаморфизма. Молассовые формации во всех случаях развиваются центробежно — от осевой зоны складчатой области к краям — к фронтальному и тыловому. При этом в тыловой части Альп и Апеннин возникают крупные впадины, провалы — Паданская депрессия и впадина Тирренского моря [39, 44, 45, 48].

А л ь п ы



Таким образом, все три области подчиняются общей закономерности смены формаций, давно установленной для развития геосинклинальных областей. Причем каждая смена формаций отмечает определенный этап развития, а переход от одной формации к другой сопряжен с тектонической перестройкой области, деформацией ранее накопившихся толщ, метаморфизмом и характерными проявлениями магматизма. Наиболее ясно эта последовательность проявлена на Кавказе, поскольку в современной структуре области накопления разных формаций остались *in situ* и пространственно разобщены. Однако и в Альпах и в Апенниннах закономерная смена формаций во времени выдерживается достаточ-

А П Е Н Н И Н Ы



но четко. Хотя, по словам Р. Трюмпи, «существенной особенностью Альпийской геосинклинали, вероятно, является ее непостоянство» [48, с. 109], и здесь общая для всех геосинклиналильных областей закономерность остается в силе.

Второй особенностью тектонического развития рассматриваемых областей являются прогрессивно нарастающие дифференцированность и контрастность в распределении вкост простирания складчатой области поднятий и прогибов. В то время как ранние стадии развития характеризуются сравнительно слабой расчлененностью площади, что выражается в сравнительном однообразии одновременных формаций, на последующих стадиях контрастность

БОЛ. КАВКАЗ

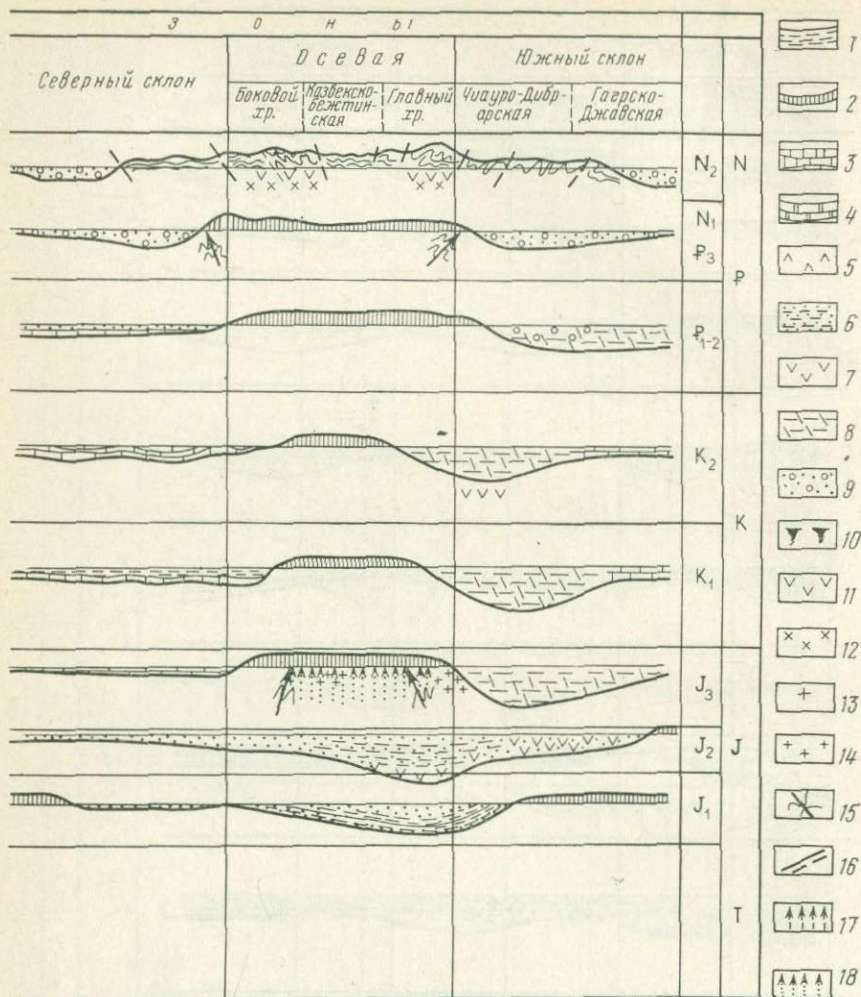


Рис. 1. Схема сопоставления развития Альп, Апеннин и Большого Кавказа в альпийском геотектоническом цикле.

Осадочные формации (некомпенсированное прогибание): 1 — глины, 2 — радиоляриты, 3 — карбонатные, 4 — доломиты, 5 — эвапориты, 6 — терригенные, 7 — подводные вулканиты, 8 — флиш, 9 — молассы; магматические формации: 10 — ультрабазиты, 11 — андезито-базальты, 12 — андезиты, 13 — доальпийские гранитоиды, 14 — гранитоиды альпийского возраста; тектонические процессы: 15 — деформации (складкообразование, надвиги, покровообразование), 16 — разрывы и сбросообразование; метаморфизм: 17 — высокого давления и низкой температуры, 18 — региональный

и дифференцированность все больше и больше возрастают, что отражается в мощностях накапливающихся отложений и в разнообразии одновременно образующихся формаций (см. рис. 1).

Характерно, что довольно длительный период накопления осадочных формаций с нарастающей контрастностью вертикальных

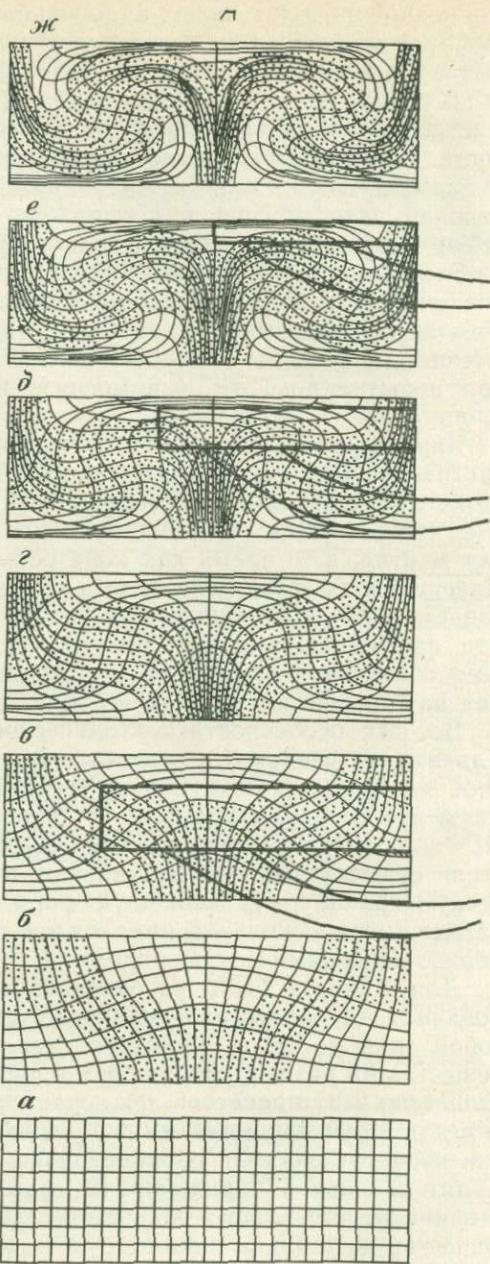
движений приводит затем к довольно короткому этапу интенсивных деформаций, когда отчетливо проявляется связь вертикальных и горизонтальных перемещений, выражающихся в деформациях. В случае Альп и Апеннин горизонтальные перемещения покровов достигают значительной амплитуды. Наибольшая контрастность длительного периода осадконакопления и короткого этапа деформаций проявлена в Апеннингах, менее резок — в Альпах и, наконец, еще меньше это выражено на Кавказе, где процессы деформации доинверсионной толщи начинаются раньше всего.

Эти общие закономерности развития, характерные для рассматриваемых областей Средиземноморского пояса, имеют, как представляется, чрезвычайно важное, основополагающее значение, и именно они должны найти объяснение в геодинамических моделях при попытке показать взаимосвязь поверхностных и глубинных процессов.

Характерная смена магматических формаций от основных и ультраосновных на начальной стадии геосинклинального развития до кислых и средних на инверсионной позволяет сделать заключение, что в начале геосинклинального цикла активна, «возбуждена» мантия, в то время как кора остается относительно холодной. Инверсионная стадия связана (а может быть, и вызвана) с прогреванием коры, что выражается также в процессах метаморфизма. Это, как видно из схемы (см. рис. 1), общая закономерность для всех областей, менее ясная в Апеннингах, но отчетливо проявленная на Кавказе и в Альпах.

Все эти особенности тектонической истории Альп, Апеннин и Кавказа, их сходство в основных существенных этапах геологической истории, а также общая тенденция развития позволяют думать, что основные процессы и движущие силы их развития также сходны. Более того, сходные черты в их строении и развитии столь существенны, что заставляют видеть за ними общую физическую причину, обусловившую формирование этих областей. Тогда мы имеем основание предложить в качестве рабочей гипотезы общую геодинамическую модель.

Для Кавказа была разработана геодинамическая модель, основанная на процессах глубинного диапиризма, представляющего собой один из видов широкого класса адвективных перемещений вещества на разных уровнях в земной коре и верхней мантии [39]. Существование этих процессов заключается в том, что возникающие по тем или иным причинам на разных глубинах в земной коре и мантии неоднородности в распределении плотности — и вертикальные и латеральные — порождают в гравитационном поле Земли состояние неустойчивого равновесия. Это приводит к перемещению вещества до тех пор, пока не будет достигнуто равновесное состояние, при этом перемещения происходят и в горизонтальном и в вертикальном направлениях. Процесс, как видно, сходен с конвекцией, но поскольку вещество в данном случае не совершает полного оборота по замкнутому кругу, а проходит лишь половину цикла (легкое оказывается наверху, а тяжелое погружается вниз), В. В. Бе-



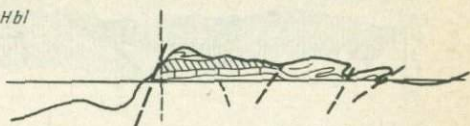
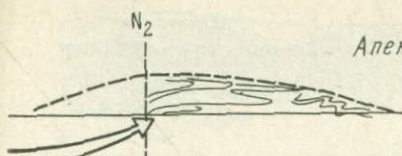
лоусовым этот процесс было предложено называть адвекцией, а такие перемещения — адвективными [2, 3, 11].

Масштабы и интенсивность адвективных движений зависят от размеров и контраста неоднородностей, вызывающих эти движе-

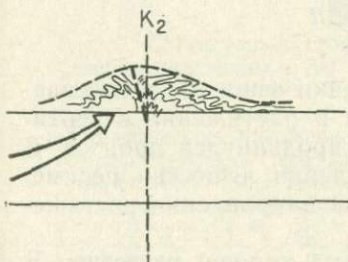
б

Современная структура

Апеннины



Альпы



Кавказ

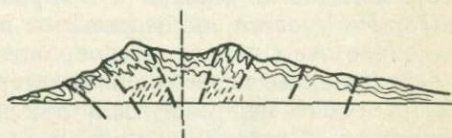
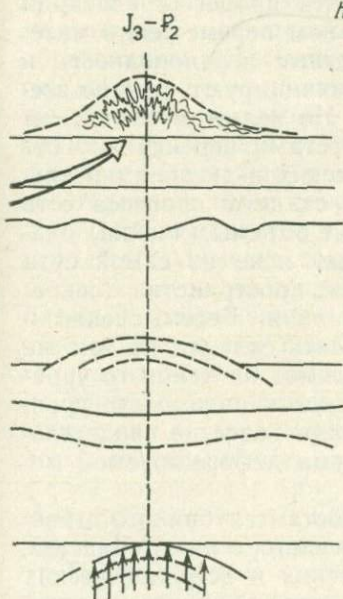
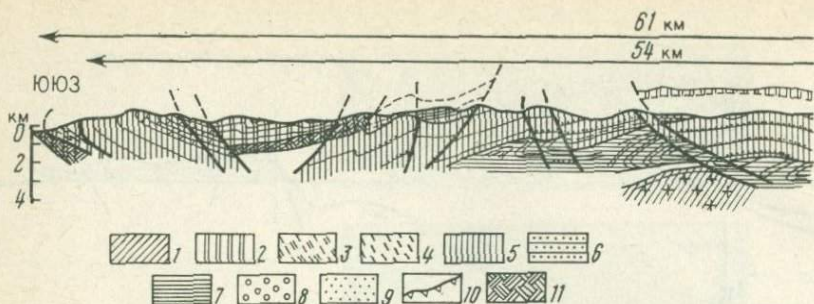


Рис. 2. Схема сопоставления стадий (а—ж) развития процесса адвекции со структурой складчатых областей. А — математическая модель адвекции. По М. А. Гончарову [11]. Точками покрыты элементарные ячейки, испытавшие сжатие. Б — принципиальные черты структуры в конце процесса адвекции и современного строения

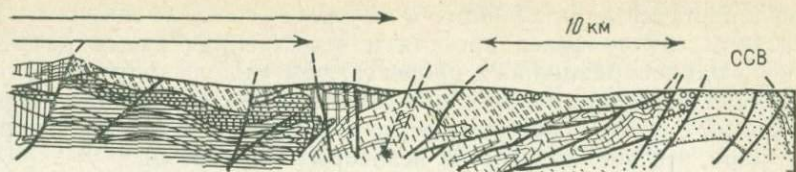
ния. Адвективные перемещения приводят к сложным неоднородным деформациям горных пород, вовлеченных в этот процесс (рис. 2, А), что может быть хорошо продемонстрировано на математической модели процесса адвекции М. А. Гончарова. В восходя-



щей и нисходящей ветвях адвективной ячейки вещество испытывает сжатие в горизонтальном направлении и растяжение в вертикальном, тем более сильное, чем дальше продвинулся процесс. В верхней и нижней частях адвективной ячейки вещество перемещается горизонтально и испытывает в этом направлении растяжение, а по вертикали — сжатие.

Процессы приповерхностного диапиризма хорошо известны. В последнее время появилось много данных, подтверждающих реальность глубинного, в том числе и мантийного, диапиризма [11, 39, 49, 50]. Однако существует какая-то устойчивая укоренившаяся недооценка роли, которую могут играть процессы адвекции в горизонтальном сжатии и в горизонтальном перемещении материала. Разумеется, вертикальные плотностные неоднородности и вызванное этим неравновесное состояние инициируют прежде всего вертикальные перемещения материала. Но нельзя в замкнутом объеме ничего переместить и обменять местами вертикально без горизонтальных перемещений. В теоретических и экспериментальных моделях адвекции всегда на любых стадиях процесса есть такой уровень, на котором все элементарные объемы (ячейки) оказываются в состоянии сжатия. Но это, как ясно из самой сути адвекции, вовсе не связано с сокращением пространства (сокращением коры) в горизонтальном направлении. Бесмысленно в этом случае измерять сжатие и разворачивать складки на том же уровне, где мы их видим сегодня. Наблюдаемое на каком-то уровне сжатие компенсируется растяжением выше и ниже этого уровня, а горизонтальное перемещение материала вовсе не свидетельствует какого-либо сокращения общего объема деформируемой модели.

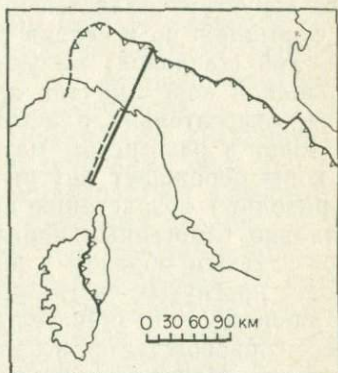
Если обратиться к конкретным особенностям глубинного строения рассматриваемых складчатых зон и соседних с ними областей, то можно видеть, что комплекс геофизических и петрологических данных — максимумы изостатических аномалий, аномально высокий тепловой поток, а также распределение магматических формаций по химизму от миоцена до современных их проявлений — свидетельствует, что в пределах современной акватории Тирренского моря с начала миоцена развивается мантийный диапир. Сходная картина вырисовывается и во впадине По, хотя этот



0 10 км

Рис. 3. Структурный профиль через Северные Апеннины с указанием размеров горизонтальных перемещений аллохтонных комплексов. На врезке географическое положение профиля и предполагаемая его длина после палинспастических реконструкций.

1 — апуанский комплекс T_2-O_1 ; лигуриды:
 2 — внутренние T_2-P_1 , 3—4 — внешние —
 3 — T_3-K-N_1 ; 4 — K_2-P_2 ; тосканский
 комплекс: 5 — T_3-N_1 , 6 — P_1-3 , 7 — P_3-N_1 ;
 молассы: 8 — P_3-N_1 , 9 — N_2-Q ; 10 — гра-
 ницы Апеннинского орогена (на врезке);
 11 — офиолиты внутренних лигурид



процесс проявился здесь в гораздо более слабой форме. Это время как раз соответствует интенсивным деформациям и покровообразованию в Апеннинских и во внешних зонах Альп. Однако многие авторы, не сомневаясь в реальности мантийных диапиров, все же считают, что одного этого процесса недостаточно для образования современной структуры Апеннин [45]. При этом главным доводом является то, что, якобы, необходимо обеспечить значительное горизонтальное сокращение коры. Мантийный же или какой-либо другой диапир с таким сокращением, как мы видели, не связан. Необходимость сокращения коры вытекает из того, что разместить нагромодившиеся друг на друга покровы Апеннин на площади современных морей, будто бы, невозможно. Это действительно трудно сделать, если брать для таких реконструкций генерализованные обобщенные профили, где дается общее соотношение всех покровных комплексов, сформировавших Апеннины. Однако ни в одном конкретном сечении этой области не участвуют все комплексы вместе, и анализ некоторых из таких реальных профилей показывает (рис. 3), что комплексы лигурид и тосканский комплекс вполне умещаются в пределах прилегающей к ним впадины Лигурийского моря (и это в узком ее месте!).

Таким образом покровная структура вовсе не выдвигает обязательного требования сокращения коры. Процесс диапиризма, прошедший достаточно далеко, непременно приводит к горизонтальным перемещениям в приповерхностной части и нередко на значительные расстояния, что хорошо известно из структуры неглубоких соляных, глиняных и других диапиров. Поэтому вполне допустимо и естественно связывать покровные деформации Апеннин и

Альп с процессами мантийного и внутрикорового диапиризма. Это во всяком случае более простая и естественная схема развития единого однонаправленного процесса, чем модель с тремя зонами субдукции, меняющими свое положение и наклон за очень короткое время, в столь ограниченном по площади регионе, как Тирренское море, что предполагается некоторыми авторами.

Схема глубинного диапиризма объясняет не только наблюдающуюся структуру областей и последовательную смену магматических формаций, но и стадии развития складчатых областей. Энергетический (тепловой) импульс из мантии вызывает в относительно холодной коре вначале процесс прогибания — неконсолидированная, относительно пластичная тонкая и пока еще холодная кора тонет в разогретом материале мантии. Прогрессивный прогрев коры порождает внутри нее неравномерную неустойчивость, что приводит к возрастанию дифференциации и контрастности первоначально гомогенных прогибов. Неустойчивое равновесие, связанное главным образом с инверсией плотностей, возникающей в наиболее прогнутых частях прогибов, приводит к новому диапировому процессу — в значительной степени внутрикоровому. Этот процесс сопровождается воздыманием, метаморфизмом и деформацией пород. Причем на ранней стадии развития этого процесса в приповерхностной части преобладает сжатие, вызывающее складчатость с субвертикальными осевыми поверхностями, а на достаточно продвинутой стадии — растяжение, приводящее к горизонтальным перемещениям покровов.

Если принять модель глубинного диапиризма и адвективного перемещения материала, то Апеннины представляют собой наиболее продвинутую стадию развития процесса адвекции, когда горизонтальное перемещение покровов в приповерхностной части достигло максимума, а ядро глубинного мантийного диапира на последней (орогенной) стадии испытало обрушение и погрузилось во впадину Тирренского моря (см. рис. 2). В современной структуре Апеннин мы видим, в сущности, только краевую зону перемещенных от ядра диапира покровных пластин. Кольцевое расположение активных центров современного вулканизма, распределение теплового потока и гравитационные аномалии, известные сегодня для акватории, по-видимому, обозначают контуры мантийного диапира и показывают, что его структура была сложной — иерархическая соподчиненность кольцевых структур в Тирренской впадине [49, 50] позволяет наметить контуры отдельных частных поднятий, составляющих общий гигантский купол единого диапира.

В Альпах процесс мантийного диапиризма также достиг достаточно развитых стадий, что привело к значительному горизонтальному перемещению покровных пластин. Но, по всей вероятности, здесь мантийный диапир, следы которого могут быть установлены во впадине По и прилегающей к ней зоне Альп по геофизическим данным, вызвал процессы вторичного внутрикорового диапиризма, охватившие Пеннинскую зону, где сосредоточены непо-

средственные источники движения покровов и в Пеннинской и в Гельветской зонах.

На Кавказе глубинный диапиризм достиг лишь самых начальных стадий своего развития, когда в осевой зоне существуют условия горизонтального сжатия, что отражается в интенсивной складчатости осевой зоны с субвертикальными осевыми поверхностями и веерообразным разваливанием складок. Глубинный диапиризм на Кавказе, который мы можем установить по комплексу различных данных, внутрикоровый. По всей вероятности, он возбужден мантийным импульсом [39], однако контуры более общего и более глубокого мантийного диапира в Кавказском регионе не так очевидны, как в пределах Тирренского моря.

Принятие концепции глубинного мантийного диапиризма как источника процессов развития геосинклинальных областей в приповерхностной части коры позволяет приблизиться к решению вопроса о примерно равных размерах отдельных складчатых областей, составляющих Средиземноморский подвижный пояс. Видимо, эти размеры определяются объемом и размером по площади начального мантийного диапира, воздействующего на кору, которые в свою очередь, зависят от соотношения плотностей активизированного мантийного вещества и вещества земной коры, мощности коры и объема мантийного материала. Меньше каких-то критических размеров мантийный диапир не может образоваться, но при достижении разуплотненным веществом определенного критического объема процесс всплывания начинается, и, стало быть, максимальные размеры возникающего диапира тоже ограничены. Поэтому можно полагать, что в основе развития и образования равновеликих по своим площадным размерам складчатых областей лежат примерно равные по своим размерам мантийные диапиры.

Не следует думать, что предлагаемая модель полностью объясняет все особенности развития и становления рассматриваемых областей. Скорее ее следует понимать как некую предварительную схему, открывающую новые возможности интерпретации данных о строении и развитии складчатых областей. Адвективная модель дает возможность понять процесс развития и формирования складчатых областей на основе единого, общего для всех них процесса. Основные существенные особенности строения и развития рассматриваемых областей хорошо согласуются с этой моделью. Однако связь глубинных процессов и перемещений вещества в глубоких частях коры и верхней мантии с деформациями и структурообразованием в приповерхностной части намечена в этой модели только в самой общей схеме, и в каждом конкретном случае схема должна уточняться и дополняться. Так, для Большого Кавказа, хотя это как будто и наиболее простой случай, остается недостаточно ясной связь мантийно-коровых обменов вещества с возникновением внутрикоровых инверсий плотностей и неустойчивых зон. Кроме того, само развитие и образование структуры Большого Кавказа в течение альпийского цикла невозможно свя-

зать с единым одноактным процессом внутрикорового глубинного диапиризма.

В осевой зоне Большого Кавказа цепь куполов, сливающихся в единую полосу мегантиклинория, возникает на рубеже ранне- и среднеальпийской стадий развития, что свидетельствует о возникновении и развитии глубинного диапиризма в доинверсионном комплексе осадков. Но одновременно в зоне южного склона продолжается интенсивное геосинклинальное прогибание с накоплением флишевых толщ. Позже на орогенной стадии, когда весь Кавказ вовлекается в общее поднятие, в пределах только флишевого трога на фоне этого поднятия развивается процесс инверсии, связанный с локальным внутрикоровым диапиризмом. Этот осложняющий орогенную стадию процесс диапиризма в комплексе флишевых осадков остается недоразвитым в том смысле, что прогиб не превращается в антиклинорий — общая структура флишевой зоны синклинорная. Однако структурное выражение начальных стадий процесса достаточно определенное — веерообразно разваливающаяся антиклиналь в центральной части флишевого синклинория отчетливо видна во многих местах этой зоны [39].

Не менее сложны конкретные проявления процессов диапиризма в пределах Альп. Наиболее ранние деформации проявились в южной зоне интенсивного геосинклинального прогибания — в Австроальпидах, причем здесь процессами нагнетания и выжимания захвачены не только альпийский доинверсионный комплекс осадков, но и значительные объемы доальпийского кристаллического фундамента, т. е., по всей вероятности, в процесс глубинного диапиризма вовлекаются глубокие части земной коры. На следующей стадии в активную часть глубинного диапиризма вовлекаются ранние доинверсионные комплексы Пеннинской зоны, причем и здесь есть основания полагать, что не вся зона целиком охватывается одноактным процессом диапиризма. Скорее всего происходит последовательное захватывание этим процессом каждого прогиба в отдельности — вначале зоны Пьемонт, а с некоторым опозданием и зоны Вале. В Пеннинской зоне доальпийские образования также вовлечены в структуро- и покровообразование, но в значительно меньшей степени, чем в зоне Австроальпид. Таким образом, в Альпах внутрикоровый диапиризм развивается скорее всего как последовательная цепь локальных диапиров, охватывающих в каждом случае друг за другом доинверсионные прогибы ранней стадии развития. При этом наблюдается центробежное продвижение диапировых процессов из внутренней части подвижного пояса к периферии.

В Апеннинах вряд ли представляется возможным реконструировать ранние стадии развития процесса деформации. Ясно только, что внутренние зоны, располагавшиеся прежде в пределах Лигурийского и Тирренского морей, вовлечены были в процессы деформации и перемещения намного раньше, чем основной процесс покровообразования во внешних зонах. Здесь, однако, более опреде-

ленно выступает связь мантийного диапиризма с деформацией и покровообразованием в приповерхностных зонах.

Конкретное преломление общей принципиальной схемы в каждой складчатой зоне и в каждой части любой складчатой зоны требует, конечно, конкретных фактических и физических обоснований, которые будут уточнять и дополнять эту схему. Важное значение приобретают оценки термодинамических условий метаморфизма в конкретных складчатых областях, выяснение соотношений метаморфизма и тектонических движений разных типов и анализ позиции метаморфических комплексов в структуре этих областей. Это особенно важно сделать применительно к таким областям с многократно проявленным метаморфизмом, как Альпы. Как будет показано дальше (см. гл. 3), специальное рассмотрение этих вопросов приводит к неоднозначным и даже противоречивым результатам, не так просто согласующимся с моделью адвекции. Кроме того, вполне правомерны сомнения, вызывающие вопрос — вправе ли мы считать, что Альпы проходили в какой-то момент стадию, аналогичную современной структуре Большого Кавказа? Очевидно, если иметь в виду все Альпы в целом, следует ответить, что структура Альп никогда не была аналогична или подобна современной структуре Большого Кавказа. Однако в развитии каждого частного локального диапира, соответствующего в каждом случае конкретной зоне — Австроальпийской, Пьемонтской или зоне Вале, — такая стадия скорее всего была.

Предлагаемая геодинамическая модель развития и становления складчатых областей, не затушевывая индивидуальных особенностей каждой из них, позволяет с единых позиций оценить основные закономерности их строения и развития. Складчатая область в этом случае может рассматриваться как результат процесса глубинной дифференциации вещества в условиях повышенного теплового потока и выравнивания вызванных им гравитационных неустойчивостей, возникающих на разных уровнях в земной коре и верхней мантии.

Существенные различия в современной структуре складчатых областей, формирующихся под воздействием сходного во всех случаях процесса, следует понимать не просто как разные стадии, которых достигает адвекция в каждом случае. Они обусловлены, видимо, значительными различиями физических условий, в которых развивается этот процесс, и прежде всего различной интенсивностью аномального теплового потока, приводящего к разной степени прогрева земной коры на инверсионной стадии, и, конечно, изначальными различными свойствами в структуре самой коры, подвергавшейся воздействию эндогенных процессов. Тогда ранняя стадия развития глубинного диапира, на которой останавливается этот процесс на Большом Кавказе, связана с относительно малой интенсивностью аномального теплового потока и большей прочностью земной коры, чем в других областях. В Альпах, видимо, кора на начальных этапах была более тонкой и проницаемой, а тепловой поток более интенсивным. В Апеннинах, со структурой

которых естественно связывать наиболее продвинутые стадии развития процесса адвекции, очевидно, и тепловой импульс был наибольшим, что видно по сегодняшнему распределению теплового потока, хотя судить о начальных условиях в коре не представляется возможным, поскольку она была сильно переработана. С этим согласуются и относительно малая степень метаморфизма в породах доинверсионных комплексов на Кавказе, гораздо больший метаморфизм тех же толщ в Альпах и вовлечение в деформации комплексов доальпийского фундамента. И, наконец, в Тирренском море, площадь которого служила местом образования комплексов Апеннин, процесс переработки коры заходит настолько далеко, что приводит к ее обрушению и образованию участков с характеристиками, близкими к океанической коре.

Таким образом, процесс развития и становления складчатых областей обусловлен существованием крупных вертикальных и латеральных неоднородностей как в строении земной коры, так и в энергетических импульсах, поступающих в кору из более глубоких зон. А сам процесс развития состоит в том, что происходит преодоление неустойчивых состояний в гравитационном поле Земли, порождаемых этими неоднородностями.

Глава 3.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ И СТРУКТУРНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

История изучения глубинных разломов в ближайшие годы решит полувековой рубеж. За это время опубликовано множество работ, посвященных региональному описанию крупных глубинных разломов с детальным освещением их морфологии, истории развития, связи с вулканизмом, магматизмом, металлогенной, гидрогеологией, гидротермикой, гидрохимией. Немало работ посвящено классификации и в первую очередь структурно-генетической классификации глубинных разломов, однако при этом мало внимания уделено связи глубинных разломов с латеральными структурными неоднородностями земной коры и тектоносферы. Даже беглый анализ геологических карт и геолого-геофизических схем показывает, что структурные неоднородности тектоносферы и прежде всего поверхностных слоев земной коры, проявляющиеся в непосредственном и резком контакте областей и зон с разным строением земной коры, истории развития, морфологии и простиранием складчатости, с резко различными геофизическими полями, теснейшим образом связаны с глубинными разломами. Последние, как правило, разделяют подобные области и зоны, проявляясь в виде резко выраженных тектонических границ.

С наиболее протяженными разломами связаны и наиболее яркие проявления латеральных неоднородностей строения и разви-

тия поверхностных слоев земной коры. К подобным разломам принадлежат, в частности, привлекающие внимание своими размерами трансконтинентальные и периокеанические разломы. Первые пересекают континенты, вторые отделяют континенты от океанов. Разломы этих двух классов, простираясь на многие тысячи километров, поднимаются из верхней мантии и рассекают земную кору на всю ее мощность. Однако разграничивая области и зоны крупнейших латеральных структурных неоднородностей земной коры, разломы по простираанию сами оказываются структурно неоднородными, а их отдельные звенья отличаются историей развития. Наиболее ярко эти особенности прослеживаются в Североморско-Аравийском и Урало-Оманском трансконтинентальных и Индо-Аравийском периокеаническом глубинных разломах Евразийского континента.

Североморско-Аравийский разлом, или, точнее, система разломов, пересекает Евразийский континент с северо-запада на юго-восток и прослеживается на протяжении примерно 5000 км от датского побережья Северного моря до ирано-западнопакистанского (Макранского) побережья Аравийского моря, где срезается субмеридиональным Мокуро-Чаманским разломом. По ряду косвенных признаков система прослеживается к северо-западу в направлении Исландии и Гренландии, где на ее продолжении поднимаются Исландско-Фарерский и Исландско-Гренландский подводные пороги. Таким образом, огромной по протяженности системе нарушенной отвечает пологая дуга—след пересечения разломами земной сферы (рис. 4).

Система состоит из ряда частных протяженных (порядка 500—1000 км), кулисообразно подставляющих друг друга звеньев, которые объединяют множество параллельных или сложноветвящихся сбросов, взбросов, надвигов и сдвигов, занимая полосу шириной до сотни километров. Северо-западное звено, простирающееся от Северного моря до Карпат по территории Дании и Польши, было описано как зона разломов Торнквиста—Тейссейра. Юго-восточнее, по северо-западному краю Восточно-Европейской платформы на ее границе с Предкарпатским передовым прогибом, геофизическими методами было выделено Восточно-Предкарпатское звено. Горные сооружения южного побережья Черного моря пересекает звено разломов Инеболу-Варто. В Иране установлена сложно построенная полоса разломов, совпадающая с продольной осью хр. Загрос, получившая название системы разломов Загрос. Восточнее последнего звена почти в широтном направлении протягивается Макранское звено разломов.

Несмотря на то что все эти кулисообразные звенья расположены на одной прямой, они долгое время рассматривались изолированно и их объединение в единую систему стало возможно лишь с выявлением в пределах разделяющей их Черноморской впадины положительных аномалий магнитного поля. Последние отвечают нарушениям, позволившим связать Восточно-Предкарпатскую зону разломов с разломами на территории Турции и Ирана.

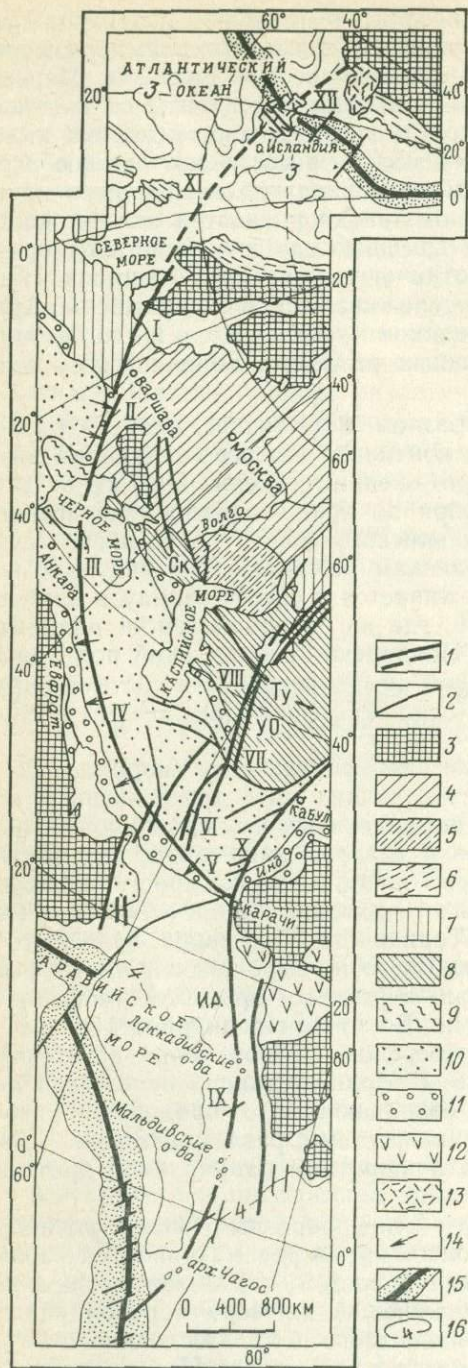


Рис. 4. Схема структурного положения Северноморско-Аравийской (СА), Урало-Оманской (УО) и Индо-Аравийской (ИА) систем глубинных разломов.

1 — звенья разломов: I — Торнквиста-Гейссейра, II — Восточно-Предкарпатское, III — Инеболу-Варто, IV — Загрос, V — Макранское, VI — Лутское, VII — Герирудское, VIII — Хивинское, IX — Мальдивское, X — Мокуро-Чаманское, XI — Исландско-Фарерский порог, XII — Исландско-Гренландский порог; 2 — разломы второго порядка; 3 — шиты; 4 — Восточно-Европейская платформа; 5 — Каспийская синеклиза; 6 — каледонская зона складчатости; 7 — герцинская зона складчатости; 8 — эцигерцинские плиты (Ту — Туранская, Ск — Скифская); 9 — Мизийская плита — срединный массив на байкальском основании; 10 — Альпийский складчатый пояс; 11 — передовые прогибы без разделения по возрасту; 12 — верхнемеловые — палеогеновые платообразные; 13 — наиболее крупные выходы неоген-четвертичных вулканогенных образований; 14 — вергентность складчатости; 15 — срединные океанические хребты; 16 — изобаты, км

Разломы зоны Торнквиста—Тейссейра отделяют эпипротерозойскую Восточно-Европейскую платформу от эпигерцинской платформы Западной Европы. Восточно-Предкарпатское звено разломов отчленяет альпийское сооружение Восточных Карпат вместе с Предкарпатским передовым прогибом от той же платформы. В пределах Турции разломы разделяют разные по простиранию альпийские сооружения Восточных и Западных Понтидов. Звено Загрос разделяет одноименный хребет на Внутреннюю и Внешнюю зоны, из которых первая надвинута на вторую и все они вместе — на относительно глубоко опущенный северо-восточный край Афро-Аравийской эпипротерозойской платформы. Наконец, Макранское звено разломов, вытянутое в широтном направлении по северному побережью Аравийского моря, отделяет молодое поднятие Центрально-Макранского хребта от Макранского краевого прогиба, расположенного южнее.

Зона разломов Торнквиста—Тейссейра, а также Восточно-Предкарпатское звено — пример теснейшей связи глубинных разломов с латеральными неоднородностями земной коры, отраженными в изменениях мощности коры и теплового потока.

Зона разломов Торнквиста—Тейссейра простирается приблизительно на 1200—1300 км между Северным морем и Карпатами и состоит из ряда падающих в западном направлении сбросов, занимающих полосу шириной 50—70 км. Три крупнейшие ее разлома отделяют Восточно-Европейскую платформу от эпигерцинской платформы Западной Европы и одновременно осложняют так называемую Датско-Польскую борозду — относительно крупный прогиб, выполненный мезозойскими и кайнозойскими породами, обрамляющими первую из этих платформ с запада. В структурном плане А. Гутерч (1968 г.) рассматривает прогиб как грабен или как континентальный рифт. Однако, судя по ряду структурных особенностей, «борозда» представляет собой приразломный прогиб, выполненный породами триаса, юры и мела с относительно пологим западным и крутым, осложненным разломами, восточным крылом. На глубине прогибу отвечает грабен, дно которого, по данным о положении раздела Мохо, опущено относительно крыльев на 12—15 км [32].

Разломы зоны Торнквиста—Тейссейра относятся к глубинным на основании размеров и длительности развития. Начальные этапы их формирования относятся к каледонскому времени — времени отделения Восточно-Европейской платформы от высокоподвижной геосинклинали Западной Европы. Так, в позднем девоне разломы четко разграничивали области распространения карбонатных осадков Западной Европы и континентальных песчаников, развитых в пределах Польши и Советской Прибалтики. Столь же отчетливо граница раздела была выражена в карбоне и ранней перми, когда разломы значительно разрослись в северо-западном направлении и достигли, по данным П. А. Зиглера (1975 г.), южных районов Феноскандии. В триасе, юре и мелу система этих нарушений по-прежнему жестко контролировала осадконакопление в

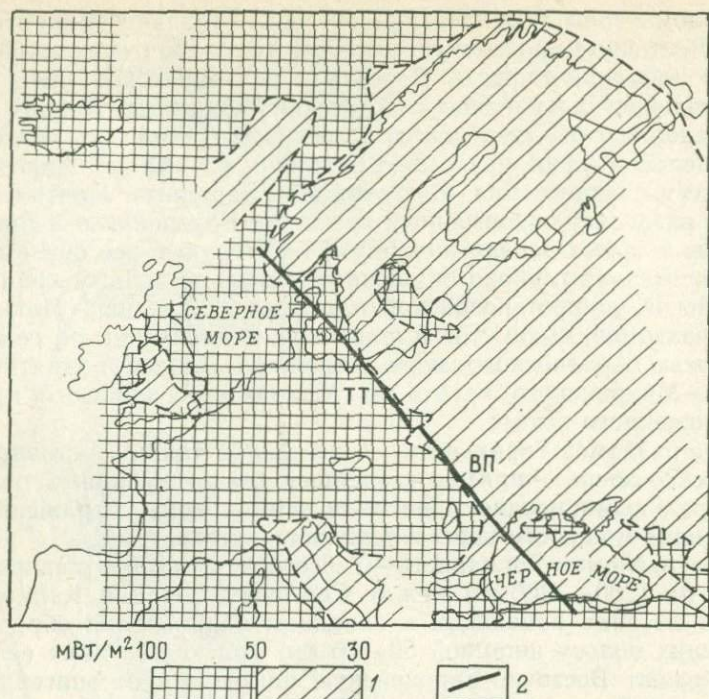


Рис. 5. Схема теплового потока Европы. По В. Чермаку (1982 г.), с изменениями.

1 — величина теплового потока; 2 — северо-западная часть Североморско-Аравийской системы глубинных разломов (ТТ — зона разломов Торнквиста—Тейссейра, ВП — Восточно-Предкарпатское звено разломов)

Датско-Польском прогибе, суммарные опускания которого за это время достигали 6000 м. Однако разломы отделяли не только относительно устойчиво приподнятую в течение каледонского и герцинского этапов Восточно-Европейскую платформу от высокоподвижной геосинклинали Западной Европы, они разделяют в настоящее время разные по мощностям коры и значениям теплового потока регионы. Мощность земной коры изменяется с востока на запад от 42—47 км под Восточно-Европейской платформой до 30 км под эпигерцинской платформой Западной Европы и до 50 км под зоной Торнквиста—Тейссейра. Последней зоне отвечает значительная расслоенность литосферы, отраженная в сейсмических границах, отсутствующих под платформами [32].

По разные стороны линии разломов Торнквиста—Тейссейра зафиксировано также разное по своей величине тепловое поле. В пределах Европы рисунок этого поля отличается большой сложностью. Однако обобщенное фоновое поле, отражающее главные закономерности распределения теплового потока на этой территории (рис. 5), позволяет выделить две области с разными значениями теплового потока: эпипротерозойскую Восточно-Европейскую

платформу со значениями 30—50 мВт/м² и эпигерцинскую платформу Западной Европы — с 60—100 мВт/м². Сама зона разломов, разделяющая поля, в региональном тепловом потоке не выражена, если не считать небольшого участка между о. Рюген и датским побережьем Северного моря, где разница в тепловом потоке между зоной разломов и соседними областями составляет 10 мВт/м².

Таким образом, сопоставление мощности коры и теплового потока по разные стороны линии Торнквиста—Тейссейра указывает не только на структурную неоднородность земной коры по латерали, но, учитывая глубину проникновения разломов, и на неоднородность всей тектоносферы региона в целом. При этом важно, что латеральная структурная неоднородность тектоносферы теснейшим образом связана с длительно развивавшейся здесь системой глубинных разломов.

Восточно-Предкарпатское звено разломов в виде кулисы подставляет разломы линии Торнквиста—Тейссейра. Оно простирается восточнее Свентокшиских гор в Польше и на юго-востоке до массива Добруджи. По геофизическим данным разломы звена круто падают на запад под Предкарпатский передовой прогиб, отделяя последний вместе с Восточными Карпатами от Восточно-Европейской платформы. В соответствии с наклоном разломов западнее во фронтальной части Восточных Карпат фиксируется ряд крупных чешуй, сложенных мезозойскими породами и надвинутых с амплитудой 20—25 км в восточном направлении на миоценовые осадки Предкарпатского передового прогиба. В самом прогибе четко выражена общая восточная вергентность складчатости, при которой все антиклинали и синклинали наклонены и опрокинуты в сторону Восточно-Европейской платформы.

По разные стороны Восточно-Предкарпатского звена разломов, занимающих в общем такую же структурную позицию по отношению к Восточно-Европейской платформе, что и разломы зоны Торнквиста—Тейссейра, с той лишь разницей, что в этом случае разломы разделяют не две платформы, а платформу и Альпийскую складчатую зону, отмечаются точно такие же закономерности изменения мощности земной коры и теплового потока, что и для линии разломов Торнквиста—Тейссейра. Некоторое усложнение этой общей картины состоит лишь в том, что контакт тепловых полей в этом случае выражен более резко, чем в зоне разломов Торнквиста—Тейссейра.

Севернее Добруджи Восточно-Предкарпатская система разломов расщепляется на две ветви. Одна из них проходит на границе Преддобруджского прогиба и Восточно-Европейской платформы, продолжаясь в Северный Крым, другая пересекает массив Добруджи на два горста — Северной и Центральной Добруджи, протягиваясь далее в Черноморскую впадину, где осложняется ее шельф и континентальный склон (рис. 6).

Существенное значение в оценке латеральных неоднородностей коры и тектоносферы Черноморской впадины имеют результаты магнитной, а также гравиметрической съемок [16]. Согласно пер-

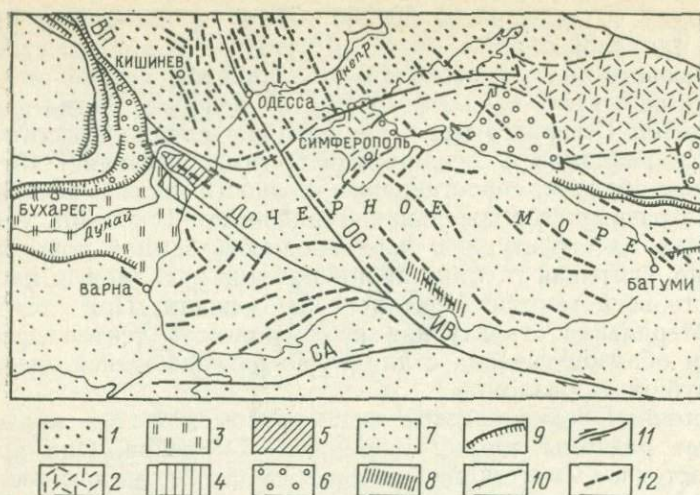


Рис. 6. Схема сопоставления глубинных разломов и аномалий магнитного поля Черноморской впадины и смежных областей.

1 — Восточно-Европейская эппротерозойская платформа; 2 — Скифская эпигерцинская плита; 3 — Мизийская плита, срединный массив на байкальском основании; 4, 5 — древний срединный массив; 4 — горст Центральной Добруджи, 5 — горст Северной Добруджи; 6 — передовые прогибы зоны альпийской складчатости; 7 — Альпийская складчатая зона; 8 — подводный хр. Архангельского; 9 — надвиги по восточному фронту Карпат; 10 — разломы (ОС — Одесско-Синопский, ДС — Добруджско-Синопский, ИВ — Инеболу-Варто); 11 — сдвиги (СА — Северо-Анатолийский); 12 — простираание магнитных аномалий [16]

вой из них Черноморскую впадину с северо-запада на юго-восток рассекают две широкие (60—80 км) линейные зоны магнитных аномалий. Одна из них, Одесско-Синопская, протягивается от Одессы к Синопскому заливу в Турции, где в самом общем виде совпадает с простираением подводного хр. Архангельского. Вторая, Добруджско-Синопская, выраженная менее резко, прослеживается от Добруджи к тому же заливу. Эти смыкающиеся в районе Синопского залива полосы аномалий отвечают двум зонам разломов, на глубинную природу которых указывает положение магнитовозбуждающих тел в их пределах. Верхние кромки этих тел, по данным Н. Р. Пустильникова, установлены на глубинах 10—16 км, в то время как нижние зафиксированы вблизи раздела кора—мантия. Одесско-Синопский и Добруджско-Синопский разломы разделяют Черноморскую впадину на две принципиально различные по строению магнитного поля области: западную с преимущественно субширотным и восточную с северо-западным простираением магнитных аномалий. На существование разное строение этих двух областей указывают также гравиметрические данные. Учитывая глубину положения магнитовозбуждающих тел, а также принципиально разный рисунок магнитных аномалий западной и восточной частей Черноморской впадины, можно думать, что и в этом случае, как и в рассмотренном выше случае (разломы Торнквиста—Тейссейра), это отражает структурную неоднородность не только поверх-

ностных слоев земной коры, но и структурную неоднородность тектоносферы региона.

Возраст Одесско-Синопской и Добруджско-Синопской полосы разломов не установлен. Согласно одной из точек зрения, разломы домезозойские, поскольку мезозойские и кайнозойские структуры Горного Крыма не прослеживаются к западу от этих зон. Однако, как нам представляется, их возраст более древний, к чему мы вернемся при описании их юго-восточного продолжения.

В районе Синопа Добруджско-Синопский и Одесско-Синопский разломы, согласно С. Фуркену, смыкаются и переходят в разлом Инеболу-Варто. Этот разлом разделяет субширотные альпийские горные сооружения южного побережья Черного моря на Западные и Восточные Понтиды. Первые из них характеризуются присутствием в разрезе мощного миогеосинклинального герцинского (ордовик-нижнекарбонового) комплекса, почти полностью редуцированного в Восточных Понтидах, небольшим (в сравнении с Восточными Понтидами) киммерийским комплексом, а также разным простирием складчатости. В Западных Понтидах последняя имеет субширотное, а в Восточных Понтидах вначале на востоке субширотное, а затем при приближении к разделяющему их разлому Инеболу-Варто — северо-западное простириение. Здесь складчатая зона как бы обтекает с востока ту часть Черноморской впадины, которая характеризуется субширотным простирием магнитных аномалий. Эту часть впадины следует, по-видимому, рассматривать как наиболее глубоко опущенную и переработанную олигоцен-плейстоценовыми движениями восточную окраину Мизийской плиты.

Структурная и непосредственная связь Одесско-Синопской и Добруджско-Синопской полос разломов с разломами Инеболу-Варто дает ключ к пониманию возраста этих разломов. Разлом Инеболу-Варто существовал, несомненно, в доордовикское время, когда он контролировал процесс осадконакопления на границе Западных и Восточных Понтид, что привело к сокращению мощности ордовик-нижнекарбонового комплекса в Восточных Понтидах и сокращению киммерийского комплекса в Западных Понтидах. Поскольку этот разлом является продолжением Одесско-Синопского и Добруджско-Синопского разломов, есть основание полагать, что последние также существовали в доордовикское время. Разломы были активными в течение долгого времени. Стратиграфическое несогласие между молодыми, разновозрастными и разными по литологии образованиями в пределах подводного хр. Архангельского свидетельствует о значительных дифференцированных подвижках в пределах хребта в конце палеогена и в четвертичное время.

Южнее Понтид к разлому Инеболу-Варто с северо-запада причленяется Северо-Анатолийский сдвиг, и дальнейшее юго-восточное продолжение этих двух слившихся разломов приобретает праводвиговую компоненту. В районе оз. Ван разлом перекрывается комплексом неоген-четвертичных вулканитов, из-под которых он

вновь обнажается в районе оз. Резайе (Урмия), где переходит в систему разломов хр. Загрос.

Хребет Загрос геофизическими методами не изучен, поэтому выяснение связи его разломов со структурными неоднородностями земной коры сильно затруднено. Однако существующие здесь мощные зоны с принципиально разной морфологией складчатости могут в какой-то мере пролить свет на эту проблему.

Система разломов хр. Загрос прослеживается на протяжении примерно 1500—1700 км по продольной оси одноименного хребта (мегантиклинория), который она разделяет на Внутреннюю и Внешнюю зоны. Разломы хр. Загрос занимают полосу около 60—80 км шириной. Они сравнительно круто падают на север и северо-восток и представляют собой надвиги, которые на последнем этапе формирования мегантиклинория в Главном разломе получили правосдвиговую составляющую. Для последних 10 000 лет эта составляющая, по данным Х. В. Веллмана, равна 100 м, т. е. сдвиг достигает 1 см в год.

Внутренняя зона занимает полосу шириной 80—100 км. Она включает сложенное древними (добайкальскими) метаморфическими, мезозойскими и кайнозойскими терригенными образованиями северо-восточное крыло мегантиклинория и расположенную севернее Хамаданскую зону, выполненную неоген-четвертичными вулканогенными породами и молодыми молассами небольших межгорных прогибов. В тылу Хамаданской зоны, к северо-востоку от нее, широко развиты сильно переработанные в новейшее время альпийские срединные массивы, разделенные узкими зонами смятия [12]. Существование этих срединных массивов с горизонтально перекрывающим их чехлом молодых пород и зон смятия — характерная черта областей к югу от Тегерана. Во Внутренней зоне складчатость характеризуется большей интенсивностью. Антиклинали и синклинали сильно сжаты. В зоне Главного надвига по продольной оси хребта, где Внутренняя зона по разломам надвинута на Внешнюю, они почти полностью пережаты, разорваны. Здесь фиксируется ряд чешуй до 60—80 км шириной, в которых на эпиконтинентальные отложения и флиш верхнемелового—палеогенового возраста надвинуты нижнеюрские—меловые радиоляриты, на последние — мощные толщи офиолитов, покровы габбро, перидотитов и диабазов. Надвиг обильно насыщен соленосными осадками венда—нижнего кембрия, которые облегчают выдавливание по разломам интенсивно перемятых ультрабазитов, меланжа, офиолитов, а также обломков пород довендского фундамента (рис. 7).

Во Внешней зоне, которая вдвое больше Внутренней, в отличие от последней развиты симметричные, спокойно сменяющие друг друга широкие (до 10—20 км) синклинали и антиклинали, прослеживающиеся на десятки и первые сотни километров. Сложены они юрско-верхнемеловыми, палеогеновыми и миоценовыми образованиями. Лишь на востоке эта складчатость осложнена соляными диапирами. Таким образом, в целом хр. Загрос является

наиболее ярким примером принципиально разных по морфологии складчатых зон, разделенных глубинными разломами.

В геолого-геофизическом отношении Макранское побережье Аравийского моря, вдоль которого в широтном направлении простирается Макранское звено разломов, изучено слабо. Разломы круто падают на север и проходят по монотонной складчатой зоне, сложенной палеогеновым и неогеновым флишем, смятым в узкие, сильно сжатые складки со строго выдержанной южной вергентностью. Разломы отделяют Центрально-Макранский хребт от Макранского передового прогиба, расположенного южнее, отклоняются к северо-востоку, подходят к мегантиклинорию Сулейман-Киртарского хребта в Западном Пакистане, где срезаются Мокуро-Чаманским разломом.

Разломы Макранского звена являются продолжением разломов хр. Загрос. Они заложились, по-видимому, одновременно с последним и имеют довендский (позднепротерозойский), возраст. На это указывает то, что северная граница распространения соленосных пород венда — нижнего кембрия (ормузской серии) в зоне Загроса совпадает с Главным разломом и, таким образом, разломы хр. Загрос существовали и контролировали накопление ормузской серии уже в то время. После палеозоя, когда произошло общее выравнивание рельефа всего Среднего и Ближнего Востока, система разломов хр. Загрос вновь контролировала осадконакопление в триасе, юре и мелу. Основные надвиги мегантиклинория были сформированы между турон и маастрихтом, а его современная структура, в том числе складчатая структура Внутренней и Внешней зон, в плиолейстоцене. В неоген-четвертичное время по разломам произошли правосторонние сдвиговые смещения.

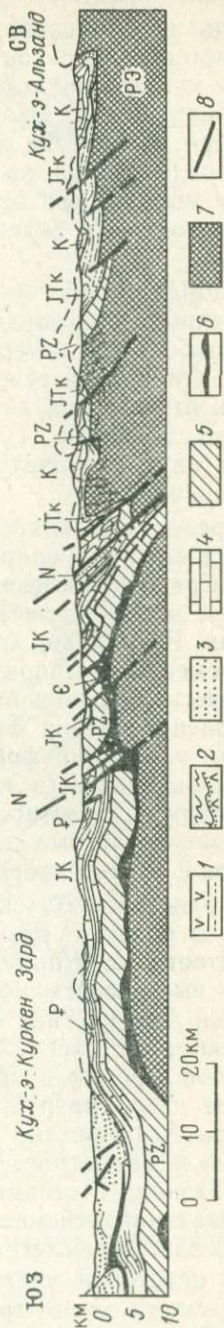


Рис. 7. Разрез через хр. Загрос. По Штеклину (1976 г.).

1 — терригенно-вулканогенный комплекс; 2 — песчано-глинистые осадки с примесью вулканогенных пород; 3 — известняки; 4 — известняки; 5 — палеозойские морские и континентальные образования; 6 — вендско-нижесембрийские соленосные образования; 7 — довендский мегантиклинорий; 8 — разломы

Однако вопрос о начале этого смещения и его масштабах требует специального рассмотрения.

Столь же отчетливо, как и в Североморско-Аравийской зоне, проявляется связь глубинных разломов с латеральными неоднородностями как земной коры, так и тектоносферы в Урало-Оманской полосе нарушений. Эта полоса вытянута в меридиональном направлении на отрезке в 3000—3500 км от района г. Кустаная в Восточном Зауралье на севере до Оманского полуострова в Аравийском море на юге (см. рис. 4). Она прослеживается геофизическими методами и далее на север, в сторону Северного Ледовитого океана.

Урало-Оманская зона глубинных разломов состоит из ряда протяженных, подставляющих друг друга в виде кулис звеньев [12]. Наибольший интерес представляет южная часть зоны от широты г. Ургенча на севере до Оманского залива на юге (рис. 8). На этом отрезке она пересекает два крупнейших тектонически разнородных элемента: Туранскую эпигерцинскую плиту на севере и Альпийскую складчатую зону, простирающуюся южнее в широтном направлении.

В пределах Альпийской зоны Урало-Оманская полоса разломов представлена Герирудским и Лутским звеньями, которые пересекают Среднеближневосточный сектор Альпийского пояса на восточную и западную части, отличающиеся историей тектонического развития. Размах движений в пределах каждой из них с юрского до современного этапов был различным [12]. Сложный характер тектонических движений альпийского времени отразился не только на распределении фаций и мощностей осадков, но и на простирании и времени формирования складчатости: позднекембрийской юго-западного (в Западном Афганистане) и позднеальпийской юго-восточного простирания (на большей части территории Ирана). Разновозрастные складки подходят к Урало-Оманской полосе разломов с разных сторон и под разными углами.

Герирудское и Лутское звенья глубинных разломов разделяют не только области разновозрастной и разной по простиранию складчатости, но и принципиально разные по сейсмичности территории — высокосейсмичный Иран и почти полностью асейсмичный Западный Афганистан, что является примечательной особенностью тектоники этой части Альпийского пояса. По данным иранских и арабских хроник в пределах Ирана за 16 столетий произошло огромное число разрушительных землетрясений, за это время в Западном Афганистане (в Герате в 1102 г.) — лишь одно подобное по силе землетрясение (рис. 9). Эта удивительная на первый взгляд разница в сейсмичности [13] подчеркивается данными инструментальной сейсмологии (рис. 10). Подавляющее большинство очагов землетрясений Ирана было зафиксировано в коре и лишь некоторая часть в верхней мантии. В сложной картине распределения эпицентров землетрясений четко выделяется граница между принципиально разными по сейсмичности областями,

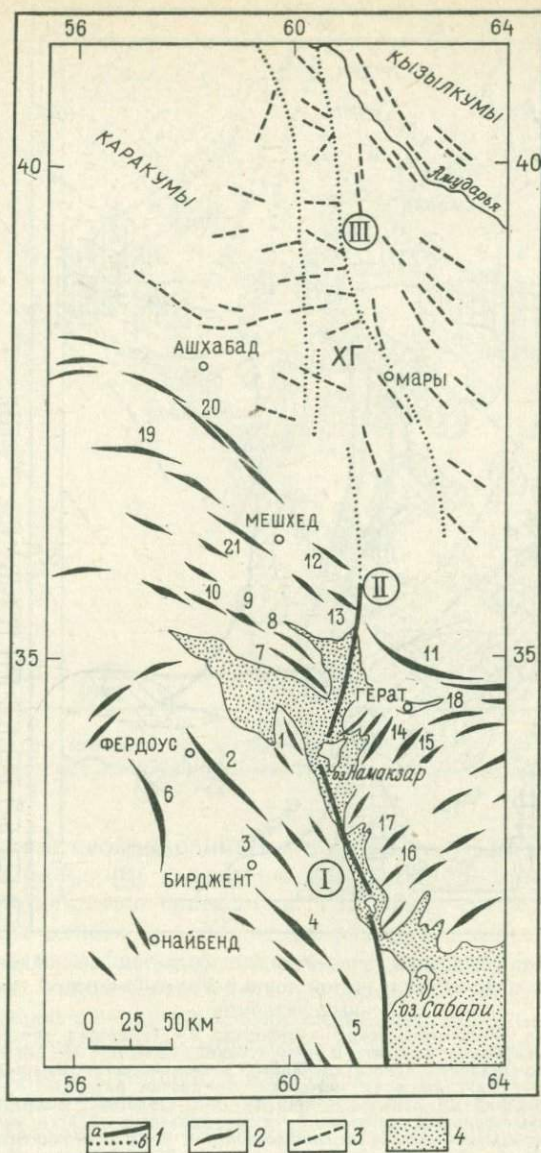


Рис. 8. Схема сопоставления Урало-Оманской системы глубинных разломов с простираем альпийской складчатости и аномалиями магнитного поля Туранской эпигерцинской плиты.

1 — разломы, установленные: *a* — геологическими методами, *b* — геофизическими методами; звенья разломов: I — Лутское, II — Герирудское, III — Хивинское; ХГ — Хивинский грабен; 2 — простираения хребтов Альпийской складчатой зоны: 1 — Хейбар, 2 — Келат, 3 — Муминабад, 4 — Багеран, 5 — Пеленган, 6 — Эздегерд, 7 — Бахерз, 8 — Бизек, 9 — Бенд, 10 — Кухесорх, 11 — Силахбулак, 12 — Пиреваш, 13 — Шахнешин, 14 — Келенде-Миноу, 15 — Банди-Мадира, 16 — Анардара, 17 — Карездашт, 18 — Банди-Баян, 19 — Аладаг, 20 — система хребтов южного края Туркмено-Хоросанских гор, 21 — Биналуд; 3 — простираения аномалий магнитного поля, по А. В. Глазуновой (1964 г.); 4 — впадины

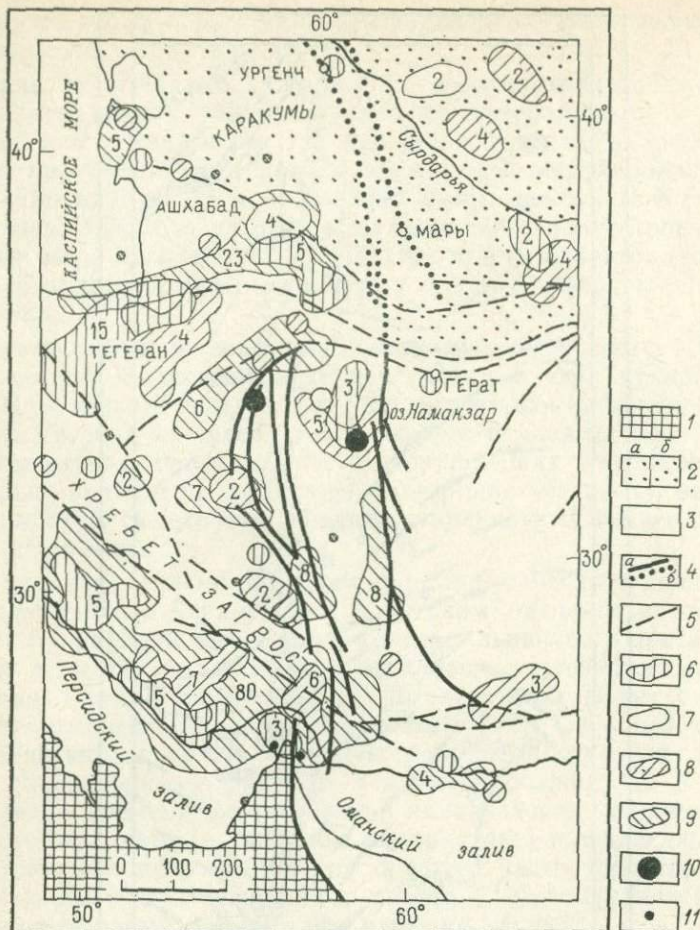


Рис. 9. Схема сопоставления эпицентров и областей возникновения сильных землетрясений Альпийской складчатой зоны с Урало-Оманской системой глубинных разломов.

1 — Афро-Аравийская эпипротерозойская платформа; 2 — Туранская эпигерцинская плита; а — Мангышлак-Каракумский сегмент, б — Мургабский сегмент; 3 — Альпийский складчатый пояс; 4 — Урало-Оманская полоса глубинных разломов, установленных: а — геологическими методами, б — геофизическими методами; 5 — прочие разломы; 6 — области разрушительных землетрясений по данным хроник IV—XIX столетий; землетрясения за 1900—1977 гг. — по инструментальным данным; 7 — эпицентральные области землетрясений $7 < M < 8$; 8 — эпицентральные области землетрясений $6 < M < 7$; 9 — эпицентральные области землетрясений $5 < M < 6$; эпицентры землетрясений за 1977—1978 гг.: 10 — $7 < M < 8$; 11 — $6 < M < 7$; цифры — число землетрясений на данной площади

совпадающая с меридианом 60°, что отвечает простиранию Урало-Оманской зоны глубинных разломов.

Приведенные данные — разновозрастная и по-разному ориентированная складчатость к западу и востоку от Урало-Оманской полосы разломов, история тектонического развития и принципиально различная сейсмичность — свидетельствуют в целом не толь-

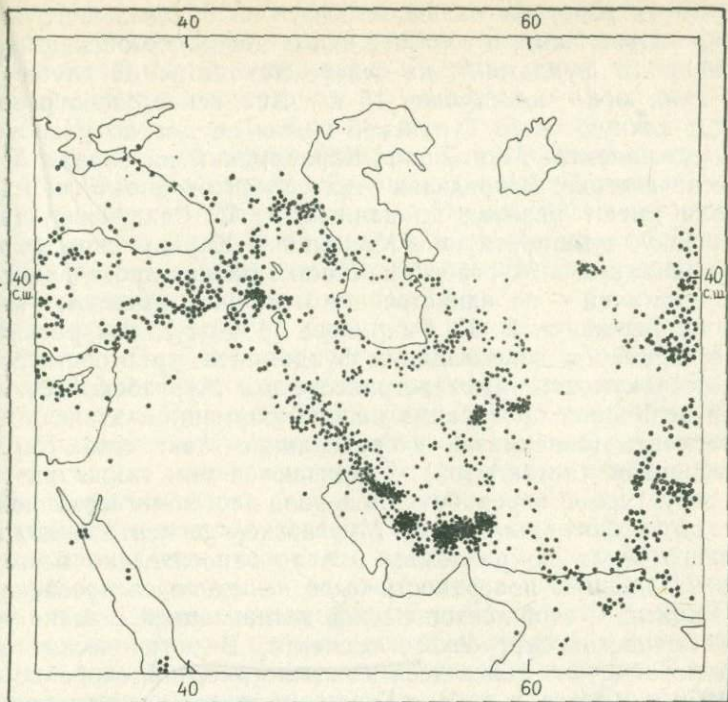


Рис. 10. Эпицентры коровых землетрясений (глубиной до 50 км) Среднего и Ближнего Востока за 1961—1980 гг. По Джексону, Маккензи (1984 г.)

ко о структурной неоднородности участков коры, разделенных разломами, но и блоковым характере этих неоднородностей, подчеркнутых прямолинейными границами. Тот факт, что в некоторых регионах породы одного и того же возраста без изменения состава переходят с одного блока на соседний, и при этом меняется мощность осадков, позволяет судить о характере движения блоков. Нередко в пределах одного блока мощность осадков на каком-то этапе оказывается больше мощности осадков соседнего блока. На следующем этапе соотношение мощностей в пределах блоков меняется на обратное. Все это указывает на волновой характер движения блоков. Однако границы блоков, совпадающие с линией резкого перепада мощностей, всегда как бы просвечивают через поверхностные части коры.

Блоковая природа неоднородностей тектоносферы не менее ярко выражена в пределах Хивинского звена разломов, лежащего на северном продолжении Герирудского разлома (см. рис. 8). Разломы звена принимают участие в строении одноименного Хивинского грабена, простирающегося в меридиональном направлении. Грабен выполнен пермско-триасовой молассой, перекрытой породами платформенного чехла, сформировавшегося в интервале от

лейаса до антропогена включительно. Ось грабена погружается в южном направлении, в соответствии с чем палеозойские породы, слагающие его фундамент, на севере находятся на глубине 1—1,5 км, а на юге — на глубине 15 км. Хивинское звено разломов разделяет южную часть Туранской плиты на два по разному построенных сегмента: Мангышлак-Каракумский на западе и Мургабский на востоке. В пределах этих сегментов аномалии магнитного поля имеют разную, по данным А. В. Глазуновой (1964), ориентировку: субширотную в Мангышлак-Каракумском сегменте и северо-западную в Мургабском. Однако разное простирание магнитных аномалий — не единственное отличие сегментов. По данным Р. И. Быкова и В. П. Гаврилова (1969 г.), они различаются также временем консолидации фундамента: триасового в Мангышлак-Каракумском и поздне триасового в Мургабском сегменте, большей величиной прогибания на платформенном этапе Мургабского сегмента (синеклизы) в сравнении с Мангышлак-Каракумским сегментом (антеклизой). Различаются они также интенсивностью структурной переработки в период неоген-четвертичной тектонической активизации, когда в Мургабском сегменте из-под платформенного чехла по разломам в виде относительно невысоких хребтов на дневную поверхность было выведено палеозойское основание плиты. С этой тектонической активизацией связано усиление сейсмичности Мургабского сегмента. В историческое время здесь было отмечено более десятка землетрясений, особенно сильных в 1976 и 1984 гг. в районе Газли, в то время как в границах Мангышлак-Каракумского сегмента зарегистрировано лишь несколько относительно слабых толчков. Учитывая, что очаги землетрясений в Мургабском секторе находятся как в коре, так и ниже нее, можно думать, что структурно-тектонические особенности каждого из сегментов охватывают не только кору, но переходят и на более низкие уровни, подчеркивая тем самым неоднородность тектоносферы Туранской плиты.

Мальдивский подводный хребет является еще одним примером связи глубинных разломов со структурными неоднородностями земной коры, в частности с изменением ее мощности, однако не внутриконтинентальных областей и связанных с ними трансконтинентальных разломов, таких, как Североморско-Аравийский и Урало-Оманский, а областей, пограничных между континентами и океанами, т. е. переходных зон, с разделяющими их периокеаническими разломами.

Мальдивский хребет имеет ширину 100—150 км, простирается на 4000—4500 км в субмеридиональном направлении параллельно западному побережью Индостанского полуострова, от которого отделен нешироким Малабарским (Лаккадивским) морем. Начало хребта представлено цепочкой едва возвышающихся над океаном атоллов архипелага Чагос, Лаккадивских и Мальдивских островов. На севере, близ Карачи в Западном Пакистане, хребет, перекрытый мощным чехлом конуса выноса р. Инд, приключается к Евразийскому материку.

В структурном отношении Мальдивский хребет представляет собой горст, сложенный осадочными и вулканогенными породами палеоцен-плейстоцена мощностью 1—1,5 км, подстилаемыми пятикилометровой толщей толентовых базальтов второго океанического слоя. Разломы, осложняющие горст, включают огромный ряд сбросо-взбросов и сбросо-сдвигов. По геофизическим данным Г. Е. Харечко, они глубоко проникают в кору, смещая в районе Карачи и в области Кач в Западной Индии сейсмические границы с амплитудой 3—4 км. В Малабарском сбросе, простирающемся по западной границе Индостанского субконтинента, смещения по тем же геофизическим данным достигают 6 км.

Мальдивский горст по разломам рядом ступеней понижается на восток и запад. В первом случае к впадине Аравийского моря, выполненной мезо-кайнозойскими осадками мощностью около 2 км, во втором — к Западно-Индийскому прогибу (грабен-синклинорию), заполненному морскими осадками мощностью около 8 км, кровля которых лишь на несколько сот метров лежит ниже уровня Малабарского моря.

Строение и история развития Мальдивского горста вместе с осложняющими его разломами, как и всей Индо-Аравийской переходной зоны, состоящей из этого горста и Западно-Индийского грабен-синклинория, характеризуются большим разнообразием. Зона была создана на рубеже мела и палеоцена в результате резкой структурной перестройки земной коры, охватившей всю северную часть современного Аравийского моря. Перестройка, как предполагается, заключалась в переходе континентальной коры в кору промежуточного и океанического типов, что сопровождалось дроблением разломами и опусканием под уровень сформировавшегося в это время Аравийского моря крупного континентального массива, по-видимому, реликта гондванской суши, занимавшего северную часть современного Индийского океана. Дробление массива происходило по разломам разных направлений, но меридиональное направление, отраженное в простирании Мальдивского подводного хребта и Западно-Индийского прогиба, было генеральным.

Кора Индо-Аравийской переходной зоны характеризуется резким изменением мощности и типов вкрест простирания зоны, а значит поперек господствующих здесь глубинных разломов субмеридионального направления. С востока на запад кора меняется от типично континентальной (40—45 км) к переходной (20—25 км) и океанической (8—10 км). Изменение мощности происходит в узких зонах. Так, в направлении от Койнанагара — эпицентральной области разрушительного Койнинского землетрясения 1967 г. в западной части Индостанского полуострова — к центральным областям Аравийского моря мощность коры уменьшается от 40—45 км под Индостанским полуостровом до 20 км под Малабарским морем, до 23 км под Лаккадивскими островами и 8—10 км под Аравийским морем. Максимальные перепады мощностей приходятся на субмеридиональные периокеанические глубинные разломы, разделяющие крупнейшие структурные элементы переходной

зоны: Индостанский субконтинент и Западно-Индийский грабен-синклинорий, Западно-Индийский грабен-синклинорий и Мальдивский горст, Мальдивский горст и глубоководную впадину Аравийского моря. Таким образом, и в данном случае — в области перехода от континента к океану — глубинные периокеанические разломы разделяют структурно неоднородно построенные участки коры.

Рассмотренные примеры связи глубинных разломов с латеральными структурными неоднородностями земной коры и тектоносферы позволяют сделать некоторые выводы. Главный из них состоит в том, что крупнейшие глубинные разломы — разломы большой протяженности и длительной истории развития — формируются, как правило, на границе структурных неоднородностей земной коры или в более общем случае — на границе структурных неоднородностей тектоносферы; те и другие, т. е. разломы и неоднородности, взаимосвязаны. Они парагенетичны.

Следующий вывод заключается в том, что глубинные разломы, разделяя структурно неоднородные участки коры и тектоносферы, сами по простиранию оказываются структурно неоднородными. Составляющие их звенья нередко отличаются как строением, так и историей развития — одно из звеньев в течение длительного отрезка истории может быть тектонически активным, в то время как другое, кулисообразно подставляющее его и являющееся его структурным продолжением, оказывается малоактивным или же совсем неактивным. Первое может иметь сдвиговую компоненту, в то время как по второму фиксируются лишь вертикальные смещения крыльев.

Глава 4.

МЕТАМОРФИЗМ, МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ АЛЬПИЙСКОГО ТИПА

Приуроченность проявлений регионального метаморфизма в фанерозое исключительно к областям энергичных контрастных тектонических движений и больших деформаций уже давно привела геологов к мысли, что между этими явлениями существует связь. В последние годы интерес к проблеме генетических соотношений между тектоническими движениями и метаморфизмом возродился с новой силой. Так, В. В. Белоусовым [2, 3] развивается идея о происходящем в связи с метаморфизмом уменьшении плотности пород как одной из главных причин больших деформаций в земной коре. Увеличение объема коры в зонах проницаемости и, следовательно, значительные деформации и поднятия должны происходить и в том случае, если действительно в больших масштабах происходит дегазация коры в связи с поступлением в нее мантийных флюидов, как это предполагает А. А. Маракушев [22].

С другой стороны, метаморфизм может рассматриваться как индикатор определенных тектонических обстановок, или режимов, Особенности метаморфического преобразования пород могут помочь в расшифровке геологической истории складчатых поясов и их глубинной структуры. Теоретической основой для такого подхода служит утвердившееся в петрологии представление о существовании разных барических типов метаморфизма, различающихся вертикальными геотермическими градиентами. Высокоградиентному (низкобарическому) метаморфизму отвечает андалузит-силлиманитовая серия пород, среднеградиентному (среднебарическому) — кинанит-силлиманитовая, а низкоградиентному — эклогит-глаукофановая.

Большинство авторов считает, что давления при формировании эклогит-глаукофановых комплексов обычно составляли 0,6—1,5 ГПа при температурах 250—500 °С, но иногда они достигали значительно больших величин. По мнению А. А. Маракушева [22], давления могли находиться в интервале 0,2—0,8 ГПа. А. А. Маракушев считает, что главным фактором эклогит-глаукофанового метаморфизма является высокий потенциал натрия. При этом он также признает специфику термобарических условий метаморфизма этого типа, который совершается при повышенном давлении и пониженной температуре, что приводит к формированию минералов повышенной плотности и к относительной подавленности гидратации.

Отсюда можно сделать вывод, что тектонические следствия высокобарического метаморфизма иные, чем средне- и низкобарического. Первый из них скорее должен вызывать погружение, чем поднятие. Это различие не имело бы столь большого тектонического значения, если бы высокобарический метаморфизм во времени всегда сменялся низкобарическим. В действительности такая смена отмечается далеко не всегда. Во многих или даже в большинстве комплексов андалузит-силлиманитового типа нет реликтов минералов высокого давления (например, их нет в низкобарических сериях герцинит Европы и Большого Кавказа), а во многих хорошо изученных эклогит-глаукофановых комплексах наложение минеральных ассоциаций низкого давления или не отмечается или же оно проявлено в слабой форме в виде очень низкотемпературных ассоциаций, что логично связать с подъемом пород на менее глубинные и более холодные уровни коры, тогда как средне- и высокотемпературные парагенезисы наблюдаются крайне редко. Уже исходя из этих петрографических фактов, трудно согласиться с мнением, что изменение типа метаморфизма причинно связано со сменой состава флюидов от натрия к калию. Хотя изменение характера флюидов несомненно имеет место, связи здесь более сложные и тип метаморфизма зависит прежде всего от *P-T*-условий, а последние определяются тектонической обстановкой — характером тектонических движений и свойствами среды. Эта мысль в той или иной форме уже высказывалась рядом авторов (А. Миясиро, Н. Л. Добрецовым, В. А. Глебовицким, У. Г. Эрн-

стом), однако продолжающаяся полемика свидетельствует о необходимости поиска новых, притом конкретных геологических свидетельств в пользу этих представлений.

Цель настоящей работы состоит как раз в том, чтобы на конкретном геологическом материале показать, что: 1) метаморфизм контрастных барических типов нередко действительно развивается одновременно в разных, притом в достаточно определенных геоструктурных, тектонических обстановках в пределах единого подвижного пояса; 2) региональный метаморфизм, по крайней мере высокобарического типа, в первую очередь определяется глубинными латеральными перемещениями в земной коре, вызывающими резкое увеличение ее мощности; 3) нахождение пород контрастных барических серий в единых структурах складчатых зон является следствием их тектонического совмещения при ведущей роли латеральных движений; 4) такое совмещение выявляется прежде всего в осевых зонах складчатых сооружений, что является фактом первостепенного значения при обсуждении альтернативных моделей формирования структуры складчатых поясов.

Наиболее определенный материал по интересующим нас вопросам предоставляют складчатые сооружения постпалеозойского возраста, такие, как Альпы, Эллиниды, Большие Антилы, мезозонды запада Северной Америки. Возраст и геологическое положение метаморфических комплексов проясняются здесь наилучшим образом и, кроме того, четко проявляется разнотипность регионального метаморфизма. Этим областям посвящена обширная литература. Однако при ее изучении нередко возникает впечатление, что определенные трактовки соотношений метаморфизма и тектоники не являются следствием непосредственных наблюдений, а выведены дедуктивно из неких общих концепций. Но поскольку эти концепции принимаются не всеми, то и выводы ставятся под сомнение. Поэтому ниже будут излагаться прежде всего конкретные материалы, касающиеся в основном хорошо известной складчатой системы Кубы. Затем более кратко мы коснемся других регионов

Куба представляет собой один из лучших районов для изучения взаимоотношений метаморфизма и тектоники в молодых складчатых поясах. Кубинская складчатая система содержит все элементы полной (ортогосинклинальной) системы (мио- и эвгосинклинальная зоны, офиолитовый пояс, «внутренние» метаморфические массивы). Здесь известны выходы метаморфитов всех барических типов, и почти все эти породы несомненно являются продуктом развития самой молодой кубинской системы (а не ее фундаментом).

Основные деформации в пределах Кубы завершились к позднему эоцену, и начиная с этого времени на ее территории начали формироваться наложенные прогибы позднеорогенического типа. Поэтому рассмотрим допозднеэоценовую структуру острова. Она заметно разная в различных секторах последнего, однако ключевым для ее понимания является сектор Лас-Вильяс Центральной Кубы,

поскольку он включает все упоминавшиеся выше элементы кубинской складчатой системы (рис. 11).

Северная часть данного сектора относится к миогеосинклинальной области, в которой различаются три основные зоны. Самая северная из них, зона Ремедиос, — это область перикратонного прогиба, сложенная мощными карбонатно-эвапоритовыми толщами титона—альба, известняками, мергелями и карбонатными брекчиями маастрихта—среднего эоцена. В промежуточной зоне Камахуани титон-нижнеготеривские отложения также карбонатные мелководные, а вышележащий готерив-сеноманский разрез имеет «конденсированный» характер: сложен глубоководными кремнисто-карбонатными породами малой мощности. В расположенной еще южнее зоне Пласетас вскрыты базальные аркозы титона, рядом с которым сохранились, хотя и в перемещенном состоянии, блоки дотитонского кристаллического фундамента. Титон-барремская часть разреза представлена глубоководными карбонатно-терригенными толщами, а альб-сеноманская — карбонатно-кремнистыми, аналогичными таковым зоны Пласетас. Вулканический материал встречается только в зоне Пласетас, где присутствует в виде редкой примеси в отложениях сеномана. Терригенная примесь такого материала заметнее в отложениях маастрихта и велика в составе олистостромовых накоплений палеоцена—эоцена.

Литология дотретичных толщ миогеосинклинальной области свидетельствует об их накоплении на континентальном основании; глубоководный характер меловых осадков на юге указывает на возможное утонение или некоторое изменение коры в этом направлении.

Из перечисленных зон миогеосинклинальной области только самая северная может иметь автохтонное положение. Толщи зон Камахуани и Пласетас, несомненно, находятся в перемещенном состоянии, сорваны со своего фундамента. Доказательства этого следующие. Во-первых, максимальная ширина первой из этих зон 8 км, второй — 18 км, а по простиранию на расстоянии в первые десятки километров они полностью выклиниваются, не изменяя при этом свой фациальный состав, что указывает на чисто тектонический, вторичный характер выклинивания. Вместе с тем отложения, подобные меловым (домаастрихтским) отложениям этих зон, в современных морских бассейнах (например, на побережьях Атлантики в приэкваториальной зоне) прослеживаются по простиранию на громадном расстоянии и составляют зоны шириной в сотни километров. Во-вторых, чешуйчато-надвиговый стиль структуры зон Камахуани и Пласетас (с участием в надвигах пластин древнего фундамента) подтверждается как картированием, так и глубоким бурением. В частности, скважины, забуренные в отложениях зоны Пласетас, были остановлены на глубинах 3—4 км в серпентинитовом меланже. Имеющиеся данные показывают, что южные разрезы миогеосинклинальной области надвинуты в виде чешуй и тектонических пластин на разрезы зоны Ремедиос.

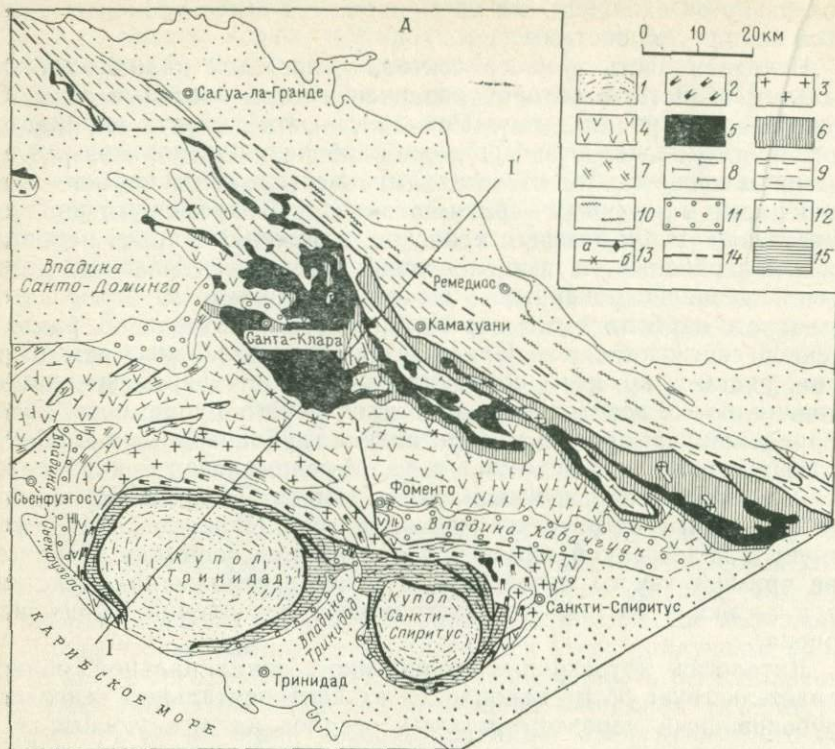


Рис. 11. Геологическая схема (А) и разрез (Б) сектора Лас-Вильяс Центральной Кубы [30].

1 — осадочный комплекс Эскамбрия ($I_{1-2}-K_2$), метаморфизм эклогит-глаукофанового типа; 2 — серия Мабухина ($I_{1-2}-K_2$, не исключен PZ), высокотемпературный метаморфизм низкого — умеренного давления; 3 — гранитоиды (K_2); 4 — осадочно-вулканогенная серия Тобас (K_1-K_2); 5 — перidotиты и серпентиниты; 6 — диабазы и габброиды офиолитовой ассоциации; 7 — отложения маастрихта на юге сектора; 8 — осадочные толщи зоны Пласетас ($I_2-P_2^2$); 9 — то же, зоны Камахуани ($I_2-P_2^2$); 10 — то же, зоны Ремедиос ($I_2-P_2^2$); 11 — отложения палеоцена — среднего эоцена на юге сектора; 12 — постсреднеэоценовые отложения; 13 — оси некоторых антиклинальных (а) и синклинальных (б) складок; 14 — разрывы; 15 — зона среднетемпературного метаморфизма высокого давления в комплексе Эскамбрия
I—I' — линия разреза

Следующим к югу элементом структуры Центральной Кубы является так называемый офиолитовый пояс. Это сильно тектонизированная, расчлененная масса пород, среди которой выделяются в разной степени серпентинизированные перидотиты, габброиды, диабазы и в очень ограниченном количестве базальты. Возраст этих магматических пород установлен еще не очень надежно, однако изотопное датирование и геологические соотношения позволяют думать, что офиолиты формировались в поздней юре (160 млн. лет назад) и самом начале мела [30]. Иными словами, эти образования по крайней мере частично одновозрастны упомянутым миогеосинклинальным толщам. Высказанное П. Меттсоном (1973 г.) мнение о залегании этих толщ на офиолитах определено ошибочно. С другой стороны, нигде на Кубе нет горячих контактов между офиолитовыми магматитами и породами как мио-, так и эвгеосинклинальной зон. Вместе с тем офиолиты и прежде всего серпентиниты пространственно объединены и смешаны с толщами зон Камагуэи и особенно Пласетас. Огромные выходы отложений последней из этих зон вместе с их базальными аркозовыми слоями, это по данным бурения круто залегающие блоки, полностью заключенные в серпентинитовую массу и, следовательно, оторванные от фундамента. Такое смешивание этих частично одновозрастных, но резко контрастных комплексов пород свидетельствует об аллохтонном положении офиолитов.

Вертикальная мощность крупнейшего на Кубе офиолитового массива Камагуэй оценивается Д. Фаблесом по гравиметрическим данным в 2 км. Ниже предполагается существование низкоплотностных, очевидно, миогеосинклинальных толщ. В горах Нипе-Баракоа Восточной Кубы и к западу от г. Матансас, как показывают картирование и бурение, офиолиты залегают в виде тектонических пластин небольшой, обычно до 1 км мощности, поверх пластин, сложенных вулканогенно-осадочными породами мела, ниже которых располагаются пакеты покровов миогеосинклинальной области. Если учесть, что офиолиты присутствуют и далеко за пределами офиолитового пояса под меловыми вулканитами, то становится ясно, что данный пояс — это лишь вышедшая на дневную поверхность перемещенная часть комплекса пород, первоначальное положение которых должно было существенно отличаться от современного.

К югу от офиолитового пояса в секторе Лас-Вильяс располагаются выходы осадочно-вулканогенного комплекса (серии Тобас). В пределах от нижнего мела до турона или сантона (а в более восточных районах Кубы и до кампана) он сложен в основном пирокластическими породами андезитового и липарит-дацитового состава при подчиненной роли андезитов, известково-щелочных базальтов и трахибазальтов. В верхней части разреза начиная с сеномана много мелководных, часто грубообломочных вулканомиктовых пород, а в отдельных районах отмечаются большие массы игнимбритов. Учитывая большую роль андезитов, пирокластитов, мелководных отложений, быструю фаціальную изменчивость ком-

плекса, тесную ассоциацию с позднемеловыми интрузивными массивами кварц-диорит-гранодиорит-плагногранитного состава, его можно интерпретировать в качестве комплекса ископаемой островной дуги. Основанием его на юге Центральной Кубы и в Камагузе служит мощная, вероятно свыше 5 км, толща метаморфизированных базальтовых порфиритов и габброидов — серия Мабухина. Поскольку она залегает ниже 8—10-километровой толщи андезитовых пирокластолитов доальбского возраста, ее верхняя возрастная граница едва ли поднимается выше низов мела, и эта серия скорее всего относится к юре или имеет еще более древний возраст¹.

Эти существенно вулканогенные серии в возрастном отношении, таким образом, являются эквивалентом толщ миогеосинклинальной области севера Кубы. При этом серия Тобас местами отделена от одновозрастных толщ зоны Пласетас лишь выходами серпентинитов шириной в первые сотни метров. Тем не менее какие-либо переходы между этими зонами отсутствуют: как уже отмечалось, в зоне Пласетас в домастрихтской части разреза нет ни эффузивов, ни пирокластических пород. Вместе с тем в случае, если бы эти две зоны находились всегда так же рядом, как и в настоящее время, занос значительного количества пирокластического и вулканического материала в зону Пласетас был бы неизбежен. Отсюда можно сделать вывод о большом (до первых сотен километров, учитывая данные по четвертичным вулканическим дугам) сближении вулканогенных серий и зоны Пласетас.

Осадочно-вулканогенный островодужный и офиолитовый комплексы в большинстве случаев также имеют тектонические контакты и частично смешаны при латеральных движениях. Признаки их первичных соотношений в основном утрачены. Однако габброиды и диабазы офиолитовой ассоциации прорываются мелкими телами кварцевых диорит-порфиритов и плагногранитов, петрохимические, петрографические и изотопные (К-Аг возраст) характеристики которых аналогичны таковым гранитоидов, находящихся среди осадочно-вулканогенного комплекса. Поэтому можно считать, что последний по крайней мере частично развивался поверх офиолитов. Часть же офиолитов может представлять фундамент самостоятельного позднемелового (краевого) бассейна.

Самый южный элемент допозднеэоценовой зональности сектора Лас-Вильяс выступает в ядре антиклинория Тринидад и представлен комплексом Эскамбрай. В его составе палеонтологически доказаны отложения оксфорда и титон-неокомские, а литологические данные позволяют утверждать, что здесь присутствуют осадки нижней—средней юры и верхнего мела. Следовательно, данный комплекс в значительной степени одновозрастен окружающим его

¹ Л. В. Сумин в 1980 г. по цирконам из трех проб ортоамфиболитов получил Rb^{204} - Rb^{208} термоизохронным методом значения возраста около 350, 530 и 1200 млн. лет. Эти впервые полученные высокие датировки могут указывать на домезозойский возраст протолита амфиболитов.

со всех сторон сериям Мабухина и Тобас. Однако в литологическом отношении комплекс Эскамбрай стоит гораздо ближе к толщам многоэосинклинальной области. В его составе доминируют терригенные и карбонатные породы (известняки, мергели), в предположительно верхнемеловой части разреза появляются карбонатные брекчии и пачки глубоководных кремнисто-карбонатных отложений. Есть в разрезе комплекса Эскамбрай и вулканогенные породы, но они составляют не более 25 % его объема, а по составу отличаются от таковых серии Тобас.

Структурные соотношения между комплексом Эскамбрай и образующими его сериями Мабухина и Тобас были проанализированы нами раньше [30]. Было показано, что этот комплекс слагает большие тектонические окна в надвинутых на него фемических массах. Минимальная величина горизонтального перемещения последних составляет 40 км.

Данные по Западной Кубе свидетельствуют о том, что и эта часть острова сформирована тектонически наложенными друг на друга близкими по возрасту, но резко различными по условиям образования комплексами пород. Скважины, пробуренные на северном побережье острова от района Варадеро до северо-запада провинции Пинар-дель-Рио, вскрыли систему покровов, верхними из которых являются офиолиты или породы осадочно-вулканогенного комплекса, а нижними — толщи многоэосинклинального типа, причем и те и другие расчленены на ряд чешуй. Ни одна из этих скважин глубиной свыше 4 км не достигла автохтона. Южнее в провинции Пинар-дель-Рио выступает огромная антиформа Гуанигуанико, ядро которой сложено многоэосинклинальными, преимущественно карбонатными отложениями верхней юры—нижнего эоцена, расчлененными на многочисленные покровные пластины, а крылья образованы интенсивно деформированными терригенными отложениями доггера — лейаса, на которые с юга надвинуты те же мезозойские, но уже сильно метаморфизованные отложения. Переход к расположенному южнее меловому осадочно-вулканогенному комплексу в провинции Пинар-дель-Рио такой же резкий, как и в Центральной Кубе. Встречающиеся в пределах антиформы Гуанигуанико фрагменты вулканогенных разрезов — это всегда останцы тектонических покровов, очевидно перемещенных с юга.

Остров Хувентуд — самая западная часть Кубы — сложен юрскими толщами, по исходному составу идентичными таковым антиформы Гуанигуанико, но испытавшими сильный метаморфизм. Остров представляет обширное тектоническое окно или полуокно в надвинутых на них эвгеосинклинальных образованиях, останцы которых сохранились от размыва на крайнем северо-западе острова. В основании этих останцов вдоль зон разломов здесь сохранились блоки гранитоидов и пород, аналогичных породам серии Мабухина. Это указывает на ситуацию, сходную с таковой в районе тектонического окна Эскамбрай.

Анализируя особенности пространственного размещения на Кубе проявлений регионального метаморфизма, можно убедиться

в том, что тип последнего связан с происхождением комплексов и их структурным положением.

Метаморфизм наиболее низкого давления проявлен в породах офиолитовой ассоциации. Он имеет ряд характерных черт. Местами при довольно высокой температуре метаморфических преобразований, приведшей к появлению в metabazитах зеленой роговой обманки и среднего по составу плагиоклаза или альбита, сохраняется огромное количество структурных и минеральных реликтов исходных пород. Широко распространены бластомилонитизация и бластокатаклиз, интенсивность которых, однако, быстро меняется от обнажения к обнажению. Метаморфическая сланцеватость развита локально, в отдельных узких (дециметры, метры) зонах, а синметаморфическая складчатость практически отсутствует. По приведенным признакам эти метаморфические преобразования сходны с метаморфизмом, описываемым в базитах океанского дна.

Другой тип метаморфитов, пространственно связанных с офиолитами — это образования высокобарического типа, представленные лавсонит-глаукофановыми, гранат-парагонит-роговообманковыми и гранат-глаукофановыми сланцами, альбитовыми гранатовыми амфиболитами, антигорититами и эклогитами. Наложенного воздействия метаморфизма средне- и высокоградиентного типов в этих породах не было отмечено. Местами отмечающийся полиметаморфизм происходил при высоким давлением (глаукофанитизация гранатовых амфиболитов). В породах данной группы нет никаких реликтов исходного строения и минерального состава. Сланцы и амфиболиты характеризуются совершенной сланцеватостью, развитием изоклинальных складок разных порядков и генераций, нередко минеральной линейности.

Частая перемежаемость в отдельных блоках сланцев metabазитового и существенно кварцевого, с белой слюдой, состава указывает на происхождение этих пород за счет толщ вулканогенно-кремнистого (глинисто-кремнистого) состава.

В отличие от упомянутых выше metabазитов низкого давления данные метаморфиты не являются частью офиолитов, а представляют собой блоки, включенные в наиболее сильно дезинтегрированную часть офиолитов—серпентинитовый меланж. Они никогда не встречаются в неизмененных перидотитах, так же как и в габбро, диабазах или базальтах, не несут и никаких признаков контактового метаморфизма. Это, следовательно, не ксенолиты древнего фундамента, захваченные базит-ультрабазитовой магмой, а тектонические отторженцы, транспортированные в серпентинитовом меланже уже после формирования офиолитов как магматических пород. К-Аг датирование показывает, что часть данных метаморфитов существовала уже в раннемеловое время, в валанжине, тогда как другая часть могла сформироваться в позднемеловое время. Минеральные парагенезисы этих пород свидетельствуют, что температура при их образовании была в интервале 250—500 °С, а давление не менее 0,7 ГПа.

Метаморфические породы серии Мабухина, залегающие в основании вулканогенно-осадочного аллохтона и сформировавшиеся, казалось бы, по сходному базитовому субстрату (но с петрохимическими характеристиками известково-щелочной серии), имеют существенно иной характер. Здесь господствуют высокотемпературные, с зеленой роговой обманкой, средним—основным плагиоклазом и клинопироксеном, амфиболиты, местами испытавшие анатектическую мигматизацию. Гранат, белая слюда, цоизит, рутил в этих породах, как правило, отсутствуют. Это позволяет отнести данные породы к продуктам средне-низкобарического метаморфизма с давлениями до 0,4 ГПа и температурой 600—650 °С. В самой нижней части серии, у контакта с комплексом Эскамбрай, давления были более высокими, на что указывает развитие узкой зоны гранатовых амфиболитов с обильным цоизитом. В амфиболитах серии Мабухина нередко встречаются реликты порфирировых структур эффузивов, магматических клинопироксена и плагиоклаза. В целом, однако, степень переработки пород здесь намного выше, чем в апоофиолитовых метабазах. Часто развиты совершенная фолляция, синметаморфическая складчатая деформация разных генераций, тогда как бластомилонитизация не характерна.

Комплекс Эскамбрай, в свою очередь, резко отличается от контактирующей с ним серии Мабухина. Преобладающая часть эскамбрайских толщ испытала метаморфизм высокого давления, низкой или умеренной температуры с формированием лавсонит-глаукофановых, гранат-глаукофановых сланцев, эклогитов и альбит-парагонит-роговообманковых пород. Состав сосуществующих минералов в структурно верхних элементах разреза указывает на давления 0,55—1 ГПа и температуру 400—550 °С, тогда как внизу температура и давления были заметно ниже. Эта картина в целом, вероятно, обусловлена шарьяжным строением района: породы верхних шарьяжей метаморфизованы сильнее, чем нижних.

Как и высокобарические метаморфиты включений в серпентинитовом меланже, породы комплекса Эскамбрай характеризуются интенсивными деформациями даже на самом низкотемпературном уровне, стиранием реликтов исходных структур пород. К числу важных особенностей эскамбрайского комплекса относится также его внутренняя шарьяжная структура, признаков которой нет в обрамляющих сериях Мабухина и Тобас.

Значения K-Ar возраста метаморфитов комплекса Эскамбрай находятся в интервале 65—85 млн. лет, но высокие значения более надежны, так как получены по крупным кристаллам мусковита из жил, прорезающих гранат-альбитовые амфиболиты.

Метаморфические толщи о. Хувентуда метаморфизованы в условия типичного кианит-силлиманитового (т. е. среднебарического) метаморфизма и характеризуются проявлением сильных син- и постметаморфических деформаций. Здесь выявлена обратная метаморфическая зональность. По мере движения от ядра главной купольной структуры острова, сложенной породами нижней—средней юры, к крыльям и синклиналиям, выполненным отложениями

верхней юры, метаморфизм нарастает от хлоритовой до силлиманитовой ступени. В верхней части разреза в метапелитах встречены минеральные ассоциации «тройной точки», что позволяет говорить о давлениях около 0,37 ГПа и температуре 650 °С. Наиболее высокие значения К-Аг возраста пород о. Хувентуда соответствуют 75 млн. лет (сенон).

Как можно видеть, мезозойские метаморфические толщи Кубы существенно различаются не только по своему исходному формационному составу (что указывает на их накопление в разных палеогеографических обстановках), но и по термодинамическому режиму метаморфизма и характеру деформаций пород. Толщи, формировавшиеся в разных режимах *P-T* (и щелочей), естественно, не могли находиться рядом и тем более друг над другом. Поэтому их современное нахождение в единых структурах рядом друг с другом может быть истолковано лишь как явление вторичное, связанное с большими перемещениями, прежде всего латеральными, на глубоких уровнях земной коры.

Наличие метаморфитов высокого давления в серпентинитах наряду с низкобарическим характером преобразования самих офиолитов и отсутствием признаков метаморфизма в пространственно сопряженных с офиолитами отложениях миогеосинклинальной области на севере Кубы — это новый, причем очень важный аргумент в пользу перемещенного характера самих офиолитов. Высокобарические метаморфиты включений были, очевидно, тем или иным способом подняты с глубины не менее 20 км и вместе с серпентинитами транспортированы латерально на расстояние заведомо не меньше 100 км. Источник, с которым были связаны эти метаморфиты, нам достоверно не известен. Однако обращает на себя внимание значительное сходство этих пород с теми, которые слагают самый верхний покровный элемент комплекса Эскамбрай—свиту Яябо. Вполне возможно, что именно они попали в меланж, а это значит, что офиолиты могли быть перемещены из района, располагавшегося южнее Эскамбрая. В пользу такой трактовки свидетельствует обнаружение в серпентинитовом меланже на севере провинции Вилья-Клара типичных для более низких уровней комплекса Эскамбрай метатерригенных сланцев [30].

Совмещение в единой структуре Тринидадского антиклинория высокотемпературных амфиболитов серии Мабухина, формировавшихся в средне-низкобарическом (или высокоградиентном) режиме метаморфизма при довольно энергичном привносе калия, с преимущественно низкотемпературными, типично высокобарическими (низкоградиентными) метаморфитами комплекса Эскамбрай, во время образования которых происходил только натровый метасоматоз, является важнейшим свидетельством крупных глубинных латеральных перемещений и перекрытий в южной части Кубинского архипелага. Другим независимым свидетельством являются обилие гранитоидных тел в верхнем аллохтонном комплексе и полное отсутствие их в параавтохтоне.

Материалы по Кубе показывают вместе с тем, что латеральные тектонические движения могут быть ответственны не только за перемещение метаморфических комплексов и создание многих черт структуры складчатой области, но и могут непосредственно определять режим метаморфизма. Это становится очевидным, если обратить внимание на условия давления при метаморфизме.

Мощность неметаморфизованных вулканогенно-осадочных пород мела в Центральной Кубе примерно 12 км. Такой литостатической нагрузки, даже без учета возможного увеличения мощности при деформациях, вполне достаточно, чтобы было создано давление 0,4 ГПа для осуществления высокоградиентного метаморфизма серии Мабухина. Однако давления порядка 0,37 ГПа в верхних частях разреза о. Хувентуда и 0,55—1 ГПа в породах комплекса Эскамбрай никак не могли быть достигнуты за счет стратиграфической или структурной мощности этих комплексов, поскольку частично эродированные меловые отложения, составляющие кровлю геосинклинального разреза этих районов, в силу своего глубоководного кремнисто-карбонатного состава могли иметь мощность в сотни метров, максимум 1 км. Гипотеза «собственной» кровли несостоятельна уже потому, что на о. Хувентуд степень метаморфизма в более молодых, структурно верхних толщах выше, чем в более древних, нижних.

Поскольку речь идет о высоких давлениях не в каких-то узких зонах, а в довольно мощных (километры) толщах, то эти давления могли иметь лишь литостатическую природу, т. е. должны были быть обусловлены погружением мезозойских толщ на значительные глубины. Такое погружение могло быть связано лишь с тем, что над этими толщами оказались мощные аллохтонные массы. И, действительно, мы видим эти массы в обрамлении эскамбрайских куполов. Суммарная мощность аллохтонных серий Мабухина и Тобас не менее 15 км и может достигать 18—20 км. Такие оценки подтверждаются и высокими положительными гравитационными аномалиями в районе развития данных серий.

Таким образом, совокупность данных приводит к заключению, что метаморфизм эскамбрайского комплекса был связан с его быстрым погружением под аллохтон эвгеосинклинальной зоны Кубы в результате глубинного процесса надвигания аллохтона или подвигания эскамбрайского комплекса. Закономерно и появление многочисленных покровных структур в этом комплексе. Метаморфизм на о. Хувентуде с его обратной зональностью также может быть объяснен лишь с привлечением идеи о быстром тектоническом утолщении коры. Отличие в режиме метаморфизма от метаморфизма эскамбрайского комплекса, по-видимому, было обусловлено меньшей скоростью погружения, обусловленной большей мощностью коры на о. Хувентуде, что, в свою очередь, подтверждается почти полным отсутствием здесь толщ вулканических пород. Нарастание температуры метаморфизма в структурно и стратиграфически верхних толщах Хувентуда, по-видимому, объясняется сильным V-образным искривлением изотерм в процессе поддвига-

ния более холодного материала под менее холодный, а также, возможно, эффектом трения на границе аллохтона и автохтона.

Преобразование структурно нижних горизонтов аллохтонной серии Мабухина в породы, аналогичные таковым смежных верхних элементов комплекса Эскамбрай, а также совпадение максимальных значений К-Аг возраста метаморфитов обоих комплексов позволяют допустить, что метаморфизм в них происходил в целом синхронно, и мы имеем дело с парным метаморфическим поясом. Генерация тепла в этом случае могла быть связана с плавлением корового материала, испытавшего глубокое поддвижение.

Формирование куполовидных структур Эскамбрая является результатом всплытия его более легкого материала после прекращения процесса глубинного наддвижения — поддвижения. Это всплытие привело к размыву аллохтонных масс под куполом, появлению вертикальных тектонических контактов и замечательной концентрической метаморфической «зональности» комплекса Эскамбрай. Позже в палеоцене—среднем эоцене фронт шарьяжеобразования, как это обычно бывает в геосинклинальных системах, сместился в сторону платформы. Новая система надвигов и шарьяжей, однако, формировалась в более поверхностных условиях, возможно, в связи с процессами гравитации, что привело к появлению мощных олистостромовых толщ.

Такие краевые надвиги и шарьяжи, не замаскированные метаморфизмом и последующими большими деформациями, выявляются относительно легко и описаны в большинстве складчатых линейных систем. Иногда только в этих краевых структурах видят выражение латерального перемещения материала, тогда как осевые зоны складчатых систем считаются относительно стабильными или даже служащими источником сил, формирующих краевые структуры горизонтального перемещения.

Материалы по Кубе противоречат такой трактовке: самые значительные и глубинные горизонтальные движения здесь имели место именно в осевой зоне. Такая же картина в последние два десятилетия установлена в ряде других складчатых поясов. Так, крупные шарьяжи, захватывающие метаморфические толщи, выявлены в осевой (северной) зоне Берегового хребта Венесуэлы, где тектоническая ситуация вообще очень похожа на кубинскую. В Эллинидах Греции гранито-гнейсовые комплексы, слагающие осевую Пелагонийскую зону, — это в действительности полностью аллохтонная масса: в центральной части данной зоны в тектоническом окне горы Олимп из-под гнейсов выступают мезозойские глаукофановые сланцы и еще ниже — карбонатные слабометаморфизованные толщи триас-эоценового возраста, аналогичные таковым западных квазиплатформенных Ионической и Гаврово-Триполисской зон (рис. 12). Величина перемещения гнейсов здесь не менее 200 км.

Одной из осевых зон варисского Большого Кавказа считается Передовой хребет. Установлено, что в структурном отношении он представляет собой пакет шарьяжей, верхний из которых сложен

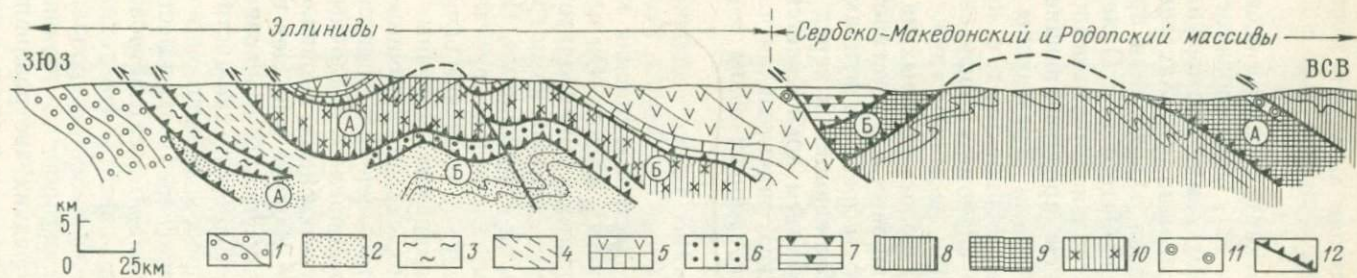


Рис. 12. Схематический разрез через Северную Грецию. По Д. Папаниколау (1984 г.) с дополнениями.

Неметаморфизованные и слабометаморфизованные тектонические единицы: 1 — Ионическая, эвапориты Т, неритовые известняки J₁, пелагические известняки и кремни (J—P₂), флиш (P₂—N₁), 2 — Гаврово-Триполисская (А) и Олимп (Б), неритовые известняки (P₂³), флиш (P₂—N₁), 3 — Пиндос, пелагические известняки и радиолариты (Т—K₂), флиш (P₂), 4 — Субпелагонийская, неритовые и пелагические отложения и офиолиты (Т—J), трансгрессивный чехол (K₂), флиш (P₂), 5 — Алмопия, филлиты и туфы (T₁₋₂), покров офиолитов, чехол известняков (K₂), флиш (K₂—P₁); глубокометаморфизованные тектонические единицы: 6 — Амбелакия, метапелиты, metabазиты, мраморы (P—T), альпийский глаукофановый метаморфизм, 7 — Вертискос, гнейсы, амфиболиты, метаофиолиты, доальпийский метаморфизм амфиболитовой фации с реликтами эклогитовой и амфиболитовой, 8 — Сидироперо (А), Кедрилия (Б); гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты, амфиболиты, доальпийский метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фации, 9 — Пангеон, гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, доальпийский метаморфизм высокотемпературной зеленосланцевой и частью амфиболитовой фаций, 10 — Кастория (А) и Фламбурон (Б), палеозойские граниты, очковые гнейсы, мраморы, слюдяные сланцы, амфиболиты, доальпийский метаморфизм от высокотемпературной амфиболитовой до низкотемпературной зеленосланцевой фации; 11 — моласса (P—N); 12 — главные поверхности надвигов и шарьяжей

доверхнепалеозойскими кристаллическими породами мощностью не менее 3 км; возможная ближайшая корневая зона этих пород находится в 20 км южнее. Их перемещение было явно постметаморфическим.

Мощные надвиги и шарьяжи закартированы в осевой зоне герцинид Иберийского массива (рис. 13). Формирование этих структур здесь частично происходило во время метаморфизма и сказалось на его режиме. Чрезвычайно важно, что Кастаньо-Фернандесом и др. (в 1981 г.) была доказана аллохтонная природа элюгит-гранулитовых комплексов Кабо-Ортегаль и Орденес, слагающих ядра крупных синформ в центральной части осевой Центрально-Иберийской зоны. Эти комплексы, представляющие собой нижние части континентальной коры, были перемещены по меньшей мере из района «бластомилонитового грабена», т. е. на расстояние около 100 км. Они перекрывают слабометаморфизованные отложения среднего палеозоя и меланж. Упомянем также каледониды Норвегии, в осевой (прибрежной) полосе которых на месте предполагавшихся Г. Рамбергом диапировых ядер установлены тектонические окна, где выступают породы древнего фундамента и платформенного чехла, идентичные обнажающимся перед фронтом каледонид в 200 км восточнее. Тем самым доказывается полная аллохтонность каледонского комплекса, значительная часть пород которого еще до надвигания была метаморфизована в условиях амфиболитовой фации.

В осевой зоне Альп, как известно, также надежно устанавливаются крупные надвигово-шарьяжные структуры. Роль аллохтона первого порядка здесь выполняет австроальпийский комплекс, обнажающийся в основном в Восточных Альпах. Он сложен варисскими и более древними метаморфитами амфиболитовой и гранулитовой фаций и метагранитоидами, палеозойскими граувакками и пермско-мезозойскими карбонатными отложениями. Параавтохтон, или пеннинский комплекс, включает варисское кристаллическое основание, пермско-скифскую молассу, мезозойские офиолиты и разнообразные, местами мощные мезозойские осадочные толщи. Разрез коры в Альпах, следовательно, сдвоен, и мощные (≥ 10 км) пластины высокометаморфизованных пород находятся структурно выше сравнительно слабо преобразованных осадочных серий.

Первый этап альпийского метаморфизма проявился в австроальпидах и пеннидах в интервале 130—90 млн. лет назад еще до надвигания. В первых развились ассоциации в основном умеренного, во вторых — высокого давления. Надвигание австроальпид происходило тогда, когда часть их пород, возможно, еще была прогрета, что могло облегчить само надвигание (хотя вместе с тем многие авторы доказывают, что основная масса австроальпид надвигалась как жесткое тело). Важно отметить, что донадвиговый метаморфизм охватил отнюдь не всю массу австроальпид. По данным Фрея и др., Сасси и других авторов, он проявился главным образом в Восточных Альпах в средних австроальпийских покровах к западу и востоку от окна Тауэрн и в очень узкой зоне непо-



Рис. 13. Разрез через северное крыло Галисийско-Кастильского мегантиклинория (Испания) по линии Овьедо — Седейра.
По М. Жуливеру (1981 г.) и С. Кастаньо Фернандесу и др. (1981 г.).

1 — гранулиты, эклогиты и кристаллические сланцы массива Орденес (PE); 2 — гранулиты, эклогиты и гнейсы массива Кабо-Ортегаль (PE); 3 — очковые гнейсы (порфириды) Ойо-де-Сапо (PE); 4 — терригенные породы (PE); 5 — терригенные породы (E₁); 6 — терригенные известняки E₂-O; 7 — черные сланцы, вулканиты (S); 8 — девон, известняки (D); 9 — терригенные породы (C); 10 — меланж; 11 — граниты; 12 — области проявления варисского метаморфизма высокотемпературной зеленосланцевой и амфиболитовой фации

средственно южнее последнего. Осадочный чехол этих покровов в Гайтальских Альпах, так же как и верхние австроальпийские покровы Северных Известняковых Альп и Граувакковой зоны, остались практически не метаморфизованными. В Западных Альпах фрагменты австроальпид, находящиеся северо-западнее Инсубрийской линии (покровы Дан-Бланш, Сезиа-Ланцо и др.), испытали главным образом метаморфизм очень высоких давлений (до 1,5 ГПа), что способствовало лишь дальнейшему уплотнению варисских метаморфитов этих покровов. Регрессивное преобразование при пониженных давлениях проявилось здесь локально. К юго-востоку от названной линии мощный гранулитовый комплекс австроальпид, слагающий здесь зону Ивреа, совсем не испытал альпийского метаморфизма. Однако и он, судя по геофизическим данным, надвинут к северо-западу.

Второй (лепонтинский) этап альпийского метаморфизма произошел уже явно позже главного этапа надвигания и основных деформаций, примерно 25—30 млн. лет назад, и наложился на покровные структуры. По мнению Е. Ниггли, Е. Веика, М. Бикля и ряда других геологов, среднеградиентный лепонтинский метаморфизм был прямым следствием сильного утолщения коры, связанного с надвигообразованием.

Из приведенных примеров видно, что в осевых зонах линейных складчатых систем фиксируются наиболее глубинные надвиги и шарьяжи, сложенные породами, глубоко метаморфизованными до надвигания и значительно превосходящими по плотности толщи автохтона, по крайней мере верхнюю часть последнего. И хотя в некоторых случаях аллохтонные массы могли сохранять свою повышенную температуру и во время надвигания, нет оснований считать, что это могло настолько резко снизить их среднюю плотность, чтобы заставить перемещаться наподобие диапиров. Наоборот, сама инверсия плотностей, вызывающая вертикальные движения, может быть, как это отмечал В. В. Белоусов, следствием больших надвигов.

Глубинные латеральные движения, однако, не только приводят к смешиванию и наложению разных по глубинности частей коры, но и сами могут вызывать региональный метаморфизм. Это особенно очевидно в отношении метаморфизма низкоградиентного типа (эклогит-глаукофанового), который происходит под крупнейшими надвигами в еще относительно холодной поддвинутой части коры вне зависимости от того, имеет ли она симатический или сиалический характер. Более сложен вопрос о связи с латеральными тектоническими движениями средне-высокоградиентного метаморфизма. В соответствии с тектоникой плит эта связь осуществляется опосредствованно: на большой глубине происходит плавление поддвигаемой океанической коры, в результате чего вверх поднимаются порции магматического материала основного и среднего состава, которые и прогревают кору висячем боку зоны Беньофа. При этом постулируются тесная сопряженность метаморфизма и

вулканизма известково-щелочного типа и существование парных (контрастных по давлению) метаморфических поясов.

Эта модель, по-видимому, не имеет универсального применения, так как во многих фанерозойских складчатых системах Азии такие связи не устанавливаются [14]. Метаморфические пояса герцинид Европы также в основном непарные. Среднеградиентный метаморфизм музкольского комплекса Памира, лепонтинской фазы в Альпах или метаморфизм средне-высокоградиентного типа в Иберийском массиве не имеют контрастной «пары». Интересно, что в этих трех случаях метаморфизм начался после формирования системы мощных покровов.

В. А. Глебовицкий и И. С. Седова в 1982 г., специально рассматривавшие соотношения покровообразования и метаморфизма, считают, что формирование покровов сказывается на величине геотермического градиента, снижая его, тогда как сам метаморфизм связан с глубинной тепловой аномалией. Вместе с тем в работах М. Бикла, П. Инглэнда и др. приводятся расчеты, показывающие, что мощное надвигание способно вызвать подъем геонзотерм и в условиях первоначально нормального термического градиента. С учетом этого для внутриконтинентальных непарных метаморфических зон может быть предложена модель, предусматривающая растяжение или иной процесс, ведущий к утонению коры в начале развития подвижного пояса. Тепловой поток здесь становится повышенным, а кора — наиболее податливой к деформациям, вызываемым внешними силами. При сжатии пояса именно в этой осевой его части происходит резкое увеличение мощности коры за счет складчатости и надвигов. Нижняя часть коровой призмы падает в область значительных температур и давлений, что сначала приводит к метаморфизму при относительно высоком значении $P-T$. Но изостатическое поднятие приводит к эрозии и снижению литостатического давления, что означает переход к низкобарическому метаморфизму, с которым закономерно сочетается плавление коровых гранитов.

При рассмотрении соотношений глубинных надвигов и метаморфизма особый интерес представляют случаи обратной, или «перевернутой», зональности. Повышение степени метаморфизма вверх по структурному разрезу, конечно, проще всего объясняется существованием системы постметаморфических надвигов или больших опрокинутых складок. Однако, как отмечалось, на о. Хувентуд метаморфизм нарастает вверх не только по структурному, но и стратиграфическому разрезу. В тыловых тектонических окнах каледонид Норвегии, согласно Андреасону и Лагербладу, отложения параавтохтонного платформенного чехла также претерпели метаморфизм с истинной обратной зональностью при $P-T$ макс., 500°C и $0,6-0,8$ ГПа.

Многие исследователи убеждены, что среднеградиентный метаморфизм с отрицательным термическим градиентом развивался под Главным центральным надвигом Гималаев. Недавно обратную зональность среднеградиентного типа обнаружили (Бриант,

Гэй и др.) и в Центральном Французском массиве, где ее формирование связывают с глубинными надвигами гималайского типа. Еще чаще фиксируются метаморфические зоны с обратной зональностью, хотя и намного менее мощные, под надвинутыми офиолитовыми пластинами (Ньюфаундленд, Эллиниды, Турция, Оман и др.). Такая зона, в частности, сопровождает перидотиты Передового хребта Большого Кавказа. Полифазные деформации, милонитовые структуры, присутствие не только низкобарических, но и среднебарических минеральных ассоциаций позволяют сомневаться в том, что данные зоны имеют чисто «роговиковую» природу. Вполне вероятно, что обратная метаморфическая зональность под надвигами офиолитов, сиалических и иных по составу масс имеет сходное происхождение. На ее появлении могли сказаться такие факторы, как быстрая деформация изотермических поверхностей при подвигании холодного материала под нагретый, воздействие тепла, выделяемого при трении, и остаточного магматического тепла (в случае контакта с перидотитами). Ряд авторов (Е. И. Паталаха и его коллеги, Ч. Грэхем и П. Инглэнд, Дж. Бревер) путем расчетов доказывают, что даже одного фрикционного тепла может быть достаточно для создания принадвиговых метаморфических зон. Данная проблема, очевидно, требует дополнительного изучения. Это важно в связи с появлением все большего количества данных, свидетельствующих о наличии в литосфере глубинных субгоризонтальных поверхностей тектонического срыва.

Итак, анализ размещения метаморфических комплексов в складчатых областях альпийского типа свидетельствует о том, что резко неоднородная в поперечном сечении структура этих областей, их сложный линзовидно-полосчатый в плане тектонический рисунок определяются прежде всего сближением и тектоническим наложением разных частей коры в связи с глубинными латеральными движениями. Следы последних запечатлены в структуре осевых зон складчатых систем. Здесь видно, что горизонтальные перемещения значительных масс коры очень часто происходят против сил гравитации и, следовательно, обусловлены внешним сжатием. Наряду с этим геологические материалы показывают, что сами глубинные латеральные движения вызывают проявления метаморфизма и (или) определяют его термодинамические особенности.

Известно, также, что физические свойства горных пород при метаморфизме существенно меняются: вязкость снижается, плотность в целом возрастает, но в некоторых ситуациях может также снизиться. В результате значительной литостатической нагрузки на больших глубинах появляются субгоризонтально ориентированные метаморфические текстуры и структурные элементы. Все эти изменения приводят к появлению в коре новообразованных плотностных неоднородностей, к особой чувствительности пород к напряжениям, гравитационной неустойчивости и в конечном счете к деформациям. Глубинные разрывы образуются преимущественно параллельно упомянутым выше метаморфическим текстурам. Тем самым метаморфизм сам выступает в качестве важного фак-

тора структурообразования. Отсюда сложный, противоречивый характер взаимоотношений между метаморфизмом и тектоническими движениями, их взаимное влияние друг на друга.

Глава 5

ЛАТЕРАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СТРУКТУРЫ И СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ЦЕНТРАЛЬНО-КАВКАЗСКОГО КОМПЛЕКСА

Детальные исследования структуры метаморфических комплексов, проведенные в последние два десятилетия, показали ее значительную сложность и многоэтапность формирования. Сейчас уже, по-видимому, никто не сомневается в том, что структура метаморфических толщ есть результат последовательного наложения ряда генераций складчатых и разрывных нарушений. В общем случае на первых этапах возникают тесно сжатые и изоклинальные, обычно лежащие складки и вязкие разрывы, затем менее сжатые складки и в конце — хрупкие разрывы. Такой характер эволюции структуры, естественно, увязывается с изменением вязкости горных пород во время цикла регионального термодинамометаморфизма и может рассматриваться как определенное проявление неоднородности деформации во времени.

Значительно больший интерес в настоящее время, однако, представляет изменение характера структуры и структурной эволюции метаморфических комплексов в пространстве — по горизонтали и вертикали. Изучение особенностей таких изменений имеет важнейшее значение для разработки проблемы механизма складкообразования, создания модели глубинных процессов и эволюции складчатых сооружений, а также для решения таких практических вопросов, как возрастная корреляция метаморфических толщ и структурный прогноз в закрытых для непосредственного наблюдения районах.

Вопрос о пространственных изменениях структуры в метаморфических толщах в латеральном направлении рассмотрим на примере доверхнепалеозойского комплекса, слагающего основание Главного хребта Большого Кавказа. В доальпийской структуре этой области выделяются Эльбрусская и Перевальная подзоны, различающиеся по ряду признаков: формационному составу доверхнепалеозойских и верхнепалеозойских пород и доальпийских гранитоидов, морфологии основных (картируемых) складчатых структур и частично по *P-T*-условиям доальпийского регионального метаморфизма и, наконец, по степени переработки древних структур альпийскими движениями.

Метаморфические толщи Главного Кавказского хребта разделяются на макерскую и более молодую лабино-буульгенскую серии. Первая из них распространена в Эльбрусской подзоне и вмещает значительные объемы микроклиновых гранитов. Сложена она

почти исключительно лейкократовыми породами: кварц-сланцевыми сланцами, пара- и ортогнейсами и мигматитами, среди которых встречаются редкие пачки кварцитов и отдельные горизонты и тела амфиболитов.

В лабино-буульгенской серии, развитой в Перевальной подзоне, различаются два типа разреза. Западный, отвечающий выделенной ранее лабинской серии, со стратотипом в бассейне рек Дамхурц и Лашипсе сложен биотитовыми, роговообманковыми и лейкократовыми гнейсами, амфиболитами, кварц-сланцевыми сланцами и метаконгломератами с рядом горизонтов мраморов и расчленяется на мамхурцевскую, дамхурцевскую, лаштракскую и аджарскую свиты. Восточный тип разреза, соответствующий буульгенской серии, развит главным образом восточнее р. Санчаро в верховьях Большой Лабы, Кодори и Теберды. Он представлен слюдяными сланцами, парагнейсами и амфиболитами с единичными линзами мраморов и разделяется на гвандрическую, клычскую и домбайскую (сисинскую) свиты. Объединять эти два типа разреза в единую серию позволяют наблюдения между истоками рек Макеры и Большой Лабы, указывающие на постепенное изменение разрезов западного типа и приближение их по характеру к восточному.

Возраст лабино-буульгенской серии определяется по находкам криноидей и водорослей в западных разрезах и по их корреляции с неметаморфизованными толщами Передового хребта как среднепалеозойский (девон-нижнекаменноугольный). Возраст исходных отложений макерской серии неизвестен и трактуется в широких пределах — от протерозойского до нижне-среднепалеозойского.

Нами были проведены исследования в пределах ряда опорных участков, расположенных в основном в бассейне р. Большая Лаба (рис. 14). На каждом из них осуществлено детальное картирование и выявлена структурно-метаморфическая эволюция (рис. 15).

Участок Дамхурц расположен в истоках левых притоков Б. Лабы, рек Дамхурц, Мамхурц и Макера и сложен в основном породами лабино-буульгенской серии. Общая структура участка определяется крупной сжатой складкой субширотного простирания — Дамхурцской синклиналию (синформой). Ее строение существенно осложнено разрывами различного характера, сформировавшимися в несколько стадий. Складчатые формы, развитые в пределах этой структуры, встречаются повсеместно и в силу своих небольших размеров не могут быть отображены даже на крупномасштабных геологических картах [29]. Их образование происходило также в несколько стадий, которые выделяются на основании наложения структурных форм разных генераций и по характеру сопровождавших деформацию процессов минералообразования (см. рис. 15).

Во время первой, синметаморфической, стадии сформировались спорадически развитые, резко асимметричные, часто внутрислойные изоклинальные складки F_1 с длиной короткого крыла до 1—2 м. Сланцеватость S_1 , выраженная в ориентировке минералов,

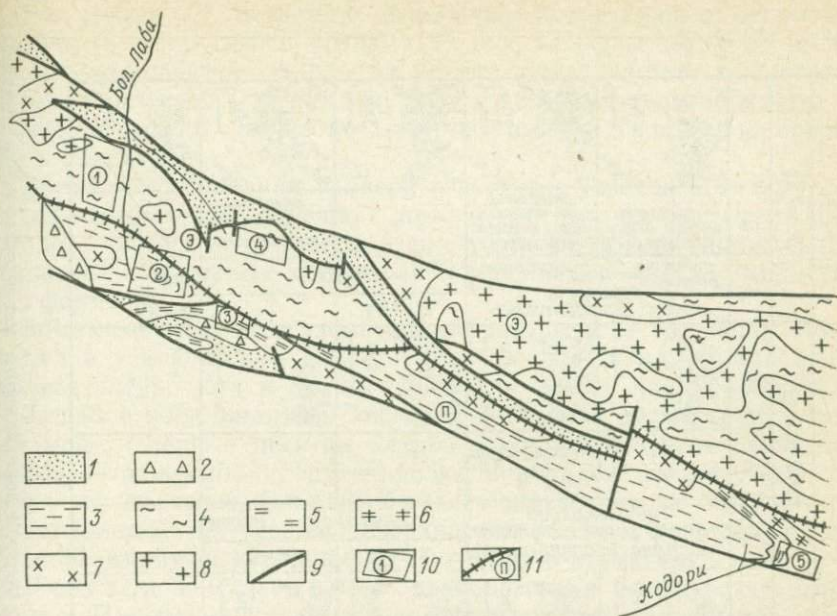


Рис. 14. Схема строения западной части Главного хребта Большого Кавказа. 1 — глинистые сланцы юры; 2 — юрские плагнограниты; породы центральнокавказского метаморфического комплекса: 3 — лабино-бульгенская серия (гнейсы, амфиболиты), 4 — макерская серия (сланцевые сланцы); доюрские магматические комплексы: 5 — ортогнейсовый, 6 — мигматитовый, 7 — плагногранитный, 8 — гранитный; 9 — разломы; 10 — опорные участки: 1 — Имеретинка, 2 — Дамхурц, 3 — Лаштрак, 4 — Аркасар, 5 — Гвандра; 11 — подзоны Главного хребта: Э — Эльбрусская, П — Пervальная

входящих в ассоциации эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (T около 500°C по амфибол-плагноклазовому термометру), развита послойно всюду, за исключением складок F_1 , где она параллельна их осевым поверхностям. Шарниры данных складок расположены круто. С этими складками нередко сочетаются субпослойные разрывы, выраженные зонами бластомилонитизации. Существование этих разрывов вызывает срезание, выклинивание отдельных пластов и пачек по их простиранию. Роль таких разрывов в строении Дамхурцской синформы, вероятно, весьма значительна.

Структурные формы, возникшие на стадиях II и III, представлены мелкими складками (F_2 и F_3), которые похожи по морфологии и особенностям распространения на складки F_1 , но изгибают кристаллизационную сланцеватость S_1 . Иногда параллельно их осевым поверхностям развивается слабо выраженный кливаж S -образного типа. Складки F_2 и F_3 различаются по ориентировке шарниров (F_2 — крутые, F_3 — пологие), соотношению с жильными телами плагногранитов (F_2 изгибают их, а F_3 встречаются в ксенолитах) и минерализации в зонах разрывов, параллельных осевым поверхностям (F_2 — роговая обманка + плагноклаз + кварц, F_3 — пегматоидный материал).

Стадия	Опорные участки														
	Дамхурц			Имеретинка			Аркасара			Лаштрак			Гвандра		
	А	Б	В	А	Б	В	А	Б	В	А	Б	В	А	Б	В
I	Метаморфизм эпидиот-амфиболитовой фации повсеместно	S_1 повсеместно	S_0 S_1 F_1 1М	Метаморфизм амфиболитовой фации повсеместно	S_1 повсеместно	S_0 S_1 F_1 1М	Метаморфизм амфиболитовой фации повсеместно	S_1 повсеместно	S_0 S_1 F_1 1М	Метаморфизм эпидиот-амфиболитовой фации повсеместно	S_1 ?	S_0 S_1 ? F_1 1М	Метаморфизм амфиболитовой фации повсеместно	S_2 S_1 S_2 F_2 20М	S_0 S_1 ? F_1 1М
II	Амф + Пл локально	Кливаж локально	S_0 S_1 F_2 2М	Амф + Пл локально	Кливаж локально	S_0 S_1 F_2 3М	Амф + Пл локально	Кливаж локально	S_0 S_1 F_2 3М	Метаморфизм амфиболитовой фации повсеместно	S_2 повсеместно	S_0 S_1 S_2 F_2 30М	Метаморфизм амфиболитовой фации повсеместно	S_2 S_1 S_2 F_2 20М	S_0 S_1 S_2 F_2 20М
III	КВ + Пл Жилы локально	I	S_0 S_1 F_3 5М	КВ + Пл локально	I	S_0 S_1 F_3 30М	КВ + Пл локально	I	S_0 S_1 F_3 1КМ	КВ + Пл локально	I	S_0 S_1 F_3 10М	КВ + Пл локально	I	S_0 S_1 F_3 1КМ
IV	КВ + Хл Жилы локально	I	S_0 S_1 F_4 2М	КВ + Хл Жилы локально	I	S_0 S_1 F_4 2М	КВ + Хл Жилы локально	I	S_0 S_1 F_4 5М	КВ + Хл Жилы локально	I	S_0 S_1 F_4 5М	КВ + Хл Жилы локально	Зоны расчленения цевания локально	S_0 S_1 S_2 S_3 F_4 1М
V	I	I	-	I	I	-	I	I	-	I	I	-	КВ + Хл Жилы локально	I	S_0 S_1 F_5 5М

Рис. 15. Схема структурно-метаморфических процессов в породах центральнокавказского метаморфического комплекса по опорным участкам

На стадии IV возникли небольшие симметричные открытые складки F_4 с округлыми замками. Редкие разрывы незначительной амплитуды, развитые вдоль их осевых поверхностей, выполнены кварц-хлоритовым материалом. В это же время формировались и редкие кинк-зоны. Более поздние деформации сводятся в основном к разрывам.

Время формирования главной структуры участка Дамхурц остается неясным. Это связано с неповсеместным развитием мелких складок, что исключает применение геометрического анализа для выяснения возрастных соотношений крупных и мелких структурных форм.

Заметные отличия в характере структуры и ее эволюции отмечаются в узкой полосе выходов лаштракской и аджарской свит, прилегающей с юга к участку Дамхурц. Здесь на правобережье р. Лашиссе изоклиналильные складки F_2 имеют размеры по меньшей мере в первые десятки метров и сопровождаются сланцеватостью, выраженной в ориентировке минералов кианит-ставролитового парагенезиса. Складки F_3 здесь сильно сжаты, опрокинуты, субпараллельно их осевым поверхностям развиты разрывы значительной амплитуды, создающие чешуйчатую структуру.

Участок Имеретинка расположен в междуречье Дамхурца и Имеретинки и сложен преимущественно слюдяными сланцами аркасарской свиты макерской серии. Общая структура участка определяется крупной (до 8 км в поперечнике) коробчатой Имеретинской антиклиналью с пологим сводом и крутыми крыльями.

В пределах участка выявлена следующая последовательность образования структурных форм (см. рис. 15).

На стадии I возникли резко асимметричные, в основном, по-видимому, мелкие (метры, может быть, первые десятки метров) изоклиналильные складки F_1 , несущие кристаллизационную сланцеватость осевой плоскости, выраженную в ориентировке минералов, входящих в ассоциацию амфиболитовой фации метаморфизма. На стадии II образовались локально встречающиеся складки F_2 , сходные со складками F_1 , но изгибающие кристаллизационную сланцеватость. На стадии III формировались асимметричные, сильно сжатые или изоклиналильные складки F_3 с длиной короткого крыла до 15—20 м. Параллельно их осевым поверхностям отмечаются разрывы небольшой амплитуды. Шарниры и осевые поверхности всех упомянутых складок лежат полого. На стадии IV возникли небольшие открытые формы с округлыми замками и системы кинк-зон.

На крутом северном крыле Имеретинской структуры со срывом, но параллельно сланцеватости кристаллических пород залегают базальные слои лейаса, выполняющего Загеданскую депрессию. Такое залегание следует трактовать как осложненный послыйным срывом трансгрессивный контакт. Следовательно, кристаллические сланцы приобрели здесь крутое положение уже в постлейасовое время. Окончательное формирование Имеретинской коробчатой

структуры, таким образом, следует относить к альпийской эпохе. Это же, видимо, относится и к смежной структуре — Дамхурцкой синклинали.

Участок Аркасара охватывает хр. Аркасара и верховья рек Большая и Малая Дукка и сложен слюдяными сланцами аркасарской свиты макерской серии. Здесь устанавливается система крупных (до 2—3 км) изоклинальных складок с субширотным простиранием шарниров, осевые поверхности которых изогнуты в пологие структуры типа куполов.

Структурная история участка включает не менее четырех стадий деформаций (см. рис. 15).

На стадии I возникли мелкие, резко асимметричные изоклинальные складки F_1 , несущие кристаллизационную сланцеватость осевой плоскости S_1 , выраженную в ориентировке минералов, входящих в ассоциации амфиболитовой фации метаморфизма ($T = 600^\circ\text{C}$ по гранат-биотитовому геотермометру).

На стадии II формировались складки F_2 , сходные по морфологии и особенностям распространения со складками F_1 , но изгибающие кристаллизационную сланцеватость S_1 и минеральную линейность. Шарниры и осевые поверхности складки F_{1-2} лежат полого.

Осевые поверхности складок упомянутых генераций на стадии III изгибаются в замках упомянутых выше крупных изоклинальных структур F_3 , амплитуда которых достигает первых километров. Местами вдоль осевых поверхностей этих складок развиты разрывы.

На стадии IV образовались мелкие открытые складки F_4 с округлыми замками. Они имеют крутые осевые поверхности, пологие шарниры. Параллельно их осевым поверхностям развиты системы кинк-зон и небольших разрывов поперечного типа. И те и другие несут кварц-хлоритовую минерализацию.

Для определения времени становления пологих куполов, изгибающих осевые поверхности складок F_3 , большое значение имеет тот факт, что на северном крыле купола в верховьях р. Малая Дукка базальные конгломераты нижней юры, выполняющей Архызско-Клычскую депрессию, без углового несогласия, хотя и с разрывом на контакте, соприкасаются с круто залегающими метаморфическими породами. Это позволяет говорить о совместных деформациях юрских и метаморфических пород и, следовательно, об альпийском возрасте окончательного становления куполов.

Участок Лаштрак расположен на левобережье р. Лаштрак и сложен породами самой нижней (мамхурцевской) свиты лабинской серии. Здесь отмечается большое число тесно сжатых и изоклинальных складок общекавказского простирания с амплитудой в несколько десятков метров.

Структура участка формировалась в четыре стадии (см. рис. 15).

Возникшие в течение стадии I складки F_1 были встречены в виде мелких изоклинальных форм со срезанными крыльями. Парал-

лельно их осевым поверхностям развита сланцеватость S_1 , а параллельно шарнирам — минеральная линейность, выраженные в ориентировке минералов эпидот-амфиболитовой фации ($T=550^\circ\text{C}$ по плагиоклаз-амфиболовому геотермометру).

Осевые поверхности складок F_1 на стадии II изгибаются в тесно сжатые и изоклинные, несколько асимметричные структуры. F_2 с амплитудой до 30—40 м, которые имеют сплошное распространение. С ними связаны сланцеватость S_2 и линейность, выраженные в ориентировке тех же минералов, что и возникшие на стадии I. Шарниры складок F_2 при крутых осевых поверхностях лежат полого, ориентируясь в общекавказском направлении.

Складки, возникшие на стадии III, имеют меньшую степень сжатости и никогда не достигают изоклильности. Они встречаются значительно реже складок F_2 и их амплитуда не превышает 10—15 м. Ориентировка шарниров складок F_3 совпадает с таковой для складок F_2 , но осевые поверхности лежат полого.

На стадии IV возникли редко встречающиеся пологие открытые складки F_4 и сопровождающие их системы кинк-зон.

Из разрывных нарушений отмечаются лишь мелкие разрывы, развивающиеся вдоль осевых поверхностей складок F_2 и F_3 , и небольшие поперечные к простираанию пород разрывы, выраженные зонами катаклаза без признаков перекристаллизации.

Участок Г в андра расположен в верховьях р. Гвандра (бассейн р. Кодори) и сложен породами лабино-буульгенской серии.

Общая структура участка определяется крупной, опрокинутой к югу субизоклиальной складкой, осложняющей строение региональной структуры — Клычской антиклинали.

Здесь на стадии I образовались мелкие изоклинные, резко асимметричные складки F_1 , вдоль осевых поверхностей которых развилась кристаллизационная сланцеватость S_1 , выраженная ориентировкой минералов, входящих в парагенезисы амфиболитовой фации метаморфизма, и мигматитовой полосчатостью. Указанные парагенезисы, по данным Д. М. Шенгелиа и Д. Н. Кецховели, содержат ставролит и андалузит при отсутствии кианита, что позволяет отнести метаморфизм участка к промежуточному типу, переходному от низких давлений к умеренным.

На стадии II формировались тесно сжатые или изоклинные повсеместно развитые складки F_2 , размеры которых достигают первых десятков метров. Они несут параллельно своим осевым поверхностям бластомилонитовую полосчатость S_2 , а параллельно шарнирам — бластомилонитовую линейность. Процессы бластомилонитизации, проходившие в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, по-видимому, близких к условиям, существовавшим во время первой стадии деформации, развиты практически во всех породах и выражаются в образовании очковой текстуры некоторых из них и чередовании зон более и менее перетертого материала. Осевые поверхности складок F_2 ориентированы полого, вдоль них почти повсеместно развиваются разрывы.

Наиболее распространены в пределах участка возникшие на стадии III изоклинальные или тесно сжатые складки F_3 , изгибающие кристаллизационную сланцеватость и blastsмилонитовую плосчатость. Это многопорядковые структуры с пологими шарнирами и крутыми осевыми поверхностями. К системе складок F_3 относится и главная структурная форма участка. С данными складками F_3 связаны разрывные нарушения, выраженные узкими зонами милонитизации и катаклаза, вдоль которых развиты жилки кварц-полевошпатового состава. Амплитуда этих нарушений достигает первых десятков метров.

На стадии IV возникли специфические структурные формы F_4 , представляющие собой группы небольших (до первых метров) округлых складок, разделенных зонами рассланцевания, вдоль которых отмечается кварц-хлоритовая минерализация.

Наконец, структуры, возникшие на стадии V, представлены небольшими пологими открытыми складками F_5 , имеющими крутые шарниры и осевые поверхности.

Позже в этом районе формировались лишь крутые разрывы.

Как уже отмечалось, участки Аркасара и Имеретинка сложены породами макерской серии, тогда как на остальных участках развиты породы лабино-буульгенской серии. Сравнение истории структурно-метаморфических процессов обнаруживает их заметное сходство на некоторых участках (см. рис. 15). Например, последовательность структурных форм, возникших на участках Дамхурц и Имеретинка, практически не различается, несколько меняются лишь роль и размеры складок F_3 . Таким образом, породы макерской и лабино-буульгенской серий здесь пережили один сходный цикл структурно-метаморфических изменений и поэтому могут считаться единым структурно-метаморфическим комплексом, независимо от представлений о возрасте исходных пород. Однако больший интерес представляет не сходство, а различие в структурной эволюции участков, особенно когда они сложены породами одних и тех же стратиграфических подразделений.

Так, в пределах участков, сложенных аркасарской свитой макерской серии, несмотря на общее сходство структурной истории, существенно различна роль складок F_3 . На участке Аркасара амплитуда этих складок достигает первых километров, а на участке Имеретинка она, по-видимому, не превышает первых десятков метров. В поле развития лабино-буульгенской серии различия структуры и структурной эволюции изученных участков еще существеннее. На участке Дамхурц синхронной с метаморфизмом была только первая стадия деформаций, приведшая к возникновению повсеместно развитых мелких складок F_1 и в основном послонной кристаллизационной сланцеватости S_1 . В то же время на участке Лаштрак в той же мамхурцевской свите сформировались две генерации синметаморфических складок. Следы складок первой генерации сохранились плохо, однако можно полагать, что они в общих чертах были сходны с таковыми на участке Дамхурц.

Складки F_2 здесь имеют сплошное распространение, амплитуду до десятков метров и наклоненные достаточно круто к зеркалу складчатости осевые поверхности (см. рис. 15). Параллельно им развилась кристаллизационная сланцеватость, создавшая в толще пород новую систему структурных поверхностей — S_2 , которая по ориентировке существенно отличается от предшествующей — S_1 . Постметаморфические структуры сравниваемых участков по своей морфологии, размерам и распространению также заметно различаются.

Участок Гвандра по своей структурной эволюции также принципиально отличается от участка Дамхурц. К участку Лаштрак он гораздо ближе, но и здесь есть заметные отличия: на участке Гвандра значительно выше роль складок F_3 и появляется генерация структур F_4 , не имеющая аналогов на участке Лаштрак.

Таким образом, в пределах одной и той же тектонической зоны и даже одних и тех же стратиграфических горизонтов структурное развитие существенно неодинаково. Это выражается как в изменении от места к месту роли структур отдельных генераций, так и в полной несопоставимости последовательности структурных форм в разных частях района.

Число генераций складчатых форм и их морфология, таким образом, могут зависеть от того, в каких именно участках развития единого метаморфического комплекса проводились наблюдения.

Следующим шагом вслед за установлением неоднородностей развития структурных процессов в метаморфических комплексах должно быть обнаружение закономерностей проявления неоднородностей. Для этого, очевидно, следует классифицировать изученные участки по типу проявленной на них структурной эволюции. В основу такой классификации должны быть положены наиболее показательные структурные признаки.

Сравнительный анализ показывает, что существуют особенности структуры, свойственные всем описанным участкам. К ним относится характер деформаций первой стадии, которая всюду выражена в образовании довольно мелких, неповсеместно развитых, обычно изоклинальных, часто внутрислоевых резко асимметричных складок F_1 с кристаллизационной сланцеватостью, развитой везде, кроме замков этих складок, послойно. Одинаков на всех участках и характер деформаций последней стадии, приводящих к образованию пологих открытых складок и систем кинк-зон. Указанные элементы структурной эволюции не пригодны для выделения структурных типов, которое может быть проведено только на основе признаков, проявленных в пространстве неоднородно. К ним относится количество стадий деформации, однако по этому признаку среди всех участков выделяется только один — Гвандра, где отмечается пять стадий деформации, а не четыре, как везде. Следующим неоднородно проявленным признаком может быть роль (размер) или характер структурных форм отдельных гене-

раций, из числа которых следует выбрать наиболее информативные. Ими оказываются синметаморфические деформации. Сравнение изученных участков по характеру синметаморфических деформаций позволяет разделить их на две группы. Для первой из них характерна одна синметаморфическая стадия, на которой формируются типичные структуры первой генерации. К этой группе относятся участки Дамхурц, Имеретинка и Аркасара. Второй группе участков — Гвандра и Лаштрак — свойственна структурная эволюция с двумя синметаморфическими стадиями деформации. На первой из них возникают те же структурные формы, что и на участках первой группы, а вторая приводит к формированию имеющих сплошное распространение складок F_2 , осевые поверхности которых наклонены к зеркалу складчатости под значительным углом. В соответствии с этим развивающаяся вдоль осевых поверхностей сланцеватость S_2 почти повсеместно сечет слоистость S_0 .

По существу структурная эволюция второго типа характеризуется в течение синметаморфического этапа деформации полной перестройкой текстуры породы на всех уровнях (от макро- и до микроуровня) и созданием новой системы отдельности S_2 , отличающейся по ориентировке от ранее существовавшей $S_0 = S_1$ и контролирующей в дальнейшем развитии деформаций в толще пород. Так, при последующих деформациях в складки будут сминаться уже не слои (при отсутствии контрастной слоистости), а поверхности S_2 . При эволюции первого типа такой перестройки не происходит: кристаллизационная сланцеватость S_1 практически наследует слоистость S_0 , которая и контролирует деформацию на всех ее стадиях.

С чем же связано существование выделенных типов структурной эволюции? Оно явно не определяется ни возрастом толщ, поскольку он одинаков для участков Лаштрак, Гвандра (II тип эволюции) и Дамхурц (I тип), ни их литологией, одинаковой для названных участков, ни степенью (температурой) метаморфизма, так как она приблизительно одинакова вообще для всех изученных участков.

Вместе с тем у участков с разным типом эволюции имеются отличия в общей структурной позиции и величине давления при метаморфизме. Участки со вторым типом развития занимают в зоне Главного хребта более южное положение. Они лежат в полосе, пограничной с зоной Южного склона, развивавшейся в палеозое существенно иначе, чем зона Главного хребта. По существу эти участки приурочены к шовной зоне, характеризовавшейся как на герцинском, так и на альпийском этапах наиболее контрастными движениями как вертикального, так и прежде всего латерального характера. Не случайно именно в этой зоне все структуры линейны, встречается большое количество вытянутых тел бластомилонитизированных гранитоидов, внедрившихся явно вдоль крупных палеозойских разрывов, бластомилонитов, развитых по другим по-

родам, и серпентинитовых линз. Кроме того, проведенное авторами детальное картирование показало существование в этой области многочисленных тектонических чешуй. С другой стороны, именно здесь устанавливаются признаки повышения давления при метаморфизме, что выражается в появлении в метапелитах минеральных ассоциаций со ставролитом и локально с кианитом.

Анализ имеющихся геологических материалов показывает, что в рассматриваемой зоне могло иметь место явление глубинного надвигания — поддвигания, приведшего к утолщению коры, возрастанию давления и длительному интенсивному перемещению материала, что и обусловило его специфичную деформацию.

Отметим, что в южной части Главного хребта (Перевальная подзона) эндогенные процессы имели свою специфику и на более поздних (постметаморфических) этапах развития, включая альпийский. В частности, именно здесь палеозойские кристаллические породы испытали наиболее интенсивные разрывно-складчатые деформации послесреднеюрского возраста, а локально и альпийский метаморфизм. И хотя здесь нет полного совпадения областей проявления всех процессов, можно считать, что специфика Перевальной подзоны связана именно с тем, что это — крупная долгоживущая шовная структура, разделяющая Главный хребет и Южный склон Большого Кавказа.

Итак, метаморфический комплекс Главного хребта Большого Кавказа обнаруживает сложную неодинаково проявленную в пространстве и времени историю структурно-метаморфического развития, выразившуюся в структурной неоднородности, отмечающейся даже в пределах одних и тех же стратиграфических подразделений (в рамках одной тектонической зоны первого порядка). Анализ истории, характера и масштаба метаморфических деформаций позволяет установить здесь два типа структурной эволюции, проявившиеся в разных участках комплекса.

Выделенные типы структурной эволюции коррелируются с особенностями проявления других эндогенных процессов — метаморфизма, магматизма и колебательных движений — как на синметаморфическом, так и на более поздних этапах тектонического развития. Таким образом, характер структурной эволюции метаморфических комплексов можно рассматривать в качестве одного из проявлений той или иной разновидности эндогенных режимов.

Обнаружение структурной латеральной неоднородности единого метаморфического комплекса имеет существенное общее методическое значение. Во-первых, наличие такой неоднородности накладывает значительные ограничения на проведение стратиграфической корреляции немых метаморфических толщ по структурным признакам. Во-вторых, она должна обязательно учитываться при изучении истории структурообразования в обширных районах, где общая схема структурной эволюции обычно выводится суммированием данных, полученных на нескольких опорных участках.

КАЧЕСТВЕННЫЙ И КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПОЛНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Плотностные неоднородности вещества в верхних горизонтах земной коры в геосинклиналях, связанные с инверсией плотностей горных пород, могут вызывать формирование геосинклинальной складчатости. Образование складчатости в результате действия объемных сил путем адвективного нагнетания расположенных на глубине сравнительно более легких толщ пород в ядра крупных антиклиналей и погружения более тяжелых пород в ядра синклиналей, по-видимому, способствует возникновению таких морфологических разновидностей крупных и мелких складок, которые в своей совокупности не могут быть объяснены с точки зрения какого-либо другого механизма складкообразования, например горизонтального сжатия. В связи с этим для обоснования гипотезы формирования складчатости в результате действия внутренних сил, заложенных в самой геосинклинальной системе, в конечном счете — силы тяжести, необходим собранный по единой методике детальный материал по морфологии складчатости. Причем как качественный, так и количественный анализ этого материала для разных объектов необходимо проводить с единых позиций, чтобы иметь возможность сравнивать полученные результаты.

В. В. Белоусов показал, что по морфологическому признаку складчатость традиционно подразделяется на прерывистую, промежуточную и полную. Отличительной чертой прерывистой и промежуточной складчатости является морфологическая неоднородность. В областях развития этих разновидностей складчатости складки распределены крайне неравномерно в пространстве. Антиклинали и синклинали по форме неодинаковы. Полная (голоморфная) складчатость, напротив, считается морфологически однородной: складки относительно равномерно заполняют пространство и антиклинали в общем подобны синклиналям. Разные морфологические типы складчатости могут быть обусловлены различными геодинамическими условиями их формирования. С прерывистой и промежуточной складчатостью связано представление об их происхождении в результате действия в основном вертикальных сил, что хорошо согласуется с неоднородностью этих разновидностей. С другой стороны, происхождение складчатости полной, равномерной часто связывается с действием горизонтальных сил — бокового, продольного к слоям сжатия.

Детальное изучение конкретных складчатых зон позволяет установить некоторую внутреннюю морфологическую неоднородность складчатости. Особенно она заметна на периклинальных замыканиях крупных сооружений — антиклинорий, где можно проследить постепенную утрату однородности морфологии складок по простиранию. Неоднородность выражается в неодинаковом внутреннем

устройстве крупных (I и II порядков) антиклиналей и синклиналей. Доступные для непосредственного полевого изучения мелкие складки (III и IV порядков) в пределах крупных антиклиналей деформированы более интенсивно, чем в пределах крупных синклиналей [26]. Различие морфологии мелких складок в пределах крупных положительных и отрицательных структур роднит в какой-то мере полную складчатость с промежуточной. О некотором сходстве этих двух морфологических типов говорит также явление взаимного перехода складчатости того и другого вида на периклинальных замыканиях антиклинорий.

Детальные исследования складчатой структуры проводились в пределах периклинальных зон трех крупных субшироко ориентированных складчатых сооружений Южного Тянь-Шаня (Зеравшано-Туркестанский антиклинорий) и Большого Кавказа (Тфанский и Гойтхско-Ачишхинский антиклинории), при этом были составлены структурно-геологические профили (м-бов 1:10 000, 1:25 000) по долинам крупнейших рек, ориентированным вкрест простирания тектонических зон.

Для специальных структурных исследований, ставящих целью анализ и сопоставление морфологии геосинклинальной складчатости в разных зонах, наиболее подходящими являются складчатые сооружения, выполненные сравнительно однородными по составу тонкослоистыми флишоидными и глинисто-сланцевыми толщами, широко развитыми в пределах изученных антиклинорий. Структурная направленность работы позволяет провести обзор стратиграфии по формационному принципу. Тем более, что анализ складчатых деформаций удобнее проводить, оперируя достаточно крупными стратиграфическими подразделениями.

Во всех изученных районах наблюдаются сходные вертикальная последовательность по разрезу и мощности формаций осадочных пород. Наиболее древние — базальные флишоидные формации. Для Зеравшано-Туркестанского антиклинория — это нижнепалеозойские отложения (мощность 1—1,5 км), для Северо-Западного Кавказа — нижнелейасовые (мощность 0,5—3 км). Толщи глинисто-сланцевой формации, сменяющие их вверх по разрезу, образуют как бы средний структурный ярус (лянгарская свита нижнего силура Туркестанского хребта; мощность 1,0 км; сидеритовые свиты ааленского яруса средней юры Тфанского антиклинория; мощность 0,7—1,5 км; аргиллитовые и глинисто-сланцевые толщи верхнего лейаса и аалена Гойтхско-Ачишхинской зоны, мощность 1—3 км). Завершают разрез породы верхней флишоидной терригенной формации (мощности соответственно 1,0—1,5; 1,0—1,2 и 1,5—4,5 км) [26, 27]. По данным В. В. Белоусова, Н. М. Трошихина, А. В. Вихерта, Н. Б. Лебедевой, В. И. Башилова и А. Е. Довжикова, М. Г. Ломизе, Д. И. Панова, Н. И. Пруцкого, М. М. Посоховой, Д. П. Резвого и др., В. Е. Хаина, Н. И. Шарданова, А. С. Шадчинава, А. М. Шурыгина и др., для стратиграфического разреза изученных объектов характерны тонкослоистый, часто флишоидный характер переслаивания и в основном терригенный состав

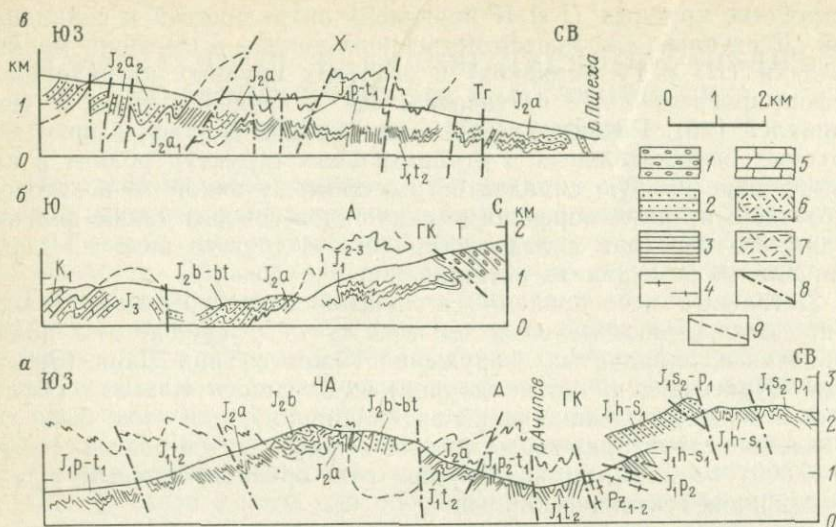


Рис. 16. Структурно-геологические профили через Гойтхско-Ачишхинский антиклинорий: а — по долинам рек Медовеевка, Рудовая и бассейна р. Мзымта; б — по долинам рек Шахе, Бейюк; в — по долине р. Хахопсе (бассейн р. Пшехи). 1 — конгломераты, песчаники; 2 — песчаники, алевролиты, аргиллиты; 3 — глинистые сланцы и аргиллиты; 4 — метаморфические сланцы, гнейсы; 5 — известняки, мергели; 6 — туфопесчаники; 7 — туфы; 8 — разломы; 9 — границы толщ и формаций. Крупные складки: А — антиклиналь Ачипсе, Х — Хахопсинская антиклиналь, ЧА — Чуриноско-Ачишхинская синклиналь; разломы: ГК — Главный Кавказский надвиг, Т — Тугупинский разлом

пород. Это, а также специфические особенности состава отдельных толщ и горизонтов выделенных формаций дают возможность, с одной стороны, проследивать и расшифровывать структуру, а с другой — считать разрез однородным с точки зрения деформационных свойств, все особенности структуры относить на счет действия тектонических сил и сопоставлять морфологию нарушений в пределах разных структурно-геологических профилей и даже разных регионов.

Особенности морфологии складок разных частей антиклинориев. На структурно-геологических профилях (рис. 16) отражена реальная форма складчатых и разрывных нарушений в масштабе. Наличие для каждого района серии параллельных друг другу профилей [26, 27] позволяет проследивать изменение морфологии складок не только вкрест простирания тектонической зоны, но также и по простиранию.

Каждый изученный антиклинорий занимает осевое, центральное положение в своей складчатой системе. Эти структурные зоны сложены в основном наиболее древними породами глинисто-сланцевой (аспидной) или флишоидных формаций, смятыми в четко выраженные складки голоморфного типа. Самые мелкие складки (IV порядка) наблюдаются в пределах одного обнажения. Их размеры измеряются метрами и первыми десятками метров. Ширина

и амплитуда более крупных складок (III порядка) редко превышают — 100 м. Эти весьма разнообразные по форме складки также наблюдаются непосредственно в поле. Они осложняют замки и крылья более крупных структур.

Складчатые дислокации II порядка характеризуются значительными размерами; ширина и амплитуда их составляют многие сотни метров и первые километры, протяженность — десятки километров. Визуально или в крупномасштабных построениях видны в основном фрагменты таких складок, разделенные разрывными нарушениями.

Складки наиболее крупного размера (I порядка) обладают амплитудой и шириной, сопоставимыми с поперечными размерами самого антиклинория. Такие дислокации могут быть построены на геологических профилях после нанесения на них складок II порядка.

Зеравшано-Туркестанский антиклинорий занимает осевое положение в складчатой системе Южного Тянь-Шаня и располагается к югу от Туркестанского глубинного разлома. В поперечном разрезе изученной западной части антиклинория характер распределения складок I порядка следующий: в осевой части довольно отчетливо устанавливаются одна антиклинальная веерообразная складка I порядка (ядро) и две обрамляющие ее с обеих сторон синклинали I порядка (крылья), опрокинутые в направлении от осевой части. Эти крупные структуры сильно осложнены складками более мелких порядков и разрывами, которые в силу явления опрокидывания северного крыла антиклинория на север, а южного — на юг образуют в разрезе как бы веер, открытый кверху. Антиклинорий в целом, таким образом, выступает как веерообразное антивергентное складчатое сооружение.

Морфология складок и разрывных нарушений неодинакова в разных частях антиклинория не только по положению осевых поверхностей и поверхностей сместителей, но и по другим морфологическим признакам. Складки III и IV порядков, осложняющие антиклинали I и II порядков, часто обладают более сжатой и причудливой формой, нежели складки, осложняющие крупные синклинали. Поверхности сместителей разрывов в основном согласны с общей вергентностью складчатости. На южном крыле антиклинория преобладают сбросы, в ядре — взбросы, а на северном крыле — чешуйчатые надвиги. В крупных антиклиналях отмечается более совершенное развитие кливажа, чем в синклиналях. Следует подчеркнуть постепенную утрату морфологической однородности мелкой складчатости в пределах крупных положительных и отрицательных складчатых структур в направлении с востока на запад. По пересечению антиклинория в районе Шахристанского перевала установлено, что складки III и IV порядков в пределах крупных антиклиналей и синклиналей деформированы практически одинаково интенсивно и по морфологии различаются мало. В 2—3 км западнее начинает проявляться дифференциация, которая уже совершенно явно выражена в долине р. Амандара, где мелкая склад-

чатость в пределах крупных антиклиналей гораздо сложнее по морфологии, чем в синклиналях.

Следующая изученная периклиналильная зона — это юго-восточное замыкание юрского ядра мегантиклинория Большого Кавказа — Тфанский антиклинорий. Антиклинорий отделяется от других структурно-формационных зон (ступеней) на севере Ахтычайским, а на юге — Малкамудским разломами. В разрезе он состоит из трех складок I порядка, названия которым дали В. Е. Хаин и Н. М. Шарданов, — центральной веерообразной Базардюзинской антиклинальной (ядро) и двух синклинальных, обрамляющих ее с севера и юга (крылья). Синклинали I порядка называются соответственно Хиналыкской и Сарыдашской. В свою очередь, центральная антиклиналь состоит из трех складок II порядка — двух антиклиналей (северной и южной) образующих как бы «уши» веерообразной структуры, и центральной синклинали, расположенной между ними. На большей части исследованной территории осевые поверхности мелких складок (III порядка и более мелких), а также плоскости кливажа и разрывов в южной антиклинали II порядка ядра антиклинория и на южном его крыле имеют падение на север, а в северной антиклинальной складке II порядка и на северном крыле антиклинория — на юг. Это придает Тфанскому антиклинорию в разрезе веерообразный антивергентный характер. В восточной, периклиналильной части антиклинория веерообразный характер структуры уступает место общему моновергентному опрокидыванию складок на юг. Разрывные нарушения имеют углы падения сместителей, согласные, как правило, с местной вергенцией. Их амплитуды достигают иногда значительного размера. Чаще всего у разрывов опущено южное крыло.

Тфанский антиклинорий представляет собой весьма разнообразную по морфологии мелкой складчатости структуру. Заметные ее изменения наблюдаются как вкрест простираения крупных складок, так и с востока на запад по простираению. По всем имеющимся профилям видно, что простые открытые мелкие складки приурочены к синклиналям I и II порядков, а более напряженная мелкая складчатость наблюдается в пределах антиклинальных складок II порядка. По простираению напряженность мелкой складчатости снижается в целом с запада на восток по мере приближения к периклиналильному замыканию антиклинория. При этом более просто устроенные синклинали I и II порядков занимают все большую часть площади антиклинория, а сравнительно сложно построенные антиклинали II порядка приобретают гребневидный облик.

Гойтхско-Ачишхинский антиклинорий располагается в осевой части северо-западного окончания мегантиклинория Большого Кавказа. С севера и юга антиклинорий ограничен крупными разрывными нарушениями — соответственно Главным Кавказским надвигом и Краснополянским разломом. В поперечном сечении антиклинория (см. рис. 16) устанавливается крупная (I порядка) антиклиналь в центральной, осевой его части (ядро), обрамленная с севера и юга крупными (также I порядка) синклиналями (кры-

ля). Форма этих складок по простиранию сильно изменяется. В восточной части исследованной территории, в бассейне р. Мзымты, антиклиналь, имеющая здесь название Ачипсе, характеризуется в сечении горбовидной формой и значительными размерами (рис. 16, а). Она сложена глинистыми породами лейаса. Складка довольно открытая по форме. В ядре развита напряженная, сложная мелкая складчатость без ярко выраженной вергентности (осевые поверхности субвертикальны) и совершенный кливаж. В более западных пересечениях антиклинория — в бассейне р. Шахе (по долинам ее притоков) — описанная антиклиналь I порядка несколько меняет свою форму. Ядро антиклинория здесь приобретает веерообразный характер (рис. 16, б). Ширина антиклинали несколько уменьшается. В ядре антиклинали в аргиллитах лейаса удается проследить 2—3 пары осложняющих сопряженных антиклинальных и синклинальных складок, осевые поверхности которых образуют в разрезе как бы веер, открытый кверху.

Далее на запад в поперечных пересечениях антиклинория по долинам рек Хахопсе (рис. 16, в) и Тугупс в верховьях р. Пшехи антиклиналь I порядка (Хахопсинская антиклиналь) в ядре остается сравнительно небольшой и довольно сложно построенной. Кливажированные аргиллиты плинсбахского, тоарского и ааленского ярусов смяты здесь в серию мелких сильно сжатых складок. Веерообразный антивергентный в разрезе характер расположения осевых поверхностей выражен слабее, чем в бассейне р. Шахе.

Расположенная к северу от ядра антиклинория обрамляющая синклиналь I порядка выполнена более молодыми, верхнетоарскими и ааленскими отложениями. В восточной части района (бассейны рек Мзымты и Шахе) северное ее крыло в значительной мере нарушено Главным Кавказским надвигом. В пределах синклинали устанавливается (см. рис. 16, а, б) несколько более простая по морфологии мелкая складчатость (преобладают менее сжатые формы), чем в антиклинальном ядре антиклинория.

Слагающая южное крыло антиклинория Ачишхинская (западнее — Чуринская) синклиналь I порядка представляет собой очень широкую крупную, сложно построенную структуру. Синклиналь выполнена глинистыми породами верхнего тоара и ааленского яруса, а также пирокластическими образованиями среднего — кислого состава байосского яруса средней юры. В разрезе она имеет открытую округлую форму, осложнена несколькими антиклиналями и синклиналями II порядка и многочисленными складками III порядка. В глинистых толщах тоара и аалена развит совершенный кливаж осевой плоскости. Осевые поверхности складок II и III порядков и поверхности кливажа в поперечном разрезе этой крупной синклинали расположены веерообразно антивергентно, т. е. в северной части падают на юг, а в южной — на север. Морфология мелких складок в поперечном сечении Ачишхинской синклинали неоднородна. Наиболее сжатые узкие складки отмечаются в северном и южном крыльях этой крупной структуры, а в ядре — более открытые и широкие.

В более западных пересечениях (верховья р. Пшехи) крылья антиклинория образованы двумя широкими открытыми синклиналями, очень крупными, сложенными сравнительно более молодыми некливажированными породами, осложненными довольно простыми мелкими складками без ярко выраженной вергентности. В пределах синклинали южного крыла антиклинория имеется осложняющая Индюкская антиклиналь II порядка (рис. 16, в), прослеживающаяся в верховьях рек Пезуапсе и Тугупс, сложенная интенсивно дислоцированными породами аалена.

Гойтхско-Ачишхинский антиклинорий в целом, таким образом, отчетливо расчленяется по структурным особенностям складчатости на антиклинальное (I порядка) ядро и два обрамляющих синклинальных крыла. Ядро выражено крупными антиклиналями II порядка, кулисообразно сменяющимися одна другую по простиранию.

Качественный анализ морфологической неоднородности складчатости. Качественный структурный анализ складчатости изученных антиклинориев показывает, что между ними имеются многие черты как сходства, так и различия. Антиклинории имеют в своем строении антиклинальное ядро и синклинальные крылья, осложненные более мелкими складками. Наиболее сложные и сжатые мелкие складки отмечаются в пределах крупных антиклиналей, в крупных синклиналях — более простые по морфологии. Указанная неоднородность морфологии мелкой складчатости нарастает по простиранию антиклинориев обычно в направлении периклинали.

К чертам различия следует отнести несколько разные размеры ядра и крыльев во всех трех структурах, разное количество и взаимное расположение антиклиналей II порядка в пределах антиклинального ядра, а следовательно, и разное количество участков относительного усложнения мелкой складчатости.

Наиболее крупной структурой является Зеравшано-Туркестанский антиклинорий, складчатость на его территории наиболее сложная и сжатая. Отмечается несколько линейно вытянутых полей относительного усложнения морфологии складчатости, отвечающих антиклиналям II порядка. Они ориентированы кулисообразно под острым углом к простиранию антиклинория. Морфологическая неоднородность нарастает в западном направлении.

Тфанский антиклинорий несколько уже Зеравшано-Туркестанского. Соответственно в нем меньше ширина и высота крупных складок. Антиклинальные складки II порядка, подставляя друг друга по простиранию в виде длинных кулис, вытягиваются в виде трех протяженных полос, расположенных под острым углом к общему простиранию антиклинория. Соответственно имеются протяженные антиклинали с более сложным строением мелких складок, разделенные и обрамленные также протяженными полосами с относительно более простой мелкой складчатостью, соответствующими крупным синклиналям. Эта неоднородность в морфологии складчатости несколько увеличивается в направлении с запада на восток.

Гойтхско-Ачишхинский антиклинорий характеризуется наименьшей шириной (особенно в центральных частях) и высотой складок I порядка. Ядро выражено одной полосой кулисообразно подставляющих друг друга по простиранию протяженных антиклиналей, веерообразный антивергентный характер расположения складок в ядре антиклинория в отличие от первых двух случаев в целом выражен очень слабо. Эта неширокая полоса антиклинального строения характеризуется наиболее сложной мелкой складчатостью. В западной части антиклинория в пределах его синклинальных крыльев имеются дополнительные антиклинали II порядка, также осложненные очень напряженными мелкими складками. Таким образом, к западу морфологическая неоднородность складчатости увеличивается.

Количественная оценка изменений морфологии складчатости периклинальных зон антиклинориев. Итак, полная (голоморфная) складчатость в пределах трех рассмотренных антиклинориев постепенно утрачивает свою морфологическую однородность по простиранию этих структурных зон, приобретая черты, характерные для промежуточной складчатости. Для подтверждения этого вывода следует попытаться оценить данное явление количественно. Методики для таких оценок существуют. Изменение «интенсивности» складчатости по простиранию структурных зон наиболее наглядно видно из сопоставления предложенного А. В. Вихертом (в 1972 г.) коэффициента избыточной длины слоев (λ) по всем имеющимся структурно-геологическим профилям для каждого антиклинория. Эта величина представляет собой отношение длины смятых в складки слоев пород к их горизонтальному проложению. После соответствующих замеров и подсчетов построен график изменения этой величины по простиранию структурных зон в направлении от более центральных частей антиклинориев к периклинальному замыканию (рис. 17). По вертикальной оси отложена величина λ , а по горизонтальной — положение структурно-геологических профилей по простиранию каждого из антиклинориев в масштабе. Конфигурация полученных кривых сходна. В общем величина λ в направлении периклинальных зон антиклинориев убывает, но не равномерно, а скачкообразно. Первые 50 км характеризуются более или менее равномерным ее уменьшением, далее в направлении периклинали она возрастает, достигая «пика» примерно на расстоянии 75 км от точки начала графика, а затем вновь постепенно уменьшается до абсолютного минимума вблизи периклинали (только для кавказских складчатых зон). Абсолютные величины λ для Тфанского и Гойтхско-Ачишхинского антиклинориев довольно близки, поэтому соответствующие кривые, особенно для более далеких от периклиналей профилей, идут рядом. Зеравшано-Туркестанский антиклинорий характеризуется в целом более высокими значениями λ , что выражается на графике в более высоком положении кривой.

Полученные местные увеличения значений λ на графике, конечно, совпали случайно, но положение их в структуре кавказских

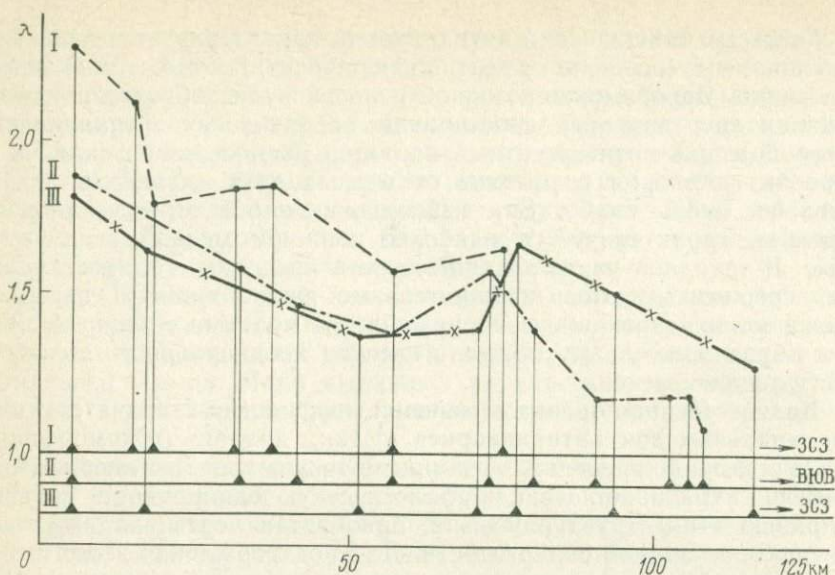


Рис. 17. График изменения коэффициента избыточной длины слоев (λ) по простиранию: Зеравшано-Туркестанского (I), Тфанского (II) и Гойтхско-Ачишхинского (III) антиклинорий.

Вертикальные линии показывают положение структурно-геологических профилей

складчатых зон закономерно, максимумы значений связаны с поперечными зонами (для Тфанского антиклинория — с Карачайской флексурой, по Вихерту и др. (1966 г.), а для Гойтхско-Ачишхинского — с Тугупсинско-Хукинской зоной диагональных разломов).

Чтобы проиллюстрировать неоднородность складчатости вкрест простирания складчатых зон антиклинорий, можно применить методику количественной оценки морфологической сложности складчатости по семи структурным признакам [27]. Вкратце этот метод сводится к разделению каждого структурно-геологического профиля на более или менее соразмерные участки (протяженностью 500—1500 м) со сравнительно однородной морфологией складок III и IV порядков. Затем на каждом участке выясняются признаки: 1) углы при вершинах складок, 2) степень подобия формы антиклиналей и синклиналей, 3) наличие кливажа, 4) соотношение ширины, замков и крыльев складок, 5) углы падения осевых поверхностей складок, 6) соотношение количества сравнительно более крупных и более мелких складок и, наконец, 7) положение зеркала складчатости. Каждому участку по каждому признаку присваивается определенная количественная (экспертная) оценка.

Признаки разделяются на более значимые (первые три) и менее значимые (остальные). Каждому признаку экспертным путем придан «вес» этого признака в общей оценке. Максимальная возможная оценка более значимых признаков 0,2, а минимальная — 0;

для менее значимых соответственно 0,1 и 0, для признаков 5 и 7 — минимальная 0,05.

Оценка на каждом участке преследует цель установить, соответствует ли мелкая складчатость по морфологии складчатости голоморфного типа (максимальная оценка) или складчатости промежуточной (минимальная оценка) по данному структурному признаку. Когда участок оценен по каждому признаку, делается суммарная оценка путем простого сложения отдельных оценок. Суммарная оценка характеризует степень соответствия мелкой складчатости на данном участке по морфологии голоморфному типу. Причем голоморфный (полный) тип и промежуточный тип складчатости характеризуются непрерывностью, плавностью взаимных переходов и принимаются за две крайние точки постепенного ряда морфологических разновидностей. Оценка всех выделенных участков позволяет проследить количественное изменение степени морфологической сложности складчатости по простиранию каждого профиля, а следовательно, вкрест простирания складчатых зон, а также установить площадную неоднородность морфологии мелкой складчатости путем проведения интерполяции полученных величин между всеми имеющимися субпараллельными друг другу профилями.

Для всех структурно-геологических профилей были произведены вышеописанные операции. Выяснилась существенная разница величины степени морфологической сложности складчатости для разных участков всех профилей. Интерполяция данных на карте между линиями профилей, произведенная путем соединения между собой границ участков в соответствии с принятыми градациями значений оценки, позволила проследить полосы относительного увеличения и уменьшения значения степени морфологической сложности мелких складок на территории каждой из трех изученных складчатых зон.

В восточной части Зеравшано-Туркестанского антиклинория (рис. 18) преобладают очень высокие оценки морфологической сложности складчатости. В ядре и в пределах большей части южного крыла антиклинория они составляют 0,9—0,95 и только на северном крыле и на левобережной части долины р. Зеравшан — в южной части южного крыла — 0,75—0,8. Несколько западнее в центральной части ядра антиклинория наряду с очень высокими оценками этой величины появляются участки со сравнительно более низкими значениями (0,45; 0,5; 0,75; 0,85); несколько пониженные значения сохраняются также в северной части северного и южной части южного крыльев (0,5; 0,75; 0,8). В западной части антиклинория эти неоднородности складчатости прослеживаются в виде трех полос относительного усложнения морфологии складчатости (оценки 0,9—1,0), разделенных линейными узкими полосами сравнительно более низких значений (от 0,5 до 0,85); южная полоса более сложной складчатости также обрамлена с юга и востока (на южном крыле антиклинория) довольно обширными полями сравнительно более низких значений оценок (0,5—0,7).

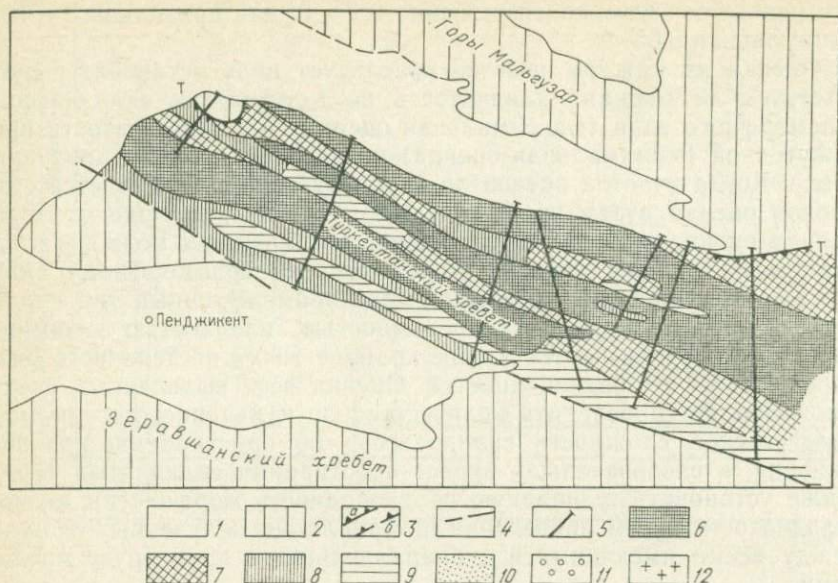


Рис. 18. Морфологическая сложность складчатости Зеравшано-Туркестанского антиклинория.

1 — четвертичные отложения; 2 — зона обрамления; 3 — региональные разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 4 — прочие разломы; 5 — линии структурно-геологических профилей; 6—11 — степени морфологической сложности: 6 — 1,0—0,9; 7 — 0,85—0,75; 8 — 0,7—0,6; 9 — 0,55—0,45; 10 — 0,4—0,3; 11 — 0,25—0,1; 12 — кристаллические блоки; Т — Туркестанский разлом

Таким образом, анализ характера распределения оценок морфологической сложности складчатости на площади показывает, что единое поле высоких и очень высоких оценок (0,8—1,0), характерное для восточной части изученного района, к западу распадается на отдельные сравнительно узкие полосы, разделенные линейно протягивающимися участками средних значений (0,5—0,75). Широкая полоса средних значений степени морфологической сложности складчатости непрерывно прослеживается также в южной части южного крыла антиклинория.

Тфанский антиклинорий характеризуется более широким диапазоном значений степени морфологической сложности складчатости, чем Зеравшано-Туркестанский (рис. 19). На его территории выделяются участки с высокими (0,75—1,0), средними (0,45—0,7) и низкими (0,1—0,4) значениями оценки. Высокие значения концентрируются в пределах четырех узких кулисообразно подставляющих друг друга линейных полос, протягивающихся широтно под острым углом к общему простиранию антиклинория. Северная полоса, не выходящая за пределы Восточного Дагестана, соответствует участку приразломного усложнения мелкой складчатости в висячем крыле Ахтычайского надвига. Три остальные полосы соответствуют выделенным А. М. Шурыгиным в 1961 г. антиклиналь-

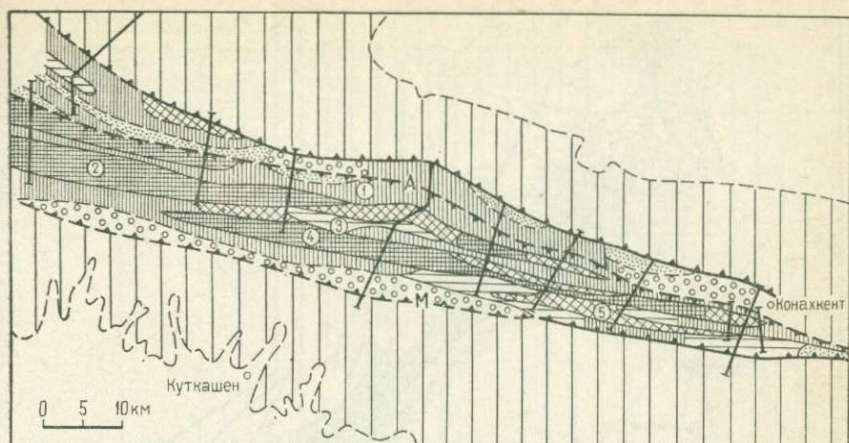


Рис. 19. Морфологическая сложность складчатости Тфанской ступени

Разломы: А — Ахтычайский и М — Мал'камудский. Крупные синклинали и антиклинали (цифры в кружках): 1 — Хиналыкская, 2 — Ерфинская, 3 — Буланыхская, 4 — Джиминская, 5 — Бабадагская

(Условные обозначения см. рис. 18)

ным складкам II порядка — соответственно Ерфинской, Джиминской и Бабадагской (см. рис. 19). Полосы с высокими значениями оценки разделяются линейными полосами со средними значениями и обрамляются с севера и юга, по периферии антиклинория, довольно широкими полосами со средними и низкими значениями величины оценки. Эти полосы соответствуют крупнейшим синклиналям I и II порядков — Хиналыкской, Буланыхской и Сарыдашской. На карте видно некоторое уменьшение значений оценки в пределах антиклиналей в направлении периклинали. В этом же направлении, уменьшается ширина антиклиналей.

Сходная картина наблюдается для Гойтхско-Ачишхинского антиклинория (рис. 20). Максимальные значения оценки прослеживаются в осевой части структурной зоны в виде кулисообразно подставляющих друг друга линейных полос, соответствующих антиклиналям Ачипсе, Хахопсинской и Индюкской. Средние и низкие значения приурочены к обрамляющим их с юга и севера крупным (I порядка) синклиналям: Пшишской, Пшенахской, Чуринско-Ачишхинской. В пределах крупных синклиналей имеются также небольшие участки местного увеличения оценки морфологической сложности складчатости, соответствующие осложняющим их антиклиналям II порядка: Садовой и Терзианской. Высокие значения оценки в антиклиналях II порядка Гойтхско-Ачишхинского антиклинория в направлении периклинали уменьшаются, а поля средних и особенно низких значений занимают все большую часть площади антиклинория.

Проведенная количественная оценка морфологической сложности складчатости по участкам позволяет сделать объективный вывод о влиянии особенностей литологического состава дислоциро-

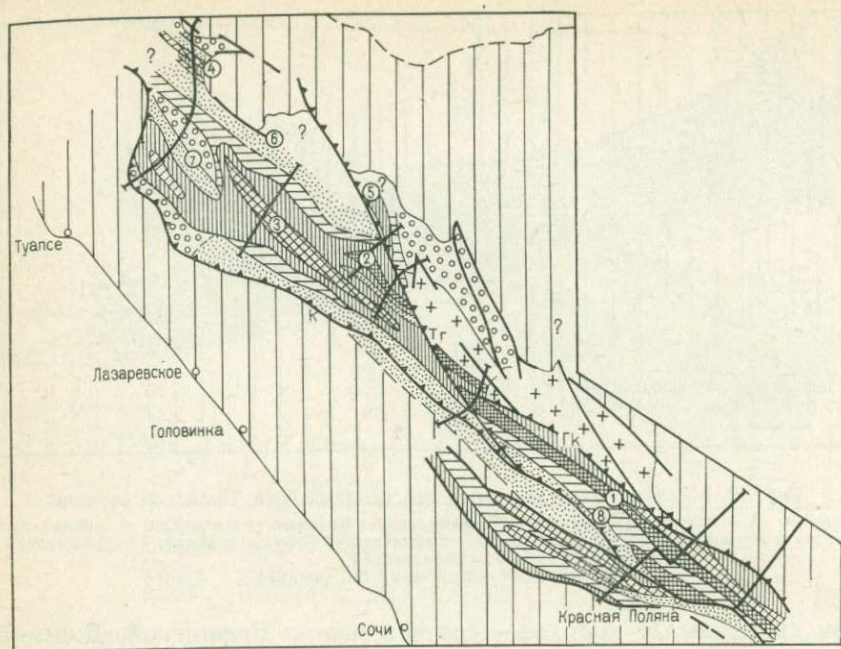


Рис. 20. Морфологическая сложность складчатости Гойтхско-Ачишхинского антиклинория.

Разломы: ГК — Главный Кавказский, Тг — Тугупинский, К — Краснополянский. Крупные антиклинали и синклинали (цифры в кружках): 1 — Ачипсе, 2 — Хахопсинская, 3 — Индюжская, 4 — Садовая, 5 — Терзианская, 6 — Пшишская, 7 — Пшенахская, 8 — Чурино-Ачишхинская. (Условные обозначения см. рис. 18)

ванных тонкослоистых терригенных толщ на степень сложности складчатости. Из качественного анализа складчатости видно, что литологические особенности выделенных мелких осадочных пород не определяют форму мелких и крупных складок. При высокой степени морфологической сложности складчатости породы как флишoidных, так и глинисто-сланцевой формаций деформированы одинаково сильно, а при невысокой степени — в крупных антиклиналях породы всех участвующих в разрезе формаций дислоцированы сильнее, чем в синклиналях.

Если для каждой формации отложить по одной оси графика значения оценки степени морфологической сложности для всех участков всех пересечений антиклинория, а по другой оси — количество участков с определенными значениями такой оценки, то полученные кривые будут характеризовать распределение участков с разной морфологией складчатости с учетом литологических особенностей пород каждой формации (рис. 21).

В результате выяснилось, что кривые для формаций Зеравшано-Туркестанского (I) и Тфанского (II) антиклинориев обладают

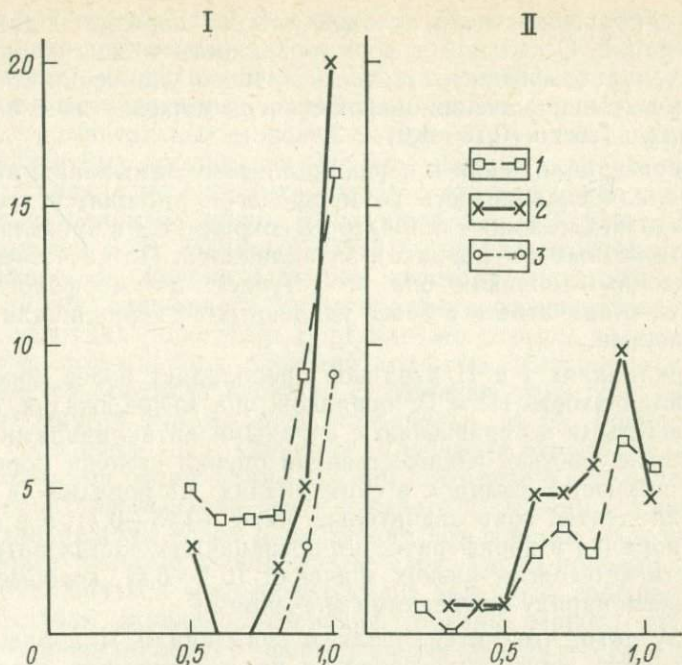


Рис. 21. Графики-гистограммы степени морфологической сложности складчатости Зеравшано-Туркестанского (I) и Тфанского (II) антиклинориев.

Формации: 1 — верхняя флишoidная, 2 — глинисто-сланцевая, 3 — нижняя флишoidная

большим сходством, максимумы и минимумы количества участков с определенными значениями степени морфологической сложности складчатости приходится на одни и те же точки. Следовательно, литологические особенности пород в нашем случае действительно не оказывают существенного влияния на морфологию складчатости. В то же время при наличии в разрезе иных в механическом отношении мощных толщ карбонатных, вулканогенных или толсто-слоистых терригенных пород особенности состава и характера переслаивания толщ, по-видимому, существенно сказывались бы на форме отдельных складок и складчатости вообще.

Качественный и количественный анализы морфологической сложности складчатости в рассмотренных антиклинориях позволяют сделать следующие выводы.

Антиклинорные зоны полной (гоморфной) складчатости вдали от периклинальных замыканий сравнительно однородны по морфологии мелкой складчатости. В этих местах складки III и IV порядков по всей ширине зоны примерно одинаково сложны по форме, узко сжаты, антиклинали подобны синклиналям, породы интенсивно кливажированы, имеют место явления ярко выраженной вергентности, крутого наклона зеркала складчатости, сосущей-

ствования большого числа складок разного порядка и даже разных генераций. О сильной деформированности толщ говорят большие значения коэффициента относительного удлинения слоев (λ) и сплошь высокие значения оценок степени морфологической сложности складчатости (0,75—1,0).

По мере приближения к периклинальному замыканию антиклинория мелкая складчатость по морфологии становится все более неоднородной. Сложная складчатость сохраняется в пределах крупных протяженных (II порядка) антиклиналей. По качественным и количественным оценкам она не уступает по морфологической сложности складчатости в более удаленных от периклинали частях антиклинориев.

В синклиналях I и II порядков преобладает более простая по форме складчатость III и IV порядков, она менее сжатая, с более слабо развитыми по сравнению с крупными антиклиналями квиважем и вергентностью. Количественная оценка степени морфологической сложности складок в синклиналях II порядка в осевых частях складчатой зоны значительно ниже (0,45—0,7), а в синклиналях I порядка в периферических пограничных частях антиклинориев достигает совсем низких значений (0,1—0,4), которые встречаются здесь наряду со средними значениями.

В силу того, что антиклинали и синклинали II порядка подставляют друг друга кулисообразно по простиранию складчатой зоны, полосы связанной с ними соответственно более сложной и менее сложной мелкой складчатости размещаются также кулисообразно, под острым углом к направлению простирания складчатой зоны в целом. Вблизи периклинальных замыканий антиклинориев часто видно, как линейные полосы морфологически относительно более сложной складчатости изолированы и обрамляются со всех сторон полями с менее сложной структурой.

Непосредственно вблизи периклиналей антиклинориев в пределах крупных антиклиналей мелкая складчатость становится также более простой по форме (оценка степени морфологической сложности складчатости составляет 0,75—0,85), чем в более удаленных от периклиналей частях, а синклинали со сравнительно еще более простой мелкой складчатостью (0,1—0,55) занимают сравнительно большую часть площади антиклинориев.

Таким образом, вблизи периклинальных замыканий антиклинориев полная складчатость теряет свою однородность и свойство подобия в пределах крупных синклиналей и антиклиналей и приобретает морфологические черты промежуточной складчатости. Это необходимо учитывать при реконструкциях механизма складкообразования в пределах структурных зон, прошедших инверсионный путь развития. Кулисообразное расположение осей крупных складок, обычное для рассмотренных складчатых сооружений, противоречит возможности применить механизм простого внешнего сжатия для объяснения формирования вышеописанных складчатых структур, так как направление действия сил при горизонтальном

сжатии для складок I и II порядка и для мелких структур будет азимутально различаться.

Интересно сопоставить особенности морфологических неоднородностей складчатости, полученные для природных объектов и для экспериментальных моделей складчатых систем, выполненных в эквивалентных материалах. Из всех известных моделей, имитирующих складчатые системы, с первого взгляда наибольшим сходством с изученными природными объектами обладают два типа. Один получен В. Н. Лариным (1975 г.) путем значительного горизонтального сокращения размеров жесткого основания, подстилающего толщу, сложенную тонкими слоями разноцветного пластилина в условиях подогрева. В результате отрыва пластилинового «чехла» и сгуживания слоистой толщи в обстановке дефицита пространства возникла сложная складчатая структура кавказского типа. Другой тип моделей разработан М. А. Гончаровым и Ю. М. Гореловым [11]. Сложная складчатая структура образовалась в слоистой толще канифоли при подогреве снизу в результате адвективного всплывания более прогретого, легкого и пластичного материала нижних слоев и внедрения его в более холодные, вязкие и более тяжелые вышележащие слои. Таким образом, в основу этих типов моделей экспериментаторы заложили совершенно разный механизм складкообразования. Модели первого типа иллюстрируют представление о формировании складчатости в условиях горизонтального сокращения размеров системы и сгуживания материала, т. е. они выполнены с позиций геологического мобилизма. В моделях второго типа, напротив, подразумевается, что процесс складкообразования обусловлен чисто вертикальными силами.

Изучение соотношения формы мелких и крупных складок природных объектов позволило выявить две главные закономерности.

Во-первых, мелкие складки в пределах крупных антиклиналей по большей части обладают более узкой сжатой формой, чем в крупных синклиналях. Во-вторых, форма крупных складок (I и II порядков) в сечении почти всегда более простая и открытая, чем форма осложняющих их мелких складок (III и IV порядков). Массовые замеры углов в замках мелких складок отдельно для крупных антиклиналей и синклиналей в четырех моделях первого типа и их статистическая обработка показали, что эти закономерности для соотношения складок разных порядков здесь не наблюдаются. И в крупных антиклиналях и синклиналях более мелкие складки характеризуются углами в замках от 20 до 140°, причем каких-либо преобладающих значений не отмечается. В то же время крупные складки в сечении по форме не отличаются от мелких. В центральной части моделей они очень сложные, узкие, часто изоклинальные, а по краям — более открытые и широкие, часто карбонатные, но также похожи на осложняющие их мелкие деформации.

Три модели второго типа при статистической обработке замеров углов в замках складок показали большое сходство с природными объектами.

Углы в замках мелких складок в крупных антиклиналях совершенно так же, как и для проанализированных профилей через Тфанский антиклинорий, изменяются в основном от 40 до 90° (более 90 % всех замеров). Для крупных синклиналей характерно изменение углов в замках мелких складок в более широких пределах (50—140°). Углы в замках крупных складок для моделей второго типа составляют в основном 80—150°, т. е. они в значительной мере более открытые, менее сжатые, чем осложняющие их мелкие складки.

Анализ соотношения формы мелких и крупных складок в моделях и на разрезах Тфанского антиклинория показал значительное сходство этой складчатой зоны с моделями М. А. Гончарова и Ю. М. Горелова и существенное несходство с моделями В. Н. Ларина.

Полученные особенности морфологии полной складчатости периклинальных зон антиклинориев и сходство их структуры со структурой канифольных моделей подтверждают предположение о возможности формирования складчатости в условиях адвективного нагнетания глинистых толщ в ядра крупных антиклиналей под действием объемной силы тяжести.

Глава 7

ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ И ГЛУБОКАЯ КОРА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И СРЕДИННЫХ МАССИВОВ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Как известно, представления о глубинном строении земной коры и верхней мантии базируются на геофизических данных, главным образом на сейсмических скоростных разрезах. В связи с широкой постановкой сейсмических работ и построением протяженных сейсмических профилей и карт глубинного строения больших территорий так или иначе встает вопрос интерпретации геофизических материалов и геологических суждений о том, какими комплексами горных пород сложены те или иные подразделения верхней мантии и земной коры. Поэтому следует обсудить, какие каменные геологические материалы имеются для интерпретации глубинных разрезов и какие вещественные химические модели могут быть предложены.

Еще не так давно главным источником наших знаний о вещественном составе верхней мантии были самые общие сведения астрономии о распространенности химических элементов в звездах и планетах и аналитические данные исследования метеоритов, состав которых отождествлялся с глубинными подразделениями мантии и ядра Земли. Позже к этому добавились данные по аналитическому изучению земных пород мантийного происхождения — массивов

ультраосновных пород. Сейчас исключительное значение имеют материалы минералогического и химического изучения включений и ксенолитов глубинных пород в магматических аппаратах — кимберлитовых и базальтовых трубках взрыва и в вулканах. Петрологические методы оценки температуры и давления минеральных равновесий в таких породах позволяют оценить их глубинность и при достаточном обилии и разнообразии глубинных пород построить вещественные разрезы коры и верхней мантии. В перспективе будут использоваться разрезы сверхглубоких скважин, которые сейчас еще единичны и не могут полно осветить вопрос о вещественном составе глубокой коры.

Следует предостеречь от излишнего оптимизма в желании детальной интерпретации глубинных сейсмических разрезов. Каменные материалы о вещественном составе мантии и глубокой коры очень неравномерно распределены по отдельным регионам, чаще всего они фрагментарны и очень ограничены.

Обращаясь к геофизическим разрезам глубокой коры и верхней мантии опять же не следует переоценивать их информативность. Имеется разная степень достоверности выделения тех или иных границ. Как указывают специалисты, нельзя прямолинейно сопоставлять и сравнивать региональные сейсмические разрезы. В их основу могут быть положены разные модельные принципы, разная регистрирующая и счетная техника. Тем не менее, несмотря на множество оговорок, можно видеть, что геофизические разрезы земной коры и мантии отличаются простотой и даже неким монотонным единообразием. Всегда уверенно выделяется тот или иной вариант поверхности Мохо. Более или менее уверенно фиксируются глубинные разломы, разделяющие тектонические блоки или сегменты крупных геологических структур. Гораздо менее уверенно выделяются другие границы, особенно внутри коры.

Учитывая, что поверхность Мохо выделяется всегда и наиболее уверенно, на вещественных моделях следует сделать акцент именно на эту границу и на вещественную смену мантийных и коровых пород. Следует идти по пути типизации крупных сегментов Земли и говорить о типичных разрезах коры и мантии достаточно крупных блоков, единых по своей геологической природе. Есть все основания полагать, что литосфера крупных геологических подразделений имеет закономерное, фиксированное строение и состав, одинаковые для одинаковых геоструктурных элементов и разные — для разных. Кстати, именно это обстоятельство — фиксированное глубинное строение крупных геологических структур с очень глубоким мантийным корнем — должно предостеречь от идей глобального мобилизма.

Главными геолого-структурными элементами континентов являются платформы и складчатые пояса. Древние платформы — это наиболее типичные континентальные структуры. Их глубинное строение и состав наиболее известны, так как исключительное значение имели детальные исследования глубинных включений в трубках взрыва кимберлитов и щелочных базальтов. Эти материалы

во многих случаях позволяют говорить о весьма детальных разрезах коры и верхней мантии, подкрепленных большим количеством химических анализов.

Труднее охарактеризовать вещественный состав верхней мантии и глубокой коры складчатых поясов, учитывая, с одной стороны, сложность и гетерогенность их строения, а с другой — крайнюю ограниченность вещественных объектов глубинного происхождения.

Сложность и гетерогенность строения складчатых поясов говорят о том, что здесь вряд ли возможна некая обобщающая единая модель мантийно-корового разреза. Скорее всего надо выделить ряд локальных разрезов (моделей), соотношенных с типовыми внутренними элементами подвижных поясов. Как известно, геологическое развитие всех подвижных складчатых поясов достаточно индивидуально и неповторимо. Однако геосинклинальная теория выявила ряд типовых внутренних элементов подвижных поясов и общую модель их развития. Геосинклинальные подвижные пояса, несмотря на исключительное разнообразие, в своей основе содержат одни и те же главные элементы. Это осевые впадины или эвгеосинклинальные зоны, выполненные основным и кислым вулканическим материалом, плутонические поднятия гранитоидного состава, амагматичные миеосинклинальные зоны, представленные впадинами, заполненными осадочными породами, срединные кристаллические массивы и краевые структуры типа краевых прогибов, краевых массивов или краевых вулканических поясов. Не для всех этих геоструктурных элементов мы знаем кристаллическое основание и мантийное вещество. Но для некоторых срединных массивов и эвгеосинклинальных зон может быть разработана модель мантийно-корового разреза: для срединных массивов — перидотит-эклогитовая, для эвгеосинклинальных зон — перидотит-габбровая. И такие разрезы, конечно, отличаются от перидотит-гранулитовых мантийно-коровых разрезов древних платформ.

Рассмотрим типовые мантийно-коровые разрезы таких континентальных геоструктурных подразделений, как древние платформы и срединные массивы складчатых поясов.

Судя по сборам глубинных ксенолитов в кимберлитовых и базальтовых трубках взрыва, верхняя мантия и глубокая кора древних платформ — Сибирской, Южно-Африканской, Северо-Американской и Австралийской — имеют очень сходное строение и одинаковый состав. В большинстве случаев однозначно решается вопрос состава глубокой коры древних платформ. Это комплексы кристаллических пород основного состава гранулитовой фации метаморфизма, которые залегают выше поверхности Мохо. Ниже располагается мантийный материал из шпинелевых и гранатовых перидотитов и эклогитов. Для древних платформ характерен перидотит-гранулитовый тип мантийно-корового разреза.

Имеется огромная литература, в которой обсуждается состав мантийных включений из кимберлитовых трубок. Для Сибирской платформы модели строения и состава мантии были предложены А. П. Бобриевичем, В. С. и Н. В. Соболевыми, В. А. Милашевым.

В последние годы большие исследования минералогии и химизму мантийных пород проведены А. Д. Харьковым, А. И. Пономаренко, И. П. Илупиным, К. Н. Никишовым и др.

Южная Африка — издавна известный кимберлитовый регион. Первые суждения о составе мантийных пород сложились именно здесь. В традиционном и давно разрабатываемом районе Кимберли в трубках Булфонтейн, Дютойтспен, Весселтон известны и хорошо исследованы включения гранатовых и шпинелевых перидотитов, которые имеют одинаковый химический состав, но относятся к разнотрубным разновидностям мантийных пород. Эклогиты в этих трубках редки и можно полагать, что верхняя мантия характеризуется перидотитовым составом с редкими линзами эклогитов. Однако имеются, по-видимому, резкие вариации состава мантии. Так, в трубке Роберт-Виктор абсолютно преобладают включения пироповых эклогитов, а в трубке Ягерсфонтейн перидотиты резко преобладают над эклогитами и, наконец, в трубках Кимберли и Риверти известны только ксенолиты ультрабазитов.

Подсчеты П. Риквуда показывают, что глубинные ксенолиты установлены более чем в 100 кимберлитовых трубках Южной Африки. В большинстве известны ксенолиты ультраосновных пород, причем в 36 трубках ультрабазиты не сопровождаются эклогитами. Однако имеются и исключения. Так, на юге Капской провинции большая группа трубок содержит только эклогитовые включения, из них наиболее известны ксенолиты трубки Ньюленд. Во многих трубках отмечаются также находки редких разновидностей мантийных пород: алмазсодержащих эклогитов, дистеновых эклогитов, ильменитовых перидотитов, мономинеральных желваков пиропы, ромбического и моноклинного пироксена, флогопита. Все это показывает, что мантийный материал под Южно-Африканской платформой очень неоднороден, местами сильно дифференцирован, а количественные соотношения перидотитов и эклогитов подвержены значительным колебаниям при преобладании перидотитов.

Большая группа кимберлитовых трубок и даек сосредоточена на территории государства Лесото. Мантийный материал в трубках Лесото хорошо изучен П. Никсоном. Среди включений преобладают ультраосновные породы. Среди них встречаются разности катаклазированных перидотитов, причем петрологические данные свидетельствуют, что они более глубинны, чем полнокристаллические разности гранатовых перидотитов.

Очень обильна глубинными включениями трубка Матсоху в Лесото. Дж. Даусон [43] построил своего рода «стратифицированные» колонки или разрезы коры и мантии до глубин 160 км для района этой трубки, а также района Лашайн Северной Танзании.

В Лесото наиболее глубинный интервал 160—140 км представлен гранатовыми лерцолитами с редкими линзами эклогитов, гранатовых гарцбургитов и вебстеритов. Это слой изначального нестощенного мантийного материала, условия минеральных равновесий $T=950-1050^\circ$, $P=4,5-5,0$ ГПа, что соответствует указанной глубине. В ксенолитовом материале менее глубинных горизонтов

мантии существует пробел в ксенолитовом материале. Дж. Даусон полагает, что этот интервал сложен истощенным мантийным материалом, главным образом гранатовыми дунитами и гарцбургитами с линзами пироповых эклогитов. Поверхность Мохо в этом районе располагается на глубине 37 км. Выше залегающие кристаллические породы глубокой коры представлены гранулитами. Ксенолиты гранулитов из трубки Матсоху хорошо описаны и проанализированы. Они сложены гранатом, клинопироксеном, плагиоклазом с небольшим количеством ортоклаза, скаполита, иногда амфибола и слюды. Ксенолиты верхних горизонтов кристаллической коры представлены кислыми гнейсами, филлитами, известково-силикатными породами.

Примерно такой же мантийно-коровой разрез предлагается для района Лашайн в Мозамбикском поясе Северной Танзании, где верхняя мантия сложена гранатовыми и шпинелевыми перидотитами, дунитами, гарцбургитами. Ксенолиты гранатовых перидотитов полнокристаллические и вынесены с глубин до 150 км. Ксенолиты коровых пород представлены кислыми гнейсами, анортозитами и гранулитами.

Для Северо-Американской платформы мантийно-коровые разрезы, основанные на изучении ксенолитов из кимберлитовых трубок, известны для плато Колорадо, штата Канзас, для района Фронт Рейнж, штатов Вайоминг и Монтана (по данным Т. МакГетчина, Д. Брукса и Х. Мейера, Д. Эгглера, Б. Херна и Ф. Бойда).

Для района Фронт Рейнж устанавливается гранулитовое основание коры, которое распространяется до глубины 50 км, ниже располагаются деплетированные истощенные шпинелевые перидотиты, содержащие линзы эклогитов. Глубинный разрез в штате Канзас включает слой докембрийских гранитов, амфиболитов и сланцев, подстилаемый слоем диоритов, габбро, норитов и гранулитов. Гранулиты показываются и выше и ниже поверхности Мохо, с включениями эклогитов они продолжены до глубины 90 км. В основе этого разреза лежит экспериментальная модель габбро-гранулит-эклогитовых переходов.

Наиболее полная модель имеется для плато Колорадо. Верхняя часть коры представлена гранитами, гнейсами, диоритами и габбро, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Средняя и нижняя части коры состоят из сланцев, метаморфизованных в гранулитовой фации; здесь же присутствуют небольшие тела серпентинитов и пироксенитов. Ниже раздела Мохо, с глубины 43 км, отмечается верхняя мантия, которая представлена шпинелевыми перидотитами с малыми линзами эклогитов и пироксенитов, еще ниже начинаются гранатовые перидотиты.

В кимберлитовых трубках штата Монтана обособляются группы полнокристаллических и катаклазированных гранатовых перидотитов. Глубинность катаклазированных перидотитов оценивается в 150 км, полнокристаллических — в 100 км. Разрез верхней мантии подразделяется на слой катаклазированных и полнокристалли-

ческих гранатовых перидотитов с отдельными линзами эклогитов и верхний слой шпинелевых перидотитов.

Обратимся к мантийно-коровым разрезам Сибирской платформы. При наличии здесь многих кимберлитовых тел только в единичных трубках обнаруживается относительно большое количество (менее 0,5 % от объема кимберлита) глубинных включений при достаточном их фаціальном разнообразии, что позволяет строить обоснованные мантийно-коровые разрезы. В настоящее время хорошо изучены коллекции глубинных пород в трех трубках: Обнаженная на севере, Мир в центральной части платформы и Удачная, занимающей промежуточное положение.

Ксенолиты глубинных пород установлены и в других трубках, например Чомур, Ленинград, Слюдянка на севере, Сытыканская, Айхал, Загадочная, Новинка, Комсомольская, Зарница в центральных районах. Однако сборы глубинных включений из этих трубок ограничены, что не позволяет говорить о детальных разрезах коры и мантии. В большинстве кимберлитовых трубок включения составляют ничтожный объем, во многих трубках включения не найдены.

Исследованные группы глубинных включений в известных объектах — трубках Мир, Удачная, Обнаженная — показывают, что следует говорить об индивидуальных разрезах мантии в районах этих трубок и соответственно о региональных особенностях и отличиях в строении и составе мантии. Эти отличия могут иметь разные причины. Главная из них — латеральные и вертикальные неоднородности мантийного материала под древними платформами. Другая — неполнота разрезов в связи со случайностью захвата ксенолитов из разных горизонтов; замечено, что ксенолиты наиболее глубинных горизонтов мантии наиболее редки.

В трубке Обнаженная не известны включения из глубоких горизонтов мантии. Но включения верхов мантийного разреза представлены очень обильно, это группы шпинелевых, шпинель-гранатовых и гранатовых перидотитов. Шпинелевые лерцолиты составляют не менее трети всех включений трубки Обнаженная, с ними ассоциируют безгранатовые пироксениты и дуниты (оливиниты). Поскольку шпинелевые перидотиты изофаціальны с породами гранулитовой фации, можно полагать, что прямо на шпинелевые перидотиты ложится комплекс сланцев и гнейсов гранулитовой фации, без промежуточной подзоны эклогитоподобных основных кристаллических сланцев, как в трубке Удачная.

Гранатовые лерцолиты в трубке Обнаженная представлены достаточно обильно, хотя и меньше, чем шпинелевые. Довольно многочисленны переходные разности гранат-шпинелевых лерцолитов и пироксенитов, причем во многих случаях можно наблюдать развитие граната за счет шпинели, т. е. явление гранатизации. Помимо преобладающих разностей шпинелевых и гранатовых перидотитов в трубке Обнаженная встречаются многочисленные и разнообразные включения иного состава. Это эклогиты с темными гранатами и диопсидами и светлыми гранатами и диопсидами, пирок-

Химический состав включений мантийных пород из трубки

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	43,50	51,1	40,20	47,8	52,4	53,7	44,60	40,66
TiO ₂	0,10	0,07	0,05	0,3	0,23	0,03	0,14	0,10
Al ₂ O ₃	1,4	4,4	4,80	3,3	6,4	3,8	8,75	2,05
Fe ₂ O ₃	1,2	1,36	1,00	0,9	2,73	1,86	1,53	1,98
FeO	6,1	3,44	5,40	5,0	5,7	3,52	5,05	6,80
MnO	0,11	—	0,14	0,11	0,15	0,12	0,17	0,12
MgO	43,21	32,44	31,91	28,52	26,65	23,39	30,12	41,54
CaO	1,43	3,96	8,05	7,90	3,08	7,81	7,71	1,52
Na ₂ O	0,31	0,37	0,14	1,02	0,65	0,53	0,35	0,21
K ₂ O	0,13	0,16	0,11	0,05	0,16	0,07	0,31	0,08
P ₂ O ₅	0,03	—	—	0,06	0,04	—	—	0,04
Na, %	—	0,2	0,06	—	0,48	0,37	0,27	0,14
K, %	0,075	0,06	0,05	0,055	0,085	0,03	0,12	0,068
Rb	5,6	4,7	2,1	2,4	3,2	5,2	5,0	2,0
K/Rb	134	130	240	230	270	150	240	340
Sr	34	50	10	100	8	Сл.	—	38
Ba	12	62	18	40	62	Сл.	—	40
V	10	46	14	40	49	44	—	34
Cr	1250	1250	1400	1250	1250	1250	—	2000
Co	42	30	72	16	3,9	15	—	87
Ni	1350	900	1000	860	580	570	—	1950
Sc	17	25	—	23	17	—	—	—
Cu	8,8	—	7,4	15	7,8	—	—	9

1—6 — гранатовые перидотиты, образцы Л-71-177, Л-71-232, Л-71-103, Л-71-227, Л-71-228, ты, образцы Л-72-66, Л-72-64, 18, Л-71-181; 12—17 — эклогиты и гранатовые пироксениты,

сениты, мономинеральные энстатиты и диопсидиты, ильменитовые и флогопитсодержащие перидотиты, редчайшие разности корундовых и кианитовых эклогитов. Все это говорит о том, что мантийный материал здесь неоднороден, а местами сильно дифференцирован.

В табл. 1 приведены химические анализы отдельных образцов мантийных пород из трубки Обнаженная: гранатовых и шпинелевых перидотитов и эклогитов. Гранатовые перидотиты отличаются высокими содержаниями магния и элементов группы железа, причем концентрации никеля и кобальта явно коррелируются с магнием. Содержание литофильных элементов Al, Ca, Na, K, Rb, Sr, Ba подвержены значительным колебаниям, что подтверждает вывод, что мантийный материал под древними платформами неоднороден и местами дифференцирован. Шпинелевые перидотиты по своему составу подобны гранатовым перидотитам, в них наблюдаются такие же содержания и вариации в содержаниях всех главных и малых химических элементов. Нередко можно слышать, что шпинелевые перидотиты в верхах мантии представляют собой деплетированный материал, истощенный литофильными элементами. В данном случае не так, по содержанию Al, Ca, Na, K, Rb, Li шпинелевые лерцолиты трубки Обнаженная сопоставимы с гранато-

Обнаженная (окислы в %, малые элементы в г/т)

9	10	11	12	13	14	15	16	17
43,50	42,56	42,10	45,80	50,2	50,7	51,0	47,30	47,5
0,07	0,15	0,15	0,08	0,29	0,12	0,4	0,12	0,12
3,23	6,60	7,30	10,70	9,5	12,3	11,7	12,81	19,3
1,48	1,93	1,40	1,82	2,2	2,76	2,0	1,74	1,1
6,99	4,44	5,42	5,70	8,2	6,04	5,44	7,52	8,6
0,14	0,13	0,17	0,15	0,21	0,20	—	0,17	0,20
39,56	36,53	32,01	20,90	17,59	17,0	16,95	15,81	15,2
2,21	3,49	4,85	7,70	9,9	8,8	10,12	9,52	5,5
0,50	0,20	0,40	1,00	1,24	1,48	0,92	1,10	0,77
0,05	0,05	0,12	0,10	0,25	0,22	0,25	0,12	0,24
0,05	0,02	0,04	0,06	0,04	0,03	—	0,06	0,04
0,47	0,14	0,32	0,70	0,87	0,59	—	0,84	0,5
0,024	0,025	0,106	0,062	0,18	0,1	—	0,097	0,13
0,7	0,8	4,0	1,7	9,5	2,9	—	2,5	3,2
340	310	250	365	190	340	—	380	400
80	—	135	60	121	11	87	20	44
36	—	33	140	45	32	47	58	150
38	50	32	49	135	88	180	200	76
1250	3200	920	1115	950	900	1400	250	128
44	175	45	32	25	25	22	26	40
620	1800	540	310	330	400	340	62	140
25	26	20	—	—	80	25	—	25
10	7,2	9	5	105	78	—	4,3	5

Л-71-31; 7 — гранат-шпинелевый перидотит, образец Л-71-70; 8—11 — шпинелевые перидоти-
образцы Л-71-43, Л-71-66, Л-71-57, Л-71-198, О-72-55, О-71-195.

выми перидотитами. В разностях эклогитов увеличивается содержание глинозема и извести и снижается содержание магния, одновременно падает содержание элементов группы железа — кобальта и никеля, концентрация титана и ванадия несколько повышается. Уровень содержания щелочных и щелочноземельных элементов такой же, как в перидотитах. Заметим, что по геохимии малых элементов мантийные пироповые эклогиты мало отличаются от гранатовых перидотитов. Учитывая это обстоятельство, а также принимая во внимание преобладание перидотитов в составе мантии, средний состав именно гранатовых перидотитов следует приравнять к среднему составу верхней мантии.

Несмотря на большое разнообразие включений трубки Обнаженной, по их фациальной принадлежности можно выделить следующие крупные подразделения мантийно-корового разреза: 1) мантийный слой гранатовых перидотитов с прослоями и линзами эклогитов, 2) верхнемантийный слой шпинелевых перидотитов с прослоями оливинитов, пироксенитов и их редкими разностями с пикро-ильменитом и слюдой, 3) коровый слой основных и средних пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации.

Мантийный разрез трубки Удачная несколько отличается от разреза трубки Обнаженная. Среди включений трубки Удачная известны включения алмазодержащих эклогитов и перидотитов (дунитов), относящихся к алмазной субфации и вынесенных с глубины более 150 км. Широко известны также катаклазированные порфирированные гранатовые перидотиты с фиолетовым или оранжевым гранатом, изредка с ильменитом, которые относятся к глубинным образованиям из низов графит-пироповой фации. Выше существенно преобладают полнокристаллические гранатовые лерцолиты. Эклогиты встречаются в резко подчиненном количестве. Хорошо известны редкие разновидности дистеновых эклогитов.

Шпинелевые перидотиты встречаются в трубке Удачная очень редко. По-видимому, слой шпинелевых перидотитов здесь редуцирован или очень мал. И поэтому вверх на переходе к гранулитовым комплексам глубокой коры устанавливается переходный слой эклогитоподобных пород, сложенных гранатом, диопсидом и плагиоклазом. Слой эклогитоподобных пород вверху ограничен ступенью устойчивости гранулитового парагенезиса: гиперстен+плагиоклаз=гранат+диопсид, а снизу от настоящих эклогитов этот комплекс отделен ступенью: гранат+плагиоклаз=диопсид=кианит.

Крупные подразделения мантийно-корового разреза региона трубки Удачная следующие: 1) самый глубинный слой перидотитов и эклогитов на глубине свыше 150 км, 2) слой порфирированных и катаклазированных гранатовых перидотитов (150—100 км), 3) слой полнокристаллических гранатовых перидотитов (100—50 км) с очень редкими линзами и прослоями эклогитов, который протягивается, возможно, вплоть до поверхности Мохо, так как слой шпинелевых перидотитов здесь очень тонок, 4) коровый слой основных эклогитоподобных пород, 5) слой основных и средних метаморфических пород гранулитовой фации.

Для трубки Удачная особо следует остановиться на катаклазированных порфиробластовых перидотитах. Впервые Бойд и Никсон в 1973 г. установили, что порфиробластовые и полнокристаллические гранатовые перидотиты из кимберлитовых трубок различаются по *T-P*-условиям образования, причем порфиробластовые оказываются более глубинными. Для сибирских порфиробластовых перидотитов к таким же выводам приходят Н. В. Соболев и Н. П. Похиленко. Они заключают, что целый комплекс признаков состава минералов свидетельствует об особенно высоких температурах и давлениях их равновесий, превышающих таковые при образовании основного количества перидотитов.

В нашей работе [7] мы сравнили геохимические особенности порфиробластовых и полнокристаллических гранатовых перидотитов трубки Удачная и пришли к выводу, что хотя существуют широкие перекрытия составов катаклазированных и полнокристаллических включений по всем элементам, однако среднестатистические данные показывают и некоторые отличия, а именно несколько более высокие железистость, титанистость и щелочность порфиробластовых перидотитов. Ассоциирующие с ними или даже еще бо-

Химический состав мантийных и коровых включений из трубки Удачная
(окислы в %, малые элементы в г/т)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
<i>n</i>	19	8	6	15	6	—
SiO ₂	42,3	42,3	42,92	45,2	50,41	58,2
TiO ₂	0,16	0,07	0,91	1,1	0,56	0,80
Al ₂ O ₃	1,80	1,35	10,55	16,3	18,12	16,0
Fe ₂ O ₃	1,25	1,12	1,19	6,7	1,12	2,8
FeO	7,86	6,77	11,14	4,8	5,39	4,8
MnO	0,10	0,10	0,20	0,2	0,12	0,15
MgO	40,62	43,3	20,79	13,3	7,32	5,3
CaO	1,75	1,38	9,11	9,4	10,00	6,0
N ₂ O	0,22	0,16	0,86	1,8	3,79	3,2
K ₂ O	0,20	0,17	0,51	0,6	0,93	2,0
Na, %	0,188	0,09	0,85	1,35	—	2,4
K, %	0,17	0,11	0,37	0,82	—	1,9
Rb	7,4	4,9	10,9	19,6	20	50
Sr	26	30	270	—	1418	265
Ba	43	23	430	—	820	540
V	35	30	165	220	—	180
Cr	1400	1200	750	450	360	70
Co	95	80	72	60	—	30
Ni	1300	1100	330	160	174	40
Cu	106	6,3	50	—	—	—

1 — порфиробластовые гранатовые перидотиты; 2 — полнокристаллические гранатовые перидотиты; 3 — эклогиты и пироксениты; 4 — эклогитоподобные породы; 5 — эклогитоподобные гранулиты из трубок Южной Африки, по данным Дж. Даусона (1977 г.); 6 — средний состав гранулитовых комплексов древних платформ, по данным Б. Г. Лутца (1975 г.); *n* — количество анализов.

лее глубинные эклогиты также отличаются повышенной железистостью, титанистостью и щелочностью. Кроме того, порфиробластовые перидотиты более флюидонасыщены, в них выше содержание водорода, азота, метана и гелия. Мы полагаем, что особый состав порфиробластовых перидотитов отражает химические особенности глубокого астеносферного слоя континентальной мантии, в которой несколько повышены содержания базальтоидного и флюидного материала.

В табл. 2 приведены средние составы главных типов глубинных ксенолитов из трубки Удачная. Колонка 1 — порфиробластовые гранатовые перидотиты — отражает состав мантии на глубине 150—100 км; средний состав полнокристаллических гранатовых перидотитов — колонка 2 — показывает состав более высоких горизонтов мантии в интервале 100—50 км. Среди гранатовых перидотитов в небольшом количестве присутствуют линзы и обособления эклогитов — колонка 3. Нижняя часть коры в районе трубки Удачная сложена эклогитоподобными породами; их минеральный состав: плагноклаз + гранат + диопсид. Ксенолиты эклогитоподобных пород из трубки Удачная проанализированы — колонка 4. Заме-

тим, что такие же ксенолиты хорошо описаны из трубки Матсоху Южной Африки [43], хотя названы они гранулитами, но сложены гранатом, плагиоклазом и диопсидом. Для сравнения в колонке 5 приведен средний состав эклогитоподобных гранулитов из Южной Африки. Наконец, в колонке 6 показан средний состав гранулитовых комплексов, слагающих нижний кристаллический этаж коры.

В трубке Мир мантийный материал представлен обычным набором глубинных перидотитов и эклогитов. Однако, чем сложены нижние горизонты коры, остается по существу неизвестным. Единичные ксенолиты коровых амфиболовых и биотитовых сланцев не дают полного представления о составе глубокой коры этого района.

Мантийный материал трубки Мир обилен и хорошо изучен. Среди включений трубки наиболее распространены гипербазиты, которые составляют около 85 % от общего количества включений, тогда как эклогиты — лишь 10—15 %. Из перидотитов наиболее распространены гранатовые лерцолиты (около 80 %), меньше гранатовые гарцбургиты, вебстериты, верлиты и дуниты. Здесь известны особые разности ильменитсодержащих перидотитов, а также редкие разности катаклазированных порфиroidных гранатовых лерцолитов. Шпинелевые и гранат-шпинелевые разности перидотитов встречаются редко. Среди включений эклогитов преобладают обычные пироп-диопсидовые разности, редко встречаются энстатитсодержащие эклогиты.

Мантийный разрез трубки Мир в основном такой же, как и трубки Удачная: 1) наиболее глубинный слой гранатовых перидотитов; 2) маломощный слой катаклазированных порфиробластовых гранатовых перидотитов; 3) основной объем мантийного разреза — полнокристаллические гранатовые перидотиты с редкими линзами эклогитов; 4) верхний слой шпинелевых перидотитов, по-видимому, не очень мощный. Состав нижних горизонтов глубокой коры неизвестен, но по аналогии с другими регионами следует предполагать наличие комплекса метаморфических пород гранулитовой фации.

Сопоставление материалов по глубинным включениям, обнаруженным на Сибирской, Южно-Африканской и Северо-Американской платформах, показывает полное подобие в петрографических типах пород, их соотношениях, составах и в особенностях минералогии и геохимии. Это говорит о том, что вещество верхней мантии и глубокой коры всех древних платформ одинаково.

В обобщающем варианте следует говорить о следующем грубослонистом строении и составе верхней мантии и глубокой коры под древними платформами. Под метаморфическим гранулит-базитовым цоколем глубокой коры, иногда через переходный слой полевошпатовых эклогитоподобных пород, залегает верхний мантийный слой шпинелевых перидотитов. Глубже он сменяется слоем полнокристаллических гранатовых перидотитов с редкими прослоями и линзами мантийных пироповых эклогитов. Еще ниже залегает слой порфиробластовых катаклазированных гранатовых перидотитов. Разнофациальные шпинелевые, гранатовые полнокри-

таллические и порфиробластовые перидотиты почти не отличаются своим химическим составом, но иногда можно наметить увеличение в перидотитах содержания литофильных элементов и титана.

Все древние платформы обладают единым типом мантийно-коровых разрезов, а именно перидотит-гранулитовым типом, который можно противопоставить перидотит-эклогитовому типу разреза срединных массивов или перидотит-габбровому типу молодых эвгесинклинальных зон складчатых поясов.

Говоря о глубинном строении и составе мантии и глубокой коры в складчатых поясах, обратимся прежде всего к срединным массивам — высоко поднятым и глубоко эродированным блокам фундамента, в которых выходят на поверхность глубинные метаморфические породы. Следует заметить, что срединные массивы различаются по возрасту и строению. Имеются древние массивы с рифейским осадочным чехлом, которые представляют собой отторгнутые осколки древних платформ и ничем от них не отличаются. Это, например, Охотский и Омолонский массивы в мезозоидах Северо-Востока нашей страны. Имеются более молодые срединные массивы, например эписайкальские срединные массивы в Урало-Монгольском поясе (Кокчетавский массив) или эписайкальские срединные массивы в варисском поясе Западной Европы. Комплекс метаморфических пород, слагающих сиалическое основание таких массивов, существенно отличается от кристаллического цоколя древних платформ. Это позволяет говорить об эписайкальских срединных массивах не только как о геотектонической единице, но и как об определенной исторической категории развития континентальной коры. При анализе строения больших сегментов коры такие срединные массивы необходимо рассматривать в качестве специфических участков и противопоставлять как платформам, так и складчатым зонам. Эклогит-гнейсовое основание эписайкальских срединных массивов может быть противопоставлено гранулитовому основанию древних платформ.

В варисском поясе Западной Европы протягивается цепочка срединных массивов (Богемский, Шварцвальд, Вогезы, Центрально-Французский и Армориканский), в которых выходит на поверхность комплекс метаморфизованных пород, слагающих фундамент мезоевропеид. Богемский — самый большой, наиболее эродированный и полно изученный. Его центральная часть занимает территорию Чехии и Моравии в ЧССР, а периферические части выходят в Польшу (Силезию), в ГДР (Саксонские гранулитовые горы), ФРГ (Мюнхсбергский массив) и в Австрию (рис. 22)¹.

В мезозойское время Богемский массив представлял собой часть эпиварисской платформы, в которой выделялись поднятия и опу-

¹ Геология Богемского массива дается в рамках представлений, сложившихся у автора в результате бесед с В. Зоубеком, И. Фиалой, Л. Копецким, К. Падерой, А. Дудеком, З. Мисачем, И. Лозертом, М. Суком, О. Кодимом, Е. Элинек, Е. Федюковой, П. Схованеком. Полевые наблюдения и сборы коллекций пород осуществлены в поездках в Восточную Чехию и Моравию с К. Падерой, в Северо-Западную Чехию с Л. Копецким, в Южную Чехию с И. Фиалой.

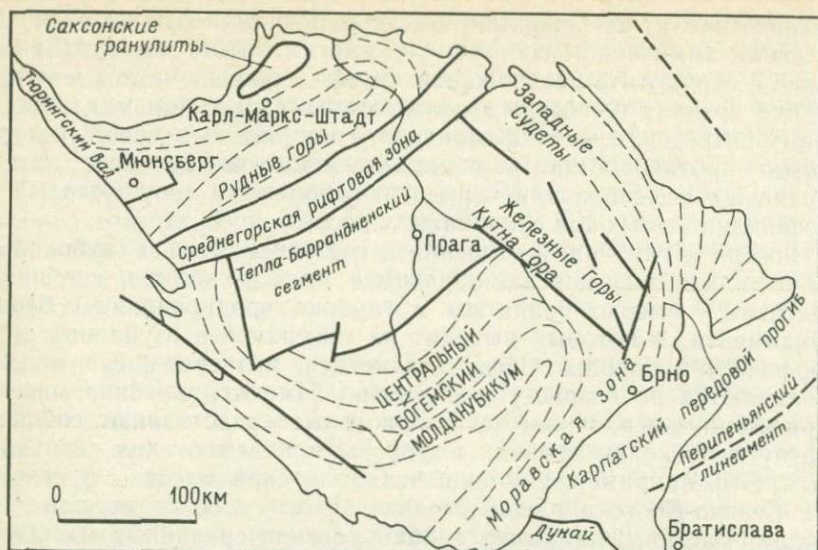


Рис. 22. Схема строения Богемского массива

ценные блоки, на последних с конца ранней перми развивается горизонтальный осадочный чехол.

Классическая точка зрения на общую структуру Богемского массива (Г. Штилле) предполагает центрально-полициклическую историю массива, когда к центральному поднятию протерозойского молданубикума последовательно причленились концентрические дуги альгонских (рифейских) образований, претерпевших ассинский орогенез, а затем палеозойских образований с варисским орогенезом. Однако непредубежденный взгляд видит скорее не купольное, а чашеобразное строение Богемского массива, в котором наиболее метаморфизованные и глубинные блоки выступают по краям — это молданубикум Южной Чехии, эклогит-гнейсовые блоки Моравии и Силезии, гранулитовый блок Саксонии и эклогит-гнейсовый Мюнхсбергский массив Баварии. В этом кольце высоко поднятых и глубоко эродированных блоков, как в чаше, формируется Тепла-Баррандиенская впадина с полным разрезом верхнего протерозоя (альгонка) и классическим полным палеозойским разрезом Пражской мульды. Впадина была окончательно консолидирована после варисского орогенеза, и платформенный мезозойский чехол также откладывается в центральной части Богемского массива.

Объем варисского геотектонического цикла на Богемском массиве очень велик и начинается по существу с нижнего ордовика. Для центрального Баррандиенского района примечателен терригенный ордовик с мощным основным вулканизмом, с карбонатными фациями в силуре и нижнем девоне и регрессивным терригенным средним девонем. В Рудных (Крушных) горах ордовикско-динант-

ские отложения распространены на периферии Рудногорского антиклинория с развитием аспидно-кремнистой формации и вулканитов. В районе Моравского карста широко развиты среднедевонские — нижнекаменноугольные отложения с мощными толщами известняков. Варисский орогенез проявился чрезвычайно мощно и сопровождался широким гранитообразованием. Варисские граниты спаяли воедино все блоки Богемского массива, что обусловило его консолидацию и монолитность.

Более древние образования ассинтского цикла представлены чешским альгонком, который параллелизуется с бриовером Армориканского и Центрально-Французского массивов. В Баррандиенской впадине это мощные толщи глинисто-алевролитограуваккового состава с большим количеством спилитов, кератофилов и туфов. Их региональный метаморфизм достигает зеленосланцевой фации. Редкие массивы серпентинизированных ультрабазитов приурочиваются к тектоническим разломам. В Рудных горах такие же толщи пелит-псаммитовых осадков и спилитов выделяются под названием пресницкой группы.

Альгонкские толщи представляют собой типичный геосинклинальный комплекс с вулканитами спилитовой и спилит-кератофировой формаций, переслаивающимися с граувакками и алевролит-аргиллитовыми осадками. В кадомскую эпоху они претерпели складчатость, орогенез и сформировали верхний метаморфизованный этаж эпибайкальских (ассинских) массивов мезоевропенд.

Наконец, нижний кристаллический этаж Богемского массива представлен протерозойским комплексом молданубикума. Этот сильно метаморфизованный комплекс молданубикума пронизан молодыми варисскими гранитами, и поэтому радиометрические цифры возраста неизменно оказываются сильно омоложенными. Однако определенно можно считать, что он древнее альгонкских образований Баррандиенской впадины, так как разительно отличается от них большей степенью метаморфизма, общим обликом и составом. Отсутствие возрастных данных не позволяет определить время первичного (осадочного и вулканического) образования молданубских пород и время их регионального метаморфизма, которое может быть сильно оторвано от времени первичного формирования толщ.

Молданубикуму слагают гранулитовая и парагнейсовая толщи метаморфических пород с многочисленными телами эклогитов и ультрабазитов, в том числе гранатовых ультрабазитов.

Следует заметить, что гранулиты молданубикума не имеют ничего общего с гранулитами древних платформ. Это самые низкотемпературные гранулиты, фактически уже выходящие в область амфиболитовой фации. В них очень редко встречается типичная ассоциация гранулитовой фации — гиперстен с плагиоклазом. Метаморфизм выходит за поле устойчивости кордиерита и силлиманита и попадает в кианитовое поле. Самая типичная ассоциация молданубских гранулитов — кварц + плагиоклаз + калишпат + гранат + кианит + мусковит — никогда не встречается в гранулитовых

толщах древних платформ. Наличие эклогитоподобных сланцев, где гранат ассоциирует с диопсидом и плагиоклазом, свидетельствует о том, что региональный метаморфизм осуществлялся на стыке эклогитовой, гранулитовой и амфиболитовой фаций, что характерно для фундамента эпибайкальских срединных массивов.

Главные составляющие молданубикума — это парагнейсовый и гранулитовый комплексы. Парагнейсами называют серые и темно-серые слоистые биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы, нередко мигматизированные. Предполагается, что это метаморфизованные пелитовые и пелит-псаммитовые породы. В низах разреза парагнейсы очень однообразны — это так называемая монотонная толща. Вверх по разрезу появляются прослои кварцитов, известково-силикатных и карбонатных пород — это так называемая пестрая толща. К гранулитам относят достаточно однообразные светло-серые гранатосодержащие породы с кварцем и полевыми шпатами. Предполагается, что это метаморфические эквиваленты кислых эффузивных вулканических пород.

В настоящее время отсутствует четкое стратиграфическое деление молданубикума. В Моравской зоне можно видеть почти равномерное переслаивание серых и темно-серых биотитовых гнейсов со светлыми гранулитами, нередко кианитсодержащими. Для центрального молданубикумского блока выделяется нижняя монотонная толща парагнейсов и верхняя пестрая толща, где биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы и сланцы переслаиваются с кварцитами, мраморами, амфиболитами. Мощность монотонной толщи оценивается в 3—5 км, пестрой — 1,5 км. Кислые высококальцевые гранулиты переслаиваются с парагнейсами и не имеют четкого стратиграфического положения в разрезе. Одни геологи считают, что главная масса гранулитов приурочивается к переходной зоне между монотонными и пестрыми парагнейсами, другие считают, что парагнейсовый и гранулитовый комплексы формируются одновременно и параллельно и метаморфизм их происходит одновременно, а разница в минеральном составе определяется отличиями исходного состава. В Саксонии немецкими геологами предполагается разновременное становление комплексов и более низкое положение гранулитов, которые чаще всего лежат внизу под парагнейсовым комплексом. Нередко такие соотношения можно видеть и в Чехии. Так, самый крупный выход гранулитов в Бланском лесу обнажается в ядре крупной брахиантиклинали. По периферии его окружает кольцо маркирующего горизонта амфиболитов, выше залегает парагнейсовый комплекс. Но чаще можно наблюдать переслаивание светлых гранулитов и темных парагнейсов, что свидетельствует об одновременности их образования.

Хотя среди гранулитов и парагнейсов встречаются отдельные редкие линзы амфиболитов, мезократовых гранат-клинопироксеновых гранулитов, редкие линзы кварцитов и мраморов, комплекс молданубикума производит поразительно однообразное впечатление своей однородностью на больших площадях, где бесконечные серые слоистые биотитовые парагнейсы переслаиваются со светлы-

ми гранулитами. Можно сделать вывод, что общий состав молданубикума иной, чем гранулитовых комплексов древних платформ. Если средний состав гранулитов платформ среднеандезитовый, то средний состав молданубикума близок к дациту и риолиту.

И метаморфизм, и складчатость молданубикумского комплекса не были однотипными. Достаточно уверенно выделяются два этапа метаморфизма. Первый наиболее древний, в котором формируются главные минеральные ассоциации гранулитов и парагнейсов в поле устойчивости кианита. Второй этап метаморфизма более поздний и связан с процессами региональной гранитизации. Огромный Средне-Чешский и Центральный плутоны, по-видимому, сформировались в варисское время. Судя по редким цифрам абсолютного возраста 430—470 млн. лет, на Богемском массиве проявилась и каледонская орогенция. Еще более древнюю гранитизацию можно только предполагать. Региональная гранитизация в молданубикуме была неоднократной и сопровождалась изменением минерального состава метаморфических пород. Под влиянием гранитизации в метаморфических породах появляются силлиманит и кордиерит, которые распространены локально вблизи крупных гранитных тел.

Минеральные ассоциации самого древнего метаморфизма парагнейсов лучше всего сохранились вдали от молодых гранитных плутонов, в синклинальных замкнутых структурах и реликтовых участках среди мигматитов. Преобладают биотитовые гнейсы, среди которых встречаются биотит-гранатовые, кианит-гранатовые и ставролит-кианитовые гнейсы, нередко с мусковитом. Это позволяет отнести метаморфизм парагнейсового комплекса к ставролит-кварцевой и кианит-гранат-мусковитовой субфациям амфиболитовой фации. При гранитизации в связи с повышением температуры наблюдается замещение водных минералов безводными. Так, биотит и мусковит замещаются кордиеритом и силлиманитом, исчезает ставролит, условия метаморфизма перемещаются из поля устойчивости кианита в силлиманитовое поле.

Различные приподнятость и эродированность тектонических блоков позволяют наметить несколько субфаций их регионального метаморфизма гранулитов. Так, на большей территории Чехии и Моравии главнейшая минеральная ассоциация гранулитов это кварц + плагиоклаз + калишпат + гранат + биотит + мусковит + кианит; практически отсутствуют гиперстенсодержащие гранулиты, которые известны лишь в очень ограниченном объеме, т. е. главная часть чешских гранулитов относится к самой низкотемпературной гранат-кианит-мусковитовой субфации. При этом региональное давление при метаморфизме было высокое, так как нередко встречается эклогитоподобная ассоциация граната с диопсидом и плагиоклазом. Это минеральная ассоциация гранат+диопсид+плагиоклаз+кварц, иногда с роговой обманкой. Мы называем такие породы эклогитоподобными, чешские геологи называют их пироксеновыми гранулитами, польские — эклогитовыми гранулитами.

В польской части молданубикума — в Совьих горах — присутствуют гранулиты без мусковита, т. е. это более высокотемпературная гранат-кианит-ортоклазовая субфация. В Восточных Судетах широко представлены еще более высокотемпературные гиперстенные гранулиты — гранат-гиперстен-ортоклазовая субфация. Гиперстенные гранулиты известны также в Саксонских горах.

Подводя итог парагенетических соотношений минералов в молданубикумской толще, можно выделить следующие минеральные субфации: 1) ставролит-кианит-мусковитовую, 2) гранат-кианит-мусковитовую, 3) гранат-кианит-ортоклазовую и 4) гранат-гиперстенную. Это субфации древнего догранитного метаморфизма молданубикумского комплекса. Они могут быть локализованы на диаграмме *P-T*-условий (рис. 23), где выделено поле устойчивости ставролита с кварцем, мусковита с кварцем и намечена ступень появления граната с гиперстеном и кварцем. Характерно, что весь древний метаморфизм протекает в поле устойчивости кианита и в безкордиеритовой области.

Для молданубикумского комплекса Богемского массива очень характерно широкое и повсеместное присутствие небольших тел перидотитов и эклогитов, которые встречаются чаще вместе, реже порознь в виде будинированных разлинзованных тел размером от нескольких дециметров в диаметре до первых сотен метров. Распространены перидотиты и эклогиты столь широко, что несмотря на слабую обнаженность можно насчитать несколько сотен местонахождений перидотитов и эклогитов.

Перидотиты, как правило, в той или иной степени серпентинизированы. Выделяются гранатовые и шпинельсодержащие разновидности, причем в крупных телах (Мохельно, Кремже) можно наблюдать совместное нахождение гранат- и шпинельсодержащих разновидностей. Создается впечатление, что гранатовые перидотиты в молданубикуме Чехии и Моравии распространены шире, чем шпинелевые. Среди слабосерпентинизированных разновидностей перидотитов преобладают лерцолитовые разновидности, меньше распространены гарцбургиты и совсем мало верлиты. Среди ультрабазитов встречаются прослойки пироповых эклогитов (гриквантов). Они сложены пироповым гранатом, моноклинным и ромбическим пироксеном. Через разновидности пироповых пироксенитов они смыкаются с пироповыми перидотитами. Это разновидности мантийных эклогитов, которые отличаются от обычных коровых эклогитов своим минеральным и химическим составом, а также термодинамическими условиями кристаллизации.

Как известно, выделяются три разноглубинные фации перидотитов: малоглубинные плагиоклазовые, среднеглубинные шпинелевые и глубинные гранатовые перидотиты. Малоглубинных плагиоклазовых перидотитов в молданубикуме нет, а гранатовые перидотиты оказываются неизофациальными с вмещающими метаморфическими породами. Параметры их минеральных равновесий оцениваются в интервале $T=900-1100$ °C и $P=1,5-2,0$ ГПа. Такие параметры сильно отличаются от условий кристаллизации пара-

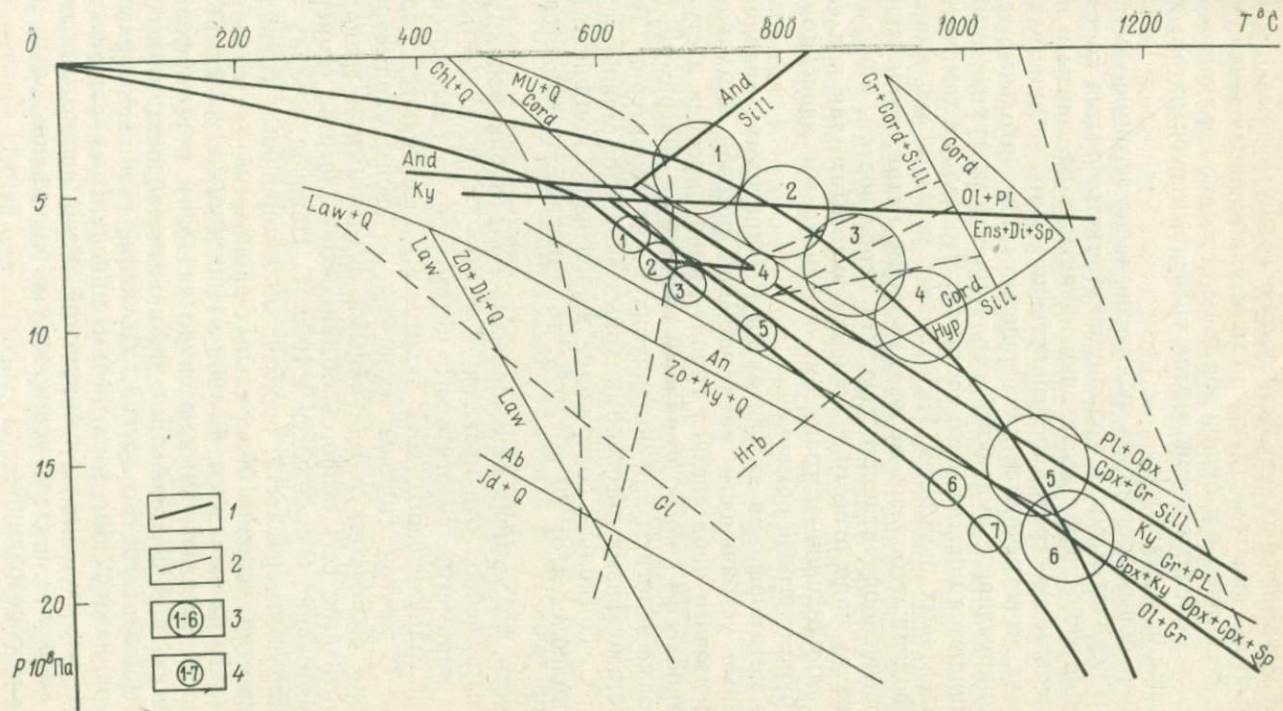


Рис. 23. Диаграмма P - T -условий главнейших ступеней и субфаций регионального метаморфизма с палеогеотермами. 1 — линии архейской и протерозойской геотерм; 2 — линии ступеней метаморфизма; 3 — субфации архейских пород Сибири: 1 — ханкайская, 2 — алданская, 3 — тимптонская, 4 — сута́мская или анабарская, 5 — субфация эклогитоподобных пород, 6 — граница шиннелевой и гранатовой фаций перидотитов; 4 — субфации нижнепротерозойских пород Богемского массива: 1 — ставролит-кианит-мусковитовая, 2 — гранат-кианит-мусковитовая, 3 — ортоклаз-гранат-кианитовая, 4 — наложенная силлиманит-гранат-кордиеритовая, 5 — условия метаморфизма коровых эклогитов, 6 — условия метаморфизма грикванитов, 7 — условия метаморфизма гранатовых перидотитов

гнейсов и гранулитов молданубикума. Это заставляет думать, что перидотиты и эклогиты в твердом состоянии тектонически были внедрены в метаморфическую складчатую толщу и в ней завальцованы. Об этом свидетельствуют и структурные наблюдения: линзообразное, бескорневое и будинообразное строение перидотитовых тел, согласное облекание перидотитов гнейсовым субстратом, единая с гнейсами сланцеватость.

Кроме пироповых мантийных эклогитов, тесно ассоциирующих с пироповыми перидотитами, в молданубикуме встречаются коровые эклогиты. Они формируют достаточно крупные тела, линзы и прослои в гнейсовом субстрате, пространственно часто ассоциируют с перидотитами, но встречаются и совершенно самостоятельные тела, тесно ассоциирующие с амфиболитами. Коровые эклогиты от мантийных отличаются прежде всего составом. Это полные химические аналоги толентовых базальтов. Их отличает меньшая магнезиальность, они содержат больше железа, кальция, натрия, отличаются нередко повышенной титанистостью. По особенностям минерального состава их надо отнести к коровым эклогитам, так как сложены они альмандиновым гранатом, омфацитовым диопсидом и первичной бурой роговой обманкой.

Условия метаморфизма эклогитов на P - T -диаграмме определяются степенью устойчивости магнезиальной роговой обманки, а также эклогитового парагенезиса гранат+клинопироксен и степенью клинопироксен+кианит по нижней границе на диаграмме, так как кианитовые эклогиты для молданубикума не характерны. Температуру метаморфизма роговообманковых эклогитов можно ограничить 850°C . Поскольку содержание жадентового компонента в пироксене колеблется от 20 до 30%, то давление оценивается в 1,0—1,2 ГПа.

Если учесть, что условия метаморфизма молданубикумских гранулитов и парагнейсов оцениваются: $T=650\text{—}750^{\circ}\text{C}$ и $P=0,8\text{—}1,0$ ГПа, то параметры эклогитового метаморфизма смыкаются с параметрами гранулитового, хотя эклогиты и оказываются более глубинными. С другой стороны, эклогиты по своим параметрам метаморфизма смыкаются с мантийными эклогитами и гранатовыми перидотитами; есть безроговообманковые эклогиты, температуры их образования оцениваются в 1000°C . Наконец, в телах эклогитов обнаружены разности, переходные к пироповым гриквита́там. Как известно, условия минеральных равновесий для гранатовых перидотитов оцениваются: $T=900\text{—}1100^{\circ}\text{C}$, $P=1,5\text{—}2,0$ ГПа. Таким образом, эклогиты смыкаются по условиям метаморфизма с гранулитами, с одной стороны, и с пироповыми эклогитами и гранатовыми перидотитами — с другой. Уточнение глубинного разреза по термодинамическим параметрам минеральных равновесий очень важно, так как в молданубикумской толще происходят тектоническое смещение и совмещение вместе разнофациальных метаморфических образований.

Физико-химический анализ минеральных равновесий в породах молданубикума позволяет воссоздать глубинный разрез мантии

и глубокой коры всего срединного массива. Самым глубоким подразделением разреза являются гранатовые перидотиты с прослоями пироповых эклогитов (гриквантов). Их условия метаморфизма оцениваются: $T=900-1100$ °С, $P=1,5-2,0$ ГПа. В верхах перидотитового мантийного слоя появляются шпинелевые перидотиты. Термодинамические условия перехода: $T=850-900$ °С, $P=1,3-1,5$ ГПа. Выше идет «базальтовый» слой коровых эклогитов, условия минеральных равновесий которых оцениваются: $T=750-850$ °С и $P=1,0-1,2$ ГПа. Эклогиты сменяются гранулит-гнейсовым слоем с субфациями: 1) гранат-диопсидовых и гранат-кианит-ортоклазовых гранулитов ($T=650-750$ °С, $P=0,8-1,0$ ГПа); 2) гранат-кианит-мусковитовых гранулитов ($T=600-650$ °С, $P=0,7-0,8$ ГПа); 3) ставролит-кианит-мусковитовых парагнейсов ($T=600$ °С, $P=0,5-0,7$ ГПа). Поскольку давление при метаморфизме гидростатическое, то термодинамические параметры минеральных равновесий можно перевести в параметры глубинности и построить схематический глубинный разрез Богемского массива. Гнейсо-гранулитовый комплекс глубокой коры сменяется вниз слоем коровых эклогитов и, наконец, перидотитовым слоем верхней мантии. В отличие от перидотит-гранулитового разреза древних платформ разрез срединного массива можно назвать перидотит-эклогит-гнейсовым.

Для Богемского массива, так же как и для древних платформ, характерны исключительная однородность регионального метаморфизма на больших площадях и сопряженность P - T -параметров для субфаций разноэродированных тектонических блоков. Все это говорит о высокой однородности теплового потока и возможности построить линию геотермического градиента в P - T -координатах для протерозойского времени. На P - T -диаграмме через поля соответствующих метаморфических субфаций проведена линия геотермического градиента Богемского массива. Она отличается от архейских геотерм древних платформ и смещена в область меньших температур, в поле кианита. Характерно, что эта геотерма пересекает ступень перехода гранатовых перидотитов в шпинелевые под очень острым углом и в широкой области давлений идет вдоль этой ступени. Наверно, поэтому в молданубикуме наблюдается столь тесная перемежаемость гранатовых и шпинелевых разностей перидотитов.

Обратимся к химическому составу главных подразделений глубинного разреза Богемского массива. Имеется много химических анализов молданубикумских пород (данные К. Падеры, И. Фиалы, Л. Копецкого по перидотитам, А. Дудека, Е. Федюковой, Е. Еленека по эклогитам, В. Зоубека, О. Кодима, М. Сука по гранулитам и парагнейсам), в основном эти данные силикатных анализов; геохимические материалы по распределению малых элементов очень ограничены. Целый ряд типичных образцов из коллекции, собранной автором, был проанализирован, в том числе и на малые элементы (табл. 3, 4, 5).

Химический состав мантийных пород Богемского массива (окислы в %, малые элементы в г/т)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	41,12	42,26	43,72	49,40	45,74	46,42	42,06	42,28	42,25	43,67	43,19
TiO ₂	0,16	0,11	0,14	0,60	0,23	0,23	0,06	0,02	0,03	0,03	0,05
Al ₂ O ₃	3,70	2,83	3,44	7,69	15,50	12,46	2,00	2,48	2,71	3,82	3,94
Fe ₂ O ₃	—	3,70	2,29	2,05	2,55	2,99	4,06	1,47	0,19	0,75	0,23
FeO	7,55	4,44	5,65	4,11	4,03	4,11	4,25	6,60	8,51	8,40	7,05
MnO	0,09	0,09	0,10	0,10	0,06	0,12	0,11	0,08	0,11	0,11	0,10
MgO	35,96	43,34	45,30	19,52	20,22	22,41	45,45	44,15	44,20	40,50	42,68
CaO	2,10	1,83	2,58	14,58	9,66	10,44	1,61	1,53	0,69	1,75	1,75
Na ₂ O	0,28	0,30	0,32	1,09	0,57	0,77	0,16	0,09	0,10	0,16	0,18
K ₂ O	0,06	0,12	0,10	0,22	0,22	0,07	0,06	0,08	0,06	0,04	0,07
P ₂ O ₅	0,12	0,05	0,02	0,08	0,04	0,05	0,05	0,03	0,03	0,10	0,08
П. п. п.	8,17	4,86	2,10	0,36	0,90	—	—	0,86	0,66	0,42	0,40
K	80	110	730	1130	260	330	98	120	90	250	180
Na	2300	2 000	5000	7100	4800	6200	1060	300	570	2000	1800
Rb	0,12	0,23	0,07	3,7	2,0	1,3	0,45	0,5	0,4	0,5	0,7
K/Rb	670	480	1040	305	130	250	220	240	220	500	260
Ba	288	24	45	145	200	400	33	45	27	15	45
Sr	5,6	9	2,3	250	210	230	9	3,3	3,7	5,4	8
Ti	880	640	880	5000	1700	1700	350	330	380	300	300
V	58	62	58	210	140	170	54	35	45	31	43
Cr	1800	24 000	2800	1100	1500	2400	2500	3000	1700	2500	2700
Co	105	120	130	77	50	80	130	165	130	150	140
Ni	1800	2 700	2400	620	230	460	2600	2700	2200	1300	2200
Sc	19	13	22	12	66	15	10	10	1	1	17
Cu	10	18	12	15	15	34	17	12	7	5	10

1, 2; 3 — образцы 74-3, 74-85, 74-22, гранатые перидотиты из Бечвари, Голубовского Млина, Мохельно; 4, 5, 6 — образцы 74-8, 74-30, 74-91, пироповые эклогиты из Горного Бора, Бискунице Жбитов, Червлёный Млин; 7, 8, 9, 10, 11 — образцы 74-88, 74-97, Э-1, Э-2: СМ-1, шиннелевые перидотиты из Кремже, Горы Клеть, Збжежин Брод, Семилы.

Химический состав молданубикумских коровых эклогитов и гранулитов
Богемского массива (окислы в %, малые элементы в г/т)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	39,50	42,63	44,78	48,65	45,12	51,88	52,94	69,50	73,18	73,50	75,26	77,16
TiO ₂	4,00	1,22	0,28	0,14	3,50	3,30	3,45	0,47	0,32	0,22	0,23	0,12
Al ₂ O ₃	19,71	15,16	17,10	16,21	16,69	16,24	16,02	15,30	13,50	13,71	12,83	12,16
Fe ₂ O ₃	3,51	—	4,21	0,97	6,04	4,58	3,90	1,08	0,88	1,13	0,84	0,76
FeO	12,32	14,42	4,11	7,11	9,02	7,19	8,06	2,05	1,69	1,32	1,17	1,17
MnO	0,14	0,20	0,10	0,14	0,17	0,12	0,10	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03
MgO	7,92	11,64	14,31	11,34	7,26	5,09	4,47	1,00	0,58	0,49	0,10	0,09
CaO	11,98	12,51	14,04	13,35	8,02	6,42	5,76	2,52	1,59	1,05	1,37	0,65
Na ₂ O	1,05	0,90	1,13	1,21	3,48	2,67	3,88	3,63	3,25	3,40	3,14	2,98
K ₂ O	0,05	0,21	0,04	0,11	0,37	1,57	1,79	4,20	3,76	4,75	4,38	4,45
P ₂ O ₅	0,14	0,23	0,05	0,09	0,30	0,39	0,26	0,28	0,06	0,04	0,16	0,05
K, %	0,03	0,21	0,32	0,09	0,30	1,22	1,30	3,74	3,32	3,90	4,00	3,22
Na, %	0,88	0,75	1,84	0,92	2,24	1,78	2,00	2,40	2,82	2,40	2,00	2,14
Li	4,6	10	15	4	20	54	26	30	31	14	29	20
Rb	1,3	9	5	3,8	7	53	47	130	118	184	278	316
K/Rb	230	230	640	250	430	230	270	290	280	212	144	102
Ba	310	110	210	115	130	450	390	1500	1000	500	210	110
Sr	110	115	120	250	100	60	90	115	56	27	26	19
Zr	50	40	20	20	110	100	190	130	100	100	80	20
V	580	450	235	230	330	250	250	50	29	17	8	6
Cr	78	400	140	500	42	36	35	29	25	25	22	10
Co	95	76	82	50	85	64	65	28	23	27	24	23
Ni	60	56	300	160	45	70	64	19	12	8	10	12
Sc	42	43	58	63	31	22	20	7	5	9	4	2
Cu	26	105	180	22	31	23	25	10	6	5	5	4

1, 2, 3, 4 — образцы Е-26, Е-12, 74-92, Е-3, коровые эклогиты Млады Ворицы, Вановицы, Мрич, Ухрова; 5 — образцы 74-29, гиперстен-гранат-амфиболовый гранулит из Мохельно; 6, 7 — образцы 74-101 и 74-100, гранат-диопсидовые основные гранулиты из Бланского леса; 8, 9 — образцы 74-99, 74-93, гранулиты из Бланского леса и Крумпва потока; 10, 11, 12 — образцы 74-26, 74-98, 74-82, гранулиты из Мохельно, Зерцалова Гуты, Плешовицы.

Химический состав молданубикумских парагнейсов Богемского массива
(окислы в %, малые элементы в г/т)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	52,74	60,42	64,06	69,16	70,74	73,38	73,76	75,12
TiO ₂	1,50	0,20	0,91	0,38	0,52	0,20	0,20	0,16
Al ₂ O ₃	19,97	16,40	15,47	13,99	14,27	13,00	12,61	12,14
Fe ₂ O ₃	1,52	0,83	2,53	1,59	0,44	0,72	0,88	0,41
FeO	4,62	3,67	4,47	1,91	2,71	1,54	1,61	1,69
MnO	0,06	0,07	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02
MgO	5,09	2,57	3,03	0,38	0,76	0,18	0,66	0,42
CaO	4,20	4,57	2,96	2,53	2,41	0,91	0,97	0,43
Na ₂ O	3,24	1,14	3,10	3,11	3,63	2,91	3,48	2,26
K ₂ O	3,54	3,35	2,26	4,74	3,91	4,80	4,12	5,45
P ₂ O ₅	0,11	0,42	0,04	0,12	0,02	0,05	0,07	0,03
K, %	3,00	3,12	1,53	4,10	3,34	3,80	3,52	4,48
Na, %	4,00	0,82	2,40	2,50	2,58	2,10	2,44	1,68
Rb	170	91	68	164	170	272	158	298
K/Rb	175	340	230	250	200	240	220	150
Ba	1000	1000	560	1000	4000	440	540	450
Sr	890	300	430	210	100	50	50	110
Zr	250	130	200	190	150	100	80	80
V	220	43	110	34	31	15	18	15
Cr	80	38	130	20	32	22	22	18
Co	33	16	34	15	20	15	16	18
Ni	84	24	100	22	25	14	17	14
Sc	13	6	19	8	5	4	6	2
Cu	21	62	47	9	10	9	10	9

1 — образец 74-42, биотит-амфиболовый сланец Кутной Горы; 2 — образец 74-13, биотит-кордиеритовый гнейс Горного Бора; 3 — образец 74-12, биотитовый гнейс Горного Бора; 4, 5 — образцы 74-95 и 74-94, биотитовые гнейсы Крумплова потока; 6 — образец 74-38, биотитовый гнейс Кутной Горы; 7 — образец 74-25, биотит-гранатовый гнейс Мохельно; 8 — образец 74-40, мусковитовый гнейс Кутной Горы.

Гранатовые перидотиты представлены серпентинизированными разновидностями, главным образом лерцолитом, первичные минералы которых — оливин моноклинный и ромбический пироксен и гранат. Их химические анализы (см. табл. 3) демонстрируют неизменно высокое содержание магния, умеренное — железа, содержание глинозема колеблется от 3,5 до 2,5 %, кальция несколько меньше. Содержание щелочных элементов низкое, точные определения рубидия позволяют установить калий-рубидиевое отношение. Содержания элементов группы железа — Cr, Co, Ni повышены. Обращение к другим анализам позволяет подсчитать средний состав гранатовых перидотитов Богемского массива. По своим химическим особенностям гранатовые перидотиты Богемского массива подобны гранатовым перидотитам древних платформ и их средний состав соответствует среднemannтийному гранатовому перидотиту.

Шпинелевые перидотиты (см. табл. 3) по химическим особенностям близки к гранатовым перидотитам. Это те же породы, но

другой, менее глубинной фации, занимающие самые верхи мантийного разреза. От гранатовых перидотитов их отличают не только минеральный состав, но и некоторые химические особенности. По сравнению с гранатовыми, в шпинелевых перидотитах несколько понижается содержание легкоплавких элементов (Ca, Al, Ti, V) и повышается содержание относительно тугоплавких (Mg, Cr, Co, Ni). Хотя содержание щелочных элементов почти такое же, но калий-рубидиевое отношение снижается. Все это говорит о том, что преобладающая часть шпинелевых перидотитов может рассматриваться как остаточная реститовая, после выплавления базальтовых магм.

Пироповые эклогиты (грикванты) тесно ассоциируют с гранатовыми перидотитами. По сравнению с перидотитами в них в несколько раз увеличивается содержание глинозема и извести, что объясняется концентрацией граната и диопсида в ущерб оливину. Параллельно возрастает содержание щелочных, щелочноземельных элементов, титана и ванадия. Однако с перидотитами их роднит по-прежнему высокое содержание магния, хрома и никеля — элементов ультраосновной специфики. Эти же качества отличают их от коровых эклогитов.

В общем составе верхней мантии Богемского массива очень трудно оценить объемные соотношения мантийных пород. С уверенностью можно сказать, что пироповые перидотиты в мантийном материале абсолютно преобладают, поэтому с наибольшей долей приближения средний состав именно гранатовых перидотитов следует принять за среднемантийное вещество. Доля пироповых эклогитов едва ли достигает 10 %. Шпинелевые перидотиты распространены только в верхах мантии. Таким образом, химический состав верхней мантии Богемского массива соответствует составу среднего гранатового перидотита.

Обратимся теперь к химическому составу глубокой коры Богемского массива; его главные компоненты: коровые эклогиты, богемские низкотемпературные гранулиты и парагнейсы. Анализы типичных представителей этих групп приведены в табл. 4 и 5.

Химический состав коровых эклогитов совершенно определенный, по всем своим особенностям это полный химический аналог толеитового базальта. Об этом свидетельствуют высокая известковистость эклогитов, их низкая щелочность, при очень низком содержании калия. Характерно также умеренное и близкое содержание магния и железа, среднее для толеитов содержание глинозема, которое иногда несколько повышается. Содержание титана подвержено большим колебаниям, т. е. выделяются низко- и высокотитанистые эклогиты. Распределение малых элементов тоже типично базальтовое и не обнаруживает отличия от среднего толеита. Можно полагать, что нижний слой коры был когда-то базальтовым, но в результате погружения и регионального метаморфизма превращен в эклогиты со значительным уплотнением. Высокая плотность эклогитовых пород заставляет думать, что контраст фи-

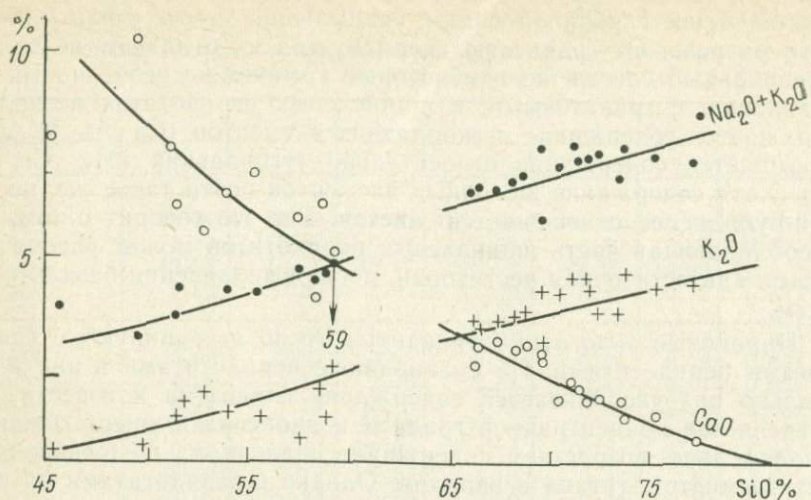


Рис. 24. Вариационная диаграмма, построенная по химическим анализам гранулитов Богемского массива

зических свойств перидотитового и эклогитового слоев минимальный.

Однако вышележащие гранулитовый и парагнейсовый комплексы должны резко отличаться от эклогитового слоя, так как сложены главным образом очень кислыми породами, близкими по составу к гранитам или дацитам-риолитам, несколько уплотненным в результате регионального метаморфизма.

Главная масса гранулитов представлена кислыми кварцсодержащими разностями с редкими прослоями пироксеновых гранулитов основного состава. Большинство геологов предполагает, что это метаморфизованные вулканические породы. На вариационной диаграмме гранулитов (рис. 24) видны закономерные изменения в содержании кальция и щелочей, типичные для известково-щелочных вулканических серий. С увеличением кремнеземистости пород кальциевость уменьшается, щелочность растет (известково-щелочной индекс 59). Из табл. 4 видно, что и другие элементы изменяются закономерно, падает содержание всех фемических элементов (Ti, Fe, Mg, V, Cr, Co, Ni). Натрий остается на одном уровне, содержание калия повышается, стронция и циркония сначала повышается, потом падает.

На вариационной диаграмме известково-щелочная серия гранулитов бимодальна, т. е. имеется группа основных гранулитов с интервалом кремнеземистости 45—59 %, затем следует разрыв и, наконец, — преобладающая группа с интервалом кремнеземистости 66—77 %. Следует сказать, что дискретность, или бимодальность, типична для водонасыщенных плутонических габбро-плагиогранитных серий и реже, но встречается и в вулканических сериях.

Средние составы молданубикумских пород Богемского массива

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
<i>n</i>	20	10	8	30	10	20	8
SiO ₂	41,70	47,66	42,39	44,41	54,09	70,30	67,42
TiO ₂	0,14	0,32	0,04	1,36	1,96	0,45	0,51
Al ₂ O ₃	2,63	9,29	2,18	16,03	15,77	14,34	14,73
Fe ₂ O ₃	2,16	2,47	1,71	2,22	1,93	0,41	1,11
FeO	5,23	5,79	6,65	10,07	8,51	3,24	2,78
MnO	0,12	0,14	0,11	0,18	0,13	0,06	0,05
MgO	38,88	20,02	42,49	9,92	5,39	1,10	1,64
CaO	2,18	12,29	1,58	12,04	6,77	2,10	2,37
Na ₂ O	0,29	0,70	0,14	1,92	2,92	2,23	2,86
K ₂ O	0,10	0,14	0,06	0,21	1,26	3,90	4,02
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05	0,12	0,26	0,14	0,10
П. п. п.	6,29	1,10	2,40	1,50	0,80	0,50	0,82

1 — гранатовые перидотиты; 2 — пироповые эклогиты (грикванты); 3 — шпинелевые перидотиты; 4 — коровые эклогиты; 5 — пироксеновые (диопсидовые) гранулиты; 6 — гранулиты; 7 — парагнейсы; *n* — количество анализов.

Состав кислых гранулитов Богемского массива приведен в табл. 6. Именно этот состав следует принять средним для гранулитов Богемского массива, так как распространение пироксеновых гранулитов основного состава очень невелико. Если их учитывать, то это не изменит существенно состав среднего гранулита, может быть, только сместит его по кремнеземистости от риолита к кислороду дациту.

Парагнейсовый комплекс молданубикума включает небольшое количество основных пород — амфиболитов, в основном же представлен кварцсодержащим биотит-гранатовыми, биотит-ставролитовыми, кианит-мусковитовыми и биотит-мусковитовыми гнейсами. Возможно, что они образовались за счет размыва тех же гранулитов и по составу очень на них похожи. Действительно, сравнение химических составов парагнейсов и гранулитов обнаруживает их большое химическое сходство в распределении больших и малых элементов. Достаточно близки и их средние составы. Поэтому можно прийти к выводу, что состав гранулит-парагнейсового слоя Богемского массива достаточно однороден и ему отвечают колонки 6 и 7 в табл. 6. Этот состав аналогичен среднегранитному или дацит-риолитовому составу.

В табл. 6 приведены средние силикатные составы главных групп пород кристаллического основания Богемского массива. Если говорить о химическом составе главных подразделений мантийно-корового разреза, то колонка 1 отражает средний состав верхней мантии, колонка 4 — «базальтового» слоя глубокой коры, очень близкие колонки 6 и 7 — состав «гранитного» слоя.

Итак, глубинный мантийно-коровый разрез Богемского массива принадлежит к перидотит-эклогит-гнейсовому типу. Он достаточно

сильно дифференцирован, мантийные перидотиты сменяются эклогитовым слоем глубокой коры, еще более верхняя часть представлена кислым комплексом гранулитов и парагнейсов. Наверно, это редкий случай разреза, когда по химическим данным геофизический «базальтовый» слой в точности соответствует составу базальта, а геофизический «гранитный» слой — составу гранита или дацита-риолита. Правда, оба подразделения глубокой коры выступают в уплотненных метаморфизованных модификациях эклогитов и гранулитов-гнейсов.

Следует отметить, что степень эрозии других срединных массивов в варисцидах Западной Европы различна, соответственно нижние глубокометаморфизованные комплексы не везде представлены полно. Так, Оденвальдский кристаллический массив представлен гранитизированными гнейсами и сланцами малоглубинной и низкотемпературной амфиболитовой фации (андалузитовая субфация). Это метаморфизованные пелиты и граувакки, типичная минеральная ассоциация кварц+плагноклаз+биотит+мусковит+гранат. Локально проявлен калишпат с силлиманитом, что связывается с процессами гранитизации. Условия метаморфизма оцениваются: $T=650-670$ °С, $P=0,3-0,4$ ГПа. В Армориканском массиве наиболее полно представлен верхнепротерозойский бриовер, параллелизуемый с чешским альгонком. Это типичные граувакк-спилитовые толщи. Под бриовером дискордантно залегает пентеврий, который сильно гранитизирован и имеет ограниченное площадное распространение.

Более полно комплекс кристаллического основания представлен в Центральном Французском массиве. Его северная, западная и частично южная части сложены верхнепротерозойскими отложениями, а центральная и восточная — сильнометаморфизованными комплексами более древних пород. В традиционных работах метаморфизм фундамента обычно дается как эпи-, мезо- и катазональный метаморфизм, тесно связанный с региональной гранитизацией. Однако описания минеральных парагенезисов показывают, что в гнейсовой толще неизменно присутствует ассоциация кварц+плагноклаз+биотит+гранат+ставролит+кианит. Поскольку ставролит не может сосуществовать с калишпатом, то это, несомненно, минеральная ассоциация догранитного метаморфизма. Как и для молданубикума, для гранитизированных пород отмечается ассоциация силлиманита с кордиеритом. Отмечаются и малоглубинные роговики с кордиеритом и андалузитом. Наибольшим распространением пользуются двуслюдяные и биотит-гранатовые парагнейсы. Среди парагнейсов присутствуют большие тела лептинитов — кислых пород гранитоидного состава, параллелизуемых с молданубикумскими гранулитами. Лептиниты Центрального Французского массива — это кислые слоистые породы, бедные слюдой и сложенные кварцем, плагноклазом, калишпатом, гранатом и биотитом, изредка присутствуют мусковит, кианит или силлиманит. Они подобны саксонским и чешским гранулитам. Химический состав лептинитов соответствует риолитам, поэтому многие считают

их метаморфизованными эквивалентами кислых эффузивов. Среди лептинитов нередко поля амфиболовых гнейсов и амфиболитов, поэтому вся нижняя толща нередко называется лептинит-амфиболитовой группой. Встречаются также линзы известково-силикатных и карбонатных пород.

Как и в молданубикуме, в лептинит-амфиболитовой группе часто встречаются тела ультрабазитов (шпинелевых и гранатовых). Насчитывается свыше пятисот выходов перидотитов в кристаллическом основании массива. Так же широко распространены амфиболсодержащие эклогиты с минеральной ассоциацией гранат+клинопироксен+амфибол, реже отмечаются ассоциации гранат+клинопироксен+амфибол+кианит и гранат+клинопироксен+амфибол+цонзит. Нередко отмечается эклогитоподобная ассоциация гранат+клинопироксен+плаггиоклаз. Эклогиты пространственно тесно ассоциируют с телами серпентинизированных перидотитов.

Главные комплексы глубинных метаморфизованных пород Центрального Французского массива совершенно такие же, как Богемского массива — это гранатовые и шпинелевые перидотиты, эклогиты, парагнейсы, лептиниты (гранулиты). Можно считать, что глубинный разрез Центрального Французского массива принадлежит тоже к перидотит-эклогит-гнейсовому типу.

В нашей стране такое же или близкое глубинное строение имеет Кокчетавский срединный массив в Северном Казахстане. Массив находится внутри каледонского складчатого сооружения. Его нижний кристаллический этаж (зерендинская свита) испытал региональный метаморфизм на стыке амфиболитовой, эклогитовой и гранулитовой фаций в поле устойчивости кианита. Здесь широким распространением пользуются кианитсодержащие биотит-гранатовые и биотит-мусковитовые гнейсы и сланцы. Основные породы превращены в амфиболиты и эклогиты с альмандином, омфацитом и роговой обманкой. Встречаются минеральные ассоциации начальной низкотемпературной гранулитовой фации. В окрестностях оз. Кумды-Куль известны тела гранатовых перидотитов. Двукратная региональная гранитизация накладывается на регионально метаморфизованные породы и искажает первичные минеральные ассоциации.

Таким образом, эпибайкальские срединные массивы характеризуются близким или одинаковым составом своих глубинных пород. Комплексы их кристаллического основания представлены метаморфизованными кислыми породами гнейсового облика, метаморфизм которых осуществлялся на стыке амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фаций. В основании кристаллической коры обильно представлены коровые альмандин-омфацит-роговообманковые эклогиты. Мантийный материал сложен шпинелевыми и гранатовыми перидотитами.

Заканчивая описание вещественных моделей глубинных мантийно-коровых разрезов, следует сделать следующие выводы.

Крупные геотектонические структуры, такие, как древние платформы и срединные массивы складчатых областей, характеризуют

ся различными вещественными разрезами глубокой коры и верхней мантии.

Для древних платформ характерен гипербазит-гранулитовый тип мантийно-корового разреза. Материал кристаллического основания сиалической коры на древних платформах представлен комплексами метаморфических пород гранулитовой фации. Мантийный материал довольно разнообразен, что говорит о неоднородном, а местами и сильнодифференцированном строении верхней мантии. Нередко устанавливается грубослоистое строение верхней мантии, представленной солями шпинелевых перидотитов, полнокристаллических гранатовых перидотитов с линзами эклогитов, порфиробластовых гранатовых перидотитов, алмазсодержащих перидотитов и эклогитов. Абсолютно преобладающими породами верхней мантии следует считать гранатовые перидотиты.

В срединных массивах складчатых областей мантийно-коровый разрез относится к перидотит-эклогит-гнейсовому типу. Мантийный материал представлен гранатовыми перидотитами с линзами пироповых эклогитов, которые вверху частично замещаются шпинелевыми перидотитами. Кристаллическое основание коры представлено коровыми эклогитами, которые сменяются вверху кислыми гнейсами амфиболитовой фации и частично низкотемпературными кислыми гранулитами.

Глава 8

ОБРАЗОВАНИЕ И УНИЧТОЖЕНИЕ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ХОДЕ РАЗВИТИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Параллельно протекающие уничтожение старых и образование новых неоднородностей разного масштаба составляют существенную черту эволюции структуры и вещественного состава метаморфических комплексов, причем эти неоднородности имеют как беспорядочный, так и упорядоченный характер, проявляющийся в виде расслоенности различного происхождения. Еще сравнительно недавно об этом было мало известно, но успехи в изучении геологии метаморфических комплексов за последние два-три десятилетия позволяют говорить о широкой распространенности таких явлений. Ведущую роль в образовании и уничтожении неоднородностей играют сочетание больших тектонических деформаций с изменением валового химического состава пород в результате привноса и выноса подвижных компонентов, а также перераспределение компонентов внутри деформируемого объема пород. Эти процессы происходят на разных уровнях, создавая или уничтожая неоднородности разного масштаба: от микроскопических, выражающихся в текстурах и структурах пород, через геологические структуры, наблюдаемые в обнажениях, до структур, выявляющихся на геологических картах.

Основные черты структуры метаморфических комплексов. На ранних стадиях изучения геологии метаморфических комплексов данные об их структуре ограничивались указаниями на весьма сложную складчатость, наблюдаемую в обнажениях. При проведении мелкомасштабных геологических съемок обнаруживалось, что плоскостные текстуры метаморфических пород нередко обрисовывают крупные простые складки. В результате отождествления всех плоскостных текстур с первичной слоистостью возникло мнение об относительно простой структуре многих древних метаморфических комплексов. Проведение детальных геологических съемок и специальных структурных исследований заставило в корне изменить эти представления [41]. Исследования позволили обнаружить в метаморфических толщах сложные тесно сжатые складки там, где ранее предполагались крупные моноклинали. Выяснилось, что новообразованные плоскостные текстуры, часто обрисовывающие относительно простые структурные формы, параллельны не слоистости, а осевым поверхностям более ранних сильно сжатых складок. Установлено, что метаморфические толщи испытали складкообразование не одного этапа, а нескольких. Такие выводы получены в последние годы многими исследователями различных областей развития метаморфических комплексов.

Метаморфические комплексы сложены геологическими телами преимущественно пластообразной формы, и наиболее яркой чертой их структуры являются складки, в которые смяты эти тела. Преобладают вытянутые складки с одинаковыми антиклиналями и синклиналями, часто с резко ундулирующими шарнирами. Ориентировка складок в пространстве очень разнообразна, широко развиты лежащие складки. Разнообразна и форма поперечного сечения складок, хорошо проявлена дисгармония. Одновременно встречаются складки нескольких порядков — от мельчайших, видимых лишь под микроскопом, до измеряемых километрами. Крупные и мелкие складки одной и той же системы обладают приблизительно одинаковым пространственным положением и более или менее близкой степенью сжатости.

Морфологические особенности складок в метаморфических комплексах — их преимущественно линейный характер; присутствие в них пластообразных тел, сохранивших одинаковой свою мощность в разных частях складок; увеличение разницы в мощности тел более пластичных пород на крыльях и в замках складок с ростом степени сжатости последних; приблизительно параллельное расположение как шарниров, так и осевых поверхностей складок разных порядков, возникающих в одно и то же время, — позволяют говорить, что преобладающей причиной формирования складок является укорочение расслоенных толщ вдоль сминающихся в складки поверхностей при возможности увеличения размеров в направлении, перпендикулярном этим поверхностям. При образовании этих складок наряду с изгибом и относительным перемещением слоев или других пластообразных тел существенную роль играет более или менее однородная деформация пород, происхо-

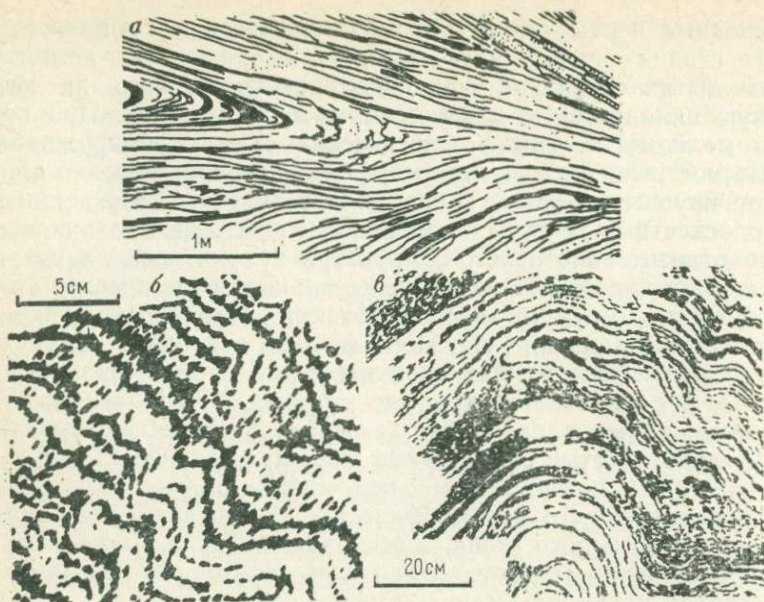


Рис. 25. Мелкие структурные формы в древних докембрийских образованиях: *а* — тесно сжатые лежачие складки в мигматитах Северной Карелии, *б* — сланцеватость в складках мигматитов Кольского полуострова (по фотографии Т. М. Гептнер), *в* — лежащая изоклиная складка, смятая в прямую складку, в метаморфических сланцах Восточного Саяна (по фотографии Ю. В. Миллера)

дыщая как до выхода деформируемой среды из неустойчивого равновесия и начала изгиба, так и по достижении складками той степени сжатости, при которой энергетически более выгодным оказывается их дальнейший рост путем однородной деформации, а не путем изгиба и относительного смещения слоев.

При формировании складок продольного укорочения помимо изгиба и однородной деформации происходит также неоднородная деформация слоев, приводящая к утолщению их в замках, а в пластичных слоях среди жестких слоев — и к уменьшению мощности в крыльях. При высокой пластичности пород и однообразном характере разреза такая неоднородная деформация приводит к образованию подобных складок, в которых мощности слоев, измеренные вдоль осевых поверхностей, остаются одинаковыми во всех частях складок.

Во всех метаморфических комплексах на той или иной стадии формировались весьма тесно сжатые складки (рис. 25, *а*). Расчеты показывают, что для образования тесно сжатых изоклиальных складок необходимо уменьшение размеров сминаемой толщи вдоль слоистости в несколько раз и такое же увеличение суммарной мощности толщи. К сходным оценкам величины деформации приводит и определение ее по степени разобщения будин пластообразных тел.

Породы, подвергшиеся региональному метаморфизму, практически всегда имеют упорядоченную текстуру. Наиболее обычна сланцеватость, которая в складчатой структуре располагается более или менее параллельно осевым поверхностям складок (рис. 25, б). В тесно сжатых изоклинальных складках она оказывается практически параллельной крыльям складок (поскольку такие складки очень широко распространены, это послужило причиной ошибочного представления о том, что сланцеватость развивается параллельно слоистости). В неслоистых и, соответственно, немятых в складки породах сланцеватость обычно перпендикулярна направлению, в котором деформированные тела приобрели наименьший размер, и, следовательно, в сечении таких тел параллельна направлению их наибольшей вытянутости.

Детальными исследованиями обнаружено, что вопреки распространенному мнению в структурах, формирующихся в условиях метаморфизма, большую роль играют разрывные нарушения. Особенно обильны разрывы, образовавшиеся в тесной связи со складчатостью. При широком развитии лежащих складок, большое значение имеют разрывы с субгоризонтальными поверхностями. Тесная сжатость складок приводит к тому, что разрывы часто оказываются почти параллельными крыльям складок и развивающимися в них плоскостным текстурам, чем затрудняется выявление природы разрывных контактов. В то же время разрывные контакты являются наиболее легко прослеживаемыми геологическими границами и часто изображаются на геологических картах как границы выделяемых подразделений.

В структуре всех древних метаморфических комплексов широко проявлено последовательное наложение деформаций разного плана. Наиболее ярко оно выражается в наложении складок (рис. 25, в). При этом крылья складок, упорядоченные текстуры, связанные со складками, и осложняющие складки разрывные нарушения изгибаются в систему новых складок. Наложение мелких складок можно наблюдать непосредственно в обнажениях, наложение крупных складок выявляется в процессе геологической съемки. Как правило, удается обнаружить наложение деформаций нескольких этапов, отличающихся планом деформации.

Во многих районах описаны положительные складчатые структуры с гранитизированными породами в ядре, обычно называемые гранито-гнейсовыми куполами. Иногда отмечается, что эти купола имеют вытянутую в плане форму; некоторые авторы указывают, что в поперечном разрезе они имеют грибовидный характер. Как правило, эти структуры наложены на более раннюю складчатую структуру, в которой широко развиты лежащие изоклинальные складки. Последующие деформации могут сильно исказить первоначальную форму гранито-гнейсовых куполов.

Следствия большой величины деформаций. Когда слоистая толща подвергается деформации, при которой направление наибольшего укорочения образует небольшой угол со слоистостью, она сминается в складки. В неметаморфизованных толщах складкооб-

разование (включая и образование связанных со складчатостью разрывов) ведет к искажению исходного плоскопараллельного строения сминаемых толщ, тем большому, чем больше интенсивность складкообразования. Слои приобретают в разных частях складчатой структуры разное пространственное положение. То же происходит и в метаморфических толщах. Но в них хотя бы на одном, а чаще на двух и более этапах деформации формировались структуры, отражающие очень большую величину деформации. Складки достигали весьма высокой степени сжатости, становясь практически изоклинальными. Это означает, что слои при этом приобретали снова (за исключением узких замковых частей) взаимно параллельное положение, но уже не той ориентировки, что была раньше. Таким образом, очень сильно деформированные толщи приобретали новую расслоенность, т. е. новую упорядоченную неоднородность, новую анизотропию. Последняя усиливается сланцеватостью, параллельной осевым поверхностям складок и, следовательно, крыльям изоклинальных складок.

Лишь при исключительно благоприятных обстоятельствах слои, смятые в изоклинальные складки, сохраняют свою целостность. В тех случаях, когда деформация происходит так, что со слоистостью близко совпадает не направление наибольшего укорочения, а направление наибольшего удлинения (такая обстановка создается прежде всего в крыльях тесно сжатых складок — на стадии изгиба в более податливых пачках и на стадии однородной деформации во всех пачках), различие механических свойств раздавливаемых слоев приводит к тому, что слои и некоторые пластобразные тела, неспособные к большой деформации, разрываются на части, образуя блоки, будины, тектонические линзы. Эти обломки разорванных слоев в ходе дальнейшей деформации толщи удаляются друг от друга. При смене плана деформации и образовании новых складок изменение положения обломков пластов приводит к тому, что уже трудно, а чаще просто невозможно определить, сколько было таких пластов и какие обломки какому пласту принадлежали. Такие толщи состоят в конечном счете из более или менее непрерывного материала более податливых слоев, в котором хаотически распределены обломки более жестких пород (например, в мигматитовых комплексах обычно имеющие разнообразную форму — угловатые, округленные, линзовидные — обломки амфиболитовых тел). Рассмотренный процесс ведет, следовательно, к возникновению неупорядоченных неоднородностей в ранее слоистой толще.

В иных условиях, благоприятствующих деформации и наиболее жестких тел, большая деформация объема пород с беспорядочным расположением неправильных тел приводит к образованию в них новой, ранее не существовавшей расслоенности. По степени сжатости складок и по величине разобращения будин нетрудно оценить степень деформации толщи. Изменения при деформации исходных размеров в 5—10 раз весьма обычно в метаморфических комплексах. В условиях плоской деформации это означает, что если тело

стало в одном направлении в 5 раз короче, то в поперечном ему направлении оно стало в 5 раз длиннее, т. е. исходные соотношения размеров в этих двух направлениях изменились в 25 раз. Когда такой деформации подвергается даже изометричное тело, оно после деформации выглядит в разрезе как почти пластообразное. Раздавливание объема, состоящего из соприкасающихся изометричных тел, приводит к превращению их в удлиненные параллельные линзы, которые в совокупности выглядят как новая слоистость. Наиболее распространено проявление этого процесса в микромасштабе, когда раздавливание более крупных зерен разного состава в тонкие линзы мелкозернистого материала приводит к образованию милонитовой полосчатости. В макромасштабе новая полосчатость образуется при раздавливании галек или валунов, различных включений, а чаще всего тектонических обломков и линз, в том числе фрагментов складок.

Влияние разрывных нарушений. Разрывные нарушения, пересекающие слоистые толщи и смещающие их части, создают не существовавшую ранее неоднородность толщи в направлении вдоль слоистости. В метаморфических толщах в связи с большой величиной их деформаций разрывные нарушения особенно обильны, и это создает качественно новые явления. Разрывы в этих толщах возникают преимущественно параллельно осевым поверхностям складок, особенно вдоль новообразованной сланцеватости и иных плоскостных текстур, а величина смещения по разрывам нередко значительно превышает расстояние между соседними поверхностями разрывов. Уже одно это создает новую расслоенность разного масштаба, где границами «слоев» являются поверхности разрывов. Если такие частые параллельные разрывы пересекают разнородные толщи, по ним приводятся в соприкосновение породы разного состава, что создает новое чередование пород, не имеющее ничего общего с исходным и нередко гораздо более частое.

Когда система частых разрывов, параллельных осевым поверхностям складок, нарушает тесно сжатые складки, по ним могут быть приведены в соприкосновение сложносмятые замковые части складок, сложенные одними породами, и плоские, практически параллельные разрывам крылья складок, сложенные другими породами. В результате структурная картина, наблюдаемая в небольшом обнажении, представляется как чередование ненарушенных «слоев» со «слоями», смятыми в складки.

Особенно велика роль разрывов в создании неоднородностей, состоящая в том, что они образуют поверхности, вдоль которых формируются дайки и жилы и проходят интенсивные процессы переработки исходных состава и строения пород.

Роль интрузивных образований. Неоднородность строения земной коры, вызываемая внедрением в слоистые толщи интрузивных образований, хорошо известна. В метаморфических комплексах, особенно древних, это явление приобретает специфический характер. Он связан прежде всего с тем, что в метаморфических комплексах, поднявшихся с больших глубин, содержание внедривше-

гося материала очень велико. Интрузивные породы образуют в этих комплексах многочисленные тела как пластообразной, так и неправильной, весьма причудливой формы, обычно бескорневые. Присутствие таких тел приводит к большой неоднородности последующих деформаций вмещающих их толщ, оказывая, в частности, большое влияние на распределение, ориентировку в пространстве и степень сжатости формирующихся складок. Во многих случаях метаморфические комплексы бывают пересечены системой частых параллельных даек основного или гранитоидного состава, что создает новую механическую расслоенность, не совпадающую с ориентировкой ранее существовавшей расслоенности.

Более того, при детальном изучении обнаруживается, что количество первично интрузивного материала в метаморфических комплексах обычно значительно выше, чем это представляется с первого взгляда. Дело в том, что изменение пород метаморфическими процессами и деформациями затрудняет выяснение их первичного происхождения. Как было показано выше, пластообразная форма тел не может быть признаком их осадочного и вообще супракрустального образования, поскольку она часто оказывается приобретенной в ходе очень большого сплющивания тел иной исходной формы. Деформации и метаморфизм видоизменяют или нацело уничтожают исходные структуры и текстуры пород, и в них возникают новые плоскостные текстуры. Вновь образовавшаяся текстура может внешне напоминать осадочную слоистость, но ничего общего с ней не имеет. Отсутствие секущих магматических контактов и контактовых изменений также не может служить признаком супракрустального образования породы, так как в результате очень больших деформаций секущий характер контактов затусевывается, и даже те геологические границы, которые проходили вначале под большими углами друг к другу, приводятся в положение, близкое к параллельному. Поэтому видимая параллельность границ внутри метаморфических комплексов еще не говорит о том, что это согласно наслоенные супракрустальные образования.

Отсутствие контактовых изменений на границах большинства тел даже мало измененных интрузивных пород внутри метаморфических комплексов связано с тем, что эти границы чаще всего являются новообразованными. Обильные разрывные нарушения разбивают метаморфические толщи вместе с содержащимися в них интрузивными образованиями на множество тектонических линз, чешуй и пластин разного размера. Поэтому следы эндо- и экзоконтактовых изменений встречаются лишь вдоль немногих действительно интрузивных контактов. К тому же процессы метаморфизма и метасоматоза изменяют минеральный и валовой химический состав. Поэтому вопрос о происхождении метаморфических пород надежно решается лишь при проведении очень детальных исследований с применением совокупности различных методов: геологических, петрографических, петрохимических и геохимических. Особенно способствуют выявлению происхождения метаморфических

пород обнаружение реликтов исходных пород и изучение переходов между ними и окружающими переработанными породами.

Детальные исследования метаморфических комплексов в разных регионах показывают [41], что первично интрузивное происхождение имеют не только тела полнокристаллических массивных пород соответствующего состава и структуры. Удаётся обнаружить переходы этих пород в кристаллические сланцы, что особенно хорошо видно в краевых частях тел интрузивных пород и в их оттянутых деформированных «хвостах». Ультраосновные и основные породы переходят в основные кристаллические сланцы, которые, в свою очередь, в результате обогащения флюидами и щелочами переходят в амфиболиты, широко распространённые в метаморфических комплексах в виде пластообразных тел. Эти тела параллельны новообразованным плоскостным текстурам и во вмещающих породах, и в самих амфиболитах, что говорит о связи метаморфических и метасоматических процессов, приведших к их образованию, с тектоническими деформациями.

Дальнейшее развитие процессов гранитизации нередко приводит к переработке амфиболитов в метаморфические породы более кислого состава. Гранитоидные интрузии и дайки превращаются в ходе деформаций и метаморфизма в тела гранитогнейсов и гнейсов.

Образование в ходе деформаций и метаморфизма параллельных пластообразных тел бывших интрузивных пород является важным фактором формирования неоднородности метаморфических комплексов. При этом создается чередование различных по составу и физическим свойствам пород, внешне напоминающее слоистость супракрустальных толщ, но не имеющее к ней никакого отношения.

Результаты метаморфической и метасоматической переработки. Процессы метаморфизма и метасоматоза протекают в двух принципиально различных типах условий: в объемах пород, испытывающих одновременно тектонические деформации, и в условиях тектонического покоя. В последнем случае переработка, по-видимому, идет много медленнее, захватывает преимущественно не столь большие объемы и ее результаты менее значительны. К ним относится прежде всего порфиروبластез, приводящий к росту беспорядочно расположенных неориентированных зерен независимо от текстуры пород и доходящий иногда до полного замещения исходной породы. Этот процесс ведет к сглаживанию неоднородностей и уменьшению анизотропии и, если глубина переработки пород велика, приводит к созданию практически однородных и изотропных пород. Распространённым результатом такого процесса являются так называемые автохтонные гранитоиды массивной текстуры, образовавшиеся при гранитизации на месте, и массивные вторичные кварциты.

Изменение минерального и химического состава пород в условиях большой деформации, сопровождающееся появлением новых ориентированных текстур, создает новую анизотропию деформиру-

емой толщи. Но если деформация протекает более или менее однородно в пределах большого объема, она не создает в нем новой неоднородности. Наоборот, неоднородное протекание деформации, концентрация ее в узких субпараллельных или ветвящихся под острыми углами зонах, где происходит сдвиг большой величины, нередко заканчивающийся нарушением сплошности, т. е. возникновением разрыва, ведет к тому, что и вещественная переработка происходит преимущественно в этих зонах. Такая концентрация деформаций и метаморфизма в узких зонах особенно распространена в условиях регрессивного метаморфизма. Так как все наблюдаемые сейчас на поверхности метаморфические комплексы поднялись с той или иной глубины, т. е. перемещались на последней стадии своего развития из условий более высокотемпературных в низкотемпературные, практически во всех этих комплексах запечатлелись в той или иной мере следы регрессивного метаморфизма. Поэтому для них протекание деформаций, регрессивного метаморфизма и метасоматоза в узких зонах является важным фактором возникновения новой, обычно последней в истории их формирования расслоенности.

В основных гранулитовых и эклогитовых комплексах переработка в условиях некоторого снижения температуры и поступления флюидов приводит к образованию зон амфиболитизации или зон глаукофансодержащих сланцев. При соответствующем составе флюидов возникают зоны мигматизации и гранитизации. В более низкотемпературных условиях в таких зонах образуются различные зеленые сланцы, содержащие в разных количествах в зависимости от состава исходных пород и метаморфизирующих флюидов тальк, актинолит, хлорит, биотит, мусковит, альбит, кварц и другие низкотемпературные минералы. Очень часто в низкотемпературных условиях формируются зоны интенсивного окварцевания, при котором породы самого различного исходного состава, вплоть до основных, часто превращались в практически чистые кварциты, обычно принимаемые за хемогенные или обломочные осадочные породы. Именно таким путем — при концентрации тектонических деформаций и вещественной переработке в узких зонах — возникала последняя, часто наиболее хорошо выраженная новообразованная расслоенность большинства метаморфических комплексов. В ряде случаев последующие деформации, значительное сплющивание толщ перпендикулярно к этим зонам приводили последние в положение, еще более близкое к параллельному, т. е. делали новообразованную расслоенность внешне еще более похожей на осадочную. В зависимости от ширины зон переработки новообразованные тела имеют размеры толщ, пачек, слоев и т. д., вплоть до тончайших прослоек.

Часто минеральные новообразования концентрировались в узких параллельных зонах и без видимой в них большой деформации. Так возникали различные виды полосчатости метаморфических пород, в том числе и мигматитовая. В сланцеватых породах полосчатость обычно параллельна сланцеватости. Можно предпола-

гать, что она формировалась в условиях, когда сланцеватые породы подвергались деформациям такого плана, что направление наибольшего удлинения оказывалось поперечным к сланцеватости. Это способствовало образованию вдоль поверхностей наиболее легкой делимости пород, т. е. параллельно сланцеватости, раздвигающихся трещин. Движение флюидов в этих условиях происходило легче всего по таким трещинам, что и вызывало отложение здесь новообразованных минералов — как целиком за счет привносимого вещества, так и в результате взаимодействия флюидов с вмещающими породами. Процесс этот очень широко распространен в условиях метаморфизма разного уровня, в том числе и в самых низкотемпературных условиях, даже в породах, где нет кристаллизационной сланцеватости и развит только кливаж, вдоль поверхностей которого возникают частые, преимущественно кварцевые или карбонатные прожилки.

Адвекция в земной коре. Для всех метаморфических комплексов характерно то, что они в процессе своего развития подвергались деформациям разного направления, что, в частности, выражается в наложении складок. Наиболее ранними обнаруживаемыми структурами чаще всего являются тесно сжатые лежачие складки, в которые изогнуты сланцеватость или полосчатость. Однако необходимые для образования лежачих складок субвертикальные текстуры не могли образоваться без деформации соответствующего направления. Следовательно, образование лежачих складок не является самым первым этапом деформации, хотя возникшие на раннем этапе структуры могут быть уничтожены последующими преобразованиями. На лежачие складки накладываются снова прямые складки, шарниры которых часто, но далеко не всегда, параллельны шарнирам лежачих складок. На эти прямые складки нередко накладываются новые лежачие складки, достигающие разной степени сжатости. Во многих метаморфических комплексах, по данным разных авторов, выявляется и более сложная история развития структуры.

Наложению складок способствует то, что при складкообразовании в условиях метаморфизма обычно появляются новые плоскостные текстуры, параллельные осевым плоскостям складок (см. рис. 25, б). Принципиальные схемы наложения складок и образования плоскостных текстур в связи со складчатостью показаны на рис. 26. В результате горизонтального укорочения горизонтально наложенных толщ образуются прямые складки (рис. 26, а). Лежачие складки, наоборот, образуются при вертикальном укорочении толщ с вертикальными поверхностями раздела (рис. 26, б). Роль таких поверхностей играют вертикальные плоскостные текстуры, которые образовались вместе с ранней складчатостью. На рис. 26, в показано образование таким же путем нового поколения прямых складок. В них смяты субгоризонтальные текстуры, которые образовались вместе с лежачими складками.

При больших остаточных деформациях изменение объема невелико по сравнению с изменениями линейных размеров. Поэтому

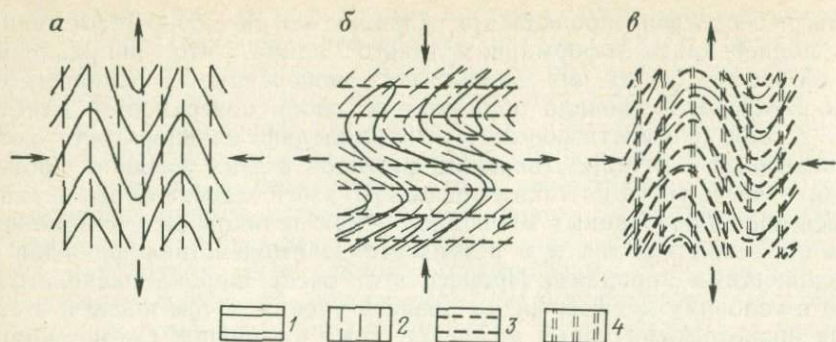


Рис. 26. Схема последовательного наложения складок и связанных с ними текстур:

a — ранние прямые складки, *б* — лежащие складки, наложенные на прямые, *в* — прямые складки, наложенные на лежащие. 1 — слоистость; 2—4 — сланцеватость: 2 — первая, 3 — вторая, 4 — третья

уменьшение размеров геологических тел в одном направлении обязательно компенсируется соответствующим увеличением их размеров в перпендикулярных направлениях. Так, прямые складки формировались в горизонтально расслоенных толщах в условиях горизонтального укорочения при возможности увеличения размеров толщ по вертикали. Для образования широко распространенных в метаморфических комплексах лежащих складок необходима вертикальное укорочение и возможность увеличения горизонтальных размеров в направлении, перпендикулярном исходному положению текстур, смятых в эти складки.

Многие этапы развития структуры метаморфических комплексов характеризуются очень большой величиной деформаций. При сжатии горизонтальнолежащей толщи в очень тесно сжатые складки ее мощность, как отмечалось выше, возрастает в несколько раз. Очевидно, что такие большие деформации не могли протекать в земной коре одинаково по всей ее мощности, иначе мы видели бы огромные раздувы мощности коры в местах образования прямых складок и участки очень тонкой коры в местах образования лежащих складок. Кора же, наоборот, в пределах большей части континентов имеет довольно однообразную мощность. Из этого следует, что под объемами коры, уменьшавшими горизонтальные размеры и удлинявшимися по вертикали (рис. 27, *a*), находились объемы, испытавшие укорочение по вертикали и удлинение по горизонтали. Рядом на тех же уровнях протекала компенсирующая деформация в противоположном направлении. Такое распределение направлений больших деформаций в вертикальном разрезе коры возможно только при условии, что направления перемещения отдельных точек деформируемого объема сливаются в замкнутые кривые (рис. 27, *б*). Таким является движение частиц, например, при тепловой конвекции. Но при установившейся конвекции одни и те же частицы описывают такие замкнутые кривые многократно. Дефор-

мации в земной коре скорее всего являются результатом лишь однократного обмена материалом между верхними и нижними частями коры, когда материал верхних частей коры опускается вниз и остается там, а его место занимает поднявшийся из глубины материал нижних частей. Такой процесс по предложению В. В. Белоусова называют адвекцией.

Предположение об адвективных движениях внутри земной коры хорошо согласуется с неоднократным наложением деформаций, обнаруживаемым во всех хорошо изученных метаморфических комплексах: в процессе адвекции один и тот же материал, проходя через разные части адвективной ячейки, подвергается в разное время деформации в различных направлениях.

Адвективная гипотеза формирования структуры основывается не только на структурных данных. Имеются петрологические данные о давлениях, при которых происходили метаморфические процессы и кристаллизовались те минеральные ассоциации, которые образуют плоскостные текстуры. Породы, обнаженные на обширных площадях докембрийских щитов и лежащие под тонким чехлом платформ, подвергались деформациям и метаморфизму в основном при давлениях 0,5—1,2 ГПа, т. е. на глубинах 20—40 км. Среди них есть и «бывшие» осадочные породы, которые не могли попасть в глубины коры путем простого захоронения под более молодыми накоплениями, а затем оказаться опять на поверхности в результате подъема больших участков коры. В этом случае, чтобы обнажились породы с больших глубин, эрозия должна была бы удалить огромные количества покрывающего материала. Однако соответствующих объемов накоплений продуктов эрозии нигде нет. Кроме того, при этом допущении мы где-нибудь да обнаружили бы недеформированные горизонтально лежащие метаморфические породы, а они нигде не найдены. Предположение о подъеме материала к поверхности из глубины в результате адвекции объясняет и отсутствие больших объемов продуктов размыва (размыв поднимающихся частей коры при этом возможен, но для выхода на поверхность глубинных образований не обязателен) и отсутствие недеформированных толщ, подвергшихся региональному метаморфизму.

Что могло быть движущей силой внутрикоревой адвекции? В. В. Белоусов в 1960 г. высказал предположение, которое поддерживают многие исследователи, что в тектонических процессах существенную роль играет всплывание кверху вещества коры, оказав-

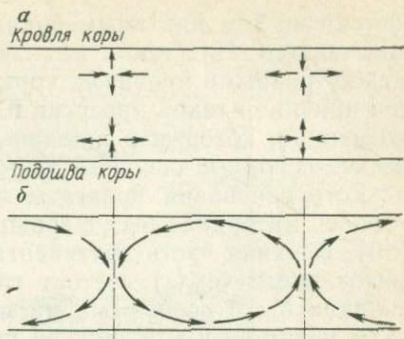


Рис. 27. Простейшее распределение больших деформаций в вертикальном разрезе земной коры (а) и направление движения пород, вовлеченных в эти деформации (б)

шегося по тем или иным причинам более легким, чем вышележащие породы. При таком всплывании происходит обмен материалом между разными уровнями коры. Для гранитизированных комплексов причиной такой инверсии плотностей могли быть процессы гранитизации, которые в нижних частях коры превращали более тяжелые исходные основные породы в более кислые и более легкие.

Есть основания полагать, что процесс поднятия гранитизированного материала был широко распространен в раннем докембрии [40]. Верхняя часть континентальной коры (не считая неметаморфизованного чехла) состоит главным образом из пород, которые сначала были основными магматическими породами, потом испытывали метаморфизм в нижней части коры, а затем подверглись интенсивной гранитизации. Поднятие гранитизированных пород могло вызвать внутрикоровую адвекцию, в которую в то или иное время были вовлечены огромные массы континентальной коры. Большая часть пород была гранитизирована в раннем и среднем докембрии, и это, видимо, было временем наиболее интенсивной адвекции.

Общую схему внутрикоровой адвекции можно представить в следующем виде (рис. 28). На рисунке показаны стадии опускания А, Б и В (на левой стороне рисунка) и стадии поднятия Г, Д и Е (на правой стороне рисунка) толщ исходно супракрустальных пород. Горизонтальнослоистые осадочные и вулканические породы в начале опускания (этапы А и Б) подвергались горизонтальному укорочению, вытягиваясь по вертикали. На этой стадии формировались прямые складки и субвертикальная сланцеватость. Затем (этап В), попадая в более глубокие части коры, этот материал испытывал деформации противоположного направления: растекался по горизонтали с уменьшением вертикальных размеров. Здесь формировались лежащие складки и субгоризонтальные текстуры. В связи с опусканием шел прогрессивный метаморфизм осадочных и вулканогенных образований, метаморфизовались и деформировались тела интрузивных магматических пород, внедрившиеся как до начала, так и во время интенсивного опускания.

Приобретший такое сложное строение материал нижних частей коры (рис. 28, Г), вовлекаясь в поднятие, сгруживался на меньшей площади и сминался в прямые складки (рис. 28, Д). Возникшая в нем ранее сланцеватость подчеркивалась образованием мигматитовой полосчатости. Породы, находившиеся ранее в условиях гранулитовой фации, поднимаясь кверху, оказывались в условиях амфиболитовой фации. Здесь энергично шли процессы гранитизации, ведущие к переработке больших объемов основных пород и завершающиеся выплавлением гранитоидного материала, который внедрялся вверх в поднявшиеся ранее уже гранитизированные породы.

В верхней части восходящего потока (рис. 28, Е) формировались лежащие складки и покровы. Протекал регрессивный метаморфизм, особенно в зонах концентрации деформаций. Положение зон гранитизации и подъема в плане, видимо, в значительной мере определялось расположением мест особенно интенсивного выноса гра-

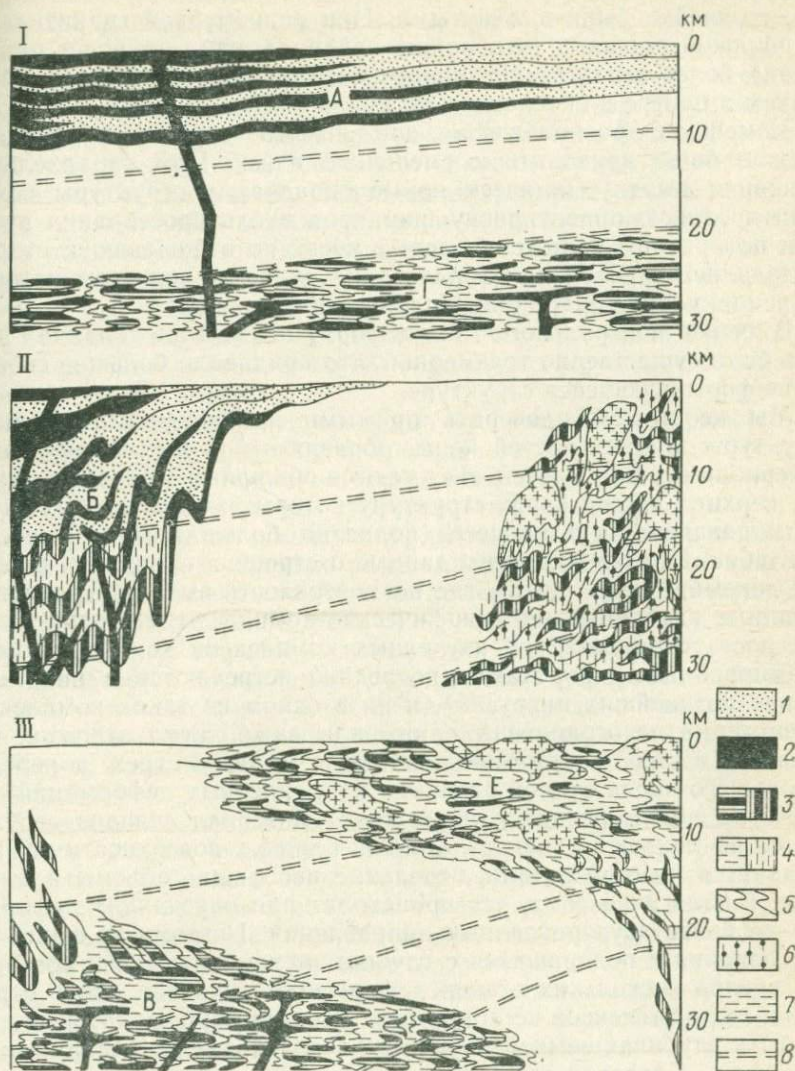


Рис. 28. Разрез адвективной ячейки (между осями поднятия и опускания) на разных этапах (I—III) всплытия гранитизируемого материала из нижних частей коры.

1 — неметаморфизованные осадочные породы; 2 — основные и ультраосновные магматические породы; 3 — метаморфизованные основные и ультраосновные магматические породы; 4 — сланцеватость, образующаяся на данном этапе; 5 — сланцеватость предыдущего этапа; 6 — мигматиты; 7 — гранитоиды; 8 — изотермы; А, Б, В — опускающийся материал; Г, Д, Е — поднимающийся материал.

нитизирующих флюидов из мантии. Оно же определяло форму адвективных ячеек в плане. Если эти зоны имели линейный характер, то ячейки были вытянутыми. При равномерной гранитизации на широкой площади (что можно предполагать в наиболее ранние эпохи) более вероятно возникновение полигональных ячеек с поднятием в центре и опусканием по краям.

Изменение расположения зон выноса глубинных флюидов должно было приводить к смещению ячеек. При параллельном смещении вытянутых ячеек новые складчатые структуры сохраняли прежнюю ориентировку шарниров вдоль простирания ячеек. При поперечном положении новых ячеек по отношению к старым создавались условия для образования складок, шарниры которых перпендикулярны шарнирам более ранних складок.

В ячейке центрального типа деформация во всех складках должна быть существенно трехмерной, что придавало большое своеобразие формирующейся структуре.

Мы не можем проверить прямыми наблюдениями характер структуры нижних частей коры, образующейся в ходе опускания материала верхних частей. Но имеются обширные сведения о строении верхних частей коры, структуру которых можно предполагать формировавшейся в процессе поднятия больших масс вещества из глубин. Это прежде всего данные о строении обширных площадей докембрийских щитов, где на поверхность выходят гранитизированные глубинные метаморфические комплексы. Ни один из таких достаточно детально изученных комплексов не сложен недеформированными породами (последние встречаются в них лишь в виде позднейших интрузий), и ни в одном из таких комплексов деформации не ограничены одним или даже двумя этапами, как правило, в них обнаруживаются следы минимум трех, а нередко и большего числа этапов различно направленных деформаций¹.

Когда поднимающийся из глубины материал сначала сгруживается на меньшей площади, а потом ближе к поверхности распространяется по горизонтали, отдельные небольшие объемы испытывают (аналогично тому, что происходит при опускании) деформации не более двух различных направлений. Поэтому из факта существования в поднявшихся с глубины метаморфических комплексах следов нескольких этапов деформаций вытекает, что в строении таких комплексов не принимают участия породы, которые имели бы в глубинах земной коры, до начала подъема, ненарушенное залегание. Следовательно, породы этих комплексов подвергались

¹ Обнаружение обычно не более трех бесспорных этапов деформации обусловлено чисто техническими причинами: относительно легко выявляются во-первых, наложение одной системы складок на другую, связанную с предыдущим этапом деформации и, во-вторых, что в эти складки смята не первичная, а деформационная текстура, которая, следовательно, формировалась на еще более раннем этапе деформации. Следы большего числа деформаций, которые можно было бы увидеть, изучая небольшой объем горных пород (т. е. непосредственно в образце или в обнажении), встречаются редко и выявляются обычно лишь при детальном изучении структурно-метаморфической истории на довольно больших площадях.

деформациям еще до подъема. Естественно предположить (особенно в отношении бывших осадочных и вулканогенных образований), что более ранним деформациям они подвергались при опускании (этапы А—В, рис. 28).

Чисто тепловая конвекция в твердых массах земной коры значительно менее вероятна, чем адвекция в результате изменения вещественного состава больших объемов горных пород, поскольку одно лишь нагревание обеспечивает слишком малую разность плотностей, чтобы считать его причиной движений в земной коре. Поэтому опустившийся в нижние части коры материал едва ли мог снова подниматься кверху, не подвергшись процессам, существенно уменьшающим среднюю плотность пород (учитывая и содержащиеся в них летучие компоненты). Следовательно для его подъема нужен новый этап переработки вещества, новый этап адвекции, следующий за тем, который обусловил погружение рассматриваемого объема пород.

Материал нижних частей коры (см. рис. 28, Г), приобретший свое сложное строение еще в процессе предшествующего опускания, вовлекаясь в поднятие, сгруживался на меньшей площади. При этом имеющиеся в нем субгоризонтальные структуры и геологические границы сминались в прямые складки (см. рис. 28, Д). Возникшая в этих породах ранее сланцеватость подчеркивалась образованием мигматитовой полосчатости. Породы, находившиеся в условиях гранулитовой формации, поднимаясь кверху, оказывались в условиях амфиболитовой фации. Здесь особенно энергично шли процессы гранитизации, приводившие к переработке больших объемов основных пород в более кислые породы и завершавшиеся выплавлением гранитоидного материала, который внедрялся вверх, в объемы, прошедшие этот уровень ранее и уже испытавшие гранитизацию.

В верхней части восходящего потока (см. рис. 28, Е) формировались лежащие складки и покровы. Протекал регрессивный метаморфизм, особенно в зонах концентрации деформаций. Положение зон гранитизации и подъема в плане, видимо, в значительной мере определялось расположением мест особенно интенсивного выноса гранитизирующих флюидов из мантии. Оно же определяло форму адвективных ячеек в плане. Если эти зоны имели линейный характер, то ячейки были вытянутыми. При равномерной гранитизации на широкой площади (что можно предполагать в наиболее ранние эпохи) более вероятно возникновение полигональных ячеек с поднятием в центре и опусканием по краям.

Изменение расположения зон выноса глубинных флюидов должно было приводить к смещению ячеек. При параллельном смещении вытянутых ячеек новые складчатые структуры сохраняли прежнюю ориентировку шарниров вдоль простиранья ячеек. При поперечном положении новых ячеек по отношению к старым создавались условия для образования складок, шарниры которых перпендикулярны шарнирам более ранних складок. В ячейке центрального типа деформация во всех складках должна была быть

существенно трехмерной, что придавало большое своеобразие формирующейся структуре.

Мы не можем наблюдать в природе адвективную ячейку на всю ее глубину. О степени соответствия предлагаемой модели реальному строению земной коры можно судить по данным изучения практически лишь того, что выходит на поверхность, т. е. сравнительно неглубоких срезов структур, сформировавшихся на этапе, изображенном на рис. 28, Е. Судя по этим данным, модель формирования структуры в ходе адвекции внутри коры, вызванной снижением плотности пород при гранитизации, по-видимому, больше, чем другие, соответствует реальной структуре глубинных метаморфических комплексов. Он позволяет объяснить ряд разнообразных геологических явлений: последовательное наложение деформаций разного плана; связь регионального метаморфизма с тектоническими деформациями; выход на поверхность на огромных площадях глубинных метаморфических образований при отсутствии накопления в соответствующем количестве продуктов размыва вышележащих толщ; обилие продуктов гранитизации среди выходящих ныне на поверхность пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма; закономерное изменение температурного градиента, характеризующего условия метаморфизма одних и тех же объемов пород: от низкого, возникавшего при нисходящих движениях, к высокому, соответствующему восходящим движениям.

Разумеется, эта модель не охватывает всего разнообразия тектонических процессов в земной коре и в таком виде она относится прежде всего к ранним стадиям ее формирования (адвективное структурообразование могло начаться еще до накопления первых осадочных толщ). Но и в структуре более молодых метаморфических комплексов, вплоть до альпийских, и даже в структуре нематаморфизованных складчатых толщ есть черты, позволяющие говорить о возможности применения к ее формированию адвективной модели [11].

Выходы метаморфических комплексов, испытавших региональный метаморфизм при высоких давлениях, соответствующих большим глубинам, являются наиболее полным источником информации о строении глубинных зон земной коры континентов. Детальные исследования этих комплексов показывают, что переработка состава и строения пород в ходе тектонических деформаций разных направлений, метаморфизма и метасоматоза приводили почти к полному исчезновению следов их первичной природы, искажению первоначальной формы и пространственных соотношений геологических тел, появлению новых геологических тел и новых деформационно-метаморфических текстур.

Таким образом, тектонические деформации вместе с магматическими, метаморфическими и метасоматическими процессами неоднократно создавали неоднородности и анизотропию разного типа и масштаба в охватываемых ими объемах земной коры. При этом уничтожались ранее существовавшие неоднородности и упорядоченное строение. Неоднократная перестройка состава и струк-

туры той части континентальной коры, которую называют кристаллическим фундаментом, противоречит представлению о существовании в ней первичных неоднородностей в виде протяженных горизонтальных слоев типа «гранитного» и «базальтового». Возникавшие в коре новые неоднородности и анизотропия больших объемов горных пород существенно влияли на дальнейшее поведение этих объемов при тектонических деформациях, а крупнейшие из этих неоднородностей, нарушая гравитационное равновесие в коре, могли являться причиной этих деформаций.

Глава 9

ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ И НЕОДНОРОДНОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Кайнозойский этап развития многих континентальных тектонических структур характеризовался широким развитием щелочно-базальтового вулканизма. Эти структуры, по-видимому, отличались глубинными эндогенными режимами [2]. Несмотря на то что источники щелочно-базальтовой магмы, по мнению подавляющего большинства исследователей, располагаются на значительных глубинах (преимущественно в верхней мантии), характер такого вулканизма и особенности состава его продуктов могут отражать основные черты геологических структур, в которых проявился этот вулканизм. По представлениям В. В. Белоусова, щелочно-базальтовые магмы зарождаются в пределах неистощенной мантии, с которой поверхностные структуры сообщаются посредством системы глубоко проникающих разломов практически во всех активных (тектонически и магматически) регионах Земли, за исключением океанических рифтов и трапповых областей континентов. Условия проявления щелочно-базальтового вулканизма обусловлены типом эндогенного режима и строением глубоких частей земной коры и верхней мантии, отражая таким образом особенности общего неоднородного состояния тектоносферы.

Геологами давно подмечена связь между степенью щелочности магматических пород и характером геологической структуры — степенью ее жесткости и прочности, проницаемостью земной коры, изменением интенсивности тектонических движений и т. п. Такая корреляция может, по-видимому, отражать либо изменение состава субстрата, подвергшегося плавлению (обогащение его щелочными компонентами), либо степень проявления эндогенной активности глубоких частей неистощенной мантии.

Какие же данные могут свидетельствовать о гетерогенности тектоносферы и уровнях ее эндогенной активности? Во-первых, информация об особенностях состояния глубинного субстрата, о его физических характеристиках и их пространственном распределении, которая обеспечивается сейсмическими, гравиметрическими, электромагнитными, магнитометрическими и другими геофизиче-

скими методами. Во-вторых, результаты региональных петрологических и геохимических исследований продуктов вулканизма (вулканитов и содержащихся в них включений глубинных пород и минералов), позволяющие оценить условия глубинного магмообразования и вероятные пути эволюции магматической системы¹. В-третьих — температурный режим и вещественный состав на уровнях размещения магматических очагов. Палеовулканологические исследования — анализ вулканогенных фаций, изучение и реконструкция вулканических центров и механизмов извержения — позволяют нам судить о масштабах процессов магмообразования и формирования магматических очагов, о характере проницаемости (и ее изменении во времени) вулканических структур, о вероятной интенсивности и динамике глубинных процессов, отражающих, возможно, взаимодействие различных глубинных масс вещества.

Проблемы классификации базальтовых пород решаются различными способами, что обуславливает разное терминологическое понимание одних и тех же объектов исследования, характеризующихся определенным химическим составом. В любом случае к щелочно-базальтовым вулканитам относятся породы, не содержащие свободного нормативного и модалного кремнезема. В современной мировой петрологической литературе наиболее широко используется принцип петрохимического разделения пород, основанный на расчете нормативного минерального состава. При этом учитывается соотношение содержаний нормативных гиперстена, оливина и нефелина. В данной работе принята классификация Д. Грина, по которой к щелочно-базальтовым породам относятся те из них, которые содержат $>0,5\%$ нормативного нефелина. Породы, содержащие $>2\%$ гиперстена, относятся к толеитам.

Типы тектонических структур, с которыми ассоциируют щелочно-базальтовые вулканические образования. Отличительной особенностью щелочно-базальтового вулканизма является его приуроченность практически ко всем важнейшим структурам континентов, океанов и переходных зон. Видимо, единственным исключением являются срединно-океанические хребты, в пределах которых по результатам драгировок и бурения наблюдаются сравнительно однообразные по петрохимическим признакам низкощелочные «примитивные» океанические толеиты [группа базальтов, обозначаемая в литературе MORB].

В целом характер щелочно-базальтового вулканизма может отражать степень или стадию развития той или иной структуры.

Преобладающие объемы вулканитов этого состава приурочены к платформам, находящимся в различных режимах магматической активизации. Подчеркнем, что в большинстве случаев вулканизм является отчетливо наложенным на эти структуры. Например, в Центральной Азии — это меридиональная зона Центральной Монголии и юго-восток МНР (плато Дариганга), где вулканизм на-

¹ В магматическую систему входят магма, ассоциирующие с ней флюиды и вмещающая среда.

кладывается на раннекаледонские и герцинские структуры и только на поздних этапах (в неоген-четвертичное время) концентрировался в узких грабенах и рифтовых зонах. Последнее свидетельствует о миграции вулканизма в пространстве и во времени параллельно с развитием этих платформенных структур. Проявления щелочно-базальтового вулканизма известны в Северном Китае, Тибете, Туве, Забайкалье, Куэнь-Луне и т. д. Вулканизм этого типа описан на юго-востоке Австралии. В Северной и Центральной Африке он проявился на плато Хоггар, Харудже, на плато Тибести и сводовом поднятии Дарфур. Отмечен он и в Патагонии (Южная Америка). В Западной Европе щелочно-базальтовый вулканизм накладывался на эпигерцинскую платформу: Центральный массив во Франции, северная часть Богемского массива и юго-запад Польши.

Вторым типом крупных структур, с которыми связан щелочно-базальтовый вулканизм, являются рифтовые зоны: Рейнский грабен, где неогеновые (в меньшей степени четвертичные) щелочные базальты фиксируются от Кайзерштуля до Эйфеля, грабен Лимань — в северной части Французского массива и т. д. В Азии — это Байкальский рифт, Прихубсугуль, система Восточно-Китайских грабенов и впадин (грабен Фэйвэй, Ляохе), в Африке — Восточно-Африканский рифтовый пояс, в Северной Америке — рифт Рио-Гранде и т. д.

Менее значительные объемы щелочно-базальтовых вулкаников связаны с подвижными структурами (складчатыми поясами), имеющими чаще всего геосинклинальный и орогенный тип развития, в том числе и на островных дугах. Примерами могут служить Малый Кавказ (Армянское вулканическое нагорье), Северный Тавр, Минусинская впадина в раннем девоне. Из островных дуг следует отметить Командорские острова, Алеуты, внутреннюю часть Зондской дуги и т. д. Известны ограниченные проявления вулканизма этого типа на окраинах континентов (Тихоокеанское побережье Северной и Южной Америки, Советское Приморье).

В пределах океанов щелочно-базальтовый вулканизм приурочен исключительно к островам, которые непосредственно не связаны со срединными хребтами, а располагаются в их обрамлениях (острова Св. Елены, Вознесения, Св. Петра и Павла, Гоф — в Атлантике; Амстердам, Сент-Поль, Маврикий, Реюньон — в Индийском океане). В Тихом океане такого типа базальты известны на плато Наска (Галапагосские острова).

Таким образом, щелочно-базальтовый вулканизм проявляется на обширных площадях, захватывающих различные по истории геологического развития структуры. В этом сказывается его наложенный характер. Однако в ряде случаев можно проследить во времени пространственную миграцию вулканизма и его приуроченность на поздних этапах к отчетливо выраженным структурам типа рифтогенных. Наиболее показательны в этом отношении районы континентального рифтогенеза Центральной Азии, а также Центральной и Северной Африки. В Монголии рассеянный по пло-

щади базальтовый вулканизм вначале широко проявился на миоцен-плиоценовом этапе, захватив обширные пространства, занимаемые ныне межгорной впадиной Долины Озер, Южно-Хангайским плато, Хангайским нагорьем, Прихубсугульем, а затем (в четвертичное время и особенно в голоцене) площадь и масштабы его проявлений резко сократились. Можно отметить отчетливую локализацию продуктов вулканизма в узких грабенах и рифтогенных структурах, таких, как Западное Прихубсугулье, долина верховьев р. Орхон, Тарятская впадина (Хангай).

В этом случае такая пространственно-временная эволюция вулканизма отождествлялась нами с переходом предрифтовой стадии развития региона к отчетливо выраженной рифтогенной [18]. Подобная ситуация может быть отмечена и в пределах развития Афро-Аравийской рифтовой системы [46]. Здесь также выделены структуры, находящиеся на ранней стадии рифтогенеза (предрифтовая, в нашем понимании), — сводовые поднятия Дарфур, Тибести, Хоггар.

В пределах Эфиопского и Кенийского плато выделяются предрифтовые стадии вулканизма (миоцен), а также вулканизм, сопровождающий формирование рифтовой структуры северного фланга Восточно-Африканской рифтовой структуры и связанный с этим формированием (по данным Н. А. Логачева и др. [46]).

При изучении рифтогенных структур Монголии и Африки становится очевидным, что щелочно-базальтовый вулканизм, опережая во времени формирование поверхностных структур, может являться индикатором ранней глубинной эндогенной активности, дальнейшее развитие которой обуславливает усиление тектонических процессов и их приближение к поверхности.

Геофизические поля в областях континентального щелочно-базальтового вулканизма. Как правило, вулканизм этого типа приурочен к областям сводовых поднятий, обусловленных достаточно четко выраженными аномалиями в структуре геофизических полей. К хорошо изученным в геофизическом отношении районам следует отнести большинство уже упоминавшихся выше сводовых и рифтовых структур Центральной и Восточной Африки, Центральной Европы, Байкальской рифтовой зоны, рифт Рио-Гранде и провинцию Бассейнов и Хребтов (Северная Америка). Обширная геофизическая информация имеется для альпийских складчатых областей Европы и Азии, в том числе для Кавказского сегмента.

В. А. Рогожина и другие исследователи для Байкало-Монгольского региона, включающего Байкальскую рифтовую зону (БРЗ) и вулканические районы Центральной Монголии, сейсмологическими методами установили существование обширной низкоскоростной зоны в верхней мантии (аномальная мантия). Ее кровля круто поднимается к поверхности Мохо под БРЗ, погружается до глубин более 100 км к юго-западу и юго-востоку относительно южного выступа Сибирской платформы. Имеются данные о чрезвычайно глубоко заложении корней аномальной мантии.

Интерпретация гравиметрических данных в редукции Буге для этого региона привела к представлениям о существовании здесь подкоровых разуплотненных масс, которые можно сопоставлять с аномалией, обоснованной сейсмологическими данными [18]. С. В. Крылов и др. предположили существование под рифтовыми впадинами БРЗ «линз» аномальной мантии, называемых иногда «рифтовыми подушками» (rift cushion). Такая неоднородная структура верхней мантии установлена и в других областях кайнозойского континентального щелочно-базальтового вулканизма: под Рейнским грабеном, Центральным Французским массивом, рифтовыми и сводовыми структурами Восточной и Центральной Африки, рифтом Рио-Гранде и др. [46].

В подвижных структурах орогенного типа (Малый Кавказ) также устанавливается неоднородность геофизической структуры верхней мантии, однако «аномальные» зоны по-разному проявляют себя при исследованиях различными методами. Так, по гравиметрическим данным М. Е. Артемьева, под обширной неовулканической зоной Малого Кавказа — Армянским вулканическим нагорьем — устанавливаются положительные региональные аномалии, указывающие на скопления тяжелых масс. Сейсмологические данные Л. П. Винника и др. свидетельствуют о существовании под этим регионом обширных зон низкоскоростной мантии. Возможно, разные методы фиксируют разноглубинные аномалеобразующие источники, и тогда для такой структуры следует допустить либо более интенсивную глубинную дифференциацию по физико-химическим параметрам мантийного субстрата, либо более интенсивную динамику процессов, приводящих к перераспределению глубинных масс.

Рифтовая структура Рио-Гранде — пример другого вида неоднородного строения тектоносферы. Здесь внутри коры комплексом геофизических методов выделены разобщенные магматические очаги, мантийная аномалия выражена слабо [46]. Следует отметить неоднозначность интерпретации первичных геофизических данных. Так, выделяемый в основании коры геофизический слой со скоростью $\sim 7,6\text{--}7,8$ км/с, по мнению одних исследователей, представляет собой выступ аномальной мантии (т. е. разуплотненное, горячее вещество верхней мантии), другие же рассматривают его как мантийно-коровую смесь — результат взаимодействия вещества земной коры и верхней мантии. Обосновывается также предположение о том, что данный слой представлен высокоскоростными породами земной коры, т. е. входит в состав последней. Естественно, что каждая из этих трех моделей привязана к различным по своей сущности и глубинному проявлению процессам преобразования вещества. Но в любом случае существование аномальных геофизических зон указывает на глубинную неоднородность, существование которой следует объяснять, по нашему мнению, активными процессами в недрах рассматриваемых структур.

Другим примером возможной неоднозначности в трактовке геофизических данных являются различные модели распределения

масс низкой плотности в верхней мантии под сводовым поднятием Дарфур [46].

В областях кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма на сегодняшний день не во всех случаях определены геофизическими методами глубинные мантийные аномалии. Показательным в этом плане является обширное вулканическое плато Дариганга (юго-восток МНР), расположенное в стороне от упомянутых выше аномальных зон верхней мантии Байкало-Монгольского региона. А. И. Киселев, например, считает, что «... растягивающие напряжения в литосфере, стимулирующие вулканизм и рифтогенез, генерировались не только местными причинами, связанными с подъемом и растеканием аномального вещества мантии, но и с глобальными, связанными с изменением кинематики литосферных плит»¹.

Уместно поставить вопрос: всегда ли глубинный источник щелочно-базальтовой магмы должен проявлять себя в аномалиях геофизического поля? Геофизическая изученность Центральной и Восточной Азии в целом исключительно слабая. Ю. А. Зорин и др. отмечают, что положение южной и восточной границ выделенной ими низкоскоростной зоны верхней мантии определено очень ненадежно. Что касается гравиметрических данных, то любые отклонения от изостазии, в том числе обусловленные динамическим взаимодействием глубинных масс, могут завуалировать реальную картину распределения аномального по плотности вещества. Таким образом, существование активной аномальной мантии, являющейся источником щелочно-базальтовой магмы и обуславливающей индивидуализированное своеобразие регионального строения и развития тектоносферы, может быть, с одной стороны, не выявлено из-за несовершенства методов и недостаточности необходимых данных, а с другой стороны, — может не проявиться в геофизических полях по объективным причинам.

Некоторые особенности строения тектоносферы характерных районов щелочно-базальтового вулканизма по геофизическим данным приведены в табл. 7.

Петрохимические типы вулканитов. Породы щелочно-базальтового типа представляют собой довольно неоднородную в петрохимическом отношении группу. Эти различия в первую очередь устанавливаются при сравнении общей щелочности, содержаний SiO_2 , соотношений $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и т. п. Следует добавить, что со щелочными базальтами нередко ассоциируют породы нормальной щелочности, обычно относимые к толеитовой группе. Эта особенность хорошо проявляется не только при сравнении различных регионов Земли, но и достаточно ярко выражена в пределах близких по своему пространственному положению ареалов. Примерами могут служить высококалийевые щелочные базальты Большого Хингана, с одной стороны, и достаточно обычные натриевые базальтоиды

¹ А. И. Киселев. Тектонофизические условия базальтового вулканизма Байкальской рифтовой зоны. ДАН СССР, т. 274, № 3, 1984, с. 681.

Северного, Восточного Китая и Юго-Восточной Монголии. Еще более показательными являются щелочные базальтоиды Тарятской впадины (Центральная Монголия, Хангай), где известны высококальциевые лейцитовые базаниты, с одной стороны, и натриевые щелочно-базальтовые серии — с другой. Необходимо подчеркнуть сильную контрастность в разнообразии щелочных базальтоидов, обусловленных различной степенью дифференцированности. Байкало-Монгольский регион представляет собой наиболее показательный пример развития недифференцированных серий; для них характерны слабо варьирующие мантийные показатели Co/Ni , $Fe/Fe+Mg$, Ba/Sr и т. д.

В БРЗ, в Удоканском районе наряду с базальтоидами известны и сильно дифференцированные породы, до трахитов. Исключительно разнообразны серии пород, связанные с Восточно-Африканским рифтом. Здесь встречаются ультращелочные породы, сильно различающиеся по содержанию SiO_2 , от кислых до ультраосновных, хорошо известен щелочно-карбонатитовый вулканизм. Можно установить существенные различия в глубинном уровне размещения магматических очагов.

Так, образование сильно дифференцированных серий отчетливо свидетельствует о локализации магматических очагов преимущественно в пределах земной коры. Это устанавливается как по геофизическим данным, так и по набору глубинных включений в базальтах. Например, на Удокане (БРЗ) на дочетвертичном раннем этапе вулканизма формировались слабо дифференцированные магмы; именно в них содержится наибольшее число глубинных включений. В четвертичное время большое распространение получили сильно дифференцированные серии, представленные преимущественно бенморитами и трахитами. По данным С. В. Рассказова, в последних практически отсутствуют верхнемантийные ксенолиты и широко представлен керсутит; здесь же встречаются включения полевошпатовых пород.

Важным моментом при установлении корреляций между химическим составом вулканических пород и геологическими структурами, к которым они приурочены, является изучение изменения щелочности по латерали или ее связи со степенью развитости строения тех или иных структур. Об этом писали в своих работах М. В. Гзовский, Ю. М. Шейнманн, Е. Л. Бутакова, Т. Хазертон и В. Дикинсон и др.

Большой статистический материал свидетельствует о том, что выдерживается определенный тектонический контроль между особенностями петрохимии вулкаников и структурами. Так, высокоглиноземистые щелочно-оливиновые базальты часто встречаются в относительно подвижных структурах типа позднегеосинклинальных (часто орогенных), а также островодужных (Курило-Камчатская зона). Для этих вулканических серий характерным является и пониженное содержание TiO_2 . Такая ситуация характерна для базальт-трахидолеритовой формации Командорских островов. «Аномальные» петрохимические разновидности базальтоидов на-

блюдаются и в пределах стабильных (платформенных) структур. Такие базальты по своему химизму бывают близки к вулканитам известково-щелочных серий. В Монголии базальтоиды такого типа были выделены В. В. Кепежинским в 1979 г. в Дзабханском ареале. Наши данные свидетельствуют о том, что такие же базальтоиды широко распространены в Хануй-Гольском районе МНР (бассейн р. Селенги). Здесь выделены разновидности базальтов, переходных от субщелочных к базальтоидам нормальной щелочности (т. е. к типичным толеитам). Высокоглиноземистые щелочные базальтоиды на территории МНР встречаются довольно часто в Восточном Прихубсугулье и особенно на южных склонах Гобийского Алтая, где известны самые древние проявления кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма (эоцен).

Отмеченные петрохимические особенности вулканических пород, вероятно, могут служить одним из типоморфных признаков при определении структурного положения вулканических ареалов.

Помимо петрохимических особенностей вулканогенных пород из различных тектонических зон можно говорить и об их минеральных различиях, которые также свидетельствуют о специфике физико-химической обстановки и глубинных уровнях формирования щелочно-базальтовых магм. Для активизированных платформенных структур со свойственными для них слабоконтрастными и малоамплитудными движениями, слабыми деформациями, незначительной складчатостью характерно формирование кристаллических пород в сравнительно высоковосстановительных условиях при слабой обводненности. Это коррелируется с преимущественным размещением магматических очагов в верхней мантии. Такие условия приводят к тому, что в этих щелочных базальтах кристаллизуется высокотитанистый титаномagnetит, не образуются гидроксилсодержащие минералы. Среди включений мегакристаллов встречаются титанистые слюды, магнезиальный ильменит, пироповый гранат.

В подвижных структурах — складчатых поясах, островных дугах, активных континентальных окраинах — в щелочных базальтоидах характерными являются относительно низкотитанистые титаномagnetиты и амфиболы. Среди мегакристаллов чрезвычайно широко распространен керсутит, часто встречается титаномagnetит. Практически полностью отсутствуют ильменит и гранат. Такая ассоциация минералов указывает на менее глубинную обстановку размещения магматических очагов, более высокий окислительный потенциал и большую обводненность магмы.

Вещественный состав глубинных зон и распределение температур. Характерной особенностью щелочно-базальтового вулканизма практически во всех геологических структурах континентов является вынос на поверхность обломков пород и минералов, слагающих глубинные зоны земной коры и верхнюю мантию. Этот ксеногенный материал, заключенный в базальтах, позволяет построить региональные вещественные модели земной коры и верхней мантии и оценить глубинное распределение температуры. Такие модели были предложены В. Л. Гриффином и другими исследователями

для Юго-Восточной Австралии, В. В. Кепежинскас для Монголии, Ю. С. Геншафтом и другими для Камчатки и Малого Кавказа, Е. Д. Джексоном для Гавайских островов, Н. В. Соболевым для Якутии, Э. А. Дмитриевым и В. С. Лутковым для Памира, а также для плато Колорадо и Рейнского грабена. Приведенные результаты дают реальную картину вещественной неоднородности литосферы при сопоставлении изученных структур. На основе известных данных по ксенолитам В. С. Соболевым и др. в 1974 г. установлено восемь типов верхней мантии, приуроченных к различным тектоническим структурам континентов и океанов. Выделение каждого типа (и соответствующих подтипов) основано на многообразии минеральных парагенезисов ксенолитов мантийных пород.

Остается открытым вопрос о том, насколько представительна среди мантийного субстрата каждая выделенная группа пород? Мы полагаем, что расплавом на поверхность выносятся фрагменты вещества главным образом из кровли магматического очага. Именно поэтому чаще всего в вулканитах заключен достаточно однообразный набор включений. Однако вблизи очаговых зон в силу сильных градиентов температуры, напряжений, режима флюидных фаз возможно интенсивное преобразование исходного вещества мантии, которое приводит к часто наблюдаемой гетерогенности состава и структуры даже в пределах небольших по размерам ксенолитов, образованию вторичных минеральных парагенезисов, развитию катаклазированных пород. Все это неизбежно приводит к вещественной гетерогенности верхней мантии в областях мантийного магмогенеза, но вряд ли свидетельствует о существовании многообразных типов верхней мантии.

На примере хорошо изученного нами плато Дариганга отчетливо видно, что при абсолютном преобладании среди мантийных включений шпинелевых лерцолитов отдельные вулканические центры богаты «черными» пироксенитами, гранатсодержащими разностями. Нам представляется, что появление этих разновидностей вещества мантии обусловлено скорее всего не латеральной, а вертикальной, глубинной неоднородностью верхней мантии, оно отражает состав различных уровней размещения магматических очагов и, возможно, продолжительность существования и развития магматической системы в целом.

Однако даже признавая однотипный лерцолитовый по своей сути состав верхней мантии под платформами, следует отметить определенные отличия в составах слагающих лерцолиты минералов. Это было показано при сопоставлении минералов лерцолитов Хангая и Дариганги В. В. Кепежинскас, а также Прибайкалья, Приморья и юга ГДР (р-н Лаузитц) [18]. Соотношения содержаний нормативных оливина, гиперстена и плагиоклаза в лерцолитовых включениях из базальтов некоторых районов Азии (рис. 29) показывают, что подкоровые слои верхней мантии под Хамар-Дабаном более дифференцированы, т. е. обеднены базальтоидными составляющими, чем, например, верхняя мантия под Центральной Монголией и Дальним Востоком.

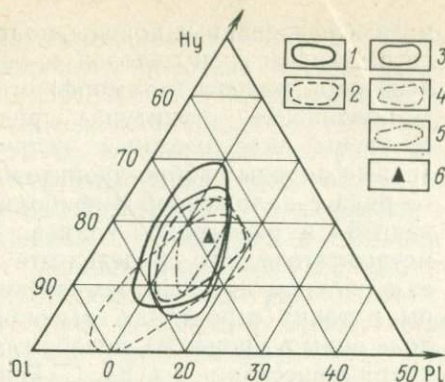


Рис. 29. Соотношение нормативных оливина — гиперстена — плагиоклаза во включениях шпинелевых лерцолитов из базальтов различных вулканических ареалов Азии.

1 — Дариганга; 2 — Удокан, Витим; 3 — Хангай; 4 — Хамар-Дабан, Бартой; 5 — Дальний Восток; 6 — пиролит III. По А. Рингвуду

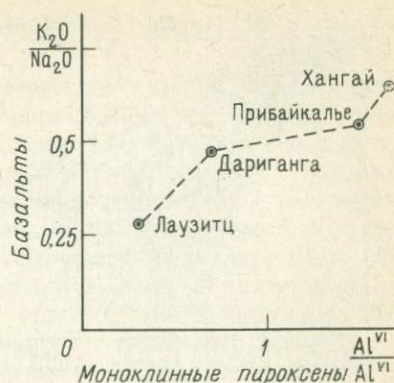


Рис. 30. Соотношение между калиево-натриево-алюминиевыми базальтоидов из различных вулканических ареалов (K_2O/Na_2O) и долей алюминия в октаэдрической координации (Al^{VI}/Al^{IV}) в моноклиновых пироксенах из включений шпинелевых лерцолитов

Можно проследить за корреляцией между составами минералов ксенолитов и составами вмещающих пород (рис. 30). В целом более щелочным и калиевым вулканическим породам отвечает более «глубинный» состав лерцолитов и менее «истощенный» процессом частичного плавления субстрат. Но при этом следует иметь в виду, что условия температурного равновесия шпинелевых лерцолитов не соответствуют условиям выплавления базальтоидных магм: последним отвечает более высокая температура (~ на 150—200 °С выше). Возможно, вариации состава ксенолитов и их минералов, коррелирующие с изменением состава вмещающих лав, отражают общность физико-химических процессов, под воздействием которых формируется магма и преобразуется глубинная среда.

Выше отмечались минеральные отличия вулканитов из различных тектонических структур Земли. Характер барофильности глубинных включений и минералов достаточно четко сопряжен с тектоническим контролем размещения вмещающих вулканогенных пород. Это обусловлено различным глубинным положением магматических очагов. В структурах типа активизированных платформ и континентальных рифтов мантийная природа магм и глубинных включений ярко проявлена; в эпигеосинклинальных орогенных зонах, подвижных структурах перехода от континента к океану (тихоокеанского типа) магматические очаги размещаются в земной коре и для изверженных пород наиболее характерны включения, представляющие субстрат земной коры. Но и на уровне земной коры можно проследить различия в составе ксеногенного вещества. Для континентальных платформ типичны высоко-

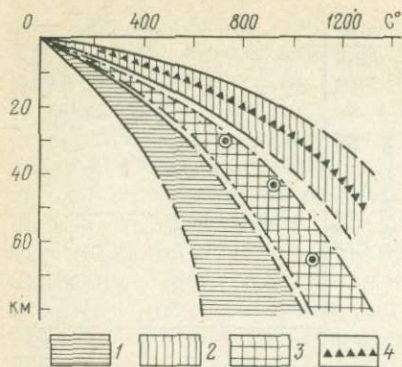


Рис. 31. Глубинное распределение температуры различных тектонических структур Земли.

1 — Богемский массив; 2 — Карпаты. По В. Чермак (1975 г.); 3 — область тектономагматической активизации Центральной Азии; 4 — Байкальский рифт

индикатором определенных латеральных различий в составе тектоносферы близких тектонических структур и существенных отличий в развитии тектоносферы контрастных по стилю тектонической активности районов Земли.

Температуры равновесий минеральных ассоциаций ксенолитов указывают на температурный режим недр областей щелочно-базальтового магмогенеза. По многочисленным данным для районов внутриконтинентального вулканизма характерно разогретое состояние верхней мантии, геотерма которой занимает промежуточное положение между геотермами щитов и таких развитых рифтовых и орогенных структур, как Байкальская рифтовая зона и Карпаты (рис. 31). Однако детальное изучение минералов ксенолитов позволяет устанавливать региональные температурные отличия близких по тектоническому режиму районов. Недавно это было показано для Центральной Монголии и ее юго-восточной части — плато Дариганта [28]. На уровне существования шпинелевых лерцолитов разница в рассчитанных температурных условиях составляет $\sim 150^\circ\text{C}$ (под Даригангой «холоднее»).

Для этих двух вулканических зон Монголии установлены различия не только в температурах равновесия шпинелевых лерцолитов, но и в характере дисперсии оцененных температур. Это может быть связано с действительно существующими в подкоровых условиях высокими температурными градиентами (например, обусловленными существованием магматических очагов или гетерогенным физико-механическим состоянием вещества верхней мантии в зонах магмогенеза). Нельзя исключить и то, что температурный «разброс» отражает вынос ксенолитов с разных глубинных уровней вдоль геотермы. Но в любом случае установленные различия в дисперсии оцененных температур равновесия шпинелевых

метаморфизованные породы, соответствующие гранулитовой и эклогитовой фациям метаморфизма. В подвижных структурах представлены всевозможные интрузивные породы габбро-диоритового ряда с наложенной амфиболизацией и развитием калиевого метасоматоза. Это свидетельствует о сильном прогреве земной коры в таких структурах, высокой доле воды в процессах преобразования вещества коры. Ю. С. Геншафтом, В. А. Ермаковым и др. были развиты представления об ультраметаморфизме внутри корового субстрата, который сопровождается (или завершается) палингенезом. Таким образом, ксеногенное вещество является индикатором определенных латеральных различий в составе тектоносферы близких тектонических структур и существенных отличий в развитии тектоносферы контрастных по стилю тектонической активности районов Земли.

лерцолитов явно отражают объективные различия в состоянии тектоносферы сравниваемых районов.

Представляется, что рассматриваемые особенности температурных режимов свидетельствуют об изменении температурных условий не за счет простого кондуктивного переноса тепла, а в ходе интенсивного массопереноса в пределах верхней мантии и земной коры. Признание этого явления неизбежно приводит к выводу о важном его значении в создании неоднородностей тектоносферы.

Приведенные выше данные по температурным условиям, существующим под различными тектоническими структурами на уровнях устойчивого существования шпинелевых лерцолитов, позволяют, по-видимому, увязать динамику глубинного энергетического режима со стадийным развитием поверхностных структур. Резкое различие в положении геотерм на глубинах около 60—70 км, по-видимому, свидетельствует о постепенной смене платформенного режима с температурами в подкорковых слоях верхней мантии порядка 600 °С, режимом предрифтовым [18] (область магматической активизации Центральной и Юго-Восточной Монголии), где $T \sim 900—1100$ °С, а затем типично рифтовым (Байкальский рифт) с довольно значительным энергетическим возбуждением в мантии ($T \sim 1200$ °С). Энергетический режим недр под рифтовыми зонами близок таковому под складчатыми поясами и орогенными зонами (Карпаты, Камчатка и т. д.). Можно полагать, что постепенная эволюция поверхностных структур, начиная с платформ и кончая рифтом или складчатым поясом, сопровождается и подъемом на более высокие уровни энергетически возбужденного горизонта верхней мантии, причем при рифтовом режиме изотерма будет поднята на самый близкий к подошве земной коры уровень.

На примере Монголии прослеживается эволюция эндогенной активности верхней мантии при сопоставлении двух крупных ареалов кайнозойского вулканизма в Хангае и на Дариганге. Первый представляет собой структуру с отчетливо выраженными рифтоподобными грабенами (Тарянский, Орхонский и др.), тогда как Дариганга в целом является купольной вулканической структурой, типичной для начальной, предрифтовой стадии сводообразования. Температурные режимы под этими районами отчетливо различаются: подкорковые области верхней мантии под Даригангой более «холодные», чем под Хангаем (рис. 32).

Таким образом, мы видим как бы различные стадии термического возбуждения мантии на различных стадиях развития тектоносферы.

Условия маглообразования и особенности геодинамических режимов. Комплекс геолого-геофизических, петрологических и геохимических данных однозначно свидетельствует о мантийном генезисе базальтовых магм. Однако нет единого мнения об условиях формирования различных петрохимических типов базальтоидов: глубинах выплавления (общем литостатическом давлении), степени частичного плавления мантийного субстрата и его состава.

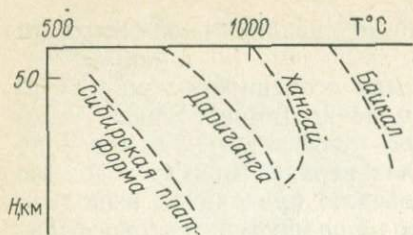


Рис. 32. Распределение температур в верхней мантии под геотектоническими структурами различных эндогенных режимов

ве (вещественной «подготовленности» к магматическому процессу), флюидном режиме, характере дифференциации и т. д. Петрогеохимическая специализация горных пород из различных ареалов щелочно-базальтоидного вулканизма указывает на своеобразное сочетание физико-химических условий глубинного магмогенеза в каждом из них и тем самым подчеркивает с этой стороны неоднородность состояния и развития тектоносферы Земли.

В. В. Белоусов, обобщая данные о мантийном магматизме справедливо подчеркивает исключительное разнообразие составов базальтоидных вулканических пород на континентах с непрерывным переходом от типично толеитовых к типично щелочным. Но в районах развития щелочно-базальтового вулканизма толеиты, как правило предшествующие щелочным разностям, имеют много геохимических черт сходства с последними. По-видимому, это свидетельствует в пользу близких физико-химических условий генерации обоих типов.

Экспериментальные данные указывают, что из исходного вещества (ультраосновного вещества, близкого по составу к пиролиту) более щелочные базальтовые расплавы образуются при более высоком давлении и при меньших степенях плавления. Эта закономерность прослежена и при сопоставлении калиевых и натриевых разновидностей вулканогенных пород. В калиевых типах содержится более разнообразная группа мантийных включений, чаще встречается такой барофильный минерал, как гранат.

Детальные исследования районов кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма в Монголии показали, что сильнощелочные породы типа лейцитовых и нефелиновых базанитов (т. е. существенно различающиеся по отношению K_2O/Na_2O) из центральной и юго-восточной частей страны — Хангай и Дариганга — содержат однотипный фациальный набор глубинных включений, в том числе гранатсодержащих. Это свидетельствует о сопоставимых глубинах размещения очагов натриевой и калиевой мантийных магм и об их образовании в пределах существования гранатовых ультрабазитов. Но, как отмечалось выше, химические составы включений и одноименных минералов из них, заключенных в породах этих двух зон Монголии, заметно различны. Вероятно, под Даригангой верхняя мантия (вплоть до уровня размещения гранатовых ультрабазитов) более истощена, чем мантия под Хангаем.

Калиевая природа расплавов обусловлена либо предварительным обогащением калием плавящегося субстрата, либо наложенным процессом мантийного гибризма первичных натриевых или

натриево-калиевых типов магм (см. гл. 11). Такой подход к пониманию образования различных по К/Na-отношению типов мантийных магм близок представлениям Д. С. Коржинского (1983 г.) о сквозьмагматических флюидах и В. В. Белоусова о взаимодействии истощенной и неистощенной мантии в различных структурах Земли. Большую роль при этом мы отводим динамике процессов взаимодействия оболочек тектоносферы и более глубоко залегающей «аномальной» в геохимическом и геофизическом смысле мантии (т. е. той ее части, которая отличается повышенной подвижностью, насыщенностью флюидами и «некогерентными» компонентами, сильнее разогрета и разуплотнена) [28]. Именно с этой аномальной мантией связывается тот геохимический источник, который обуславливает геохимическую и изотопную гетерогенность мантийных расплавов.

В различных по своей подвижности структурах Земли, где магматические очаги формируются на существенно различных глубинных уровнях — в верхней мантии и (или) в земной коре, — следует допустить разные условия изменения щелочности и состава магматических пород. Так, под активизированными платформами калиевая специализация закладывается преимущественно на мантийном уровне. В складчатых или орогенных структурах, где магматическая активность перемещается в земную кору, изменение щелочности пород и накопление калия происходят уже в условиях земной коры за счет подтока ювенильных флюидов, привносящих мантийный калий. Несомненно, что изменение глубинных условий магмообразования тесно связано с изменениями проницаемости глубинной среды, степенью ее жесткости и прочности, что прежде всего обуславливается различным характером напряженного ее состояния.

Масштабные по объемам излияния магм субщелочного (толеитового) типа, которые проявляются на ранней, предрифтовой стадии активизации платформ, обусловлены трещинным характером извержений. Последнее свидетельствует о наличии сильных растягивающих напряжений, которые обеспечивают свободный выход на поверхность мантийной магмы без захвата глубинных включений. Возможно, что под действием этих напряжений, развивающихся при интенсивном диапиризме аномальной мантии, происходит утонение литосферы (по механизму образования «шейки» в образцах, подвергнутых растяжению и испытывающих пластическую деформацию) и «высвобождается» пространство для оттока частичного расплава с образованием обширных магматических очагов. При затухании динамики подастеносферной аномальной мантии (т. е. ослаблении силового воздействия и уменьшении скорости перемещения, вероятно, из-за демпфирующего влияния астеносферы) растягивающие напряжения ослабевают, затухают вызванные их действием эффекты. В этих условиях происходит более энергичное усвоение первичным расплавом астеносферы компонентов аномальной мантии; богатые щелочными элементами магмы образуют более мелкие по размерам магматиче-

ские очаги (возможно, на более глубоком уровне), сама магма обогащается флюидами. По-видимому, по периферии очагов возникает более сложное поле напряжений, приводящее к дроблению пород, вмещающих магматические очаги, развитию извержений центрального типа. Вулканы содержат разнообразные включения глубинных пород и минералов.

Таким образом, развитие щелочно-базальтового магматизма происходит в условиях меняющейся динамики верхней мантии, изменения физико-механического и физико-химического состояния глубинной среды. По нашему мнению, это свидетельствует о возможном механизме и путях развития гетерогенности верхних оболочек Земли.

Проведенный анализ показал, что кайнозойский континентальный щелочно-базальтовый вулканизм характеризуется рядом признаков, указывающих на неоднородное строение и развитие тектоносферы в областях его проявления. Глубинные источники в виде аномалеобразующих масс чаще всего ярко проявлены в геофизических полях. Однако характер выраженности аномалий для отдельных структур сильно индивидуализирован. Известно, что интенсивный вулканизм в плиоцен-четвертичное время развивался в районах с нормальными сейсмическими и гравиметрическими характеристиками, не указывающими прямо на наличие каких-либо значительных скоплений глубинных аномальных масс (например, плато Дариганга). И все же сопоставление условий и особенностей проявления вулканизма в районах с такими контрастными проявлениями глубинных магматических источников в геофизических полях приводит к выводу об единой природе эндогенной активности верхней мантии и существовании в ней «аномальных» структур под всеми областями развития щелочно-базальтового магматизма. Разнообразный характер геофизических полей однозначно указывает на гетерогенное строение и состояние глубоких частей земной коры и верхней мантии в рассматриваемых зонах вулканизма.

Щелочно-базальтовый вулканизм присущ различным геологическим структурам Земли, находящимся на разных стадиях тектонической эволюции. Такое разнообразие геотектонической обстановки коррелирует с «пестротой» составов щелочно-базальтовых магм, сильной изменчивостью в степени и характере их дифференцированности. Вместе с тем следует отметить некоторые устойчивые петро-геохимические признаки состава, присущие определенной тектонической структуре.

Можно полагать, что так же, как щелочно-базальтовый вулканизм является наложенным на разнообразные геологические структуры, так и глубинный режим щелочно-базальтового магматизма накладывается на основной эндогенный режим структуры, в пределах которой он развивается. Только так можно понять «незакономерное» появление мантийных базальтов среди магма-

тических образований, характерных для данной структуры (например, среди известково-щелочных орогенных серий).

С щелочно-базальтовыми вулканитами часто ассоциируют породы субщелочного типа (толеиты). В последовательности развития такого неоднородного по составу изверженных пород вулканизма и особенностях его проявления (площадь, объем вынесенного на поверхность материала, время и т. п.) можно видеть эволюцию в динамике мантии, появление разноглубинных источников магм и их взаимодействие. Часто фиксируется пространственная миграция вулканизма с локализацией на поздних этапах его проявления в развитых новообразованных грабенах и рифтовых впадинах и закономерным изменением состава вулкаников. Повидимому, это обусловливается площадным сокращением эндогенной активности верхней мантии, более концентрированным ее проявлением на глубинах, приближенных к основанию земной коры (и, возможно, затрагивающих глубинные ее слои).

Щелочно-базальтовые вулканики обычно содержат разнообразные включения глубинных пород и минералов, являющиеся отторженцами субстрата верхней мантии и земной коры и указывающие на характер процессов вещественного преобразования недр. Исследования ксеногенного вещества показывают, что устанавливаются скоррелированные особенности составов включений и вмещающих пород, что прямо свидетельствует о вещественной гетерогенности верхней мантии при однотипном ее минеральном составе. Это подтверждает представление о наличии «истощенных» и «неистощенных» областей мантии (и, вероятно, глубинных зон земной коры). Кроме того гетерогенность вещественного состава усиливается процессами мантийного метасоматоза, приводящими к образованию разнообразной группы перидотитов, пироксенитов и эклогитов, содержащих в переменном количестве амфиболы, слюды, ильмениты, апатит и другие минералы — концентраторы щелочных и редких элементов. Мы полагаем, что метасоматоз мантии обусловлен привносом вещества из ее глубинных частей, где развивается «аномальная» мантия, и происходит под воздействием образующихся и обособляющихся мантийных магм. Неравномерный метасоматоз и прямой массоперенос в верхней мантии способствуют развитию мантийных вещественных неоднородностей и регенерации «истощенного» субстрата. Если это так, то на фоне поступательной эволюции верхней мантии в сторону ее истощения можно допускать цикличность процесса, приводящую к регенерации состава и, вероятно, структуры всей тектоносферы.

Неоднородности глубинного строения и характера динамики верхней мантии позволяют предполагать различные механизмы магмообразования в различных структурах Земли. При энергичном силовом взаимодействии разноглубинных мантийных масс (например, при интенсивном мантийном диапиризме) происходит плавление истощенного субстрата верхнего слоя мантии при декомпрессии в глубоко проникающих разломных зонах или при

подъеме и изгибе кровли астеносферы (декомпрессии при чисто термальном подъеме вверх горячего субстрата верхней мантии). При более длительном физико-химическом взаимодействии истощенной и аномальной неистощенной мантии плавление может быть обусловлено предварительной «подготовкой» мантийного субстрата (его «раскиснением», т. е. приобретением ультраосновной мантией базальтоидных компонентов). Видимо, переработка мантии при этом происходит в ограниченных по размерам областях, судя по малым объемам соответствующих щелочно-базальтовых вулканитов. Значительная пестрота составов этих магм также свидетельствует в пользу достаточно сложного процесса преобразования плавящегося субстрата и самой магмы.

Логичным итогом данного рассмотрения является признание не только неоднородного строения и состава континентальной тектоносферы в разных ее частях, но и изменчивости этой гетерогенности в пространстве и во времени.

Таким образом, изложенный материал позволяет прийти к следующим выводам.

1. Кайнозойский щелочно-базальтовый вулканизм приурочен к геологическим структурам, находящимся на различных стадиях своей тектонической эволюции — активизированным в неоген-четвертичное время платформам, рифтовым зонам континентов, складчатым поясам с геосинклинальным или орогенным режимом развития.

2. Под областями щелочно-базальтового вулканизма намечается существование «аномальных» (в геофизическом смысле) зон, которые обуславливают вулканизм и гетерогенное строение и состояние глубоких частей земной коры и верхней мантии.

3. Эволюция и динамика мантии под областями щелочно-базальтового вулканизма выражаются в последовательности появления и миграции на поверхности различных по составу расплавов (чередование толеитов и щелочных базальтов).

Щелочно-базальтовый вулканизм может являться индикатором стадийного развития рифтогенных тектонических структур, сопровождаемого эволюцией эндогенного режима — приближением «горячего» состояния верхней мантии к подошве земной коры.

4. Вещественная гетерогенность, а также наличие «истощенной» и «неистощенной» областей мантии подтверждаются существованием корреляционных связей между составом ксеногенного вещества (ксенолитов) и вмещающих базальтов.

5. Подтверждается мантийный метасоматоз, обусловленный привнесением глубинного вещества из области существования геохимически «аномальной» мантии (мантийный диапир).

6. Наличие неоднородностей глубинного строения и характер динамики верхней мантии позволяют предполагать различные механизмы магмообразования под различными тектоническими структурами.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Изучение сейсмичности является одним из важных методов познания как латеральных, так и вертикальных неоднородностей строения земной коры и верхней мантии разного масштаба. В соответствии с сейсмологическими данными выделяются наиболее крупные структурные элементы. Земли с различными типами земной коры и верхней мантии, такие, как континенты и океаны, области с разными типами эндогенных режимов, а подчас и отдельные геотектонические зоны. Эти разнородно построенные структуры различного ранга существенно различаются свойственными им характеристиками проявления сейсмичности: максимальной магнитудой землетрясений, их повторяемостью, мощностью и глубиной залегания сейсмоактивного слоя и т. д.

Анализируя вертикальные и латеральные неоднородности распределения сейсмических явлений в земной коре и верхней мантии, можно судить о характере проявления современного тектонического процесса. Поиски подходов к решению этой проблемы являются чрезвычайно важными для геотектоники, поскольку количество непосредственных методов изучения тектонического процесса очень ограничено (можно упомянуть лишь изучение современных движений на основе геодезических измерений и исследование вариаций во времени некоторых геофизических полей).

При решении указанной проблемы было бы ошибочным ограничиться только анализом собственно сейсмологических данных. Известный период их инструментального изучения приурочен к началу нашего века, а сведения о землетрясениях более глубокого прошлого тем отрывочнее, чем эти события древнее. Между тем за период истории человечества многие очаговые зоны, потенциально способные породить сильные землетрясения, могли еще и не проявиться. В особенности это относится к коровым землетрясениям внутриконтинентальных сейсмических поясов. Достаточно в этой связи напомнить о газлийских землетрясениях 1976 и 1984 гг. в Средней Азии и ряде других в пределах известных сейсмических поясов Земли, в том числе и Средиземноморском. Следовательно, для выяснения латеральных и вертикальных неоднородностей проявления современного тектонического процесса необходимо использование сеймотектонических данных и методов анализа, которые позволяют выявить на прогностической основе зоны возникновения очагов ожидаемых землетрясений с различной магнитудой. В этом случае вертикальные и латеральные неоднородности проявления современного тектонического процесса в пределах сейсмоопасных областей будут охарактеризованы более полно.

Следует, однако, заметить, что по ряду причин такая задача еще не может быть решена в полном объеме. Во-первых, сейсмотектонические данные и методы анализа разработаны к настоящему времени главным образом по отношению к «нормальной» коровой сейсмичности и не могут использоваться для решения аналогичных задач на глубинах, где возникают промежуточные и глубокие очаги. Во-вторых, до сих пор определение положения гипоцентров землетрясений во многих регионах, в том числе и в Средиземноморском подвижном поясе, делается неполно и недостаточно точно, что не позволяет на региональном уровне уверенно судить о характере вертикальной расслоенности земной коры в вертикальном разрезе в их пределах, выделять сейсмоактивные и асейсмичные слои в земной коре с последующей их дифференциацией на сейсмотектонической основе. В-третьих, методика комплексной сейсмотектонической интерпретации исходных геолого-геофизических и сейсмологических данных, направленная на выделение зон возникновения ожидаемых землетрясений с различной магнитудой, была разработана сравнительно недавно и использовалась в основном для районирования отдельных частей указанного пояса [5, 23, 25].

В дальнейшем изложении мы, следовательно, ограничимся лишь исследованием латеральных неоднородностей проявления современного тектонического процесса в пределах части Средиземноморского складчатого пояса, являющегося структурой относительно высокого порядка. Такое исследование будет проведено на базе сейсмотектонического анализа, направленного на выделение зон возникновения ожидаемых землетрясений только в земной коре и без их дифференциации по глубине. При этом анализе не будут рассмотрены промежуточные и глубокие очаги и, соответственно, вертикальные неоднородности в земной коре. Однако и при такой постановке могут быть получены определенные результаты, характеризующие латеральные неоднородности проявления современного тектонического процесса.

Напомним, что изучение пространственного распределения сейсмотектонических явлений обычно проводится в рамках решения проблем сейсмического районирования общего типа. При этом главной задачей сейсмотектонических данных и методов анализа является выделение зон возникновения ожидаемых землетрясений с различной магнитудой путем экстраполяции в пространстве сведений об уже зарегистрированной сейсмичности.

Необходимость привлечения сейсмотектонических данных для прогноза места возникновения и силы ожидаемых землетрясений обусловлена недостаточностью сведений о зарегистрированной сейсмичности, ограниченных сравнительно небольшим (геологически) отрезком времени.

Возможность использования сейсмотектонических данных и методов для решения прогностических задач обусловлена тем, что тектонические явления и сейсмичность генетически связаны между собой и являются следствием единого эндогенного процесса.

Следовательно, закономерности пространственного распределения сеймотектонических явлений должны отражать определенные закономерности проявления тектонических процессов, происходящих в настоящее время в земной коре.

В объяснительной записке к «Сеймотектонической карте Европы» указывалось, что изучение связей между сейсмичностью и геологическим развитием имеет и большое научное значение, так как оно позволит выяснить закономерности распределения и развития тектонических движений. С этих позиций представляет определенный интерес попытка решения такой обратной задачи. Имея в виду эту цель, необходимо сначала рассмотреть существующие методы решения сеймотектонических проблем, связанных, в частности, с выделением зон возникновения ожидаемых землетрясений.

Как известно, первое обобщение сеймотектонических данных по всей территории Европы было сделано под руководством В. В. Белоусова, А. А. Сорского и В. И. Бунэ в Институте физики Земли АН СССР при составлении «Сеймотектонической карты Европы». Работы в этом направлении инициировались Европейской сейсмологической комиссией и рассматривались как первый шаг на пути создания карты сейсмического районирования континента. При этом преследовалась цель определения тех типичных сеймотектонических условий в альпийской и внеальпийской областях Европы, в пределах которых возникали сильнейшие землетрясения. Иными словами, была предпринята попытка выделения тектонических критериев, присущих зонам высокой сейсмичности. Главнейшими из них в области альпийской складчатости оказались активные на новейшем этапе ее развития зоны контрастного сочленения разновозрастных структур разного порядка, характеризовавшиеся разнонаправленными (или разномасштабными) вертикальными тектоническими движениями. Они совпадают с зонами длительно развивавшихся глубинных разломов, флексур, выражены в рельефе в виде зон контрастных его перепадов и имеют различное простираание по отношению к простираанию всей альпийской области и составляющих ее геотектонических зон. Особо активными в сейсмическом отношении оказались участки пересечения разноориентированных тектонических нарушений разного порядка, или дизъюнктивные узлы.

Полученные результаты во многом совпали с выводами, к которым пришли И. В. Кириллова и А. А. Сорский на основе анализа сеймотектонической обстановки в пределах Кавказа. Обобщая опыт региональных работ на территории СССР, они выделили две группы критериев сейсмичности — «общие» и «частные». Первая группа критериев имеет отношение к уровню сейсмичности данной области, характеризует ее сеймотектонический потенциал, вторая — определяет конкретные места, где сильные землетрясения возникают. Эти представления послужили базой для разработки методики, которая в несколько измененном виде использовалась при проведении сейсмического районирования Юга

европейской части СССР и Балканского региона. Главным недостатком этих методических работ было то, что при выделении зон возникновения ожидаемых землетрясений в анализе использовались только «частные» критерии сейсмичности, определяющие места возникновения землетрясений. Сейсотектонический потенциал, свидетельствующий об относительной способности тех или иных участков территории порождать землетрясения различной силы, в этих исследованиях практически не учитывался. Следовательно, и полученные карты зон возникновения ожидаемых землетрясений не соответствовали сложному пространственному распределению сейсотектонической обстановки [25].

В дальнейшем сейсотектонические разработки развивались по пути уточнения представлений о критериях сейсмичности и поиска способов картирования сейсотектонического потенциала.

Проведенный в последние годы анализ критериев сейсмичности показал, что они могут быть разделены на две группы. В первую группу, которую предлагается называть собственно тектонической, входят критерии, характеризующие интенсивность тектонического процесса и свойства среды на глубинах, где зарождаются землетрясения. Это скорости (амплитуды) тектонических движений, их градиенты, показатели неравномерности их проявления во времени и пространстве, соотношения их с более древними движениями, указывающие на переработку тектонического плана или унаследованное развитие. Критерии этой группы характеризуют также степень жесткости, консолидированности земной коры, большую или меньшую ее способность к релаксации накапливающихся напряжений. Тектонические критерии первой группы определяют сейсотектонический потенциал той или иной территории. Вторая группа тектонических критериев сейсмичности (структурных) определяет места возможной реализации сейсотектонического потенциала в виде землетрясений и включает данные о различных тектонических нарушениях в земной коре.

Такое разделение критериев преследовало цель не только отметить существующий характер связи тектонических и сейсмических явлений, но и выявить ее конкретный генетический характер. Оно позволяет гораздо шире рассматривать круг исходных данных для выделения критериев сейсмичности, поскольку интенсивность тектонического процесса и свойства среды могут быть охарактеризованы не только геологическими, но также геофизическими, геодезическими, геоморфологическими и другими данными.

Совершенно очевидно, что тектонические критерии сейсмичности разнообразны и многочисленны, каждый из них имеет разную степень проявления; а их совокупность, свойственная тем или иным участкам земной коры, быстро изменяется от места к месту. Для того чтобы учесть эту чрезвычайно сложную конкретную сейсотектоническую обстановку и оценить неравномерность ее пространственного распределения, были разработаны определенные методы перехода от тектонических критериев сейсмичности к данным о распределении зон возникновения ожидаемых землетря-

сений. К настоящему времени сложились две группы таких методов — традиционные — качественные и формализованные — количественные [5, 25].

Указанные методы выделения зон возникновения ожидаемых землетрясений с различной магнитудой основаны на совместном анализе двух групп тектонических критериев сейсмичности. Следовательно, и получаемые с их помощью карты зон возникновения землетрясений несут информацию двоякого рода. С одной стороны, это сведения о современной латеральной неоднородности земной коры, ее разделении на блоки различного порядка и степени современной тектонической активности границ между ними. С другой стороны, они дают возможность судить об относительном уровне современной тектонической активности самих блоков.

Наиболее законченная качественная методика была отработана на примере сравнительно небольшой части области альпийской складчатости, охватывающей территорию Болгарии [23]. При этом для характеристики сейсмотектонического потенциала использовались данные об интенсивности и контрастности проявления новейших тектонических движений, истории развития тех или иных участков на альпийском этапе, распределении изостатических аномалий силы тяжести и их градиентов, сейсмической активности в терминах A_{10} , мощности сейсмоактивного слоя и земной коры в целом. Карты разрывной тектоники территории также составлялась с использованием комплекса исходных геолого-геофизических материалов. Карта зон возникновения ожидаемых землетрясений Болгарии (рис. 33) для большей части территории яв-

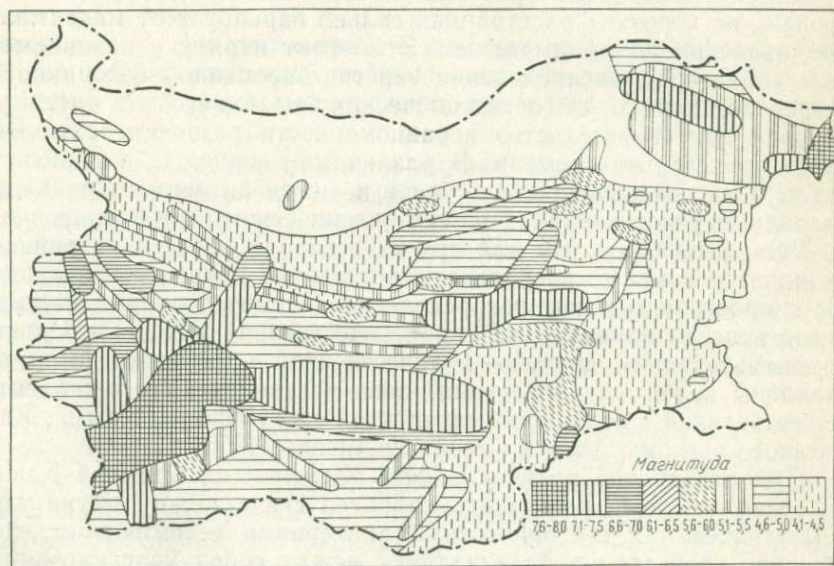


Рис. 33. Зоны возникновения ожидаемых землетрясений с различной магнитудой на территории Болгарии [23]

ляется прогнозной. Она отражает обстановку, при которой на всей территории полностью реализовался бы сейсмотектонический потенциал в виде землетрясений максимальной силы.

Наибольшая тектоническая активность в целом свойственна внутренней зоне области альпийской складчатости, а внутри нее — западной части Родопского срединного массива. В северном, северо-восточном и восточном направлениях от него тектоническая активность в целом постепенно убывает как вдоль, так и вкрест простирающихся основных структурных элементов. Меньшей активностью характеризуется внешняя зона области альпийской складчатости, а самой слабой — Мизийская плита. Отсюда можно сделать вывод о существовании определенной преемственности в характере проявления тектонических процессов альпийского, новейшего, современного этапов развития и процессов ближайшего геологического будущего.

Подтверждением унаследованного характера развития современного тектонического процесса является и явно намечающаяся по распределению максимальных магнитуд ожидаемых землетрясений полоса северо-восточного простираения, пересекающая все продольные геотектонические зоны территории — Родопы, Среднегорье и Балканиды. Она отвечает выделенному Ек. Бончевым диагональному валу, существовавшему по крайней мере с верхнего эоцена. Важно и другое — в пределах каждой из геотектонических зон также отмечается пространственная неравномерность распределения сейсмотектонических явлений. При этом зона характеризуется не одним и тем же уровнем максимальной магнитуды ожидаемых землетрясений на всей своей площади, а этот уровень на коротких расстояниях сильно варьирует от максимальных значений до минимальных. Этот факт наряду с неравномерным характером распределения зарегистрированной сейсмичности в пределах каждой из геотектонических зон может быть интерпретирован как свидетельство неравномерности развития тектонического процесса во времени. В различные периоды альпийского этапа и настоящего времени более и менее активными являются различные участки единой в геотектоническом отношении зоны.

Уже отмечалось, что для других регионов области альпийской складчатости мы не располагаем достаточно корректными данными о пространственном распределении сейсмотектонических явлений с использованием отмеченной качественной методики. Однако с использованием другой — количественной — методики были составлены карты распределения зон возникновения ожидаемых землетрясений с различной магнитудой для Кавказа, Крыма, Карпатского региона, Альп и Северных Апеннин [25].

При разработке количественной методики на примере Кавказа ставилась цель установить характер связи между магнитудой землетрясений и тектоническими критериями сейсмичности. Для решения этой задачи сравнивались между собой участки земной коры, охарактеризованные разной величиной магнитуды землетрясений и имеющие соответствующее сейсмотектоническое описание,

состоящее из унифицированного формализованного набора критериев сейсмичности. В качестве предмета сеймотектонического описания были избраны площади стандартного размера $10' \times 15'$ градусной сетки. Само это описание включало 10 признаков. Часть из них характеризовали интенсивность тектонического процесса и свойства среды в недрах Земли, т. е. сеймотектонический потенциал — амплитуда и контрастность новейших тектонических движений, проявления вулканизма, геотектоническая неоднородность, характер перестройки более древнего структурного плана на новейшем этапе развития, сейсмическая активность. Другие признаки указывали на места возможной реализации сеймотектонического потенциала — продольные и поперечные разломы, а также дизъюнктивные узлы их пересечения различных ранга и категории. Для каждой площадки максимальная магнитуда определялась экспертным путем с учетом уже зарегистрированного ее уровня.

Весь материал, отобранный для решения экспериментальной задачи, составлял 93 площадки (8% территории Кавказа), разделенные на три категории. В каждую категорию входило примерно равное число площадок с экспертной оценкой магнитуды землетрясений в $6,5 \pm 0,5$; $5,25 \pm 0,5$ и $4 \pm 0,5$.

Математическая формулировка задачи в упрощенной форме сводилась к нахождению прогнозирующих функций, характер которых был задан в следующем виде:

$$f(x_1, x_2, \dots, x_i) = \left[\sum_{i=1}^I \Phi_i(x_i) \right] = Z,$$

где x_1, x_2, \dots, x_i — тектонические критерии сейсмичности в сеймотектоническом описании учебных площадок; Φ_i и Z — искомые функции; i — номера тектонических критериев в описании ($i=1, 2, 3, \dots, I$).

Решение экспериментальной задачи, выполненное сотрудниками Института проблем передачи информации АН СССР, было получено в виде 10 графиков, отражающих величину вклада каждого тектонического критерия сейсмичности в прогнозное значение магнитуды землетрясений в зависимости от степени проявления этого критерия. По этим графикам, имея для остальных (не учебных) площадок Кавказа формализованные сеймотектонические описания, были вычислены прогнозные значения максимальной магнитуды землетрясений всего региона.

Выводы, которые могут быть сделаны по результатам работы, соответствуют отмеченным ранее для территории Болгарии. Внутренняя зона области альпийской складчатости характеризуется наибольшей интенсивностью тектонического процесса, поскольку на Малом Кавказе площади распространения наивысших градаций максимальных магнитуд (относительно всей площади Малого Кавказа) больше, чем во внешней зоне, к которой принадлежит Большой Кавказ. Четко выделяется активная на альпийском и

новейшем этапах развития поперечная транскавказская структура, пересекающая основные продольные тектонические зоны (Малый Кавказ, Закавказские депрессии, Большой Кавказ). Приведенные факты говорят об унаследованном характере развития современного тектонического процесса в пространстве. Об этом же свидетельствует большая тектоническая активность Восточного Кавказа по отношению к Западному.

Наконец, в пределах Восточного Кавказа наибольшей сейсмотектонической активностью характеризуются участки на границе с Транскавказским поперечником, Алазано-Агричайской и Куринской депрессиями и Терско-Каспийским прогибом. Следовательно, в настоящее время и, вероятно, в ближайшем будущем именно в этих зонах тектонический процесс будет оставаться наиболее активным.

Тектонический процесс развивается на Кавказе неравномерно и во времени, поскольку наиболее активными в разные периоды являются разные участки единых тектонических зон.

Закономерности распределения сейсмотектонических явлений на территории Карпатского региона достаточно очевидны (рис. 34). Наибольшая тектоническая активность свойственна внутренней зоне области альпийской складчатости (Родопы, Среднегорье), меньшая — собственно Карпатам, еще более слабая — активизированным участкам платформ (в пределах обрамления Чешского массива) и, наконец, наименьшая — внутренним частям межгорных впадин, испытавших в новейшее время значительные прогибания на обширных площадях (Паннонская, Трансильванская, Валашская), и смежным с Карпатами неактивизированным участкам платформ. Исключения представляют лишь участки впадин, в пределах которых в результате проявления новейших тектонических движений фундамент был относительно приподнят или даже выведен на дневную поверхность (районы Мечек, Тимишоара и Нови-Сад в Паннонской впадине). Эти данные свидетельствуют об унаследованном развитии тектонического процесса и некоей предопределенности неравномерности латерального распределения активных и менее активных зон.

Другая закономерность характерна и для остальных регионов альпийской складчатой области. Она заключается в том, что даже в пределах единой тектонической зоны по ее простиранию происходит изменение сейсмотектонической активности на сравнительно коротких расстояниях. Достаточно в этой связи указать на Карпатскую дугу, Средневенгерские горы, зону сочленения альпийской зоны с обрамляющими платформами.

Для Карпатского региона характерна еще одна особенность, выявленная на примере Восточного Кавказа. Наибольшая тектоническая активность присуща зонам сочленения областей поднятия и межгорных, и передовых прогибов (обрамления Трансильванской и Паннонской межгорных впадин; зона сочленения Карпат с Предкарпатским прогибом, особенно в районе Фокшанской депрессии; зона сочленения депрессии По и Венецианской впади-

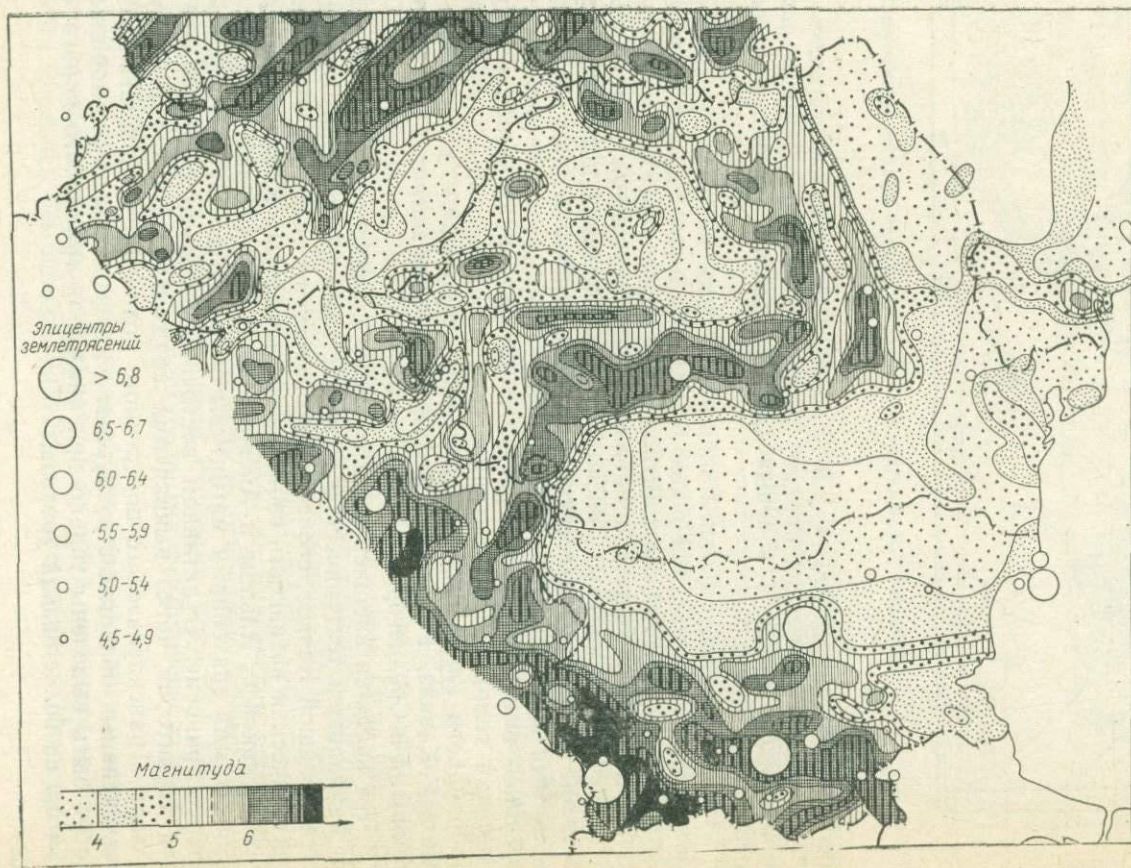


Рис. 34. Зоны возникновения ожидаемых землетрясений с различной магнитудой на территории Карпатского региона [25]

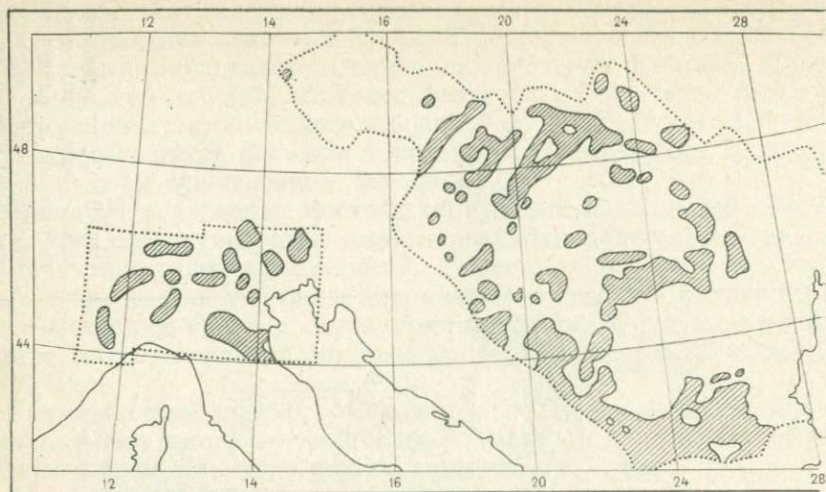
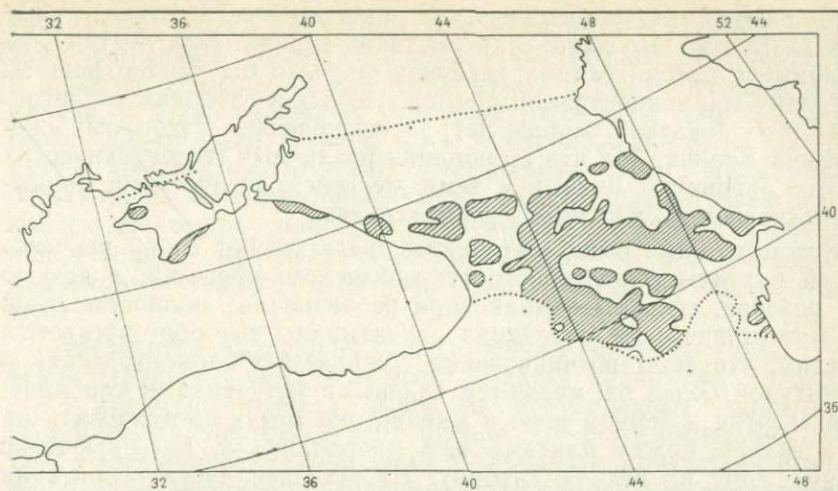


Рис. 35. Зоны возникновения ожидаемых землетрясений части

ны с Итальянскими Альпами и Северными Апенниннами). Это означает, что тектонический процесс достиг наибольшей интенсивности в настоящее время в краевых частях крупных неотектонических структур.

На рис. 35 представлены зоны возникновения ожидаемых землетрясений с магнитудой более 6,0 для Кавказа, Крыма, Карпат, Альп и Северных Апеннин. Выбор этого порога магнитуды, характеризующего тектонически активные участки земной коры, представляется оптимальным, поскольку землетрясения в земной коре с такой магнитудой относятся к разряду сильных. Они являются мощными источниками сейсмической энергии, а в ряде изученных регионов площади их распространения составляют до 25—30%. Высокая тектоническая активность характерна для внутренних зон области альпийской складчатости, к которой принадлежат Малый Кавказ, Родопский массив с прилежащими участками Криштид и Среднегорья.

Что касается внешней зоны области альпийской складчатости, то наибольшей тектонической активностью в ее пределах отличается Большой Кавказ, особенно его восточная половина. Меньшая тектоническая активность свойственна Западному Кавказу, Карпатам и, наконец, Альпам и Апенниннам. В их пределах участки с прогнозными значениями магнитуды более 6,0 имеют прерывистое распространение. В активном восточном сегменте рассматриваемой территории четко выявляются крупноблоковая структура и область Транскавказского поперечного поднятия. В западных, менее активных областях структурные элементы такого же порядка могут быть выделены только при снижении граничного порога с $M=6,0$ на более низкий уровень.



Средиземноморского подвижного пояса с магнитудой более 6,0

Этап неотектонической активизации в альпийской складчатой области наложился на структуры альпийского возраста, находившиеся к моменту начала позднеорогенного этапа на различных стадиях развития. Наиболее далеко этот процесс развития с образованием сложной покровно-складчатой структуры продвинулся на территории Альп и Апеннин, несколько менее — в пределах Большого Кавказа, тогда как Динариды (и, возможно, Карпаты) занимали в этом отношении промежуточное положение. Можно, следовательно, предположить, что Большой Кавказ к концу альпийского этапа развития сохранил большой резерв внутренних энергетических ресурсов, что обусловило его высокую тектоническую активность на позднеорогенном этапе вплоть до настоящего времени.

Следует отметить еще одну особенность пространственного распределения зон высокой тектонической активности. В пределах рассмотренных регионов более активными являются зоны, обращенные к межгорным и внутригорным впадинам, тогда как зоны, обращенные к передовым прогибам, менее активны. Тектонически активными также являются зоны обрушения окраин некоторых внутренних морей — обрамления Черного моря в области Западного Кавказа, Крыма и района Шабла на Болгарском побережье. Это же явление было установлено на основании сеймотектонических данных для всей периферии Эгейского моря [25], что свидетельствует об унаследованном развитии тектонического процесса в указанных зонах.

Средиземноморский подвижный пояс является одним из объектов приложения гипотезы новой глобальной тектоники, в связи с этим хотелось бы оценить полученные результаты. Нами не рас-

сматриваются сейсмотектонические закономерности, свойственные верхней мантии. Но даже если бы такая задача была поставлена, на примере рассмотренных регионов ее было бы трудно решать, поскольку зон концентрации промежуточных и глубоких землетрясений в их пределах вообще нет, за исключением узкого глубокого клина Вранча. Так что сторонники различных геотектонических гипотез оперируют одними и теми же сейсмологическими данными в основном по коровым землетрясениям.

Рассмотренные выше материалы представляют собой не часть общей картины современного тектонического процесса, а всю ее при условии, если бы земная кора реализовала полностью свой сейсмотектонический потенциал. Учитывая это обстоятельство, заметим, что зоны возникновения ожидаемых землетрясений с магнитудой более 6,0 являются главными источниками сейсмической энергии в земной коре и именно они могут претендовать на роль границ между плитами или микроплитами, рассекающими земную кору на всю ее глубину. На большей части территории эти зоны имеют сравнительно небольшую ширину, соизмеримую с мощностью земной коры. Однако в их пределах не отмечается упорядоченного распределения очагов землетрясений, приуроченного к какой-либо плоскости, которую можно было бы аналогизировать с зоной Бенъофа.

Наличие таких зон скорее свидетельствует об их субвертикальном, а не наклонном положении на глубине. Исключение, как уже отмечалось, относится лишь к внутренней части альпийской складчатой области, в пределах которой отмеченные зоны имеют площадное, а не линейное распространение.

Интересно и плановое расположение зон возникновения ожидаемых землетрясений (см. рис. 35). С одной стороны, они окаймляют крупные элементы неотектонической структуры, такие, как Восточный Кавказ, Паннонскую, Трансильванскую, Куринскую, Рионскую межгорные впадины, а также впадину Черного моря, с другой — расположены по границам зон новейших поднятий Кавказа, Крыма, Карпат с сопряженными с ними передовыми прогибами — Терско-Каспийским, Индоло-Кубанским и Предкарпатским. И, наконец, в некоторых случаях указанные зоны расположены взаимно перпендикулярно, как отмечается в случае с Транскавказским поперечным поднятием.

Можно предположить, что все перечисленные элементы альпийской складчатой зоны (как положительные, так и отрицательные) являются микроплитами, поскольку они имеют сейсмотектонические ограничения. В этом случае, однако, трудно представить характер горизонтальных движений микроплит друг относительно друга. Еще труднее представить горизонтальные движения таких линейных и линейно-дугообразных микроплит, как Карпатская или Альпийская. Можно попытаться выйти из этого положения, считая только часть зон возникновения ожидаемых землетрясений

границами между плитами и микроплитами. Например, считать зону сочленения Альп с Венецианской впадиной и депрессией По в качестве границы Европейской плиты с Адриатической микроплитой, а зону сочленения Северных Апеннин с теми же депрессиями чем-то иным. Однако такое предположение было бы совершенно неоправданным — все описываемые зоны возникновения ожидаемых землетрясений выявлены по одним и тем же сейсмотектоническим данным с применением во всех случаях единой методики их анализа, по морфологии и сейсмотектонической выразительности такие зоны ничем между собой не отличаются.

Имеющиеся материалы гораздо ближе представлениям о блоковой структуре описанной части области альпийской складчатости и преимущественном развитии вертикальных современных тектонических движений этих блоков друг относительно друга. Такое предположение находится в хорошем соответствии с плановым расположением зон возникновения ожидаемых землетрясений с различной магнитудой, когда наибольшая активность тектонического процесса отмечается в настоящее время в зонах сочленения положительных и отрицательных структур различного ранга, с унаследованным характером проявления этого современного тектонического процесса в пространстве по отношению к продольным, поперечным и диагональным структурам более раннего времени заложения, неравномерностью его развития во времени.

Методы выделения зон возникновения ожидаемых землетрясений с различной магнитудой позволяют с известными оговорками судить о характере проявления современного тектонического процесса в пределах рассмотренной области. Наряду с результатами, полученными другими методами его изучения, они свидетельствуют о наличии в пределах Средиземноморского подвижного пояса значительных разномасштабных латеральных неоднородностей в характере проявления современного тектонического процесса. В альпийском поясе выделяются в разной степени активные тектонические границы, по которым контактируют структуры различного ранга и степени интенсивности проявления современного тектонического процесса.

Полученные данные в целом согласуются с данными о латеральной гетерогенности строения альпийского складчатого пояса, которая четко выявляется в характере распределения различных геофизических полей, современного рельефа и т. д.

Наличие латеральных неоднородностей интенсивности проявления современного тектонического процесса различного типа и ранга предопределено длительной историей развития Средиземноморского подвижного пояса в течение ряда геотектонических циклов, о чем свидетельствует тесная связь характера распределения зон возникновения ожидаемых землетрясений с различной магнитудой со сложной современной структурой этого пояса.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭКЛОГИТООБРАЗОВАНИЯ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Процессам эклогитообразования отводится большая роль в формировании различных геотектонических структур и создании вещественных неоднородностей тектоносферы Земли. Возможно, преобразование вещества континентальной земной коры в эклогит, погружающийся в разуплотненную нагретую верхнюю мантию, является составным элементом замещения континентальной коры океанической по представлению В. В. Белоусова. С другой стороны, не исключена вероятность глубинного образования эклогитов при дифференциации мантийного субстрата под континентальными структурами. Эти породы часто встречаются среди глубинных включений в кимберлитах и щелочных базальтах. В отдельных кимберлитовых телах эклогиты настолько широко распространены, что был даже выделен отдельно самостоятельный эклогитовый подтип перидотитовой верхней мантии. Экспериментально было доказано, что эклогиты по парагенезису минералов являются фацией высоких давлений пород основного состава. Экспериментами А. Е. Рингвуда в 1981 г., В. А. Жарикова и др. в 1978 г. была показана также исключительная роль гранат-пироксеновой ассоциации в образовании богатых кремнеземом и щелочами расплавов при глубинном фракционировании магмы. Подавляющее большинство исследований эклогитообразования и процессов эволюции расплава при фракционировании эклогита было выполнено до давления 3,0 ГПа, т. е. в условиях стабильного сосуществования альбита с расплавом. Вероятно, это предопределило кристаллизацию богатого диопсидом пироксена и переход натровой составляющей исходной плавящейся породы в расплав. Последнее приводит к выплавлению существенно натровых типов магм, а образование калиевых пород магматическим путем остается по-прежнему непонятным. Следует отметить, что большое число изученных эклогитов (или минералов эклогитового парагенезиса) из кимберлитовых тел ассоциирует с алмазом и другими барофильными минералами (в том числе с коэситом). Это обстоятельство обусловило постановку настоящей экспериментальной работы, основной целью которой являлось изучение продуктов перекристаллизации щелочно-базальтового вещества в условиях его плавления при давлениях более 3,0 ГПа. Такие эксперименты следует рассматривать как моделирование процессов возможной дифференциации подастеносферного вещества верхней мантии с отделением эклогитового рестита и богатых компонентами неистощенной мантии расплавов-флюидов, участвующих в дальнейших процессах преобразования вышележащего мантийного и корового субстрата.

Условия экспериментов при высоких *P-T*-параметрах и минеральные парагенезисы в выделенных температурных зонах

№ опыта	<i>P</i> , ГПа	<i>T</i> , °С	<i>t</i> , мин	Температурные зоны (Ст, %)		
				Горячая, >50	Промежуточная, 50>Ст>30	Холодная, <10
37	(6,0?) 3,5	1500	5	Ст+Гр	Ст+Гр+ +МП	(Ст?)Гр+ +Мп+SiO ₂
39	5,0	1500	30	Ст+Гр	Ст+Гр+ +МП	
40	5,2	1600	30	Ст+Гр	Ст+Гр+ +МП	
41	3,5	1500	30	Ст+Гр	Ст+Гр+ +МП	
42	3,5	1550	20	Ст+МП	Ст+Гр+ +МП+Би	
		1250	90			

Приведена измеренная температура в горячей зоне, на стенке нагревателя. Ст — стекло, Гр — гранат, МП — моноклинный пироксен, Би — биотит.

Исходный образец. Методы исследования. Эксперименты проводились с образцом трахибазальта¹ лавовой фации Космольянского прогиба Талышской складчатой структуры Малого Кавказа (образец 11-78), использованным ранее авторами в экспериментальных исследованиях при высоких давлениях и температурах. Вкрапленники — пироксены, плагиоклазы и титаномагнетит, а также незначительное количество измененного оливина — погружены в основную массу, которую слагают изометричные и лейстовидные выделения полевых шпатов (плагиоклаза и ортоклаза), а также моноклинный пироксен и титаномагнетит. Химический состав данного образца (%): Si₂ 50,48; TiO₂, 1,00; Al₂O₃ 16,90; Fe₂O₃ 4,84; FeO 4,59; MnO 0,15; MgO 5,02; CaO 5,90; Na₂O 3,40; K₂O 4,55; P₂O₅ 0,32; CO₂ 0,27; п. п. п. 2,67, сумма 100,09. По данным дериватографического анализа установлено 1,5—2,0 % летучих, основным компонентом которых является вода.

Опыты проводились при давлениях 3,5 и 5,0 ГПа и температурах 1600—1250 °С на аппаратуре высокого давления типа модифицированных наковален Бриджмена (наковальни с лункой) (табл. 8). Использовался метод температурной закалки при режимах изменения *P-T*-условий, сводившихся к следующему. Сначала устанавливалось заданное давление, затем поднималась температура и при данных *P-T*-условиях образец выдерживался заданное время, после чего следовала температурная закалка. В ряде случаев после выдержки при данных *P-T*-параметрах температура снижалась до нового значения, при котором производи-

¹ Состав образца для решения поставленной задачи не играет существенной роли.

лась дальнейшая выдержка образца (опыт 42). Последний в виде тонкоистертого порошка помещался в графитовую ампулу, которая одновременно служила и нагревателем. Как обычно, в реакционном объеме устанавливается неоднородное распределение температуры. Однако Ю. С. Геншафтом в 1977 г. было показано, что такой «некорректный» метод изучения фазовых диаграмм тем не менее позволяет получать локально равновесные минеральные ассоциации и равновесное распределение компонентов состава между сосуществующими фазами. При этом в одном опыте в разных температурных зонах можно исследовать принципиальную последовательность кристаллизации системы (образца) и закономерности изобарического изменения состава всех минеральных фаз.

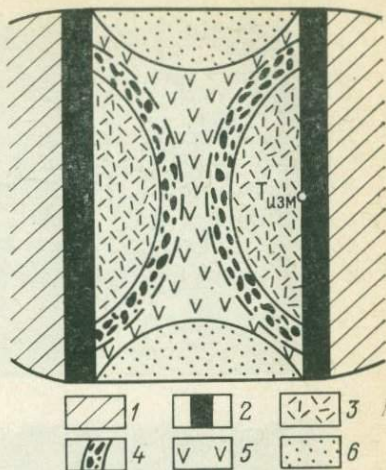
Данная методика не позволяет контролировать поведение летучих в процессе опыта. Как будет видно из дальнейшего изложения, результаты этих экспериментов оказались близкими к данным изучения плавления и кристаллизации горных пород в сухих условиях и в условиях заданного количества воды, т. е. в диапазоне давлений 3,5—5,0 ГПа в условиях, далеких от насыщения флюидом расплавов; характер кристаллизации и составы фаз слабо чувствительны к составу и содержанию флюидов (CO_2 и H_2O).

После опытов образцы изучались с помощью рентгеноспектрального микроанализатора «Камебакс» с использованием различных природных минералов в качестве эталонов. Подбор эталонов, составы которых были близки к составам анализируемых фаз, позволил получить концентрации анализируемых окислов прямым пересчетом интенсивностей рентгеновского излучения без введения поправок, обычных для данного метода исследования. По техническим причинам точность определения содержания натрия очень низкая (вероятно, не больше 30 %). Поэтому в пироксеных концентрация окиси натрия высчитывалась при условии, что сумма всех окислов должна быть близка к 100 %. Для стекла эта процедура не пригодна, так как расплавы содержат значительные количества растворенных флюидов, содержание которых не определено. Следует отметить, что в стеклах определение содержания щелочей сильно затруднено из-за значительного падения интенсивности рентгеновского излучения во время счета. Поэтому приведенные значения содержания окиси калия сильно занижены. На рис. 36 показан схематично разрез реакционной ячейки с распределением температуры в объеме образца.

Результаты. При давлениях 5,0 и 3,5 ГПа была получена единообразная картина кристаллизации расплава (см. табл. 8). Ликвидусная температура составляет 1400 ± 50 °С в данном интервале давлений. Первой фазой, кристаллизующейся из расплава, является гранат. После выпадения 30—40 % граната начинается кристаллизация моноклинного пироксена. Биминеральная пироксен-гранатовая ассоциация сосуществует с расплавом вплоть до солидуса. Оценка распределения температуры в образце показы-

Рис. 36. Схематический разрез реакционной ячейки с распределением температуры в объеме образца.

1 — литографский камень (материал контейнера); 2 — графитовый нагреватель; 3 — зона полного плавления (стекло); 4 — зона сосуществования граната и стекла (3+4 — «горячая» зона); 5 — зона сосуществования со стеклом граната и моноклинного пироксена («промежуточная» зона); 6 — субсолидусная зона («холодная» зона). $T_{изм}$ — область измерения температуры при помощи термомпары



вает, что температурный интервал плавления в условиях эксперимента (т. е. при незначительном содержании летучих компонентов, главным образом CO_2 и H_2O) вряд ли превышает $200^\circ C$. В субсолидусных условиях наряду с пироксеном и гранатом была определена фаза, состоящая из SiO_2 . При данных P - T -условиях это может быть только коэсит. Калиевая фаза не была обнаружена. Вероятно, калий накапливается в субсолидусном интерстициальном санидине. На микрофотографиях (рис. 37) показаны новообразованные минеральные фазы в различных температурных зонах и характер распределения некоторых элементов между минералами. В зависимости от доли расплава (стекла) в образце были условно выделены три зоны: горячая (от ликвидуса до $>50\%$ объемного содержания стекла), в которой с расплавом сосуществует главным образом гранат; промежуточная (доля стекла $30-50\%$ объемного содержания), в которой наряду с гранатом кристаллизуется моноклинный пироксен; холодная (доля стекла $<10\%$ объемного содержания) главным образом вблизи или ниже солидуса.

Изучение минеральных фаз с помощью микроанализатора «Камебакс» показало, что кристаллы, как правило, гомогенны, а их состав закономерно изменяется по выделенным зонам. В табл. 9 приведены характерные химические составы сосуществующих минералов и стекла. Опыт 37 проходил при установленном давлении $6,0$ ГПа, однако через 5 мин после выхода на заданный температурный режим давление резко упало с выбросом наружу материала контейнера. Судя по тому, что составы гранатов из этого опыта полностью совпали по температурным зонам с таковыми из опытов при давлении $3,5$ ГПа, вероятно, кристаллизация в опыте 37 происходила при близком к этой величине давлении, что и отражено в табл. 8.

В относительно «холодных» зонах наблюдаются реликтовые зерна пироксена и титаномагнетита, обычно составляющие ядра

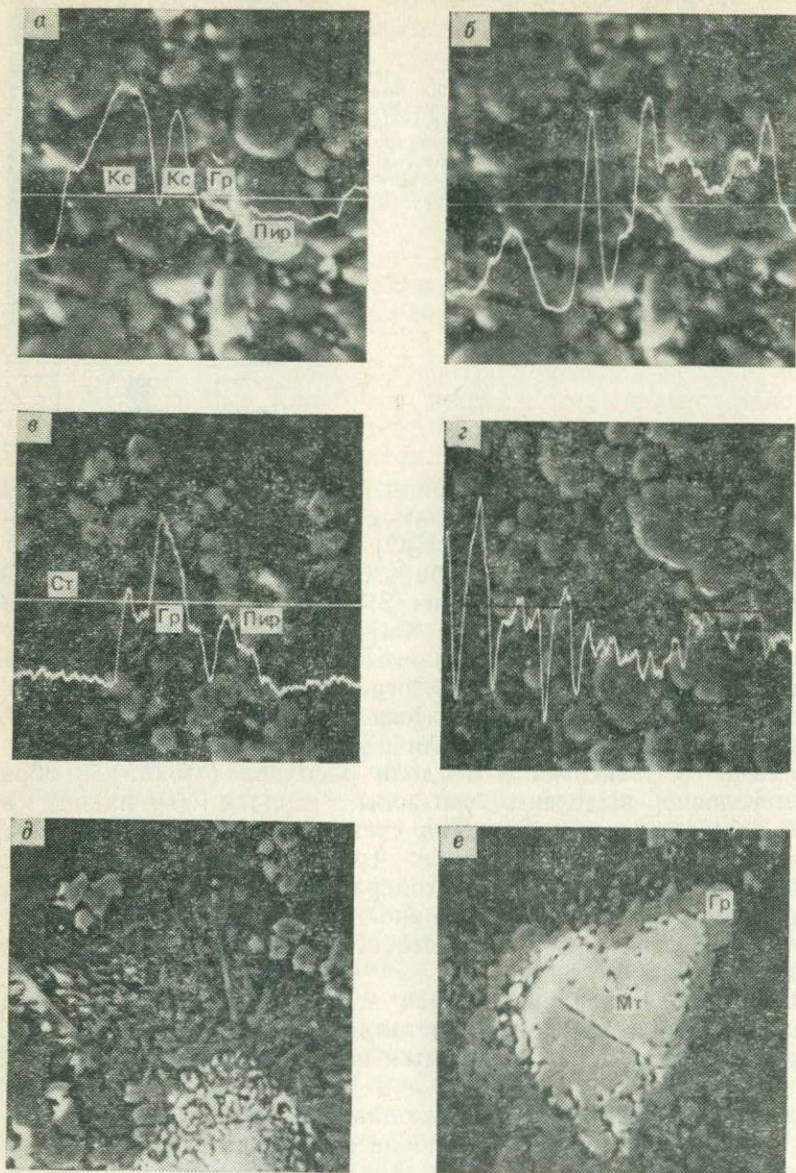
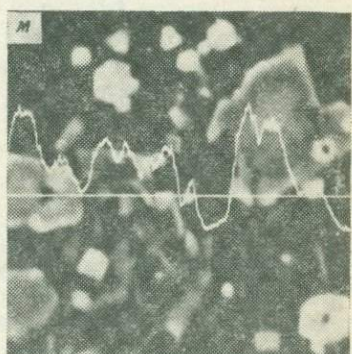
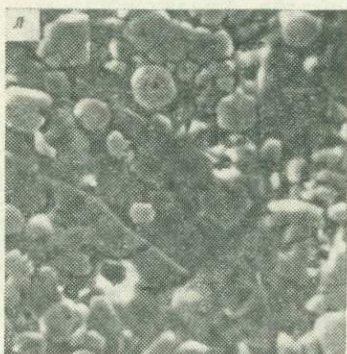
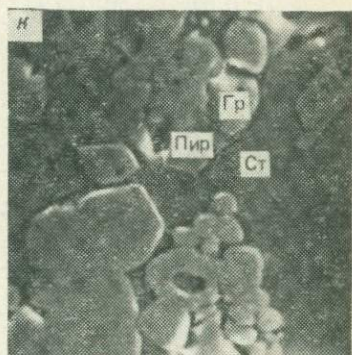
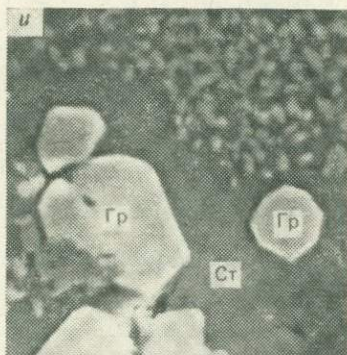
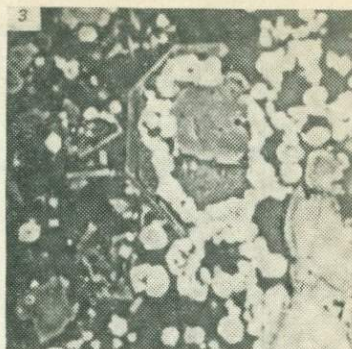
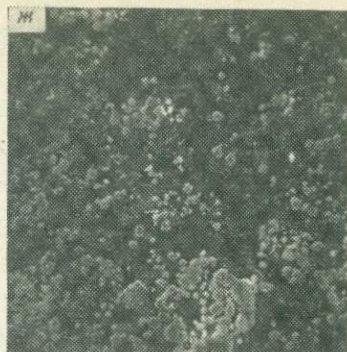


Рис. 37. Микрофотографии образцов после опытов при высоких давлениях
a–*з* — опыт 37: *a* — «холодная» зона (коэзит — Кс, гранат — Гр, пироксен — Пир), линей роксены среди граната в стекле (Ст), распределение Са, ув. 1400^{\times} ; *з* — «холодная» зона, титаномагнетита (Мт), «горячая» зона, ув. 840^{\times} ; *б* — реликтовое зерно титаномагнетита, крупные реликты пироксена, ув. 420^{\times} (опыт 37); *г* — то же, что на «а», ув. 840^{\times} ; *и* — гра в стекле, ув. 1000^{\times} (опыт 41); *л* — гранат и пироксены в стекле, ув. 840^{\times} (опыт 40); *м* —



и температурах (изображение в поглощенных электронах).
 иное распределение Si, ув. 1600^X; б — то же, что на а, распределение Са; в — первое пи-
 распределение Si, ув. 1600^X; д — дендриты пироксена и граната вокруг реликтового зерна
 окруженное гранатом, ув. 840^X; ж — новообразованные гранаты и пироксены в стекле,
 нат в стекле и мелкие выделения пироксена (опыт 41), ув. 1400^X; к — гранат и пироксены
 гранат и пироксены в стекле, распределение Са, ув. 2000^X (опыт 37)

Составы новообразованных минеральных фаз в горячей и промежуточной температурных зонах, мас. содерж., %

Окислы	Опыт № 39					Опыт № 41					
	Зона					Зона					
	горячая		промежуточная			горячая		промежуточная			
	Минерал										
Гр	Ст	Гр	МП	Ст	Гр	Ст	Гр	МП	Ст	МП	
SiO ₂	43,53	50,27	42,17	52,75	59,00	43,38	57,17	41,00	53,12	60,27	53,40
TiO ₂	0,53	0,90	0,46	0,35	0,89	0,59	0,93	1,31	0,60	0,83	0,46
Al ₂ O ₃	21,52	13,21	21,59	15,68	12,92	21,42	14,94	21,02	10,65	15,81	15,21
Cr ₂ O ₃	0,09	—	—	—	—	0,08	—	—	—	—	—
FeO	13,81	6,41	14,90	4,62	4,09	14,35	6,26	19,52	7,44	4,50	6,29
MnO	0,39	0,10	0,42	0,06	0,01	0,50	0,07	0,63	0,07	0,05	0,04
MgO	10,68	2,82	9,41	7,59	1,53	13,24	2,49	7,16	9,76	0,82	6,48
CaO	10,55	6,81	12,52	12,23	3,89	8,29	3,56	7,44	14,83	1,83	11,82
K ₂ O	—	5,06	—	—	—	—	6,10	—	0,20	7,38	0,52
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	101,10	85,58	101,47	93,28	89,31	101,85	91,52	98,08	96,47	91,51	93,70

Все железо в виде FeO; содержание Na₂O не определялось; содержание K₂O в стекле занижено.

новообразованных фаз. Вокруг пироксена чаще всего кристаллизуется моноклинный пироксен, состав которого не отличается от гомогенных новообразованных призматических кристаллов. Титаномагнетит окружен «короней» из гранатов, железистость которых повышена (рис. 38). Средний размер кристаллических фаз ~ 10 мкм (пироксены обычно более крупные, их размер достигает по длинной оси 40 мкм).

Эклогитовый парагенезис. В широком интервале температур из расплава кристаллизуется биминеральная ассоциация гранат—моноклинный пироксен (эклогит). Известно, что на *P-T*-диаграмме область устойчивой кристаллизации эклогита занимает чрезвычайно широкое поле. Эклогиты в условиях плавления базальтоидов устойчивы при давлениях свыше 1,5 ГПа. Однако составы моноклинного пироксена и граната оказываются очень чувствительными к *P-T*-параметрам кристаллизации. Экспериментальные исследования показали, что в области давлений 1,5—3,0 ГПа высокотемпературный парагенезис характеризуется магниально-кальциевым гранатом и глиноземистым диопсидом. Такие минералы слагают «магматический» тип эклогитов. С понижением температуры увеличивается железистость граната и сильно возрастает доля жадеита в твердом растворе пироксена. Железистые гранаты и омфацитовые пироксены типичны для «метаморфического» типа эклогитов. При переходе жадеитового порога в область

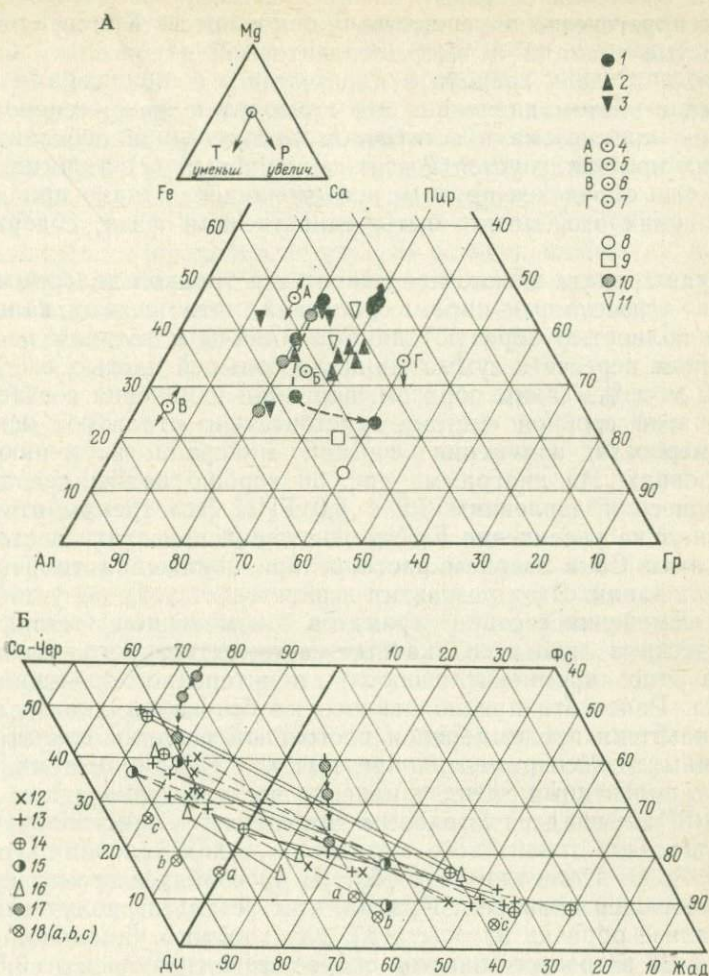


Рис. 38. Составы гранатов, представляющих твердые растворы пирропа (Пир), альмандин (Ал) и гроссуляра (Гр) ($\text{MgO}-\text{FeO}-\text{CaO}$) (А) и составы моноклиновых пироксенов, представляющих твердые растворы диопсида (Ди), ферросилита (Фс), жадеита (Жад) и кальциевого чермакита (Са—Чер) (Б). На врезке показаны изобарический и изотермический тренды изменения состава граната.

1—3 — номера опытов: 1 — 37, 2 — 39+40, 3 — 41; 4—7 — средние составы гранатов эглогитового парагенезиса из кимберлитов, соответствующие группам, по Дж. Даусону и В. Стефенсу (1975 г.): 4 — III, 5 — IV, 6 — V, 7 — VI; стрелки указывают на характер парной корреляции окислов Mg, Fe, Ca; 8—11 — данные экспериментов с авгитовым лейцититом при давлениях 4,5 и 3,5 ГПа, по Р. Н. Томпсону (1975 г.), толеитовым андезитом и тоналитом при давлении 3,4 ГПа, по Е. Такахашаи (1980 г.), соответственно; 12—14 — номера опытов: 12 — 41, 13 — 39+40, 14 — 37; 15—17 — данные экспериментов с тоналитом и габбро при давлении 3,0 ГПа, по Е. Такахашаи (1980 г.), и с щелочным оливиновым базальтом при давлениях 1,5—3,0 ГПа, по Р. Н. Томпсону (1975 г.) соответственно. Для щелочного оливинового базальта показан тренд изменения состава пироксенов при увеличении давления; 18 — средние составы моноклиновых пироксенов эглогитовой ассоциации из кимберлитов, соответствующие группам VIII, IX и X (a, b, c), по В. Стефенсу (1976 г.)

больших давлений составы близки к жидким и высокотемпературных парагенезисов существенно меняются. Кристаллизуются железистые гранаты и высокожадеитовые пироксены. Следует отметить, что доля граната в парагенезисе с пироксенами увеличивается с ростом давления. Это приводит к прогрессивному нарастанию кремнезема в остаточном расплаве и в субсолидных условиях кристаллизуется коэсит-санидиновый (?) эклогит. Санидин не был определен прямым исследованием, однако при данных *P-T*-условиях это, может быть, единственная фаза, содержащая калий.

Состав граната можно представить на тройной диаграмме альмандин — гроссуляр — пироп, допуская, что железо, кальций и магний полностью образуют данные миналы в твердом растворе. При таком пересчете сумма миналов большей частью составляет 96—100 мол. %. Таким образом, вариации изменения состава граната в этой тройной системе действительно отражают основные закономерности изменения состава минерала в меняющихся *P-T*-условиях. На диаграмме рис. 38 хорошо видны два тренда, относящиеся к давлениям 3,5 и 5,0 ГПа. Эти тренды отчетливо указывают на увеличение Fe/Mg-отношения при почти постоянном содержании Ca в твердом растворе при понижении температуры кристаллизации. Этот результат свидетельствует об устойчивом тренде изменения состава гранатов с изменением температуры практически в любых силикатных системах среднего — основного состава (по кремнекислотности) в интервале давлений 1,5—5,0 ГПа. Ранее это предполагалось на основании данных изучения показателя преломления и постоянной решетки гранатов, образованных в экспериментах при высоких *P-T*-параметрах. Отметим, что полученный тренд изменения состава граната при давлении 3,5 ГПа совпадает с таковым для гранатов, кристаллизующихся из расплава толеитового андезита в сухих условиях, установленных Р. Н. Томпсоном в 1975 г. В субсолидусе гранат существенно обогащен кальцием. Правда, этот результат получен только при анализе образца из опыта 37, для которого начальное давление 6,0 ГПа в процессе нагрева скорее всего снизилось до 3,5 ГПа. С другой стороны, возможна некоторая отгонка кальциевой составляющей из расплава литографского камня, используемого для изготовления реакционного контейнера, в холодную зону. Во всяком случае в этой зоне был определен состав одного зерна граната, содержащий до 26 % CaO (~70 % гроссуляра).

Температурный тренд изменения состава граната при давлении 5,0 ГПа смещен в область более кальциевых составов. Сопоставление наших данных с результатами исследований Р. Н. Томпсона, Е. Такахаша, К. П. Штерна и др. показывает, что изотермическое увеличение давления приводит к увеличению содержания в гранатах кальция и магния и, соответственно, к уменьшению железистой составляющей.

Закономерности изменения состава моноклинных пироксенов лучше всего можно представить на тройных диаграммах диопсид-

ферросилит-кальциевая молекула Чермака (Ди—Фс—Жад и Ди—Фс—Са—Чер). Поскольку содержание натрия определялось с невысокой точностью, расчет миналов в пироксеновом твердом растворе производился следующим образом. Как было сказано выше, содержание окиси натрия в пироксенах принималось равным разности 100 % и суммы содержаний всех остальных окислов. Это количество натрия принималось за основу жадеитовой молекулы (мол. % Жад- $C_{Na_2O} / 15,35$, где C_{Na_2O} — Na_2O в пироксене). Отсюда находится доля алюминия, приходящаяся на образование жадеита. Далее предполагается, что остаток алюминия входит в кальциевую молекулу Чермака $CaAl_2SiO_6$. По этому содержанию кальция высчитывается доля, остающаяся в волластоните. Весь магний и все железо образуют энстатит и ферросилит. При таком расчете оказалось, что отношение мол. % энстатита к волластониту близко к 1, т. е. эти миналы точно образуют молекулу диопсида $CaMgSi_2O_6$. Это означает практически неприменимость пироксенового геотермометра в указанном интервале давлений к эклогитовым пироксенам.

Как видно из рис. 38, точки, отвечающие составам проанализированных пироксенов, располагаются вдоль двух линий, скорее всего, трендов изменения состава пироксенов с изменением давления. Этот тренд особенно ярко выражен в треугольнике Ди—Фс—Жад и указывает на явное увеличение содержаний жадеита в пироксене при возрастании давления. Поскольку с ростом давления расширяется поле кристаллизующегося ликвидусного граната, пироксен кристаллизуется из расплава в относительно узком температурном интервале и изобарический тренд изменения состава пироксена с температурой установить трудно. Возможно, накопление жадеита в пироксене связано не только с ростом давления, но и с «оттеснением» пироксена в более низкотемпературную зону относительно ликвидуса.

Большая часть точек на диаграмме Ди—Фс—Са—Чер образует компактную группу, что свидетельствует об устойчивом соотношении содержаний указанных миналов.

Точки составов моноклинных пироксенов, по Е. Такахаши и К. П. Штерну кристаллизующихся из расплавов толенита и габбро при давлении 3,0 ГПа, располагаются близко к нашим составам, группируясь по соотношению Ди—Фс—Жад вокруг данных, относящихся к 3,5 ГПа. Это свидетельствует, как и для гранатов, об устойчивом тренде изменения составов моноклинных пироксенов при вариации термодинамических параметров кристаллизации при давлении свыше 3,0 ГПа независимо от состава системы (по крайней мере для средних и основных силикатных систем).

Данные Е. Такахаши показывают четкий тренд изменения состава близкиликвидусных пироксенов в области давлений 1,5—3,0 ГПа. Рост давления приводит к явному уменьшению железистости моноклинных пироксенов, содержания молекулы Чермака и повышению доли диопсида с явной тенденцией к обогащению минерала жадеитом. При переходе жадеитового порога (граничной

линии устойчивости альбита; альбит \rightarrow жадеит + SiO_2) основное изменение состава пироксена с ростом давления обусловлено прогрессивным увеличением содержания жадеита с сохранением тенденции уменьшения железистости. Сопоставление с литературными данными показывает и определенную зависимость содержания натрового компонента от щелочности исходного состава. При данных P - T -условиях повышение содержания натрия в общем составе образца приводит к кристаллизации пироксена с более высокой концентрацией окиси натрия. Установленные особенности изменения составов минералов эклогитовых парагенезисов позволяют лучше понять условия образования природных эклогитов и изменение щелочности мантийных расплавов в условиях эклогитообразования.

Эклогитовые включения в кимберлитах. Обломки эклогитов встречаются в кимберлитах значительно чаще, чем в базальтоидных мантийных магмах. Следует отметить не просто количественно большую концентрацию эклогитов среди глубинных включений в кимберлитовых породах, а чрезвычайное разнообразие их типов, обусловленное вариациями состава главных минералов эклогитового парагенезиса — граната и моноклинного пироксена — и наличием других фаз — кианита, корунда, рутила, ильменита, коэсита, санидина и т. п. Фактически наблюдается непрерывный переход по составам минералов от эклогитов к гранатовым клинопироксенитам. Дж. Даусон и У. Стефенс привели статистическую классификацию гранатов и моноклинных пироксенов, встреченных в кимберлитах в различных минеральных ассоциациях, в том числе с алмазами. Из двенадцати выделенных групп гранатов в пяти присутствуют кристаллы эклогитового парагенезиса. Точки, отображающие средние составы гранатов этих групп, приведены на тройной диаграмме рис. 38. Видно, что гранаты IV группы полностью соответствуют установленным составам минерала, кристаллизующегося при давлении 5,0 ГПа. Гранаты III группы тяготеют к тренду изменения состава при давлении 3,5 ГПа. Гранаты V, VI и VIII групп характеризуются составами, сильно отличающимися от полученных в данной работе.

К IV группе относятся титан-кальций-магниевые альмандины эклогитов и главным образом включения в алмазах, III группу составляют кальциевые пироп-альмандины эклогитов и включения в алмазах. Интересно отметить, что установленные в рассматриваемых группах корреляционные соотношения между отдельными компонентами состава отражают преимущественные температурные или барические зависимости. Иными словами, различные гранат-содержащие минеральные парагенезисы образовывались в условиях изменения температуры и (или) давления.

Моноклинные пироксены группируются в десять групп, из которых три составляют минералы главным образом истинно эклогитового парагенезиса. Пироксены этих групп (VIII, IX и X) относятся к богатым жадеитом разновидностям и получили названия по мере увеличения содержания жадеитовой молекулы жадеитовый диопсид, омфацит и диопсидовый жадеит соответственно. Средние

точки составов пироксенов упомянутых трех групп нанесены на диаграмму (см. рис. 38) и наглядно подтверждают справедливость упомянутых деления и названий. В общем, тренд вариаций природных составов полностью подобен тренду, установленному в данной работе и обусловленному, как было предположено, влиянием изменения давления от 3,0—3,5 до 5,0 ГПа. В направлении к X группе давление кристаллизации увеличивается. Вообще составы пироксенов X группы (диопсидовые жадеиты) максимально близки составам пироксенов, полученных в опытах при давлении 5,0 ГПа. К X группе относятся моноклинные пироксены только из эклогитов, в том числе алмазных, широко распространенных в кимберлитах Северной Америки, Южной Африки, Якутии.

Сопоставление данных экспериментов с результатами исследования природных эклогитов показывает, что наиболее представительная в кимберлитах гранат-пироксеновая ассоциация минералов скорее всего образовалась на глубинах, соответствующих давлениям около 5,0 ГПа. Эти же условия оцениваются как оптимальные для роста природных монокристаллов алмаза. Можно понять, почему среди включений в алмазах чаще встречаются гранаты данного парагенезиса, чем пироксены. Это обусловлено скорее всего широким температурным полем кристаллизации ликвидусного граната и образованием алмаза в условиях достаточно высоких температур. Известны редкие находки коэзит-санидиновых эклогитов. Как показывает рассмотрение составов пироксенов из этих пород, последние образовались также при высоких давлениях (в интервале 3,5—5,0 ГПа) и, по-видимому, являются продуктом полной кристаллизации мантийного щелочно-базальтоидного расплава. Приведенные данные свидетельствуют о том, что очаги формирования кимберлитов действительно располагаются на глубинах, соответствующих низам астеносферы, или в подастеносферных слоях верхней мантии (не менее 180 км).

Образование высококальциевых расплавов. Одним из важнейших полученных результатов следует считать быстрое накопление калия в остаточном расплаве при совместной кристаллизации граната и моноклинного пироксена. Кристаллизация граната сильно обогащает остаточный расплав кремнеземом, способствуя образованию дацитовых и риолитовых составов, а кристаллизация богатого натрием пироксена резко смещает щелочность расплава в сторону накопления калия и обеднения натрием. Эта тенденция, проявленная при давлениях до 3,0 ГПа, становится ярко выраженной после прохождения жадеитового порога. По данным К. П. Штерна и П. Уайли (1978 г.), при фракционировании тоналитового расплава ($K_2O/Na_2O=0,57$), т. е. кристаллизации граната (12 %), моноклинного пироксена (35 %), кианита (14 %) и кремнезема (15 %), при давлении 3,0 ГПа в присутствии 5 % H_2O , остаточная жидкость в количестве 24 % характеризуется соотношением $K_2O/Na_2O=1,31$.

Расчетные составы кристаллического и жидкого продуктов фракционирования щелочно-базальтового расплава при совместной кристаллизации граната и моноклинного пироксена (по данным опыта № 39)

Окислы	Исходный базальт	МП	Гр	30 % МП + +40 % Гр	30 % Ст	40 % МП + +30 % Гр	30 % Ст
SiO ₂	52,39	52,75	41,56	46,30	60,05	47,90	57,05
TiO ₂	1,04	0,35	0,45	0,40	2,29	0,38	2,33
Al ₂ O ₃	17,54	15,68	21,28	18,85	13,03	18,05	14,82
FeO	9,29	4,62	14,68	10,36	6,11	8,92	9,21
MnO	0,16	0,06	0,41	0,26	—	0,20	0,06
MgO	5,21	7,59	9,27	8,55	—	8,30	—
CaO	6,12	12,23	12,34	12,29	—	12,26	—
Na ₂ O	3,53	7,00	—	3,00	4,30	3,99	2,21
K ₂ O	4,72	—	—	—	14,21	—	14,31
С у м м а	100,00	100,00	99,99	100,01	99,99	100,00	99,99

Составы исходного базальта и кристаллизующихся минералов нормированы к сумме 100 % мас.

Расчет фракционной кристаллизации щелочно-базальтового расплава в наших опытах (40 % граната + 30 % пироксена) показал, что это отношение изменяется от 1,34 в исходном составе до 3,01 в остаточном расплаве. Такой расчет выполнен условно (табл. 10), так как в градиентном поле температур трудно подсчитать истинные соотношения всех минеральных фаз для данных *P-T*-условий. Следует заметить, что в реальном составе стекла натрий не был обнаружен (с упомянутой выше погрешностью определения 30 отн. % из-за низкой чувствительности спектрометра). Это свидетельствует о том, что вычисленная концентрация окиси натрия является завышенной и в реальных соотношениях минералов доля моноклинного пироксена скорее всего выше. Так, при расчете состава остаточного расплава, образующегося в результате кристаллизации 40 % пироксена и 30 % граната, отношение K₂O/Na₂O достигает 6,48 (см. табл. 10). Совершенно ясно, что повышение давления в соответствии с трендом изменения состава моноклинного пироксена (см. рис. 38) существенно повышает долю калия в остаточных расплавах.

Данную схему эволюции расплавов следует рассматривать как развитие идей, высказанных А. Е. Рингвудом в 1966 г. о роли эклогитообразования в верхней мантии в формировании прежде всего кислых магм. Не затрагивая вопроса о реальности этого механизма в конкретных геолого-тектонических структурах, отметим, что кристаллизация эклогитового парагенезиса при давлениях до 3,0 ГПа (главным образом в интервале давлений 1,5—2,5 ГПа) не приводит к существенному изменению K₂O/Na₂O-отношения по сравнению с таковым для исходного субстрата. Еще раз обратим внимание на то, что фракционирование эклогитов прежде всего способствует раскислению остаточных расплавов и

то при условии, что кремнекислотность исходного расплава выше относительно эклогита.

Дифференциация верхней мантии и тектонический контроль глубинного распределения калиевых пород. Выше было показано, что основные закономерности кристаллизации данного образца трахибазальта являются общими для разнообразных силикатных систем среднего и основного типов по кремнекислотности. Однако возникает закономерный вопрос, насколько реально появление подобного вещества (в кристаллическом или жидком виде) на соответствующих глубинах верхней мантии? Сопоставление состава исходного образца, выбранного для опытов, с валовыми составами наиболее барофильных эклогитов показывает, что, за исключением высокого содержания K_2O , образец хорошо моделирует состав той части мантийного субстрата, которая представлена эклогитами. В табл. 11 приведены составы некоторых эклогитовых включений из кимберлитов Якутии и Южной Африки, а также составы гранатов и моноклинных пироксенов, слагающих эти породы. Сходство составов минералов с составами фаз, полученных в опытах, указывает на высокие *P-T*-параметры образования пород, представленных в табл. 11.

Экспериментальные исследования плавления лерцолита при давлениях более 3,0 ГПа показывают принципиальную возможность образования из ультраосновного вещества верхней мантии щелочно-базальтового расплава при относительно низкой активности воды. Естественно, что поскольку в «нормальном» составе первичного лерцолита содержание K_2O очень мало (не более 0,13 %) любые выплавки, вероятно, характеризуются концентрациями K_2O не более 1 %. Однако дальнейшее фракционирование основного по составу расплава в условиях давлений 3,0 ГПа неизбежно приведет к увеличению содержания калия в остаточном расплаве по крайней мере в 3—4 раза. Таким образом, двухстадийная дифференциация лерцолита верхней мантии может привести к образованию богатых калием расплавов. Находки разнообразной группы эклогитов, существенно различающихся также по структурам, по данным Н. В. Соболева свидетельствуют о значительных масштабах этих процессов на различных глубинах. Этот вывод подкрепляется приведенными данными о политермобарическом характере изменения составов минералов природных эклогитов. Это может быть результатом захвата кимберлитовой магмой фрагментов эклогитового субстрата с различных горизонтов верхней мантии или захвата пород из одного горизонта, вещество которого претерпело сложную историю преобразования в меняющихся неоднородных полях температуры и давления. Очевидно, справедливы (или равновероятны) оба представления.

Необходимо отметить, что дифференцированный характер верхней мантии, особенно под континентами, и большая роль эклогитов в глубинном строении обсуждались неоднократно в литературе. Наши данные подтверждают вывод, сделанный Н. В. Собо-

Химический состав ксенолитов из эклогитов и слагающих их минералов
(мас. %) из кимберлитов Якутии и Южной Африки

Окислы	Коэсит-санидиновый гроспидит*, Робертс Виктор (Дж. Смит, К. Дж. Хэттон, 1977 г.)			Эклогит** № Р365, Удачная — Восточная (Э. Багдасаров, И. Илупин, 1983 г.)			Киаитовый эклогит, Райтфонтейн (Н. В. Соболев, 1974 г.)	Эклогит, Э-М-5, Мир (Э. Багдасаров, И. Илупин, 1983 г.)	
	МП	Гр	Валовой состав	МП	Гр	Валовой состав	Валовой состав	МП	Гр
SiO ₂	56,63	40,31	52,69	50,70	40,62	47,28	48,13	55,39	40,81
TiO ₂	0,07	0,17	0,09	0,30	0,39	0,81	0,26	0,51	0,49
Al ₂ O ₃	17,04	21,94	21,43	13,02	22,59	14,45	18,38	16,94	21,87
Cr ₂ O ₃	0,04	0,14	0,04	0,08	0,00	0,05	—	0,11	0,11
FeO	1,56	10,25	3,76	2,73	14,44	7,10	5,17	3,12	14,16
MgO	6,24	7,57	5,62	8,27	12,32	10,26	9,52	6,09	10,65
CaO	11,57	18,90	11,77	12,34	8,78	13,39	12,99	8,38	11,66
MnO	0,00	0,29	0,08	0,06	0,32	0,13	0,08	0,03	0,16
Na ₂ O	7,23	0,07	4,08	6,00	0,00	4,19	3,09	9,39	—
K ₂ O	0,196	0,001	0,24	0,13	0,00	1,11	0,03	—	—
P ₂ O ₅	0,000	0,049	0,01	Не опр.	—	0,07	0,07	—	—
—	—	—	—	—	—	0,36	2,31	—	—
Сумма	100,59	99,69	99,56	93,63	99,46	99,20	100,60	99,95	99,91

Все железо в виде FeO.

* Валовой состав (%) рассчитан, исходя из минерального состава: 56 МП+28 Гр+9 Ки+6 Кс+0,6 Сан.

** В эклогите редкие зерна рутила, в валовом составе содержатся CO₂—0,37, SO₃—0,12.

Ки — киаит, Кс — коэсит, Сан — санидин.

левым, об увеличении степени дифференцированности мантии с глубиной.

Показанный нами сопряженный характер изменения состава остаточного расплава и образования эклогитов в верхней мантии может служить указанием на прогрессивное отделение калия от мантийного субстрата в процессе его дифференциации. Тогда становятся понятными закономерности преимущественного развития щелочных пород во внутриконтинентальных структурах. Ю. М. Шейнманн в 1968 г., М. В. Гзовский в 1963 г. и другие исследователи установили общие закономерности тектонического контроля в размещении магматических пород различной щелочности. Последняя закономерно возрастает по мере перехода от подвижных структур к консолидированным. Е. Л. Бутакова подчеркивает и большое влияние на образование щелочных комплексов длительности периода малой тектонической активности. Известно, что роль калия возрастает по мере увеличения мощности земной коры и особенно ее гранито-гнейсового слоя. Некоторые исследователи прямо отождествляют увеличение содержания калия в породах одинаковой основности с увеличением глубины выплавления магмы вдоль сейсмической поверхности зоны Бенюфа, погружающейся под континент. Естественно желание связать увеличение щелочности и особенно концентрации калия в магмах с заимствованием этих компонентов из сиалического субстрата земной коры. Не отрицая принципиальной возможности проявления ассимиляционных процессов, представляется более обоснованным рассмотрение парагенетической связи щелочности глубинных мантийных магм и структурной жесткости верхних оболочек Земли. Если основным глубинным уровнем отделения калиевых расплавов следует рассматривать подастеносферные (или глубокие астеносферные) слои мантии на глубинах более 100 км, то дальнейшая «жизнь» этих расплавов будет существенно зависеть от возможности их проникновения на более высокие уровни, определяемой проницаемостью вышележащих толщ и динамикой глубинного субстрата (характером подвижности твердых, флюидных и расплавных фаз). Геофизические и геологические данные свидетельствуют о высокой эндогенной и тектонической активности не только литосферы, но и больших глубин мантии в подвижных зонах типа складчатых поясов, рифтов и т. д. [2]. В подобных условиях можно ожидать достаточно интенсивный флюидный поток из недр Земли к поверхности. Перенос калия с сопутствующими компонентами, прежде всего с титаном, может осуществляться с помощью флюида или непосредственно при подъеме калиевого расплава. Этот механизм полностью согласуется с представлениями Д. С. Коржинского о трансмагматических флюидах.

Динамика верхней мантии, определяющая время перемещения глубинного вещества, уровни остановки и период «преживания» перемещенного субстрата на данном глубинном уровне, обуславливает те метасоматические преобразования глубинных пород, которые запечатлеваются в минералогии глубинных ксенолитов

(развитие коронитовых структур, вторичных ильменитов, слюд, амфиболов и т. п.). Можно предположить, что под воздействием этого глубинного, содержащего калий флюида или расплава и формируется калиевый облик глубинной магмы или породы в верхних горизонтах мантии или в земной коре. Таким образом, можно допустить развитие разноглубинных процессов (скорее всего разорванных во времени): 1) наиболее глубинное образование калиевого расплава при кристаллизации эклогита из первичного расплава, обогащенного натрием; 2) образование натриевых типов магм в «нормальных», менее глубинных условиях при декомпрессии горячих мантийных масс в процессе их диапиризма; 3) перенос калия (и других рассеянных элементов) флюидом или расплавом наверх и обогащение им вышележащих пород и (или) расплавов. При наличии глубинных расплавов, богатых, наряду с калием, и кремнеземом, высокое содержание последнего обуславливает образование вторичных метасоматических пироксенитов и кислых расплавов. Известно, что пироксениты широко распространены среди ксенолитов в базальтоидах складчатых областей (например, по данным И. В. Мушкина (в 1979 г., на Тянь-Шане). Там же известны и относительно частые находки глиммеритов — существенно слюдястых пород. Вероятно, справедливо мнение, высказанное авторами работы [24], что при таком активном вещественном воздействии верхней мантии на земную кору чисто коровая природа калиевых гранитоидов теряет свою однозначность. Действительно, наряду с признаками формирования гранитоидного расплава в пределах земной коры устанавливается обогащение магмы целым рядом компонентов, свойственных типично мантийному субстрату.

При высокой мобильности мантийного вещества и интенсивном развитии процессов магмообразования в верхней мантии образуются магмы и породы натриевого типа. Вполне возможно, что весь обсуждаемый процесс дифференциации верхней мантии простирается до больших глубин, чем здесь рассматриваются. И тогда различная калиевость кимберлитов обуславливается теми же причинами, что и для менее глубинных пород (базальтоидов).

На генерализованной схеме предлагаемой модели магматической дифференциации верхней мантии с отделением калиевых составляющих показаны два типа континентальных структур, различающихся строением и эндогенными режимами: I — стабильные платформы, где в стадию магматической активизации развит преимущественно кимберлитовый магматизм, а также щелочные интрузивные комплексы (в том числе богатые калием); массовые излияния платобазальтов этому типу эндогенного режима не свойственны; II — складчатые области, для которых характерны геосинклинальный и орогенный режимы развития и к которым приурочен разнообразный по составу магматизм, начиная с ультраосновного вплоть до риолитов и базальтов, часто со щелочным уклоном (рис. 39).

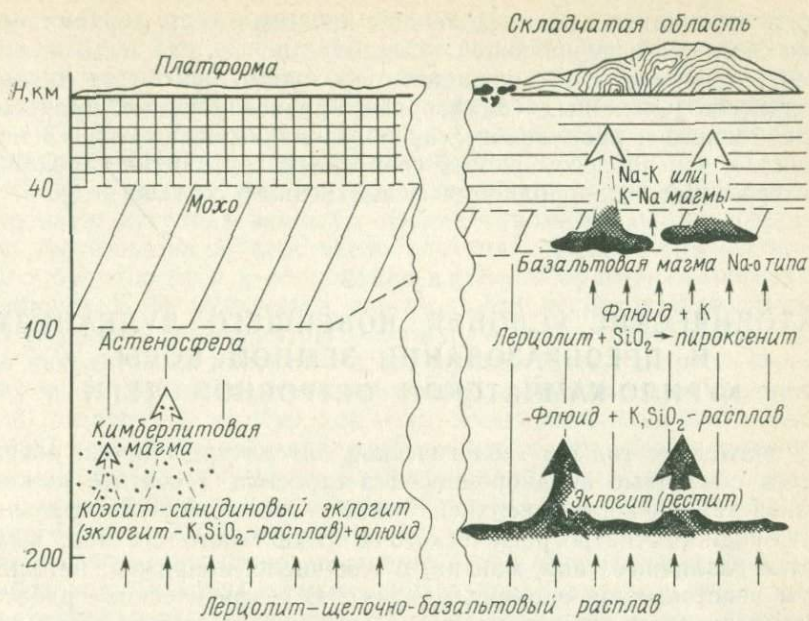


Рис. 39. Схематическая модель формирования калиевых расплавов в земной коре и верхней мантии структур различной тектонической подвижности

Можно предположить, что стабилизация поверхностных структур сопровождалась затуханием эндогенной активности в нижних частях земной коры и в верхних горизонтах мантии. Со временем активность смещалась на все большие глубины, и именно глубинные составляющие (по веществу) играли все большую роль в формировании петро-геохимического облика магматических горных пород, встречающихся на поверхности в настоящее время.

Результаты выполненных экспериментов подтверждают представления о глубоких мантийных корнях магматических процессов и о подъеме мантийного вещества к поверхности с глубин по крайней мере 100—180 км. Полученные данные свидетельствуют в пользу глубинного происхождения калиевых расплавов и богатых калием флюидов. Образование богатых калием дериватов верхней мантии сопровождается существенной дифференциацией первичного лерцолитового субстрата с отщеплением эклогитов. Последние рассматриваются как продукты полной или частичной кристаллизации первичных базальтоидных выплавов. Предлагаемая модель дальнейшей эволюции калиевых расплавов с образованием известных по геологическим исследованиям калиевых типов горных пород предусматривает жесткий структурный контроль за размещением последних. Смысл структурной обусловленности генезиса калиевых пород различной глубинности заключа-

ется в вертикально распределенной проницаемости верхних оболочек Земли, обеспечивающей тепло-массоперенос из недр мантии наверх. В рамках этих допущений необходимо учитывать взаимосвязанность мантийных и коровых разноглубинных процессов твердофазного и расплавленного преобразования вещества Земли. Очевидно, эти процессы вносят свой вклад в развитие глубинных и латеральных неоднородностей вещественного состава недр.

Глава 12

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА И ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

В последние годы в геологической литературе широко обсуждаются различные неоднородности в строении и составе нижних уровней земной коры и верхней мантии. Отмечаются латеральные неоднородности петрографического и химического состава, выделяются различные типы мантии, в том числе, например, истощенная и неистощенная верхняя мантия. В геофизических работах пересматривается представление о строгой горизонтальной расчлененности литосферы и приводится материал в пользу большой роли вертикальных неоднородностей и т. д. Ясно, что наличие таких неоднородностей в глубинах коры и мантии должно фиксироваться и на поверхности в различных вещественных комплексах пород и (или) в различных типах тектонических структур. Вероятно, могут существовать и районы сложного взаимодействия различных тектоно-магматических процессов, порождаемых указанными неоднородностями.

Почти все ученые, в особенности работавшие в районах островных дуг, высказали оригинальные, хотя часто противоречивые взгляды на эту проблему (В. В. Белоусов, Г. М. Власов, Н. П. Васильковский, Г. С. Горшков, А. В. Горячев, Л. И. Красный, П. Н. Кропоткин, Ю. А. Косыгин, Е. К. Мархинин, М. С. Марков, Е. Е. Милановский, А. В. Пейве, Ю. М. Пушаровский, Е. М. Рудич, А. Е. Святловский, К. Ф. Сергеев, В. Е. Хаин, А. Л. Яншин и многие другие). В общем, можно выделить две принципиально разные точки зрения на проблему происхождения и эволюции островных дуг. Одна группа исследователей разрабатывает концепцию океанизации первичноконтинентальной земной коры переходных зон, другая — концепцию первичноокеанической коры и ее континентализации.

В. И. Шульдинер и др. в 1981 г. приводили аргументы в пользу заложения Курило-Камчатской островной дуги на континентальной земной коре. Возраст метаморфид Камчатки оценивается в 490 и 870—950 млн. лет или более, что исключает их образование в результате раннеальпийского метаморфизма. На Курильских островах и в акватории известны массовые находки грани-

тондов, в том числе мусковитовых и двуслюдяных гранитов, гранито-гнейсов в виде конгломератов, включений в вулканических породах или в обломках проб подводного драгирования, также свидетельствующих о заложении островов на континентальной коре. На этом основании обсуждение проблемы ограничивается рамками концепции океанизации коры.

Одни исследователи рассматривают Курило-Камчатскую островную дугу как молодую позднекайнозойскую или современную геосинклиналь; собственно система современных островов при этом относится к остаточным или новообразованным геоантиклиналям. В. В. Белоусов и многие другие исследователи считают, что Курило-Камчатская островная дуга в новейший период истории находится на орогенной стадии развития: в одном случае, например, на Камчатке, орогенез наследует нормальную геосинклиналь, в другом — на Курилах — парагеосинклиналь. М. Н. Шапиро [37] указывает на смену тектонических режимов с геосинклинального на орогенный на Камчатке в первой половине палеогена, рассматривая режим островной дуги как разновидность орогенного режима. Первый режим отличается от второго параллельным развитием типично континентальных формаций и формаций глубоководных илов, а также общим преобладанием опусканий в переходной зоне. В работах Ю. Б. Гладенкова и др. (1980 г.), В. А. Ермакова (1982 г.) граница между геосинклинальными и орогенными формациями относится к концу миоцена — началу плиоцена, при этом смешанная континентально-морская формация с элементами флиша (тюшевская серия) позднего олигоцена — раннего миоцена рассматривается как постинверсионная геосинклинальная формация, предшествующая орогенезу.

Аналогом орогенных молассовой и наземно-вулканогенной формаций Камчатки фактически является андезитовая формация Больших Курильских островов, выделенная К. Ф. Сергеевым в объеме океанской, округловской и других свит среднего миоцена — плиоцена. Андезитовая формация — существенно континентальная, ее можно рассматривать как аналог так называемых верхних моласс. Материалы К. Ф. Сергеева подтверждают точку зрения об орогенном режиме Курильской островной дуги в позднем кайнозое и ее парагеосинклинальной предыстории.

Необходимо, однако, указать на парадокс в определении орогенного режима островных дуг, заключающийся в том, что в рамках классификации эндогенных режимов, разработанной В. В. Белоусовым в 1978 г, орогенный режим характеризуется значительным преобладанием поднятий, в то время как для части островных дуг (Курильской) преобладающим процессом является опускание; по мнению А. В. Горячева, в четвертичное время лишь фланги Курильской дуги испытывают заметное поднятие. В течение всего неогена центральное звено Больших Курильских островов испытывало прогибание. Средняя скорость поднятия для Больших Курильских островов в четвертичное время составляет 0,2—0,3 мм/год, а средняя скорость опускания хр. Витязь, продолжаю-

шего Малые Курильские острова на северо-восток, составляет в голоцене 45—50 мм/год, т. е. опускание значительно более эффективно. Объемные эффекты поднятий и опусканий на Курильских островах приблизительно равновелики. Опускания (в плейстоцене) широко развиты и на Камчатке. Ю. М. Пушаровский выделил Центральную Камчатскую депрессию (ЦКД) как впадину особого типа, не связанную с развитием горстовой структуры Восточной Камчатки. А. Е. Шанцер в 1983 г. отмечал преимущественную роль опусканий в развитии камчатского перешейка на севере полуострова в длительный период времени, начиная с эоцена. Н. И. Селиверстов и др. в 1980 г. пришли к выводу об обрушении значительных участков суши с востока от берегов Камчатки, на месте современного континентального склона.

Следовательно, либо орогенез островных дуг есть лишь частный случай более общего глобального процесса, в котором широко развиты или преобладают опускания, либо здесь имеет место смешение разных тектонических режимов, затрудняющее распознавание и толкование геологических объектов.

Тектонические структуры вулканических зон. В течение ряда лет развивается представление о проявлении в районах Курило-Камчатской островной дуги двух процессов: орогенеза и рифтогенеза [15, 31]. Поскольку имеются известные сложности в распознавании тектонических структур этих режимов, определим содержание соответствующих терминов.

По мнению В. В. Белоусова, рифты представляют собой сложные структурные комплексы, в которые входят как грабены, так и горсты. Нормальные сбросы являются руководящим признаком для определения рифтовой природы данного структурного комплекса. В то же время термин «рифт» подразумевает определенный механизм образования, связанный с растяжением. Обязательным признаком рифтов считается линза пониженных скоростей сейсмических волн ($V_p=7,4-7,8$ км/с) в верхней мантии, залегающая непосредственно под рифтом. В. В. Белоусов, М. Е. Артемьев, Е. В. Артишков предполагают, что именно эта «линза» порождает растекание пород ее кровли и растяжение в рифтах. Е. Е. Милановский кроме этих главных признаков рифтогенеза (наличие системы грабенов, свидетельства растяжения коры, линзы разуплотненной мантии под рифтом) называет еще 7—8 признаков, связанных с особенностями внутренней структуры рифтов и их обрамления, которые, правда, не всегда выдерживаются.

Орогенные структуры отличаются от рифтовых широким развитием в них «клавишных» структур на фоне общего пологого изгибания земной поверхности. Они образуются в условиях относительного сжатия или относительного слабого и рассредоточенного на большой площади растяжения. В более определенной форме по этому поводу высказывается К. В. Боголепов, полагая, что рифтогенез несовместим с эпигеосинклинальным орогенезом, будучи по кинематике, особенно в ранние стадии формирования протороенов, его антиподом. В первом случае господствуют уxo-

дящие на значительные глубины растяжения, утонение земной коры, преимущественно мантийный базальтоидный магматизм. Во втором случае — сжатие, увеличение мощности коры, возникновение и рост корней гор, главным образом коровый гранитоидный магматизм.

На рис. 40 приводится схема четвертичной тектоники Камчатки, показывающая соотношение орогенных и рифтогенных структур. К орогенным структурам относятся различные типы поднятий; амплитуда их воздымания за четвертичное время составляет 300—1500 м, иногда больше. Отстающие поднятия (на высотах 200—800 м) обычно обрамляют высокогорные поднятия. К отстающим поднятиям относятся структуры вулканических зон — Восточной, частично Южной Камчатки и Срединного хребта, которые ряд геологов характеризует как грабены или грабен-синклинали.

Наиболее представительным типоморфным орогенным поднятием является меридиональное поднятие на метаморфических породах Срединного массива. Последовательное омоложение породных ассоциаций в этом поднятии от центра структуры к ее периферии позволяет говорить о росте поднятия и увеличении его площади с позднего мела по плиоцен включительно.

К скрытым орогенным структурам, не выраженным на схеме, относятся межгорные впадины, вмещающие верхнюю, существенно континентальную молассовую формацию. Часть орогенных впадин (в Срединном хребте, на Восточной Камчатке и др.) претерпела инверсию в плиоцене и входит в настоящее время в площадь отстающих или высокогорных поднятий. Другая часть была захвачена рифтогенезом (см. ниже); при этом одни впадины также претерпели инверсию, но уже в позднем плиоцене или в плейстоцене, другие — продолжают развиваться как отрицательные структуры, имея с орогенезом в этом случае лишь косвенные связи. Таким образом, орогенные межгорные впадины к концу плиоцена в основном замыкаются. Последующие процессы грабенообразования наложены на эти структуры, обычно захватывают не одну, а ряд межгорных впадин, часто разрывают их так, что части впадин оказываются втянутыми в движения различного знака в составе разнотипных структур.

К рифтовой системе Камчатки относятся грабены и элементы ее дизъюнктивной тектоники существенно северо-восточного простирания. Эти структуры по существу определяют стиль тектоники полуострова. В районах поднятия Срединного массива и поперечных поднятий рифтовая система отчетливо наложена на орогенные структуры. Типоморфной рифтовой структурой Камчатки является ЦКД, ее описание приводилось неоднократно [15]. Отметим новые элементы, выделенные на схеме (см. рис. 40). Кажется очевидным продолжение тектонической структуры ЦКД на юг в Большерецкий грабен; факт сужения депрессии при пересечении метаморфического массива типичен для случаев пересечения разноориентированных структур. Мы увидим далее, что обе эти струк-

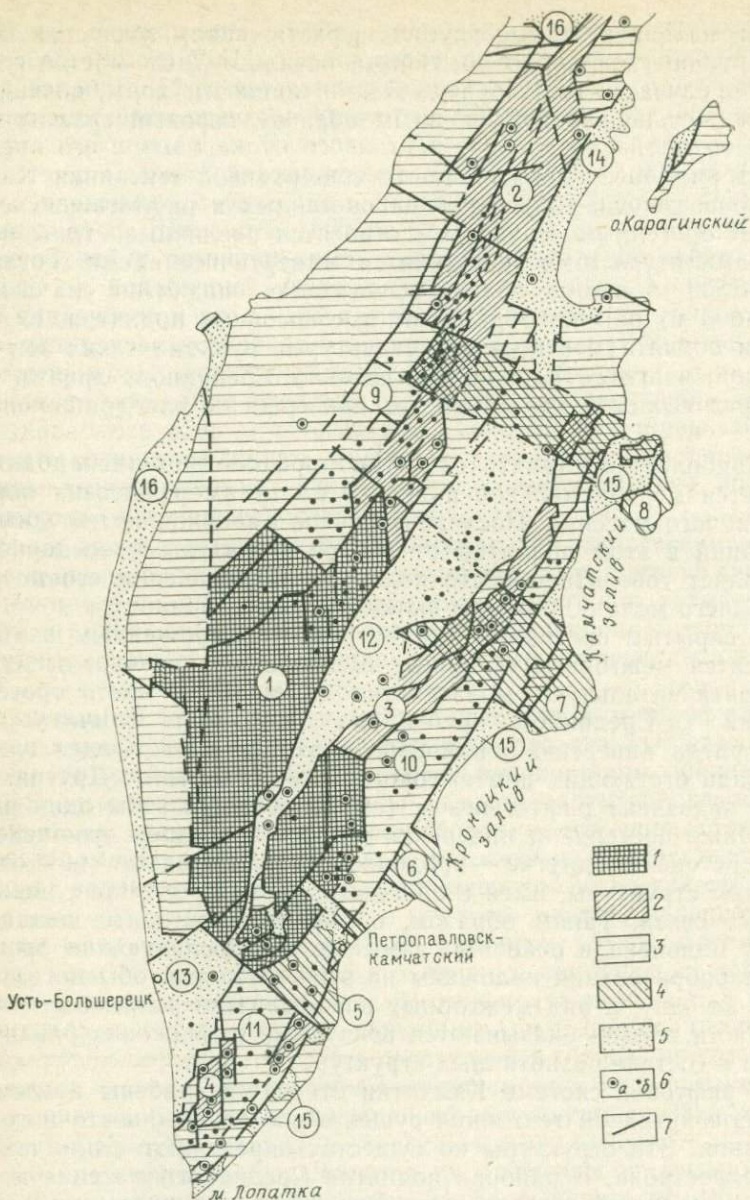


Рис. 40. Схема четвертичной тектоники Камчатки. Составлена В. А. Ермаковым и Н. И. Степановым.

Поднятия: 1 — меридиональное высокогорное сводово-глыбовое, 2 — продольные высокогорные линейно-глыбовые, 3 — низкогорные отстающие, 4 — поперечные; 5 — области опускания (грабенов), 6 — вулканы: а — плиоценовые, б — четвертичные; 7 — главные рельефо-контролирующие разломы. Поднятия (цифры в кружках): 1 — Срединного массива, 2 — Срединного хребта, 3 — Восточно-Камчатского хребта, 4 — Гольгинских гор, 5 — Начикинское, 6 — Шипунского п-ва, 7 — Кроноцкого п-ва, 8 — Камчатского п-ва, 9 — Западно-Камчатское, 10 — Восточной Камчатки, 11 — Южной Камчатки; опускания (грабены): 12 — Центральной Камчатской депрессии, 13 — Большерецкий, 14 — пролива Литке, 15 — Приморский, 16 — Охотская прибрежная равнина

туры — ЦКД и Большерецкий грабен — характеризует и особый тип вулканизма. Далее на северо-восток ЦКД смыкается с грабеном пролива Литке. Последний отличается от ЦКД более ранним формированием, вероятно, до начала позднего плейстоцена и полным отсутствием позднечетвертичного вулканизма в его пределах.

Новым элементом нашей тектонической схемы является Приморский грабен, протягивающийся вдоль всего тихоокеанского побережья почти на 300 км. Отдельные части этого грабена выделялись ранее многими исследователями, например, А. В. Горячевым в 1966 г в виде поперечных наложенных прогибаний. Г. С. Гнибенко и др. в 1980 г. показали существование протяженной погруженной под уровнем моря продольной тектонической структуры, западным краем которой и являются элементы Приморского грабена (рис. 41). Пока условно назовем эту структуру палеорифтом континентального склона. Палеорифт протягивается вдоль всего континентального склона Курило-Камчатского желоба на глубинах 0—3000 м; он имеет однотипное строение — центральное поднятие и кулисообразно расположенные относительно его впадины, в целом подобное строению ЦКД. Косвенные данные указывают на заложение структуры в период после последней эпохи выравнивания на границе миоцена и плиоцена или даже в раннем плейстоцене. Мощность плиоцен-четвертичных отложений в морской части впадин, захватывающих и территорию Приморского грабена, составляет 1,5—2 км. В других впадинах она больше — до 3,5 км. Имеются лишь косвенные данные о вулканизме на площади палеорифта. Однако отметим наличие аномальной мантии (зон пониженной скорости сейсмических волн) и преимущественную роль растяжений в его пределах в районах заливов Камчатки. Растяжения характеризуют также период формирования впадин. Возможно, что с разломами континентального обрамления Приморского грабена связаны эпизодические базальтовые проявления вулканов Восточной Камчатки.

Хотя орогенные структуры в ряде случаев наложены на структуры предшествующих стадий, в своих основных чертах они, однако, остаются наследованными, т. е. орогенез Камчатки является эпигеосинклинальным. От ранней к поздним стадиям сокращается площадь прогибания и увеличивается интенсивность общего поднятия. В позднем плиоцене в объеме магматических орогенных формаций преобладает доля пород среднекислого состава, в дальнейшем роль этих пород начинает уменьшаться. Рифтогенез сопровождался развитием базальтоидных формаций. Грабены наложены на разнородные структуры предшествующей геосинклинали и частично также орогена. Наложенность грабенов на орогенные структуры выражается в их структурном несоответствии и в более позднем заложении первых, хотя в течение плио-плейстоцена те и другие, по-видимому, образуются синхронно. Грабены характеризуются существенной линейностью, значительной ролью сбросовых дислокаций, асимметрией в поперечном сечении и другими особенностями внутренней структуры, типичными для континен-

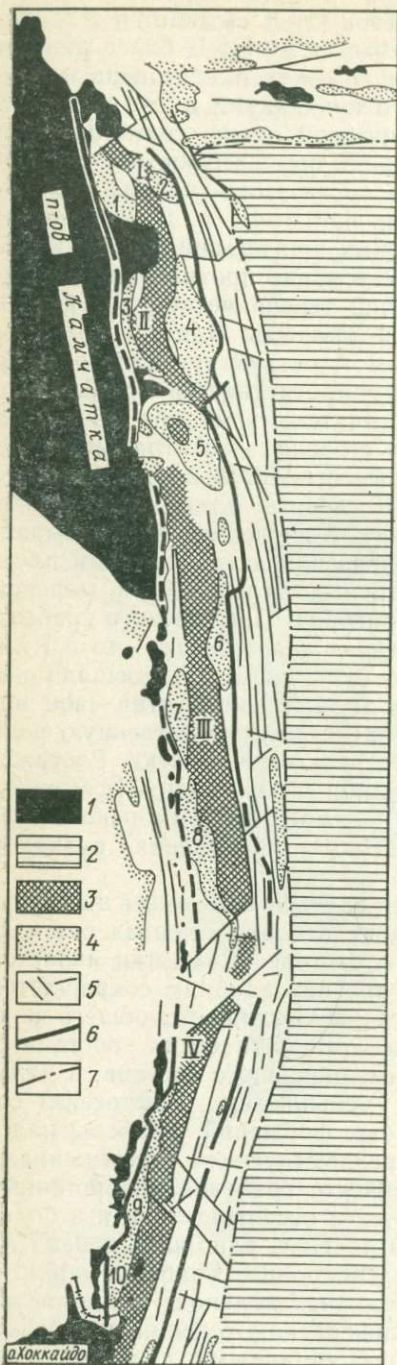


Рис. 41. Тектоническая схема континентального склона Курило-Камчатского глубоководного желоба. По данным Г. С. Гнибиденко и др. (1980 г.).

1 — островные дуги; 2 — океаническая плита; 3 — относительные поднятия (горст-антиклинали); 4 — впадины с мощностью слабоконсолидированных осадков больше 1 км (V_p от 1,6—2,2 до 3—3,2 км/с в основании разреза); 5 — разломы; 6 — ось глубоководного желоба; 7 — границы палеорифтовой системы континентального склона; белым показаны области малой мощности осадочного чехла. На площади рифтовой системы в этой области мощность составляет 0,25—1 км, а за ее пределами в глубоких частях континентального склона менее 0,25 км; впадины: 1 — Чажиминская, 2 — Камчатская, 3 — Жупановская, 4 — Кроноцкая, 5 — Авачинская, 6 — Орлика, 7 — Парамуширская, 8 — Центральнo-Курильская, 9 — Итурупская, 10 — Кунаширская; поднятия: I — Камчатское, II — Кроноцкое, III — Пегаса, IV — Витязь

тальных рифтов. Для грабенов также типичны проявления аномальной мантии и преимущественная роль растяжений. Не наблюдается зависимости между амплитудой орогенического поднятия и шириной грабена ЦКД, т. е. компонента независимого растяжения характеризовала весь период развития грабена. По геологическим данным можно говорить о двух эпохах локализованного растяжения (в раннем плиоцене и в позднем плейстоцене—голоцене) и рассеянного растяжения (на границе плиоцена и плейстоцена) в период развития рифтогенеза на Камчатке.

Некоторые данные могут свидетельствовать о проявлении рифтогенеза и на Курильских островах. Здесь наше внимание привлекают Малая Курильская гряда и подводный хр. Витязь (Пегаса), который одной из своих частей на северо-востоке смыкается с островами Парамушир и Шумшу. Т. И. Фролова и др. в 1977 г. описали на Малых Курильских островах миоценовый комплекс базальтоидов, связанный с формированием трещин раздвигания, ориентированных вдоль простирания дуги. Суммарная амплитуда раздвигания — несколько километров. Стратотипический разрез комплекса (зеленовская свита) по органическим остаткам датирован Б. И. Васильевым в 1979 г. средним миоценом, хотя верхние его части (ноторо-томаринский комплекс), возможно, и более молодые. На островах Шумшу и Парамушир, по данным В. Е. Бевза и др. и нашим наблюдениям, может быть выделена депрессионная структура северо-восточного простирания, в которой в миоплиоцене происходило накопление грубых озерно-континентальных и прибрежно-морских отложений, сопровождающееся интенсивным базальтовым вулканизмом по оси структуры. Возможна, таким образом, параллелизация существенно базальтовых миоплиоценовых комплексов пород северных Курильских островов и о. Шикотан.

В связи со сказанным большой интерес представляют результаты драгирования хр. Витязь. Здесь обнаружены преимущественно вулканические породы с широким развитием среди них базальтоидов, в том числе щелочных. Возраст пород оценивается как позднемиоценовой и миоценовой. И. Н. Говоров и др. указывают на петрохимическое и формационное сходство вулканических комплексов подводного хребта и Малых Курильских островов. Эти данные свидетельствуют о распространении в миоцене на хр. Витязь базальт-андезито-базальтовой ассоциации. Вероятно, что Восточно-Курильская положительная магнитная аномалия, протягивающаяся над Малыми Курильскими островами и хр. Витязь и эпизодически над континентальным склоном Камчатки, отражает неглубокое залегание подобной вулканической формации. Можно предположить, что развитие вулканитов происходит здесь в тех же континентальных условиях, что и на Парамушире и Шикотане.

Малая Курильская гряда и хр. Витязь являются частью уже отмеченной неотектонической структуры континентального склона (см. рис. 41). Полоса геоантиклинальных (?) или остаточных поднятий этой структуры соответствует понятию «внешняя невул-

каническая дуга». Впадины (или прогибы), обрамляющие полосу поднятий, выполнены молодыми (миоцен (?) - плиоценовыми) осадками, относящимися к молассовым или турбидитовым фациям. Залегание осадков преимущественно горизонтальные или субгоризонтальные, однако в них широко развиты нормальные сбросы. Это свидетельствует о формировании впадин в условиях растяжения. Выше было отмечено, что условия растяжения на континентальном склоне Камчатки сохраняются до настоящего времени.

Из изложенного следует, что в миоплиоцене на континентальном склоне глубоководного желоба и во внешней зоне Курильской островной дуги первоначально в континентальных условиях развивается комплекс структур растяжения с одновременным формированием базальт-андезито-базальтовой формации. Отмеченный парагенез явлений типичен для континентального рифтогенеза, что дает основание рассматривать всю описываемую структуру как палеорифт.

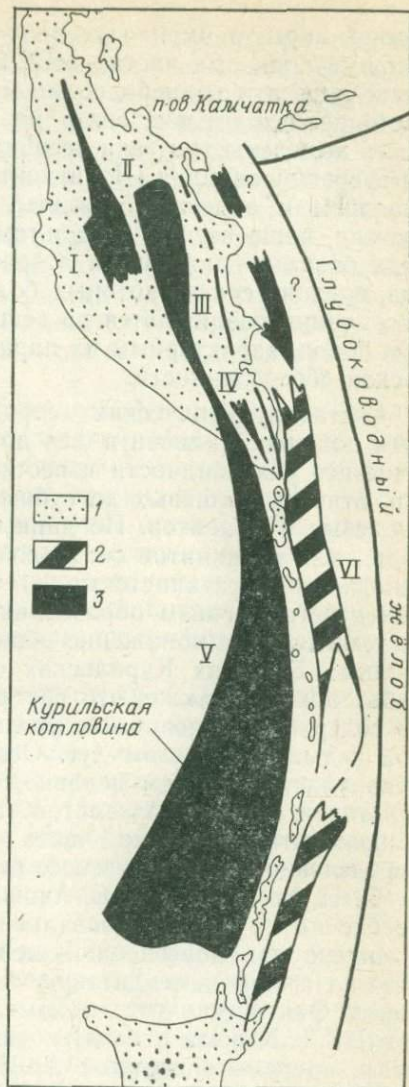
Возможно также, что к рифтовой системе Курильской островной дуги относится Курильская глубоководная впадина. Впадина сформирована в плиоцен-четвертичное время. Ее характерной особенностью являются высокая скорость опускания дна и некомпенсированность опускания осадконакопления. Котловина, по-видимому, еще в конце неогена составила единую структуру с Голыгинским прогибом Южной Камчатки, который в четвертичное время по отношению к котловине является остаточным поднятием. В современной морфоструктуре Курило-Камчатской островной дуги Курильская котловина является естественным продолжением Камчатской системы грабенов (ЦКД и Большерецкого) далее на юго-запад и рассматривается обычно вместе с ними как элементы развивающегося грабен-синклинального прогиба.

Широко известно, что Курильская котловина имеет высокий тепловой поток и тонкую земную кору; сейсмофокальная зона под котловиной характеризуется напряжениями растяжения, которые, по-видимому, распространяются и на более высокие уровни верхней мантии и земной коры. Контур области растяжения в общем, вероятно, отвечает современным границам астеносферы под Курильской котловиной.

Целый ряд данных свидетельствует о неодновременном проявлении рифтогенеза в Курило-Камчатской островной дуге: о его омоложении по направлению от Курильских островов к Алеутскому желобу, а также от фронтальной к тыловой части дуги с востока на запад. На рис. 42 приведена схема, характеризующая соотношение орогенных и рифтогенных структур в Курило-Камчатской островной дуге. Рифтогенез в районах Курильской дуги в настоящее время находится на более зрелой стадии своего развития, чем на Камчатке, что может объяснить развитие именно в Курильском отрезке переходной зоны ряда морфологических признаков, сближающих ее с геосинклиналью.

Рис. 42. Рифтовая система Курило-Камчатской островной дуги.

1 — области новейшего орогенеза (на континенте); 2 — палеорифтовая структура континентального склона; 3 — рифтовая система плиоцен-четвертичного времени; рифтовые структуры: I — Срединного хребта, II — Центральной Камчатской депрессии, III — Восточно-Камчатская, IV — Южно-Камчатская, V — Курильской котловины, VI — Малой Курильской гряды и континентального склона



Магматические ассоциации. Выделение единообразной андезитовой ассоциации пород островной дуги в плиоцен-четвертичное время на западе Тихого океана не является строгим. Это понятие отмечает лишь появление андезитов и более кислых пород с континентальной стороны — так называемой андезитовой линии, а не кардинальное изменение состава пород. На Камчатке в общем объеме четвертичных вулканитов базальты и андезито-базальты составляют не менее 85%. Средний состав пород островных дуг более основной, чем андезит. С. Ф. Соболев и др. установили зависимость среднего состава магматических пород от мощности

земной коры, а именно увеличение их кислотности и щелочности в приматериковых частях островных дуг. По нашим данным развитие андезитовых и более кислых ассоциаций пород на Камчатке часто происходит вне связи их с базальтоидными ассоциациями. Здесь выделены три типа ассоциации: не дифференцированная (I), дифференцированная (II) и контрастная (III). Первая объединяет базальты и андезито-базальты, третья — породы контрастного состава, чаще всего с базальтами, но без промежуточных членов ряда базальт—липарит, и вторая — разнообразные формации пород, средний состав которых более кислый, чем андезито-базальт. Ассоциации различаются по вещественному и фациальному составу пород, характерным их парагенезисам в разрезах, их тектонической обособленности.

Состав вулканических пород Курило-Камчатской островной дуги довольно типичен и для других дуг. Здесь широко представлены все разновидности известково-щелочных пород по щелочности, от низкокалиевых до субщелочных и щелочных, в том числе калиевых вулканитов. По данным И. С. Гузиева, В. К. Ротмана и др., для вулканитов островной дуги отмечено общее повышение основности и титанистости в геологическом разрезе, от миоценовых к четвертичным образованиям. В. К. Ротман и др. показали систематическое понижение общей щелочности со временем в вулканах Больших Курильских островов. Б. Н. Пискунов в ряде работ показал также, что состав вулканических пород варьирует по содержанию щелочей с увеличением щелочности от фронтальной к тыловой частям дуг. Особенность камчатских вулканитов, обнаруженная совсем недавно, состоит в близости некоторых базальтов и андезито-базальтов (преимущественно в ассоциации I) к шошонитам, которые часто рассматриваются как индикатор определенного тектонического режима в островных дугах.

О. Н. Вольнец и Г. Е. Аношин в 1983 г. описали в Срединном хребте в пределах базальт-андезито-базальтовой ассоциации комплекс лав повышенной щелочности: щелочной оливиновой базальт-трахит-комендитовую серию и шошонит-латитовую серию пород. Фактически тот же комплекс пород может быть выделен и в ЦКД. К нему относятся так называемые мегаплагиофировые лавы, впервые описанные А. Н. Заварицким и Б. И. Пийпом и химически охарактеризованные В. А. Ермаковым в 1969 и 1971 гг. Мегаплагиофировые лавы, базальты и андезито-базальты являются типоморфными породами рифта ЦКД. К шошонитам же близки некоторые молодые позднекайнозойские породы зеленовской свиты, а также отдельные базальты, драгированные на хр. Витязь (по данным Т. И. Фроловой и И. Н. Говорова). В. Ф. Остапенко в 1976 и 1978 гг. описал базальты, близкие к шошонитам, на подводных вулканах прикурильского склона Курильской котловины. Здесь выделена группа четвертичных вулканов, представляющих собой, судя по количественному соотношению драгированных обломков, андезито-базальтовую ассоциацию пород. Интересно, что породы повышенной щелочности, или шошониты, оказываются ти-

поморфными породами для всей протяженной рифтовой системы ЦКД — Курильская котловина, в том числе для участка, хуже других выраженного в тектоническом отношении — от вулкана Большая Ипелька до вулкана Алаид, также сложенных подобными в геохимическом и формационном отношении породами.

Появление шошонитов в островной дуге обычно связывается с их «зрелым» состоянием и заложением на континентальной коре или с их особым тектоническим положением, в частности, в зонах континентального спрединга. Кажется, что между этими представлениями нет противоречия, когда рассматривается рифтообразование на континентальной коре. Заметим также, что абсарокит-шошонитовая серия пород типична и для многих континентальных рифтов.

Наиболее примечательным результатом формационного анализа явилось представление о тектонической обособленности ассоциаций магматических пород. Ассоциация I в наиболее типичном случае (в ЦКД, на Южной Камчатке) связана с рифтами и с глубинными разломами в осевых частях этих структур. По отношению к структурам предшествовавшего геосинклинального, или орогенного цикла ассоциация I и контролирующие ее разломы — аструктуры, являются наложенными. Ассоциацию I можно, таким образом, рассматривать как индикатор рифтогенеза в системах островных дуг.

Дифференцированная (II) и контрастная (III) ассоциации в типичном случае распространены в ареалах крупных тектонических впадин, заложенных еще в стадии раннего орогена (P_3-N_1 или N_2^1) задолго до начала новейшего вулканизма. Размеры впадин — от 15×30 до $(30-50) \times 70$ км. История впадин различна: впадины интенсивно развивались в плиоцене, позже там, где они захвачены большими грабенами (например в ЦКД) в четвертичное время в них продолжается погружение и накопление континентальных моласс, в других случаях они претерпели инверсию, и новейший вулканизм здесь сопровождается воздыманием площади впадин. Таким образом, можно говорить о наследованном развитии четвертичных ассоциаций II и III от структур и ассоциаций предшествовавшего времени. Указанный парагенез впадин с вулканическими и осадочными ассоциациями пород, а также геологическая предыстория этих новейших структур типичны для орогенеза.

Четвертичный вулканизм Больших Курил, исключая некоторые участки на островах Шумшу, Парамушир, частично Онекотан и Симушир, представлен ассоциациями II и III. Базальт-андезито-базальтовая ассоциация Больших Курил может быть выделена лишь для плиоценового времени на островах Парамушир, Симушир, Уруп и Итуруп. Это самая общая и предварительная оценка.

Как следует из изложенного, ассоциации вулканических пород Курило-Камчатской островной дуги гетерогенны по своей природе. Эти ассоциации могут выступать как репер того или иного режима. Только ассоциация I является наложенной, и именно она, если

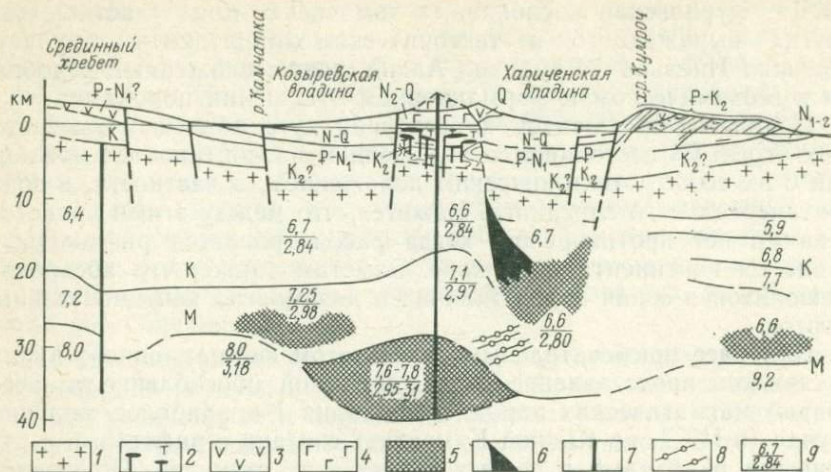


Рис. 43. Разрез земной коры через Ключевскую группу вулканов. С использованием данных С. Т. Балесты (1977 г.), С. В. Потапова (1975 г.).

1 — поверхность кристаллического фундамента; формации: 2 — офиолитовая (K_2), 3 — порфиритовая ($P-N_1$) и андезитовая (Q), 4 — базитовая (N_2-Q); 5 — зоны частичного поглощения энергии сейсмических волн, отождествляемые с зонами разуплотнения или начального плавления; 6 — очаг магмы в земной коре; 7 — глубинные разломы; 8 — зона пластического сдвига или повышенной флюидной проводимости, намеченная по наклонным площадкам ГСЗ в области пониженной сейсмической скорости продольных волн; 9 — пластовые скорости продольных волн в числителе, в знаменателе — плотности пород коры

судить по ее объемным соотношениям с другими ассоциациями пород, определяет основные черты вулканизма Курило-Камчатской дуги в позднем кайнозое.

Глубинное строение и магматические очаги различных ассоциаций вулканических пород. На рис. 43 показаны положение магматических источников для ассоциаций I и II и характеристики коры и верхов мантии в районе Ключевской группы вулканов на Камчатке. Глубинный разлом под ассоциацией I опускается в верхнюю мантию, где наблюдается зона пониженных скоростей сейсмических волн на глубинах от 30 до 40 км. Магматический очаг ассоциации II располагается в земной коре на глубине 10—25 км. Комплексом исследований установлено его палингенное образование *in situ* в земной коре. «Магматический очаг, с которым связано образование пород базальт-андезито-дацитовой формации (II), сформирован в земной коре на глубинах около 20 км»¹. Отметим латеральную вариацию скорости V_p и плотности коры в «базальтовом» слое и заметные различия в строении коры под ассоциациями I и II; в районах андезитового вулканизма кора — гомогенная, без признаков границы Конрада. По сейсмологическим данным С. А. Федотова и О. В. Потаповой, обширная область Восточ-

¹ В. А. Ермаков. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. Недра, 1977, с. 197.

ной Камчатки, занятая вулканами, и часть ее шельфа в районах заливов и полуостровов на глубинах верхней мантии (30—100 км) характеризуется пониженной скоростью сейсмических волн с $V_p \leq 7,8$ км/с. На этом фоне выделяются участки частичного и полного экранирования *P*- и *S*-волн, особенно обширные в районах Ключевской группы вулканов и в ареале Жупановской впадины в Восточной вулканической зоне.

Под Авачинской группой вулканов в районе, где в плейстоцене широко проявлена андезитовая ассоциация пород, но отсутствует ассоциация I, земная кора имеет сокращенную мощность (~22 км). В коре выделяются два слоя с $V_p = 6,0$ —6,2 км/с и $V_p = 7,2$ —7,8 км/с; первый обладает характеристиками консолидированного фундамента или типично гранитного слоя, второй — характеристиками «базальтового» слоя, однако в данном случае последний залегает на малых глубинах (10—22 км). На глубинах 22—30 км, т. е. на месте базальтового слоя других районов, залегает слой с $V_p = 7,8$ —7,9 км/с, характеристики которого близки к таковым верхней мантии, что собственно и дает основание говорить о тонкой коре в этом районе [31]. По сейсмологическим наблюдениям А. И. Фарберова и С. А. Федотова область магмообразования под Авачинской группой вулканов находится в верхней мантии; кромка этой области прослежена до глубин 20 км, т. е. до подошвы современной коры.

Другие районы проявления дифференцированных ассоциаций (II и III) на Камчатке охарактеризованы с геофизической точки зрения слабее, главным образом по гравиметрическим данным. В работах М. И. Зубина показано залегание магматического источника в земной коре на глубине 14—18 км под Жупановской впадиной, 10—15 км — под Паужетской депрессией, 12 км — под вулканом Горелый в Толмачевской (или Мутновской) впадине. Глубина верхней кромки аномалиеобразующих объектов во всех случаях равна 5—6 км.

Вулканические ассоциации Курильской дуги, по данным И. К. Туезова, К. Ф. Сергеева, располагаются в районах невыдержанной и резко варьирующей мощности земной коры. Мощность коры возрастает от центрального звена дуги к ее приматериковым частям от 15 до 35—36 км. Минимум мощности коры (от 12 до 23 км) соответствует положению междугового прогиба и частично Малых Курильских островов и хр. Витязь с выделенной здесь ассоциацией I. Мощность земной коры Курильской котловины (от уровня моря) варьирует от 15 до 25 км, но в основном составляет 15 или 10 км, не считая толщи воды. В южной части Курильской дуги можно говорить о соответствии ассоциации I и собственно рифтовой структуры островной дуги утолщенной земной коры и погруженной поверхности Мохо; в других районах ассоциация I располагается либо в градиентной зоне, либо в зоне минимума мощности земной коры. По данным П. П. Сычева и И. К. Туезова, участок утолщенной коры располагается над уплотненной верхней мантией. Зоне уплотненной мантии отвечает низкий регио-

нальный тепловой поток. Кроме того, отметим, что эта зона в пространстве совпадает с верхами фокальной зоны землетрясений.

Ассоциациям II и III Больших Курил, как отмечалось, соответствует кора переменной мощности (15—30 км) с эпизодическим представленным гранитным слоем. По данным С. А. Федотова, И. П. Кузина и Р. З. Тараканова в районах относительно мощной коры, например на о. Итуруп (около 20 км), граничные скорости на поверхности Мохо составляют 7,9—7,8 км/с; в верхней мантии при этом отмечены разуплотнение и понижение скорости волн до 7,4—7,7 км/с.

Я. Б. Смирновым и другими исследователями в 1980 г. показано, что для этих участков характерны высокие температуры, достигающие температур плавления пород. Таким образом, этот разрез по своим геофизическим характеристикам аналогичен или близок разрезу под Авачинским вулканом. Верхняя мантия на Курилах, так же как и под Авачинским вулканом, располагается на глубинах, обычных для базальтового слоя коры. Как полагает К. Ф. Сергеев, перемещение поверхности Мохо произошло здесь недавно, по-видимому, в период времени, сопоставимый с образованием андезитовой ассоциации (в плио-плейстоцене).

Изучение включений в вулканических породах, их распределения, вещественного состава, физических свойств, экспериментального плавления и т. д. позволяет познать состав земной коры и верхней мантии и особенности процесса магмообразования. Для Камчатки по результатам исследования включений были построены колонки вещественного состава земной коры для всех типичных разрезов на профилях ГСЗ [31]. Глубокие зоны земной коры, а в некоторых случаях и вся кора (исключая толщу осадочного слоя) в вулканических районах сложены породами типа пироксен-плагноклазового габбро или гранулита, дающими переходы в амфиболиты. Для габбро на уровне базальтового слоя типичны скорости 7,1—7,2 км/с, для амфиболитов — 6,6—6,7 км/с. Слой со скоростью $V_p=7,8-7,9$ км/с под Авачинским вулканом сложен парагенезисом из ультраосновных пород: дунитов, перидотитов, кортландитов и габбро в различной степени амфиболитизированных, — обломки этих пород встречаются иногда в одном образце включения.

Соотношение вмещающих вулканитов и включений с тем или иным типом земной коры таково, что позволяет сделать выводы о существенно коровом происхождении вулканических ассоциаций II и III. Расплавы соответствующего состава локализуются среди пород типа габбро с пироксеном и (или) оливином или химически близких с ними амфиболовых габбро и амфиболитов в базальтовом слое коры. Слой с $V_p=7,8-7,9$ км/с, типичный, по-видимому, для районов длительно развивающегося андезитового вулканизма (районы Авачинского вулкана, Шивелуча, вулканов Центральных Курил и др.) рассматривается нами как пример базальтового слоя, претерпевшего частичное фракционирование в связи с оттоком на поверхность андезитового расплава. Аргу-

менты в пользу такого преобразования нами подробно рассмотрены ранее [31].

Как на Восточной Камчатке, так и на Курилах для переработанного базальтового слоя коры характерно появление пород типа алливалитов (битовнит-анортитовых габбро) или химически изосоставных им амфиболитов, которые, вероятно, в свою очередь оказывают влияние на изменение щелочности вулканитов. Известно, что во фронтальной зоне островной дуги, имеющей тонкую кору и богатой включениями алливалитов, широко проявлены низкокальциевые известково-щелочные вулканиты.

О составе верхней мантии мы можем судить по включениям ультраосновных и, возможно, некоторых габбровых пород в вулканитах базальт-андезито-базальтовой ассоциации. К сожалению, такие находки малочисленны. Описаны породы дунит-гарцбургитовой и (или) пироксенитовой ассоциаций на Ключевском и Кроноцком вулканах, разнообразные перидотиты в платобазальтах Срединного хребта, шпинелевые перидотиты в платобазальтах района Бакенинга. Кроме того, замечено, что дуниты и гарцбургиты присутствуют чаще в вулканитах Восточной Камчатки и их нет в таковых Срединного хребта, т. е. в районах более стабилизированной коры и верхней мантии. О. Н. Вольнец и др. отмечают верлитовые оторочки вокруг дунит-гарцбургитовых включений. Пироксениты и (или) верлиты Харчинского вулкана сильно амфиболизованы. Перечисленные породы могут слагать верхи верхней мантии. Установлено, что в Курило-Камчатской островной дуге отсутствуют ультраосновные породы (во включениях), содержащие такой барофильный минерал, как гранат. Это обстоятельство позволяет ограничить состав верхней мантии в островной дуге областью устойчивости ультраосновных парагенезисов со шпинелью. Рассчитанная плотность пород мантии $\sim 3,2 \text{ г/см}^3$ (см. рис. 43).

Широкое присутствие габбровых пород в вулканитах ассоциации I указывает на определенную роль коры в формировании магматических расплавов и на локализацию магмы на границе коры и мантии. Действительно, зоны сейсмической тени располагаются в подошве земной коры. По расчетам А. И. Фарберова и др., выполненным в 1977 г., переходная зона между корой и мантией с $V_p = 7,6-7,8 \text{ км/с}$ и $\rho = 3,05 \text{ г/см}^3$ в области проявления базальтоидов соответствует перидотиту, содержащему 10 % базальтового расплава. В участках полного экранирования P- и S-волн расплава, по-видимому, значительно больше.

Как ясно из изложенного, геофизические данные свидетельствуют о существовании мантийном происхождении пород недифференцированной ассоциации I и коровом палингенном, или анатектическом, происхождении пород дифференцированных ассоциаций II и III, хотя в образовании пород контрастных ассоциаций III с большой долей базальтов возможна комбинация соответствующих процессов.

Роль рифтогенеза и орогенеза в преобразовании земной коры островных дуг. В предыдущих главах обосновывается существование в Курило-Камчатской островной дуге системы рифтов, наложенных на орогенные структуры и развивающихся совместно с ними. Начало рифтогенеза на Камчатке относится к раннему плиоцену, на Курилах — к более раннему времени, вероятно, к среднему миоцену. Соответственно различается и современная активность рифтогенеза: интенсивная, с вулканизмом на Камчатке, и вырождающаяся, существенно тектоническая, на Курильских островах.

Согласно представлениям Е. Е. Милановского и В. В. Белоусова процессы рифтогенеза и орогенеза приводят к противоположным геологическим результатам. Рифтогенез способствует разрыву континентальной коры и образованию на ее месте новой коры (базификации или океанизации коры), а орогенез — увеличению мощности континентальной коры. В Курило-Камчатской дуге мы можем наблюдать примеры обоих этих процессов. Судя по пространственному соотношению соответствующих тектонических структур и объемов вулканических ассоциаций, в новейшей эволюции островной дуги преобладают процессы рифтогенеза. Отсюда следует, что в геологической перспективе орогенные структуры должны быть захвачены и переработаны рифтогенезом. Однако вряд ли эта закономерность проявляется всегда направленно. Существуют различные геодинамические ситуации: с прерванным рифтогенезом или с прерванным орогенезом и т. д.

А. А. Маракушев полагает, что орогенез имеет существенно коровую природу, так как обычно связан с гранитообразованием. Для этого гипсометрического уровня литосферы рифтогенез, вероятно, выступает лишь как тектонический фактор. При этом формируются разрывы, нарушается сплошность коры и тем самым снижается энергетическая мощность орогенных процессов. Возможно, именно это обстоятельство обуславливает малую роль гранитоидного магматизма в областях сосуществующих рифтогенеза и орогенеза. Процессы магмообразования и «гранитизации» (дебазификации) в этой ситуации перемещаются к основанию коры и теснейшим образом связаны с образованием андезитовой магмы. Таким образом, рифтогенез продлевает условия для магматической деятельности (хотя бы и видоизмененной) и ослабляет тектонические рельефообразующие процессы при орогенезе. На глубине верхней мантии роль рифтогенеза существенно меняется, и он выступает мощным фактором ее физико-химического преобразования.

В процессе рифтогенеза происходит базификация или океанизация коры. Механизм базификации (в данном случае в рифтах и в зонах глубинных разломов) был недавно подробно рассмотрен В. В. Белоусовым [3]. В его основе лежит внедрение в кору и вытекание на поверхность из верхней мантии основных и ультраосновных расплавов. Проявлению базификации способствуют условия растяжения в рифтах. Этот механизм, по-видимому, наи-

более эффективен в период активного вулканизма, когда в верхней мантии существует зона, содержащая базальтовые расплавы. Состав субстрата в этой зоне отвечает шпинелевым перидотитам. Можно говорить о существовании здесь неистощенной мантии, производящей базальтовые расплавы (табл. 12 и рис. 44). Если допустить, что поперек глубинных разломов над зонами сейсмической тени происходит хотя бы минимальное растяжение коры, как это типично для всех рифтовых зон, то в итоге мы можем ожидать образования тонкой коры при затухающем вулканизме. В соседних с глубинным разломом участках базальтовый слой будет, наоборот, накапливаться и увеличивать мощность коры. Можно также предположить, что в следующий этап, когда аномальная мантия будет истощена и температура в ней понизится, эта зона приобретет противоположные свойства, т. е. станет более плотной и более высокоскоростной (для сейсмических волн). Это будет истощенная мантия¹, или рестит. Уплотнение приводит к сжатию коры и мантии и соответствующему прогибанию на поверхности. В этот период существования уплотненной и холодной мантии под рифтом вулканизм на поверхности, а также, вероятно, и другая магматическая деятельность в его недрах отсутствуют. Таким образом, данная ситуация близка к той, которая в настоящее время наблюдается на Малых Курильских островах, в районах подводного хр. Витязь и континентального склона глубоководного желоба. По диаграммам устойчивости базальтов и ультраосновных пород можно предположить, что рестит имеет состав шпинелевого лерцолита, содержащего участки гранатового гранулита или эклогита. Из сравнения базальтов, связанных соответственно с неистощенной и истощенной мантией, следует, что в процессе выплавления базальтовой магмы неистощенная мантия теряет преимущественно калий, железо и алюминий.

Преобразование коры в недрах орогенных ассоциаций пород (II и III), захваченных рифтогенезом, имеет сходную направленность. Однако здесь механизм базификации, рассмотренный выше, проявляется, вероятно, ограниченно. Для этих ассоциаций базальты менее характерны, чем другие типы пород, что не дает нам повода говорить о широком проявлении и внутрикорового базитового магматизма. Кроме того, как показано, вулканы имеют здесь не мантийный, а преимущественно коровый источник. Образованию андезитовой магмы предшествуют амфиболизация габброидов и замена пироксен-плаггиоклазового парагенезиса амфибол-плаггиоклазовым. Амфиболизация протекает при прогрессивном метаморфизме в присутствии воды или ее составляющих; химизм пород при этом меняется мало. Указанные преобразования

¹ В. В. Белоусов [3] использует термины «истощенная» и «неистощенная» мантия в несколько ином значении, полагая, что истощение мантии связано с фазовым переходом первичного гранатового перидотита в ассоциацию минералов без граната. Истощенная верхняя мантия оказывается более легкой, чем неистощенная. В нашем случае, однако, можно утверждать, что в первичной верхней мантии отсутствует гранат.

Характеристики глубинных зон коры и верхней мантии рифтовых и орогенных структур

Типы глубинных зон коры и мантии	Физическая характеристика*		Мощность земной коры	Вещественный состав	Вулканические породы	Примеры
	Твердый слой	Слой с расплавом				
Неистощенная кора («базальтовый» слой)	$V_p = 7,0-7,3$ $\rho = 2,98$ $T, C = 600-700$	$V_p = 6,6-6,8$ $\rho = 2,85$	Мощная (~30—40 км)	Габбро или габбро-гранулит, амфиболит	Нормальные известково-щелочные среднекислые ассоциации (II)	Ключевская группа вулканов, вулкан Безымянный
Истощенная кора (новая мантия)	$V_p \geq 7,8$ $T, C^\circ = 500-600$	$V_p = 7,8-7,9$ $\rho = 3,1$ $T, C^\circ = 800-1000$	Сокращенная мощность	Парагенезис амфиболитов, габбро, алливалитов, перидотитов (кортландитов)	Низкокалиевые известково-щелочные ассоциации (II, III)	Авачинский вулкан, Большие Курилы
Неистощенная верхняя мантия (метастабильная кора)	$V_p = 8,8$ $\rho = 3,19$ $T, C^\circ = 700-800$	$V_p = 7,6-7,8$ $\rho = 2,9-3,1$ $T, C^\circ = 1\ 000-12\ 000$	Полная и мощная, приращение коры за счет аномальной мантии	Шпинелевый перидотит (\pm плагиоклаз)	Нормальнощелочные и шшонитовые высокоглиноземистые базальты (I)	Вулканы: Ключевский, Толбачик
Истощенная (реликтовая) верхняя мантия	$V_p = 8,1-8,4$ $\rho \geq 3,3$ $T, C^\circ = 450-500$	$V_p = 7,8-8,8$ $\rho \geq 3,3$	Варьирующая мощность, локальное утолщение	Шпинелевые и гранатовые лерцолиты?	Возможно, промежуточного состава между островодужными и примитивными океанскими базальтами	Хребет Витязь, Курильская котловина

* Температуры даны с использованием данных Я. Б. Смирнова и др. (1980 г.).

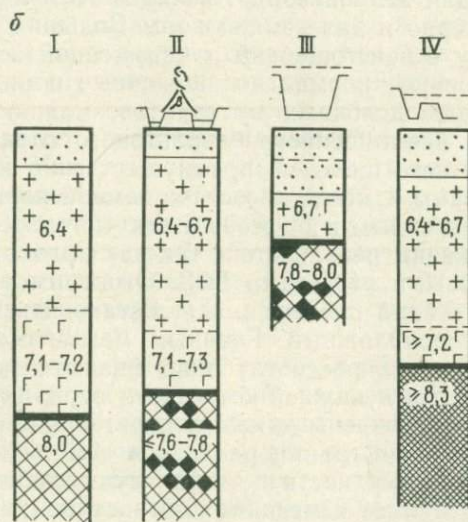
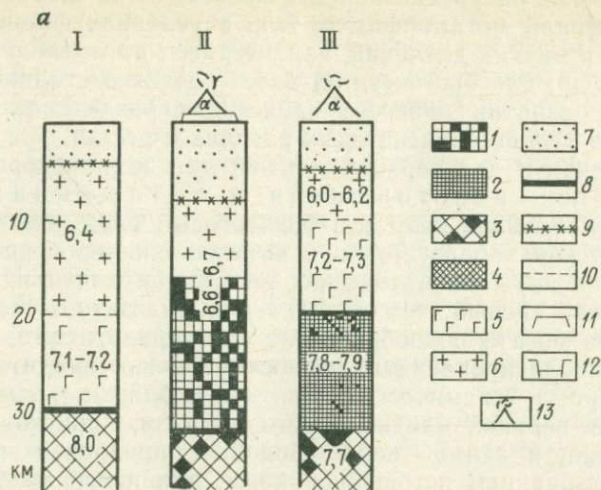


Рис. 44. Преобразование земной коры и верхней мантии Курило-Камчатской островной дуги на различных стадиях рифтогенеза и орогенеза.

1 — нормальная, неистощенная земная кора («базальтовый» слой); 2 — истощенная земная кора («базальтовый слой»); 3 — нормальная, неистощенная верхняя мантия; 4 — истощенная верхняя мантия. Зачернение квадратиков в знаках 1—4 означает присутствие расплава в коре или в мантии; 5 — «базальтовый» (нижний) слой коры; 6 — гранитный (верхний) слой коры; 7 — слабо консолидированные осадки, вода; 8 — граница Мохо; 9 — кровля консолидированной коры (с $V_p = 5,9-6,2$ км/с); 10 — другие границы в коре; 11 — поднятия; 12 — опускания; 13 — вулканизм; α — андезиты; β — базальты. Цифры в колонках — скорости продольных волн V_p (км/с). **a** — стадии преобразования коры при орогенезе: I — нормальный разрез земной коры (Срединный хребет Камчатки), II — стадия гомогенизации) слой коры; 7 — слабо консолидированные осадки, вода; 8 — граница Мохо; 9 — кровля вулканизмом (район Авачинского вулкана); **b** — стадии коры и мантии при рифтогенезе: I — нормальный разрез коры; II—IV — стадии преобразования верхней мантии (II — район вулканов Ключевского и Толбачика, III — Курильская котловина, IV — хр. Витязь)

осуществляются на уровне пород амфиболитовой или верхов гранулитовой фаций метаморфизма, т. е. в условиях фаций высоких температур и низких давлений, характерных, по мнению А. А. Макарушева и др. для орогенеза. В более позднюю стадию при прогрессивном развитии процесса происходит разделение базальтового слоя на условно андезитовый расплав и рестит.

Так же, как и для верхней мантии, для земной коры уместно ввести понятия: неистощенная и истощенная кора, имея в виду нижнюю кору или базальтовый слой (см. табл. 12). Истощенная кора образуется при выплавлении из первоначально неистощенной коры магматических расплавов, имеющих состав, в среднем более кислый, чем базальт или андезито-базальт. Истощенная кора богата новообразованными перидотитами, в частности их амфиболизированными разновидностями — корландитами, плотность и скорость сейсмических волн в ней близки к тем, которые типичны для верхней мантии. Таким образом, происходит уменьшение мощности земной коры. Подобное преобразование типов коры с образованием истощенной коры, или новой мантии, впервые описано нами для земной коры Авачинского вулкана. По-видимому, оно характерно и для земной коры Больших Курильских островов. Поскольку с неистощенной и истощенной земной корой связаны соответственно нормально щелочные и низкокальциевые ассоциации известково-щелочных вулканитов, можно заключить, что преобразование неистощенного базальтового слоя идет с заметным выносом из него щелочей, преимущественно калия.

На рис. 44 показаны изменения состава земной коры и верхней мантии в связи с орогенным и рифтовым тектоническими режимами. Эти стадии отражены неполностью, так как подобраны в связи с некоторыми реальными разрезами ГСЗ. Оговоримся также, что на каждой из этих стадий процесс может остановиться или видоизмениться на противоположный. Главным механизмом преобразования, по-видимому, являются глубокие физико-химические изменения верхней мантии и нижней коры, хотя вариации мощности базальтового слоя обусловлены также и перетеканием материала этого слоя. На положение границ раздела в земной коре и формирование рельефа поверхности Земли существенное влияние оказывает и сопутствующее изменение плотностных характеристик коры или мантии. Во время существования аномальной коры или мантии (с расплавом) на поверхности Земли обычно наблюдается вулканизм.

Глава 13

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ КАМЧАТКИ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Развитие современных геотектонических концепций существенным образом зависит от выяснения природы активных континентальных окраин. Эта проблема решается прежде всего исследова-

ниями динамики современных процессов, но не менее важно изучение геологической истории активных окраин континентов, основные закономерности которой остаются объектом дискуссии. В этом отношении наиболее интересны две группы вопросов. Первая связана с обсуждением общей направленности развития переходных зон: ведет ли оно к росту континентов или к экспансии океана. Вторая группа вопросов связана со стадийностью этого процесса.

Современный облик активных окраин определяется устойчивым сочетанием глубоководных желобов, вулканических дуг и во многих случаях краевых морей. Но всегда ли переходная зона состояла из этих элементов? Или на более ранних этапах развития ее тектонический режим отличался от современного? Если так, то был ли он сопоставим с другими современными тектоническими режимами? Или же, наконец, для его адекватного описания униформистский подход недостаточен и следует говорить о режимах, в принципе отличающихся от современных, и прежде всего о геосинклинальном режиме?

Вопросы направленности и стадийности развития активных континентальных окраин тесно связаны и решаются на одних и тех же объектах, в первую очередь там, где в достаточной мере вскрыт фундамент современных вулканических поясов — наиболее ярких надводных элементов переходной зоны. В пределах СССР к такого рода объектам принадлежит прежде всего Камчатка.

Структура Камчатки на большей части ее территории обладает четкой этажностью, обусловленной крупными несогласиями (рис. 45). Эта этажность облегчает выявление естественной периодизации геологической истории полуострова. Важным дополнительным критерием являются рубежи, на которых происходит резкая смена формаций, как правило, совпадающие со структурными несогласиями.

Используя эти критерии, геологическую историю Камчатки можно разделить на пять стадий, не равных по своему объему и значению. К первой стадии, по длительности и насыщенности событиями резко превышающей все последующие, вместе взятые, относится время формирования метаморфических комплексов Срединного и Ганальского хребтов и Хавывенской возвышенности, образующих нижний структурный этаж Камчатки. Длительная и многофазная эволюция этих комплексов продолжалась с докембрия до начала мезозоя и к середине мела была в основных чертах закончена. Вторая стадия охватывает поздний мел — время быстрого накопления мощных и разнообразных морских терригенных и кремнисто-вулканогенных комплексов. На границе мела и палеогена почти вся Камчатка была охвачена интенсивной складчатостью и надвигообразованием, отделяющими вторую стадию от третьей, раннепалеогеновой, когда на западе полуострова формируются молассовые и наземно-вулканогенные толщи, а на востоке возобновляется подводный базальтовый вулканизм. С началом четвертой стадии, в олигоцене, наземный вулканизм

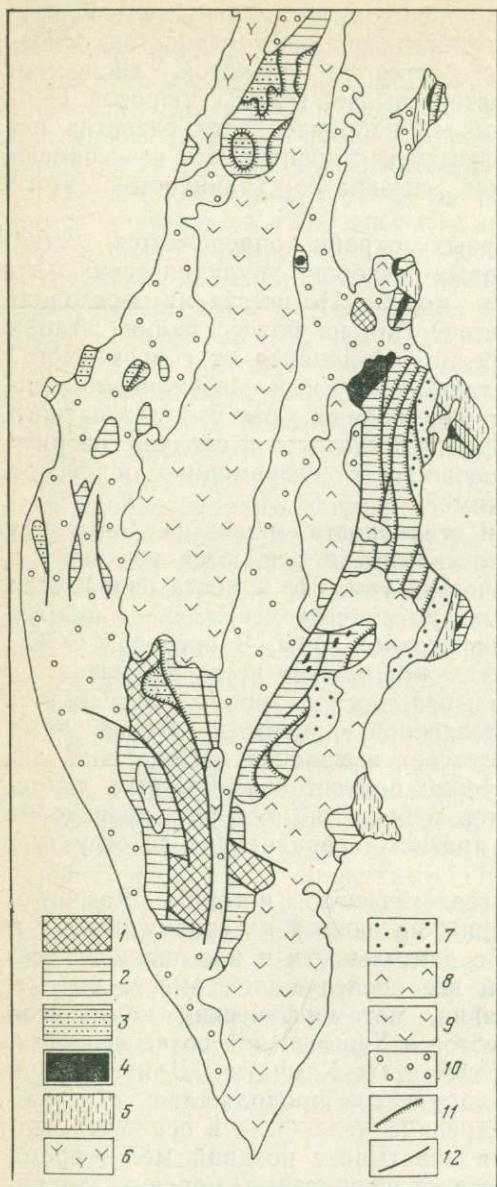


Рис. 45. Схема геологического строения Камчатки.

1 — нижний структурный этаж, доверхнемеловой метаморфический фундамент; 2—4 — средний структурный этаж, верхнемезозойские, преимущественно верхнемеловые комплексы; 2 — терригенные формации, 3 — кремнисто-вулканогенные габбро-гипербазитовые массивы; 4 — альпинотипные массивы; 5—10 — верхний структурный этаж, кайнозойские комплексы: 5 — подводно-вулканогенные формации нижнего подэтажа (палеоцен — эоцен), 6 — наземно-вулканогенные формации нижнего подэтажа (кин-кильская свита Западной Камчатки), 7 — средний подэтаж (олигоцен-миоценовые формации Тюшевского прогиба), 8 — верхний подэтаж (плиоцен-четвертичные вулканы Восточно-Камчатского пояса), 9 — средний и верхний подэтажи нерасчлененные (олигоцен-четвертичные вулканы Центрально-Камчатского пояса и Южной Камчатки), 10 — верхний структурный этаж нерасчлененный (осадки Западно- и Центрально-Камчатского прогибов); 11 — надвижки; 12 — прочие разрывы

сосредоточивается в области Срединного хребта, протягиваясь отсюда в юго-восточную часть полуострова. К западу и востоку от этого пояса идет накопление относительно мелководных, преимущественно терригенных комплексов. В предплиоценовое время Камчатка вновь охватывается процессами складчатости, но крупные надвижки формируются только вдоль границы Восточно-Камчатского антиклинория и Тюшевского прогиба. На пятой стадии, в

плиоцене, субаэральный вулканизм, не прекращаясь в Срединном хребте, распространяется и на Восточную Камчатку, образуя новый вулканический пояс, активный и по сей день.

Эта стадийность положена в основу дальнейшего рассмотрения истории Камчатки.

Природа комплекса основания. Вначале следует кратко коснуться допозднемеловой истории Камчатки, которая неоднократно рассматривалась в литературе, хотя и не была объектом наших исследований. Если говорить о тех метаморфических комплексах, которые образуют крупные выходы, то к настоящему времени сформировались две основные точки зрения на их происхождение. М. С. Марков (1975 г.) предполагает, что это главным образом меланократовые (океанические) комплексы, которые в Срединном хребте подверглись глубокой гранитизации, в то время как в Ганальском хребте и на Хавывенской возвышенности в значительной мере сохранили свой первичный состав. Противоположной точки зрения придерживаются А. Ф. Марченко и А. И. Ханчук и Л. Л. Герман, которые подчеркивают сиалический состав наиболее древних метаморфических комплексов Камчатки. Компромиссная гипотеза была выдвинута В. И. Шульдинером в 1982 г., выделившим на Камчатке два типа метаморфического фундамента: сиалический (Срединный и Ганальский хребты) и мафический (Хавывенская возвышенность); последний, несмотря на меланократовый состав, считается им континентальным. Все эти исследователи согласны в том, что ко второй половине мела на участках выходов метаморфических пород была сформирована мощная и гетерогенная кора, существенным образом отличающаяся от коры океанических котловин.

Остается лишь вопрос, насколько такая кора характерна для остальной территории полуострова вне крупных выходов метаморфид. К этому вопросу есть два подхода. Большинство исследователей полагает, что метаморфиды — это выступы основания, которым подстилается вся или почти вся Камчатка. Так, в частности, интерпретируются данные ГСЗ С. Т. Балестой, А. А. Поповым и другими геофизиками. Однако ряд геологов относит к основанию Камчатской складчатой области офиолитовые, а точнее, габбро-гипербазитовые массивы, как правило приуроченные к крупным надвигам. Крупные массивы метаморфических пород должны в этом случае рассматриваться как микроконтиненты среди того океана, с которого началось развитие меловых структур Камчатки.

Проблема офиолитов Камчатки достаточно сложна и заслуживает отдельного рассмотрения. Во-первых, офиолиты Камчатки отнюдь не являются стратифицированными комплексами с гипербазитами в основании и радиоларитами в кровле. Обычно это массивы серпентинитов, окруженные и рассеченные зонами меланжей и прорванные амфиболлизированными габброидами. В виде крупных блоков в меланжах отмечаются параллельные дайки. Эти дайки, так же как и наиболее древние базальты в толщах,

вмещающих массивы, по своей петрохимии близки к базальтам островных дуг. Во-вторых, для некоторых ультраосновных массивов В. К. Ротманом и Б. А. Марковским, а также В. А. Селиверстовым доказывается связь с ультраосновными вулканитами, залегающими в середине мелового разреза, и эти массивы, вероятно, являются перемещенными по надвигам интрузиями. Внедрение большей части габбро и гипербазитов скорее всего связано с формированием меловых вулканических поясов и сопряженных с ними локальных раздвигов, хотя часть массивов может принадлежать и комплексу основания.

Крупные массивы метаморфических пород Камчатки не могут рассматриваться как микроконтиненты, так как при этом нельзя объяснить однородную северо-западную ориентировку внутренних структур во всех трех выступах. Наоборот, это легко объяснить, если все три выхода являются частями единого блока доверхнемеловых метаморфических пород, в целом имеющего континентальную или субконтинентальную природу.

Позднемеловая эвгеосинклиналь Камчатки. В размещении верхнемеловых формаций Камчатки известна четкая зональность: на западе полуострова резко преобладают терригенные серии, а на востоке развиты преимущественно вулканогенные и кремнисто-вулканогенные. Эти зоны протягиваются на север, в южную часть Корякского нагорья, где установлено, что терригенный и кремнисто-вулканогенный комплексы в целом имеют одинаковый возраст, отвечающий всему верхнему мелу, а местами и самой верхней части нижнего. Микропалеонтологическое обоснование такого возраста содержится в работах Л. В. Василенко и В. С. Вишневской¹.

Анализ состава и мощностей верхнемеловых формаций показывает их резкие отличия как от океанических комплексов, так и от формаций островных дуг и краевых морей [36, 37]. Вместе с тем этот анализ позволяет представить основные черты палеогеографии второй половины мела (рис. 46, а). Приведенная схема должна рассматриваться как сильно генерализованная, так как более подробному восстановлению палеогеографии препятствуют отсутствие детальной биостратиграфической основы и многочисленные надвиги, суммарная амплитуда которых еще не известна.

¹ Ранее предполагалось, что на Камчатке терригенный комплекс (лесновская и кихчикская серии) согласно перекрывается кремнисто-вулканогенным (ирунейской серией). Наши наблюдения в северной части Срединного хребта показали, что в действительности они разделены региональным надвигом. На юге Срединного хребта в верхней части терригенного комплекса (хозгонской свите) нами, совместно с Ю. Н. Разницыным и А. Е. Шанцером найдены верхнекампанские радиолярии (определения В. С. Вишневской), что доказывает одинаковый возраст по крайней мере верхов терригенного и кремнисто-вулканогенного комплексов. Учитывая полученные Ю. Н. Разницыным и др. 1983 г. данные о докампанском возрасте некоторых кремнисто-вулканогенных свит Восточной Камчатки, следует полагать, что и на Камчатке, также как и в Корякском нагорье, терригенный и кремнисто-вулканогенный комплексы в целом имеют одинаковый возраст.

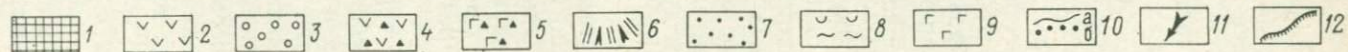
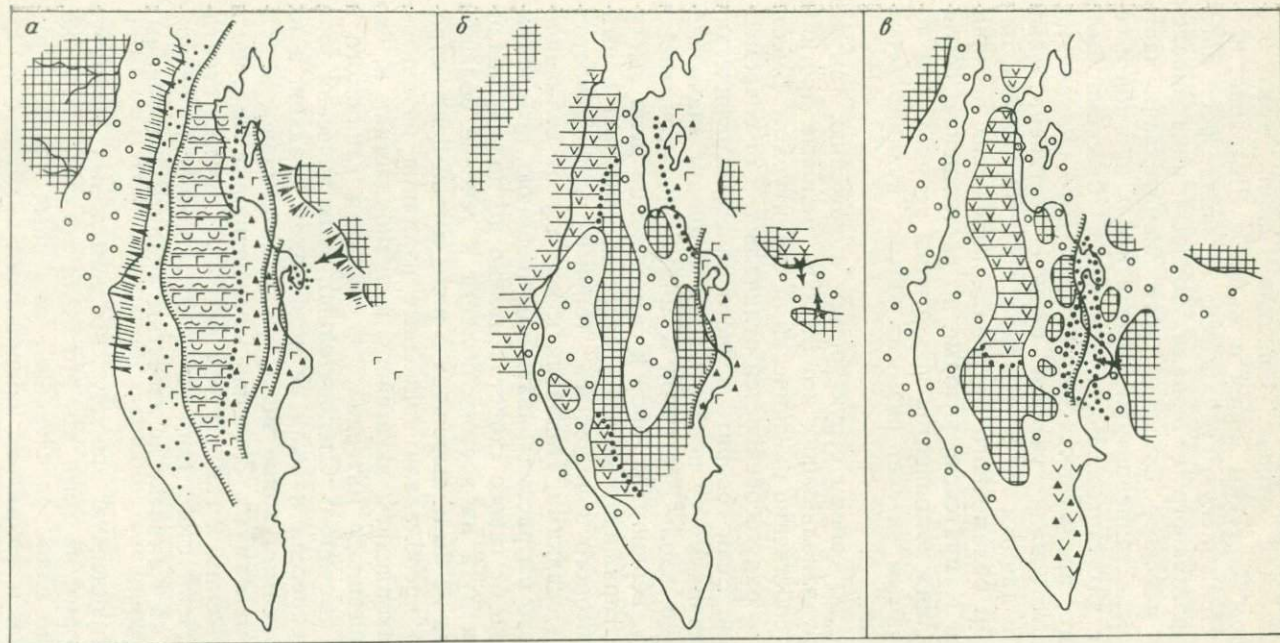


Рис. 46. Схемы палеогеографии Камчатки во второй половине позднего мела (а), в эоцене (б) и в олигоцен-миоцене (в).
По А. Е. Шанцеру и М. Н. Шапиро (1984 г.) с изменениями.

1 — невулканическая суша; 2 — наземный вулканизм; 3 — относительно мелководное (шельфовое) море; 4 — преимущественно андезитовый вулканизм в мелководных условиях; 5 — преимущественно базальтовый вулканизм в мелководных условиях; 6 — предполагаемое положение континентального склона; 7 — глубокое море с преобладанием терригенного осадконакопления; 8 — накопление кремней и тонкообломочных туфов; 9 — базальтовый вулканизм в глубоководных условиях; 10 — границы: а — суши, б — разнофациальных зон в море и на суше; 11 — направление сноса терригенного материала; 12 — надвиг (в современной структуре)

Тем не менее ясно, что во второй половине мела на Камчатке господствовали обстановки открытого, относительно глубоководного моря, и лишь в конце этого времени на востоке появились небольшие вулканические острова. Западная граница этого бассейна проходила под Охотским морем и заливом Шелихова, продолжаясь далее в Пенжинскую губу. Здесь, на западе располагались источники терригенного материала, который накапливался в западной части морского бассейна, хотя значительная часть этого материала могла транспортироваться и вдоль прогиба с северо-востока или с юго-запада. Восточная часть бассейна была ареной интенсивного, преимущественно базальтового вулканизма. Еще восточнее существовали участки суши с континентальным строением коры. По данным М. Н. Шапиро и М. Ю. Хотина, они являлись источником обломочного материала пикежских песчаников на полуострове Камчатском, которые по соотношению основных породообразующих компонентов аналогичны терригенным породам, сформированным за счет размыва кислых вулканоплутонических комплексов.

Таким образом, по своему структурному положению, так же как и по характеру заполняющих комплексов, меловые прогибы Камчатки не были собственно океаническими структурами. Вместе с тем эта область по ряду особенностей отличалась и от современных переходных зон. Если говорить о чисто палеогеографических признаках, эти отличия могут показаться не слишком значительными. Действительно, вдоль Восточной Камчатки вырисовывается вулканическая дуга, вершины которой в самом конце мела выступали над водой, отгораживая морской бассейн, западная приматериковая часть которого заполнялась терригенными, а восточная — туфогенными осадками. Поднятия к востоку от вулканической дуги можно было бы рассматривать как внешнюю, невулканическую дугу. Однако от такого сходства далеко до полной аналогии. Вулканическая дуга на востоке области в течение большей части позднего мела не была выражена в виде четкой цепи островов, и здесь резко преобладали подводные излияния базальтов, чередующиеся с накоплением аквагенной вулканокластики и, что очень важно, терригенного материала, в основном глинистого и в меньшей степени песчаного. Следовательно, вулканическая зона располагалась в депрессии и была не источником осадков, а их ловушкой. Даже в самом конце мела, когда интенсивность вулканизма достигла максимума, он лишь компенсировал быстрое и непрерывное погружение, в связи с чем здесь нет четких стратиграфических несогласий, столь типичных для кайнозойских островных дуг. Наконец, на Камчатке не известны аналоги современных глубоководных желобов.

Оценивая тектоническую породу позднемеловых структур Камчатки, мы исходим из того, что это были крупные глубокие, хотя и относительно слабо расчлененные линейные прогибы, выполненные мощными и фашиально изменчивыми кремнисто-вулканическими, аспидными и флишевыми сериями, которые сразу

после своего накопления подверглись интенсивной деформации с образованием складчатой области. С этой точки зрения, разделяемой большинством исследователей, Камчатка во второй половине мела была типичной эвгеосинклинальной зоной. Эта зона по своим формациям и палеографии существенным образом отличалась как от океанических структур, так и от современных систем дуга—желоб, и дать ей актуалистическую, а точнее униформистскую интерпретацию достаточно трудно.

Актуалистическая трактовка геосинклиналей часто основана на геохимических данных. Дж. Пирсом, Б. Г. Лутцем, Б. Н. Пискуновым и другими исследователями показано, что современные эффузивы континентов, океанов и переходных зон обладают статистически значимыми химическими различиями. Эти различия используются для классификации древних эффузивов, что и служит основой для актуалистической интерпретации истории тех складчатых зон, к которым эти эффузивы приурочены. Легко показать, что в одних меловых формациях Камчатки преобладают базальты, близкие к океаническим, а в других — эффузивы, близкие к породам современных островных дуг. Этот факт важен для реконструкции глубинных условий под отдельными структурными зонами геосинклиналей, но вряд ли достаточен для проведения полной аналогии между режимами этих зон и таких современных структурных элементов, какими являются океаны и островные дуги. Даже на петрохимическом уровне выявляются определенные различия между современными эффузивами и геосинклинальными породами Камчатки. Одно из наиболее общих различий видно на диаграмме, предложенной Б. Н. Пискуновым (рис. 47). Им на большом статистическом материале была выведена линейная дискриминантная функция, очень четко разделяющая поля современных и новейших эффузивов островных дуг, с одной стороны, и эффузивов современных океанов — с другой. Если нанести плотности распределения точек на эту диаграмму, то графику функции соответствует глубокий минимум, не оставляющий сомнений в дискретности распределения составов современных эффузивов океанов и их окраин. Если же говорить о верхнемеловых эффузивах Камчатки, то хотя средние значения составов современных пород «океанической» и «островодужной» ассоциаций, несомненно, различны, поля этих ассоциаций не разделяются минимумом, а их наложение, наоборот, создает дополнительные максимумы в той зоне, где проходит график функции, дискриминантной для современных ассоциаций. В сущности та же картина наблюдается и на диаграммах Дж. Пирса, где максимум концентрации фигуративных точек приурочен к границе океанического и островодужных полей. На диаграммах K-Ti (рис. 47, А) также не видно четкого проявления тех трендов, которые, по Б. Г. Лутцу [20], характерны для современных эффузивов. Следует еще раз подчеркнуть, что эта разница выявляется уже на петрохимическом уровне; более целенаправленное изучение геосинклинальных вулканитов с привлечением большего числа объектов позволит в дальнейшем

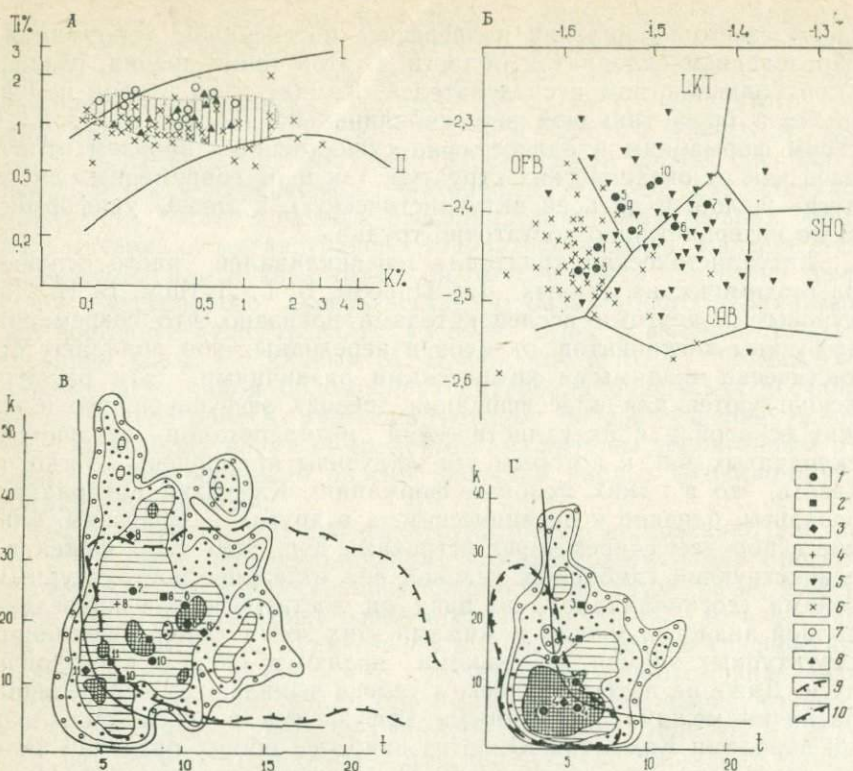


Рис. 47. Сравнение составов меловых геосинклинальных эффузивов Камчатки с породами океанов и островных дуг.

А — диаграмма К—Тi. I и II — тренды базальтов океанов и островных дуг [20]. Заштриховано поле базальтов нижней подсвиты ирунейской свиты Срединного хребта (по 23 анализам); Б — диаграмма Дж. Пирса (1969 г.). OFB, LKT, CAB, SHO — поля базальтов океанов, низкокальциевых толеитов островных дуг, базальтов известково-щелочной серии и базальтов шошонитовой серии; В—Г — диаграммы Б. Н. Пискунова (1977 г.) для геосинклинальных меловых эффузивов Камчатки в формациях «островодужного» (В) и «океанического» (Г) типов. Плотности распределения нанесены по 203 анализам для «островодужных» и 154 анализам для «океанических» ассоциаций. 1—4 — средние составы: 1 — базальтов, 2 — андезито-базальтов, 3 — андезитов и андезито-дацитов, 4 — дацитов и липаритов; 5—8 составы базальтов: 5 — халицкой свиты, 6 — ветловской свиты, 7 — хозгонской свиты и лесновской серии, 8 — африканской серии; 9—10 — границы полей эффузивов: 9 — Курило-Камчатской дуги, 10 — Тихого океана. 1—11 — средние составы пород: 1 — хозгонской свиты и лесновской серии, 2 — нижней подсвиты ирунейской серии, 3 — ветловской свиты хр. Кумроч, 4 — ветловской свиты о. Карагинского, 5 — африканской серии (по М. Ю. Хотину, 1976 г.), 6 — халицкой свиты осевой зоны хр. Кумроч, 7 — валагинской серии (по В. А. Селиверстову, 1978 г.), 8 — верхней подсвиты ирунейской серии, 9 — свиты мыса Каменистого (по С. А. Хубуная, 1984 г.), 10 — средней подсвиты ирунейской серии, 11 — халицкой свиты юго-восточной части хр. Кумроч

систематизировать эти отличия, выделив в них наиболее общие черты.

Если обратиться к конкретным меловым формациям Камчатки, то увидеть аналогию с современными вулканогенными ассоциациями зачастую еще труднее. В первую очередь это относится к формациям «океанического» типа. Так, базальты хозгонской свиты и лесновской серии (западные склоны Срединного хребта) отличаются от океанических базальтов заметно более низким со-

держанием магния и повышенным — глинозема; это же относится и к базальтам низов ирунейской серии. В ветловской свите на Восточной Камчатке, базальты которой по ряду параметров наиболее близки к океаническим (см. рис. 47), содержится много пород среднего, а местами и кислого состава, которые по характеру зависимости железо-магниевого отношения от кремнезема относятся к известково-щелочному ряду. Средний состав базальтов африканской серии (полуостров Камчатский мыс) на диаграмме Дж. Пирса попадает в поле толентов островных дуг. Все эти толщи имеют большие мощности, сложены преимущественно осадочными и тонкообломочными вулканогенно-осадочными породами, и в фациальном отношении ни одна из них не может сопоставляться с океаническими комплексами.

Среди формаций островодужного типа некоторые, в частности хапицкая свита осевой зоны хр. Кумроч, в петрохимическом отношении аналогичны современным эффузивам островных дуг (см. рис. 47, В) и близки к островодужным ассоциациям в фациальном отношении. Другие, такие, как средняя часть ирунейской свиты и хапицкая свита на юго-востоке хр. Кумроч, фациально резко отличаются от островодужных комплексов, а эффузивы в них, хотя и близки к толентовым сериям островных дуг, на диаграмме Б. Н. Пискунова тяготеют к области, промежуточной между современными островодужными и океаническими ассоциациями. Для верхней части разреза валагинской серии (Валагинский хребет) характерны ультраосновные вулканы, отсутствующие или крайне редкие в современных островных дугах.

Из сказанного ясно, что хотя в состав поздне меловой геосинклинали Камчатки входили как зоны, по некоторым признакам близкие к островным дугам, так и зоны, более близкие к океаническим рифтам, в целом эта область мелового осадконакопления и вулканизма отличалась от современных переходных зон (и тем более океанов) не только в палеогеографическом и формационном отношении, но и определенными чертами состава вулканитов. Это также не позволяет давать ей чисто униформистскую трактовку и заставляет думать, что поздне меловой эвгеосинклинальный режим Камчатки обладал заметными отличиями от тектонических режимов современности. Самостоятельность этого режима подчеркивается и особенностями деформации меловых комплексов в результате складчатости и надвигаобразования, главный этап которых приходится на самое начало палеогена.

Тектонические деформации на границе мела и палеогена. Мы уже отмечали сложную тектоническую структуру меловых комплексов Камчатки. Она также обладает четкой зональностью (см. рис. 45, рис. 48). В Срединном хребте структура верхнего мела обусловлена прежде всего серией направленных к западу надвигов, которые разделяют выходы терригенных и кремнисто-вулканогенных комплексов, служат границами разнофациальных кремнисто-вулканогенных разрезов, а на юге отделяют хозгонскую и ирунейскую свиты от подстилающих метаморфитов. На севере

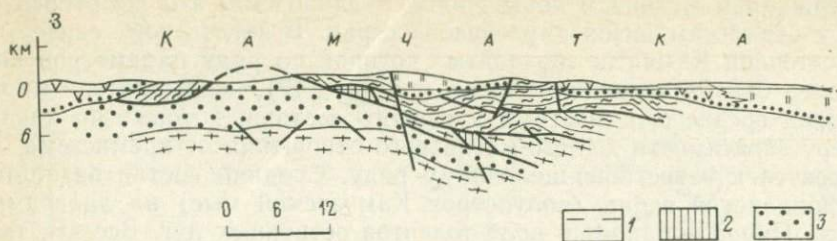
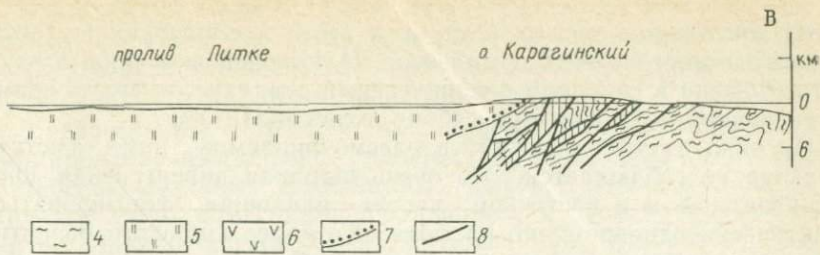


Рис. 48. Геологический профиль через

I — метаморфические породы фундамента; 2 — габбро и гипербазиты; 3—4 — верхнемеловые; 5 — терригенные; 6 — вулканогенные; 7 — подошва

хребта, в Лесновском поднятии, поверхности надвигов залегают, как правило, очень полого, но на юге, к востоку от выступа метаморфид, они значительно круче. Вдоль надвигов прослеживаются узкие, но иногда очень выдержанные зоны милонитов. Эта система надвигов является южным продолжением аналогичной тектонической системы, которая протягивается в Корякском нагорье от среднего течения р. Вывенки до правобережья р. Ильпи и резко срезается Беринговым морем. На Камчатке амплитуда перемещения по отдельным надвигам местами превышает 25 км, а суммарная амплитуда сокращения поперечника складчатой зоны во время складкообразования могла быть значительно больше. В северной части Срединного хребта наиболее молодые образования, охваченные этими движениями, вероятно, относятся к маастрихту, а наиболее древние толщи, перекрывающие систему надвигов, — к среднему эоцену (кинкийская свита). Таков же (с позднего мела до середины эоцена) возможный возрастной диапазон движений по этим надвигам в Корякском нагорье. На юге Срединного хребта ситуация более сложная: при том же общем возрастном диапазоне движений их первые фазы отделены от последних накоплением мощных континентальных конгломератов барабской свиты, возраст которой дискусионен (маастрихт или низы палеоцена?).

В восточных хребтах и на о. Карагинском в структуре меловых комплексов также доминируют надвиги, но крутые и направленные на восток, нередко сопряженные опрокинутыми на восток складками. В северной части хр. Кумроч установлены повторение одновозрастных частей разреза в серии тектонических чешуй и резкая смена фаций при переходе через надвиги. Суммарная амплитуда перемещений по этим разрывам в хр. Кумроч превышает 30 км. Надвиги восточных хребтов сформированы в результате нескольких этапов деформации, последний из которых относится к концу миоцена, однако основные подвижки по крайней мере в осевой зоне Восточно-Камчатского антиклинория произошли в начале палеогена. Еще восточнее, на полуостровах Камчатском и Кроноцком, вновь фиксируются надвиги конца мела — начала палеогена, но кинематика этих движений пока не ясна.



перешеек Камчатки и о. Карагинский.

вые комплексы: 3 — терригенные, 4 — кремнисто-вулканогенные; 5—6 — кайнозойские комплексы кайнозойских комплексов; 8 — разрывные нарушения

Главной системой структур, сформированной на Камчатке в самом начале палеогена, несомненно, была асимметричная дивергентная система надвигов Срединного и Восточного хребтов, прослеживающаяся в южную часть Корякского нагорья и имеющая общую протяженность свыше 1400 км при ширине 150—250 км с осевой зоной, примерно совпадающей с Центрально-Камчатской депрессией. Суммарная амплитуда перемещений по этим надвигам могла достигать многих десятков и даже первых сотен километров, причем движения происходили одновременно с надвигами в зоне восточных полуостровов и на севере Корякского нагорья, где, по данным С. В. Руженцева и др. (1982 г.), последние подвижки по надвигам также приходятся на конец мела — начало палеогена.

Вопросы динамики этих деформаций очень сложны. В современных переходных зонах тихоокеанского типа по площади резко преобладают зоны с относительным растяжением коры. Они доминируют на дне краевых морей, в пределах надводных частей островных дуг, в междуговых и преддуговых бассейнах, на океаническом склоне желоба и на краевых валах. Только в самой нижней части континентального склона желоба иногда фиксируются структуры, которые можно интерпретировать как складки и надвиги — признаки современного сжатия. В рамках тектоники плит предполагается, что здесь над зоной субдукции формируется «аккреционная призма» осадков, «содранных» по системе чешуйчатых надвигов с поддвигаемой океанической плиты. В связи с этим многие системы чешуйчатых надвигов по периферии Тихого океана стали рассматриваться как аккреционные призмы. Однако, во-первых, такой механизм формирования надвиговых зон налагает определенные ограничения на получаемые структуры. Поскольку в каждый данный момент времени надвиги формируются только в очень узкой зоне, то, чтобы создать широкую зону деформаций, процесс должен идти очень длительно, и возраст этих деформаций должен заметно омолаживаться в сторону океана. Во-вторых, так может образоваться только моновергентная зона относительно крутых структур. В-третьих, надвиги должны происходить главным образом в подводных условиях в относительно

слабо консолидированных осадках и вести к образованию хаотических олистостромовых комплексов. И, наконец, вся зона должна быть сложена в основном океаническими осадками и фрагментами их основания — базальтами, габбро и гипербазитами.

Ни одно из этих условий в рассматриваемой нами системе структур не соблюдается. Это очень широкая дивергентная зона, и в западной, и в восточной частях начавшая формироваться практически одновременно на фоне еще более широкого развития надвиговых нарушений во всем регионе. Олистостромы отмечаются, но отнюдь не являются наиболее характерным структурным элементом. Наконец, комплексы, вовлеченные в деформацию, существенно отличаются от океанических. Следовательно, рассматривать тектонические движения на границе мела и палеогена как закономерный результат развития структур типа современных островных дуг и краевых морей нет достаточных оснований.

В рамках тектоники плит эпизоды тектонического сжатия, охватывающие одновременно большие площади, обычно связываются со столкновениями крупных, относительно легких блоков. В частности, в последние годы детально разрабатывается гипотеза, согласно которой мезозойские складчатые пояса Северо-Американских Кордильер являются результатом многочисленных столкновений Северо-Американского континента с блоками различного генезиса и размера, которые транспортировались тихоокеанскими плитами с юга и юго-запада. Предполагается, что так же построены Япония и Дальний Восток СССР. С точки зрения этих представлений наиболее крупные надвиги являются сутурами, разделяющими совершенно разнородные блоки, формировавшиеся независимо друг от друга на расстояниях в сотни и тысячи километров.

На Камчатке наиболее резкой структурно-формационной границей является надвиг, отделяющий терригенные комплексы мела Западной Камчатки от развитых юго-восточнее разновозрастных кремнисто-вулканогенных толщ. Непосредственно картируемая амплитуда перемещения по этому надвику превышает местами 25 км, а приуроченные к нему пластины габброидов и зеленых сланцев указывают на глубинный характер нарушения. Можно ли этот надвиг рассматривать как результат «захлопывания» океанического бассейна, некогда разделявшего Западную и Центральную Камчатку, а в столкновении этих блоков видеть причину тектонических деформаций начала палеогена? Такому объяснению противоречит ряд обстоятельств. Метаморфические породы южной части Срединного хребта, являющиеся фундаментом терригенных серий Западной Камчатки, по данным Г. Б. Флёрова и А. В. Колоскова, прорваны габбро-пироксенитовыми интрузиями, комагматичными вулканитам кирганикской свиты (верхней части кремнисто-вулканогенного комплекса). Этим доказывается общность фундамента обеих зон, что не позволяет рассматривать Западную и Центральную Камчатку как два изолированных блока, не связанных между собой до столкновения и образования надвигов. Еще

меньше оснований для выделения на Камчатке каких-либо других столкнувшихся блоков, чтобы объяснить этим надвигообразование и складчатость самого начала палеогена.

Дивергентный характер деформаций и одновременность их формирования на больших площадях характерны для многих элигеосинклинальных складчатых поясов. Происхождение этих структур часто объясняется сближением и столкновением континентов. Однако пример Камчатки показывает, что такое объяснение не всегда возможно. Вероятно, эти структуры связаны не столько с внешним сжатием прогибов, сколько с глубинными процессами под самой складчатой зоной и, следовательно, с геосинклинальной ее предысторией. Вместе с тем значительные масштабы сокращения коры во время надвигообразования заставляют искать структуры растяжения, компенсирующего этот процесс, а это неизбежно приводит к выводу, что блоки, ограничивающие складчатую зону, также должны были испытывать относительно горизонтальные перемещения.

Соотношение геосинклинального и орогенного режимов с режимом островной дуги в кайнозое. Складчатость и надвигообразование самого начала палеогена привели к формированию суши почти на всей территории Камчатки. Во всяком случае там, где нам хорошо известна нижняя граница палеоцен-эоценовых толщ, в их основании, как правило, фиксируются перерыв и в большинстве случаев структурное несогласие, хотя самые нижние горизонты палеогена местами согласно надстраивают меловой разрез. Эта обширная суша просуществовала недолго — на большей части Камчатки поднятия быстро сменились нисходящими движениями. Однако эти движения не были столь интенсивны, как в меловое время, а главное — более дифференцированы, и наряду с обширными прогибами в палеогене и миоцене на Камчатке существовали хорошо выраженные и относительно устойчивые внутренние тектонические и вулканические поднятия, служившие главным источником осадочного материала, который полностью или почти полностью компенсировал прогибание окружавших эти поднятия бассейнов. В результате этого накапливались мелководно-морские молассоидные серии и синхронные им наземно-вулканогенные формации. Эти комплексы повсеместно залегают с резким несогласием на более древних породах, а сами, как правило, дислоцированы значительно слабее и лишь локально вовлечены в образование складок и чешуйчатых надвигов.

Сочетание моласс с наземно-вулканогенными формациями, залегающими выше главного несогласия, характерно для орогенных комплексов, в связи с чем кайнозойский тектонический режим региона мог бы в целом рассматриваться как орогенный, однако особенности этого режима не исчерпываются таким определением. Кроме того, как указано в начале главы, в кайнозойском развитии Камчатки можно выделить три стадии, на каждой из которых тектонический режим имел определенную специфику.

На первой, нижнепалеогеновой стадии (см. рис. 46, б) наиболее ярко проявилась неоднородность складчатой области. Если на Западной Камчатке и на склонах Срединного хребта накапливались типичные молассы, а вдоль северо-западного побережья в эоцене формировался первый на Камчатке пояс субаэральных вулканитов липарит-андезит-базальтового состава, то на крайнем востоке Камчатки после небольшого перерыва возобновилось накопление мощных подводно-вулканогенных толщ существенно базальтового состава. Эти толщи по главным своим признакам близки к некоторым верхнемеловым комплексам. Так же, как и меловые формации, они коренным образом отличаются от океанических образований. Более того, как показано в работах М. Н. Шапиро, к востоку от побережья Камчатки в это время еще существовали участки суши, поставляющие обломочный материал на Камчатку и Командорские острова.

На переходе ко второй стадии в начале олигоцена происходит прежде всего полная перестройка вулканических зон. Вулканизм прекращается как на западе, так и на востоке Камчатки, сосредотачиваясь в зоне Срединного хребта и протягиваясь отсюда на юго-восток полуострова (см. рис. 46, в). За пределами вулканического пояса идет накопление не постоянных по мощности мелко-водно-морских, преимущественно молассоидных серий, и лишь в осевой зоне Тюшевского синклинория на востоке Камчатки молассы частично замещаются флишем.

Как показано А. С. Арсановым в 1978 г. на Кроноцком полуострове и еще восточнее в олигоцене существовала устойчивая выровненная суша, окаймленная с запада зоной литоральных фаций и поставляющая материал для формирования угленосных прослоев. Судя по сокращению мощностей и появлению краевых несогласий в отложениях Тюшевского прогиба, это поднятие сохранилось до середины миоцена, с него поступал обломочный материал, в том числе метаморфические породы, граниты и кислые эффузивы. Массивы суши существовали и на месте Командорской котловины Берингова моря, а материалом их размыва сложены олигоценовые буяновские конгломераты на о. Беринга. Хотя по данным глубоководного бурения начиная с олигоцена фиксируется погружение возвышенности Обручева, а в Командорской котловине к верхнему олигоцену относятся толеитовые базальты, подстилающие осадочную толщу, палеогеографическая обстановка к востоку от Камчатки в это время еще существенно отличалась от современной. Здесь должны были существовать структуры с континентальным строением коры. Это важно для понимания тектонической позиции Центрально-Камчатского вулканического пояса. Большинство исследователей справедливо рассматривает его как прямое продолжение олигоцен-миоценового пояса вулканитов Больших Курил. Но не следует забывать, что в это время между вулканами Срединного хребта и границей Тихого океана располагался сложный комплекс структур неокеанической природы, а расстояние от вулканической оси до границы с

океаном, сейчас превышающее 350 км, в то время было еще больше.

Последняя крупная перестройка структуры Камчатки происходит на границе миоцена и плиоцена. Она слабо коснулась Срединного хребта, где формационный облик вулканогенных комплексов в целом не меняется и где эта граница часто проходит внутри единых серий. На Восточной Камчатке к этому уровню приурочен ряд крупных событий. Происходит интенсивнейшая складчатость в Тюшевском прогибе, частично охватившая меловые и нижнепалеогенные образования на восточных склонах Восточного хребта и приводящая к обновлению старых и формированию новых чешуйчатых надвигов с восточной вергентностью. Сразу же по окончании складчатости вдоль южной части хребта закладывается Восточно-Камчатский вулканический пояс, через Южную Камчатку соединяющийся с Курильской дугой, а на севере продолжающийся в Центрально-Камчатскую депрессию. Морские бассейны отступают с территории полуострова, испытывающего общее поднятие. Но главные события плиоцен-четвертичного времени связаны не с самой Камчаткой, а с окружающими ее акваториями, где происходят крупноамплитудные и катастрофически быстрые опускания. К структурам, где эти процессы зафиксированы с полной достоверностью, относятся континентальный склон Камчатки (до 3,5 км, по данным Н. И. Селиверстова), центральная часть Охотского моря (0,5—1,5 км), хр. Ширшова в Беринговом море (1—1,5 км, согласно Ю. П. Непрочнову и др.). Приводятся убедительные данные в пользу крупных новейших опусканий океанического вала Зенкевича, Южно-Курильской и Командорской глубоководных котловин (по данным В. Ф. Остапенко, К. Ф. Сергеева и др.). Есть, наконец, доказательства очень молодого возраста Курило-Камчатского желоба (данные Б. И. Васильева и др.). Поэтому не будет преувеличением сказать, что в целом современная морфоструктура Курило-Камчатского сегмента переходной зоны образовалась в плиоцен-четвертичное время, хотя отдельные элементы этой структуры были заложены раньше.

Таким образом, первую, раннепалеогеновую стадию кайнозойского развития Камчатки отличает одновременное накопление орогенных формаций и подводно-вулканогенных, существенно базальтовых толщ. Образование последних возобновилось на крайнем востоке полуострова, что позволяет говорить о сохранении (или возобновлении) здесь геосинклиального режима.

Последняя, плиоцен-четвертичная стадия отличается резким возрастанием контрастности общего рельефа переходной зоны, развитием быстрых опусканий и деструкции участков континентальной коры в пределах современных акваторий. На этой стадии Камчатка, а точнее ее южная половина приобретает почти все основные особенности системы дуга—желоб.

На промежуточной, олигоцен-миоценовой стадии часть структурных элементов унаследована от раннего палеогена (Западно-Камчатский прогиб), а другая является новообразованной. Из

этих элементов одни сохраняются и на последующей стадии (Центрально-Камчатский вулканический пояс), а другие заканчивают свое развитие в миоцене.

На примере Камчатки не подтверждается известная схема развития складчатой области от ранней, океанической стадии через промежуточную, островодужную к заключительной, орогенной, или континентальной. Типичная система дуга—желоб возникает здесь только на последней стадии развития. Неоднократно подчеркивалось, что структура современных систем этого типа наложена на структуру их основания. На Камчатке это наложение выражено в резком азимутальном несогласии в основании Восточно-Камчатского вулканического пояса и в срезании доплиоценовых структур западным склоном Курило-Камчатского желоба и Командорской котловины. Но в плиоцен-четвертичной структуре Камчатки не менее важны элементы, унаследованные от более ранних стадий кайнозойского развития. Сохраняется преобладание наземно-вулканогенных серий и молассоидов. Наследуются преобладающее северо-восточное простираение структур и некоторые крупные элементы структуры и прежде всего Центрально-Камчатский вулканический пояс. Часто это дает основание считать, что островодужная стадия в развитии Камчатки началась в олигоцене, хотя, как уже подчеркивалось, современная морфоструктура сформирована позднее. Во всяком случае разделение орогенного и островодужного режимов на Камчатке сопряжено с определенными трудностями.

В связи с этим следует обратить внимание на особенности режима кайнозойских колебательных движений на Камчатке. Если в большинстве складчатых поясов в процессе орогенного развития нижние морские и относительно тонкообломочные нижние молассы вследствие роста и объединения внутренних поднятий сменяются грубообломочными, в основном континентальными верхними молассаами, то на Камчатке (за пределами вулканических поясов) наиболее грубообломочные континентальные толщи приурочены к самым нижним горизонтам кайнозойского разреза (Западной Камчатки), а более высокие части молассового комплекса представлены главным образом морскими песчано-глинистыми и кремнисто-глинистыми толщами, и только в самом конце миоцена здесь вновь намечается преобладание континентальных толщ. Такая смена отражает не рост внутренних поднятий, а сокращение их площади и высоты. В значительной степени меняется и их природа: если на раннепалеогеновой стадии преобладают чисто тектонические поднятия, то позже их площадь заметно сокращается, и решающая роль переходит к поднятиям вулканическим, значительная часть которых структурно является перекомпенсированными прогибами, что было подчеркнуто А. Е. Шандером в 1983 г.

Таким образом, на территории Камчатки начавшееся в кайнозойское орогенное развитие отличалось заметным своеобразием и привело не столько к росту гор, сколько к погребению горного сооружения, возникшего на границе мела и палеогена. К настоящему

времени от этого сооружения остались небольшие по площади выходы меловых и домеловых пород. Следовательно, на кайнозойском этапе развития Камчатки погружения в целом по площади преобладали над поднятиями. Поэтому «обрушения» в акваториях, приведшие к созданию современной островодужной морфоструктуры региона, можно рассматривать как непосредственное развитие этой тенденции.

На тесную связь орогенного и островодужного режимов указывают, наконец, их соотношения вдоль простирания Курильских островов, Камчатки и Корякского нагорья. В этой системе типичной островной дугой являются Курилы, отделенные от материка глубокой безгранитной Южно-Охотской котловиной. Большая часть Корякского нагорья в кайнозое — это типичный ороген, где поднятия доминируют над прогибами, а в составе молассовых комплексов преобладают континентальные формации. Камчатка занимает промежуточное положение, что и нашло отражение в специфике ее кайнозойского развития. Отсутствие четких границ между этими тремя частями единой зоны подчеркивается непрерывным поясом кайнозойских вулканов, прослеживаемым от Хоккайдо через Большие Курилы и Срединный хребет Камчатки до верховьев р. Апуки в Корякском нагорье. Как известно, близкие соотношения существуют и в европейских альпидях, где типичные орогены по простиранию сменяются областями, по ряду параметров близкими к системе дуга—желоб. Таким образом, эпигеосинклинальные орогены и островные дуги это лишь крайние представители единого класса структур, которые могут постепенно сменять друг друга как по простиранию пояса, так и во времени, причем в последнем случае наиболее молодым членом эволюционного ряда являются именно островные дуги.

Несколько иначе выглядят на Камчатке соотношения геосинклинального и орогенного режимов. В течение раннего палеогена они также развиваются одновременно, сменяя друг друга в пространстве, но эта смена происходит резко вкрест простирания основных структур. Замещения геосинклинальных формаций орогенными по простиранию структур не наблюдается. Очень резко через складчатость или по крайней мере через поднятие и размыв происходит смена геосинклинального режима орогенным во времени. Вместе с тем, несмотря на несогласие в подошве орогенного комплекса, его внутренняя продольная зональность в какой-то мере наследует зональность геосинклинального этапа. Эта двойственность, вероятно, отражает общие свойства орогенного режима, который, как подчеркивает В. В. Белоусов, несмотря на свою самостоятельность, использует делимость литосферы, сформированную на геосинклинальном этапе.

Развитие Камчатского региона за последние 100 млн. лет. Изложенный выше материал позволяет считать, что тектоническая эволюция Камчатки за последние 100 млн. лет в самых общих чертах сводится к смене геосинклинального режима (K_2 — P_1) орогенным (P — N_1) с переходом последнего в режим островной

дуги (N_2-Q). В связи с этим встает вопрос, какова же была общая направленность этой эволюции?

В последние годы неоднократно предпринимались попытки интерпретировать историю Камчатки как процесс роста континента за счет необратимой переработки коры Тихого океана. Особое внимание обращалось при этом на миграцию субэаральных вулканических поясов. В частности, указывалось на смещение центров вулканической активности с Западной Камчатки в Срединный хребет в олигоцене и далее на восток в плиоцене как на свидетельство смещения границы океана и континента и связанной с этой границей сейсмофокальной зоны. Надо сразу указать, что миграция вулканических центров не подчиняется такой простой схеме. В олигоцене они смещаются не только на юго-запад в область Срединного хребта, но и на северо-восток в Пенжинский прогиб. В плиоцене происходит не перемещение, а расширение зоны вулканической активности с сохранением Центрально-Камчатского пояса, активного вплоть до голоцена. На юге полуострова в плиоцене наблюдается смещение вулканической оси не на восток, а в противоположном направлении — т. е. на запад. Но это лишь частные замечания. Миграция вулканических поясов к востоку указывала бы на такое же перемещение границы океана, если бы в пределах Камчатки можно было бы выделить кайнозойские окраинно-океанические структуры: глубоководные желоба и краевые валы, как это и предполагалось некоторыми исследователями, например Г. П. Авдейко (1974 г.). Однако приведенный выше анализ формаций и палеогеографии кайнозоя говорит о том, что начиная с самого раннего кайнозоя и, более того, со второй половины мела на крайнем востоке Камчатки формации резко отличались от океанических, а к востоку от современного побережья существовали участки суши.

Особые трудности возникают если, как это делается в тектонике плит, связывать палеосейсмофокальные зоны с крупномасштабной субдукцией океанической литосферы. Главная из них обусловлена пространственно-временными соотношениями кайнозойских вулканических поясов Камчатки с Алеутской островной дугой. Заложение этой дуги в палеоцене должно было «выключить» субдукцию к северу от нее. В связи с этим кайнозойские вулканические пояса Камчатки не должны были проследиваться в ее северную часть и тем более в Корякское нагорье. В действительности дело обстоит по-другому. Эоценовый континентальный вулканизм Западной Камчатки максимально проявился как раз в ее северной части. В олигоцене эта вулканическая зона распространяется еще дальше на северо-восток, в Пенжинский прогиб. Пояс неогеновых вулканитов прослеживается от Срединного хребта до верховьев р. Алуки, а достоверно установленные четвертичные вулканиты развиты на перешейке Камчатки, на восточном борту Пусторецкого прогиба. Формирование всех этих комплексов нельзя связывать и с самостоятельными центрами спрединга в Камандорской котловине, во-первых, потому, что такие центры

здесь неизвестны, а во-вторых, в силу единства вулканического пояса Срединного хребта в его южной и северной частях.

Таким образом, миграция поясов субаэрального вулканизма не дает прямых указаний на общее направление эволюции земной коры региона. Вероятно, важнее провести хотя бы качественное сравнение строения этой коры в начале и в конце рассматриваемого отрезка времени. При этом выяснится, что кора Камчатки приобрела континентальное строение задолго до начала рассматриваемого этапа, в то время как смежные с Камчаткой области с океаническим строением коры по крайней мере частично располагаются на месте континентальных структур. Таким образом, в самом первом приближении суммарный итог развития Камчатского сектора переходной зоны за последние 100 млн. лет сводится к частичной деструкции континентальной коры.

Однако этот процесс нельзя считать непрерывным и однопавленным. Позднемеловые геосинклинали были глубокими, часто некомпенсированными прогибами с преобладанием базальтового вулканизма. Кора в основании многих из них безусловно отличалась малой мощностью и, вероятнее всего, относительно меланократовым составом. Иными словами, по ряду параметров она была близка к океанической. Следовательно, заложение этих геосинклинальных прогибов было связано с утонением и частичной деструкцией ранее существовавшей мощной континентальной коры. Причины этого утонения могут быть различны. В настоящее время наиболее популярны представления о растяжении коры в основании эпиконтинентальных прогибов. Однако признаки значительного растяжения далеко не всегда очевидны. Е. В. Артюшков и М. А. Беэр в 1984 г. показали, что при формировании большинства геосинклинальных прогибов растяжение коры не превышало нескольких процентов ширины прогиба. Поэтому должны рассматриваться и альтернативные гипотезы, предполагающие утонение коры в связи с другими процессами: переходом базальтов в эклогит или с внедрением в нее ультраоснового мантийного материала [3]. Последний процесс на примере Корякско-Камчатского региона подтверждается выявлением широкого распространения геосинклинальных ультраосновных вулканитов.

На Камчатке утонение и частичная деструкция континентальной коры при заложении геосинклиналей в какой-то мере начали компенсироваться осадконакоплением и вулканизмом в позднем мелу, но коренные изменения произошли только в самом начале палеогена, когда благодаря интенсивным движениям по серии дивергентно направленных надвигов кора Камчатки вновь резко увеличила свою мощность, что привело к общему подъему территории, размыву дислоцированных меловых толщ и локальному повторному вскрытию комплекса основания.

Последующая дифференциация рельефа отражает локальные изменения в мощности, составе и тепловом режиме коры и верхних горизонтов мантии под орогенной областью. Преобладание медленных опусканий в какой-то мере может объясняться нагруз-

кой вулканитов и осадков, источником которых были интенсивные, но относительно узкие зоны вулкано-тектонических поднятий. Однако на Восточной Камчатке опускания могли быть связаны и с новым утонением коры. Еще восточнее в отдельных зонах могли формироваться участки типичной океанической коры, с сохранением реликтов континентальных структур.

Процессы дифференциации коры резко усиливаются в плиоцене, когда почти вся Камчатка вовлекается в поднятие, а области к востоку от нее — в быстрое погружение. Этот недавно начавшийся и, вероятно, еще не закончившийся процесс и определяет на сегодня общий итог развития — разрастание океанических областей и деструкцию континентальных.

Современная глубинная структура и динамика тектонических процессов на Камчатке определяются ее положением на границе крупнейших планетарных неоднородностей тектоносферы: Евразийского материка и Тихого океана. Обособление этих неоднородностей, по мнению большинства исследователей, произошло очень давно и уж бесспорно до позднего мела, с которого мы начали рассмотрение геологической истории Камчатки. Тем не менее анализ этой истории за последние 100 млн. лет показывает, что тектонический режим в зоне перехода от континента к океану менялся весьма значительно. Поскольку тектонический режим отражает особенности глубинной динамики, мы можем полагать, что несмотря на древность заложения и длительность существования крупнейших неоднородностей планеты — материков и океанов, условия и процессы на их активных границах не являются стационарными, а испытывают геологически быструю эволюцию, которая отнюдь не сводится только к перемещению самой границы. Это обстоятельство необходимо учитывать при выработке общих геодинамических моделей развития тихоокеанских переходных зон.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемьев М. Е.* Изостазия территории СССР. М., Наука, 1975, 215 с.
2. *Белоусов В. В.* Эндогенные режимы материков. М., Недра, 1978, 232 с.
3. *Белоусов В. В.* Переходные зоны между континентами и океанами. М., Недра, 1982, 150 с.
4. *Белоусов В. В., Павленкова Н. И.* Типы земной коры. — Геотектоника, 1985, № 1, с. 3—14.
5. *Борисов Б. А., Рейснер Г. И., Шолто В. Н.* Выделение сейсмоактивных зон в альпийской складчатой области (по геологическим данным). М., Наука, 1975, 139 с.
6. *Борисов Б. А., Рогожин Е. А.* Кумдагское землетрясение 14 марта 1983 г.: материалы геологического изучения. — Докл. АН СССР, 1984, т. 277, № 1, с. 157—161.
7. *Вещественная природа астеносферного слоя под древними платформами*/Б. Г. Луцц, А. С. Павленко, Э. И. Пополитов и др. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 840—845.
8. *Геншафт Ю. С.* Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М., Наука, 1977, 208 с.
9. *Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я.* Особенности проявления базальтоидного вулканизма во внутриконтинентальных тектонических структурах. — Докл. АН СССР, 1984, т. 275, № 3, с. 688—691.
10. *Гзовский М. В.* Основы тектонофизики. М., Наука, 1975, 536 с.
11. *Гончаров М. А.* Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М., Недра, 1979, 246 с.
12. *Горячев А. В.* О строении и структурном положении Урало-Оманской зоны глубинных разломов. — Геотектоника, 1980, № 1, с. 56—71.
13. *Горячев А. В.* О сейсмотектонике пограничных районов Ирана и Афганистана. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1983, № 3, с. 28—43.
14. *Добрецов Н. Л.* Глобальные петрологические процессы. М., Недра, 1981, 233 с.
15. *Ермаков В. А., Милановский Е. Е., Таракановский А. А.* Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки. — Вести. МГУ, Геология, 1974, № 3, с. 3—20.
16. *Земная кора и история развития Черноморской впадины.* Отв. ред. Ю. Д. Буланже. М., Наука, 358 с.
17. *Коган С. Д.* Об особенностях строения мантии Земли. — Изв. АН СССР, Физика Земли, № 5, с. 3—17.
18. *Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое.* Отв. ред. М. Л. Сомин. М., ИФЗ АН СССР, 1981, 177 с.
19. *Лебедева Н. Б.* Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливаша. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 31—43.
20. *Луцц Б. Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1975.
21. *Малич Н. С.* Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М., Недра, 1975.
22. *Маракушев А. А.* Петрогенезис и рудообразование. М., Наука, 1979, 260 с.
23. *Методика составления прогнозной карты сейсмического районирования территории Народной Республики Болгарии*/Ек. Бончев, В. И. Бунз, Ю. Карагюлева и др. — В кн.: Оценка сейсмической опасности. Вопросы инженерной сейсмологии. М., 1983, вып. 24, с. 3—35.

24. *Палеозойский гранитоидный магматизм* Центрально-Азиатского складчатого пояса/А. Н. Леонтьев, Б. А. Литвиновский, С. П. Гаврилова и др. Новосибирск, Наука, 1981, 399 с.

25. *Рейснер Г. И.* Геологические методы оценки сейсмической опасности. М., Недра, 1980, 173 с.

26. *Рогожин Е. А.* Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М., Наука, 1977, 97 с.

27. *Рогожин Е. А., Яковлев Ф. Л.* Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа. — *Геотектоника*, 1983, № 3, с. 87—98.

28. *Салтыковский А. Я., Генштафт Ю. С.* Мантия и вулканизм юго-востока Монголии. М., ИФЗ АН СССР, 1984, 202 с.

29. *Сомин М. Л., Видяпин Ю. П.* Складки ранней генерации в породах лабинской серии Большого Кавказа. — *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 1974, № 3.

30. *Сомин М. Л., Мильян Г.* Геология метаморфических комплексов Кубы. М., Наука, 1981, 219 с.

31. *Состав и строение земной коры Восточной Камчатки по геолого-геофизическим данным*/В. А. Ермаков, А. И. Фарберов, С. Т. Балеста и др. — *Геология и геофизика*, 1975, № 9, с. 13—28.

32. *Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы.* Киев, Наукова думка, 1978, 271 с.

33. *Тектоника Евразии.* М., Наука, 1966, 487 с.

34. *Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба.* Ред. П. П. Сычев. М., Наука, 1980, 169 с.

35. *Феоктистов Г. Д., Баженова Г. Н.* Трапповый магматизм и тектоника западной части Сибирской платформы. Геодинамические исследования, № 6. М., Советское радио, 1979.

36. *Шапиро М. Н.* Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М., Наука, 1976, 124 с.

37. *Шапиро М. Н.* Соотношение геосинклинального режима и режима островной дуги (на примере Камчатки). — *Геотектоника*, 1981, № 4, с. 104—119.

38. *Шейнманн Ю. М.* Тектоника и магматизм. М., Наука, 1976, 392 с.

39. *Шолло В. Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М., Недра, 1978, 175 с.

40. *Эз В. В.* Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М., Наука, 1976, 167 с.

41. *Эз В. В.* Структурная геология метаморфических комплексов. М., Недра, 1978, 191 с.

42. *Яковлев Ф. Л.* Две методики определения размеров горизонтального сокращения по морфологии складок. — В кн.: Математические методы анализа геологических явлений. М., 1981, с. 70—75.

43. *Dawson J. B.* Sub-cratonic crust and upper mantle models based on xenolith suites kimberlite and nephelinitic diatremes. — *J. Geol. Soc. London*, 1977, v. 134, p. 173—184.

44. *Debelmas J., Escher A., Trümpy R.* Profiles through the Western Alps. — In: Profiles of Orogenic Belts. Geodynamic Series, v. 10, AGU Washington, 1983, p. 83—96.

45. *Geology of Italy.* Ed. by Coy Squyres. The Earth Sciences Society of Libyan Arab Republic, Tripoli, 1975, 768 p.

46. *Processes of continental rifting.* Ed. P. Morgan and B. H. Bakar. — *Tectonophysics*, 1983, v. 94, N 1—4, 680 p.

47. *Rickwood P. C.* The nature and occurrence of non-eclogitic ultramafic xenoliths in the kimberlites of southern Africa. — In: Upper Mantle Project. Geol. Soc. South Africa, spec. publ., 1969, v. 2, p. 395—416.

48. *Trümpy R.* An outline of the Geology of Switzerland, 26th Intern. Geol. Congress, Paris, G 10 (Introduction to the guide-book of exc.), 1980, 104 p.

49. *Wezel F. C.* (Ed.) Sedimentary basins of Mediterranean margins. CNR Italian Project of Oceanography, Bologna, 1981, 520 p.

50. *Wezel F. C.* The Tyrrhenian sea: a rifted Krikoganic-swell basin. *Mem. Soc. Geol. It.*, 1982, v. 24, p. 531—568.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Вещественные и структурные неоднородности в тектоносфере Земли. <i>В. В. Белоусов</i>	5
Глава 2. Сравнительный анализ современной структуры и тектонической эволюции Альп, Апеннин и Кавказа. <i>В. Н. Шолпо</i>	14
Глава 3. Глубинные разломы и структурные неоднородности земной коры. <i>А. В. Горячев</i>	32
Глава 4. Метаморфизм, метаморфические комплексы и вопросы формирования структуры складчатых поясов альпийского типа. <i>М. Л. Сомин</i>	48
Глава 5. Латеральная изменчивость структуры и структурной эволюции метаморфических толщ Центрально-Кавказского комплекса. <i>Ю. П. Видяпин, М. Л. Сомин</i>	67
Глава 6. Качественный и количественный анализ морфологической изменчивости полной складчатости. <i>Е. А. Рогожин</i>	78
Глава 7. Верхняя мантия и глубокая кора древних платформ и срединных массивов складчатых областей. <i>Б. Г. Луц</i>	94
Глава 8. Образование и уничтожение неоднородностей в ходе развития метаморфических комплексов. <i>В. В. Эз</i>	122
Глава 9. Щелочно-базальтовый вулканизм и неоднородности континентальной тектоносферы. <i>А. Я. Салтыковский, Ю. С. Геншафт</i>	139
Глава 10. Пространственное распределение сейсмотектонических явлений в пределах Средиземноморского подвижного пояса. <i>Г. И. Рейснер</i>	157
Глава 11. Экспериментальное моделирование эклэгитообразования в верхней мантии. <i>Ю. С. Геншафт, Д. И. Вайнер, А. Я. Салтыковский</i>	170
Глава 12. Тектонические условия новейшего вулканизма и преобразование земной коры Курило-Камчатской островной дуги. <i>В. А. Ермаков</i>	188
Глава 13. Тектонические режимы Камчатки в мезозое и кайнозое. <i>М. Н. Шапиро</i>	208
Список литературы	229

ВЛАДИМИР ВЛАДИМИРОВИЧ БЕЛОУСОВ
ВИКТОР НИКОЛАЕВИЧ ШОЛПО
ГЕОРГИЙ ИГОРЕВИЧ РЕЙСНЕР И ДР.

НЕОДНОРОДНОСТЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ И РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева*
Переплет художника *Ю. Г. Черепанова*
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*
Технические редакторы *А. В. Трофимов, Е. С. Сычева*
Корректор *О. П. Волкова*

ИБ № 6434

Сдано в набор 22.10.85. Подписано в печать 20.01.86. Т-06428. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага книжно-журнальная имп. Гарнитура Литературная. Печать высокая.
Усл. печ. л. 14,5. Усл. кр.-отт. 14,5. Уч.-изд. л. 17,0. Тираж 1450 экз. Заказ 536/771—1.
Цена 2 р. 90 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

20934

4874

1870