

## «Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов»

**В.И. Макаров, В.Г. Трифонов, Ю.К. Щукин, В.К. Кучай, В.К. Кулагин**

Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 115 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 359) .

На основе изучения закономерностей неотектонической структуры разных областей Альпийско-Центрально-Азиатского орогенического пояса и активных областей запада Северной Америки, а также анализа сейсмогеологических и других геофизических данных об активных структурах глубоких слоев литосферы делается вывод о структурно-динамической дисгармонии литосферы и широком развитии в ней явлений тектонической расслоенности. Эта расслоенность является как следствием, так и причиной вещественно-структурной и физической неоднородности литосферы и обеспечивает дифференцированные деформации ее слоев.

Табл. 6, ил. 71, библиогр.: с. 103-113 (306 назв.).

### **Редакционная коллегия:**

Академик А.В. Пейве (главный редактор), В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, чл.-корр. АН СССР П.П. Тимофеев. Ответственный редактор: академик А.В. Пейве

## **ПРЕДИСЛОВИЕ**

В 1980 г. Геологический институт АН СССР опубликовал книгу "Тектоническая расслоенность литосферы" (Труды ГИН, вып. 343). В ней приведены главным образом данные по структурам коры и мантии, сформировавшимся в геологическом прошлом. Рассматриваются вопросы тектонического скупивания и шарьяжеобразования, раздвигания по тектоническим поверхностям и образования комплекса параллельных даек, процессы дифференцированного течения и пластической деформации вещества различных оболочек литосферы .

В публикуемой второй книге по проблемам тектонической расслоенности литосферы используются данные нео.ектоники, а также геофизики, главным образом сейсмогеологии, которые дают возможность по-новому толковать современную глубинную структуру и геодинамику и тем самым открывают возможности актуалистического подхода к решению поставленной проблемы. Представление о тектонически расслоенной литосфере, представляющей собой ансамбль литопластин и астенослоев, вносит новый аспект в понимание механизма формирования слоистоблоковой структуры земной коры и мантии Земли. Проскальзывание литосферных слоев друг относительно друга приводит к более сложным и вместе с тем более понятным гео динамическим моделям мобилизма, чем это принято в других мобилистических концепциях. Относительное движение литопластин представляется следствием течения горных масс в астенослоях. Оно неравномерно и по-разному распределено в разрезах литосферы разных областей. Неравномерность течения в астенослоях приводит к деформации и частичному разрушению литопластин, а также к возникновению новых астенослоев, усиливающих дисгармонию деформаций и смещений .

Отторженные блоки литосферы вовлекаются в течение, причем не только горизонтальное, но и с той или иной вертикальной компонентой. В результате происходит тектоническое перемешивание корового и мантийного материала на большую глубину, сопровождаемое химическими преобразованиями, частичным плавлением и гравитационной дифференциацией перемещающихся масс .

Можно предполагать, что возникновение землетрясений связано с определенным структурным сочетанием пластичных астенослоев и астенолинз с более вязкими и "хрупкими" литопластинами .

Дальнейшее сейсмологическое изучение слоисто-блоковой структуры коры и мантии откроет возможности глубинного картирования не только линий или очагов землетрясений, но и определенных, закономерно ограниченных объемов глубинных сейсмогенных масс, что позволит более правильно прогнозировать места возникновения землетрясений и возможный ход их развития .

Академик А.В. ЛЕЙВЕ Рис. 17. Схема рельефа поверхности "гранитного" слоя в пределах Таджикской депрессии \* 1, 2 - глубины залегания границы, определенные: 1 - по данным наблюдений за промышленными взрывами и землетрясениями [Кулагин, 1968], 2 - по данным КМПВ [Фихиева, 1974]; 3 - изогипсы поверхности (в км), проведенные уверенно (а) и предположительно (б); 4 - основные глубинные лазломы: / - Гиссаро-Кокшаальский, // - Дарваз-Каракумский Рис. 36. Карта плотности глубинных сейсмогенных дислокаций Копетдагского региона (в п. км<sup>2</sup>). Точки - границы горных хребтов Закавказья Рис. 23. Карта плотности глубинных сейсмогенных дислокаций Альпо-Карпато-Динарского и Балканского регионов Изолиниями показана плотность глубинных сейсмогенных дислокаций — коровых (тонкие линии) и мантийных (утолщенные линии, район Вранча в Восточных Карпатах) - по макросейсмическим и инструментальным данным, в усл.ед. - л. км<sup>-5</sup> (площадь осреднения 625 км<sup>3</sup>, М 5, продолжительность наблюдений около 100 лет)

## ВВЕДЕНИЕ

Во всех современных тектонических концепциях признано разделение земной коры и литосферы в целом на слабо деформированные области, часто называемые плитами или блоками, и подвижные пояса и зоны, в которых сконцентрированы складчатые и разрывные структуры. Среди существующих глобальных концепций одной из наиболее разработанных является теория тектоники плит, согласно которой литосфера представляет собой совокупность жестких плит или крупных плоских блоков, которые движутся по астеносфере или вместе с ней от зон спрединга к зонам субдукции вдоль трансформных разломов .

Эта теория удовлетворительно объясняет многие, но далеко не все эмпирически установленные закономерности. Одной из причин такого несовершенства этой теории является, по нашему мнению, то, что она рассматривает плиты как однородные тела, которые охватывают всю толщу литосферы и вязкими деформациями которых можно в первом приближении пренебречь. Однако изучение молодых структур областей взаимодействия плит показало, что эти структуры образуют широкие пояса, которые охватывают и деформируют краевые части плит на расстояниях до сотен километров от их границ [Trifonov, 1978a]. Количественные оценки [Артюшков, 1972; Ушаков, Красе, 1972;

Кучай, 1975] свидетельствуют о значительной роли вязких деформаций земной коры для интервалов времени с характерным размером  $10^6$ – $10^7$  лет. Следовательно, в геодинамических моделях необходимо опираться не на представления о жесткой литосфере, а на реологические тела типа максвелловского или ньютоновой жидкости с большой вязкостью. Но и такие представления являются первым приближением, поскольку не учитывают распределения вязкостных и прочностных свойств литосферы по глубинам .

Анализ структурно-геологических и геолого-петрографических данных в последние годы привел А.В. Лейве к выводу о существовании в литосфере субгоризонтальных зон пониженной вязкости и прочности, по которым слои литосферы перемещаются латерально друг относительно друга. А.В. Лейве писал: "Можно сделать заключение, что материал отдельных слоев тектоносферы в латеральном направлении перемещается дифференцированно, т.е. с разной скоростью. И если считать, что главной зоной тектонического течения и перемещения материала является астеносферный слой, то с не меньшим основанием можно признать также большую роль дифференцированных латеральных перемещений масс как по основанию коры, так и внутри нее" [1977, с. 7] .

Проблема структурно-динамической расслоенности литосферы, ее проявление в глубинах и на поверхности, методы изучения и некоторые тектонофизические и геологические следствия и являются основной темой данной работы. Развитие представлений о структурной, реологической и

кинематической неоднородности литосферы требует уточнения ряда известных положений и введения некоторых новых терминов и понятий, на чем мы сначала и остановимся .

Слоистое строение (вертикальная неоднородность) литосферы отмечено во всех областях, где проводились региональные геофизические исследования. Это общеизвестное разделение литосферы на оболочки и слои, различающиеся физическими свойствами, вещественным составом и структурой (литосфера и астеносфера, кора и верхняя мантия, "гранитный" и "базальтовый" слои коры, слой пониженных скоростей сейсмических волн и волноводы, структурные этажи) .

В структуре земной коры известны многочисленные несогласия между ее отдельными горизонтами, выделяемыми в качестве разновозрастных структурных этажей .

Как правило, такие несогласия выражены различиями типов и (или) интенсивности деформаций, а также несоответствиями структурных планов разновозрастных структурно-формационных комплексов земной коры, которые обусловлены разными геодинамическими условиями и различной длительностью их формирования и последующего преобразования .

В более глубоких частях литосферы ее слоистость проявляется прежде всего в неоднородностях скоростей прохождения сейсмических волн. Другая группа данных о вертикальных неоднородностях литосферы, особенно ее глубинных частей, содержится в параметрах глубоких землетрясений. Этажность в расположении очагов и распределении максимумов сейсмической энергии, изменчивость характеристик напряженного состояния с Шубиной в очагах землетрясений являются прямыми свидетельствами существования таких неоднородностей на глубинах до 300— 400 км .

Мы допускаем возможность первичной природы вертикальной неоднородности (расслоенности), особенно на глубинах в первые сотни километров, а также вторичное ее происхождение вследствие тектонической активизации верхней мантии (например, волноводы у подошвы земной коры). Замечена тесная связь между распределением в коре и мантии очагов землетрясений и скоростных неоднородностей .

Наличие волноводов и других скоростных аномалий в литосфере существенным образом влияет на характер энергетических спектров глубоких очагов в верхних горизонтах и на дневной поверхности .

Блоковое строение (латеральная неоднородность) — вторая характерная особенность литосферы. Исследования земной коры, выполненные в последние годы, свидетельствуют о том, что многообразие фиксированных морфологических типов земной коры, различия в глубинах поверхности Мохоровичича (превышающие иногда 10— км), система глубинных разломов значительной протяженности, отчетливая выраженность их в глубинных аномалиях гравитационного, магнитного и других физических полей есть подтверждение линейных неоднородностей, прослеживаемых до значительных глубин (100— 200 км и более). Существующая система разломов разных рангов обеспечивает необходимую подвижность блоков литосферы в их сложном динамическом взаимодействии, определяет их оптимальные размеры .

Отметим, что при такой дифференцированности литосфера характеризуется очевидной структурной закономерностью. Имеется в виду заметная упорядоченность, группировка крупных блоков в полосы (зоны) относительных поднятий (выступов мантии) и понижений, прослеживаемых на значительных территориях разного тектонического строения. По-видимому, и в этом случае можно говорить о первичной структурной зональности реликтового типа и вторичной, наложенной. Нередко зональность мантии дискордантна к преобладающим структурам земной коры и приповерхностным образованиям. Такая зональность с крупномасштабными неоднородностями различных азимутов простирания контролируется системой скрытых глубинных деформаций, выявляемых по сейсмическим и другим данным .

Латеральные и вертикальные неоднородности литосферы подразделяются на статические и динамические. Под статическими понимаются неоднородности, сформировавшиеся к рассматриваемой эпохе в результате всей предшествующей геологической истории. Они создают условия и для развития неоднородностей динамических, т.е. проявляющихся в тектонических движениях и создаваемых ими структурах данной эпохи .

Динамические латеральные неоднородности, известные достаточно давно, являются следствием того, что "при любой деформации твердого и вязкого тела возникает разделение его на зоны, в

которых сосредотачиваются преимущественно деформации, и на разделяющие эти зоны слабо деформирующиеся блоки, причем в таких зонах и блоках могут быть выделены зоны и блоки низшего порядка” [Херасков, 1967, с. 228]. В предлагаемой работе, согласно представлениям Н.П. Хераскова, крупнейшие области, характеризующиеся проявлениями интенсивных и контрастных движений рассматриваемой эпохи, называются подвижными поясами. В них обособляются активные образования низших порядков: подвижные зоны, структуры, тектонические нарушения. Крупнейшие области, характеризующиеся проявлениями слабоконтрастных движений рассматриваемой эпохи, называются плитами. Краевая часть плиты — область, которая в данную эпоху участвует в общем относительном движении плиты, но в результате этого движения и взаимодействия с соседними плитами и блоками испытывает значительные деформации и внутренние смещения, так что по морфологическим и кинематическим признакам входит в состав подвижного пояса .

Таким образом, подвижные пояса, плиты и аналогичные образования низших порядков понимаются как структурно-кинематические категории определенного временного интервала, а не категории историко-тектонические .

На динамический аспект вертикальной неоднородности литосферы, как уже отмечалось выше, обратил внимание А.В. Пейве [1977], который назвал ее тектонической расслоенностью. Она заключается в дифференцированных деформациях, смещениях и движениях оболочек друг относительно друга. Учитывая единство статических и динамических факторов, можно говорить, очевидно, в целом о структурно-динамической расслоенности литосферы .

Сочетание латеральных неоднородностей с вертикальными определяет в общем слоисто-блоковое строение литосферы, которое в каждую эпоху проявляется дифференцированными тектоническими перемещениями как в плане, так и в ее разрезе .

По составу, физическим свойствам и особенностям тектонических движений различаются литопластины и литоблоки, разделенные астенослоями и астенолинзами .

Астенослои и астенолинзы характеризуются пониженной вязкостью и более активными и дифференцированными тектоническими деформациями и перемещениями .

Выделение как целого литосферных плит и подвижных поясов представляется в связи с этим правомочным лишь постольку, поскольку тектоническая расслоенность литосферы не абсолютна и подвижные зоны того или иного слоя литосферы находят ослабленное отражение в строении и развитии соседних слоев и поверхности .

Предлагаемая работа посвящена проявлениям тектонической расслоенности литосферы на новейшем этапе ее развития. Слабое эрозионное расчленение новейших структур практически не позволяет использовать прямые наблюдения глубинных субгоризонтальных зон срыва и дифференцированного перемещения по ним горных масс и ограничивает применение петрологических данных. Но вместе с тем молодость и прямая выраженность новейших структур в рельефе избавляют от необходимости снимать следы наложенных тектонических явлений и дают возможность проводить анализ пространственного распределения структур и кинематики их развития повсеместно и целостно, а не фрагментарно, как при изучении древних структур. Большую информацию о современном строении, кинематике и динамике глубинных слоев литосферы дает интерпретация сейсмологических данных. Геофизические поля также характеризуют чаще и прежде всего структуры современные, т.е. возникшие или развивающиеся в течение новейшего этапа .

Указанные преимущества и дополнительные возможности изучения глубинных структур новейшего этапа определили выбор в качестве объекта исследования тектонической расслоенности литосферы неотектонических подвижных поясов, для которых имеется наиболее полный комплекс необходимых данных. Для анализа выбраны западная часть Альпийско-Центрально-Азиатского орогенического пояса и подвижный пояс запада Северной Америки, весьма различные по своей предыстории, общему положению в глобальной структуре Земли, характеру деформаций и другим особенностям. На основе анализа геологических, структурно-морфологических, геофизических и сейсмологических данных выявляются признаки структурно-динамической дисгармонии литосферы. Различия в структуре и напряженном состоянии разных слоев литосферы, в расположении (ориентировке), морфологии, кинематике и активности развития структурных элементов, особенно в условиях горизонтальных движений, являются причиной (и следствием) различной реализации тектонических напряжений в разных средах и приводят к концентрации напряжений на границах

слоев, возможному их срыву и перемещению друг относительно друга (тектонической расслоенности) .

Этим вопросам посвящена первая часть работы. Поскольку не для всех рассмотренных областей имеется полный комплекс однотипных данных (особенно геофизических), их характеристики соответственно различаются. При описании Альпийско-Центрально-Азиатского орогенического пояса наиболее полный геологогеофизический анализ (для решения поставленной задачи) приведен лишь для ТяньШаня, в меньшей степени для Памира и зоны перехода между ними. Для других, более западных областей этого пояса приведены лишь выборочные сведения. Не останавливаясь на характеристике достаточно хорошо известной геологии этих областей, мы акцентировали внимание лишь на наименее исследованной части, на новых оригинальных данных и разработках, касающихся глубинной тектоники .

Вторая часть работы посвящена некоторым более специальным вопросам. Это проблема так называемых волноводов, слоев пониженных скоростей (их природа, возможная связь с тектонической расслоенностью литосферы, роль и значение в тектогенезе и сейсмичности) и некоторые представления о тектонофизических следствиях деформации расслоенной литосферы .

## **СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКАЯ ДИСГАРМОНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТониКИ И ГЕОФИЗИКИ**

В настоящее время можно считать достаточно определенным, что новейшая тектоническая структура, которая наблюдается, картируется и изучается на уровне земной поверхности, является интегральной картиной, отражающей суммарный эффект развития разных горизонтов литосферы. Молодые тектонические движения и связанные с ними явления (сейсмичность, магматизм, гидротермальная активность) обнаруживают в разных областях континентов многочисленные примеры активных структурных направлений, которые не соответствуют структуре приповерхностной части коры или имеют в ней явно подчиненное значение, но играют важную роль в глубинных слоях .

В этой части работы сделана попытка выделить в суммарной новейшей структуре поверхности земной коры элементы разной глубины заложения, обнаружить таким путем несогласия между новейшими структурными планами различных горизонтов литосферы, определить условия возникновения и тектонические следствия этого явления .

Эта задача решалась путем комплексного корреляционного анализа структурногеологических, структурно-геоморфологических и различных геофизических данных о новейших структурах разных слоев литосферы, динамике и кинематических особенностях их развития. С помощью методов структурного анализа приповерхностных горизонтов земной коры, доступных непосредственному наблюдению, изучению и картированию, по результатам личных исследований и опубликованным данным других исследователей нами была оценена роль различных глубинных слоев литосферы в формировании тех или иных черт ее поверхностной неотектонической структуры. При этом мы опирались на представления о парагенетических комплексах структурных элементов [Лукиянов, 1965], обращая особенное внимание на некоторые аномальные (относительно этих парагенезов) образования и явления — возмущения приповерхностных структур, аномальные простирания, динамокинематические характеристики, морфологию, геохимию, магматизм и т.д. Кроме того, существенное значение придавалось сравнительной оценке активности и морфологии проявления взаимосвязанных структурных элементов .

Все это в конечном счете создавало некоторые предположения относительно иных глубин заложения того или иного структурного элемента или вообще об иной активности и, возможно, форме развития деформаций в глубинных слоях литосферы по сравнению с ее приповерхностными горизонтами, в которых они проявляются лишь вторичными признаками. В связи с этим возникает и представление о структурах скрытого типа, т.е. развивающихся в том или ином глубинном слое (или слоях) литосферы и оказывающих определенное воздействие (в виде вторичных признаков) на вышележащие слои .

Поскольку чисто геологические (в том числе структурно-тектонические и геоморфологические) оценки глубины заложения, положения, морфологии, кинематических и других особенностей

развития глубинных (в том числе скрытых) структур приближительны и носят лишь относительный, качественный характер, они дополнялись результатами анализа различного рода геофизических данных .

Материалы сейсмических, сейсмологических, региональных комплексных геофизических исследований, полученные в разных областях, свидетельствуют о том, что структурные геологические формы, их сочетания, геодинамические процессы, в том числе сейсмогенные движения земной коры, обусловлены эндогенными процессами в верхней мантии и более глубоких слоях Земли. Поэтому ясно, что изучение и характеристика особенностей строения и свойств литосферы позволяют понять динамическое взаимодействие крупных блоков литосферы .

Характеристика сейсмичности и динамики земной коры и верхней мантии, в ы я в л е н и е генетических связей очагов землетрясений с глубинными неоднородностями открывают возможность получения по данным о землетрясениях (и что важно, для огромных территорий) уникальной информации об анизотропности структуры и свойств глубинных горизонтов, недоступных для изучения другими геологическими и геофизическими методами .

Геологическую среду (как и другие физические поля) следует рассматривать как единую геологическую систему, развивающуюся в пространстве и во времени. Землетрясения при этом служат весьма чувствительным индикатором изменчивости структурных и термодинамических условий, являются важнейшим критерием тектонической активности. Сейсмические данные в этом случае становятся незаменимыми, а иногда и единственными при решении важных теоретических и прикладных вопросов геотектоники. Именно поэтому сейсмоактивные пояса особенно благоприятны для изучения рассматриваемой проблемы .

## **Глава I. АЛЬПИЙСКО-ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ ОРОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС**

### **ТЯНЬ-ШАНЬ И СМЕЖНЫЕ ОБЛАСТИ**

Горно-складчатые сооружения Тянь-Шаня и смежные области Туранской плиты и Таджикской депрессии принадлежат к территории, в пределах которой земная кора состоит из существенно различных по составу, строению и геологической истории блоков. В северной части этой территории континентальная кора сформировалась к началу девона, а в южной и западной частях — к концу палеозоя; возраст гранитно-метаморфического слоя здесь изменяется от рифея до среднего карбона .

Лишь на крайнем юге (Южно-Гиссарская зона Тянь-Шаня) континентальная кора сформировалась к середине триаса. Формирование континентальной коры происходило здесь аллохтонно, с широким развитием покровообразования, шарьирования [Пейве и др., 1976] .

В течение мезозоя и раннего кайнозоя (вплоть до олигоцена) на большей части рассматриваемой территории господствовали условия, близкие к платформенным .

Лишь в позднем триасе, ранней и средней юре здесь произошла значительная активизация тектонических движений. Она проявилась в гипсометрической дифференциации, образовании более или менее крупных прогибов, заполнении их терригенными осадками и их локальном смятии, которое местами (например, в Восточно-Ферганском бассейне) было весьма значительным. Эта активизация была связана, вероятно, с тектоническими событиями в соседней Памиро-Гиндукушской области, с развитием и замыканием Палеотетиса .

Таким образом, новейшие тектонические движения, которые отчетливо проявились начиная с олигоцена и привели к формированию грандиозного горного сооружения Тянь-Шаня, охватили континентальный массив, который характеризовался значительными латеральными и вертикальными вещественными и структурными неоднородностями .

Предвестниками неотектонической активизации являлись, очевидно, незначительные трещинные излияния щелочных базальтов, которые произошли на ряде участков Северного и Центрального Тянь-Шаня (Боомское ущелье р. Чу, Иссыккульская впадина, реки Тюлек, Коктурпак, Нарын, Западно-Аксайская и Тоюнская впадины) .

По данным абсолютной хронологии, излияния произошли в эоцене (55 млн лет назад), а по палеонтологическим данным — в позднем эоцене - начале олигоцена [Макаров, 1977]. На протяжении всей последующей истории проявлений магматизма в Тянь-Шане не зафиксировано.

Молодые деформации древнего основания эпипалеозойской платформы привели к формированию и обособлению в рельефе поднятий и сопряженных с ними впадин, в той или иной мере выполненных продуктами эрозионно-денудационного разрушения поднятий. В настоящее время общий вертикальный размах неотектонических движений достигает 13 км (от — км в Ферганской впадине до +7 км в Центральном Тянь-Шане).

Основными формами новейших деформаций Тянь-Шаня и смежных областей являются складки основания - широкие конседиментационные изгибы древнего основания и конформно залегающих на нем отложений платформенного чехла (M Z -K Z ^ и орогенического комплекса (P3 - Q)).

Размеры этих складок изменяются в широких пределах. Например, в Центральном Тянь-Шане длина большинства складок изменяется от 15— до 100 км при ширине .

5— км. Среди них наиболее многочисленны брахиформные, реже линейные складки. При этом распространение тех и других определяется региональными закономерностями неотектонической структуры Тянь-Шаня, в частности влиянием секущих (или поперечных) складчатых и разрывных региональных нарушений, положением в общей структуре Тянь-Шаня и относительно максимума Памиро-Тяньпаньского сближения, особенностями вещественной и структурной неоднородности древнего основания [Макаров, Соловьева, 1975, 1976; Макаров, 1977] (рис. 1).

В пределах значительно слабее деформированных областей Туранской плиты и Центрального Казахстана по мере удаления от центральных частей Тянь-Шаня линейность складок основания ослабевает. Здесь наиболее распространенными становятся изометричные формы типа поднятий в Центральных Кызылкумах, Султануиздага или Джусалинского свода .

Складки основания в той или иной мере осложнены разрывами разных порядков .

Наиболее крупные из них развиты в крутых крыльях обычно асимметричных складок основания и также являются конседиментационными. При этом одни разрывы проявлены на поверхности, другие же относятся к категории скрытых, т.е. рвущих фундамент и нижние горизонты покрова, а вверх по разрезу принимающих вид разрывно-флексурных зон, флексур и еще более рассеянных деформаций, отраженных, в частности, лишь в изменениях фаций и мощностей осадочного покрова .

Разрывные нарушения отчасти являются следствием развития складок основания, а отчасти сопряжены с ними и связаны с более общими полями напряжений, в которых развивались и сами складки. В большинстве своем они закономерно связаны со складчатыми структурами. Согласно с ним разрывы, особенно типа краевых, являются, как правило, взбросами или надвигами, диагональные разрывы, более крутые и прямолинейные, обычно имеют взбросо-сдвиговую природу, поперечные разрывы носят характер структур растяжения (раздвигов, сбросов). Впрочем, определяя таким образом кинематический тип разрывов, необходимо иметь в виду, что речь идет о главном компоненте движения, который обычно дополняется другим (например, взброс сдвигом и т.п.) .

Все частные складки основания Тянь-Шаня, о которых выше шла речь, закономерно подставляя друг друга (чаще всего кулисообразно), образуют линейные, чрезвычайно протяженные антиклинальные и синклиналильные зоны (зоны поднятий и зоны впадин). То, что многие складки основания, например мегантиклинали, часто являются непосредственным продолжением друг друга, разделяясь лишь более или менее значительными ундуляциями шарнира, еще более подчеркивает общий линейный характер новейшей структуры Тянь-Шаня .

Необходимо отметить, что и в пределах Туранской плиты частные поднятия и впадины обнаруживают упорядоченность расположения, развиваясь соответственно в зонах поднятий и прогибаний, которые, как правило, непосредственно продолжают соответствующие зоны Тянь-Шаня [Макаров, Соловьева, 1976] .

Зоны поднятий и зоны впадин развиваются на фоне структурных "волн" более крупного порядка — сопряженных систем поднятий и систем межгорных и предгорных прогибов. К востоку от Таласо-Ферганского разлома выделяются ТаласоКунгейская (северная), Молдотау-Терскойская (центральная) и Кокшаальская (южная) системы поднятий. Они разделены Иссыккульской и

Нарынской системами межгорных прогибов; с севера горное сооружение ограничено Чу-Илийской, а с юга — Таджикско-Кучарской системами предгорных прогибов. Все эти системы продолжаются, несколько преломляясь, и в Западном Тянь-Шане [Костенко и др., 1972] .

Как и зоны поднятий (или впадин), указанные системы и все горное сооружение в целом со всей очевидностью характеризуют линейность новейшего структурного

Рис . 1. Схема новейшей тектонической структуры Тянь-Шаня [Макаров, Соловьева, 1975] 1 — поднятия палеозойского основания; 2 — впадины, выполненные отложениями орогенного комплекса (д), окраинно- и внутридепресссионные поднятия (б) ; 3 — оси локальных поднятий; 4 — крупнейшие глубинные разломы; 5 — зоны секущих трансорогенных глубинных нарушений (разрывно-флексурного типа), установленные по геолого-геоморфологическим и геофизическим данным (д) и с помощью космических снимков (б) Трансорогенные зоны (цифры в кружках): 1 — Западно-Тяньпаньская, 2 — Туркестан-Акчайская (Джизакская), 3 — Курган-Тюбинская, 4 — Китобская, 5 — Пяндж-Нуратинская, 6 — Сохская, 7 — Коканд-Исфайрамская, 8 — Акбуринская, 9 — Каракуль-Балхашская, 10 — Терская, 11 — Каратау-Ферганская, 12 — Курткинская, 13 — Арамсинская, 14 — Сонкульская, 15 — Западно-Иссыккульская, 16 — Кендытакс-Барскаунская, 17 — Оргочерская, 18 — Аксу-Илийская, 19 — Текеская

плана Тянь-Шаня. Генеральными направлениями этого плана являются субширотное и северо-восточное (или восток-северо-восточное). Они определяют простираение подавляющего большинства новейших складок основания Тянь-Шаня. Все остальные направления выражены локально и являются подчиненными в приповерхностной структуре. Исключение составляет зона Таласо-Ферганского разлома, где северо-западное направление имеет главенствующее значение .

Закономерное размещение в пространстве складок и разрывов разных направлений и различных морфологического и генетического типов, их закономерное сочетание и пространственно-в ременнѐ сопряженность друг с другом позволяют рассматривать их как парагенез структурных форм, образовавшихся в условиях субмеридионального сжатия .

Отметим некоторые характерные прямые признаки горизонтальных новейших движений, указывающие на это сжатие<sup>1</sup> .

Прежде всего они проявлены в закономерностях развития разрывных деформаций. Главную роль среди них (в приповерхностной структуре) играют наиболее протяженные и высокоамплитудные разрывы, согласные со складками основания и нередко как бы ограничивающие их крылья. Большинство таких разрывов представлено взбросами и надвигами с падением сместителей от 15 до 80°, чаще 40— 70° .

Некоторые крупные швы состоят из серий параллельных разрывов, образующих чешуйчатую структуру .

1 Более подробно этот вопрос рассмотрен в книге В.И. Макарова [ 1977] .

Самое пологое заложение разрывов, вплоть до образования типичных покровов и тектонического погребения впадин, имеет место при широтной ориентировке и в местах наибольшего сближения и сужения (сжатия) структур. Это, например, Южно-Капкатасский, Северо-и Южно-Кавакский, Северо-Нарынский, Джамантауский, Нарынтауский и Южно-Борколдойский надвиги в Центральном Тянь-Шане, Зеравшанский разлом в Юго-Западном Тянь-Шане, Пскемский и другие надвиги в Северо-Западном Тянь-Шане .

Необходимо подчеркнуть, что во всех этих случаях пологий наклон сместителей не является результатом гравитационного разваливания поднятых блоков, так как они приурочены именно к тем районам, где гравитационный эффект минимален [Макаров, 1977] .

Разрывы, диагональные относительно складок основания, или диагональные отрезки преломляющихся продольных швов отличаются, как правило, более прямолинейным выходом на поверхность, крутыми наклонами сместителей и обнаруживают признаки сдвиговых смещений. При общей широтной ориентировке структуры это разрывы северо-западного и северо-восточного простираений. По первым фиксируется правостороннее, по вторым — левостороннее смещение геологических контуров и форм рельефа .



Крупнейшим сдвигом такого рода является известный Таласо-Ферганский разлом, новейшая история которого охарактеризована в работах В.А. Николаева [1946], В.С. Буртмана [1964], Е.Я. Ранцман и Г.Н. Пшенина [1967], А.И. Суворова [1968] и других исследователей. Но это — единственный разрыв столь крупного порядка из проявленных на поверхности. В основном здесь развиты относительно небольшие диагональные разрывы, зафиксированные горизонтальные смещения по которым не превышают первых километров при значительно меньших амплитудах вертикальной составляющей.

Наконец, разрывы, поперечные к зонам поднятий и впадин, относятся, вероятно, к структурам растяжения. Это многочисленные, но преимущественно непротяженные разрывы, по которым в ряде случаев фиксируются сбросы, но чаще всего они проявлены, по-видимому, зонами трещин растяжения, которые трудно диагностируются по геологическим признакам, но хорошо выражены в рельефе "сквозными" долинами-трещинами и другими достаточно красноречивыми формами.

Рис. 2. Карта рельефа поверхности Мохоровичича Тянь-Шаня и сопредельных территорий [Беляевский и др., 1967] Даны изолинии глубин поверхности Мохоровичича (в км от уровня моря) Вся совокупность разрывных деформаций вместе с сопряженно развивающимися складками представляет единый парагенез, отвечающий субмеридиональному сжатию. С ним согласуются многочисленные факты активизации древних структурных элементов Тянь-Шаня в их прежнем качестве.

Устойчивость во времени основных структурных направлений (относительная активность и форма их проявлений при этом может существенно изменяться) широко распространенное явление, характерное не только для Тянь-Шаня. Важнее отметить качественное наследование древних форм. Прежде всего это касается таких крупных элементов структуры, как, например, Иссыккульская впадина [Петрушевский, 1955; Королев, 1956] или мегантиклинали Атбашинского, Джангджирского, Джамандаванского и многих других хребтов, наследующие герцинские и более древние антиклинали Тянь-Шаня [Соловьева, 1972; Макаров, 1977]. Особенно интересно возрождение древних складчатых форм сравнительно небольших размеров. Например, развитие Джетыогузской брахиантиклинали на южном борту Иссыккульской впадины фиксируется в разрезе каменноугольных, юрских и третичных отложений.

В целом можно сделать вывод, что молодые тектонические движения наследуют в общей форме наиболее крупные элементы древней тектоники: антиклинории и синклинории позднего палеозоя, а также и более древние, если они в течение последующих этапов, предшествующих новейшему, не претерпели существенной качественной переработки.

В связи с этим же предполагается, что в эпоху послеплатформенной активизации наследование места и качественное (относительно древних структур) подобие деформаций наилучшим образом объясняются условиями субгоризонтального сжатия, при котором ранее образовавшиеся компетентные складки должны продолжать свое прогрессивное развитие.

Кроме того, частные складки основания и даже их зоны, по данным геофизических исследований, как правило, не уходят ниже гранитно-метаморфического слоя, т.е.

они не могут непосредственно быть связаны с более глубинными процессами, которые могли бы быть первопричиной вертикальных движений в верхних горизонтах коры.

По имеющимся геофизическим данным и построениям, орогенный пояс Тянь-Шаня в целом зеркально отражен прогибанием подошвы земной коры (рис. 2).

Она находится на глубинах 40— км в Центральном Казахстане и северных предгорьях Тянь-Шаня, 65 км в системе его южных поднятий (Кокшаалтау) и снова 50 км в Таримском массиве. На фоне этого асимметричного изгиба отмечаются в общем линейные менее крупные деформации коры, которые отвечают системам поднятий и межгорных и предгорных прогибов приповерхностной структуры. При этом системам поднятий, как правило, соответствует увеличение мощности коры (опускание поверхности М), а системам прогибов — ее уменьшение (исключение представляет центральная часть Ферганской впадины, которой отвечает опускание подошвы коры и увеличенная ее мощность).

Поверхность раздела "базальтового" и "гранитного" слоев, как и более высокие уровни коры, изогнута в общем конформно с новейшими изгибами палеозойского основания и обобщенной

дневной поверхностью, образуя формы, обратные относительно деформаций подошвы коры. Это разрешается, следовательно, путем существенных изменений мощности "базальтового" слоя. Так, например, в системе поднятий Северного Тянь-Шаня она составляет 40— км, а в пределах смежной Илийской впадины —24— км [Гамбурцев и др., 1957].

Зоны поднятий и впадин общетяньшаньского простираения, а также формы меньших порядков являются почти исключительно коровыми образованиями и чаще всего, вероятно, не выходят за пределы "гранитного" слоя, локализуясь преимущественно в его верхних частях и складчатом комплексе палеозоя. В общем сопоставление приповерхностной неотектонической структуры Тянь-Шаня с деформациями глубинных слоев коры и кровли верхней мантии показывает, что эти деформации - результат новейшего тектогенеза и дисгармоничны.

Выше были охарактеризованы основные элементы неотектонической структуры, которые непосредственно проявлены в приповерхностных горизонтах коры и, как правило, не вызывают сомнений. Наряду с ними обнаруживается целый ряд структурных элементов, выраженных на поверхности не прямо, в виде каких-то самостоятельных форм, а лишь косвенными признаками, в виде зон существенных морфологических и пространственных изменений (нарушений) приповерхностных структур. Такие зоны развиваются по направлениям, резко несогласным относительно генеральных простираений приповерхностной новейшей структуры (см. рис. 1).

Это прежде всего зоны так называемых поперечных региональных или трансзональных и трансорогенных нарушений (в общем случае их лучше называть секущими). В разных частях Памира и Тянь-Шаня их выделяли многие исследователи Тянь-Шаня, начиная с И.В. Мушкетова, который связывал их с проявлением кайнозойских движений и противопоставлял общетяньшаньским (восток-северо-восточным) направлениям, созданным, по его мнению, палеозойскими движениями.

Специальный систематический анализ новейшей тектонической структуры Тянь-Шаня и смежных территорий показал широкое и закономерное развитие секущих региональных нарушений "скрытого" типа [Костенко, 1964; Чедия, 1964; Кнауф, 1962; Помазков, 1962; Несмеянов, 1971; Резвой, 1965; Костенко и др., 1972;

Макаров, Соловьева, 1975, 1976; Макаров, 1977]. Эти нарушения проявлены, например, общим воздыманием (или, наоборот, опусканием) отдельных горно-складчатых систем и всего сооружения в целом, сужением (или расширением) и соответствующим, как правило, поднятием (или опусканием) серии сопряженных антиклинальных и синклинальных зон, их резким замыканием, преломлением, смещением, разделением на кулисы и другими структурными изменениями, или своего рода структурными возмущениями. Характерно то, что эти возмущения нередко происходят во всех структурно-морфологических единицах параллельно, однозначно и переходят в смежные существенно иные области.

Таким образом, они как бы образуют непосредственные структурные связи между Тянь-Шанем, с одной стороны, и Таримским платформенным массивом, Памиром и Туранской плитой — с другой. Зоны таких возмущений более или менее хорошо проявлены в рельефе, в распределении и характере зон денудации и осадконакопления, являясь длительно развивающимися, конденудационными и конседиментационными образованиями.

Сравнение активности проявления в приповерхностных структурах зон секущих региональных нарушений и элементов продольной неотектонической зональности Тянь-Шаня показывает подчиненный характер первых (исключением является лишь Каратау-Ферганская диагональная зона, доминирующая в приповерхностной структуре). Анализ же различных геофизических и сейсмологических данных о структуре и активности глубинных горизонтов земной коры показывает, однако, что такое соотношение там сохраняется не всегда и что Каратау-Ферганская зона не является уникальной в строгом смысле этого слова. И другие региональные секущие нарушения, по крайней мере некоторые из них, в глубоких слоях коры приобретают главенствующую роль или, во всяком случае, значительно более активны, чем в приповерхностных горизонтах.

В качестве наиболее яркого примера несогласного нарушения Тянь-Шаня, которое морфологически хорошо проявлено и в приповерхностных структурах, рассмотрим Каратау-Ферганскую зону северо-западного простираения, выходящую далеко за границы Тянь-Шаня. Она представляет собой гигантское вспучивание земной коры, в пределах которого происходят деформация, преломление и флексуобразное искривление с правосторонним смещением в плане

всех без исключения антиклинальных и синклиналиных зон общетяньшаньского простирания (см. рис. 1). Частные структурные формы этих зон приобретают аномальную (северо-западную) ориентировку и становятся одновременно элементами диагональной зоны. Можно предполагать, что именно в результате сложения, или интерференции, зон поднятий различных направлений (общетяньшаньского и каратау-ферганского) здесь локализованы и имеют повышенные амплитуды частные поднятия, синклиналиные же зоны, напротив, редуцированы .

Таковыми особенностями отличается, в частности, новейшая структура Ферганского хребта, который на первый взгляд представляет собой морфологически цельное поднятие. Его основу определяет пересечение двух структурных направлений при доминирующем значении каратау-ферганского и редуцированности общетяньшаньского [Мальцев, 1973]. Это пример пересечения одновременно и активно развивающихся структур путем резкого их перегиба в месте сочленения и с видимым на земной поверхности продолжением\* этих структур из одной зоны в другую .

В связи с этим интересно отметить, что в магнитном в гравитационном полях проявлены аномалии, несогласные по отношению к Таласо-Ферганскому разлому, а сам разлом, по свидетельству Н.А. Беляевского [1974], в этих аномалиях выражен не очень отчетливо. Кстати сказать, в общей неотектонической структуре рассматриваемой зоны на фоне ее свода в целом шов Таласо-Ферганского разлома также представляется сравнительно небольшой, хотя и весьма заметной деталью. Можно предполагать, что в эпоху новейшего горообразования рассматриваемая секущая деформация реализовалась главным образом в пликативной форме (вспучивание и правосторонний флексуобразный изгиб), в масштабе которой разрыв имеет подчиненное значение .

Отчасти это подтверждается и данными о поведении разделов глубинных слоев .

В пределах Тянь-Шаня Каратау-Ферганской зоне отвечает поднятие поверхностей мантии и "базальтового" слоя с незначительным вертикальным смещением их, которое, может быть, отвечает Таласо-Ферганскому разлому. В общем можно предполагать, что Каратау-Ферганская зона имеет более глубокое заложение по сравнению с зонами поднятий и впадин, которые она пересекает и деформирует. Таким образом, приповерхностная неотектоническая структура рассматриваемой зоны сформирована в результате сложения деформаций, связанных с различными слоями литосферы .

Сонкульская зона региональных секущих нарушений, которая проходит через район оз. Сонкуль восточнее и параллельно Каратау-Ферганской зоне, имеет существенно иное морфологическое выражение. Она не проявлена столь определенно и рельефно. Обнаруживаясь исключительно косвенными, вторичными, признаками, зона представляет собой пример глубинных секущих деформаций "скрытого" типа .

Внешними признаками этой зоны являются: 1) резкое погружение и замыкание субширотного ориентированных поднятий, которые в западном крыле этой своеобразной флексуры продолжаются на более низком уровне; в соответствии с этим происходит резкое раскрытие, резкое расширение и значительное прогибание внутригорных и межгорных впадин (рис. 3; см. также рис. 1); 2) преломление общей ориентировки продольных зон впадин и поднятий; 3) развитие разрывов на отдельных участках зоны; при этом в пределах Джумгульского поднятия отмечаются дайки палеогеновых долеритов и "брекчиевидная" структура южного крыла этого поднятия. Южнее оз. Сонкуль и в южных предгорьях Тянь-Шаня вдоль разрывов фиксируются правые сдвиги .

Геофизические данные показывают следующие особенности глубинных слоев коры, связанные, очевидно, с Сонкульской трансорогенной зоной: 1) в области сопряжения поднятий Тянь-Шаня с Чуйским предгорным прогибом широтного простирания глубинным сейсмическим зондированием в верхней части "базальтового" слоя установлены разрывы северо-западной ориентировки [Гамбурцев и др., 1957]; 2) юго-западнее, в пределах внутренних частей Тянь-Шаня, к Сонкульской зоне приурочена соответственно ориентированная ступень в рельефе кровли "базальтового" слоя, проявленная в структуре гравитационного поля: в юго-западном крыле эта поверхность опущена относительно северо-восточного крыла; в остаточном гравитационном поле, отражающем поведение кровли "гранитного" слоя и более высоких горизонтов коры, эта ступень не выражена сколько-нибудь отчетливо, здесь резко доминирует субширотная зональность [Макаров, 1977]; 3) Сонкульской зоне отвечает полоса повышенной плотности очагов землетрясений. Это преимущественно слабые землетрясения, на фоне которых выделяется и ряд сильных: катастрофическое землетрясение в районе Беловодска (южная окраина Чуйской впадины), очаг

которого располагался в области раздела "гранитного" и "базальтового" слоев, и 7-балльное Сонкульское землетрясение с глубиной очага около 28 км. И в том и в другом районах повышенная напряженность и соответствующие сейсмические явления находятся на уровне, ниже которого проявлены структуры северо-западного простирания, а выше преобладают субширотные, т.е. на участках пересечения разноориентированных активных зон разной глубины заложения (или, во всяком случае, степень активности которых в разных слоях коры различна) .

Можно предполагать, что к такому же тектоническому узлу приурочено и значительное сгущение очагов землетрясений в Южно-Тяньшаньской сейсмоактивной зоне, на границе Тянь-Шаня и Таримского платформенного массива .

Детальные геофизические исследования, выполненные в последние годы в АлмаАтинском районе с применением методов ГСЗ "Земля", позволили и здесь выявить структурные несогласия в простирании основных морфологических элементов рельефа подошвы "гранитного" слоя (преимущественно северо-восточной ориентации), поверхности Мохоровичича (северо-западной ориентации) и соответствующих (сопутствующих) им зон глубинных разломов [Альтер и др., 1973] (рис. 4) .

Наиболее глубокие из них,- скрытого типа ослабленные сейсмоактивные зоны имеют северо-западное направление. Максимальное количество слабых землетрясений (расположенных преимущественно в "гранитном" слое, т.е. на глубине до 20 км) также происходит в области северо-западной ориентации (рис. 5) . Есть основание полагать, что деформации нижних горизонтов земной коры вплоть до ее подошвы трансформируются в верхних частях коры в зависимости от регионального поля тектонических напряжений низов коры и не "считаются" с локальными полями мелких структурных неоднородностей приповерхностных частей коры .

В общем аналогичными являются и другие трансорогенные зоны региональных нарушений Тянь-Шаня, имеющие северо-западное простирание. Принципиально сходны с ними такого же порядка нарушения северо-восточного простирания. Подчеркнем, что структурный контроль дискордантно расположенных зон осуществляется глубинными формами "гранитного", "базальтового" слоев земной коры и верхов мантии .

В качестве примера секущих зон северо-восточного простирания приведем Западно-Тяньшаньскую флексурно-разрывную зону, которая во многих работах считается северо-западной границей Тянь-Шаня. При рассмотрении крупным планом эта зона в приповерхностной структуре не обнаруживается, во всяком случае в виде морфологически определенного единого структурного элемента. Вдоль нее прослеживается ряд разрывов, но они развиты прерывисто, имеют совершенно иной ранг, а генетическая связь их друг с другом не является строго определенной. То же касается и складчатых форм .

Лишь при достаточно большой степени генерализации приповерхностной структуры выявляется, пожалуй, главная морфологическая характеристика ЗападноТяньшаньской зоны: она является гигантской флексурой с опущенным северо-западным крылом. Ей соответствует обобщенная граница между высокой и низкой ступенями рельефа, между областью интенсивного горообразования и платформенной областью с проявлением умеренных и слабых процессов горообразования .

Кроме того, эта зона представляется в виде некоторой незримой линии, перед которой широтные системы поднятий Северного и Южного Тянь-Шаня расщепляются .

Северные зоны этих систем за данной линией приобретают северо-западное простирание (Каратау и Нуратау с Зирабулак-Зиаэтинскими и Центрально-Кызылкумскими поднятиями), а южные зоны — резко отклоняются на юго-запад (Угамо-ЧатРис. 3. Схематизированный продольный разрез Нарыно-Ферганской системы межгорных впадин Тянь-Шаня кальская группа поднятий на севере и Юго-Западной Гиссар на юге). В соответствии с этим Западно-Тяньшаньская зона, косо пересекая горный пояс в целом, согласна относительно одних его элементов и резко несогласна по отношению к другим .

Рассматриваемая зона более определена или, во всяком случае, более активно проявлена в глубинных слоях земной коры. По \*т геофизическим данным, которые наиболее полно были обобщены Б.Б. Таль-Вирским [1972], эта зона представляет собой глубинный раздел между двумя

крупными блоками литосферы. Ему отвечает резкая и протяженная гравитационная ступень, которая, по-видимому, связана с неоднородностями нижних частей земной коры и верхов мантии. Эти блоки имеют различную мощность коры (50 км к востоку от рассматриваемой границы и 40 км к западу от нее). Они существенно различны и по морфологии аномального магнитного поля; оси магнитных аномалий простираются диагонально и поперек к простиранию герцинских и более молодых приповерхностных структур, что также подчеркивает дискордантность последних относительно более глубоких слоев коры .

На отдельных участках Западно-Тяньшанская зона характеризуется высокими плотностями глубинных сейсмо дислокаций (рис. 6). Кроме того, она разделяет территории с резко различной сейсмической активностью и различными типами и ориентировкой дислокаций в очагах землетрясений (рис. 7 ). Большинство очагов крупных землетрясений сосредоточено здесь в "гранитном" и в верхах "базальтового" слоев .

Приведенные данные показывают, что в пределах западного окончания Тянь-Шаня также проявлена дискордантность разноглубинных структурных планов или, по крайней мере, неодинаковая неотектоническая и современная активность различных направлений на разных глубинах .

В связи с этим обратим внимание на некоторые факты, которые дают космические снимки. На самых мелкомасштабных снимках, полученных с метеорологических спутников типа "Метеор" (разрешение на местности 800—1500 м), проявлен линеамент, соответствующий Западно-Тяньшаньскому глубинному разлому .

Но в своей южной части, южнее Кашкадарьинской впадины, этот линеамент отклоняется к югу, а Юго-Западный Гиссар имеет не совсем привычный рисунок, основу которого составляют не юго-западные простиранья (свойственные приповерхностной структуре), а меридиональные блоки и линии [Макаров и др., 1974]. На поверхности близкие к меридиональным направления структурных форм развиваются достаточно определенно лишь в самой южной части Юго-Западного Гиссара (антиклиналь Кугитангтау и западнее) .

На космических снимках с более высоким разрешением Западно-Тяньшанский линеамент и меридиональные блоки Юго-Западного Гиссара не распознаются. На них видны зоны высоких поднятий и впадин, отдельные крупные складки основания и разрывы, характерные для приповерхностной структуры. Кроме того, обращает на себя внимание субмеридиональный линеамент, расплывчатые контуры которого прослеживаются из района Джизакского оазиса на западное окончание Туркестанского поднятия. Южнее он разделяет Самаркандскую и Пенджикентскую впадины Зеравшанского прогиба, пересекает Зеравшанское поднятие примерно по линии селений Ургут—Мираки и ограничивает с востока Кашкадарьинскую впадину. Этот линеамент представляется северным продолжением Ширабадского линеамента, одного из меридиональных швов, зафиксированных в Юго-Западном Гиссаре на мелкомасштабных снимках .

Северным же продолжением Джизакского линеамента является, по-видимому, пологий синклиальный прогиб, разделяющий поднятия Приташкентских чулей и Каратау, к которому приурочен весьма протяженный меридиональный отрезок долины р. Сырдарьи. Этот прогиб выражен в структуре платформенного чехла Туранской плиты погружением поверхности палеозойского основания, различным характером структуры этой поверхности и, возможно, возрастом пород фундамента по обе стороны от прогиба [Вольвовский и др., 1966; Макаров и др., 1974] .

Взаимоотношения Западно-Тяньшанской глубинной флексурно-разрывной зоны северо-восточного простиранья и зоны перечисленных субмеридиональных структур не совсем ясны. Имеющийся опыт дешифрирования космических снимков показывает, что по мере уменьшения их масштаба и разрешения, а также соответствующего увеличения степени генерализации и обзорности в фокусе изображения оказываются тектонические формы все более глубокого заложения [Макаров и др., 1974; Геологическое..., 1978]. Это позволяет нам предполагать, что и рассматриваемые линейные образования Западного Тянь-Шаня имеют разную глубину заложения. Джизакская зона характеризует, по-видимому, структуры менее глубоких слоев коры, чем Западно-Тяньшанская. В районе же Юго-Западного Гиссара северо-восточное направление — основное для верхних горизонтов коры, а меридиональное проявлено активнее, возможно, в более глубоких горизонтах .

В настоящее время наши знания недостаточны, чтобы дать точные привязки дешифрируемых на космических снимках образований к определенным слоям земной коры и верхней мантии. Но для нас достаточно подчеркнуть различие активности разных структурных направлений в различных слоях литосферы .

Мы привели лишь некоторые примеры проявления в приповерхностных структурах образований, связанных с деформациями глубинных слоев литосферы. Подобные факты в пределах Тянь-Шаня весьма многочисленны и теперь не представляются в виде неких структурных, сейсмических и других аномалий. Они являются таковыми лишь относительно приповерхностных структур, а в целом же вполне закономерны, отражая вещественные, структурные и динамические различия разных горизонтов литосферы, которые в той или иной мере определяют интенсивность и характер тектонических деформаций, возникающих при взаимодействии блоков литосферы .

Выше мы определили формы приповерхностной новейшей структуры Тянь-Шаня как парагенез, отвечающий субмеридиональному сжатию. Различные геофизические данные в сочетании с данными о напряжениях в очагах землетрясений, а также некоторые особенности приповерхностных структур, которые можно связывать с деформациями. Рис. 5. Сейсмогеологическая схема Алма-Атинской зоны высокой сейсмичности, по Б.М. Уразаеву и др.

[Сейсмическое..., 1979] 1 — зоны разломов и разломы: а — глубинные (I — Северо-Тяньшаньская зона разломов:

1 — Алма-Атинский разлом, 2 — Заилийский разлом; II — Чилик-Кеминская зона разломов;

III — Северо-Иссыккульская зона разломов), б — локализованные в "гранитном" слое (3 — Талгарский сдвиг, 4 — Большой Алма-Атинский разлом) ; 2 — интрузии: а — габбро, б — диоритов; 3 — изолинии плотности эпицентров слабых землетрясений; 4—8 — эпицентры сильных землетрясений: 4 - М 8; 5 - 7,5 М 7; 6 - 6,5 М 6; 7 - 6 М 5,5; 8 - 5,5 М 5 днями глубинных слоев, позволяют достаточно уверенно считать, что условия субмеридионального сжатия в течение новейшего этапа горообразования характерны и для глубинных слоев литосферы. Это, по-видимому, естественно, так как в процессе активного сближения и взаимодействия Индостано-Памирской и Евразийской плит участвуют, очевидно, не только верхние горизонты земной коры, шарьированные и смятые в складки приповерхностных структур, но вся литосфера, во всяком случае, вся кора .

С этим представлением согласуются отмеченные выше и другие данные о возможном характере смещений в зонах секущих глубинных нарушений рассмотренного типа [Макаров и др., 1974; Макаров, Соловьева, 1975, 1976; Геологическое..., 1978;

Макаров, Щукин, 1979]. Они свидетельствуют о том, что меридиональные зоны являются зонами растяжений; с зонами северо-западного простирания связаны правосдвиговые, а с зонами северо-восточного простирания — левосдвиговые дислокации. Широтные элементы относятся к формам сжатия .

Пересечение зон деформаций, активно развивающихся на разных уровнях литосферы и различных по направленности и форме движения, должно приводить, очевидно, к концентрации напряжений и компенсационным срывам по поверхностям, которые разделяют дисгармонично развивающиеся слои литосферы. Таковыми могут быть разделы Мохоровичича, между "базальтовым" и "гранитным" слоями и поверхности крупнейших структурно-стратиграфических несогласий в складчатом комплексе допалеозойского и палеозойского основания и осадочного покрова (прежде всего его подошва) .

Илийская В связи с этим необходимо вспомнить представление Э. Аргана [1935], что "складки основания" представляют собой, по существу, стратоструктуры, связанные со скольжением макрослоев земной коры по разделяющим их поверхностям крупных несогласий .

Такое представление хорошо подтверждается данными о распределении очагов землетрясений в разрезе литосферы. В свое время Е.А. Розова [1950] высказала интересное, хотя и основанное на спорных данных предположение, что гипоцентры землетрясений Средней Азии распределяются по субгоризонтальным зонам раздела земной коры. Такие фокальные плоскости, по ее мнению, расположены на глубинах 0—35±10, 50-60 и 100±20 км. Отмечая приуроченность слабых мелкофокусных землетрясений Средней Азии главным образом к крупным мезозойско-кайнозойским депрессиям, С.Д. Макарова [1955] также предположила, что их гипоцентры

приурочены к поверхности раздела палеозойского основания и мезозойскокайнозойского покрова и находятся внутри последнего .

Анализ изменения плотности очагов землетрясений, основанный на современных данных [Щукин, 1977], также подтвердил, что в разрезе литосферы имеется целый ряд уровней, или этажей, на которых сейсмические процессы особенно активны (рис. 8 ). Очаги землетрясений в Тянь-Шане концентрируются на глубинах 10— 20 и 30— км, а на Памире — в верхах коры (0— к м ), а также на глубинах 60— 40 10 80, 100— 120, 140-160 и 200-220 км. Можно предполагать, что эти сейсмогенные уровни связаны, по крайней мере отчасти, со срывами и горизонтальными перемещениями друг относительно друга дисгармонично и автономно развивающихся слоев литосферы .

С указанных позиций удалось получить удовлетворительное объяснение причин и возможного механизма разрушений в очаге катастрофических землетрясений в Центральных Кызылкумах в 1976 г. [Макаров, Щукин, 1979] .

Эти землетрясения произошли в юго-восточной части Туранской эпигерцинской плиты. Магнитуда их достигала 7,2, а глубина очаговой зоны — 20— км. Эпицентральная зона, расположенная в ненаселенном районе северо-восточнее пос. Газли, хорошо оконтуривается по степени разрушений животноводческих строений, колодцев и ряда других преимущественно искусственных сооружений (рис. 9). Она охватывает равнинную территорию размером около 70x50 км, несколько удлинненную в субширотном направлении. Здесь сила сотрясения достигала 9— баллов. При этом, однако, никаких сколько-нибудь заметных остаточных деформаций первичного типа в этой зоне не обнаруживается. Многочисленные трещины и разрушенные строения являются типично вторичными деформациями. Разрывы, по которым произошли смещения в очагах главных толчков и многочисленных афтершоков, угасли, не достигнув поверхности. По данным предварительного определения положения очагов отдельных толчков, они, вероятно, не затронули покров осадочных пород мезозоя — кайнозоя (1— 1,5 к м ), а возможно, и подстилающий позднегерцинский комплекс складчатого фундамента. Это подтверждается также тем, что густая сеть газозаборных скважин и газопроводов, расположенных в мезозойскокайнозойском покрове, осталась неповрежденной .

Таким образом, речь должна идти о глубинных деформациях скрытого типа .

Из результатов анализа сейсмологического материала известно, что смещения в очаговой зоне характеризуются резко выраженным преобладанием горизонтальной составляющей, вертикальная составляющая мала, т.е. смещения имели характер сдвигов или происходили по пологим поверхностям. Особенности очаговых зон сильных толчков позволяют также предполагать, что смещения в глубоких недрах земной коры произошли по разрывам различных простираций .

Анализ вторичных сейсмодислокаций обнаруживает следующие закономерности, которые определенным образом характеризуют, вероятно, структуру очаговой зоны и положение первичных сейсмогенных дислокаций, скрытых на больших глубинах .

Сильнейшие разрушения локализованы в пределах блока, который можно ограничить с юга линиями запад-северо-западного (295°) и северо-восточного (48°) простираций. Эти границы, с нашей точки зрения, представляют собой разрывные нарушения скрытого типа, в зонах которых происходило поглощение сейсмической энергии. С севера границы сейсмоактивного блока не проявлены столь отчетливо .

По независимым данным структурно-геологического и геоморфологического анализа Рис. 7. Карта сейсмической активности Узбекистана [Таль-Вирский и др., 1972] 1 — изолинии сейсмической активности  $A = A_{10}$ ; 2 - эпицентры максимальных наблюдаемых землетрясений с указанием класса; 3 — Западно-Тяньшаньская глубинная флексурно-разрывная зона; 4 — границы геолого-сейсмических зон Рис. 8. Схематические разрезы земной коры и графики изменения плотности очагов землетрясений с глубиной [Щукин, 1977] 1 — осадочный слой; 2 — альпийский складчатый комплекс; 3 — "гранитный" слой; 4 базальтовый" слой; 5 — кривые изменения количества очагов землетрясений, нормированных по площади (7V) а — Северный Памир (I) и Таджикская депрессия (II); б — Западный Тянь-Шань: / — ФерганоЧаткальский блок (3), I I - Ферганская впадина (1 — северная часть, 2 — южная часть); в — Северный Тянь-Шань (землетрясения: 1 — слабые, 2 —

сильные) (рис. 10) мы предполагаем, что они параллельны южным границам и вместе с ними оконтуривают ромбовидный в плане блок земной коры размером примерно 50x60 км .

Изосейсты сильнейших разрушений выявляют в его пределах четыре сейсмоактивные зоны, сопряжение которых образует прихотливые очертания плейстосейстовой области, не связанные непосредственно или соответствующие лишь частично контурам поверхностной геологической структуры (см. рис. 9) .

При интерпретации геологического и геоморфологического строения поверхности Центральных Кызылкумов мы исходили из того, что оно представляет интегральРис. 9. Карта поверхности вторичных деформаций эпицентральной зоны Газлийских землетрясений 1976 г .

Типы сооружений: 1 — легкие загоны-изгороди; 2 — хижины, навесы и загоны с деревянным каркасом, закладкой из сырцового кирпича и земляными крышами; 3 — дома городского типа (в том числе многоэтажные), кирпичные, панельные и блочные; 4 — колодцы с каменными надустьевыми постройками и крепью; 5 — колодцы неармированные; 6 — мосты однопролетные на железобетонных сваях или на опорах из каменной кладки; степень разрушенности указанных сооружений: а — неразрушенные, б — испытывавшие слабые разрушения, в — полуразрушенные, г — превращенные в руины; штрихи указывают направление падения стен и т.д.; 7, 8 — трещины растяжения: в грунтах: 7 — естественных, 8 — насыпных; 9 — разрыхленные встряской грунты;

10 — каменный выброс из трещины; 11 — оплывшие и оползшие грунты (обращены выпуклостью в направлении движения) ; 12 — направление качания сооружений (по свидетельствам очевидцев) ; 13 — направление сейсмического удара, предполагаемое по характеру разрушений (д) и по свидетельству очевидцев (б) ; 14—18 —отложения: 14 —палеозойские, 15 —мезозойские, 16 — палеогеновые, 17 — неогеновые, 18 — четвертичные; 19 —изосейсты максимальных (а) и средних (б) разрушений; 20 — южные границы очаговой зоны, предполагаемые по макросейсмическим данным; 21 — оси зон максимальных разрушений ную картину, которая отражает суммарный эффект воздействия разных горизонтов литосферы. Прежде всего это относится к неотектонической структуре, которая характеризуется на первый взгляд довольно мозаичным расположением и изометричными или ромбовидными очертаниями пологих складок основания ("локальных структур"). Такая структура возникла в результате интерференции элементов (поднятий и впадин) запад-северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений, проявленных на разных участках с различной интенсивностью. Можно отметить при этом некоторое преобладание элементов запад-северо-западного направления .

1 — — антиклинальные поднятия (складки основания), их зоны и системы (ЦентральноКызылкумские поднятия дифференцированы по степени относительного воздымания складчатого основания); 4 — положение изогипсы поверхности в междуречье Амударьи и Сырдарьи;

5 — зоны наиболее активных прогибаний и накопления неоген-четвертичных отложений; 6 — наиболее глубокие частные впадины в пределах Кульджуктау-Нуратинской системы поднятий;

7 — обобщенные контуры Зеравшанской синклиналиной зоны; 8 — зоны флексурно-разрывных нарушений (штрихи обращены в сторону опущенных крыльев, стрелками показано направление возможных смещений вдоль этих зон) ; 9 — Туркестан-Акчайский линеамент (разрывно-флексурная зона); 10 — разрывные нарушения, выявленные на космическом, снимке;

11 — сеймостанция Каракыр По данным Н.В. Лукиной [1978], которая обобщила прямые и косвенные свидетельства о структурных планах преимущественно погребенного складчатого основания, в складчатых комплексах герцинского структурного этажа преобладают западсеверо-западная и в меньшей степени — восток-северо-восточная ориентировки .

Для каледонского этажа и рифейско-вендского чехла древнего платформенного массива более характерны северо-западное и северо-восточное простирания при преобладании первого. И, наконец, в архейско-протерозойском кристаллическом фундаменте, залегающем на глубинах до 5 км, преобладают субмеридиональные (северосеверо-западные) и северо-восточные простирания .

При оценке динамики земных недр по геологическим данным мы исходили из указанных выше фактов и представлений, считая также, что активность юго-восточной части Туранской плиты и возникновение здесь новой сейсмоактивной зоны непосредственно связаны с развитием Тяньпаньского горного сооружения, происРис. 11. Принципиальная схема возможных



тектонических подвижек и активных разрывов в очаге землетрясения, возникшего на границе по-разному деформированных горизонтов литосферы (упрощенная модель очага Газлийских землетрясений 1976 г .

1 — — зоны: 1 — правого сдвига в верхнем горизонте, 2 — растяжений в нижнем горизонте, 3 — срыва на границе горизонтов. Стрелками показаны направления горизонтального сжатия ( $\sigma$ ) и растяжения ( $\sigma^{\wedge}$ ) ходящим в результате сближения и взаимодействия Индостано-Памирской и Евразийской литосферных плит. Тянь-Шань своими передовыми цепями как бы внедряется, вырастает по наиболее благоприятным ослабленным направлениям в смежную платформенную область и вызывает ее деформации .

Все своеобразие структурно-орографического рисунка рассматриваемого участка Туранской плиты определяется его органическим единством с молодой орогенной структурой Западного Тянь-Шаня. Все основные элементы неотектонической структуры последнего непосредственно продолжаются в пределы плиты и определяют ее активный структурный план [Макаров, Соловьева, 1976] (см. рис. 10). Отличие от орогена состоит главным образом в существенно меньших амплитудах тектонических движений и соответствующих характеристиках мощностей и фаций неогенчетвертичных отложений и морфологии складок основания. Последние, претерпев существенно меньшее сжатие, чем в Тянь-Шане, отличаются, как уже отмечалось, более изометричными очертаниями. Линейность же, присущая орогену, проявляется лишь в зональном расположении локальных складок .

Общий анализ неотектонического структурного рисунка рассматриваемой области (см. рис. 10), а также некоторые прямые и косвенные геологические, геофизические и сейсмологические данные позволяют сделать следующее заключение о современной динамике ее земной коры. По разрывам северо-западных направлений здесь происходят преимущественно правосторонние сдвиги, которые могут сопровождаться растяжениями и вертикальными смещениями с относительным опусканием юго-западных крыльев. Эти растяжения можно рассматривать как реакцию на давление со стороны западного крыла Памирской дуги. В результате этого давления, как известно, сформированы системы складок и разрыв Таджикской депрессии и Юго-Западного Гиссара. Постепенно угасая, структурные волны этого направления распространяются и далее на северо-запад .

Главным образом молодые структуры северо-восточного простирания в рассматриваемой области можно считать структурами сжатия, исходящего с юго-востока .

Парагенез складок и разрывов, характерный для флексуно-разрывных зон северо-восточного простирания, указывает также на левосдвиговые смещения в их пределах. В общем же по разрывам северо-восточного простирания происходят, вероятно, левосдвиговые перемещения со взбросо-надвиговой составляющей .

По широтным разрывам также возможны взбросо-сдвиговые смещения, но со сдвигом вправо. По субмеридиональным разрывам происходят растяжения в широтном направлении и сбросы с опусканием западных крыльев. Кроме того, расположение Центральных Кызылкумов относительно Индостано-Памирского клина позволяет предполагать, что здесь по субмеридиональным разрывам возможны и левосдвиговые смещения .

Таким образом, в рассматриваемой области возможно развитие деформаций сжатия двух направлений (северо-восточного и субширотного) и деформаций растяжения двух направлений (северо-западного и субмеридионального). Одновременная реализация тектонических напряжений по всем указанным направлениям в одном и том же структурном этаже, очевидно, невозможна. Необходимо предполагать, что здесь мы имеем дело с двумя динамопарами (каждая из них включает сопряженные структуры сжатия и растяжения), которые либо сменяют друг друга во времени, либо сосуществуют на разных уровнях .

Все это позволяет предложить следующую схему деформаций в очаге Центрально-Кызылкумских (Газлийских) землетрясений. В низах древних складчатых комплексов или в кристаллическом основании по разрывам северо-западного простирания произошли правосдвиговые смещения, которые могли сопровождаться относительным поднятием северо-восточного крыла. Это смещение компенсировалось взбросо-надвигами по сопряженным разрывам северо-восточного простирания, которые, возможно, сопровождались и левосторонними сдвигами .

В более глубоких слоях земной коры, в низах "гранитного" слоя и в области раздела его с "базальтовым" слоем, который находится здесь на глубинах 24— км, активные деформации можно предполагать по разрывам субмеридионального и субширотного простираний. По первым мы предполагаем левосдвиговое смещение и возможное растяжение со сбросом западных крыльев, по вторым — правый сдвиг с активным смещением южного крыла на запад и возможной взбросо-надвиговой составляющей .

Необходимо предполагать также, что такое несогласное развитие деформаций в разных структурных этажах могло привести к концентрации напряжений и возможным латеральным компенсационным перемещениям и сейсмогенным срывам по некоторым субгоризонтальным поверхностям раздела этих этажей (рис. 11) .

Такое представление о механизме разрушения земных недр в очаговой зоне Центрально-Кызылкумских землетрясений вполне объясняет на первый взгляд хаотический разброс эпицентров главных толчков и афтершоков на большой площади и прихотливые контуры плейстоценовой области, устанавливаемые по макро сейсмическим данным .

Таким образом, в пределах Тянь-Шаня и смежных частей прилегающих платформенных областей имеются достаточно многочисленные примеры структурно-динамических несогласий разных слоев литосферы, свидетельствующие о ее тектонической расслоенности и возможных срывах и смещениях одних слоев относительно других. Такие срывы, или горизонты тектонического разупрочнения (своего рода субгоризонтальные подвижные зоны между литопластинами), можно предполагать в основании коры, в ее "базальтовом" слое и на границе его с гранитно-метаморфическим слоем, между последним и складчатым комплексом палеозойд, в основании покрова мезозойско-кайнозойских отложений .

Максимально активная подвижная зона приурочена, вероятно, к "базальтовому" слою и его кровле, в пределах которых и реализуются крупнейшие региональные вещественно-структурные и динамические перестройки между выше- и нижележащими слоями литосферы .

Новейшие и современные деформации разных слоев литосферы Тянь-Шаня и прилегающих территорий осуществляются в едином поле субмеридионального сжатия. Но оно по-разному реализуется в различных (с точки зрения вещественных, структурных и физических характеристик) слоях. Эти различия, проявляющиеся в форме, направленности и интенсивности деформаций, и приводят к компенсационным срывам вдоль некоторых субгоризонтальных поверхностей и тектонической расслоенности литосферы .

Рис. 72. Тектоническое районирование северной части Индостано-Памирской плиты и сопредельных территорий [Трифонов, 1979а] 1— —Индийская платформа: 1 —часть Индийской платформы, не испытывавшая значительных дифференцированных тектонических движений в позднеальпийскую эпоху, 2 — мезозойскокайнозойский мегасинклинальный прогиб, 3 — позднеальпийский предгорный прогиб, 4 — Гималаи, 5 —северная часть платформы с верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями южного края Тетиса (Тибетские Гималаи и их аналоги); 6— — внутренняя часть АльпийскоЦентрально-Азиатского орогенического пояса: 6 — древние массивы, 7 — офиолитовые зоны Ицца и Кветты (а) и гранитный батолит в зоне Инда (б ), 8 — офиолитовая зона Фарахруд и ее возможные аналоги, 9 —зона Каракорума и Юго-Восточного Памира и ее аналоги, 10 — зона Центрального Памира и ее аналоги, 11 — зона Западного Гиндукуша, Северного Памира и Куньлуня, 12 — Белуджистанская флишевая зона; 13, 14 — южная часть Евразийской плиты: 13 — Тянь-Шань, 14 — палеозойское основание Туранской плиты; 15 — кайнозойские и мезозойские прогибы внутренней части и северного края Альпийско-Центрально-Азиатского орогенического пояса, развивающиеся на консолидированной континентальной коре; 16— — время максимального проявления дифференцированных позднеальпийских горизонтальных движений в северной части Индостано-Памирской плиты: 16 — олигоцен, 17 — поздний олигоцен и миоцен (й), миоцен и, вероятно, плиоцен (б), 18 —конец миоцена и плиоцен, 19 —конец миоцена, плиоцен и четвертичный период, 20 — четвертичный период; 21—25 — начало интенсивных поздеальпийских горизонтальных движений по разломам: 21 — олигоцен и ранее, 22 —конец олигоцена и миоцен,, 23 —конец миоцена и плиоцен,, 24 —четвертичный период, 25 —возраст неизвестен;

26 — разломы, активные в позднем плейстоцене и голоцене; 27 — сдвиги (а) и надвиги (б) (знаки 26, 27 нанесены вместе со знаками 21—25); 28 — границы тектонических зон без разломов а, С х N § % % к зоне Памиро-Каракорумского разлома, который на юго-востоке кулисно подставляется Главным пограничным разломом Гималаев. Направления молодых движений по указанным разломам свидетельствуют об общем движении ограниченной ими области, названной Индостано-Памирской плитой, на север относительно соседних областей Альпийско-Азиатского пояса [Трифонов, 1976а; Trifonov, 1978а].

В олигоцене рассматриваемая плита была меньше: она охватывала лишь Индийскую платформу и Гималаи и ограничивалась на севере зоной Инда [Гансер, 1967]. Чтобы понять, как произошла такая перестройка, были проанализированы данные Г.Д. Ажгирея, А. Гансера, И.Е. Губина, С.А. Захарова, С.В. Руженцева, В.Е. Хайна, В.А. Швольмана и других исследователей о возрасте новейших тектонических нарушений и деформаций Памиро-Гималайской области [Трифонов, 1979а]. Анализ показал следующее.

В процессе относительного движения Индостанской плиты к северу расположенный перед ней участок внутренней зоны (или зон) орогенического пояса вовлекался в интенсивные складчато-надвиговые деформации, вызванные этим движением и приводившие к обособлению деформированного участка наращивавшимися к северу зонами сдвигов западного и северо-восточного обрамлений плиты и, вероятно, к срыву деформированных и нарушенных разрывами верхнекоровых образований. В результате эти образования теряли способность к интенсивным деформациям, причленялись к краевой части плиты и начинали двигаться вместе с ней, а зона наибольших смещений, фиксирующая положения фронта краевой части плиты в верхнекоровом слое, скачкообразно перемещалась к северу. В деформации вовлекался следующий участок, претерпевал подобные изменения и т.д. Такая миграция фронта краевой части плиты доказывается сопоставлением времени проявления наиболее интенсивного надвигания и складчатости в разных частях региона, а также возраста смещений на разных отрезках обрамляющих сдвиговых зон. В олигоцене фронт плиты располагался в зоне Инда, в миоцене — в зоне Центрального Памира, в позднем миоцене и плиоцене — в зоне Каракульского надвига и, наконец, в плейстоцене — в северо-восточной части Дарваз-Алайской зоны.

Выявленная последовательность тектонических событий предполагает обособление верхнекорового слоя краевой части Индостано-Памирской плиты и его дисгармоничное развитие относительно более глубоких слоев литосферы. Это предположение подтверждается сейсмологическими данными. Анализ расположения гипоцентров землетрясений региона [Белоусов и др., 1979] (рис. 13) показал, что они образуют сейсмофокальную зону, которая, очевидно, соответствует современной северной границе Индостано-Памирской плиты на глубине. До глубин 30—40 км сейсмофокальная зона наклонена на юг. По ней прослеживаются на глубину надвиги северного обрамления плиты — Вахшский и Каракульский. Ниже находится субгоризонтальная зона скопления гипоцентров, а под ней слой, в котором количество гипоцентров резко уменьшается. Еще ниже, на глубинах 60—270 км, фокальная зона построена четковидно, но в целом имеет форму сужающегося книзу почти вертикального клина с осью под Южным Памиром — Каракорумом.

Вертикальное положение сейсмофокальной зоны исключает пологий подцвиг одной плиты под другую, предполагавшийся К. Ле Пишоном и его соавторами [1977]. Вероятно, в этом случае на глубине сжатие реализуется в утолщении краевых частей взаимодействующих плит (особенности и следствия такого утолщения подробнее рассмотрены в гл. V) и оттоке материала в стороны по широтным зонам сдвигов и сдвиговых деформаций. Последние действительно развиты в сопряженных с Индостано-Памирской плитой в Афганском и Центрально-Азиатском сегментах орогенического пояса [Molnar, Tapponnier, 1975; Трифонов, 1976а].

Рассмотрим подробнее региональную ситуацию строения и сейсмичности литосферы данного региона. Опорным в региональном описании будет сейсмический\* 1 Рис. 13. Сейсмичность литосферы Тянь-Шаня и Памиро-Гималайского синтаксиса [Белоусов и др., 1979] 1 — изолинии плотности гипоцентров землетрясений; 2 — поверхность Мохоровичича по сейсмическим данным; 3 — глубинные разломы; 4 — кривая плотности эпицентров землетрясений с очагами в земной коре (N); 5 — то же, для северной (советской) части профиля; 6 — кривая плотности эпицентров с очагами до глубины 240 км; 7 — кривая аномалий силы тяжести в редукции Буге; 8—13 — шкала значений плотности гипоцентров землетрясений: 8 — 1—9 — 2, 2 -3, 10 -3 -5, 11 -5-7, 12 -7-10, 13 -

10 Профиль от Ферганской впадины на севере до Предгималайского прогиба на юге [Сейсмические..., 1977; Земная кора..., 1977; Белоусов и др., 1979]. Разрез (см. рис. 13) представляет собой наиболее вероятную модель земной коры вдоль профиля, удовлетворяющую поле годографов продольных и обменных волн от взрывов. Он пересекает Внутриазиатскую депрессию аномалий силы тяжести в редукции Буге, соответствующую всей совокупности горных массивов и впадин .

Элементы поля скоростей и гравитационного поля интерпретируются неоднозначно .

Связь между неоднородностями строения земной коры, верхней мантии и приповерхностными геологическими структурами носит сложный и многообразный характер. Поднятия и погружения поверхности Мохоровичича представлены максимумами либо минимумами силы тяжести. Значения граничных скоростей вдоль поверхности Мохоровичича варьируют от 8,1 до 8,4 км/с .

В верхней мантии, на глубине 120— 300 км, расположен слой с относительно пониженными скоростями сейсмических волн, мощность которого сокращается на юге — на окраине Индостанского щита и на севере — в Срединном и Северном ТяньШане. Возрастание этого слоя под Памиром сопровождается заметным уменьшением скорости распространения сейсмических волн, что может быть связано с увеличением температуры. По этой же причине для этих глубин наблюдаются невысокие значения средних скоростей в земной коре (6,1—6,3 км/с ), корреляция которых с плотностными параметрами среды по обычным стандартам приводит к нереально низким средним значениям плотности и соответственно к низким значениям вычисленных аномалий силы тяжести .

Если учесть температурное влияние на скорость распространения упругих волн, то относительно более высокой плотностью должна обладать вся нижняя часть земной коры. Для этого слоя плотности, приведенные к условиям земной поверхности, должны быть близки к 2,9 -3 г/см<sup>3</sup>. Соответственно можно предположить, что эта часть коры скорее является коро-мантийной смесью. Этот "промежуточный" слой, по-видимому, неоднороден по составу. Об этом свидетельствуют наблюдаемые в нем горизонты с пониженными скоростями упругих волн. Раздел между "промежуточным" слоем и вышележащей, менее скоростной частью земной коры хорошо выражен в поле обменных волн. Он фиксирует субгоризонтальный контакт между неоднородностями среды, и именно здесь, в средней части коры располагается субгоризонтальная зона высокой сейсмической активности (см. рис. 13). Последнее обстоятельство позволяет думать о возможности региональных срывов и смещений глубинных слоев земной коры по субгоризонтальным поверхностям. Вдоль них в соответствующем поле тектонических напряжений развиваются деформации, отвечающие пологим сдвигам и надвигам, а также крутым сдвигам сколового типа, расположенным косо к поверхности срыва. Такие соотношения структурных деформаций приводят к хаотическому распределению осей сжатия и растяжения в местах контакта блоков и разноориентированных разрывов. Это подтверждается сведениями о механизмах смещений в очагах землетрясений [Широкова, 1967;

Nowroozi, 1971, 1972]. В очагах коровых землетрясений оси сжатия и растяжения субгоризонтальны, что, вероятно, свидетельствует о значительной роли горизонтальных (сдвигового типа) тектонических движений .

Памиро-Гиндукушская сейсмофокальная зона изменчива по форме на разных глубинах [Горшков и др., 1969; Лукк, Нерсесов, 1970; Лукк, Винник, 1975; Винник и др., 1978; Billington et al., 1977] (рис. 14). Глубокие очаги (100-300 км ) фокальной зоны служат как бы вертикальным разделом между сейсмоактивными блоками литосферы — краевыми частями Евразийской и Индостано-Памирской плит. Результаты определения механизмов очагов Памирских землетрясений за период 1964—1973 гг. [Широкова, 1979] показали возможность движения Памирского сейсмоактивного блока в северном — северо-западном направлениях, причем эти движения захватывают земную кору и верхнюю мантию до глубин по меньшей мере 100— 140 км. Согласно расчетам, выполненным О.А. Кучай [1980], при современных тектонических условиях Памирский блок не только деформируется, но и обнаруживает тенденцию к относительно движению в север-северо-западном направлении со средней скоростью 3,6-5,5 см/год .

Для Памиро-Гиндукушских очагов распределение макросейсмической интенсивности оказывается неконцентрически относительно эпицентра: максимальная интенсивность Рис. 14. Схема изолиний глубин Гиндукушской сейсмофокальной зоны (в км) [Billington et al., 1977] Рис. 15. Схема расположения высокодобротной области, окружающей Гиндукушскую сейсмофокальную зону

[Молнар и др., 1976] 1 —Талгар  $f = 1$  Гц) ; 2 —ГарМ ( $f = 5$ — гЦ) ; 3 — Хорог и Файзабад ( $J = 5$  Гц) ; 4 - Лахор  $f = 1$  Гц) ность наблюдается в 100— 200 км к северу от эпицентров. Такие систематические смещения максимумов интенсивности свидетельствуют о том, что именно там, в области максимума макросейсмического поля, находится геометрическое место выходов (след) высокодобротных трасс [Молнар и др., 1976] (рис. 15) .

Физические параметры среды и особенности ее напряженного состояния в пределах сейсмофокальной зоны, сложные взаимоотношения очагов коровых и мантийных землетрясений и, в частности, зональность их распределения по глубинам (см. рис. 13) все это во многом не укладывается в простую модель субдукции одной плиты под другую. В литосфере региона выделяются два активных этажа, деформации в которых, по всей вероятности, могут происходить автономно, в соответствии с доминирующими на этих глубинах полями напряжений, особенностями структуры и свойств среды. Верхний этаж (примерно до глубины 40 км ) представляет собой наиболее активную часть земной коры, нижний этаж (на глубинах 100— 300 км ) — наиболее активную часть верхней мантии. Волноводы, расположенные внутри или в подошве верхнего этажа, играют существенную роль как в процессе тектонических перемещений огромных масс в условиях субгоризонтального сжатия, господствующего в Индо-Памирском регионе, так и в процессе формирования очагов сильных коровых землетрясений. В модели горизонтального перемещения крупных объемов литосферы волноводы могут служить поверхностями субгоризонтальных срывов ее верхнего этажа относительно нижнего .

Глубинная фокальная зона Памиро-Гиндукушских землетрясений трассирует в плане и вертикальном разрезе контакт крупномасштабных неоднородностей верхней мантии, дискордантно к которым располагаются приповерхностные геологические структуры и неоднородности земной коры

В мезозое и большей части кайнозоя (вплоть до четвертичного времени) для Южного Тянь-Шаня и Северного Памира были характерны восходящие движения, в то время как в Таджикской депрессии господствовал режим прогибания и седиментации. Передовая зона Южного Тянь-Шаня по особенностям тектонической жизни занимает промежуточное положение между Южным Тянь-Шанем и Таджикской депрессией. Хотя в ней в мезозое и кайнозое и происходило осадконакопление, темпы прогибания были значительно меньшими, чем в Таджикской депрессии. Если в Таджикской депрессии мощности мезозойско-кайнозойских отложений достигают 12—14 км, то в Передовой зоне они не превышают 2— км, а в частных тектонических грабенах и синклиналиях Южного Тянь-Шаня мощность мезозойско-кайнозойских отложений редко превосходит первые сотни метров .

На границе плиоцена и четвертичного времени осадки Таджикской депрессии испытали складчатость, после чего в интенсивное орогенческое поднятие были вовлечены не только структуры Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, но и Таджикской депрессии и Передовой зоны Южного Тянь-Шаня .

Границы между тектоническими зонами проходят по зонам крупнейших разломов: Южный Тянь-Шань от Передовой зоны отделяется зоной Гиссаро-Кокшаальских разрывных нарушений; Передовая зона от Таджикской депрессии отделена Вахшским и Илякским разломами, а Таджикская депрессия от Северного Памира —зоной Дарваз-Каракульских разломов [Губин, 1960] .

Различия в истории геологического строения рассмотренных выше тектонических зон связаны с их глубинным строением, что достаточно четко отражено в осредненных скоростных разрезах (рис. 16). Рассмотрим их подробнее .

В районе Гиссаро-Каратегина и на Северном Памире палеозойский фундамент обнажается непосредственно на поверхности и поднят над уровнем моря на высоту 3— км. В Передовой зоне Южного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии палеозойские породы перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями. В последних сравнительно четко выделяются два структурных этажа, которые в зависимости от залегания выше или ниже верхнеюрских соленосных образований называются "надсолевым" и "подсолевым". Верхний этаж сильно дислоцирован, смят в сложные складки, которые ограничены поверхностями крупных пологих надвигов или взбросов [Захаров, 1979]. Поверхность кровли нижнего этажа представляется более плавной, отражающей основные черты тектонического строения Таджикской депрессии. За исключением таких крупных разломов, как Гиссаро-Кокшаальский, Дарваз-Каракульский, Илякский и Вахшский, каких-либо разломов или разрывов, пересекающих поверхность подсолевых отложений, выявить сейсмическими наблюдениями

не удалось [Дуркин и др., 1976]. В настоящее время господствует точка зрения, что поверхность подсолевой юры является границей несогласия в осадочном чехле Таджикской депрессии, а сложная тектоника "надсолевого" этажа вызвана большими горизонтальными движениями покрова по соленосным отложениям верхней юры [Захаров, 1979].

В зонах сочленения Пашра и Южного Тянь-Шаня с Таджикской депрессией поверхность палеозойского складчатого фундамента резко смещена по системе Рис. 18. Схема рельефа кровли слоя пониженных скоростей Главнейшие разломы: I — Гиссаро-Кокшаальский, II — Вахшский, III — Дар в аз-Кар акулье кий ступеней, амплитуда которых изменяется вдоль простирания зон и в некоторых местах достигает 5— км. Аналогичным образом ведет себя поверхность "гранитного" слоя земной коры (рис. 17, вкл.). Общее ее погружение происходит с севера на юг. Наибольшие глубины рассматриваемой поверхности (до 14—15 км) наблюдаются в Таджикской депрессии, в Предпамирском и Предгиндукушском прогибах [Кулагина и др., 1974; Кулагин и др., 1976]. О положении этой границы в пределах Памира имеются только отрывочные сведения. По-видимому, в районе Западного Памира поверхность "гранитного" слоя залегает на глубинах 15— км, а в пределах Восточного Памира - 17-20 км. Затруднительность надежного определения рельефа "гранитного" слоя на Памире обусловлена тем, что в мощные толщи мезозойских и палеозойских отложений, перекрывающих "гранитный" слой, здесь внедрен целый ряд интрузивных тел, обладающих повышенными скоростями по сравнению с вмещающими породами. В ряде мест (например, на Южном Памире) высокоскоростные породы выходят на поверхность .

Следующей по глубине границей является кровля волноводного слоя. Небольшое количество данных о глубинах залегания этой границы позволяет оценить ее пространственное положение только в пределах зоны сочленения Южного Тянь-Шаня с Таджикской депрессией (рис. 18). В общем эта поверхность приподнята в районе Гиссаро-Каратегина и опущена в депрессии, т.е. залегает согласно с поверхностью "гранитного" слоя .

Наиболее полно в региональном плане изучена поверхность Мохоровичича [Кулагина и др., 1974]. В общей структурной схеме этой поверхности сравнительно четко проявляются все три тектонические области: Таджикская депрессия (Афгано-Таджикская впадина), Памир и Южный Тянь-Шань (рис. 19) .

В Афгано-Таджикской впадине поверхность М приподнята относительно ее положения на Памире и Южном Тянь-Шане. Наименьшие значения глубин до границы М (32— км) наблюдаются в центральной части депрессии, а наибольшие — на ее южной и восточной окраинах. Отдельным приподнятым блоком выделяется Гиссарская долина, отделенная от остальной части депрессии резким уступом, совпадающим по простиранию с Илякским разломом .

В пределах Южного Тянь-Шаня минимальные (40-50 км) глубины поверхности М приурочены к Гиссарскому и Зеравшанскому хребтам, а максимальные (55— км) — к Туркестанскому и Алайскому. В целом погружение поверхности М происходит здесь с запада на восток .

На территории Памира в рельефе поверхности М выделяется Западно-Памирский (глубина 55-60 км) и Восточно-Памирский (67-73 км) блоки, внутри которых рельеф сравнительно спокоен. Зона сочленения этих блоков в рельефе границы М совпадает с границей между высокоскоростным и низкоскоростным блоками верхней мантии, выявленными по иной методике [Винник, Лукк, 1974] .

Резкие изменения мощности земной коры приурочены к зонам сочленения рассматриваемых тектонических областей, совпадающих с Гиссаро-Кокшаальским и

3. Зак. 1345 33 Рис. 19. Схема рельефа поверхности Мохоровичича [Кулагина и др., 1974] 1, 2 — изогипсы поверхности (в км), проведенные уверенно (1) и предположительно (2); 3 — основные разломы: I — Гиссаро-Кокшаальский, II — Дарваз-Кар акулье кий, III — Южно-Ферганский Дарваз-Каракульским разломами, т.е. можно предполагать, что эти разломы секут всю земную кору .

В рельефе поверхности "базальтового" слоя наблюдаются общие черты с рельефом поверхности Мохоровичича (рис. 20). Как и в случае границы М, погружение кровли "базальтового" слоя происходит от Таджикской депрессии под горные сооружения Южного Тянь-Шаня, Памира и Гиндукуша [Кулагин, Кулагина, 1977]. Однако поверхность "базальтового" слоя оказывается менее дифференцированной по сравнению с поверхностями "гранитного" слоя и верхней мантии. Переход

от одного блока земной коры к другому осуществляется более плавно, а зоны их сочленения выражены нечетко .

Количественные оценки структурной согласованности различных границ раздела земной коры в пределах рассматриваемой территории показывают, что поверхность "гранитного" слоя и верхняя граница волновода коррелируются между собой положительно (рис. 21). В то же время поверхность "гранитного" слоя с поверхностью "базальтового" слоя (К) не коррелируются (в пределах территории, где имеются совместные данные), а с поверхностью М коррелируются отрицательно, причем особенно отчетливо в зоне контакта депрессии с Южным Тянь-Шанем (см .

рис. 21,б, в). Между поверхностями М и К наблюдается общая хорошая положительная корреляция (см. рис. 21,г ). Из приведенных оценок следует важный вывод о том, что, как и в Тянь-Шане, кровля "базальтового" слоя является глубиной поверхностного несогласия в земной коре зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню;

выше и ниже этой поверхности морфология и расположение структур различны .

Рассмотрим другие данные, подтверждающие существование субгоризонтальных ослабленных зон в земной коре зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню. Для этого Рис. 20. Схема рельефа "базальтового" слоя [Кулагин, Кулагина, 1977] 1 — точки, в которых определены глубины залегания границы Конрада; 2 — изогипсы поверхности Конрада, проведенные уверенно (в) и предположительно (б) ; 3 — главнейшие разломы (см. рис. 19) исследуем особенности распределений очагов землетрясений по глубине, в частности по отношению к волноводу в основании "гранитного" слоя .

Известно, что при прочих равных условиях чем интенсивнее деформации в объеме горных пород, тем больше вероятность образования разрыва. Следовательно, можно ожидать, что в слоях глубинной дисгармонии разрывы образуются чаще, и такие слои могут фиксироваться аномальным увеличением общего количества землетрясений (но не выделяемой ими энергии, поскольку в слое с пониженной прочностью условия для накопления упругой энергии неблагоприятны). При этом следует учитывать, что с увеличением глубин физические предпосылки для хрупкого разрушения горных пород уменьшаются, что выражается в соответствующем уменьшении числа землетрясений с глубиной [Кучай, 1973]. Таким образом, зона глубинной дисгармонии может быть зафиксирована лишь локальным максимумом числа землетрясений на фоне их общего падения с глубиной .

В зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню изменение количества землетрясений по глубинному разрезу земной коры изучалось в Вахшском районе, где имеются представительные данные о глубинах очагов землетрясений. Кривые распределения общего количества землетрясений по глубине строились отдельно для участков наиболее крупных геотектонических структурных подразделений, входящих в район Южного Тянь-Шаня (Гиссаро-Каратегин) и Таджикской депрессии (рис. 22) .

Из графиков распределения землетрясений по глубинам видно, что наибольшее количество очагов сосредоточено в верхнем этаже земной коры (до 10 км ). Преобладание очагов землетрясений в верхней части земной коры особенно отчетливо наблюдается для Таджикской депрессии, где почти 55% всех землетрясений возникает на глубинах до 5 км. В отдельных тектонических зонах депрессии (например, в зоне Гулизинданского надвига) на такой глубине располагается до 70— 80% землетрясений. В Гиссаро-Каратегине на глубинах до 5 км возникает примерно 35-40%

— — —

Рис. 21. Корреляционные зависимости между глубинами залегания поверхностей раздела земной коры а — между поверхностями: а — "гранитного" (Я г) и "волнового" ( я у слоев ( $H_g = 0,79;$

в Я в = 5,3; Я = 0,70); б — "гранитного" Нт и "базальтового" Нq} слоев; в — "гранитного" слоя и границей М (Я^): i — в пределах Таджикской депрессии ( $Я^ = — 0,15 - Я^ + 18,1; R = — 0,46$ ), 2 — в области перехода от Южного Тянь-Шаня к Таджикской депрессии в районе Гиссарской долины ( $Я^ = — 0,86 \cdot Я^ + 3,86; R = — 0,89$ ); г — между поверхностью "базальтового" слой и границей М ( $Яб = 0,42 \cdot Я^ + 10,7; R = 0,62$ ) 1 —Таджикская депрессия; 2 —Южный Тянь-Шань; 3 —Памир 10 \_\_\_\_\_ во \_\_\_\_\_ тон/ 1 \_\_\_\_\_ w 0 о \_\_\_\_\_ юоо м Рис. 22. Распределение очагов землетрясений по глубине и скоростные разрезы земной коры Южного Тянь-Шаня (а) и Таджикской депрессии (б) а—Vp—

изменение скоростей продольных волн в восточной (1) и западной (2) частях Гиссаро-Каратегина [Нерсесов, Чепкунас, 1971];  $N$  - распределение числа землетрясений по глубине в восточной (1) и западной (2\*) частях и в общем ( $f$ ) по Гиссаро-Каратегину;  $b$  —  $V_p$  — изменение скоростей продольных волн с глубиной: 1 — среднее для всей территории [Кулагина и др., 1974]; 2 — в районе Вахшского хребта, 3 — в районе хребта Петра Первого, 4 — к югу от Гиссарской долины [Баринова, Матвеева, 1974];  $N$  — общее распределение землетрясений по глубине от всех зарегистрированных представительных землетрясений. Почти на всех графиках отмечаются локальные максимумы землетрясений на глубинах 15—20 км. Вид полученных кривых распределения наводит на мысль, что в земной коре, так же как в литосфере, спад количества землетрясений с глубиной в общем осуществляется по экспоненциальному закону. Экспериментальные зависимости  $N = N(h)$ , построенные для Гиссаро-Каратегина и Таджикской депрессии (см. рис. 22), показывают, что для обоих районов спад количества землетрясений с возрастанием глубины не описывается какой-либо одной экспоненциальной зависимостью, а распадается на две, характеризующие изменение числа землетрясений в верхней и нижней частях земной коры. Общим в законах убывания количества землетрясений с глубиной для рассматриваемых геотектонических зон является то, что в верхней части земной коры число землетрясений спадает по экспоненте только до определенных глубин, соответствующих положению верхней границы слоя пониженных скоростей (см. рис. 22). В пределах волновода наблюдаются отклонения от установленной закономерности в сторону увеличения числа землетрясений. Ниже волновода спад их числа происходит, по-видимому, опять в соответствии с экспоненциальным законом. При общем сходстве зависимостей в верхней части земной коры Гиссаро-Каратегина количество землетрясений с глубиной спадает медленнее, чем в Таджикской депрессии, а в нижней части уменьшение  $N$  с ростом  $h$  в обеих зонах происходит примерно одинаково. Полученные закономерности обнаруживают поразительное сходство с подобными же зависимостями, характеризующими спад сейсмической активности с глубиной в верхней мантии в районах островных дуг и зонах сочленения континентов и океанов [Сайкс, 1975]. Для большинства островных дуг отклонение числа землетрясений от экспоненциальной зависимости в сторону увеличения наблюдается в интервале глубин 100—180 км, т.е. начиная с глубин существования астеносферы.

## АЛЬПО-КАРПАТО-БАЛКАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Изложенные положения подтверждаются данными по существенно иной области.

Они хорошо иллюстрируются картой плотности глубинных сейсмогенных дислокаций, отражающей положение основных сейсмогенных структур земной коры и верхней мантии (рис. 23, вкл.). На карте отражены два фактора, характеризующие особенности напряженного состояния среды: а) плотность сейсмогенных дислокаций (т.е.

число сейсмических разрывов в очагах землетрясений, нормированных по площади и выраженных в условных единицах —  $n \cdot \text{км}^2$ ), отражающая степень раздробленности среды; б) ориентация зон высокой плотности (концентрации) сейсмогенных дислокаций, соответствующая доминирующему в регионе современному полю тектонических напряжений.

Выделенные в пределах региона зоны можно подразделить на отчетливо совпадающие с известными геологическими разрывами, выраженными на дневной поверхности, уверенно сопоставимые с положением скрытых разломов, установленных по геофизическим данным, и не имеющие ясно выраженной связи с различными структурами, но совпадающие с аномалиями физических полей, отражающими иные неоднородности среды, нежели разломы.

Из анализа пространственного положения глубинных сейсмогенных структур Альпо-Карпато-Балканского региона следует, что одно из характерных направлений сейсмогенных структур совпадает с простиранием главных тектонических элементов и морфологических единиц (особенно в Карпатах, Динаридах), а другое ориентировано поперечно или по диагонали к простиранию главных линейных тектонических структур. В этой связи особое внимание следует уделить возможности выявления поперечных структур, плохо или вовсе не выраженных по другим критериям (примеры того будут показаны ниже). Формирование перечисленных направлений глубинных сейсмогенных структур в интервале глубин от первых десятков до сотен километров отражает



сложное структурно-динамическое взаимодействие разных горизонтов земной коры и верхней мантии .

Основные направления глубинных сейсмогенных структур трассируют контуры крупных блоков литосферы Альпо-Карпато-Балканского региона и сопредельных областей, разделенных глубинными разломами регионального значения. Возраст этих разломов, вовлеченных в современные сейсмические процессы, различный: от дорифейского (юго-западная часть Восточно-Европейской платформы) и герцинского (Мизийская плита, Добруджа, Трансильванская впадина) до альпийского (складчатые сооружения Карпат и Балкан) и плиоцен-четвертичного (Закарпатский прогиб, структуры Балканид, Родопский массив) .

Несомненно, что сеть выделенных дискордантно расположенных по отношению друг к другу сейсмогенных структур в общих чертах отвечает ориентации тектонических структур альпийского возраста, в особенности новейших, однако столь же несомненным и интересным является факт подчиненности современных сейсмогенных структур плану древних (догеосинклинальных) тектонических образований (структур, разломов), на что в свое время обращал внимание Д.И. Мушкетов [1933] .

Можно предположить, что наиболее древним структурам и разломам, унаследованным и обновленным сейсмогенными движениями, отвечают в пределах орогенных зон северо-восточное и субмеридиональное направления. План альпийских и новейших структур в сейсмогенных дислокациях реализован в субширотных и северозападных азимутах простираний. Соответственно первые из упомянутых направлений (т.е. северо-восточное и субмеридиональное) отвечают более глубокому структурному плану (в ряде случаев - до низов коры и верхов мантии), нежели вторые (первые километры — до первых десятков километров) .

Сказанное проиллюстрируем схемой (см. рис. 23). Примером дискордантно расположенных глубинных структур служат зоны глубинных сдвигов — Фриули — Братислава, Сицилия — Скутари-Печ — Вранча, зоны глубинных подсдвигов — Динароко-Апулийско-Эгейская и Восточно-Карпатская, Центрально-Родопско-Эгейская меридиональная зона глубинного растяжения и зоны региональных надвигов и срывов .

Наиболее выраженной и принципиально новой по структурному положению оказалась глубинная зона активных деформаций Сицилия — Скутари-Печ — Вранча, обнаруженная при анализе распределения характерных глубин очагов сильных землетрясений [Щукин, 1978]. Это структурное направление служит отчетливым разделом двух крупных блоков литосферы, различающихся глубиной и интенсивностью современных геодинамических процессов. Мощность сейсмоактивного слоя в АльпоКарпато-Динарском блоке литосферы составляет в среднем 20 км, реже 30— км 40 (в Динаридах), в то время как в Балканском блоке литосфера сейсмична до глубины 200 км и более. Есть основание полагать, что скоростные и плотностные характеристики литосферы этих блоков могут быть существенно различными, однако достоверных сведений (за исключением района Вранча на северо-восточном окончании зоны) об этом пока нет. Об активном развитии зоны на глубинах 100— 300 км свидетельствуют очаги мантийных землетрясений: в районе Вранча (Восточные Карпаты) на глубине 100— 200 км, а в районе Сицилии (в Тирренском море) — 300-400 км. В продольном вертикальном сечении эта зона подобна ”коромыслу” .

Очаги землетрясений на его концах свидетельствуют о крутом погружении ее в северо-западном направлении. Центральная часть зоны на участке Скутари-Печ (в Динаридах) совпадает с системой известных правосторонних сдвиговых нарушений;

в разрезе земной коры характеризуется сложными дислокациями с многочисленными очагами сильных и слабых землетрясений .

Зона Сицилия —Скутари-Печ — Вранча и южнее расположенная зона Пелопоннес - Эдирне (тоже северо-восточного простирания) создают глубинную диагональную систему, которая достаточно хорошо объясняет структурную асимметрию и дисгармонию глубоких горизонтов земной коры, поперечную зональность верхних ее частей, интенсивные сколовые деформации тектонических структур и различия геофизических характеристик блоков по разные стороны этих неоднородностей, известные в Эллинидах и Балканидах .

Представителем "промежуточного" структурного этажа, дискордантно расположенного к упомянутым выше сверхглубинным структурам, является Центрально-Родопско-Эгейская зона, глубину которой можно оценить до 50-60 км при средней мощности коры в ее пределах около 30 км. Современная впадина Эгейского моря, испытывающая растяжения и переработку коры, глубинная система разломов в Балканидах, заполненная ларамийскими и более молодыми эффузивными образованиями. Рис. 24. Карта поля тектонических напряжений коровых и глубоких землетрясений [Николаев, Щукин, 1975] 1 — — расположение разломов различных порядков, установлено по геофизическим данным (показано в интерпретации румынских исследователей); 5 — 7 — простирания осей растяжения (о), сжатия (от) и промежуточной оси (о2) для коровых (а) и для глубоких (б) очагов;

8 — контуры горно-складчатых сооружений Восточных Карпат; 9 — эффузивные породы я ми, а в пределах Мизийской плиты — четвертичными базальтами с ксенолитами эклогитов, вынесенных с глубин около 60 км, — вот основные реперы этой региональной зоны растяжения .

Верхний структурный этаж составляют приповерхностные тектонические структуры Карпат, Балкан, Динарид и Альп, имеющих преимущественно покровно-надвиговую природу, вуалирующие план и стиль деформаций более глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии. Амплитуда покровов во фронтальных частях складчатых образований, по данным берения, превышает первые десятки километров. Из геологической литературы известно, что эти образования покровно-чешуйчатого строения сорваны со своего основания и представляют собой аллохтонные бескорневые структуры, испытывающие в современном поле тектонических напряжений сбросо-сдвиговые деформации в условиях продольного северо-западного растяжения и поперечного северо-восточного сжатия .

Проявление структурно-динамической дисгармонии литосферы до глубин 150— 200 км можно хорошо проследить на примере района концентрации глубокофокусных землетрясений Вранча, которому присуща исключительная аномальность в распространении энергии сейсмических колебаний, выраженная в низком затухании интенсивности в северо-восточном — юго-западном направлениях. Это явление замечено при макросейсмических исследованиях задолго до установления инструментальным путем глубоких очагов и нашло отражение в своеобразной (несимметричной) форме изосейст Карпатских землетрясений .

Рис. 25. Графики изменения углов наклона к горизонту осей главных нормальных напряжений (д) и характер перемещения по разрывам в очагах землетрясений (б и в) [Николаев, Щукин, 1975] Табл ица 1 Разрез земной коры и верхней мантии района Вранча по характеру напряженного состояния [Николаев, Щукин, 1975]

На основе расчетов плотности направлений аномальных затуханий интенсивности землетрясений (в простейшем случае — это длинные оси эллипсов изосейст) нами построена карта (см. рис. 23), отражающая специфику макросейсмического эффекта глубоких очагов, а именно: неравномерность и направленность затухания балльности и смещения области максимальных сотрясений к востоку — юго-востоку от эпицентральной зоны. Карта фиксирует в плане местоположение крупной линейной неоднородности верхней мантии, соответствующей в вертикальном разрезе системе разломов и ослабленных зон, глубина которой составляет 150— 200 км. Простирание ее несогласно по отношению к простиранию сейсмогенных разрывов верхней части консолидированной земной коры, выделенных нами ранее по макросейсмическим данным (см. рис. 23) .

Ниже будет показано, что неравномерное распределение с глубиной скоростных и плотностных неоднородностей, а также потока сейсмической энергии указывает на различия физических свойств и состава вещества мантии как в обширной области подготовки очага землетрясения, так и в пределах собственно фокальной зоны .

Как следствие этого вывода возникает предположение о различиях тектонофизической обстановки на разных уровнях (этажах) литосферы .

На основе сейсмогеологической информации о механизмах смещения в очагах землетрясений была выполнена тектонофизическая интерпретация полей напряжений в земной коре и верхней мантии [Николаев, Щукин, 1975]. Были построены поля тектонических напряжений и графики изменения углов наклона к горизонту осей главных нормальных напряжений и характера

перемещения по разрывам в очагах землетрясений (рис. 24, 25). На основании этих построений и расчетов предложена модель деформации литосферы в районе Вранча .

Рассматриваемый интервал глубин (0— 170 км) по изменению углов наклона осей главных нормальных напряжений может быть подразделен на три слоя, повидимому, различающихся по физическим свойствам. Ориентировочно границы этих слоев проходят на глубинах порядка 50 и 70 км. Эти границы фиксируются резким изменением средних углов наклона всех трех осей и являются разделами I порядка. По изменению средних углов наклона осей  $O_j$  и  $a_x$  четко фиксируется граница на глубинах 160—170 км, являющаяся разделом II порядка. Менее четкие разделы, определяемые по изменению среднего угла наклона одной какой-либо оси, отмечаются на глубинах около 30, 100 и 120 км. Таким образом, стратифицированный разрез земной коры и верхней мантии в районе Вранча по характеру изменения напряженного состояния можно представить в следующем виде (табл. 1) .

Модели деформаций земной коры и верхней мантии и характер перемещения Рис. 26. Модель вероятного напряжения состояния (я) и кинематическая модель (б) коры и верхней мантии района Карпат [Николаев, Щукин, 1975] 1 — консолидированная часть земной коры; 2 — нижняя часть коры, переходная к верхней мантии; 3 — вертикальная проекция осей главных нормальных напряжений в земной коре; 4 — то же, в верхней мантии; 5 — положение ослабленной зоны; 6 — направления основных движений; 7 — моменты движения; 8 — "реактивные" движения материала; 9 — элементы турбулентности и реактивного движения

Рис. 28. Схематические скоростные разрезы земной коры (колонки) и изменение плотности очагов землетрясений (N) с глубиной (Я, км) альпийского орогена Средиземноморья 1 — — слой: 1 — осадочный, 2 — "гранитный", 3 — "базальтовый"; 4 — верхняя часть мантии;

5 — средние скорости продольных сейсмических волн; 6 — графики распределения с глубиной плотности очагов землетрясений а — Апеннины; б — Восточные Альпы; в — Динар иды; г — Б алк аниды; д — Западные Карпаты (7) и Паннонская впадина (2) ; е — Восточные Карпаты; ж — Европа в целом; з — Тирренское море; и — Эгейский район; к — Восточные Карпаты (Вранча) ным сдвиговым полем и с полем выжимания, характеризующимся вертикальной ориентировкой оси  $O_3$  .

В более высоких горизонтах, на глубинах 50— км, происходит изменение ориентировки главных нормальных напряжений. При этом активная ось сжатия  $O_3$  приобретает субвертикальное направление. Деформации этой части мантии характеризуются блоковыми вертикальными перемещениями по сбросам типа горстов и грабенов (см. рис. 26,6). Наличие незначительной сдвиговой составляющей определяется новой ориентировкой главных нормальных напряжений, вызванных шарнирным движением в очаговой зоне .

В интервале глубин 10— км вновь происходит незначительная переориентировка поля тектонических напряжений (см. рис. 26,6). Подробно охарактеризовать напряженное состояние этой части разреза не представляется возможным как из-за чрезвычайной скудности фактического материала, так и ввиду того, что поле здесь, особенно в самой верхней части коры, на глубинах 10— 20 км, становится очень сложным, неоднородным, приуроченным к отдельным блокам и структурным элементам .

Все сказанное позволяет предполагать, что основной причиной изменения поля напряжений в пределах исследуемой области является структурная дисгармония и чередование в литосфере мощных слоев коры и мантии с различными физикомеханическими свойствами .

Анализируя глубину очагов землетрясений (рис. 27, 28), можно видеть неравномерность распределения их количества и энергии землетрясений в коре и верхней мантии, связанную с расслоенностью, а также получить представление о глубинах, на которых в разных участках орогенных зон современные тектонические процессы отличаются наибольшей интенсивностью. Они дополняют описание пространственного положения региональных сейсмогенных структур Альпо-Карпато-Б алканского региона. Наиболее энергоемкие этажи характеризуют важнейшие субгоризонтальные разделы внутри консолидированной части земной коры, в подошве осадочного чехла или же альпийского складчатого комплекса и внутри верхней части мантии до глубины, превышающей 300— 350 км. Приуроченность очагов к субгоризонтальным поверхностям (и в особенности, волноводам) в коре и мантии — исключительно интересная закономерность, имеющая, по-видимому, региональный характер1 .

Нетрудно также видеть, что глубины очагов в пределах Альпо-Карпато-Динарского блока литосферы (см. рис. 28) редко превышают 20— км, в то время как в Балкано-Эгейском блоке основное количество очагов и основная доля сейсмической энергии выделяется в верхней части мантии. Последнее обстоятельство считается исключительным для очагов континентального типа на территории Европы .

Таким образом, исследования регионального распределения очагов землетрясений по глубине позволяют утверждать, что существуют субгоризонтальные сейсмогенные структуры и активные сейсмогенные движения блоков литосферы в горизонтальном направлении. Последние свидетельствуют о сильной тектонической расслоенности литосферы Альпо-Карпато-Балканской области до значительных глубин .

## КРЫМ

Рассмотрим сначала возможную модель деформаций земной коры в этой области .

Первая из таких моделей была сформулирована Г.П. Горшковым и А.Я. Левицкой [1974]: фокальная зона погружается в сторону тектонических структур Горного Крыма, фиксируя глубинный надвиг последних на Черноморскую впадину .

I Этот вопрос более подробно рассмотрен в гл. IV .

Рис. 31. Механизм очага Ялтинского землетрясения [Ризниченко и др., 1975] На рис. а показаны направления главных осей сжимающих и растягивающих напряжений ( $i$ ), а также следы двух возможных плоскостей разрыва на земной поверхности с направлением горизонтальных сдвигов (2), расшифрованных на рис. б и в. Анализируя информацию о региональной сейсмичности Крымского региона и используя расчет удельной сейсмической энергии [Горшков и др., 1969], нам удалось построить сейсмоэнергетическую модель земной коры для фокальной зоны крымских землетрясений [Щукин, 1973]. Оказалось, что она имеет более сложное строение (рис. 29) и, по-видимому, включает элементы двух пересекающихся сопряженных глубинных сдвиго-надвиговых зон. Осевые плоскости этих фокальных зон могут трактоваться [Расцветаев, 1977] как зоны максимальной концентрации современных скалывающих напряжений и предположительно как зоны формирующихся в современную эпоху глубинных разломов .

В региональном плане такая модель деформации литосферы обеспечивается существованием здесь сопряженных сдвиго-надвиговых систем северо-восток— югозападной и северо-запад— юго-восточной ориентации [Горшков, 1974; Расцветаев, 1973; Николаев, 1977] .

По данным о механизме смещений в очагах и макросейсмическом поле сильнейших землетрясений Крыма была построена карта глубинных сейсмогенных дислокаций этого региона (рис. 30). Нетрудно видеть, что она хорошо коррелируется со всеми упомянутыми выше результатами, а тектодинамическая трехмерная реконструкция механизма возможных смещений, выполненная Ю.В. Ризниченко с соавторами [1975], позволяет наглядно представить объемные деформации среды в конкретной ситуации — в очаговой зоне Ялтинского землетрясения 11 сентября 1927 г. (рис. 31) .

Описанные характеристики очаговой зоны относятся к двум направлениям глубинных разломов коры и верхней мантии. Одно из них — северо-запад — юго-восточного (до субмеридионального) направления — отвечает местоположению Симферопольского глубинного разлома, выявленного исследованиями ГСЗ в континентальной части полуострова. Морским продолжением этого разлома можно считать интенсивную региональную положительную магнитную аномалию (см. рис. 30). В континентальной же части Симферопольский разлом (или зона разломов) отчетливо выражен во всех сейсмических горизонтах земной коры, выделенных по данным ГСЗ [Сологуб, 1977], отделяя восточную часть Крыма от западной. Вследствие значительного наклона этого разлома создается впечатление, что восточный блок Горного Крыма надвинут на западный. Это предположение имеет принципиальное значение для определения современных подвижных зон Крыма и достаточно хорошо коррелируется с нашими представлениями о стиле деформации и характере сейсмогенных движений литосферы Крымского региона по системе разноэтажных глубинных активных разломов сколового типа .

## КАВКАЗ

В новейшей структуре восточной части горного сооружения Большого Кавказа (рис. 32) преобладают продольные структурные элементы запад-северо-западного простирания. Они доминируют на карте суммарных новейших (послесарматских) деформаций [Милановский, 1968] и в структурно-фациальной зональности неоРис. 32. Сопоставление структурных элементов Восточного Кавказа разной глубины заложения 1 — элементы новейшей структуры поверхности [Милановский, 1968]: 1У 2 — границы:

1 — главных неотектонических элементов (указано направление наклона новейших структур, 2 — неотектонических элементов II и III порядков, 3 — главные новейшие разломы и флексуры с установленными направлениями вертикального смещения, 4 — новейшие разломы II и III порядков с установленными направлениями вертикального смещения, 5 — новейшие разломы с неустановленными направлениями вертикального смещения; 6, 7 — глубинные зоны новейших деформаций, смещений и разделы латеральной неоднородности земной коры [Геологическое..., 1978]:

6 — линейные зоны деформаций и смещений на глубинах около 10— км, 7 — линейная зона деформаций и смещений на глубинах до 60 км (зона южного склона Большого Кавказа) тектонического этапа и хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках и крупномасштабных космических снимках с разрешением на местности лучше 100 м [Геологическое..., 1978]. Гораздо слабее проявлены на поверхности неотектонические образования иных направлений. Некоторые из них, по крайней мере частично, совпадают с новейшими разрывами поверхности, но в целом это для них не характерно .

Чаще таким образованиям отвечают: флексурные уступы, обычно длительно развивающиеся; уступы, скрытые под чехлом слабо дислоцированных пород; зоны изменения фаций и мощностей отложений; зоны структурных аномалий, пересекающие системы складок общекавказского простирания; границы областей с разными типами и различным направлением складчатости. Это дает основание рассматривать нарушения, диагональные и поперечные к основным элементам новейшей структуры поверхности Большого Кавказа, как глубинные образования, часто находящиеся на поверхности лишь косвенные отражения .

Для выяснения их природы были использованы результаты дешифрирования космических снимков, материалы геофизики и сейсмологии, данные о позднечетвертичных смещениях [Макаров и др., 1974] .

Оказалось, что в отличие от крупномасштабных космических снимков, изображающих в обобщенном виде основные элементы новейшей структуры поверхности, на среднемасштабных снимках с разрешением на местности около 200— 300 м наряду с такими элементами присутствуют, а местами преобладают линии диагонального к Большому Кавказу направления северо-запад-юго-восточное и северо-восток— югозападное до восток-северо-восток— запад-юго-западного. С такими линеаменами совпадают зоны значительных градиентов аномалий силы тяжести и общего изменения характера гравитационного поля [Цимельзон, 1959; Тамразян, 1960; Гаджиев, 1965; Хайн и др., 1966; Али-Заде и др., 1968], элементы структуры доюрского кристаллического фундамента на участках его глубокого погружения [Цимельзон, 1965; Али-Заде, Цимельзон, 1966; Ризниченко и др., 1974] и элементы структуры поверхности Конрада [Терешко, НаSTRUЕВ, 1964; Цимельзон, 1965; Али-Заде, Цимельзон, 1966; Геология СССР, 1968]. С элементами структуры поверхности Мохоровичича выделенные линеаменты, как правило, не коррелируются. Вдоль мноРис. 33. Карта плотности глубинных сейсмогенных дислокаций Кавказа Изолиниями показана плотность глубинных сейсмогенных тектонических дислокаций (в п • к м -3)

6QY 60V H,км Рис. 34. Схематические разрезы земной коры (а) и графики распределения очагов землетрясений по глубинам для Крыма (б) и Кавказа (в) по инструментальным (i) и макросейсмическим (2) данным .

Условные обозначения см. рис. 28. Разнородные блоки земной коры (римские цифры) : / Черноморская впадина; II — Южный Крым (прибрежная часть) ; III — Горный Крым; IV — Центральный Кавказ; V — Восточный Кавказ; VI — Предкавказский прогиб (восточная часть) гих

линеаментов повышена плотность эпицентров мелкофокусных землетрясений [Бюс, 1952; Тамразян, 1960; Ханн и др., 1966; Борисов, 1967; Ананьин, Трифонов, 1976; Агамирзоев, Трифонов, 1977]. Зоны глубинных сейсмогенных дислокаций (рис. 33), представляющие собой участки аномального затухания сейсмических волн и, вероятно, тождественные в большинстве случаев современным сейсмогенным разрывам на глубинах 5— км [Щукин, 1973], близки по простиранию к отдешифрированным линеаментам и нередко совпадают с ними .

Приведенные данные показывают, что в новейшей структуре верхних горизонтов кристаллической коры, на глубинах около 10—20 км, важную, а может быть, главенствующую роль играют линейные зоны деформаций и латеральные разделы литосферы северо-западного и северо-восточного простираний .

Линеаменты, дешифрируемые на мелкомасштабных космических изображениях (разрешение на местности 0,8— 1,5 км ), лишь в небольшой мере повторяют предыдущие. На этих снимках отчетливо проступает зона южного склона Большого Кавказа и несколько слабее — две широкие зоны линеаментов северо-восточного простирания. Зона южного склона является важным элементом геологической структуры поверхности [Милановский, Ханн, 1963] и вместе с тем разделяет блоки земной коры, различные по мощности и физическим свойствам [Балавадзе, Шенгелая, 1961; Цимельзон, 1965; Беляевский и др., 1967, 1970; Борисов, 1967; Милановский, 1968]. Глубина поверхности Мохоровичича в северном блоке около 50— км, в южном — 40— км. Вдоль зоны отмечается наибольшая плотность эпицентров землетрясений с  $K=12$  и глубинами очагов до 60 км [Ананьин, 1964; Ананьин и др., 1969; Ананьин, Трифонов, 1976]. Вне зоны южного склона землетрясения столь высоких энергий с глубинами очагов до 20— км происходят, по данным И.В. Ананьина, как правило, лишь в двух упомянутых зонах северо-восточного простирания .

По-видимому, все они являются важнейшими элементами новейшей структуры литосферы на глубинах 20— км (см. рис. 32) .

Итак, в восточной части Большого Кавказа намечаются три слоя литосферы, характеризующиеся разным набором и различной ориентировкой новейших структурных элементов: осадочный чехол, верхние горизонты кристаллической коры и более глубокие слои коры и, возможно, верхней мантии. Определяющими элементами новейшей структуры верхнего слоя являются складки, связанные с ними разрывы и ограниченные разломами структурные зоны в деталях изменчивого, но в целом общекавказского простирания. В среднем слое существенную роль играют линейные зоны деформаций, простирающиеся диагонально к структурам верхнего слоя. Наконец, в нижнем слое продольные зоны деформаций вновь приобретают важное значение и сочетаются с почти поперечными им зонами северо-восточного простирания .

Подтверждением структурно-динамической дисгармонии литосферы Кавказа являются распределение очагов землетрясений с глубиной и характер распространения упругих волн в коре и верхней мантии .

4. Зак. 1345 49 • 0,4 / Рис. 35. Сопоставление зон, характеризующихся анизотропией скоростей сейсмических волн, с глубинными разломами [Егоркина и др., 1980] .

1 - точки наблюдений и максимальные значения анизотропии скоростей; 2 - зоны повышенных значений анизотропии скоростей; 3 — глубинные разломы по наблюдениям со станциями "Земля" : основные (а), второстепенные (б), предполагаемые (в) ; вопросительный знак — отсутствие информации На рис. 34 представлены графики распределения с глубиной очагов землетрясений Крыма и Кавказа. Несмотря на то, что для Кавказа получен лишь один главный максимум плотности очагов в 15— км от поверхности, здесь известны очаги в низах коры (40— км ), а в районе Дербента (Каспийское море) до 100 км от поверхности. Эти данные подчеркивают значительную глубину современных активных геодинамических процессов, максимальная интенсивность и реализация которых все же приходится на верхнюю часть земной коры .

В пределах Кавказа отмечается существенное различие главных линейных элементов неотектонической зональности и направлений наибольших скоростей распространения упругих волн. Это было отмечено при анализе распределения скорости на поверхности Мохоровичича и в верхней части мантии [Винник, 1976]. В частности, зона высоких значений продольных волн (со значениями  $V_p$  8,2 км/с) располагается в центральной части Кавказа и пересекает регион от района г. Пятигорска в сторону Закавказья, отмечая субмеридиональную зону растяжения, по всей видимости,

заполненную интрузивными и вулканическими образованиями. Анализ трехмерного поля скоростей, выполненный Л.Б. Славиной (устное сообщение) на срезках 5, 10, 15, 20, 25 и 30 км от поверхности, также позволил установить на глубинах 25— км поперечную (антикавказского, т.е. северо-восток — юго-западного простирания) зональность, отражающую структурно-динамические неоднородности низов земной коры .

Концентрация тектонических напряжений связана с неоднородностями геологического строения, оказывающими влияние на региональное поле напряжений. В пределах аномально напряженных зон наблюдается изменение физических свойств среды. В условиях одноосного сжатия максимальное увеличение скоростей происходит в направлении действия силы. Поэтому, если в массиве пород существует неравномерное сжатие (анизотропия напряжений), возникают и различия скоростей распространения волн по разным направлениям. На Кавказе такие участки связаны с зонами повышенной трещиноватости (дислоцированности) пород, где анизотропия скоростей распространения волн зависит от ориентировки трещин, образующихся под действием тектонических напряжений. Она отмечается, например, в СомхетоКафанской зоне, где наибольшее сжатие ориентировано в направлении  $110^{\circ}$ ЮВ —  $290^{\circ}$ СЗ. Намечается отчетливая связь между характером анизотропии скоростей и направлением главных осей напряжений в очаговых зонах; иными словами, характер соотношения скоростей есть следствие особенностей напряженного состояния среды .

Так, исследованиями Г.В. Бгоркиной [1969, 1973; Егоркина и др., 1977] установлено на территории Малого Кавказа (Армения) два типа преобладающих зависимостей величины различия во времена регистрации 5-волн на разных компонентах записи от эпицентрального расстояния  $At s\_s$ . Для первого типа максимальное различие  $At$  наблюдается для азимутов  $20^{\circ}$  СВ —  $200^{\circ}$  ЮЗ (кавказское направление сил сжатия) и  $90^{\circ}$ В —  $270^{\circ}$ З (антикавказское направление). При этом величина анизотропии не остается постоянной в пространстве и во времени. На рис. 35 представлено распределение максимальной величины анизотропии на территории Армении и выделены области повышенных (свыше 0,8 с) ее значений .

Скоростная модель земной коры Малого Кавказа разнообразна и изменчива, отмечается наличие в разрезе зон инверсии продольных волн, причем в южной части до двух-трех, что может способствовать возникновению анизотропии скоростей упругих волн на разных уровнях земной коры (см. рис. 35), а возможно, и верхней мантии .

Структурными и динамическими аномалиями среды, по всей вероятности, можно объяснить и характер пространственного распределения глубинных сейсмогенных дислокаций (сейсмической трещиноватости) [Щукин, 1973, 1977] и физические особенности затухания макросейсмического эффекта некоторых групп очагов землетрясений, принадлежащих поперечным к тектоническим структурам Кавказа направлениям [Бузрукова, Шебалин, 1980] .

Анализ геолого-геофизических и сейсмологических данных, выполненный для очаговых зон Кавказа, показал, что их современная глубинная структура имеет отчетливо выраженный перекрестный характер. Здесь интерферируют или сопряженно развиваются структурные формы трех направлений — северо-западного (собственно кавказского), северо-восточного (антикавказского) и субмеридионального. Первое из них активно проявлено в деформациях близповерхностных горизонтов земной коры, северо-восточное и субмеридиональное направления приобретают большую активность в более глубоких горизонтах земной коры — ”гранитном” и ”базальтово м” слоях. Субмеридиональное направление имеет, по-видимому, более глубокое заложение и по ряду геологических признаков (например, приуроченности к ним вулканов) может быть связано с растяжением земной коры. По этим зонам высокой проницаемости вплоть до верхних горизонтов коры внедрялись из мантии высокоскоростные магматические образования значительных объемов .

## КОПЕТДАГ

Существенные различия в пространственном положении разновозрастных и разноглубинных структурных планов в этой области подробно описаны в геологической литературе. В ней всегда особое место занимали данные о блоково-разломных структурах глубинного заложения (низы коры и верхняя часть мантии), пересекающих орогеническую область и уходящих далеко в платформенные области. Имеется в виду прежде всего Урало-Оманский линеамент, создающий и подчеркивающий

структурную асимметрию Ирано-Афганского сектора альпийского складчатого пояса и прилегающих районов .

Рисунки 36 (вкл.) и 37 иллюстрируют два очевидных факта, следующих из современного проявления (в сейсмичности) геодинамических явлений .

1. Отмечается различие в глубинах сейсмоактивных (сейсмогенных) структур разной ориентации. Так, в пределах Ашхабадского сейсмогенного блока земной коры активные обрамления разломного характера, имеющие северо-восток— юго-западное направление, сейсмичны на глубину 40— км, что подтверждает транскаоровый характер этих направлений, равно как и субмеридиональных. К числу таких сейсмогенных глубинных структур можно отнести Эльбурс-Копетдагскую зону разломов и связанную с ней систему дислокаций. Мешхедская и Ашхабадская зоны разломов и соответствующих им сейсмогенных структур имеют верхнекоровый характер и глубина их активной части, как правило, не превышает 20 км [Щукин, 1973; Одек о в и др., 1975] .

2. В результате динамического взаимодействия разноглубинных систем разломов, принадлежащих к разным структурным горизонтам земной коры, реализация напряжений в виде упругой энергии происходит часто по границам двух дисгармонично развивающихся сред и может привести к срывам значительных объемов горных пород по субгоризонтальным поверхностям, как это произошло при сильнейшем Рис. 37. Схематические разрезы земной коры (а), графики распределения очагов землетрясений по глубинам (б) Копетдагского сейсмоопасного региона и энергокинематическая модель очаговой зоны Ашхабадского землетрясения 5.X. 1948 г. (в)

Условные обозначения см. рис. 27 и 28. Разнородные блоки земной коры (римские цифры) :

7 —Карабогазский свод; II —Копетдаг; III —Предкопетдагский прогиб. Кривая 1 характеризует Копетдаг (30 землетрясений), кривая 2 - Иран (240 землетрясений) Ашхабадском землетрясении 1948 г. (см. рис. 37). Субгоризонтальный срыв произошел по границе подошвы осадочного чехла и консолидированной части земной коры. Аналогичные смещения могут происходить и в консолидированной коре, в особенности при наличии в ней волноводов и при достаточно сильной ее расслоенности. Подробно на этих вопросах мы остановимся во второй части работы .

## **Глава II. ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС ЗАПАДА СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ**

### **ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК**

В современной американской геологической литературе фанерозойская тектоническая история запада Северной Америки рассматривается как результат взаимодействия литосферных плит Тихого океана и древней Северо-Американской платформы .

Устойчивая платформенная область расположена восточнее Скалистых гор. Но обширные более западные территории, по-видимому, имеют столь же древний гранитнометаморфический цоколь [Кинг, 1972] и получили название неустойчивой платформы [Гамильтон, Майерс, 1970; Hamilton, Myers, 1968] .

Западнее широко развиты офиолиты, а осадочные компоненты разрезов нередко содержат признаки океанических условий образования. Эти комплексы пород были деформированы и интродуцированы гранитами в процессе сближения восточной части Тихого океана и Северо-Американской платформы. Общее омоложение офиолитов с востока на запад [Кинг, 1972; Irwin, 1977] соответствует последовательности наращивания гранитно-метаморфического слоя. Окончательное становление континентальной коры на большей части рассматриваемой территории произошло в ларамийскую эпоху. Ее особенностью, по мнению Э.Г. Бейли, М.К. Блейка и Д.Л. Джонса, было весьма пологое, почти горизонтальное положение зоны поддвига восточной части Тихого океана под континент [Бейли, Блейк, 1969; Блейк, Джонс, 1974] .

О пологом положении поверхности поддвига свидетельствуют, в частности, удаленность и значительная ширина области известково-щелочного, дифференцированного, преимущественно андезитового вулканизма, генерировавшегося, вероятно [Ringwood, Green, 1966], во фронтальной части поддвигающейся океанической плиты .



В позднем мелу - эоцене эта область достигала Скалистых гор [Snyder et al., 1976], т.е. в наиболее удаленной части, на широте Большого Бассейна, отстояла от выхода поддвига на поверхность на расстояние до 1000 км. Такое же положение занимают гранитные интрузии позднемелового и палеогенового возраста .

В олигоцене ширина области дифференцированного вулканизма постепенно сокращалась и приближалась к краю континента [Lipman et al., 1972; Snyder et al., 1976; Stewart et al., 1977]. Она ограничивается на севере Каскадными горами, на юге горами Сьерра-Мадре и по-прежнему имеет наибольшую ширину в районе Большого Бассейна. Вероятно, здесь зона поддвига сохраняет пологое залегание .

Взаимодействие океанических и континентальных структур коренным образом изменилось 29 млн. лет назад, когда наиболее выступавшая к востоку часть рифтовой системы Восточно-Тихоокеанского поднятия достигала края континента вблизи современных Поперечных хребтов [Atwater, 1970; Atwater, Molnar, 1973] и в зоне сочленения взаимосвязанные процессы спрединга и пододвигания прекратились .

В течение последующих 9 млн. лет края континента достигла смежных частей Восточно-Тихоокеанского поднятия и в зоне сочленения начала формироваться система разломов Сан-Андреас .

В ту же эпоху, судя по ориентировке и рисунку полосовых магнитных аномалий в восточной части Тихого океана [Menard, 1978, fig. 3; Karig et al., 1978, fig. 1], изменился характер перемещений Тихоокеанской литосферной плиты: если прежде она двигалась примерно широтно, то начиная с 29 или 20 млн. лет перемещается относительно континента на северо-запад .

В соответствии с изменением тектонических условий в океане в миоцене произошла значительная перестройка континента и начала развиваться новейшая структура запада Северной Америки. Она образована несколькими системами нарушений .

Важнейшими из них являются система Сан-Андреас, сопряженная с ней система нарушений Поперечных хребтов и расположенная восточнее система разломов Провинции Бассейнов и Хребтов [Гамильтон, Мейерс, 1970]. На севере последней обособлен субширотный вулканический прогиб Снейк-Ривер, к северу от которого несколько зон новейших разрывов северо-западного простирания сочетаются с более короткими нарушениями субмеридионального и север — северо-восточного направления [Howard et al., 1978]. Западнее субмеридионально простирается цепь новейших вулканов Каскадных гор .

Разлом Сан-Андреас протягивается в северо-западном направлении более чем на 1000 км от Калифорнийского залива до мыса Мендосино. М.Л. Хилл и Т.У. Диббли [Hill, Dibblee, 1953] систематизировали разнообразные признаки горизонтальных перемещений по разлому Сан-Андреас и показали, что в течение длительного времени он развивался как правый сдвиг. Длительность развития проявляется в том, что комплексы отложений и другие геологические образования смещены вдоль разлома на все большее расстояние по мере увеличения их возраста. Дальнейшие исследования, в частности использование радиологических определений, в общем подтвердили правильность выводов М.Х. Хилла и Т.У. Диббли и уточнили амплитуды движения за разные отрезки времени. Выполненные сопоставления (табл. 2, разлом 7) дают основание полагать, что с конца раннего или со среднего миоцена амплитуда сдвига

Малибу Широтная зона разломов, ограничивающая с юга разлом Рэймонд - Сан-Габриэль и, вероятно, смещенная вправо вдоль разлома Кукамонг лома 6. По зоне 12 Поперечные хребты надвинуты на да - Банборта новейших впадин, расположенных южнее. Докунинг ментированные надвиговые смещения, местами с отчетливой левосдвиговой компонентой, приходятся на плиоцен-четвертичное время, но зона была активна и в миоцене. С этим ранним этапом ее развития связана существенная перестройка разломов. Сейчас разлом Сан-Габриэль не активен, находится на продолжении разлома 5 и отстоит своим южным концом от разлома 1 на расстояние около 60 км. В начале и середине миоцена [17], а может быть, и до конца миоцена [8] разлом Сан-Габриэль был отрезком разлома 1. Разобщение разломов произошло в результате левосдвиговых перемещений по зоне 12. Примерно на ту же величину смещены вдоль нее влево фации палеогеновых отложений [19] П р и м е ч а н и е. [ 1 ] - Кинг, 1969; [2] - Пущаровский, Меланхолина, 1963; [3] r~ Addioott 1968; [4] - Allen et al., 1960; [5] - Bartholomew, 1970; [6] - Clarke, Nilson, 1973; [7] - Crowell 1962; [8] - Crowell, 1973; [9] - Cummings,

1968; [10] - Dibblee, 1962; [11] - Dickert, 1968 [12] - Dickinson et al., 1972; [13] - Gastil, 1968; [14] - НШ, Dibblee, 1953; [15] - Huffman, 1972 [16] - Huffman et al., 1973; [17] - Jahns, 1973; [18] - Maddok, Hudson, 1978; [19] - Sage, 1973 [20] - Sharp, 1967; [21] - Smith, 1962; [22] - Vedder, Brown, 1968 .

вого перемещения достигла 300 км, а средняя скорость составила 1,4 см/год. С позднего миоцена она, возможно, возросла до 2,1 см/год. Значительные, до 115 км после раннего миоцена, правосдвиговые перемещения можно предполагать и по оперяющей Сан-Андреас с юга зоне разломов Сан-Грегорио - Хосгри [Graham, 1978]. По другим разломам системы Сан-Андреас, простирающимся параллельно или оперяющим главный разлом, также выявлены признаки новейших правосдвиговых перемещений (см. табл. 2) .

В области Поперечных хребтов с разломом Сан-Андреас сочетается сложная система нарушений, в целом простирающаяся на восток-северо-восток. Она выражена значительным поднятием регионов, развитием субширотных складок и простирающихся широтно или на северо-восток надвигов и левых сдвигов (см. табл. 2). Развитие складок и общее поднятие Поперечных хребтов происходило после раннего, а скорее, после среднего миоцена [Jahns, 1973], причем последняя значительная фаза складчатости приходится на средний плейстоцен [Кинг, 1969]. Крупные разломы системы также развивались с миоцена. Некоторые из них активны до сих пор, тогда как другие частично или полностью утратили активность еще в неогене .

Провинция Бассейнов и Хребтов представляет собой совокупность сравнительно коротких, нередко изогнутых, но в целом субмеридиональных горных хребтов и межгорных впадин. Дж.К. Джильберт [Gilbert, 1890, 1928] показал, что такой рельеф возник в результате новейших блоковых движений, причем хребты отвечают горстам, а впадины — грабенам. Некоторые из них асимметричны и ограничены сбросами лишь с одной стороны. Элементы новейшей структуры описанного типа встречаются на обширной территории от Колумбийского плато и восточного обрамления батолита Айдахо до Северной Мексики, но наиболее полно представлены и активно развиваются лишь в Большом Бассейне. Севернее прогиба Снейк-Ривер они проявлены слабо и постепенно затухают [Кинг, 1969, 1972; Pardee, 1950], а южнее Поперечных хребтов в основном утратили свою активность еще в миоцене [Гамильтон, Майерс, 1970] .

В Большом Бассейне абсолютная высота хребтов достигает 2500—3000 м, а их превышение над днищами долин колеблется от 400 до 1500 м. Мощность новейших осадков во впадинах достигает 1500—2500 м [Кук, 1970]. Отдельные впадины-грабены обычно имеют ширину 10—20 км, а пограничные сбросы наклонены в их сторону под углами 40—80° [Gilluly, 1963]. Наклон сбросов указывает на субширотное растяжение региона. В связи с этим характерно, что у разломов, простирающихся на северо-запад, обнаруживается правосдвиговая компонента смещения [Гамильтон, Майерс, 1970; Stewart et al., 1968] .

Суммарное новейшее растяжение в Большом Бассейне оценивается примерно в 100 км [Гамильтон, Майерс, 1970; Thompson, Burke, 1974], т.е. составляет около 25% суммарного новейшего смещения между Северо-Американской и Тихоокеанской плитами. Наряду с растяжением, выраженным развитием грабенов и горстов, отмечается значительное, не менее 2 км, новейшее сводовое поднятие региона [Ирдл и, 1954] .

Развитие основных систем новейших нарушений продолжается в позднечетвертичное время и современную эпоху (рис. 38, 39), проявляясь в одних случаях медленно. Карта четвертичных разломов и вулканизма запада США. Составил В.Г. Трифонов по литературным данным [Лукиянов, 1965; Кинг, 1972; Christiansen, McKee, 1978; Howard et al., 1978; Preliminary..., 1973; Proceedings..., 1968; Slemmons, 1967; Snyder et al., 1976; Stewart et al., 1977; Wallace, 1977], дополненным личными наблюдениями 1 — разломы, активные в позднечетвертичное время: 1 — сбросы, 2 — надвиги и взбросы, 3 — сдвиги (д) и разломы с невыясненными направлениями перемещений (б); 4 — разломы с зарегистрированными смещениями исторического времени (подразделены на морфологические типы, аналогичные 1 —); 5 — разломы, проявлявшие активность в четвертичное время до среднего плейстоцена включительно (подразделены на морфологические типы, аналогичные 1—3);

6 — активные трансформные разломы океана (а) и оси активных океанических рифтов (б);

7 — четвертичные центральные вулканы (й) и кальдеры (б); 8 — четвертичные базальты (а) и андезиты (б); 9 — четвертичные риолиты и кислые туфы (а) и границы области известковощелочного дифференцированного вулканизма (б); 10 — четвертичные осадки Разломы и

зоны разломов (цифры на карте) : 1 — Сан-Андреас, 2 — Калаверас, 3 — Сарн-Грегорио - Хосгри, 4 - Олимпия — Уоллова, 5 - Уиттиер — Эльсинор, 6 — Сан-Хасинто, 7 - Империял, 8 — Солтон-Си, 9 — Гарлок, 10 — Биг-Пайн, 11 — юга штатов Орегон и Айдахо, 12 — Малибу - Рэймонд — Кукамонда - Баннинг, 13 - гор Баттл, 14 - Снейк-Ривер, 15 - оз. Хибджен, 16 - долины Смерти, 17 — долины Оуэнс, 18 — Аква-Бланка, 19 — Уосач, 20 — Мендосиноными плавными движениями, а в других — подвижками при катастрофических и сильных землетрясениях. В Большом Бассейне развиваются две ветви молодых нарушений — западная и восточная, тогда как центральная часть провинции свою активность в значительной мере утратила.

Заложение ос развитие новейшей структуры сопровождалось вулканизмом, проявления которого, различные в разных провинциях, группируются в три основных типа. Первый тип, представленный на западе штатов Орегон и Вашингтон, унаследован от более раннего этапа развития и характеризуется подводными извержениями базальтов на океанической коре [Меланхолина, 1964; Гамильтон, Майерс, 1970].

Базальты формировались, вероятно, на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия и смещались в сторону континента в составе океанической плиты Фараллон. Извержения продолжались до первой половины миоцена, после чего область распространения базальтов частично испытала поднятие и слабую складчатость и причленилась к континентальной плите. Более молодые океанические базальты, позднемиоценчетвертичные, согласно интерпретации полосовых магнитных аномалий [Menard, 1978], образуют поверхность плиты Фараллон непосредственно к западу от края континента и ограничивающей его зоны субдукции.

Второй тип новейшего вулканизма, также унаследованный от более ранних эпох, характеризуется извержениями известково-щелочного, андезитового, в меньшей степени базальтового и риолитового состава, которые обусловлены пододвиганием океанической коры под край континента. По сравнению с предшествовавшей эпохой отмечаются значительные прогрессивно нарастающие изменения. После резкого спада вулканизма 20— млн. лет назад [McKee et al., 1970] область известковощелочного вулканизма ограничилась узкой полосой Каскадных гор, Калифорнии и Калифорнийского полуострова [Пуцаровский, Меланхолина, 1963; Меланхолина, 1964; Кинг, 1969; Gastil, 1973; Stewart et al., 1977]. Характерно крайне слабое распространение вулканизма на юге Калифорнии и севере Калифорнийского полуострова, т.е. в тех местах, где раньше всего произошло смыкание Восточно-Тихоокеанского поднятия с Северо-Американским континентом и прекратился режим субдукции.

15 млн. лет назад произошло затухание известково-щелочного вулканизма на юге Калифорнийского полуострова, а к концу миоцена — на большей части Калифорнии; он сохранился лишь в Каскадных горах, где распространился до Британской Колумбии [Кинг, 1969]. Цепь четвертичных вулканов Каскадных гор расположена несколько восточнее предыдущих [Peck, 1960]. Вулканическая деятельность продолжалась в позднем плейстоцене и голоцене [Кинг, 1969]. Последнее извержение произошло в начале XX в. в районе Лассен Северной Калифорнии [Williams, 1932].

Отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  здесь превосходит атмосферное отношение в 8 раз в газах кислых горячих источников и в 3 раза в газах нейтральных горячих источников [Craig et al., 1978]. Такое обогащение  $^3\text{He}$  характерно для андезитовых поясов островных дуг и континентальных окраин.

Таким образом, в течение последних 20 млн. лет область известково-щелочного вулканизма на краю Северо-Американского континента прогрессивно сокращалась по мере затухания режима пододвигания и преобразования границы континента в сдвиговую систему Сан-Андреас. Но это сокращение отставало на несколько миллионов лет от преобразования границы плит. По-видимому, очаги дифференцированного известково-щелочного вулканизма обладают своего рода "инерцией", позволяющей им продолжать развитие некоторое время после того, как процесс пододвигания на данном участке границы плит прекращается.

Рис. 39. Карта позднечетвертичных разломов, сейсмичности и теплового потока запада США.

Составил В.Г. Трифонов по литературным данным [Томпсон, 1970; Allen, 1975; Howard et al., 1978; Lachenbruch, Sass, 1978; Preliminary...» 1973; Proceedings..., 1968; Slemmons, 1967; Wallace, 1977], дополненным личными наблюдениями 1, 2 — разломы, активные в позднем плейстоцене и голоцене: 1а — сбросы, 1б — надвиги и взбросы, 2а — сдвиги, 2б — разломы с невыясненными

направлениями перемещения; 3 — разломы с зарегистрированными смещениями исторического времени (подразделены на морфологические типы, аналогичные 1, 2); 4 — активные\* трансформные разломы окелнов (а) и оси активных океанических рифтов (б); 5 — эпицентры сильных землетрясений истор. чского времени: 5 — с магнитудой 8, 6 — с магнитудой 7, 7 — с магнитудой 6; 8 — эпицентры землетрясений средней силы 1937—1957 гг.; 9 — изолинии величин теплового потока (цифрам): обозначены значения теплового потока в HFU; области со значениями HFU 2,5 выделены точками) Третий тип вулканизма характерен для Провинции Бассейнов и Хребтов, прогиба Снейк-Ривер и Колумбийского плато [Christiansen, McKee, 1978]. Здесь сформировались базальтовые и контрастные (риолит-базальтовые) вулканические серии. В интервале 25—млн. лет указанный тип вулканизма охватывал лишь южные районы Провинции Бассейнов и Хребтов, позднее утерявшие свою активность [Christiansen, McKee, 1978; Snyder et al., 1976]. Это были как раз те районы, где прежде всего прекратился режим поддвига на краю континента.

17—14 млн. лет назад, когда сдвиговая система Сан-Андреас распространилась в Центральную Калифорнию, базальтовый вулканизм охватил и более северные районы, причем он был щелочным и ограниченным по объему в Большом Бассейне, менее щелочным и более обильным на плато Южного Орегона и Высоких лавовых равнин и толеитовым и чрезвычайно обильным на Колумбийском плато [Christiansen, McKee, 1978]. Зоне базальтовых извержений, по-видимому, соответствует дайковый пояс, протягивающийся на северо-северо-запад (340°) через Неваду и Колумбийское плато и выраженный в рисунке магнитных аномалий [Christiansen, McKee, 1978; Mabey et al., 1978; Zoback, Thompson, 1978; Stewart et al., 1975;

Swanson et al., 1975]. В южной части Провинции Бассейнов и Хребтов, на границе Калифорнии и Аризоны, сохранились миоценовые сбросы того же направления [Eaton, 1979]. Дайки и сбросы свидетельствуют о том, что первоначально возникшие структуры растяжения Провинции Бассейнов и Хребтов простирались почти параллельно системе Сан-Андреас и заложились в тылу одновозрастного пояса известково-щелочного вулканизма примерно там, где находилась ось этого пояса в предшествовавший этап развития региона.

14 млн. лет назад характер вулканизма в рассматриваемой области изменился [Christiansen, McKee, 1978]. Наряду с обогащенными калием базальтами значительное распространение приобрели риолиты. Ранее возникший дайковый пояс перестал развиваться. Одновременно прекратился вулканизм на Колумбийском плато и в центре Большого Бассейна, переместившись к западному и восточному краю последнего, где одновременно развивались субмеридиональные сбросы. В соответствии с такой миграцией произошла двойная миграция вулканизма в субширотной зоне Высоких лавовых равнин севернее Большого Бассейна. Здесь время зарождения контрастного вулканизма последовательно омолаживается как к западу, в направлении Каскадных гор, так и к востоку, в направлении Йеллоустонского парка. На каждом участке вулканизм начинался маломощными базальтовыми излияниями и извержениями риолитов, которые со временем сменялись базальтовым вулканизмом. Последний продолжался до четвертичного периода. Восточная часть зоны Высоких лавовых равнин — прогиб Снейк-Ривер характеризуется большими объемами изверженного вулканического материала, чем западная часть зоны: Напротив, в Большом Бассейне наибольшие объемы сосредоточены на западном краю, где местами вулканизм продолжался до конца плейстоцена или голоцена.

Следы близкого по типу контрастного вулканизма, представленного щелочными базальтами, риодацитами и дацитами с радиологическим возрастом 14—млн. лет, сохранились по берегам Калифорнийского залива [Gastil, 1973]. Этот вулканизм предшествовал и отчасти сопровождал интенсивное раздвигание залива, которое, согласно структурным и палеомагнитным данным, началось 4,5 млн. лет назад и достигло к настоящему времени 260 км [Atwater, Molnar, 1973]. Растяжение ориентировано косо относительно берегов залива в северо-запад — юго-восточном направлении и осуществляется по ломаной системе раздвигов (рифтов) северо-восточного и правых сдвигов (трансформных разломов) северо-западного простираний [Rusnak et al., 1964; Menard, 1966]. Такое же сочетание разрывов обнаружено севернее залива в трогe Солтон-Си [Elders et al., 1972]. Раздвигание вызвало утонение континентальной коры в трогe Солтон-Си и на севере Калифорнийского залива и ее разрыв в его южной части [Гамильтон, Майерс, 1970].

Г.У. Менард [Menard, 1960] впервые высказал мысль, что Калифорнийский залив служит в современной структуре продолжением Восточно-Тихоокеанского поднятия. Южнее залива

сохранившиеся фрагменты океанической плиты поддвигаются от оси поднятия под центральную часть Америки [Menard, 1978; Karig et al., 1978], обуславливая андезитовый вулканизм на краю континента. Такое же соотношение океанических и континентальных структур наблюдается севернее разлома Мендосино, где андезитовую дугу на краю континента представляют Каскадные горы [Wilson, 1965; Christiansen, McKee, 1978; Menard, 1978]. В связи с этим Т. Атуотер [Atwater, 1970] и многие другие американские исследователи рассматривают Сан-Андреас как трансформную систему разломов, связывающую участки океанической рифтовой системы южнее трога Солтон-Си и севернее разлома Мендосино.

гионе высокопроводящих слоев подтверждает второе предположение, хотя многие геологические факты согласуются и с первым вариантом.

Регистрация больших взрывов (промышленных, ядерных), произошедших на территории США в штате Невада, в оз. Верхнем и других местах, позволила получить весьма детальные данные о слоистом строении верхней мантии. Наибольшая длина экспериментального годографа 4200 км. Помимо рефрагированных волн в первых вступлениях, выделено несколько отраженных волн в последующих вступлениях. Годограф первых волн, связанных с границами в верхней мантии, аппроксимируется несколькими отрезками с  $V^* = 8,95 = 9,625; 10,8; 11,24$  и  $12,6—12,8$  км/с.

Границы, соответствующие изломам годографа, располагаются соответственно на  $9,625$  км/с),  $710$  км ( $V_p = 9,625$  — глубинах около  $432$  км (скачок скоростей  $8,95—10,8$  км/с). Излом годографа с  $V_p = 10,8$  на  $V_p = 11,24$  км/с располагается на удалении более  $1600$  км, на расстоянии  $4200$  км.  $V_p$  достигает  $12,6—12,8$  км/с. Граница (раздел) на глубинах около  $400$  км имеет региональное распространение. В некоторых районах выделены также границы на глубинах около  $550$  и  $650$  км [Masse, 1974]. По результатам интерпретации серии записей от ядерных взрывов в Неваде и на Амчитке, полученных американской сейсмологической службой на Аляске на удалениях  $500—4500$  км, на западе Канады в верхней мантии на глубинах  $400—600$  км обнаружены достаточно резкие границы с положительным градиентом скорости ниже этих границ [Biswas, Knoroff, 1975].

Рис. 41. Значения скоростей продольных волн на поверхности М (в км/с) в США, по данным ГСЗ, подземных взрывов и землетрясений [Херрин, 1972]

Первые работы по изучению времени пробега волн, преломленных в верхней части мантии, указали на значительные вариации в зависимости от района проведения исследований. Значения поправок к стандартному годографу Джеффриса—Буллена для волн  $R_p$ , проникающих в верхнюю мантию до глубин порядка  $200$  км, изменяются в широких пределах (от  $+6$  до  $-с$ ), причем западным районам США соответствуют положительные, а центральным и восточным — отрицательные поправки.

1/4 5. Зак. 1345 65 Столь большое различие в значениях поправок свидетельствует о наличии горизонтальных скоростных неоднородностей в верхней части мантии.

Для мантийных волн, зарегистрированных в первых вступлениях на удалениях  $2000—10000$  км и проникающих в верхнюю мантию до глубин более  $500—800$  км, различия во времени пробега не превышают  $1—с. 1,5$ . В результате анализа вариаций времени пробега мантийных волн на территории США можно сделать выводы, что скоростные неоднородности в верхней мантии с глубиной уменьшаются и что здесь выделяются две области, существенно различающиеся по строению верхней мантии: западная — низкоскоростная и восточная высокоскоростная. Второй вывод подтверждается многочисленными независимыми данными изучения граничных скоростей продольных сейсмических волн вдоль поверхности М ( $J^*1$ , полученными при проведении исследований ГСЗ в различных районах США (см. рис. 41).

Сейсмические модели мантии западных районов США (рис. 43), определенные в результате интерпретации записи ядерных взрывов и землетрясений, от подошвы земной коры до глубин около  $150$  км характеризуются низкими значениями скоростей и наличием слоя пониженных скоростей по продольным волнам. Значения скоростей в этом слое изменяются, по различным оценкам, от  $7,2—7,4$  до  $7,5—7,7$  км/с. По направлению на восток от Скалистых гор в сторону провинции Больших равнин мощность слоя быстро уменьшается, вероятно, до полного его исчезновения (см. рис. 40). В пределах Скалистых гор и плато Колорадо слой низких скоростей в верхней мантии перекрыт достаточно мощным мантийным слоем повышенной скорости, причем оба слоя неоднородны как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. В Провинции Бассейнов и Хребтов мощность

высокоскоростного слоя резко уменьшается вплоть до полного его исчезновения и слой аномально низких скоростей простирается от самой или почти самой подошвы земной коры до 150 км, где происходит изменение низких  $V_j$ , на близкие к "нормальглубин 130—ным" — 8,2— 8,3 км/с. Зона низких скоростей в верхней мантии характеризуется высоким поглощением сейсмических волн. Подобный волновод выделяется по сейсмологическим данным [Shurbet, 1972] и вдоль западного побережья Мексики на глубинах 90— 170 км. В нем перепад  $K_p = 8,3—(7,5—7,7)—$  км/с .

8,3 Более подробные сведения, характеризующие расслоенность литосферы Северной Америки, прежде всего ее исследуемых западных областей, а также параметры и глубины слоев с пониженными скоростями в земной коре и верхней мантии приведены в табл. 3 [Краснопевцева, 1978] .

## ПРИЗНАКИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

Разные исследователи по-разному объясняют формирование новейшей структуры запада Северной Америки. Т. Атуотер [Atwater, 1970], исходя из признания ведущей роли системы Сан-Андреас как трансформной границы Тихоокеанской и СевероАмериканской плит, рассматривает Провинцию Бассейнов и Хребтов как часть "ослабленной" зоны деформаций, сопровождающих перемещения вдоль основной системы нарушений. Развивая представления М.Л. Хилла и Т.У. Диббли [Hill, Dibblee, 1953] о единой системе тектонических напряжений, определяющих формирование Сан-Андреаса и левых сдвигов Поперечных хребтов, А.Л. Лукьянов распространяет действие этой системы и на Провинцию Бассейнов и Хребтов. Он пишет: "И береговые хребты, и Провинция Бассейнов и Хребтов развиваются под действием одних и тех же напряжений... Движения в этих районах были тесно связаны друг с другом не только одновременностью. Они составляли единую динамическую систему. Вероятно, на протяжении всего кайнозоя (точнее, среднемиоцен-четвертичного времени. — В.Т.) максимальное сжатие на этой огромной территории было ориентировано в меридиональном, а растяжение — в субширотном направлениях. При такой системе напряжений меридиональные разломы развивались как раздвиги, широтные — как взбросы и надвиги, а северо-западные и северо-восточные —соответственно как правые и левые сдвиги" [Лукьянов, 1965, с.-138—139] .

Подмеченные А.В. Лукьяновым геометрические соотношения новейших разломов находят аналогов в других континентальных областях. Они характерны, например, для новейшей и позднепалеозойской структур подвижных поясов Азии. Модель А.В. Лукьянова удовлетворительно объясняет многие, но не все черты новейшей структуры запада США. Ей не соответствует северо-восточное простираение грабенообразного вулканического прогиба Снейк-Ривер, растяжение которого подтверждается определениями механизмов очагов землетрясений [Smith, Sbar, 1974; Smith, 1977]. Молодые сбросы северо-восточного простираения присутствуют в подчиненном количестве и в Большом Бассейне [Howard et al., 1978; Wallace, 1977] и растяжение по ним также подтверждает часть механизмов очагов землетрясений [Smith, 1977] .

По-видимому, в Провинции Бассейнов и Хребтов проявляется и некий дополнительный источник формирования разрывов, возможно, более глубокого заложения .

Уже довольно давно [Heezen, 1960; Menard, 1960] была высказана мысль об отдельной ветви рифтовой системы Восточно-Тихоокеанского поднятия, продолжающейся в Провинцию Бассейнов и Хребтов. Развитие этого представления привело к гипотезе, что на участке между Калифорнийским заливом и разломом Мендосино Восточно-Тихоокеанское поднятие оказалось погребенным надвинутой на него континентальной корой Северо-Американской литосферной плиты [Менард, 1966;

Кучай, Вессон, 1978; Hamilton, Myers, 1968; McKee, 1971]. Структуры растяжения Провинции Бассейнов и Хребтов рассматривались как косвенное отражение погребенного поднятия. С надвиганием континентальной плиты связывалась последовательная миграция к востоку проявлений стационарной мантийной магматической активности — "горячих точек". В качестве примера такой миграции указывалась вулканическая зона Снейк-Ривер [Morgan, 1972; Supple et al., 1973]. Но, как было показано выше, область Высоких лавовых равнин характеризуется не однонаправленной, а двусторонней миграцией возраста вулканизма и поэтому не может служить выражением мантийной "горячей точки" и надвигания вышележащей континентальной плиты .

Согласно еще одной гипотезе [Scholz et al., 1971], структура Провинции Бассейнов и Хребтов развивается в новейшее время в известной мере автономно от зоны Сан-Андреас и Восточно-Тихоокеанского поднятия и обусловлена предшествовавшим пододвиганием плиты Фараллон под Северо-Американскую плиту. Поглощение плиты Фараллон вызвало мантийный диапиризм и воздымание поверхности, следствием чего явились образование внутрикоровых аркогенных впадин и вулканическая деятельность. Этой гипотезе противоречит отчетливая упорядоченность ориентировки сбросов Большого Бассейна .

Большинство исследователей сейчас отказались от идей как погребенного Восточно-Тихоокеанского поднятия, так и автономности развития Большого Бассейна и связывают растяжение Провинции Бассейнов и Хребтов с движением по основной границе плит — системе разломов Сан-Андреас. К.Л. Кук [1970], Р.В. Смит и М.Л. Сбар [Smith, Sbar, 1974; Smith, 1977] рассматривают отдельные зоны нарушений Провинции Бассейнов и Хребтов как границы крупных внутриплитных литосферных блоков (субплит). Каждая субплита характеризуется индивидуальным режимом тектонических движений, но все они перемещаются в северо-западных румбах, хотя и с разными скоростями. Рифтоподобные структуры возникают в тыловых частях субплит. По существу те же процессы внутриплитного растяжения, вторичного по отношению к движению вдоль главной структурной границы — системы Сан-Андреас, положены в основу ряда других структурных моделей, учитывающих особенности распределения теплового потока и новейшего магматизма и обусловленных ими пластических свойств глубинных масс литосферы [Томпсон, 1970;

Christiansen, McKee, 1978; Lachenbruch, Sass,\*1978; Eaton, 1979] .

Авторы этих гипотез приходят к выводу о различии форм движений в верхнекоровом слое и более глубоких горизонтах литосферы, но в целом переносят значение и соподчиненность отдельных систем нарушений верхнекорового слоя на глубину .

Чтобы оценить справедливость такой экстраполяции, рассмотрим, сколь глубокое заложение имеют крупнейшие зоны наблюдаемых на поверхности тектонических нарушений .

Крупные новейшие разломы системы Сан-Андреас (как и системы Поперечных хребтов) в большинстве своем сейсмически активны, причем глубина гипоцентров обычно не превышает 10 км и редко достигает 12— км [Рихтер, 1963; Бениофф, 1966], т.е., судя по характеру сейсмического разреза, не выходит за пределы континентальной коры. В области Поперечных хребтов на глубинах 40— 100 км выявлена

5. Зак. 1345 67 зона высоких скоростей сейсмических волн ( $F/ = 8,3$  км /с), не смещенная разломами системы Сан-Андреас [Hadley, Kanamori, 1977]. Исключив возможность случайного совпадения аномалий по обе стороны разлома и быстрого формирования высокоскоростного слоя в результате фазового перехода, указанные авторы приходят к выводу о том, что разлом Сан-Андреас не продолжается в высокоскоростной мантийский слой .

Во впадине Гуаямас Калифорнийского залива на оси рифтовой зоны отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  превышает атмосферное в 7,9 раз ( $R/RA = 7,9$ ). Это типично для срединноокеанических рифтовых систем, где происходит вынос мантийного гелия. Столь же высокие отношения  $R/R\&$  сохраняются [Welhan et al., 1978] на южном продолжении разлома Империял к югу от г. Мехикали (5,0— 6,3), в гидротермальной скважине южнее оз. Солтон-Си (6,2) и в районе Солтон-Си (5,8— 6,5). В отличие от указанных районов на более северном отрезке разлома Сан-Андреас до г. Палмдэйла  $R/R\&$  колеблется от 0,1 до 1,17. Поскольку значение  $R/R\& = 0,1$  характерно для гранитнометаморфического слоя, можно полагать, что на этом участке разлом Сан-Андреас не имеет или имеет весьма слабое сообщение с мантийными источниками гелия .

Столь же незначительный привнос гелия характерен для других разломов системы Сан-Андреас Южной Калифорнии [Welhan et al., 1978] .

Анализируя тепловой поток Южной Калифорнии (см. рис. 39), А.Х. Лакенбрук [Lachenbruch et al., 1978] отмечает, что южнее Поперечных хребтов разлом Сан-Андреас характеризуется такой же величиной теплового потока (около 1,6 HFU), какая обнаружена в соседнем блоке Мохави и уступает в этом отношении рифтовым или трансформным границам литосферных плит мантийного заложения. На более северных отрезках разлома Сан-Андреас тепловой поток местами повышается до 2 HFU [Lachenbruch, Sass, 1973], однако и здесь его трудно связать с мантийными источниками

тепла. В таком случае было бы невозможно объяснить резкое падение до 1,2 HFU теплового потока в Большой Долине. К тому же высокий тепловой поток, поступающий из мантии, соответствовал бы условиям, при которых она претерпевала бы частичное плавление и разуплотнение, а признаков этого не обнаружено.

По мнению А.Х. Лакенбрука и Дж.Х. Сасса, повышенный тепловой поток обусловлен деформациями в сейсмоактивном слое.

Наконец, есть основания полагать, что разлом Сан-Андреас не продолжает трансформный разлом Мендосино, а упирается в его уступ, не выходя за пределы континентального склона. Так, по батиметрическим, геофизическим и сейсмологическим данным разлом Сан-Андреас возле мыса Мендосино резко заворачивает на запад и переходит в уступ Горда, который совпадает с разломом Мендосино, но в отличие от него обращен к северу. Сильные магнитные аномалии, связанные с зоной Мендосино, не отклоняются вдоль разлома Сан-Андреас, а продолжают на восток, в сторону континента к сел. Панта-Горда [Griscom, 1973].

Приведенные данные свидетельствуют о том, что разлом Сан-Андреас не распространяется в глубь мантии и, вероятно, ограничен континентальной корой, т.е. примерно совпадает по глубине с сейсмоактивным слоем (не более 15— км).

Дж.А. Томпсон [1970; Thompson, 1959] первым обратил внимание на обстоятельство, что при существующих среднем наклоне (около 60°) и размерах разделяемых ими блоков сбросы Большого Бассейна, будучи продолженными по падению, ограничат призмы глубиной до 15-25 км. Ряд исследователей [Mooge, 1960; Proffett, 1977] считают, что новейшие сбросы Провинции Бассейнов и Хребтов выполаживаются с глубиной. В этом случае коровый слой, охваченный сбросами, может быть тоньше. Согласно гравиметрическим данным [Eaton et al., 1978], горстовые хребты Провинции изостатически не компенсированы, что также не позволяет распространять сбросы на большую глубину. Об их неглубоком заложении свидетельствует и тот факт, что хотя разновозрастные зоны сбросов и вулканических извержений на западном и восточном краях Большого Бассейна в целом совпадают, базальты крайне редко извергаются непосредственно вдоль сбросов или иных выраженных на поверхности структур растяжения.

Обобщение данных о глубинах гипоцентров землетрясений [Eaton, 1979] показывает, что в восточной части Большого Бассейна они ограничены верхними 15 км,  $1\text{HFU} = 10^6 \text{ кал/см}^2 \text{ с} = 41,8 \text{ мВт/м}^2$ .

чаще всего 10 км. В западной части Большого Бассейна глубины гипоцентров не превышают 20 км, редко 25 км.. Таким образом, очаги землетрясений охватывают те же глубины, что и наблюдаемые на поверхности сбросы, т.е. характерны для верхнего "хрупкого" слоя литосферы, глубина которого обычно не превышает 15— км. По мнению У.Ф. Брэйса [Brace, 1972], породы теряют способность к хрупким деформациям и могут испытывать лишь пластические деформации при повышении температуры до нескольких сот градусов. Под Большим Бассейном температура достигает 500°C на глубинах около 20 км [Lachenbruch, Sass, 1978].

Одной из особенностей Большого Бассейна Р.Е. Уоллес [Wallace, 1975] считает резкий раздел земной коры на верхний слой с  $V_p$  около 6,6 км/с и нижний слой с  $V_p = 6,6— \text{ км/с}$ , тогда как в континентальной коре плато Колорадо граница между этими слоями представлена широкой переходной зоной. Между двумя основными слоями местами выделен на глубинах до 15 км слой пониженных до 5,5 км/с скоростей сейсмических волн [Shurbet, Sebull, 1971; Braile, 1977]. Примерно на тех же глубинах намечается слой или несколько линзовидных слоев повышенной электропроводности [Eaton, 1979].

Суммируя структурно-геологические и геофизические данные, Дж.П. Итон пришел к выводу о наличии под Большим Бассейном на глубинах 5—15 км тонкого высокопластичного слоя, отделяющего верхний коровый слой, для которого характерны хрупкие деформации, от более низких горизонтов литосферы, где растяжение осуществляется в форме пластического течения и внедрения магмы. К подобному выводу пришли и другие исследователи [Томпсон, 1970; Hamilton, Myers, 1968;

S tew art, 1971; Proffett, 1977; Lachenbruch, Sass, 1978]. Оценки глубины зоны срыва несколько различаются. По нашему мнению, основная зона скольжения находится на глубинах 15— км, но меньшие по значению локальные зоны могли возникнуть и выше. Как справедливо отметил Дж.П.



Итон [Eaton, 1979], субгоризонтальные скольжения облегчались широким распространением пологих надвигов, сформировавшихся в предшествовавшую стадию тектонического развития [Drewes, 1978] .

Заключение о послыжном скольжении в основании нарушенного сбросами верхнего хрупкого слоя земной коры Провинции Бассейнов и Хребтов было подтверждено в последние годы прямыми геологическими наблюдениями. Обнаружены весьма полого залегающие зоны горизонтального скольжения горных масс, представленные породами, динамически измененными до стадии зеленых сланцев. Нередко они отделяют неметаморфизованные породы сверху от метаморфических внизу. Возраст последних стадий метаморфизма зоны скольжения — миоценовый (25— млн. лет) [Compton et al., 1977] .

Основная область развития таких динамометаморфических пород находится возле границы Калифорнии и Аризоны в южной части Провинции Бассейнов и Хребтов .

Здесь развитие горстов и грабенов началось раньше, чем в других частях Провинции, и закончилось в миоцене. На этой ранней стадии, как было отмечено выше, структуры растяжения простирались в север — северо-западном направлении. Последующие воздымание и эрозия в значительной мере уничтожили их и в наиболее поднятых участках обнажили базальную зону скольжения. Она характеризуется пластическим течением материала в направлении 60° СВ, т.е. в направлении растяжения [Hamilton, 1978] .

Блок Сьерра-Невада, где становление континентальной коры произошло в юрское время, в значительной мере сложен гранитами, образующими крупный батолит [Кинг, 1972]. Согласно сейсмологическим данным, мощность земной коры достигает здесь 50— км, а мощность верхней коры со скоростями продольных волн до 6 км /с вверху и 6,4 км/с внизу —27— км [Pakiser, 1963; Thompson, Burke, 1974] .

Однако тепловой поток региона [Lachenbruch, Sass, 1978] значительно ниже того, который мог бы существовать в гранитно-метаморфическом слое мощностью до 30 км. Для Сьерра-Невады, как и для соседней области распространения францисканской формации, характерны выходы углекислых вод, состав которых определяется процессами серпентинизации ультрабазитов и преобразования серпентинизированных пород [Barnes et al., 1972, 1973, 1975]. Гидрохимический анализ подземных вод Сьерра-Невады привел А. Барнеса к выводу, что под "гранитным" слоем этого блока на относительно небольшой глубине залегают серпентинизированные ультрабазиты и метаморфизованные океанические осадки францисканского типа. Изотопия стронция большинства углекислых вод ( $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0,7063$  —  $0,7088$ , в среднем  $0,70702$ ) указывает на близость и существенную роль мантийных источников стронция (А. Барнес, 1978 г., устное сообщение). По плотностям и скоростям прохождения сейсмических волн при тех давлениях, которые могут существовать под Сьерра-Невадой на глубинах до 15-20 км, серпентинит и гранит близки и отвечают характеристикам верхнего корового слоя .

Приведенные данные позволяют предполагать, что горизонтальная зона срыва, установленная под Береговыми хребтами (область разлома Сан-Андреас) и Большим Бассейном, продолжается и под горами Сьерра-Невада, разделяя верхний гранитнометаморфический слой и образования второго и третьего океанических слоев, деформированных и пододвинутых под континент в позднемезозойское и палеоген-олигоценное время .

Итак, на всем пересечении запада США от Тихоокеанского побережья до Скалистых гор основные элементы новейшей структуры поверхности характеризуют лишь верхний гранитно-метаморфический слой толщиной до 15— км, отделенный зоной субгоризонтальных срывов от более глубоких горизонтов литосферы. Задача состоит в том, чтобы попытаться реконструировать структуру этих горизонтов и выявить границу Тихоокеанской и Северо-Американской плит на глубине. Исходными материалами для такой реконструкции могут служить структурные проявления глубинной тектоники в верхнем коровом слое, геофизические данные, сведения о распределении вулканических образований и теплового потока .

На крайнем юге, в районе Солтон-Си, система Сан-Андреас служит не только верхнекоровой, но и мантийной границей плит, о чем свидетельствуют высокие значения теплового потока ( $2,5$  HFU) [Lachenbruch, Sass, 1978], данные геофизики и изотопии гелия. Севернее положение изменяется. Реконструируя зону высоких скоростей сейсмических волн, в верхней мантии под Поперечными хребтами, Д. Хэдли и Х. Канамори [Hadley, Kanamori, 1977] считают, что граница

Тихоокеанской и Северо-Американской плит в мантии проходит вдоль восточного окончания высокоскоростной зоны, которому на поверхности отвечает простирающаяся на северозапад зона новейших разломов Ленвуд - Кэмпрок с признаками сдвиговых перемещений и сравнительно высокой сейсмичностью. По данным А.Х. Лакенбрука [Lachenbruch et al., 1978], эта зона, названная им зоной Восточной Мохави, характеризуется высоким (1,8— 2,4 HFU) тепловым потоком, значительно превышающим тепловой поток расположенных западнее блока Мохави и системы Сан-Андреас (около 1,6 HFU).

На севере зона разломов Ленвуд-Кэмпрок причленяется к разлому Гарлок, и примерно на ее продолжении находится западная ветвь молодых нарушений Большого Бассейна. Последний характеризуется утоненной примерно до 30 км земной корой [Pakiser, 1963; Hill, Pakiser, 1967; Prodehl, 1970; Thompson, Burke, 1974; Keller et al., 1975], причем больше всего (до 25 км; см. рис. 40) кора сокращена в западной и восточной ветвях молодых нарушений [Кук, 1970]. Ниже коры находится слой "разуплотненной мантии" со скоростями продольных сейсмических волн около 7,5-7,8 км/с [Кук, 1970; Thompson, Burke, 1974; Smith, 1977], компенсирующий воздымание Большого Бассейна и отчасти Сьерра-Невады. По мнению К.Л. Кука [1970], этот слой охватывает глубины до 70 км, однако большинство исследователей распространяют его до 150 км. Дж.А. Томпсон [Crough, Thompson, 1977] считает его частью астеносферного слоя, который в Большом Бассейне непосредственно подстилает земную кору. Особенности распространения сейсмических волн, установленные по ним утонение коры и подъем астеносферного слоя определяют сходство Бассейна с континентальными рифтовыми системами типа Восточно-Африканской и сближает его с океаническими рифтовыми системами [Wallace, 1975; Priestley, Brune, 1978].

Западная и восточная ветви молодых нарушений Большого Бассейна, характеризующиеся наиболее утоненной корой, отличаются от центра Бассейна и другими чертами: развитием плиоцен-четвертичных континентальных вулканических серий [Stewart et al., 1977; Christiansen, McKee, 1978] и повышенным до 2— HFU тепловым потоком [Lachenbruch, Sass, 1978]. Однако эти ветви неравноценны. И вулканические образования, и области наивысшего теплового потока в западной ветви представлены шире. По общему объему выделенной сейсмической энергии и количеству катастрофических землетрясений в течение последних 100 с небольшим лет (см. рис. 39) западная ветвь превосходит восточную примерно на порядок [Ryall et al., 1966]. По уровню сейсмичности она приближается к активным границам плит, тогда как восточная ветвь может рассматриваться лишь в качестве границы внутриплитных блоков. Если сейсмичность в верхнем хрупком слое отражает современную тектоническую активность более глубоких горизонтов литосферы, то западная ветвь соответствует глубинной границе Тихоокеанской и Северо-Американской литосферных плит.

Вулканические проявления и участки повышенного до 2,5 HFU теплового потока в западной ветви Большого Бассейна не распространены непрерывно, а образуют три главных пятна, южное из которых соответствует долинам Оуэн и Смерти, среднее району оз. Моно и северное — району г. Рено. Пятна обнаруживают тенденцию к некоторому удлинению в северо-восточном направлении. Между ними прослеживаются на поверхности новейшие разрывы северо-западного простираения с признаками правосдвиговых или сбросо-сдвиговых смещений [Гамильтон, Майерс, 1970; Stewart et al., 1968]. Это дает основание предполагать, что глубинная структура западного края Большого Бассейна в принципе эквивалентна структуре Калифорнийского залива, т.е. представляет собой сочетание более протяженных северо-западных сдвиговых (трансформных) отрезков и более коротких растягивающихся (рифтовых) отрезков (рис. 44). Последним отвечают участки вулканических извержений и повышенного теплового потока. Следует оговориться, однако, что "рифтовые" и "трансформные" участки под Большим Бассейном представляют собой не обычные разрывы, а зоны пластических деформаций преимущественного растяжения или сдвига.

Северный "рифтовый" участок западного края Большого Бассейна продолжается на северо-восток крупнейшей термальной аномалией гор Баттл, северо-восточнее которой находится вулканический прогиб Снейк-Ривер. Последний, возможно, представляет собой единственную в Провинции Бассейнов и Хребтов зону, где отсутствует гранитно-метаморфический слой и позднекайнозойские вулканы непосредственно подстилаются глубинными мафическими образованиями [Hill, Pakiser, 1967]. Отношения  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  составляют в базальтах прогиба Снейк-Ривер, как и Большого Бассейна, 0,705— 0,7075 [McKee, Mark, 1971], что близко к отношению  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  в толитах срединно-океанических хребтов (0,704). Среднее отношение  $3\text{He}/4\text{He}$  в газах гидротерм Пеллоустонского парка (восточное окончание зоны Снейк-Ривер) относится к

атмосферному в среднем как 7, 8, а в восточной части кальдеры — как 15,6 [Craig et al., 1978]. Столь высокие значения  $R/R_0$  указывают на мантийный источник гелия и характерны для осей срединно-океанических хребтов, например для рифта Исландии [Кононов и др., 1977]. По-видимому, район г. Рено горы Баттл — прогиб Снейк-Ривер представляет собой глубинную зону рифтового типа, в юго-западной части скрытую под гранитно-метаморфическим слоем, а в прогибе Снейк-Ривер Достигающую поверхности. Особенностью прогиба Снейк-Ривер является его последовательное со среднего миоцена поныне распространение на северо-восток. Поэтому можно полагать, что растяжение прогиба на юго-западе значительно больше, чем на северо-востоке, где он выклинивается

Предполагаемая система глубинных деформаций растяжения и сдвига рассматривается нами как современная граница Тихоокеанской и Северо-Американской плит в нижних горизонтах литосферы. Однако пластическое перемещение горных масс, вероятно, не ограничивается этой зоной, а в той или иной мере охватывает всю область от Береговых хребтов до восточного края Большого Бассейна. Вдоль последнего, возможно, проходит вторая зона глубинных деформаций, меньшего значения, представляющая собой внутриконтинентальную границу блоков Северо-Американской плиты. Подобным внутриконтинентальным образованием, вероятно, является и расположенная юго-восточнее рифтовая зона Рио-Гранде .

Северная граница рассматриваемой области субгоризонтального срыва и несовпадения новейших структур разных горизонтов литосферы приходится на зону Снейк-Ривер, наследующую древнюю внутриконтинентальную границу [Eaton, 1979]. К северу от нее метаморфические породы моложе 40 млн. лет неизвестны [Crittenden et al., 1978], что, по-видимому, указывает на отсутствие новейшего Рис. 44. Гипотетическая схема соотношения четвертичных структур верхнего и более глубоких слоев литосферы запада Северной Америки [Трифонов, 1979] 1 — — разломы континентальной коры: 1 — сдвиги, 2 — надвиги, 3 — сбросы; 4, 5 — разломы океанической коры: 4 — рифтовые зоны, 5 — трансформные разломы; 6—8 — зоны деформаций, погребенные под верхним слоем континентальной коры: & — главные зоны рифтового типа, 7 — главные зоны трансформного типа, 8 — второстепенные зоны рифтово-трансформного типа;

9 — область субгоризонтального срыва верхнекорового слоя; 10 — диффузная трансформная зона на континентальном продолжении разлома Мендосино; 11 — область андезитового вулканизма Каскадных гор, примерно отвечающая континентальному краю пододвигаемых под континент реликтов плиты Фараллон; 12 — изобата — 1000 м срыва и скольжения горных масс по субгоризонтальным поверхностям. Вдоль этой границы резко уменьшается и амплитуда новейшего растяжения верхнего корового слоя, не превышающая к северу от нее нескольких километров [Christiansen, McKee, 1978] .

Вопрос о соотношении зоны Снейк-Ривер с восточной границей Тихоокеанской плиты более северных районов не представляется возможным решить сейчас однозначно. Предлагаемые гипотезы учитывают преобразование этих соотношений в ходе последовательной миграции к северо-западу относительно континента "тройного сочленения". Сан-Андреас - Мендосино - зона субдукции северного реликта плиты Фараллон. В среднем миоцене, когда, вероятно, начала развиваться современная глубинная структура Большого Бассейна, "тройное сочленение" находилось немного южнее современного зал. Сан-Франциско [Atwater, Molnar, 1973]. Рифтовая зона гор Баттл — Снейк-Ривер могла под верхним коровым слоем непосредственно продолжаться на юго-запад и смыкаться с разломом Мендосино .

В дальнейшем "тройное сочленение" мигрировало к северо-западу, и в современную эпоху между восточным окончанием разлома Мендосино и зоной Баттл - Снейк-Ривер прослеживается широтный рубеж, к которому приурочены положительные тепловые аномалии (см. рис. 39) и окончания крупнейших структурных зон Кламат, Сьерра-Невада и Большой Долины .

Это позволяет предполагать, что на восточном континентальном продолжении разлома Мендосино находится субширотная "диффузная", по определению Р.Л. Христиансена и Э.Х. Макки [Christiansen, McKee, 1978], трансформная зона, которая вместе с разломом Мендосино связывает сейчас глубинную рифтово-трансформную систему Большого Бассейна с аналогичной океанической системой Горда и Хуан-де-Фука. Как и разлом Мендосино, предполагаемая диффузная зона обнаруживает признаки правых сбросо-сдвиговых перемещений, и показательно, что среднемиоценовый дайковый пояс Невады — Колумбийского плато смещен вдоль нее вправо примерно на 100 км [Christiansen, McKee, 1978] .

Другой вариант возможного соединения глубинной рифтово-трансформной системы Большого Бассейна с более северными отрезками западной границы Тихоокеанской плиты учитывает то обстоятельство, что расположенный севернее рифта Хуан-де-Фука трансформный разлом прослеживается на юго-восток до пролива между о-вом Ванкувер и п-овом Олимпия и продолжается на континенте линеаментом Олимпия — Уоллова. Если вся эта протяженная линия является отражением трансформного разлома, связывающего зону Баттл - Снейк-Ривер с более северным отрезком восточной границы Тихоокеанской плиты, то Орегонский континентальный блок оказывается на глубине обособленным от остальной части Северо-Американской плиты .

Можно допустить, что сейчас развиваются оба северных структурных продолжения глубинной рифтово-трансформной системы Большого Бассейна. При этом линеамент Олимпия — Уоллова служит лишь современным продолжением океанического трансформного разлома. Прежде последний подобно "тройному сочленению" примыкал к более южным участкам континента, и его продолжениями в разные эпохи могли быть те или иные правые сбросо-сдвиги кулисного ряда юга штатов Орегон и Айдахо. Особенности новейших движений между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами могли создать эффект вращения Орегонского блока. Следы такого вращения, усмотренные У. Гамильтоном и У.Б. Майерсом [1970] в сигмоидальном изгибе (ороклине) Мендосино - Айдахо, в последние годы получили новое подтверждение палеомагнитными данными [Simpson, Cox, 1977] .

Нкм Рис. 45. Принципиальные схемы взаимодействия литосферных плит на границе Северо-Американского континента и Тихого океана /1 — в олигоцене (раздвиг от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия; пододвигание плиты Фараллон под Север о-Американскую плиту; андезитовый вулканизм в области поддвига) ;

Б — в современную эпоху (сдвиг между Тихоокеанской и Север о-Американской плитами; срыв на глубине 15— км; контрастный вулканизм вдоль глубинной границы плит и границы внутриконтинентальных блоков) Основные элементы новейшей структуры верхнекорового слоя сформировались в связи с движениями по разлому Сан-Андреас и вместе с ним образуют типичное для континентов сочетание структур, в котором зоны растяжения и сжатия взаимно перпендикулярны, а правые и левые сдвиги ориентированы к ним под углами около 45. Структура более глубоких горизонтов отражена на поверхности неполно или косвенно, будучи замаскированной собственными нарушениями верхнекорового слоя. Реконструируемые элементы глубинной структуры обнаруживают сходство с океаническими рифтовыми системами. Для них характерно взаимно перпендикулярное расположение зон деформаций растяжения (рифтового типа) и сдвига {трансформного типа} .

Зона новейших перемещений между гранитно-метаморфическим и более глубокими слоями литосферы в значительной мере наследует ранее развивавшуюся зону поддвига океанической плиты под континент и связанные с ней пологие надвиги края континента. Современная сигмоидальная форма границы плит по существу представляет собой модифицированную границу плит Северо-Американской и Фараллон в эпоху пододвигания (см. рис. 45). Но характер этой границы в миоцене изменился: вдоль нее верхнекоровый слой стал проскальзывать на юго-восток относительно более глубоких горизонтов литосферы. Причиной этого было, во-первых, прекращение спрединга в области смыкания Восточно-Тихоокеанского поднятия с континентом и, как следствие, приращение погребенной плиты Фараллон к Тихоокеанской плите, во-вторых, изменение направления движений Тихоокеанской плиты с широтного на северо-западное относительно континента. В процессе северо-западного дрейфа Тихоокеанской плиты северная граница области срыва, подобно ее океаническому продолжению разлому Мендосино, постепенно мигрировала к северу и поэтому не получила четкого структурного выражения в верхнекоровом слое .

Эволюция в течение кайнозоя тектонической обстановки на западе Северо-Американского континента приводила к тому, что одни и те же зоны от эпохи к эпохе изменяли свое структурное значение. Так, западный край Большого Бассейна до начала миоцена был областью известково-щелочного дифференцированного вулканизма, которой, вероятно, отвечал на глубине край пододвинутой под континент плиты Фараллон. С прекращением режима субширотного спрединга — пододвигания и последующим прекращением связанного с ним известково-щелочного вулканизма здесь возникает в среднем миоцене глубинная зона базальтового вулканизма. На следующей стадии, в конце среднего миоцена, немного западнее прежней внутриконтинентальной зоны зарождается и

развивается по сей день глубинная система рифтово-трансформных деформаций, которая становится границей Северо-Американской и Тихоокеанской плит в нижних горизонтах литосферы. На поверхности зоне отвечает многочисленные сбросы и проявления контрастного вулканизма. Такие же сбросы и проявления контрастного вулканизма позволяют предполагать развитие 14— млн. лет назад аналогичной глубинной рифтово-трансформной системы 4,5 под Калифорнийским заливом, когда продолжавшая Сан-Андреас поверхностная граница плит проходила, по данным Т. Атуотер и П. Молнара [Atwater, Molnar, 1973], вдоль континентального склона западнее Калифорнийского полуострова .

4,5 млн. лет назад предполагаемая глубинная система деформаций Калифорнийского залива проникла в верхнекоровый слой и приобрела прямое выражение в структуре поверхности, в результате чего граница западнее Калифорнийского залива свое значение утратила. Возможно, в будущем это произойдет и с глубинной системой деформаций под западным краем Большого Бассейна, в связи с чем изменится роль разлома Сан-Андреас и структурная дисгармония между верхнекоровым и более глубокими слоями в значительной мере исчезнет .

## **СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПРОЯВЛЕНИЙ СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКОЙ ДИСГАРМОНИИ ЛИТОСФЕРЫ В РАЗНЫХ РЕГИОНАХ**

Описанные выше проявления дисгармонии между активными структурами разных оболочек литосферы различны по масштабу и геологической значимости. Локальны и, как правило, наименее глубинны структуры осадочного чехла или его верхних горизонтов, дисгармоничные по отношению к одновозрастным структурам основания .

Соотношения такого рода, по-видимому, имеют место на Юго-Восточном Кавказе и характеризуются структурными различиями верхнего, преимущественно осадочного слоя земной коры, смятого в складки кавказского простирания и нарушенного соскладчатыми разрывами, и более глубоких слоев земной коры, где активны зоны нарушений иных простираний. Подобная дисгармония складок и разрывов осадочного чехла по отношению к одновозрастным структурам основания обнаружена в Афгано-Таджикской депрессии и на Копетдаге. Признаки ее выявлены также в Сулеймановых и Киртарских горах [Перфильев и др., 1973] и Внешнем Загросе [Stocklin, 1968]. Зона срыва дисгармонично развивающегося чехла нередко представлена соленосными или глинистыми толщами, обладающими пониженной вязкостью .

Большой масштаб имеют явления дисгармоничного развития и структурного обособления в той части земной коры, которая по скоростным характеристикам идентифицируется с гранитно-метаморфическим слоем. Эти явления охватывают такие обширные области подвижных поясов, как Тянь-Шань, Памир, Карпаты или запад США. Мощность обособленного слоя варьирует от 15-20 км на западе США до 30 км на Памире. В основании слоя часто выделяется коровый волновод .

Выявленные структурные отличия осадочного или гранитно-метаморфического слоя от более глубоких оболочек литосферы, вероятно, могут быть обусловлены различиями условий, в которых реализуются приложенные тектонические усилия .

В отдельных случаях, например в области Газлийских землетрясений 1976 г., можно предполагать и различия в направлениях действия тектонических сил .

Признаки структурно-динамических различий между еще более глубокими оболочками литосферы намечаются в Аравийско-Кавказском сегменте Альпийско-Азиатского пояса. Его спецификой является Транскавказский вулканический пояс, который Е.Е. Милановский [1972; Милановский, Короновский, 1973] считает возможным продолжением Африкано-Аравийской рифтовой системы. Плиоцен-четвертичные вулканические образования пояса пронизывают как края Аравийской и Евразийской плит и более мелкие блоки между ними, так и разделяющие их новейшие подвижные зоны разломов и складок. Поэтому можно предполагать, что характеризующие пояс вулканы, вулканические цепи и разрывы представляют собой лишь поверхностное выражение зон нарушений, деформаций и магматической проницаемости более глубоких слоев литосферы, нежели слои, охваченные структурами взаимодействия Аравийской и Евразийской плит, и обусловлены

принципиально иными тектоническими процессами. Сейсмологические данные  $\text{cmjTeHbCTBvioT}$  в пользу такого предположения .

Транскавказскому вулканическому поясу в определенной мере аналогичен широкий пояс молодых нарушений и магматической проницаемости, протягивающийся от Байкала до Ассама дискордантно по отношению к основным новейшим структурам поверхности Центральной Азии. Пояс выражен главным образом скоплением эпицентров сильных землетрясений [Солоненко и др., 1968; Гоби-Алтайское..., 1963; Сейсмическое..., 1971; Каталог..., 1976; Гансер, 1967]. Плиоцен-четвертичные вулканические образования в пределах пояса немногочисленны, но характерны и отличают его от смежных районов Центральной Азии .

Приведенные в работе примеры структурно-динамической дисгармонии между молодыми деформациями разных слоев литосферы относятся к подвижным поясам двух типов: Альпийско-Азиатскому внутриконтинентальному поясу сжатия и Западно-Американскому приокеаническому поясу преимущественно сдвиговых перемещений. В океанах подобные проявления не столь многочисленны и достоверны. Они намечаются в Тьорнесской и Рейкьянесской трансформных зонах на севере и юге Исландии [Трифонов, 1977]. В структуре вулканического поверхностного слоя здесь преобладают кулисные ряды сбросов и раздвигов рифтового простирания. Нарушения собственно трансформного направления в Рейкьянесской зоне почти отсутствуют, а в Тьорнесской подчинены структурам рифтового простирания .

Вместе с тем очаги землетрясений, приуроченные к глубинам до 15 км, вытянуты в линии, простирающиеся вдоль обеих зон. Определения механизмов очагов указывают на правый сдвиг вдоль Тьорнесской [Sykes, 1967] и левый сдвиг вдоль Рейкьянесской [Ward, 1971] зон. Эти глубинные нарушения сдвигового типа слабо отражены или не отражены в структурах поверхности. Такие же различия активных структурных планов разных глубин можно предполагать в некоторых трансформных зонах Центральной Атлантики, изученных по проекту FAMOUS .

В рифтовых зонах срединно-океанических рифтовых систем подобная дисгармония не регистрируется. Там имеет место вертикальное расслоение земной коры с чередованием узких блоков и пластин разной морфологии и различного возраста пород [Трифонов, 1976б; Trifonov, 1978b]. Молодые сбросо-раздвижки, с которыми связаны микроземлетрясения, служат подводящими каналами магмы. Поэтому можно предполагать, что поверхностный структурный план рифтовых зон в общих чертах характеризует всю литосферу, мощность которой, по сейсмологическим и геофизическим данным, невелика .

Отмечается одна общая черта строения исследованных регионов: выявленная дисгармония не прерывает полностью вертикальных структурных связей, т.е. нарушения и деформации того или иного слоя литосферы отражаются (иногда слабо и лишь косвенно) в структурах соседних слоев. В частности, деформации глубинных частей литосферы вызывают отраженные (вторичные) деформации всех вышележащих слоев, включая земную поверхность. При этом вертикальная составляющая перемещений проявлена в морфологии и стратиграфии поверхностных образований, как правило, более отчетливо, чем горизонтальная составляющая. Преломляясь в вышележащих слоях, глубинные деформации оказываются замаскированными или рассеянными в приповерхностных структурах и обычно играют в них подчиненную роль. Но такие элементы приповерхностной структуры находятся в убедительном соответствии с геофизическими и сейсмологическими данными о глубинном строении литосферы. Отсюда следует важное представление о земной поверхности как геолого-геофизическом образовании, в котором запечатлен суммарный эффект тектонических воздействий не только самого верхнего, но и более глубинных слоев литосферы, т.е. на поверхности запечатлены и через нее познаваемые глубинные новейшие деформации и некоторые вещественно-структурные неоднородности .

Что касается механизма проявления деформаций и иных особенностей новейшей структуры глубинных слоев на поверхности, то здесь определились два возможных взаимосвязанных пути. Первый путь — это механическое воздействие деформаций глубинных слоев на все вышележащие слои; второй — геотермально-геохимический и геофизический, связанный с потоком газов, флюидов и тепла из глубин земных недр к поверхности, который и является источником информации о глубинных процессах. Оба указанных механизма с принципиальной точки зрения были рассмотрены ранее [Макаров, Соловьева, 1976]. Наиболее характерными индикаторами зон молодых глубинных

деформаций "скрытого" типа являются разного рода аномалии — структурные, вещественные (литолого-геохимические) и физические (сейсмологические, гравитационные, тепловые и др.) .

Прямым подтверждением обсуждаемого положения служат проявления элементов структуры глубинных слоев литосферы на изображениях Земли из космоса, ставших важным дополнительным инструментом изучения глубинных структур [Макаров, Трифонов, Шукин, 1974; Геологическое..., 1978]. Глубинные деформации скрытого типа, которые на поверхности рассеиваются в широкие зоны разнообразных производных деформаций, при наземных наблюдениях и картировании часто остаются незамеченными. Генерализация же рисунка земной поверхности, которую обеспечивает съемка из космоса, делает такие зоны видимыми, объединяя элементы приповерхностной структуры, казалось бы, никак не связанные друг с другом .

Чем глубже корни таких деформаций, тем больше их рассеяние на поверхности, и следовательно, нужен более высокий уровень генерализации космических снимков для их вынесения. Однако подразделение деформаций разной глубины заложения по этому принципу должно учитывать, кроме того, как ландшафтные особенности регионов, так и геотектонические (геологическое строение, неотектоническое развитие, типы молодых деформаций и нарушений) .

Таким образом, поверхность континентов во всех своих очевидных и скрытых (рассеянных) особенностях представляет собой сложную композицию, образованную элементами как поверхностной новейшей структуры — структуры современного эрозионно-денудационного среза, так и проявленной через нее структуры глубинных слоев литосферы. В связи с этим хотелось бы обратить особое внимание на большое самостоятельное значение и далеко еще не познанные возможности структурно-геологических и структурно-геоморфологических методов изучения поверхности Земли для познания ее недр .

## **НЕКОТОРЫЕ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ**

Тектоническая расслоенность, примеры которой были показаны в первой части, играет важную роль в различного рода геодинамических процессах, процессах деформации литосферы. Она обеспечивает возможность одновременной, происходящей в едином поле тектонических напряжений, и в случаях более сложного взаимодействия блоков и слоев литосферы деформации весьма гетерогенной среды. Без послойных срывов и смещений такую деформацию вообще трудно представить .

По существу, межслоевые и внутрислоевые срывы и разупрочнение представляют собой некоторые компенсационные движения, разрешающие напряжения, неизбежно возникающие между взаимодействующими слоями разного физического состояния (разного, и это важно подчеркнуть, по вещественному составу, фазовому, напряженному и тепловому состоянию, структуре, характеру процессов преобразования вещества и т.д.). Такое представление чрезвычайно важно, с нашей точки зрения, для объяснения как самой тектонической расслоенности и форм ее реализации, так и некоторых образований и явлений, недостаточно ясных без ее учета. Вторая часть работы затрагивает лишь часть геодинамических аспектов тектонической расслоенности: проблемы так называемых волноводов, сейсмичности, плавления и некоторые другие .

## **Глава IV. ВОЛНОВОДЫ, РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ СЕЙСМОФОКАЛЬНЫЕ ЗОНЫ**

Наиболее существенный вывод, который получен в последние годы в результате анализа сейсмического материала, касается установления вертикальных неоднородностей и расслоенности земной коры и верхней мантии до глубин, превышающих первые сотни километров, и связь с ними сейсмогенных движений. Особое значение имеет выделение коровых волноводов, с которыми могут быть связаны значительные горизонтальные смещения как коры в целом, так и отдельных ее слоев, а также формирование субгоризонтальных фокальных зон .

### **ВОЛНОВОДЫ В КОРЕ I**

В настоящее время известно, что земная кора каждой тектонической области имеет свои специфические черты, что выражается в особенностях волновых характеристик и скоростных параметров. Показательной в этом отношении является распространенность в составе коры различных регионов слоев с пониженными (волноводов) и повышенными скоростями. Обзор имеющихся материалов показал, что в пределах СССР коровые волноводы отмечены в самых разнообразных регионах. Они, как правило, четко устанавливаются под фанерозойскими складчатыми сооружениями в пределах Донбасса, вала Карпинского, Урала, Тянь-Шаня, Памира в интервале глубин 10—15 км. В молодых впадинах на Туранской и ЗападноСибирской плитах распространены в основном "нижний" волновод на глубинах 25-35 км. В пределах древних платформ (Московская и Вилуйская синеклизы, Прикаспийская впадина) он располагается на глубинах 17— км, в Байкальской Раздел написан совместно с Г.В. Краснопевцевой .

рифтовой зоне — 12-17 км. Слабо выражен волновод на древних щитах, локальное распространение он имеет в Рионо-Куруинской межгорной впадине и на Малом Кавказе, отсутствует в Терско-Каспийском прогибе, в Черноморской и Каспийской впадинах .

Перепад в значениях пластовых скоростей на границах разделов волноводов составляет 0,2— км/с. Большой скачок и меньшие абсолютные значения пластовых скоростей внутри слоя (до 5,4— км/с) характерны для структурных элементов альпийского возраста. Напротив, на границах волновода, распространенного в пределах щитов, скачок составляет всего 0,2— км/с, а пластовая скорость внутри волновода — 6— км/с .

Наиболее распространенным является волновод в "гранитном" слое. Глубина кровли его изменяется от 5 -8 до 25 км и более, преимущественно он выделяется на глубинах от 8—10 до 15— км. Самый резкий перепад скоростей и наименьшие их абсолютные значения (до 5,6— 5,5 км/с) внутри низкоскоростных слоев отмечаются в грабенах и горных сооружениях. На платформах перепад скоростей несколько меньше, а скорости внутри волновода составляют 5,8— км/с. Отношение скорости внутри слоя низких скоростей к скорости прилегающего слоя на кровле равно 0,94-0,97, на подошве - 0,86-0,92 .

В ряде районов (Закарпатский прогиб, Юго-Восточный Узбекистан, Провинция Бассейнов и Хребтов в США, Богемский массив, Карпаты, Рейнский грабен и др.), разнообразных в тектоническом отношении, выделен слой пониженных скоростей в нижней части "базальтового" слоя ("базальтовый" волновод). Границы его более резкие, чем у "гранитного", особенно нижняя, однако выделение его по сейсмическим записям менее надежно. Очень интересны данные о выявлении волновода над границей Мохоровичича, так как это может объяснить ряд особенностей волн и р, связанных с этой границей (многофазную запись ее сложную форму, изменчивость амплитудной выразительности волны и др.), а следовательно, более определенно решить вопрос о переходе кора — мантия на континентах [Краснопевцева, 1978] .

Для выяснения геологической природы слоев с пониженными скоростями очень важен вопрос о том, являются ли эти слои повсеместно распространенными или их появление связано с локальными особенностями земной коры. Проведенный анализ [Краснопевцева, 1978] показывает весьма широкое распространение волноводов. Однако наличие их в земной коре не повсеместно. В ряде районов СССР [Кавказ, Средняя Азия и др.], Центральной Европы, запада США при использовании одной и той же методики наблюдений и интерпретации волновода выделялись на одних участках и отсутствовали на других. Например, имеется указание на отсутствие волновода на большей части Сьерра-Невады и в Береговом хребте. Сильный волновод, обнаруженный в Альпах, исчезает в сторону Средиземного моря .

В последние годы появились данные МОВЗ о том, что в земной коре Евразии можно обосновать существование достаточно четкого сейсмического репера, так называемого горизонта А, относящегося к числу наиболее сильных границ обмена, распространенных регионально и, возможно, глобально [Булин, 1974]. Глубина горизонта А, по данным МОВЗ, 5 -2 км [преобладает интервал 7 -1 км ], что в общем соответствует глубинам кровли "гранитного" слоя. И это точно устанавливается на участках, где имеются данные ГСЗ и МОВЗ, в частности в Кавказском регионе [Егоркина и др., 1975; Краснопевцева, 1978]. По имеющимся данным сейчас трудно установить прямое соответствие горизонта А кровле волновода в верхней части земной коры. Однако такой вариант следует рассмотреть, чтобы оценить возможность использования данных МОВЗ для выявления латеральных неоднородностей коры .



В табл. 3 приведены сведения о наличии волноводов в земной коре, полученные при интерпретации материалов ГСЗ, сейсмологии и МОВ при использовании различных приемов обработки. Это далеко не полный перечень участков континента, где слои пониженных скоростей в земной коре предполагаются или обнаруживаются по сейсмическим данным, и относится он только к орогенным областям.

Геологическая природа слоев с пониженными скоростями в земной коре точно не установлена. Известно, что скорости распространения упругих волн в коре зависят прежде всего от состава и плотности слагающих ее пород, а также от распределения  $\rho$  и  $\mu$  в  $\sim r$  и  $g$

Рис. 46. Распределение средних ( $K$ ) и граничных ( $K_g$ ) скоростей сейсмических волн в разрезе земной коры в пределах Мукачевской (I) и Солотвинской (II) впадин Закарпатского прогиба [Чекунов, 1972; Вольвовский, 1973] и характерные глубины гипоцентров землетрясений Карпатского региона в целом (1) [Пронишин, 1978] Пт Паннонского массива (2) [Csomer, Kiss, 1958] Рис. 41. Модель строения земной коры на территории Армении, по данным обменных волн от землетрясений [Егоркина и др., 1975] 1 — слои пониженных скоростей волн; 2 — границы разделов слоев с различной плотностью;

3 — зоны потери корреляции, отождествленные с крутыми разделами (разломами); 4 — поверхность Мохоровичича ления в ней давления и температуры. Обычно эти факторы оказывают совместное воздействие на упругие свойства среды, но в ряде случаев одни из них начинают преобладать. Существует точка зрения, что появление волновода в земной коре связано с тем, что в определенных условиях снижение скорости усиливается при высоких температурах.

Приведем некоторые примеры из использованного обзора [Краснопевцева, 1978], дополнив их новыми данными. Так, в Закарпатском прогибе, который характеризуется очень высоким тепловым потоком, рост скорости замедляется на сравнительно небольших глубинах, а на глубине 6— км останавливается совсем и приобретает обратный знак. Этим объясняется здесь появление "гранитного" волновода. Подобный эффект имеет место и в низах "базальтового" слоя, где выделен второй волновод [Чекунов, 1972] (рис. 46). Расчеты градиента скорости сейсмических волн в "гранитном" и "базальтовом" слоях Закарпатского прогиба и Вольно-Подольского блока — района с низким тепловым градиентом — показали, что в первом градиент скорости достигает отрицательных величин на глубинах 5 и 15 км (глубины существования волноводов в этом регионе), во втором, платформенном районе градиент скорости отрицательных значений не приобретает. Отмечается, что в Закарпатье понижение скорости очень большое (0,4— км/с), что невозможно объяснить только температурным влиянием и, скорее всего, связано с эффектом наличия здесь петрографических неоднородностей, обусловленных широким проявлением вулканической деятельности.

Еще один пример района вулканической и сейсмической активности — Малый Кавказ (территория Армении), где в результате многолетних исследований методом обменных волн [Гаретовская, 1975; Егоркина и др., 1975] в земной коре обнаружены слои пониженных скоростей, расположенные в интервалах глубин 6—13 и 37— км. Мощность слоев пониженных скоростей 2—10 км. Особенно интересным и новым является прослеживание слоя пониженных скоростей в подошве земной коры. Его существование возможно было предположить в результате получения по годографам волны Рп аномально малых значений величин кажущейся скорости, а также в результате факта возрастания средней скорости продольных волн до поверхности Мохоровичича при введении поправок за очаг землетрясения при расположении последнего на большой глубине. О распространении этого пласта по площади в горных условиях Армении говорить преждевременно, но ставить задачу его поиска возможно [Гаретовская, 1975] (рис. 47). Получены величины отношения скоростей продольных и поперечных волн  $K = V_P/V_S$  в слое пониженной скорости, расположенном в верхней части земной коры, обычно  $K > 2$ . Предполагается, что и в слоях пониженных скоростей на больших глубинах величина  $K$  такая же, а не 1,73—1,75. Сочетание низких значений скоростей продольных волн  $V_P$  с высокими значениями  $K$  предположительно объясняется обводненностью пород на больших глубинах, переносом водными растворами и их парами некоторых тяжелых элементов и образованием в некоторых местах пластов с разуплотненными породами, характеризующимися малыми значениями скоростей продольных волн и величиной  $K > 2$ . Такое же значение  $K$  иногда наблюдается и в слоях со скоростями продольных волн  $V_P$  6,5 км/с, характерными для кристаллических пород, что, вероятно, может быть при трещиноватости последних и их

обводненности. Общей особенностью районов повышенной сейсмичности здесь является наличие контактов пород, резко различающихся по физическим свойствам, и наличие волноводов, объясняемых в данном случае обводненностью какого-либо глубинного горизонта. Это те условия, при которых накапливаемые напряжения выступают как причины землетрясений. В качестве одного из таких примеров можно привести модель очага землетрясения, расположенного в пределах Малого Кавказа (см. рис. 35) .

Интересно отметить также результаты сейсмических исследований в районе Оклахомы в США. В разрезе земной коры здесь выделяются два слоя (см. табл. 3) с пониженными скоростями: на глубинах 1— км под высокоскоростными осадками 3,5 (перепад скорости 6,05— 5,50—6,08 км/с) и на глубине примерно 20 км (перепад 6,20 - 6,72 км /с). Природа первого слоя ( $V_p = 5,5$  км/с) определена однозначно, так как этот слой вскрыт бурением. Он представляет собой сложную серию вулканических образований. Второй волновод ( $V_p = 6,2$  км/с) связан с влиянием на скорости сейсмических волн повышенных температур [Mithell, Landismann, 1971, 1972] .

Представление о связи волноводов с термодинамическими условиями земной коры весьма распространено. Ставились специальные лабораторные исследования понижения скорости упругих волн в гранитных и базальтовых породах при высоких давлениях и температурах. По Ф. Берчу, инверсия скорости в граните маловероятна, в то время как в базальте существует тенденция уменьшения скорости при изменении термодинамических условий на глубинах около 20 км .

Изучение изменения скоростей продольных волн в образцах гранита (табл. 4) и габбро (табл. 5) при изменении температуры и давления показало, что существование инверсии скорости вероятно как в гранитных, так и в базальтовых породах на глубинах 10 и 20 км. Исследованиями пород офиолитового пояса Армении при высоких давлениях [Арутюнян, 1974] выявлено, что понижение скорости на 0,1— 0,3 км /с при 5 кбар (это соответствует глубинам существования волновода) происходит только в отдельных типах пород (габбро, пироксенитах, некоторых базальтах) .

Из этого следует, что появление волноводов в земной коре можно связывать в равной мере как с наличием в разрезе пород с пониженной плотностью  $\rho$ , так и с влиянием на скорость упругих волн термодинамических условий (офиолитовый пояс Армении). Резкое снижение, наблюдаемое в "базальтовом" волноводе Закарпатского прогиба, вернее всего связывать с совместным влиянием обоих факторов [Ч екунов, 1972] .

Третья возможная причина возникновения инверсий скоростей — это внедрение высокоскоростных пластовых интрузий или протрузий, когда породы, залегающие ниже внедренного тела, становятся волноводом. Подобная мысль высказана в работе Н.Я. Кунина и Б.А. Хрычева [1964]; наиболее вероятно образование волноводов в следующих геологических ситуациях: 1) при массовых излияниях базальтоидов; 2) при надвигах "высокоскоростных" пород на "низкоскоростные" ; 3) при формировании зон дробления и заполнения трещин продуктами гидротермальной деятельности (например, зоны окварцевания с примесью рудного материала среди вмещающих пород могут характеризоваться как зоны понижения скоростей на 0,5-1 км /с ) .

Примером надвигания высокоскоростных пород мантийного происхождения может служить зона Ивреа на южном склоне Альп. Земная кора здесь характеризуется повышенной (до 60 км и более) мощностью и представлена "гранитным" и "базальтовым" слоями. Внутри первого слоя выделен волновод (глубина 10— — 30 км, снижение  $V_p$  до 5,5 км /с), переход кора — мантия представляет собой резкую градиентную зону, четкость которой усиливается на западном и северном участках региона [Гизе, Морелли, 1977]. Регистрация до глубин около 70 км волны с  $V_p = 7,4$  км /с в первых вступлениях показывает, что материал с такой скоростью занимает в разрезе первые 10 км. Волна  $P^*tr$  при регистрации на расстоянии от 115 до 180— 200 км фиксируется на 8 с позже первых вступлений. Такое положение этой волны может быть объяснено наличием на глубинах 10— км очень низкоскоростного слоя ( $V_p = 4 - 5$  км /с ) .

На рис. 48 представлен разрез Восточных Альп в изолиниях скоростей, типичный для этого региона [Behnke, 1971]. Интерпретация до критических отражений [Dohr, 1972] позволяет определить распределение скорости с глубиной более детально (рис. 49). В Центральных Альпах выделяются верхний сильный волновод  $U$  км/с, Рис. 48. Сейсмический разрез Восточных Альп в интерпретации П. Гизе [Behnke, 1971]

( $V_p = 6 - 5 - 6$  км/с) на глубинах 10— км и сложная переходная зона с инверсионной пачкой слоев над границей Мохоровичича. В Северных Альпах сходная инверсионная пачка определена на кровле первого волновода .

Нетрудно видеть (см. рис. 28), что максимум плотности очагов сильных землетрясений в Восточных Альпах расположен также в интервале глубин 5—15 км, т.е .

именно в тех разделах, где, по-видимому, происходят наиболее контрастные сочетания значений сейсмических скоростей или их резкого понижения в результате интенсивного разупрочнения при интенсивных горизонтальных перемещениях коры .

Скоростной и плотностной моделью "типа Ивреа" объясняется структура земной коры Горного Крыма (рис. 50) [Павленкова, 1973; Бурьянов, Павленкова, 1974] .

Если принять во внимание концентрацию энергии сейсмических волн из очагов местных землетрясений на глубинах, где расположен волновод, становится очевидной пространственная и генетическая связь явлений разрушения среды и ее скоростных параметров .

Иначе объясняется наличие слоя пониженных скоростей под Южным Тянь-Шанем и Чаткальским хребтом. Снижение скоростей там, возможно, связано с формированием мощного гранитного батолита, залегающего на глубине 20— км [Бутовская и др., 1971, 1974]. Модель формирования волновода в Южном Тянь-Шане подробно обсуждена в следующей главе .

Существует еще одна модель образования волноводов, связывающая их с очагами сильных землетрясений, а следовательно, с интенсивными необратимыми деформациями и со значительным при этом разупрочнением среды. Было установлено [Краснопевцева, Щукин, 1978; Щукин, 1979], что особенностью строения очаговых зон после землетрясений является наличие отчетливо выраженных волноводов .

Если рассматривать крупные землетрясения как явления преобразующие, то можно сделать следующие допущения. После сильного землетрясения среда в очаговой зоне изменяется существенным образом, она как бы приобретает иную структурную модификацию. В связи с этим исчезновение отдельных промежуточных границ в земной коре очаговых зон, часто отмечаемое при сейсмических исследованиях [Булин и др., 1975; Гаретовская, 1975], а также появление новообразований, в том числе и волноводов [Померанцева, 1974], можно объяснить с точки зрения восстаРис. 50. Сопоставление плотностных и скоростных моделей земной коры района Ивреа в Западных Альпах (I) и Горного Крыма (II) [Бурьянов, Павленкова, 1974] а — наблюдаемые (1) и расчетные (2) кривые силы тяжести для соответствующих плотностных моделей; б -г плотностные модели; в —сейсмические разрезы новления нарушенного динамического равновесия, приспособлением среды к новым условиям. Следует, однако, заметить, что ответственность за перестройку внутренней конструкции среды в очаге несут в основном землетрясения лишь высоких рангов (с магнитудой более 5 -6 ). Остается пока невыясненным вопрос, имеют ли изменения среды необратимый характер или возможно повторение условий, при которых произошло землетрясение. На первый взгляд кажется, что через сравнительно длительный промежуток времени (до 100 лет и более) среда восстанавливает свои особенности, что подтверждается повторением крупных землетрясений на участках, где ранее уже происходили столь же крупные события. Однако этот вопрос требует дополнительного анализа и постановки специальных повторных сейсмических исследований на участках крупных землетрясений .

Понижение скорости упругих волн в результате интенсивного разупрочнения среды может происходить как в ограниченных объемах среды очаговых зон [Померанцева, 1974; Гаретовская, 1975; Краснопевцева, Щукин, 1978], так и в пределах региональных сейсмогенных блоков литосферы. Приведем два примера .

Первый из них касается внутрикорового волновода в Индо-Памирском блоке, обнаруженном при региональных сейсмических исследованиях по профилю ГСЗ Тянь-Шань — Памир - Каракорум — Гималаи [Земная кора..., 1977; Сейсмические..., 1977; Белоусов и др., 1979]. Региональная геофизическая ситуация вдоль трассы профиля описана в гл. I. Следует лишь напомнить об отчетливо выраженной связи этого волновода, прослеженного на значительном расстоянии внутри горной системы, со столь же отчетливо выраженным сейсмогенным слоем земной коры .

Это обстоятельство заставляет думать, что вдоль этого регионального слоя ослабленной прочности (зона дислокационного разупрочнения) осуществляются не только эпизодические субгоризонтальные смещения при сильных землетрясениях, но и региональные тектонические срывы и длительные перемещения верхних горизонтов коры относительно нижних ее частей. Механизм таких деформаций, осуществляемый в региональном масштабе, не требует привлекать горизонтальные перемещения более крупномасштабных неоднородностей глубинных частей литосферы .

Тем не менее выполненный нами анализ скоростных разрезов коры и мантии с

6. 3 а к.1345 вс распределением по глубине очаговых зон землетрясений позволяет утверждать, что горизонтальные перераспределения вещества литосферы присущи и самым ее глубоким частям, особенно в пределах мощных астеносферных слоев .

Второй пример относится к Байкальской рифтовой зоне. Глубинными сейсмическими исследованиями методом ГСЗ [Пузырев и др., 1975, 1978; Ткаченко и др., 1979] в средней части земной коры установлен слой с пониженной скоростью. В большинстве случаев верхняя кромка волноводного слоя располагается на глубинах 12—14 км, мощность волноводного слоя 4— км. Скорость упругих волн в волноводном слое составляет 6 -6,1 км/с, что на 0,2— км /с меньше, чем во вмещающей 0,3 среде. При переходе через границы блоков наблюдается изменение глубин до верхней кромки волноводного слоя и, по-видимому, его мощности и величины скоростей в нем. Появление волноводного слоя связано с повышенным разогревом земных недр вследствие процесса рифтогенеза .

Утвердилось предположение о том, что небольшие глубины очагов большинства землетрясений Байкальской рифтовой зоны обусловлены наличием в земной коре слоя пониженной скорости, где ослаблено поле упругих напряжений из-за меньшей вязкости пород в волноводе [Крылов и др., 1970,1976; Пузырев и др., 1978]. Это позволяет объяснить малые глубины очагов крупнейших землетрясений и подавляющего большинства слабых толчков, не превышающие 5—15 к м (более редко они случаются на глубинах 20— к м ). Допускаются межслоевые срывы и скольжение вдоль субгоризонтальных зон ослабленной прочности и высокой сейсмической активности, происходящие при сводовом (вогнутом и/или выпуклом) изгибе коры [Флоренсов, 1964], а также соскальзывание блоков коры со склонов поверхности линзы аномальной (низкоскоростной) мантии [Зорин, 1979] .

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют сформулировать лишь весьма общие представления о взаимосвязях неоднородностей земной коры и верхней мантии. Выявлению более тонких особенностей таких связей препятствует' разномасштабность сейсмических исследований. Скоростные неоднородности земной коры сравнительно невелики по размерам и в общем соответствуют крупным тектоническим структурам. Аномалии в мантии занимают большие площади, количественные данные о них менее точны. Тем не менее вывод о прямом соответствии скоростных аномалий земной коры и верхней мантии кажется весьма достоверным .

Сказанное позволяет нам рассмотреть хотя бы в общем виде сведения о расположении волноводов в пределах верхней мантии .

## **ВОЛНОВОДЫ В МАНТИИ**

Глубинные геолого-геофизические исследования, существенно расширившие и во многом изменившие представления об особенностях строения верхней мантии и происходящих в ней процессах, выполнены весьма неравномерно. В наибольшем объеме сейсмические исследования верхней мантии за рубежом проведены в Северной Америке (США, Канада), Западной и Центральной Европе (ФРГ, Франция, Италия, Норвегия, Финляндия и др. страны) и Азии (Япония, Индия). В остальных частях континентов, а также в океанах строение верхней мантии изучено значительно слабее .

Скоростные аномалии на территории активных районов запада Северной Америки рассматривались в гл. II .

На рис. 28 приведены скоростные модели верхней мантии Европы. Для северных районов Европы скоростные разрезы были определены по годографам продольных волн от Гельголандского взрыва и от землетрясений в Норвежском море и Северном Ледовитом океане, а также по данным

регистрации поверхностных волн в Финляндии. По сравнению с южными и центральными районами Европы эти районы характеризуются в среднем более высокими значениями скоростей распространения продольных и поперечных волн на одинаковых глубинах в верхней мантии, а также отсутствием четко выраженного слоя пониженной скорости большой мощности .

Наибольшее количество работ по изучению строения верхней мантии выполнено в центральных и южных районах Европы с использованием записей объемных и поверхностных волн от взрывов и землетрясений. Скоростные разрезы, полученные в первой части раздела использованы материалы из обзора Л.Н. Старобинец и др .

в результате применения самых различных методов сейсмических исследований свидетельствуют о наличии в этих районах понижения скоростей как продольных так и поперечных волн. Детальная интерпретация годографов и амплитудных характеристик объемных волн позволяет предполагать наличие в верхней мантии двухтрех слоев с пониженными скоростями [Ansorge, Mayer-Rosa, 1970; Mayer-Rosa Mueller, 1971] .

В некоторых районах Юго-Восточной Европы, в Восточных Карпатах и в горах Вранча по данным интерпретации годографов и амплитудных кривых объемных волн от землетрясений зона пониженных скоростей выделена в диапазоне глубин 100— 150 км. В пределах Карпатского бассейна глубина залегания кровли волновода уменьшается до 75 (Южная Венгрия) — 88 км (восточные районы Югославии) [Bisztricsany, 1972]. По данным итальянских сейсмологов [Bossolasco, Claudio, 1969] в Юго-Восточной Европе в верхней мантии выделены три границы разрыва скорости на глубинах 100-120 км ( $V_r = 8,44$  км /с), 160—180 км ( $U_r = 8,63$  км/с) 340 км ( $V_r = 10,36$  км /с). Между двумя верхними предполагается слой и 300— пониженной скорости .

В восточных, северных и южных районах Франции при проведении исследований ГСЗ с использованием промышленных взрывов на нескольких профилях получены годографы протяженностью до 1000—1500 км, по которым были определены скоростные разрезы земной коры и верхней мантии до глубин свыше 100 км [Him et al., 1972]. В предгорьях Альп в верхней части мантии обнаружен слой мощностью 30 км, характеризующийся промежуточными значениями скоростей 7,5— км/с. В верхней мантии выделены два слоя с пониженными значениями скоростей. Первый из них расположен в диапазоне глубин 70— 100 км и отделен от второго высокоскоростной зоной [Mueller, 1969] .

В центральных и южных районах Франции на основании изучения времени пробега продольных волн от землетрясений в пределах Центрального массива в верхней мантии выделен слой пониженных скоростей, глубина залегания кровли которого изменяется от 120— 130 км до подъема непосредственно к подошве земной коры в районе Форез. В этом же районе отмечены аномально низкие значения скоростей непосредственно под границей М ( $7,2$  км /с ) .

Сейсмические исследования, проведенные в различных районах Средиземного моря с использованием записей объемных и поверхностных волн, показали, что в западной части моря по сравнению с восточными районами верхняя мантия характеризуется в среднем “более высокими значениями скоростей. При переходе из западной части в восточную несколько увеличивается мощность зоны понижения скорости продольных волн за счет изменения глубины залегания ее кровли от 100 до 80 км, а также происходит небольшое уменьшение скоростей распространения продольных волн в этом слое .

Таким образом, полученные к настоящему времени результаты свидетельствуют о наличии существенных горизонтальных скоростных неоднородностей в верхней мантии, наиболее значительные из которых отмечены до глубин 200-250 км .

Из сопоставления полученных для различных районов графиков изменения с глубиной скоростей распространения Р-волн [ $V_P(H)$ ] в верхней мантии и рассчитанных по ним графиков изменения средней скорости  $V_P(H)$  от границы Мохоровичича видно, что различия в значениях скоростных параметров верхней мантии при переходе из одного района в другой с глубиной изменяются. Характерной чертой скоростной модели верхней мантии является наличие слоев с пониженными скоростями. Однако они выделены не повсеместно. В пределах тектонически стабильных щитов эти слои, вероятно, отсутствуют или выражены очень слабо, что подтверждается данными как по объемным, так и по поверхностным волнам. В то же время в некоторых районах Центральной и Южной Европы, Курило-Камчатской зоны и других в верхней мантии выделены два-

три низкоскоростных слоя. Сравнение скоростных моделей строения верхней мантии различных районов показывает, что до глубины 300 км основные изменения в строении Земли заключаются в наличии (или отсутствии) различного числа слоев с пониженной скоростью и в вариации их мощностей и значений скоростей в них [Fuchs et al., 1971].

В пределах срединно-океанических хребтов, рифтовых зон и в некоторых тектонически активных районах поверхность зоны пониженных скоростей поднимается

%км -230 Рис. 51. Полигоны распределения нижних и верхних ограничений плотностных неоднородностей в форме блоков {а, в, д) и сейсмических границ раздела, г, е) "(Федынский, Вашилов, 1980) I — северо-западная часть Черного моря; II — Западная Сибирь (ГСЗ по профилю ХантыМансийск — Александровское) ; III - Предкавказье (ГСЗ по профилю Волгоград - Нахичевань) вплоть до подошвы земной коры. На глубинах 300— 400 и 600— 700 км довольно часто отмечается наличие резких границ раздела, глубина залегания которых и величина перепада скоростей весьма существенно изменяются в горизонтальном направлении. Особенностью строения верхней мантии в тектонически активных зонах является более высокое значение скоростей поперечных волн (на 4— 5%), чем для океанов и щитов, в диапазоне глубин 200—380 км .

Результаты определения поглощения энергии сейсмических волн (  $Q$  в разных районах показали, что земная кора и верхняя мантия различаются по этому параметру. Верхняя мантия характеризуется более сильным поглощением энергии 5-волн, по сравнению с Р-волнами, т.е. значения  $Q$  для 5-волн меньше, чем для Р-волн. В верхней мантии значения  $Q$ , определенные по Р-волнам, в среднем равны 450— 500, а по 5-волнам — 150— 500. Зонам понижения скорости в верхней мантии обычно соответствует повышенное поглощение энергии сейсмических волн .

Нередко отмечаемое по сейсмическим данным понижение скоростей на глубинах 100— 200 км может быть объяснено частичным плавлением вещества. Результаты лабораторных и теоретических исследований показали, что минимальные из наблюдаемых в эксперименте скоростей могут быть объяснены наличием всего 1% расплава .

Таким частичным плавлением можно также объяснить устанавливаемое по сейсмическим данным повышенное поглощение энергии сейсмических волн в слое пониженной скорости .

Таблица 6 Аномалии электропроводности в литосфере [ Рокитянский, 1980]

Закон изменения скорости в интервале глубин 250— 400 км определяется ростом давления без изменения вещественного состава. Границы раздела на глубинах 300-400 и 600-700 км, судя по результатам петрологических исследований, вероятно, обусловлены фазовыми переходами .

Сопоставление сейсмических данных с материалами гравиметрии свидетельствует о том, что область, в которой осуществляется изостатическая компенсация, включает не только земную кору, но и верхнюю мантию .

На рис. 51 показаны преобладающие глубины горизонтальных границ раздела, полученные независимо по гравиметрическим и сейсмическим данным. Структурное единство и связь субгоризонтальных и субвертикальных границ в блоково-слоистой модели верхних частей Земли позволяет предполагать взаимосвязь процессов, формирующих эти границы [Федынский, Вашилов, 1980]. По гравиметрическим данным выделены границы на глубинах 55— 60, 70— 85, 100—120 и 180— 220 км .

Часть горизонтальных границ в коре и мантии, как предполагается указанными авторами, ныне лишь фиксирует положение существовавших ранее зон активизированного материала .

Примерами современных зон активизированного материала являются астеносферные слои, волноводы .

Вертикальные неоднородности в коре и литосфере в целом подтверждаются наличием здесь и аномалий электропроводности (табл. 6) [Рокитянский, 1975, 1980], связываемых, как правило, с частичным плавлением пород. Для этого необходимо предполагать наличие в глубинном веществе некоторого количества (0,5— 1%) воды .

В этом случае для начала частичного плавления и возникновения аномалии электропроводности необходима температура около 700° С .

Положение аномалий электропроводности в земной коре чаще всего совпадает с сейсмическими волноводами, причем достоверность выделения тех и других достаточно высока [Пузырев и др., 1978; Поспеев, Шпак, 1979] .

Одной из причин возникновения аномалий электропроводности считается внедрение в земную кору по некоторым ослабленным зонам частично расплавленных пород в результате новейшей активизации. Процесс начался столь недавно, что аномалия теплового потока не достигла земной поверхности .

## **СВЯЗЬ СЕЙСМИЧНОСТИ С ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТЬЮ ЛИТОСФЕРЫ**

Наилучшим образом взаимосвязь расслоения всей коры, а также верхней мантии с сейсмическими явлениями сформулирована в работе Н.К. Булина и др. [1975, с. 11] по данным детальных сейсмологических наблюдений .

1. В зонах скопления коровых землетрясений прослеживаемость горизонтов земной коры, как правило, хуже, чем в тектонически стабильных участках, приземная кора; 2 — принципиальные модели фокальных зон; 3, 4 — направления: 3 — тангенциальных усилий, 4 — возможных смещений активных блоков литосферы а — Копетдаг; б — Крым; в — Восточные Карпаты (Вранча) ; г — Гиндукуш — Памир; д — Курило-Камчатская зона; е — Байкальская зона чем дифференциация земной коры снижается с увеличением числа землетрясений средней силы ( $K = 10—14$ ) по сравнению с зонами слабых землетрясений .

2. Минимальное расслоение мантии приходится на области глубокофокусных землетрясений. Так, в Хорогской зоне, где основное скопление очагов приурочено к глубинам 80-200 км, в этом диапазоне уверенных границ не выделено. Установлен только один горизонт на глубине 73— км под область распространения коровых очагов. В пределах очаговых зон глубокофокусных землетрясений прослеживание границ обмена практически невозможно .

3. Областям с проявлением коровой сейсмической активности соответствует, как правило, максимальная дифференциация мантии по упругим свойствам (АлиРис. 53. Графики распределения преобладающих глубин разломных структур (л), волноводов (б) и очагов землетрясений (в) 1 — кровля; 2 — подошва чурская зона Юго-Западного Памира, Каракульская зона Северного Памира и др.) .

Резкий раздел, зафиксированный на многих участках Памира и в особенности на Южном Тянь-Шане, на 20— км ниже поверхности Мохоровичича; по-видимому, с ним связаны проявления коровой сейсмичности .

4. Особый интерес вызывают данные о приуроченности очагов к уровню сейсмических разделов, выделенных по обменным волнам. Эти пологие границы представляют собой фокальные поверхности, которые в 40-х годах Е.Л. Розова выделила в Средней Азии. Значительная часть коровых землетрясений приурочена к горизонту А (Г) внутри "гранитно-метаморфического" слоя (Аличурская зона, район Токтогула). Резкость границы А (Г) в этих районах повышается. Некоторая часть очагов тяготеет к поверхности Мохоровичича (Хорогская зона, Таджикская впадина, Южный Тянь-Шань) .

Для подкоровых землетрясений Памира подобная связь очагов с сейсмическими границами не наблюдается, возможно, из-за малой точности определения гипоцентров или глубин залегания границ верхней мантии .

' Таким образом, достаточно хорошо иллюстрированная связь очагов слабых землетрясений с горизонтальными границами внутри коры и верхней мантии свидетельствует об их структурно-динамических взаимоотношениях, имеющих, по-видимому, (по крайней мере в пределах орогенов), всеобщий характер .

Региональные особенности взаимоотношений сейсмичности и расслоенности литосферы были рассмотрены нами ранее [Добрев, Щукин, 1974; Щукин, 1973, 1978, 1979] на примере Альпийского складчатого пояса, Карпато-Балканского, КрымскоКавказского и Копетдагского регионов, областей

эпиplatformенного орогенеза Тянь-Шаня, Байкальской рифтовой зоны, Востока и Северо-Востока СССР .

Многочисленные примеры, подробно описанные в упомянутых работах, позволили прийти к обоснованному выводу о том, что существуют субгоризонтальные сейсмогенные структуры и активные сейсмогенные движения блоков литосферы в горизонтальном направлении. Последние свидетельствуют о сильной тектонической расслоенности земной коры и литосферы в целом. \*  
Особая роль в генетической связи очагов с расслоенностью Литосферы принадлежит волноводам, описание которых дано выше. Нами было выполнено сопоставление изменений с глубиной скоростных параметров верхней мантии  $V(H)$ , характеризующих ее термодинамические условия и вещественный состав, с распределением промежуточных и глубоких очагов  $N(H)$  землетрясений Евразии (рис. 52) .

Общей характерной особенностью строения верхней мантии в рассматриваемых сейсмически активных зонах является наличие одного-двух достаточно мощных слоев с понижением скорости. Этим слоям и непосредственно прилегающим к ним по глубине участкам разреза нередко соответствует увеличение плотности (числа) очагов, а в районе Вранча в Восточных Карпатах все очаги на глубине 100—150 км сосредоточены в волноводе на этих же глубинах [Сагалова, 1973; Добрев, Щукин, 1974; Кондорская и др., 1980] .

Общий уровень скоростей в верхней мантии до глубины 150—200 км для сейсмоактивных районов характеризуется в среднем более низкими значениями по сравнению с платформенными областями .

Связь очагов коровых землетрясений с волноводами обсуждалась выше. Рис. 53, составленный нами совместно с В.Н. Семовым, иллюстрирует еще один важный факт, а именно: положение волноводов в земной коре коррелируется с положением преобладающих глубин разломов (исследованных по данным ГСЗ). Этот факт, равно как и связь волноводов с очагами землетрясений, свидетельствует о том, что соотношения субвертикальных и субгоризонтальных разделов в коре имеют отчетливый динамический характер, т.е. процесс деформации и разрушения в зонах разломов и волноводах может быть не только взаимосвязанным, но и взаимообусловленным. Это же показывает и совпадение кривых распределения плотности очагов землетрясений с максимумом кривых для разломов и волноводов (см . рис. 53) .

В системе динамического взаимодействия вертикальных и горизонтальных тектонических границ пока еще много неясного. Однако возможно, например, выполаживание на глубине крутонаклонных разломов в пологие либо горизонтальные волноводные слои, особенно если последние имеют природу дислокационного разуплотнения среды. Это предполагает их формирование как обычных разломов. К сожалению, детальность геофизических наблюдений недостаточна, чтобы достоверно оценить эту модель динамического взаимодействия вертикальных и горизонтальных разломов, но возможность ее существования нельзя не учитывать .

## **Глава V. О ПРИРОДЕ СЛОЯ Пониженных СКОРОСТЕЙ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ СЛЕДСТВИЯХ ДЕФОРМАЦИИ РАССЛОЕННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Экспериментальное подтверждение (или отрицание) существования субгоризонтальных подвижных зон в литосфере является принципиальным шагом на пути разработки корректных геодинамических моделей. Ниже этот вопрос решается главным образом на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня, которая отличается сравнительно хорошей геолого-геофизической изученностью. В частности, здесь с большой точностью исследованы особенности сейсмичности [Возбужденная..., 1976] и надежно определены глубины волновода в земной коре [Нерсесов, Чепкунас, 1971; Баринаева, Матвеева, 1974]. Эти материалы позволили прийти к заключению, что в условиях горизонтального сжатия подошва "гранитного" слоя испытывает (может быть, частичное) плавление, вследствие чего образуется слой пониженной вязкости, определяемый сейсмическими методами как слой пониженных скоростей над поверхностью Конрада. Локальное возрастание числа землетрясений в зоне волновода позволяет рассматривать его как субгоризонтальную зону высоких скоростей деформации и латеральных перемещений слоев земной коры друг относительно друга .



Е.И. Паталаха и А.И. Поляков [1977] показали, что в слоистой литосфере в обстановке горизонтального сжатия возможны локальная плавка горных масс и магнообразование за счет тепла термомеханического происхождения. В процессе горизонтального сжатия зона тектонического деформирования прогревается, что приводит к падению эффективной вязкости литосферы. При этом на границах раздела "гранитного" и "базальтового", "базальтового" и "дунитового" слоев в силу их физических свойств слои, расположенные выше поверхности раздела, достигают температуры плавления раньше, чем находящиеся ниже этой поверхности. Это приводит к тому, что, например, вблизи границы Конрада в процессе нагревания за счет тектонических деформаций низы "гранитного" слоя расплавляются, после чего термомеханическое выделение тепла здесь прекращается. Однако кровля базальта сохраняет свои прочностные свойства и продолжает генерировать тепло. Это приводит к дальнейшему прогреванию и фракционному или частичному проплавлению низов "гранитного" слоя. Следствием прогрева земной коры и частичного расплавления низов "гранитного" и "базальтового" слоев должен явиться спад скоростей распространения поперечных сейсмических волн, а также появление волноводов на соответствующих горизонтах, аналогичных волноводу Гутенберга, — источников вторичных коровых магматических очагов [Паталаха, Поляков, 1977] .

В рамках изложенных представлений плавление горных масс и образование волноводов возможны лишь при погружении соответствующих границ раздела на достаточные глубины — в противном случае дополнительного термомеханического тепла будет недостаточно для плавления горных масс. Если это так, то можно ожидать, что при прочих равных условиях мощность проплавления "гранитного" слоя (волновода) должна зависеть от глубины поверхности Конрада. Рассмотрим наличие (отсутствие) этой теоретической связи как тест при выборе модели .

Имеющиеся экспериментальные материалы (рис. 54) свидетельствуют о линейной зависимости мощности волновода ( $A \text{ Я в}$ ) от глубины залегания поверхности Конрада ( $\text{Я к}$ ) относительно уровня моря (коэффициент линейной корреляции  $R = 0,6$ ) .

Более тесной ( $R = 0,64$ ) является зависимость между мощностью волновода и глубиной залегания поверхности Конрада. Мощность волновода зависит и от литостатической нагрузки на поверхность Конрада ( $R = 0,675$ ) .

Таким образом, зависимость мощности волновода от глубины поверхности Конрада подтверждает представление о волноводе как слое пониженной прочности .

В силу этого при тектонических деформациях не только должно быть проскальзывание, например, "гранитного" слоя относительно "базальтового", но и глубинные деформации литосферы могут быть дисгармоничными по отношению к складкам и блокам "гранитного" слоя. Это отражено в наличии положительной линейной корреляции как глубин залегания поверхности "базальтового" слоя, так и его мощности с рельефом поверхности Мохоровичича и отсутствии такой корреляции для слоев, лежащих выше границы Конрада .

В случае проскальзывания волновод в земной коре выступает в виде слоя аномально высоких деформаций, с которым связано аномально высокое число землетрясений. Следовательно, имеются основания рассматривать и волновод в земной коре, и астеносферу как зоны пониженной вязкости и аномально высоких скоростей тектонических деформаций .

Существование в земной коре слоя пониженных вязкости и прочности служит ключом к пониманию механизма образования высокоскоростных блоков в астеносфере Памира и Гиндукуша [Винник, Лукк, 1974] .

Глубокофокусные землетрясения Памира и Гиндукуша известны давно, и они дали основание А.С. Маламуду [1973] предположить "заталкивание" континентальной литосферы в астеносферу. Исследования Л.В. Винника и А.А. Лукка [1974] обнаружили высокоскоростные блоки в астеносфере и, в сущности, поддержали гипотезу А.С. Маламуда, хотя и не внесли ясности в механизм самого явления .

Маловероятной является сама возможность заталкивания легкой континентальной литосферы в астеносферу. Если же допустить существование ослабленных зон на границах Конрада и, возможно, Мохоровичича, то тогда в процессе горизонтального сжатия по этим ослабленным зонам будет происходить отслоение "гранитного" слоя, его скупивание и сплющивание [Кучай,

1975]. Более глубокие части литосферы будут погружаться в астеносферу под действием силы тяжести .

Этот механизм становится возможным потому, что средняя плотность вещества литосферы без "гранитного" слоя больше плотности вещества астеносферы .

По существующим представлениям прочностные свойства вещества астеносферы настолько низки, что с большой долей вероятности можно предполагать повсеместное достижение изостатического равновесия на уровне астеносферного слоя .

Это и позволяет оценить плотность вещества астеносферы .

Рис. 54. Зависимость мощности в о лн ов од а (J/B, км ) а - от глубины залегания поверхности Конрада (Я5 ) ; б - от литостатического давления на поверхности Конрада (P) Введем понятие свободной поверхности астеносферы (Л0). Это некоторый уровень относительно поверхности моря, на который в соответствии с законом Паскаля могло бы подняться вещество астеносферы, если бы локально была удалена нагрузка вышележащих пород и воды. Если литосфера состоит из нескольких слоев мощностью Л/ и постоянной плотностью P<sub>i</sub> каждый, то в состоянии изостатического равновесия глубина свободной поверхности астеносферы равна  $A_0 = 2\gamma(1 - \Delta\rho) / \rho_a$  где  $\rho_a$  — плотность вещества астеносферы;  $A_h$  — отклонение поверхности Земли (с учетом воды) от уровня моря .

Допустим, что величина  $A_0$  определена в двух местах, при этом плотности соответствующих слоев в этих точках постоянны, а мощности различны. Пусть в точке 1 имеем  $h_1$  и  $A_{h1}$  и соответственно в точке 2 —  $h_2$  и  $A_{h2}$  Поскольку  $A_0 \ll \text{const}$  и  $\rho_a \ll \text{const}$ , плотность вещества астеносферы найдем из уравнения  $f(h) - h f'(h) = P_i / \rho_a$  ДА2 - ДА1 + 2 (A\* - A 2) ' Полагая, что в общем случае в строении литосферы участвуют вода, осадки, гранитно-метаморфический, "базальтовый" и верхнемантийный слои, будем считать, как это общепринято, что эти слои имеют соответственно плотности 1,03; 2,5;

2,7; 3,3 Г/см<sup>3</sup>. Воспользовавшись данными о глубинном строении литосферы в западной части Тихого океана [Родников, 1979], по формуле (1) рассчитаем среднюю плотность вещества астеносферы — она равна  $3,26 \pm 0,049$  Г/см<sup>3</sup>. При такой плотности и континентальная, и океаническая литосферы обладают плавучестью .

Сдирание же "гранитного" слоя или земной коры в целом обеспечивает погружение оставшейся, освобожденной от "гранитного" слоя (земной коры) части литосферы в астеносферу под действием силы тяжести .

В связи с этим интересно сопоставить количественные характеристики разрезов Южного Тянь-Шаня и Памира. При этом следует иметь в виду, что в Южном ТяньШане и на Памире становление гранитно-метаморфического слоя происходило примерно в одно и то же время [Пейве и др., 1976] и разрезы земной коры Южного Тянь-Шаня и Памира первоначально были близки. Иными словами, различия в строении земной коры этих регионов могут рассматриваться как следствие позднейшего, послеледниковского тектонического перераспределения .

Введем коэффициент отношения мощностей где  $H_0$  — мощность "гранитного" слоя в  $i$ -й точке;  $H_1$  — мощность "базальтового" слоя в этой же точке;  $n$  — число экспериментальных точек. Коэффициент отношения мощностей, по существу, является мерой глубинной дисгармонии слоев земной коры. Для Южного Тянь-Шаня с Передовой зоной он равен 1,7, для Таджикской депрессии — 1,54 и для Памира — 2,85. Эти данные мы рассматриваем как косвенное подтверждение отслоения и скучивания "гранитного" слоя на Памире в процессе сближения его с Тянь-Шанем .

Действительно, если на Памире происходит отслоение "гранитного" слоя в зоне волновода выше поверхности Конрада, то в процессе сближения Памира и ТяньШаня величина скучивания "гранитного" слоя на Памире должна быть больше, чем "базальтового". В то же время в Таджикской депрессии и Южном Тянь-Шане, где сдирания земной коры нет, утолщение как "гранитного", так и "базальтового" слоев должно идти более равномерно. В этом случае в среднем отношение мощности "гранитного" слоя к мощности "базальтового" на Памире должно быть существенно больше, чем в Южном Тянь-Шане, Таджикской депрессии и Передовой зоне Южного Тянь-Шаня, что и наблюдается в действительности .

Таким образом, детальное исследование особенностей глубинного строения и сейсмичности зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню позволяет сделать вывод о неравномерном изменении прочностных свойств и деформации горных масс на различных глубинах .

Деформации и поле напряжений литосферы, представленной чередованием слоев высокой и аномально низкой вязкости, существенно отличаются от таковых для однородной литосферы. Рассмотрим эти особенности.

Во введении мы отметили, что литопластиной будем называть пластообразное тело высокой вязкости, перекрытое сверху и подстилаемое снизу слоями с аномально низкой вязкостью (в частном случае верхняя поверхность литопластины может быть свободной). Астенослоем (астенолинзой) назовем пластообразное тело аномально низкой вязкости, разделяющее литопластины. Литосферу в целом и земную кору в частности можно, таким образом, представить в виде композиции чередующихся литопластин и астенослоев. Их вязкостный контраст настолько велик, что астенослой по отношению к литопластинам можно рассматривать как слой жидкости с нулевой вязкостью. В рассматриваемой модели литопластины вместе с перекрывающими их слоями будут стремиться к изостатическому равновесию на уровне каждого астенослоя. Иными словами, можно полагать, что не существует единой поверхности изостатической компенсации — в принципе она может достигаться в приповерхностном астенослое, затем быть нарушенной в более глубоком, чтобы вновь восстановиться в астенослое на еще большей глубине и т.д .

Принятие модели, предполагающей возможность достижения изостатической компенсации во многих астенослоях, снимает одно из серьезных возражений в отношении формирования структур в обстановке сжатия. Напряжения за счет горизонтальных вариаций мощности литопластины в тектонически расслоенной литосфере намного ниже, чем в однородной литосфере или земной коре, и не являются препятствием для формирования структур в условиях сжатия .

Е.В. Артюшков [1972, 1979] показал, что в однородных земной коре и литосфере существуют значительные напряжения, обусловленные горизонтальными вариациями мощности земной коры (или литосферы). В местах утолщения в однородной земной коре расчетные напряжения за счет вариаций ее мощности достигают  $103 \text{ кГ/см}^2$  и делают невозможным горизонтальное сжатие таких областей, как Памир, Тянь-Шань, Гималаи из-за недостаточной прочности литосферы. Воспользовавшись теоретическими разработками Е.В. Артюшкова, рассмотрим напряжения, вызванные вариациями мощности литопластин в тектонически расслоенной литосфере .

Как было показано выше, в земной коре существуют зоны пониженной вязкости в основании "гранитного" и "базальтового" слоев. В рамках принятой модели изостатическое равновесие может быть достигнуто в астенослое вблизи как поверхности Конрада, так и поверхности Мохоровичича, однако напряжения за счет вариации мощности литопластин в "гранитном" и "базальтовом" слоях при этом будут различными .

Для пластины "гранитного" слоя в качестве модели можно принять вязкий слой переменной мощности, плавающий на невязкой жидкости. Воспользуемся готовыми решениями этой задачи, содержащимися в монографии Е.В. Артюшкова [1979], изменив только краевые условия в соответствии с имеющимися натурными материалами. Пусть имеется слой I постоянной вязкости и постоянной плотности  $\rho_x$ . Толщина его переменна,  $h = h^*$ . Слой I плавает на невязкой жидкости плотностью  $\rho_a$  (слой I моделирует пластину "гранитного" слоя, слой II — астенослой вблизи поверхности Конрада). Обозначим среднюю толщину слоя через  $h_0$  и введем координаты XY. Ось Y вертикальна, а ось X ориентируем горизонтально вдоль среднего положения подошвы слоя I .

Будем решать плоскую задачу, полагая, что горизонтальные вариации слоя I настолько малы, что горизонтальный размер возмущений  $L$  много больше толщины слоя  $L \gg h(x)$ . (3) Положим также, что время существования неоднородностей в литопластине  $t$  намного больше времени релаксации в нем напряжений  $\tau$  ( $t \gg \tau$ ). При такой постановке задачи, если пластина находится в состоянии изостатического равновесия, в ней за счет вариаций мощности возникают напряжения горизонтального растяжения (сжатия), в среднем равные  $P_1(j_1 - P_1)g \{h_2 - h \}$

где  $a^\circ$  — постоянные добавочные напряжения сжатия (растяжения), наложенные на слой;  $g$  — ускорение силы тяжести [Артюшков, 1979] .

Напряжения, обусловленные горизонтальными вариациями мощности "базальтовой" пластины, будут определяться по несколько иным формулам. Пусть она покоится на астенослое, залегающем над поверхностью Мохоровичича. Мощность пластины  $h=h(x)$  переменна, а плотность  $\rho_2$  постоянна. Выше пластины "базальтового" слоя, т.е. поверхности Конрада, располагается новый астенослой, перекрытый пластиной "гранитного" слоя (рис. 55). Положим, что поверхность последней в первом приближении горизонтальна, пластина "гранитного" слоя вместе с подстилающим астенослоем имеют постоянную среднюю плотность  $\rho_x$  и вся система литопластин и астенослоев находятся в состоянии изостатического равновесия.

Поскольку астенослой можно рассматривать по отношению к литопластинам как вязкие жидкости, возможна замена модели земной коры, изображенной на рис. 55, более простой, показанной на рис. 56.

Рассмотрим вязкий слой II постоянной плотности  $\rho_2$  и переменной мощности  $h = h(x)$ , плавающий на вязкой жидкости слоя III с плотностью  $\rho_3$ . Слой II перекрыт вязкой жидкостью слоя I с постоянной плотностью  $\rho_1$ . Поверхность слоя I горизонтальна. Система слоев I и II по отношению к слою III находится в состоянии изостатического равновесия. Следовательно, если отклонение кровли слоя II от его среднего положения описывается некоторой косинусоидальной функцией  $f = a \cos kx$ , то отклонение его подошвы от среднего положения описывается уравнением  $f = b \cos kx$ .

В такой постановке задачи величина напряжений, обусловленных вариациями мощности плиты, определяется по формуле [Артюшков, 1972]  $\sigma_x = g^*(jh - P) \cos kx$ . (5) Для нахождения величин напряжений, вызванных горизонтальными вариациями мощности литопластин, воспользуемся данными о глубинном строении зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню (см. гл. I).

Считая плотность мезозойско-кайнозойских отложений равной  $2,5 \text{ Г/см}^3$ , палеозойских осадков —  $2,6 \text{ Г/см}^3$  и "гранитного" слоя —  $2,7 \text{ Г/см}^3$ , получаем (в соответствии со скоростными разрезами) средние плотности пластины "гранитного" слоя:

для Южного Тянь-Шаня —  $2,675 \text{ Г/см}^3$ , для Таджикской депрессии —  $2,618 \text{ г/см}^3$ , для Северного Памира —  $2,65 \text{ г/см}^3$ . Плотность подстилающегося астенослая примем равной  $2,7 \text{ Г/см}^3$ . Средние мощности литопластины "гранитного" слоя равны: в Южном Тянь-Шане —  $21,04 \cdot 10^5 \text{ см}$ , в Таджикской депрессии —  $17,86 \cdot 10^5 \text{ см}$ , в Северном Рис. 55. Принципиальный глубинный разрез земной коры (к расчету напряжений в пластине "базальтового" слоя) 1 — пластина "гранитного" слоя; 2 — астенослой; 3 — пластина "базальтового" слоя Рис. 56. Основные элементы расчета напряжений в изостатически уравновешенном вязком слое, подстилаемом и перекрытом астенослоями [Артюшков, 1972] Памире —  $22,64 \cdot 10^5 \text{ см}$ . Максимальные величины отклонения мощности литопластины от ее среднего значения ( $\Delta h - \Delta h_0$ ) соответственно равны  $3 \cdot 10^5$ ,  $4,14 \cdot 10^5$  и  $5,36 \cdot 10^5 \text{ см}$ , а минимальные (алгебраически) значения разности  $h - h_0$  равны

Воспользовавшись формулой (4) и подставив в нее приведенные выше значения  $\rho_1$ ,  $\rho_a$ ,  $h$  и  $h_0$ , получаем, что максимальные величины горизонтальных растягивающих напряжений в пластинах "гранитного" слоя, вызванные горизонтальными вариациями их мощности, равны: в Южном Тянь-Шане —  $7 \text{ кГ/см}^2$ , в Таджикской депрессии —  $30 \text{ кГ/см}^2$ , на Памире —  $24 \text{ кГ/см}^2$ . Максимальные величины горизонтального сжатия составляют соответственно — — —  $\text{кГ/см}^2$ .

14, 42, 17 Понятно, что горизонтальные растягивающие напряжения, характерный масштаб которых не превосходит  $10 \text{ кГ/см}^2$ , не могут являться препятствием для общего горизонтального сжатия пластин "гранитного" слоя.

Обратимся к напряжениям в пластине "базальтового" слоя. Среднюю плотность ее и подстилающего астенослая примем равной  $3,0 \text{ Г/см}^3$ . С учетом приведенных выше данных о средних плотностях и мощностях слоев глубинных разрезов земной коры средние плотности "гранитной" пластины с подстилающим ее астенослоем определим равными: в Южном Тянь-Шане —  $2,81 \text{ Г/см}^3$  и на Памире —  $2,73 \text{ Г/см}^3$  (величины напряжений в Таджикской депрессии не определялись, поскольку они малы по сравнению с напряжениями Памира и Южного Тянь-Шаня). Вариации глубин кровли "базальтового" слоя на Памире и в Южном Тянь-Шане достигают  $10 \text{ км}$ .

Допустим что положительное отклонение кровли "базальтового" слоя от среднего уровня равно  $5 \cdot 10^5 \text{ см}$ , а отрицательное —  $(- \cdot 10^5 \text{ см})$ .

В рамках принятых, краевых условий, по формуле (5) максимальные величины горизонтального растяжения "базальтовой" пластины (при  $\cos \phi = 1$ ) на Памире и Тянь-Шане не превосходят 50—100 кГ/см<sup>2</sup> (соответственно таковы и величины максимального горизонтального сжатия в краевых частях плит, где мощности "базальтовых" пластин минимальны).

Таким образом, напряжения в "базальтовой" пластине, вызванные вариациями ее мощности, в 4—раз больше, чем в пластине "гранитного" слоя. Это, конечно, значительные отличия, обуславливающие различные условия деформаций литопластин. Тем не менее препятствием для горизонтального сжатия земной коры они не являются. В то же время в земной коре с неизменяемым реологическим разрезом напряжения за счет вариаций мощности земной коры имеют характерный размер 103 кГ/см<sup>2</sup> и прочностные свойства литосферных плит не обеспечивают необходимые для горизонтального сжатия орогенов напряжения. Если учесть, что имеющиеся геологические [Губин, 1960; Захаров, 1970; Макаров, 1977] и сейсмологические [Поле..., 1972; Соболева и др., 1974; Кучай, 1978] данные свидетельствуют о развитии структуры Тянь-Шаня и Памира в обстановке горизонтального сжатия, Рис. 57. Астенолинза и вдавленный блок 1 — добавочные напряжения, приложенные к границе астенолинзы, за счет силы вдавливания блока; 2 — направления горизонтальных движений; крыльев вдавливаемого блока; 3 — сила, вдавливающая блок в вещество астенолинзы; 4 — разломы, ограничивающие вдавленный блок. Остальные условные обозначения см. рис. 55 то представляется очевидной предпочтительность модели тектонически расслоенной литосферы по отношению к монолитной хотя бы потому, что в тектонически расслоенной литосфере реально наблюдаемый процесс горизонтального сжатия возможен, а в монолитной — нет.

Представление об астенослоях как о местах по крайней мере частичного плавления горных масс позволяет считать возможным при определенных условиях внедрение магматических тел от астенослоя в более высокие горизонты земной коры.

Ранее была показана важная роль в формировании современной орогенной структуры Памиро-Гималайского региона вдавленных блоков земной коры [Кучай, 1971, 1975]. Наиболее типичным представителем таких блоков являются рамповые грабены, опущенные относительно состояния изостатического равновесия на некоторую величину  $A h$ .

Допустим, в рамповом грабене литопластина "гранитного" слоя находится в состоянии изостатического равновесия в веществе подстилающего астенослоя. Предположим, что в астенослое происходит хотя бы частичное плавление гранитоидов и зона плавления имеет в разрезе форму линзы (рис. 57). Если в каждой точке кровли астенолинзы соблюдается условие изостатического равновесия, то при образовании магмоподводящего канала, свободного от какой-либо нагрузки, в соответствии с законом Паскаля, если магма — невязкая жидкость, она может подняться до глубины свободной поверхности астенослоя, определяемой по формуле  $A y = \rho y - (\rho y + \rho) \cdot h$ , (6) где  $\rho$  — глубина до свободной поверхности астенослоя от уровня моря;

$\rho y$  — глубина кровли астенослоя от уровня моря;

$h$  — высота рельефа;

$\rho y$  — средняя плотность пластины "гранитного" слоя;

$\rho a$  — средняя плотность вещества астенослоя.

Если в качестве примера взять зону перехода от Памира к Тянь-Шаню, то здесь глубина свободной поверхности астенослоя в основании "гранитной" пластины в Южном Тянь-Шане в среднем равна 3 км ниже уровня моря, а на Памире и Таджикской депрессии — около 1 км.

Учитывая высоту рельефа, в этих условиях можно полагать, что появление свободного магмоподводящего канала позволило бы подняться гранитной магме до глубины 5 км от дневной поверхности в Южном Тянь-Шане и до 2 км в Таджикской депрессии и 5 км на Памире. Однако в обстановке горизонтального сжатия такой механизм интрузивной деятельности исключен, хотя бы ввиду отсутствия свободного от нагрузки магмоподводящего канала. Тем не менее внедрение магмы гранитоидного состава из астенолинзы в более высокие горизонты земной коры возможно.

В частности, этот процесс может быть вызван дополнительной нагрузкой, обусловленной вдавливанием блока в астенолинзу. Допустим, блок 1 на рис. 57 в условиях горизонтального сжатия вдавлен в вещество астенолинзы. Для простоты будем рассматривать плоскую задачу и, как у  $y$  прежде, вещество в астенолинзе будем считать невязкой жидкостью. Пусть также на подошве

пластины "гранитного" слоя распределена нагрузка  $\sigma_P$ , обеспечивающая состояние изостатического равновесия, — эти напряжения для нас не представляют интереса, и их мы не будем рассматривать. Вдавливание же блока 1 в вещество астенотинзы вызывает появление добавочных напряжений  $\sigma'$ , нормально распределенных по поверхности, ограничивающей астенотинзу (см. рис. 57). Эти напряжения равны  $\int_{CO}^S (\gamma - \gamma_0) \rho \sim (\gamma_0 + h) \rho g dx$  а  $CO$   $S$  где  $S$  — замкнутая поверхность, ограничивающая астенотинзу.

Нетрудно видеть, что дополнительная нагрузка  $\sigma'$  пропорциональна величине вдавливания блока и обратно пропорциональна площади поверхности  $S$ .

Появление добавочных напряжений  $\sigma'$  позволяет веществу астенотинзы по ослабленным зонам внедряться в вышележащие толщи до тех пор, пока давление поднимающейся магмы не будет уравновешено давлением вышележащих толщ. На этом уровне магма начнет растекаться в стороны (если имеются горизонтальные неоднородности) и может быть сформировано интрузивное тело типа лакколита. Наиболее вероятными магмоподводящими каналами являются ослабленные зоны разломов, в первую очередь зоны крупных разломов, ограничивающих вдавленные блоки.

Не исключено, что именно с таким механизмом связана приуроченность гранитоидных интрузий Памира к краевым частям блоков фундамента [Буданов, Кучай, 1978] и резкое повышение современного теплового потока в зонах активных разломов Памира, Таджикской депрессии и Южного Тянь-Шаня [Крат, Сердюк, 1972].

1 Интересно отметить, что напряжения  $\sigma_0$  распределены нормально к кровле астенотинзы и равны где  $f$  и  $h$  — соответственно кровля и подошва лито пластины в состоянии изостатического равновесия (см. рис. 57). При этом нетрудно видеть, что в условиях изостатического уравновешивания пластины в целом локальные нарушения изостазии могут быть весьма значительны

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные в работе геолого-структурные, структурно-геоморфологические, геофизические и сейсмические данные о новейшей структуре, напряженном состоянии, динамике, типах, форме и направлениях новейших и современных деформаций, происходящих в различных горизонтах литосферы, показывают ее тектоническую расслоенность, т.е. существование в ней субгоризонтальных зон тектонических срывов, понижения вязкости и разупрочнения материала, приводящее к разделению литосферы на отдельные относительно жесткие литопластины и астенослои. При горизонтальных перемещениях литопластин, разделенных "смазочными" слоями, в пластинах появляются перерезающие силы, разделяющие их подвижными зонами на отдельные блоки [Каракин и др., 1974]. Возникает слоисто-блоковая структура, в которой отдельные блоки ограничены субгоризонтальными, наклонными и вертикальными подвижными зонами.

Важнейшим показателем тектонического расслоения литосферы является дисгармония между одновременно развивающимися структурами ее разных этажей, поскольку в условиях горизонтальных движений такая дисгармония неминуемо приводит к срыву и перемещению слоев друг относительно друга. Дисгармония между структурными этажами верхних горизонтов земной коры, которые образованы осадочно-вулканогенными, в той или иной мере метаморфизованными комплексами фанерозоя и позднего докембрия, предопределена прежде всего разноплановостью деформаций различных тектонических циклов. Естественно, что эти этажи по-разному реагируют на любые, но особенно горизонтальные тектонические силы, по-разному преломляют их, дополняя вещественно-структурное расслоение срывами и перемещениями одного слоя относительно другого. Указанные процессы охватывают и более глубокие литосферные слои. Деформации этих слоев, рельеф их поверхностей, дисгармоничное строение, регистрируемые в современную эпоху геофизическими и сейсмологическими методами, являются в значительной мере, если не в основном, результатом новейших процессов. Последнее обнаруживает и новая "Тектоническая карта Северной Евразии" [1979], на которой видна дискордантность рельефа кровли мантии относительно структур и возраста вышележащих кор.

Дисгармония между структурами разных глубин выявляется и при анализе сейсмических явлений. Их интенсивность в разных, слоях литосферы различна. Протяженные очаги землетрясений и их зоны формируют магистральные сейсмогенные структуры и подчиняются структурно-

динамическим неоднородностям, сконцентрированным на разных глубинах (от первых километров до первых сотен километров) и нередко скрытым, т.е. проявленным на поверхности лишь слабо или косвенными признаками. Дискордантное положение очагов и их совокупностей относительно видимых на дневной поверхности главных неотектонических структур — явление скорее закономерное, чем исключительное .

Необходимо подчеркнуть, однако, что дисгармония неотектонических структурных этажей литосферы не является абсолютной. Правильнее говорить об автономии отдельных слоев, которые вместе с тем объединены некоторыми общими структурными связями, в частности предопределенными взаимодействием блоков во всем объеме литосферы или по меньшей мере земной коры. Именно это обуславливает возможность наблюдения отражения глубинных структур в рельефе, новейших тектонических нарушениях поверхности и позволяет дешифрировать такие проявления на космических снимках .

Закономерности регионального распределения очагов землетрясений по глубинам указывают на наличие субгоризонтальных сейсмогенных структур и активных сейсмогенных движений в горизонтальном направлении. Важная роль в процессах взаимодействия расслоенных и дисгармонично развивающихся литосферных пластин принадлежит волноводам . Именно по ним осуществляется перемещение одних пластин относительно других. Оно может происходить либо путем механического разупрочнения и дробления горных масс, фиксируемого, например, в распределении очагов землетрясений Памира и Кавказа, либо путем вязкого течения, сопровождаемого метаморфизмом деформируемых пород, как, например, под Большим Бассейном на западе США. Если на западе США основная зона тектонического течения имеет мощность не более первых километров и сопровождается локальными маломощными срывами в верхнекоровом слое, то в области сочленения Памира и ТяньШаня, она, вероятно, охватывает значительную часть "базальтового" слоя. Таким образом, субгоризонтальные подвижные зоны пониженной вязкости разнообразны как по морфологии, так и по способам перемещения материала .

Вероятно, сейсмическое разупрочнение представляет собой раннюю стадию развития волновода. В дальнейшем при достаточно больших глубинах залегания поверхностей Конрада и Мохоровичича за счет термомеханического эффекта может происходить частичное фракционное плавление низов "гранитного" и "базальтового" слоев, понижающее их эффективную вязкость и повышающее подвижность. Проскальзывание слоев литосферы друг относительно друга в обстановке горизонтального сжатия делает возможным, по крайней мере локально, сдирание "гранитного" слоя (и земной коры в целом?) и погружение уплотненной таким образом литосферы в астеносферу. Именно к таким областям, возможно, приурочены континентальные зоны глубокофокусных землетрясений Памира, Гиндукуша, Карпат .

Учет латерального проскальзывания литосферных слоев друг относительно друга приводит нас к более сложным и вместе с тем к более понятным геодинамическим моделям мобилизма, чем это было принято, например, в теории тектоники плит .

Модель тектонически расслоенной литосферы, представляющей собой ансамбль литопластин и астенослоев, вносит новый аспект в понимание механизма изостатической компенсации. Учет тектонической расслоенности преодолевает сложности объяснения природы зон горизонтального сжатия и скучивания материала при одновременном существовании растягивающих напряжений, вызванных утолщением литосферы .

Возможность частичного плавления материала вблизи поверхности Конрада объясняет некоторые особенности интрузивного магматизма, в частности образование лакколлитов в обстановке горизонтального сжатия .

Использованный в работе метод выявления дисгармонии между развивающимися структурами разных слоёв литосферы указывает на возможность срывов и локальных перемещений на границах слоев, но не дает ответа на вопрос, есть ли общее направленное движение одного слоя относительно другого и продолжается ли оно за \* пределами подвижного пояса? Регистрация сейсмогенных подвижек в горизонтальных зонах также ограничена подвижными поясами. Волноводы внутри и в основании коры есть не только в подвижных поясах, но и в других областях континентов и океанов. Но наличие волноводов указывает лишь на потенциальную возможность дифференцированного

перемещения литосферных слоев. Доказательства того, что эта возможность реализуется в новейшее время, имеются только для подвижных поясов .

Существуют, однако, другие данные, позволяющие предполагать направленное общее движение нижних слоев литосферы относительно верхних .

В.Г. Трифонов [1976 а, б; Пейве, Трифонов, 1981; Trifonov, 1978 а,b] оценил современные скорости относительного движения некоторых плит путем суммирования позднечетвертичных смещений, наблюдаемых на поверхности подвижных поясов, разделяющих эти плиты. Получилось, что скорость сближения Индостано-Памирской и Евразийской плит в Гималайско-Памирско-Тяньшаньской области достигает 3— см/год, скорость раздвигания океанических плит в Исландии — около 1 см/год, скорость сдвига на границе Тихоокеанской и Северо-Американской плит - до 4,5 см/год. Все эти области отличаются достаточно мощной земной корой .

Вместе с тем оценки относительных перемещений тех же плит, полученные путем анализа полосовых магнитных аномалий в соседних океанических областях с маломощной земной корой, оказались больше: соответственно 5,5— см/год, не менее 6,5 2 см/год [Ле Пишон и др., 1977] и 5,5 см/год [Atwater, Molnar, 1973]. Возрастание скоростей в маломощной океанической коре позволяет допустить возможность дифференцированного перемещения слоев литосферы за счет того, что нижние слои движутся быстрее верхних. В таком случае дифференцированность движений литоЗак. 1345 101 сферных слоев не ограничивается подвижными поясами, а имеет глобальное распространение .

Бели дифференцированные перемещения литосферных слоев имеют место не только в подвижных поясах, но и в относительно стабильных областях, представления о строении и характере движений плит изменяются. Раздвигающиеся от рифтовых систем литосферные пластины разной мощности и глубины при разных скоростях перемещений не могут испытывать единообразного погружения типа субдукции одной плиты под другую. Активные континентальные окраины представляются областями наиболее интенсивной переработки литосферы, где скорости движения пластин неравномерно замедляются и в зависимости от положения и глубины того или иного объема в нем развиваются либо структуры сжатия, либо структуры растяжения. Можно допустить, что компенсация восходящих мантийных потоков и спрединга литосферы не ограничивается погружением плотных масс в приокеанических и внутриконтинентальных областях сжатия, а происходит и на других участках латерального перемещения пластин, особенно под континентами. Сущность компенсации может заключаться в том, что в ходе дифференцированных латеральных перемещений материал пластины деформируется, частично захватывается нижележащим астенослоем, где наиболее плотные или уплотненные селективным плавлением разности погружаются, достигают поверхности подстилающей литопластины и вовлекаются в ее деформации, которые приводят к аналогичному эффекту. Так, многоступенчато и с разной скоростью в разных областях, возможно, происходит погружение наиболее плотных и тугоплавких компонентов тектоносферы во все более низкие оболочки. Латеральные перемещения со временем выводят пластины глубинных оболочек в области восходящего потока, завершая таким образом мантийно-коровую циркуляцию вещества.

Утверждено к печати ордена Трудового Красного знамени Геологическим институтом АН СССР Редактор издательства Н.М. Митяинова Художник Я.Я. Якубовская Художественный редактор И.Ю. Нестерова Технический редактор Н.М. Петракова Корректор Л.А. Агеева ИБ№ 24516 Подписано к печати 24.05.82. Т - 04167 Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1 Печать офсетная. Усллечл. 10,2+0,5 вкл .

Усл.кр.-отг. 10,9. Уч.-изд.л. 12,4 Тираж 900 экз. Тип. зак. 1345. Цена 1р. 90к .

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7 Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90 Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука" 199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12