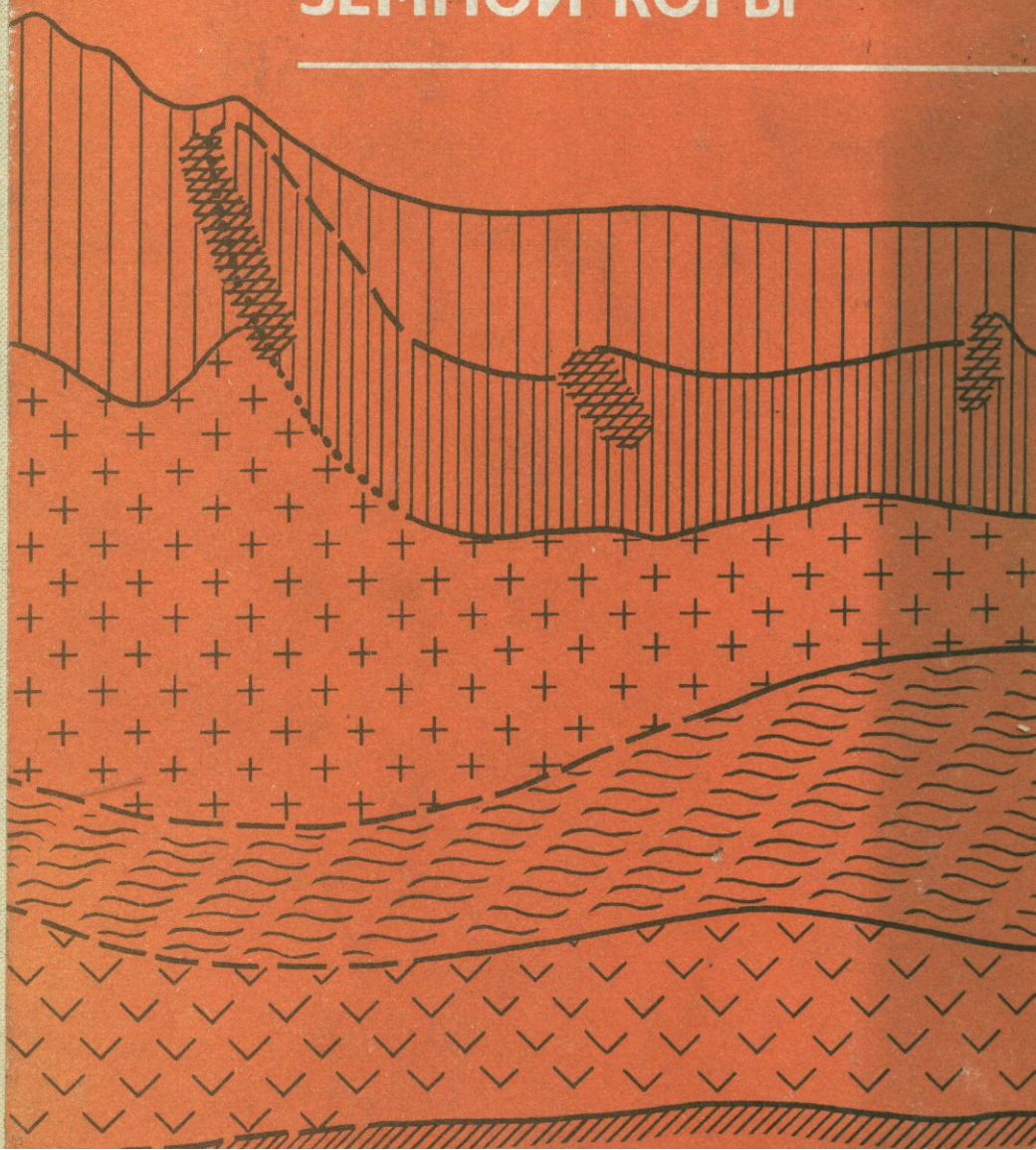


И. А. РЕЗАНОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ  
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ  
СЕЙСМИЧЕСКИХ  
ЗОНДИРОВАНИЙ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ



И. А. РЕЗАНОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ  
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ  
СЕЙСМИЧЕСКИХ  
ЗОНДИРОВАНИЙ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ



МОСКВА „НЕДРА“ 1980



3343

**Резанов И. А.** Геологическая интерпретация сейсмических зондирований земной коры.— М.: Недра, 1980.— 263 с.

В книге изложены методы и результаты геологической интерпретации сейсмических исследований коры и верхней мантии Земли. Оценивается информативность различных видов сейсмических наблюдений, освещаются упругие свойства горных пород в условиях недр планеты. На примерах наиболее надежных профилей сейсмического зондирования, выполненных в пределах территорий с различной геологической историей (платформ, геосинклинальных поясов разного возраста, областей эпиплатформенного горообразования, океанов), проведена геологическая интерпретация результатов. Рассматривается геологическая природа слоев с пониженными скоростями в земной коре и в верхней мантии. Обсуждаются сейсмические свойства и происхождение границы Мохоровичича. На основе вещественного (минерального) состава земной коры намечаются последовательные этапы ее эволюции в процессе тектогенеза.

Книга рассчитана на геологов, геофизиков и геохимиков, интересующихся проблемами строения и эволюции земной коры.

Табл. 7, ил. 86, список лит.— 190 назв.

Созданный Г. А. Гамбурцевым метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) получил за прошедшие 30 лет огромное распространение. Общая протяженность сейсмических профилей, пройденных с целью изучения земной коры и верхней мантии только в нашей стране, приближается к 100 000 км. Современные взгляды о строении, вещественном составе и процессах в земной коре основаны главным образом на материалах ГСЗ, а именно, выделении волн на сейсмограммах, скорости распределения упругих волн, рельефе сейсмических границ и т. д. За истекшие четверть века первоначальные представления о волновой картине изменились, соответственно менялись и сейсмические разрезы. До сих пор при корреляции волн на сейсмограммах существует определенный элемент субъективности. Многочисленные примеры, когда на основании одного и того же экспериментального материала разными авторами рисуются различные сейсмические разрезы.

Целью этой книги является попытка оценить возможности сейсмических методов при расшифровке глубинного геологического строения земной коры и на ряде наиболее полно изученных регионов показать результаты геологической интерпретации сейсмических исследований.

Под термином «геологическая интерпретация» понимается широкий круг вопросов. Во-первых, расшифровка внутренней структуры коры или какого-либо ее слоя — выделение по линии сейсмического профиля разломов и складок различных масштабов и протяженности, участков повышенной раздробленности коры, контактов пород разного строения, зон несогласия, оконтуривание различных магматических тел (батолитов, лополитов, даек, жил, пластовых интрузий и т. д.).

Во-вторых, определение геологического возраста того или иного слоя. В большинстве случаев геологические тела, слагающие земную кору, образуются в результате осадконакопления. Значит при геологической интерпретации необходимо выяснить, в какой отрезок геологической истории произошло образование того или иного сейсмического слоя и какие изменения в его структуре произошли после его образования.

В-третьих, установление среднего вещественного (минерального) состава сейсмического слоя, а в некоторых случаях и определение отдельных наиболее типичных горных пород, формирующих слой. Оценка вариаций химического состава пород земной коры.

В-четвертых, определение генезиса сейсмического слоя и последовательности метаморфических процессов. Здесь в первую

очередь стоит вопрос о разделении метаморфических и магматических пород, определение фаций метаморфизма и т. д.

Разумеется, перечисленные задачи следует рассматривать как программу максимум. В действительности даже самый совершенный сейсмический материал не позволяет ответить на поставленные вопросы. Мы назвали их лишь с той целью, чтобы показать, что термин «геологическая интерпретация», по нашему мнению, следует понимать широко, включая в него получение всей необходимой для геолога информации о структуре и процессах в земной коре.

К сожалению, в большинстве работ, посвященных геологической интерпретации материалов ГСЗ, она понималась чересчур упрощенно, главным образом как выделение «гранитного» и «базальтового» слоев, оконтуривание фундаментов разного возраста и трассирование глубинных разломов. Недостаточная требовательность геологов к информативности сейсмического материала привела в конечном счете к тому, что при постановке ГСЗ стали планироваться все более и более упрощенные системы наблюдений. Вследствие этого, несмотря на значительный рост погонных километров сейсмических профилей, их геологическая эффективность повышалась слабо.

В этой книге автор стремится, насколько это возможно, наиболее полно выбрать из сейсмических материалов всю необходимую для геолога информацию. Все эти данные, как-то возраст слоев коры, их структура, вещественный и химический состав, и являются в конечном счете геологической моделью коры. Понятие геологической модели коры еще только формируется, и было бы преждевременным ограничивать его какими бы то ни было рамками. Однако очевидно, что геологическую модель коры следует понимать возможно шире, включая не только структуру коры, но и процессы, происходящие в ней.

Книга подводит итог двадцатилетним исследованиям автора по проблеме геологической интерпретации данных сейсмического зондирования. В процессе этой работы автор пользовался консультацией большинства специалистов, занимающихся глубинным сейсмическим зондированием, среди них прежде всего следует назвать А. С. Алексеева, Н. А. Беляевского, П. С. Вейцман, И. С. Вольвовского, Ю. Н. Година, Н. И. Давыдову, А. В. Егоркина, С. М. Зверева, И. П. Косминскую, С. В. Крылова, И. В. Литвиненко, Г. Г. Михота, Н. И. Павленкову, И. В. Померанцеву, Н. Н. Пузырева, М. М. Раджабова, В. Б. Соллогуба, Ю. В. Тулину, Н. И. Халева.

Многие вопросы геологической интерпретации ГСЗ разрабатывались с Г. В. Краснопевцевой и В. И. Шевченко. По вопросам исследования физических свойств пород автор постоянно консультировался с Н. Е. Галдиным. Проблема типизации земной коры разрабатывалась совместно с А. Ш. Файтельсоном.

Автор выражает всем упомянутым лицам свою искреннюю признательность.

## МЕТОДЫ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ИНФОРМАТИВНОСТЬ

Для того чтобы правильно подойти к геологической интерпретации сейсмических зондирований, необходимо реально представить возможности сейсмических методов при изучении коры (их информативность), а также оценить влияние на конечный результат используемых систем наблюдений и методов обработки сейсмограмм. В последние годы достигнуты крупные успехи в идентификации сейсмических волн, в усовершенствовании методики построения сейсмического разреза и его последующей проверке с помощью решения на ЭВМ прямой сейсмической задачи. После выхода книги И. П. Косминской [69], где отражено состояние развития метода ГСЗ к 1968 году, появилось значительное число работ, сильно продвинувших расшифровку глубинного строения коры. В их числе следует назвать ряд сводок по Центральной и Восточной Европе [146], Украине [30, 141, 170], Уралу [42, 50, 162], Западной Сибири [145], Приморью [41], Охотскому морю [36, 144, 154] и сводные работы по территории СССР [8, 9, 14, 22, 35, 40]. Еще большее значение имеют исследования методического характера, из которых следует назвать монографии Н. И. Павленковой [108], Н. Н. Пузырева, С. В. Крылова, Б. П. Мишенькина [144], Ю. В. Тулиной и Г. А. Ярошевской [154], И. В. Померанцевой и А. Н. Мозженко [112], Н. И. Давыдовой [47]. Исследования сейсмическими методами строения верхней мантии Земли обобщены в монографии Л. П. Винника [21]. Наконец, необходимо отметить сводную монографию по сейсмическим моделям территории СССР, подготовленную большим коллективом ученых, непосредственно занимающихся полевыми исследованиями и их обработкой. Монография, с которой автор имел возможность познакомиться еще в рукописи, выходит под редакцией С. М. Зверева и И. П. Косминской [136].

Перечисленные работы, а также значительное число статей, опубликованных в последние два десятилетия А. С. Алексеевым, П. Гизе, А. В. Егоркиным, Г. В. Краснопевцевой, М. М. Ражабовым, В. Б. Соллогубом, А. В. Чекуновым и многими другими, послужили основой для написания этого раздела. В нем анализируется геологическая информативность метода ГСЗ, т. е. оцениваются, какие элементы внутренней структуры коры могут быть в настоящее время определены сейсмическими методами и что, в силу несовершенства используемой методики, остается пропущенным.

## ТИПЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Наиболее полную информацию о строении и физических свойствах земной коры мы получаем путем регистрации сейсмических волн. Волны эти возбуждаются взрывами, произведенными на поверхности Земли, или землетрясениями, происшедшими глубоко в ее недрах. Ниже речь будет идти главным образом об интерпретации сейсмических волн от взрывов. От точки взрыва в пределах полупространства распространяются во всех направлениях упругие волны, которые, преломляясь, отражаясь и обмениваясь (с продольной на поперечную и наоборот), создают на всех неоднородностях среды в земной коре и мантии необычайно сложное волновое поле. Волны различной природы распространяются с разной скоростью и благодаря этому накладываются друг на друга, интерферируют, создавая сложную волновую картину на сейсмограмме. Задача сейсмического зондирования — выделить из этого сложного волнового поля полезные сигналы, несущие информацию о структуре коры, и, определив тип волны, построить скоростную модель. Таким образом, правильность этой модели зависит в первую очередь от правильной идентификации регистрируемых волн.

Метод глубинного сейсмического зондирования возник как сейсмический метод, основанный на регистрации головных преломленных волн. Схема их распространения в двухслойной среде следующая (рис. 1). От источника возбуждения сейсмический фронт волны распространяется до границы более высокоскоростного слоя, преломляется там, скользит по его поверхности, а затем, пройдя вторично по верхнему низкоскоростному слою, подходит к сейсмоприемнику. Регистрация головных волн, преломленных на глубоко залегающей высокоскоростной границе, позволяет (в случае, если мы можем построить встречные и нагоняющие годографы) получить значение скорости в верхней части высокоскоростного слоя, так называемую граничную скорость. Позже было установлено, что во многих случаях волны, принимаемые за головные преломленные, в действительности оказываются рефрагированными, т. е. возникшими в градиентной среде, в которой скорость с глубиной возрастает. Рефрагированная волна в отличие от преломленной не скользит по поверхности слоя, а проникает в толщу слоя. Причем, чем выше градиент увеличения скорости с глубиной и чем дальше от пункта взрыва точка приема, тем глубже проникает волна.

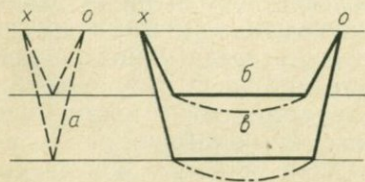


Рис. 1. Пути распространения волн различных типов в двухслойной модели:

*a* — отраженных; *б* — преломленных; *в* — рефрагированных; *x* — пункт взрыва; *o* — сейсмоприемник

Следующий класс волн — отраженные. В случае двухслойной модели земной коры от места взрыва к сейсмоприемнику подойдет фронт волны, который отразится на каждой границе. По годографам отраженных волн определяется средняя скорость в слое. Зная величину средней скорости до двух границ, можно, используя соответствующие формулы, определить скорость в слое между этими границами, которая называется пластовой или интервальной (т. е. скорость в интервале глубин между двумя отражающими границами). Пластовую скорость определяют и по годографам отраженных волн. Отраженные волны бывают двух типов — докритические и закритические. Докритические отраженные волны регистрируются на небольших удалениях от пункта взрыва. С увеличением расстояния взрыв — сейсмоприемник наступает такой момент, когда угол падения волны оказывается равным критическому углу. В этом случае волна отражается и скользит по нижележащему относительно высокоскоростному пласту, т. е. становится головной преломленной. Если угол падения увеличить еще больше (больше критического угла), то падающая волна также отразится. Это будет уже закритическая отраженная волна. Оба типа отраженных волн (докритические и закритические) широко используются при глубинном сейсмическом зондировании коры.

В случае регистрации волн от взрыва (или землетрясения) трехкомпонентными, т. е. ориентированными по трем взаимно перпендикулярным осям сейсмоприемниками мы получаем возможность использовать при изучении земной коры поперечные и обменные волны. Времена регистрации продольных и поперечных волн четко разделяются, поскольку поперечные обладают значительно меньшей скоростью. Как и продольные, поперечные волны бывают преломленными (в той или иной степени рефрагированными) и отраженными (докритическими, закритическими). Только по поперечным волнам может быть построен сейсмический разрез, который, различаясь по абсолютным величинам скорости, во всех остальных параметрах оказывается близким разрезу, построенному по продольным волнам. Некоторые различия в разрезах, построенных по продольным и поперечным волнам, все же возможны, поскольку продольные и поперечные волны могут преломляться и отражаться на разных границах. Регистрация поперечных волн крайне важна в том отношении, что позволяет определить отношение продольных и поперечных волн, следовательно, вычислить различные упругие модули (модуль Юнга, коэффициент Пуассона и др.). Эти коэффициенты оказываются различными у некоторых типов пород. Следовательно, поперечные волны позволяют получить дополнительную информацию об упругих свойствах коры, что крайне важно при геологической интерпретации.

Наконец, последний класс волн, которые в последние годы все более и более широко используются при сейсмическом просвечивании земной коры, — это обменные волны. Сейсмическая волна,

достигнув границы, испытывает обмен, когда на границе двух сред помимо продольной возникает также поперечная волна, а вместо поперечной — продольная. Такие волны, испытавшие обмен на границе сред с разной скоростью, регистрируются сейсмоприемником, что дает дополнительную информацию о сейсмических свойствах коры непосредственно в области пункта регистрации.

Сейчас создана и успешно применяется специальная сейсмическая аппаратура для регистрации обменных волн. Причем фиксируются волны как от удаленных землетрясений (несколько тысяч километров), так и от больших взрывов. На сейсмограммах выделяется большое число обменных волн от различных границ, но они не всегда протяженны. Наиболее устойчивы обменные волны от поверхности фундамента и границы Мохоровичича (М). На некоторых границах форма волны меняется, что указывает на существование не только положительных, но и отрицательных скачков скоростей. Подробнее о методе исследования коры и мантии с помощью обменных волн будет сказано ниже.

## ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ВОЛН НА СЕЙСМОГРАММЕ

Очередность, в которой все классы волн появляются на сейсмограммах, зависит от трех причин: а) физической природы волны; б) методики наблюдений; в) особенностей геологического разреза коры. Возьмем в качестве примера широко распространенную методику сейсмических наблюдений, предназначенную для исследования глубоких горизонтов земной коры, включая и границу М. Волны регистрируются на значительных расстояниях (100 км и более) от источника возбуждения. В этом случае первыми на сейсмограмме появятся головные преломленные или слабо рефрагированные волны. Наиболее четко прослеживаются преломленные волны от осадочных горизонтов с малыми кажущимися скоростями, которые в ГСЗ обычно не рассматриваются. Затем появляются коровые волны, связанные с верхней частью консолидированной коры. Определенные по ним граничные скорости резко изменяются вдоль профиля, что указывает на существование блоков пород с различным вещественным составом. Отраженные волны от границ в верхней части консолидированной коры не являются достаточно устойчивыми, кроме Туранской плиты и Днепровско-Донецкой впадины. Таким образом, верхняя часть земной коры до глубин 7—12 км (а во впадинах, заполненных низкоскоростными осадками, до глубины 20 км) сказывается охарактеризованной преломленными (рефрагированными) волнами, выходящими в первые вступления.

К сожалению, этого нельзя сказать о более глубоких горизонтах коры — преломленные волны, связанные с нижней высокоскоростной частью консолидированной коры, обычно выпадают из годографа первых вступлений. Это объясняется либо слабой интенсивностью волн, или же отсутствием в средней части коры слоев

с высокими скоростями. Средняя часть коры освещена в основном закритическими отраженными волнами. Часто по ним строятся достаточно выраженные отражающие границы. Интенсивность этих отраженных волн близка к таковым от границы М. Однако граничные скорости для границ в средней и нижней частях земной коры определить большей частью не удается.

От кровли мантии отраженные волны образуют доминирующую группу с хорошо выраженной криволинейностью годографа. Их кажущаяся скорость на больших расстояниях равна 6,4—6,5 км/с. Амплитуда с расстоянием уменьшается слабо, но предельная точка выделяется отчетливо. Особенностью отраженных волн от границы М служит значительная их интенсивность в предкритической области, что наряду с другими кинематическими и динамическими свойствами дало основание представлять границу М в виде сложно построенной тонкослойистой пачки (рис. 2).

Преломленные волны от границы М в первых вступлениях прослеживаются, начиная с расстояний 120—220 км. Их кажущаяся скорость колеблется в узких пределах. На очень больших расстояниях (400—700 км) проявляются более интенсивные и высокоскоростные волны от границ внутри мантии.

Итак, широко применяемая сейчас в глубинном сейсмическом зондировании методика — регистрация волн на значительных удалениях от источника — не позволяет равномерно охарактеризовать сейсмическую расслоенность коры. Наиболее полно освещаются верхняя часть коры (рельеф фундамента) и граница М, в то же время для средней и нижней частей коры (глубины 20—35 км) информация имеется в основном лишь по отраженным волнам.

Наличие большого числа отраженных, преломленных и обменных волн свидетельствует о том, что в земной коре и верхней мантии имеет место значительное число субгоризонтальных границ. Их особенно много в зоне перехода от коры к мантии. Штриховой характер многих волн говорит о том, что в большинстве случаев границы в коре и мантии не являются протяженными или же они крайне изменчивы по горизонтали.

На общем фоне волн на сейсмограмме выделяются опорные волны со значительной интенсивностью, прежде всего, волны, от-

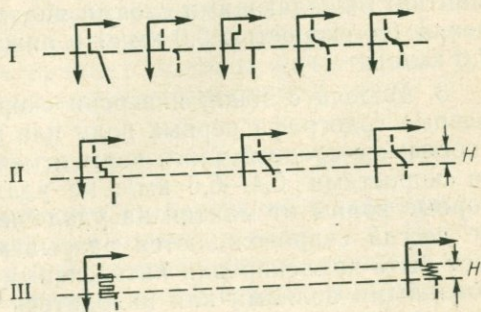


Рис. 2. Типы моделей глубинных сейсмических границ (по Н. И. Давыдовой):

I — граница первого рода; II — переходные зоны; III — тонкослойистые зоны, состоящие из слоев с повышенными и пониженными скоростями

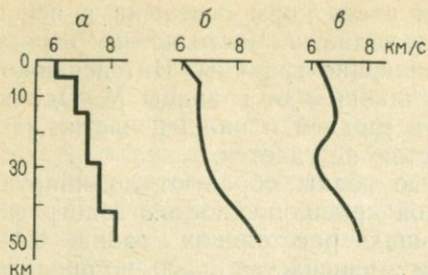


Рис. 3. Модели земной коры, определяющие последовательность волн на сейсмограмме:

*a* — нормальная; *б* — с выпадающим слоем; *в* — с зоной инверсии скорости

раженные от границы М, амплитуды которых значительны. Это дает основание рассматривать волну  $P_{отр}^M$  как опорную в ГСЗ. Характер изменения интенсивности этой волны по профилю дает важную информацию о структуре границы М. Опорными считаются также преломленные волны от верхов мантии, хотя они часто бывают слабыми по интенсивности.

По характеру волновых полей на сейсмограммах можно выделить три типа сейсмической модели земной коры (рис. 3), что подтверждается расчетами [108].

1. Наиболее простой по характеру волнового поля является нормальная модель, где вниз по разрезу коры с переходом от одной сейсмической границе к другой скорость закономерно растет.

2. Модель с выпадающим слоем имеет непрерывный годограф первых волн, но с разным значением скорости. Это связано с тем, что волны от выпадающего слоя не успевают выйти в первые вступления. Их обгоняют волны от более глубоких и высокоскоростных слоев, в результате чего и наблюдается резкий излом годографа. Модель с выпадающим слоем можно аппроксимировать скоростной кривой с увеличивающимся с глубиной градиентом. Первые вступления не могут однозначно определить модель с выпадающим слоем. Решение обратной задачи возможно лишь с использованием последующих преломленных и отраженных волн. Волновое поле с резким изломом годографа типично для ГСЗ. Обычно встречаются два основных излома: первый при переходе от осадочного чехла к фундаменту, второй от скоростей 6,4—6,5 км/с к 7,8—8,2 км/с, соответствующий смене волн от коры к мантии. Выпадающими слоями являются нижняя часть осадочного чехла (со скоростью 5,0 км/с) и нижняя часть коры (со скоростью 7,0 км/с).

3. Модель с зоной инверсии скоростей. Для нее характерен разрыв годографа первых волн или зона тени. В случае инверсии скорости в средней части коры отмечается затухание первых волн со скоростями 6,4—6,6 км/с на удалениях 80—100 км и слабые первые волны от мантии на удалениях до 250 км. Зоны инверсии не всегда сопровождаются разрывами первых волн. Разрыв может быть замаскирован интенсивными отражениями или рефрагированными волнами или находиться в последующих вступлениях.

Современная система интерпретации волновых полей сводится к следующей последовательности операций. Основой сейсмической модели является волновое поле. Первое, что должен сделать интерпретатор, — это выделить волны на сейсмограммах и построить годографы, а также изучить динамические характеристики опорных волн (амплитудные, частотные графики). После этого производится определение природы волн и решение обратных задач (построение разрезов в изолиниях равных скоростей). В пределах сложных моделей земной коры построение изолиний производится на основе метода редуцированных годографов. Построенный таким образом разрез желательно проверить путем многократного математического моделирования волновых полей по ряду возможных вариантов скоростного разреза, т. е. решением прямой задачи. Таким путем выбраковываются все варианты, не соответствующие наблюдаемым волновым полям как в первых, так и в последующих вступлениях. Вслед за этим составляется двумерная скоростная модель и, наконец, производится математическое моделирование и построение сейсмических границ. Метод математического моделирования состоит в подборе такого скоростного разреза, который удовлетворяет наблюдаемым годографам всех типов волн и качественно объясняет их динамику. Построение сейсмических границ обычно производится методом полей времен.

Отражающие площадки строятся по одиночным годографам, преломляющие границы — по парам встречных годографов волн в первых вступлениях, определенных как квазиголовные или слабо рефрагированные. При составлении разреза необходимо использовать регулярные компоненты волнового поля. Наиболее полно вся информация о среде используется при совместной обработке систем годографов и амплитудных характеристик отраженных и преломленных волн. При этом полученные решения должны быть внутренне согласованными между собой и с наблюдаемыми волновыми полями.

Сейсмическая модель должна удовлетворять следующим требованиям: 1) распределение скоростей должно соответствовать характеристикам основных волн; 2) решение прямой задачи должно давать сходимости в допустимых пределах со всей системой наблюдаемых годографов; 3) полученные параметры на разрезе (скорость, глубина, резкость границ) должны качественно удовлетворять наблюдаемому отношению интенсивности волн.

### ЭВОЛЮЦИЯ ВЗГЛЯДОВ О ПРИРОДЕ ВОЛН, ИСПОЛЗУЕМЫХ В ГСЗ

Метод глубинного сейсмического зондирования в первоначальном виде был методом регистрации головных волн. Г. А. Гамбурцев считал тогда, что на больших расстояниях от источника главную роль в формировании волновых полей играют головные волны, скользящие вдоль верхней границы высокоскоростного слоя

[28]. И, действительно, первые же работы методом ГСЗ, выполненные на Северном Тянь-Шане и Туркмении, показали, что существуют протяженные группы волн с примерно параллельными нагоняющими годографами. По своей кинематике они соответствовали представлению о головных волнах. Сейсмическая интерпретация сводилась к следующим приемам: строилась система встречных и нагоняющих годографов головных волн для отдельных преломляющих границ с разной граничной скоростью. Проверка осуществлялась по параллельности нагоняющих годографов и увязке их во взаимных точках. Затем составлялись сводные и разностные годографы, по которым определялись граничные скорости. Границы строились методом полей времен.

Еще на первом совещании по ГСЗ в 1960 г. отмечалось, что фазовая корреляция надежна лишь для волн от поверхности фундамента и волн от границы М. Выделение внутри коры сейсмических границ делалось на основании малонадежных прерывистых годографов, исходя из представлений о горизонтально-слоистой модели. Были составлены первые в мире разрезы земной коры с выделением границы М и кровли «базальтового» слоя и оценены величины граничных скоростей.

Судя по этим разрезам, складывалось впечатление, что земная кора континентов состоит из большого числа однородных субпараллельных слоев, разделенных границами первого ряда. С глубиной скорость в них постепенно увеличивалась. Поставленные несколькими годами позже более детальные работы методом непрерывного профилирования под руководством Ю. Н. Година позволили его ученице И. В. Померанцевой доказать, что от границы М надежно регистрируются отраженные волны. Вскоре это подтвердили И. П. Косминская, А. С. Алексеев, И. С. Вольвовский и др. Отраженные волны были зарегистрированы и от границ внутри коры. Определенные по отраженным волнам пластовые скорости оказались существенно ниже граничных. Причина этих расхождений стала предметом многолетних дискуссий.

Работы Г. И. Петрашеня и его учеников по динамической теории распространения сейсмических волн показали, что интенсивность головных волн от границ с толстыми слоями намного ниже интенсивности отраженных и рефрагированных волн. Было показано, что волны в первых вступлениях, принимаемые ранее за головные преломленные волны, в действительности являются рефрагированными, а в последующих — отраженными. Таким образом, представления о природе регистрируемых волн изменились. Однако это мало сказалось на построении сейсмических границ в тех случаях, когда они достаточно прямолинейны. Если же граница неровная, то рефрагированная волна, распространяющаяся по кратчайшему пути, не позволяет обнаружить и отразить на профиле все эти неровности, а значение граничной скорости окажется выше, чем в действительности.

Как отмечает Н. И. Павленкова, гораздо более опасным источником ошибок является попытка выделения квазиголовных волн

по штриховым годографам последующих вступлений с объединением их в протяженные сводные годографы. При малой разнице в скоростях, что типично для всех промежуточных границ в консолидированной коре, трудно определить принадлежность отдельных коротких фаз к той или иной границе и отделить преломленные волны от отраженных. При объединении в протяженные сводные годографы волн от разных границ и волн разной природы могут быть получены ложные преломляющие поверхности. Н. И. Павленкова считает, что очень часто несоответствие между граничными и пластовыми скоростями объясняется именно тем, что границы и вычисленные вдоль них скорости были получены в результате неправильного отнесения к головным волнам других волн.

Некоторые исследователи, например А. М. Епинатьева [53], считали, что расхождение граничных и пластовых скоростей объясняется тем, что граничные скорости получены от тонких высокоскоростных пропластов, тогда как средняя скорость в толстом слое ниже. Однако, как показали расчеты, в большинстве случаев имело место завышение граничных скоростей из-за неправильной идентификации волн.

Сказанное заставляет критически относиться к сейсмическим профилям, составленным в более ранние годы, в особенности к тем, где по волнам, принимаемым за головные, внутри консолидированной коры построено значительное число преломляющих границ\*. Среди специалистов, работающих в области глубинного сейсмического зондирования, выработалась хорошая традиция вновь и вновь обращаться к ранее пройденным профилям и производить их повторную интерпретацию, исходя из новых представлений о волновой картине и используя более совершенные методы, в том числе машинную обработку результатов наблюдений. Чрезвычайная важность и целесообразность таких повторных интерпретаций определяется следующим. Как известно, выполнение каждого профиля глубинного сейсмического зондирования является трудоемким и дорогостоящим делом, в особенности, профилей, отработанных по методике непрерывного профилирования. Очевидно, что более рационально извлечь максимально полезную информацию из уже проведенных сейсмических работ, чем повторно проводить новые дорогостоящие полевые наблюдения. Кроме того, некорректно проинтерпретированный профиль создает у геологов, занимающихся геологической интерпретацией, неверное представление о слоистой структуре земной коры. Неверными оказываются в этом случае и попытки сравнить давно интерпретированный профиль с другими, составленными позднее. Поэтому возвращение к прежним материалам и их повторная интерпретация должны стать составной частью работ по развитию метода ГСЗ.

\* Следует отметить, что не все в ранних разрезах ГСЗ плохо. Рельефы глубины фундамента и границы М практически не изменились. Это же относится к средней скорости в коре.

Такая работа ведется уже много лет, хотя еще в недостаточном объеме. Намечается несколько путей переинтерпретации материала. Чаще всего специалист в области ГСЗ в основу повторной интерпретации берет уже составленный ранее годограф волн и, давая этим волнам иную трактовку, строит преломляющие и отраженные границы. В последние годы наряду с построением границ строятся по годографам волн также изолинии равных скоростей. Такая переинтерпретация дает положительный результат, но лишь частично исправляет положение, поскольку ошибки, возможные при построении годографов, остаются неустранимыми. Значительно больший результат мог бы быть получен, если бы была пересмотрена индентификация волн и их корреляция на сейсмограммах. Однако такие работы очень трудоемки и не всегда исследователь, взявшийся за переинтерпретацию, имеет доступ к первичному материалу — сейсмограммам. Да такая переинтерпретация «с азав» и не всегда нужна. Если система наблюдений не была достаточно полной, эта трудоемкая работа мало что дает. Однако в нашей стране выполнен ряд сейсмических профилей, которые по своей детальности и тщательности являются уникальными и их полная переинтерпретация, начиная с отождествления волн на сейсмограммах, крайне необходима. Имеются в виду профили ГСЗ, проведенные в 1957—1960 гг. на востоке Русской плиты под руководством Ю. Н. Година [45], профиль Атрек — Сагиз [124], проходящий по восточному побережью Каспийского моря, профиль Волгоград — Нахичивань через Большой Кавказ [72] и некоторые другие.

Из наиболее часто встречающихся погрешностей старых разрезов Н. И. Павленкова называет:

- 1) завышенные граничные скорости по преломляющим границам внутри коры, построенным по последующим волнам;
- 2) наличие на разрезе большого числа протяженных сейсмических границ и относительно тонких непрерывных слоев.

## ВИДЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

При исследовании земной коры сейсмическими методами в прошлом и теперь используют различные системы наблюдений, виды аппаратуры, типы сейсмических волн, приемы интерпретации полученных данных. Это разнообразие сейсмических наблюдений в конечном счете сильно влияет на геологическую информативность, достоверность и точность сейсмических работ. При одной системе наблюдений геологи получают достаточно детальное расчленение коры по ее упругим параметрам и могут сделать надежные выводы о строении и процессах в земной коре, в других случаях информация оказывается очень ограниченной и получается настолько осредненная картина (хотя в действительности она очень сложная), что каких-либо определенных геологических выводов сделать нельзя. Вследствие применения разной методики

наблюдений полученные результаты по двум различным районам, к стати говоря, обладающим сходной геологической историей, оказываются несопоставимыми. Геологу необходимо всякий раз обращать внимание на применяющуюся систему наблюдений и в соответствии с этим оценивать информативность полученных результатов.

Посмотрим, какие различия в сейсмических моделях земной коры могут возникнуть из-за разной методики полевого эксперимента. Н. И. Павленкова [108, 136] разделила все модификации ГСЗ на три основные группы в зависимости от их окончательного результата — сейсмического разреза.

**Непрерывное и кусочно-непрерывное профилирование.** Этот вид наблюдений хорошо разработан и широко применяется в нашей стране. Непрерывное профилирование позволяет регистрировать все волновое поле в интервале от источника до столь больших удалений (до 300—400 км от пункта взрыва), когда регистрируются в первых вступлениях волны от мантии. Непрерывное профилирование позволяет осуществить фазовую корреляцию волн. Однако этот метод сейсмических наблюдений является наиболее трудоемким и дорогостоящим. Он требует непрерывного расположения приборов регистрации вдоль всего сейсмического профиля и получения из каждого места расположения прибора нескольких сейсмограмм с разных пунктов взрыва. Расстояние между сейсмоприемниками составляет всего 100—200 м. Для каждой точки регистрации колебаний интерпретатор имеет как встречные, так и нагоняющие годографы.

Из-за большой стоимости таких работ в настоящее время имеется ограниченное число сейсмических профилей, отработанных по методике непрерывного профилирования. Благодаря высокой детальности и информативности эти сейсмические профили являются при геологической интерпретации опорными, и дальше на каждом из них мы специально остановимся.

Чаще применяется кусочно-непрерывное (а также точечное) профилирование. Оно отличается от непрерывного профилирования существенно большим расстоянием между сейсмическими станциями (или группами сейсмических станций) — от 2 до 10 км. Вследствие увеличения расстояния непрерывная корреляция волн становится уже невозможной. Точечное профилирование не позволяет проследить на сейсмограмме все волны, поэтому построенные по такой методике наблюдений сейсмические разрезы отличаются меньшей информативностью — меньшее число сейсмических границ, рельеф их сглажен и т. д. Н. И. Павленкова объединяет их в одну группу с непрерывным профилированием лишь по той причине, что методы обработки получаемых сейсмических полей при непрерывном и точечном профилировании достаточно сходны.

Точечное сейсмическое профилирование в нашей стране используется главным образом при морских работах; например, по такой методике проведены широко известные исследования в Кас-

пийском, Черном и Охотском морях [36, 143, 154]. Широкое распространение эта методика получила за рубежом, причем как при проведении морских, так и сухопутных работ.

**Точечное дифференцированное зондирование.** Этот вид наблюдений Н. И. Павленкова выделяет в самостоятельную модификацию ГСЗ. Такой метод исследования был предложен и внедрен в практику Н. Н. Пузыревым, С. В. Крыловым, Б. П. Мишенькиным и др. [114] для изучения коры труднодоступных пространств Сибири. Их методика принципиально отличается от точечного профилирования тем, что регистрация основных компонентов волнового поля производится на заранее рассчитанных оптимальных расстояниях от источника, это дает возможность их надежно проследить. По этой методике пункты взрыва и сейсмоприемники одновременно передвигаются по линии профиля, сохраняя между собой одно и то же расстояние (базу зондирования). Предложенная методика обладает тем достоинством, что позволяет при относительно небольшом числе пунктов взрыва и пунктов приема более или менее уверенно регистрировать волны от исследуемой границы. Так, для получения максимальной информации о границе М (для регистрации преломленных волн), расположенной на глубине 35—45 км, пункты взрыва и приема отделены друг от друга на 200—250 км. Методика точечного дифференцированного зондирования позволяет определить не только глубину до соответствующей границы, но и скоростные ее характеристики, а также тип регистрируемой волны. Недостаток этой методики в том, что выделяя, например, надежно границу М, другие границы фиксируются хуже, а могут быть и совсем пропущенными. Имеется значительное число разрезов, построенных по методике Н. Н. Пузырева, С. В. Крылова и их коллег. В пределах Байкальской горной области фиксирована граница М и даны ее скоростные параметры, однако вышележащая часть коры оказалась практически нерасчлененной. Возможно, что это в значительной степени обусловлено применявшейся методикой наблюдений. Если бы расстояния между пунктами взрыва и приема были выбраны меньшими, то, очевидно, была бы обнаружена сейсмическая расслоенность коры Сибирской платформы, как это установлено, например, для Восточно-Европейской. Методика Н. Н. Пузырева и др. не позволяет также выделять в земной коре слои с пониженными скоростями.

Таким образом, предложенная сибирскими учеными методика изучения коры позволяет, как и при непрерывном профилировании, получать информацию о поверхности фундамента и границе М, где возможна совместная регистрация преломленных и отраженных волн, но не расчленяет надежно среднюю и нижнюю части консолидированной коры, откуда волны редко прослеживаются в первых вступлениях.

**Наблюдения по методике больших взрывов.** Н. И. Павленкова выделила их в отдельную группу, где в основе лежит использование больших взрывов и удлиненных годографов (до 1000—

2000 км) при относительно редкой системе нагоняющих и встречных годографов. При таких наблюдениях наибольшей информативностью обладают монотипные отраженные и преломленные волны от границ в мантии Земли, а также обменные волны от границ в земной коре на удалениях 600—800 км от источника. Несколько протяженных профилей, выполненных по этой методике, позволили получить уникальную информацию о внутреннем строении верхней мантии. Внутреннее же строение коры оказывается почти несвещенным. Желательно (или даже необходимо) вдоль профиля, по которому регистрируются большие взрывы, одновременно производить и работы по регистрации обычных взрывов на расстоянии до 250—300 км. Это позволит получить преломленные и отраженные волны от границ в земной коре и тем самым провести более надежную интерпретацию обменных волн, фиксированных от больших взрывов.

**Регистрация отраженных волн на коротких расстояниях.** Отраженные волны регистрируются при всех видах глубинного сейсмического зондирования. Однако в рассмотренных выше модификациях ГСЗ отраженные волны регистрируют, как правило, на больших удалениях. Построенные по этим волнам отражающие площадки залегают горизонтально или очень слабо наклонены. Горизонтальное положение площадок определяется не только тем, что в земной коре имеет место лишь субгоризонтальная расслоенность, но прежде всего зависит от примененной методики исследования. Большое расстояние между взрывом и приемом (200—300 км) наиболее благоприятно для регистрации преломленных волн от границы М, однако при таком расстоянии невозможно фиксировать крутонаклонные отражающие площадки. Отраженные волны на больших расстояниях их пропускают.

Метод отраженных волн становится более информативным, если регистрировать отражения на меньших расстояниях. Так, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов и др. при изучении внутренней структуры Украинского щита широко использовали регистрацию с отраженных волн на расстояниях 30—80 км. По отраженным волнам строится поле отраженных площадок. Метод этот позволяет заполнить практически все пространство коры площадками, которые могут различаться в зависимости от интенсивности отраженных от них волн.

Однако не следует и преувеличивать достоинства такой методики. Граница М и другие границы не могут быть однозначно определены. К разделу Мохоровичича обычно относят площадки с наибольшей интенсивностью отражения. Однако это ненадежный критерий. Разломы трассируются только по смещению отдельных площадок. Выделение таким путем блоков и разломов, их ограничивающих, также не строго доказано.

Еще большей эффективности сейсмических работ при изучении внутренней структуры Балтийского щита добились И. В. Литвиненко и его коллектив [80—83]. Наиболее интересные результаты получены при расшифровке глубинного строения раннепро-

терозойских прогибов внутри архейских толщ. В кристаллическом фундаменте Балтийского щита удалось построить систему крутонаклонных отражающих площадок (вплоть до вертикальных), которые во многих случаях надежно увязываются с видимыми на поверхности конкретными геологическими структурами. Некоторые из этих площадок отвечают контактам пород, другие фиксируют плоскость тектонического нарушения. Аналогичные работы по расшифровке внутренней структуры метаморфизованных сложно дислоцированных толщ поставлены на Урале.

Такая методика ценна прежде всего тем, что позволяет с помощью сейсмического метода трассировать на глубину видимые на поверхности геологические структуры (слои, разломы) и тем самым устанавливать их глубинное строение. Эта методика позволяет также оконтуривать нижнюю и верхнюю поверхности гранитных массивов — они фиксируются исчезновением в массиве отражающих площадок. Глубинность этого метода достигает сейчас 12—15 км. Наиболее интересные результаты получаются в случае сочетания указанной методики регистрации отраженных волн и исследования коры с помощью длинных годографов.

**Метод обменных волн от землетрясений.** В последние 10—15 лет в нашей стране широкое распространение получил метод изучения строения земной коры и верхней мантии с помощью регистрации обменных волн от удаленных землетрясений. Он требует лишь ограниченного числа взрывов, а в ряде случаев исследования этим методом производятся без взрывов. Сейсмические станции типа «Земля» располагаются на различном расстоянии вдоль линии профиля и регистрируют волны от землетрясений, расположенных за много тысяч километров. Волна, приходящая от такого землетрясения практически снизу, испытывает на границах в земной коре обмен (кроме продольной возникает также поперечная волна, и наоборот). Регистрация этих обменных волн позволяет определить глубину залегания границ обмена под станцией. Среди специалистов существует различное отношение к рассматриваемому методу. Этот метод подкупает своей относительной дешевизной и в некоторых случаях дает интересные результаты. Так, на территории ГДР этим методом построены сейсмические границы, имеющие структурную природу и отвечающие варисскому, каледонскому, докембрийскому фундаментам. Комплексируя метод обменных волн от землетрясений с регистрацией колебаний от взрывов, удастся определить величины граничных скоростей на опорных границах, что увеличивает информативность метода при выделении сейсмических границ.

И. В. Померанцева [112] рассматривает метод обменных волн как составную часть комплексного сейсмического метода исследования земной коры и верхней мантии, включающего использование взрывов, близких и удаленных землетрясений. В таком виде метод этот позволяет детально расшифровывать тектоническое строение и, в частности, фиксировать крутонаклонные сейсмические границы. Метод может быть широко использован для состав-

В настоящее время в литературе широко обсуждается представление о сейсмической модели земной коры. В книге, посвященной сейсмическим моделям земной коры СССР, И. П. Косминская и Н. И. Давыдова дают следующее определение сейсмической модели: «Сейсмическая модель — это пространственная (одномерная, двумерная, трехмерная) совокупность сейсмических параметров, которая объясняет главные черты наблюдаемых волновых полей. Главным параметром сейсмической модели является скорость распространения волн (продольных, поперечных, обменных, поверхностных), а также связанные с ней упругие параметры: коэффициенты Пуассона, анизотропии. Иногда рассматривается распределение в среде коэффициентов вязкости, добротности, прозрачности» [136].

Итак, модели земной коры и верхней мантии могут быть одномерными, двумерными и трехмерными. Одномерные модели, освещающие строение земной коры по вертикальной линии или по какому-нибудь другому направлению, дают ограниченную информацию — изменение упругих параметров лишь в одном направлении. Для геологии, имеющей дело с трехмерными геологическими структурами, наибольший интерес представляла бы трехмерная модель. Однако в настоящее время площадное изучение строения земной коры проведено в ограниченном объеме, и ниже главное внимание будет уделено двумерным моделям — сейсмическим профилям, дающим строение земной коры по определенным разрезам. Два пересекающихся разреза, выполненные с одинаковой детальностью, до некоторой степени представляют собой трехмерную модель, поскольку дают возможность судить о земной коре по двум разным сечениям.

Соглашаясь в принципе с приведенной выше формулировкой сейсмической модели, необходимо отметить, что она не полностью отвечает требованиям геологов, являющихся потребителями сейсмических материалов. Применительно к двумерной модели (сейсмическому профилю) автор этой книги дал бы следующее определение сейсмической модели. Сейсмическая модель — это изображение в координатах профиля (длина, глубина) всех неоднородностей земной коры, так или иначе нашедших отражение в волновых полях. Имеются в виду неоднородности, выраженные как в абсолютных величинах (скорость, упругие коэффициенты, поглощение, дробленность, прозрачность), так и в относительных (градиент изменения скорости с глубиной и др.), а также изменение динамических характеристик волн.

Наше определение отличается от предложенного И. П. Косминской и Н. И. Давыдовой тем, что сейсмическая модель должна включать максимально весь возможный объем информации о неоднородности среды по линии профиля.

Стремление к накоплению максимального по разнообразию и надежному по абсолютным величинам сейсмического материала должно стать главной задачей специалистов, изучающих сейсмическими методами земную кору. И вот почему. В следующих главах читатель познакомится с некоторыми примерами геологической интерпретации сейсмических профилей и убедится, что во многих случаях эта интерпретация оказывается неоднозначной, а это свидетельствует о том, что основная цель сейсмического зондирования — изучение состава, строения и процессов в коре — не достигнута.

Наиболее действенным путем сокращения пределов неоднозначности при интерпретации материалов ГСЗ является использование более полных систем наблюдений и разных классов волн. Например, по одиночному годографу нельзя определить скорость и угол наклона границы даже для простейшего случая двуслойной среды.

В случае криволинейной границы раздела одиночный годограф первых волн можно трактовать как изменение скорости, а на самом деле эти особенности годографа связаны с изменением формы границы раздела. Наличие встречного годографа уже позволяет определить скорости во всех слоях и углы наклона границ. При наличии встречного годографа криволинейная форма границы определяется надежно. Однако система встречных годографов волн не обеспечивает однозначное решение при выявлении выпадающих слоев или зон инверсий. Могут быть сделаны лишь оценки максимально возможной мощности выпадающих слоев с повышенной скоростью. Неопределенной остается и характеристика возможных зон инверсий. Такого рода неопределенности уменьшаются, если кроме годографов первых волн используются другие компоненты волнового поля (петли годографов рефрагированных волн, закритические и особенно докритические отраженные волны). Наличие и использование нескольких классов таких волн уменьшает возможность пропуска выпадающих слоев и зон инверсии.

Некоторые видят выход из этого затруднения в том, чтобы комплексовать сейсмическое зондирование со сверхглубоким бурением, дающим прямую информацию о земных недрах. Действительно, в ближайшие годы следует ожидать бурение сверхглубоких скважин на наиболее интересных профилях ГСЗ. Однако этот путь не решит проблему геологической интерпретации сейсмических зондирований земной коры. Число сверхглубоких скважин ограничено (единицы). Время их бурения измеряется многими годами, а главное с помощью этих скважин могут быть исследованы лишь верхние 10 км коры (максимальная технически доступная сейчас глубина). Поэтому на обозримый отрезок времени

основным методом познания строения коры, ее состава и путей эволюции остается сейсмический метод, комплексируемый с другими менее точными геофизическими методами (гравиметрическим, магнитным и др.).

За тридцать лет существования метода ГСЗ информативность его сильно возросла. Если первоначально на сейсмических профилях изображались только сейсмические границы и величины граничной скорости под ними, то позже на профили стали выносить и другую очень важную для геолога информацию — местоположение отражающих площадок и величину пластовой (интервальной) скорости между двумя фиксированными отражениями. Позже Н. И. Павленковой была разработана методика построения изолиний равных скоростей, что дало более объективное представление об изменении скорости в двумерном пространстве, чем об этом можно было судить по разрезу, где есть лишь сейсмические границы. Метод изолиний равных скоростей оказался наиболее удачным для оконтуривания в земной коре слоев пониженных скоростей и оценки в них скорости.

Но это еще далеко не вся та информация, какую может дать сейсмический метод и которая, к сожалению, обычно не наносится на сейсмическую модель (сейсмический профиль) и потому в значительной степени теряется при его геологической интерпретации.

Попытаемся сформулировать, каковы же предельные возможности сейсмических методов исследования земной коры в отношении расчленения ее по упругим свойствам.

Выше уже отмечалось, что даже при самом оптимальном расположении сейсмопремников и пунктов взрыва из-за наложения на сейсмограмме друг на друга разных типов волн информация о строении коры оказывается неравномерной сверху вниз по разрезу. Для средней и в особенности нижней частей коры выпадает информация по головным преломленным волнам в первых вступлениях. Н. И. Павленкова называет устойчиво определяемыми следующие характеристики разреза: 1) глубину до границы М по отраженным и преломленным волнам; 2) среднюю скорость в коре до границы М; 3) глубину до фундамента; 4) величину пластовой скорости в толстых слоях по устойчивым отраженным волнам от кровли и подошвы слоя.

К неустойчивым характеристикам сейсмического разреза она относит: 1) распределение скоростей в средней и нижней частях консолидированной коры; 2) рельеф промежуточных границ (ниже фундамента и выше границы М); 3) глубину и рельеф границ в коре в верхней мантии, определенным только по обменным волнам; 4) рельеф границ, построенных по групповой корреляции; 5) скоростные модели, составленные на основе одномерных сейсмических задач.

Перечислим каждый результативный элемент сейсмической интерпретации, наносимый на сейсмический профиль и играющий роль факта при геологической интерпретации.

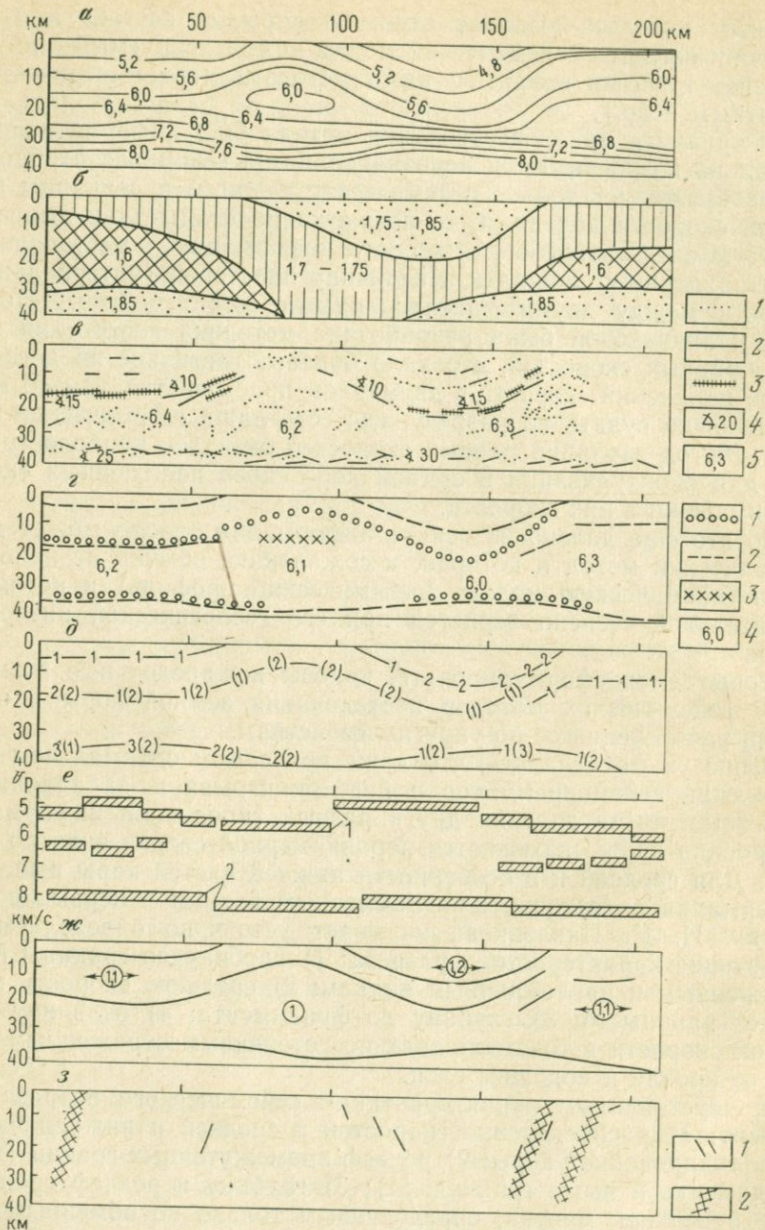


Рис. 4. Графическое изображение на разрезах информации, полученной по одному сейсмическому профилю:

а — изолинии равных скоростей продольных волн (км/с); б — отношение скоростей поперечных и продольных волн; в — отражающие площадки (1 — слабые, 2 — резкие, 3 — фиксированные с нескольких пунктов взрыва, 4 — ошибка и в определении угла наклона, 5 — интервальные скорости, км/с); г — опорные сейсмические границы (1 — по отраженным волнам, 2 — по преломленным волнам, 3 — по обменным волнам, 4 — средние скорос-

1. Построение преломляющих границ по головным преломленным волнам и определение величины граничной скорости вдоль них.

2. Построение изолиний скорости.

3. Построение отражающих границ для средней и нижней частей консолидированной коры по закритическим отраженным волнам. Построение прерывистых границ по докритическим отражениям.

4. Определение пластовых (интервальных скоростей).

5. Изучение особенностей строения границы (или зоны) М по данным сгущения изолиний, отражениям, обмену волн.

6. Выделение зон глубинных разломов.

7. Выделение высокоскоростных выпадающих слоев и слоев с пониженной скоростью.

8. Классификация границ по соотношению динамических характеристик докритических и околоскритических отражений и преломленных волн.

9. Определение средних параметров затухания волн.

10. Вычисление отношений скоростей продольных и поперечных волн.

11. Оценка прозрачности (мутности) коры и мантии в целом и их отдельных этажей.

Вся эта информация надежна в том случае, если доказана сходимость свойств получаемой модели с наблюдаемыми компонентами волнового поля.

Попытаемся представить себе идеальный сейсмический профиль, который был бы пройден с помощью современной аппаратуры. Система наблюдений задана таким образом, чтобы получить максимум информации о среде на глубину, равную толщине коры. Информации, полезной для геолога, будет настолько много, что она не поместится на одном разрезе. Поэтому мы изобразили эту информацию графически на серии разрезов, которые все вместе должны послужить основой для построения геологического разреза (рис. 4). На разрезе рис. 4, а показаны изолинии равных скоростей, с помощью которых наиболее объективно отображается сейчас скоростная характеристика коры.

Вероятно, в недалеком будущем по аналогичной методике будет строиться и распределение скоростей по поперечным волнам. В результате появится возможность, как это было сделано для Северного Тянь-Шаня (см. рис. 59), показать по линии сейсмического профиля отношение этих величин (см. рис. 4, б).

Далее необходимо вынести на профиль сейсмические границы. При детальной системе наблюдений различных сейсмических гра-

---

ти в коре, км/с);  $\delta$  — динамическая характеристика волн от преломляющих и отражающих (в скобках) границ (1 — слабые, 2 — средние, 3 — доминирующие);  $e$  — изменение граничной скорости по линии профиля (1 — фундамент; 2 — граница М);  $ж$  — анизотропия (стрелки указывают направление максимальной скорости, а линии — сейсмические границы);  $з$  — разрывные нарушения (1 — фиксируемые по смещению границ, 2 — то же, по динамическим признакам).

ниц в коре будет выделено настолько много, что их следует показать раздельно на нескольких профилях. На рис. 4, в вынесены лишь отражающие площадки. Причем дана довольно дробная их классификация, учитывающая: а) интенсивность отраженной волны; б) число пунктов взрыва, от которых фиксирована эта площадка; в) ее протяженность; г) предел ошибки в отношении угла наклона каждой площадки. На этом же профиле показаны и величины интервальных скоростей.

На рис. 4, г показаны опорные сейсмические границы, прослеживаемые на значительном (10 км и более) интервале сейсмического профиля. Границы разделяются в зависимости от того, по каким волнам они построены. Возможны следующие типы границ: 1) по отраженным волнам; 2) по головным преломляющим (слабо рефрагированным) волнам; 3) по обменным волнам; 4) границы, построенные по двум или трем типам волн (указать по каким). Здесь показаны величины средних скоростей в коре.

На рис. 4, д дается динамическая характеристика каждой опорной границы вдоль линии профиля, а именно, изменение интенсивности волны на разных участках сейсмического профиля. Пока это может быть сделано только качественно, поскольку используемые сейсмоприемники надлежащим образом не откалиброваны. В случае, если сейсмическая граница построена одновременно по двум типам волн, раздельно дается изменение интенсивности волны каждого типа.

Для границ, построенных по головным преломленным (слабо рефрагированным) волнам строится в масштабе скорости ломаная линия (рис. 4, е), отражающая изменение величины граничной скорости вдоль сейсмической границы так, как это дают в своих работах Н. Н. Пузырев и С. В. Крылов [114], обрабатывая результаты точечного сейсмического зондирования.

Далее следует показать распределение по сейсмическому профилю величины анизотропии скоростей, а именно, насколько скорость в горизонтальном направлении больше (или меньше), чем по вертикали. Возможно, что будет иметь место случай, когда максимальная скорость окажется под определенным углом к горизонту (рис. 4, ж).

Определенный интерес представляет распределение в плоскости профиля добротности и прозрачности коры, что также следует выразить графически.

Для границы М дополнительно следует показать по линии профиля изменение ее структуры — толщины переходного слоя, наличие зоны с тонким чередованием слоев и т. д.

Специальный профиль (рис. 4, з) должен суммировать все данные о разрывных нарушениях, обнаруженных в результате смещения однотипных сейсмических границ, а также всех других признаков. В случае необходимости можно построить дополнительные профили, основываясь на той информации, которая приведена на перечисленных ранее профилях. Так, зная распределение изолиний равных скоростей, можно показать на профиле

градиенты изменения скорости и т. д. Геофизик, занимающийся интерпретацией результатов глубинного сейсмического зондирования, должен стремиться перенести на профиль, т. е. передать в графическом виде, всю получаемую им информацию о среде. Даже такие, казалось бы, не измеренные числом особенности среды, как «больше» или «меньше», могут иметь для геолога существенное значение, позволят установить корреляцию с теми или иными различиями в составе или строении горных пород.

Геологическая интерпретация должна строиться на: 1) комплексном использовании всего разнообразия фактов, полученных при сейсмозондировании; 2) всестороннем изучении истории геологического развития региона и его структуры; 3) хорошем знании физических свойств пород, пересеченных профилем.

В дальнейшем будет показано значение каждой из перечисленных выше характеристик среды при геологической интерпретации сейсмических зондирований. Сейчас отметим только, что такие параметры, как отношение скорости продольных и поперечных волн, анизотропия скорости, добротность, прозрачность среды, являются важной характеристикой для выделения в коре магматических тел, зон повышенной трещиноватости, оконтуривания областей современных гидротермальных или магматических процессов и т. д.

Составив сводный сейсмический разрез, очень важно знать степень его надежности, иными словами, оценить возможные погрешности в определении той или иной величины. В некоторых случаях графически это сделать и отобразить на сейсмическом профиле просто. Так, например, характер изменения по профилю граничной скорости может быть показан в виде ломаной линии, изменяющаяся толщина которой демонстрирует предел ошибок при определении величины граничной скорости. Точно так же цифры пластовых (интервальных) скоростей можно дать с прибавлением  $\pm 0,2$  км/с, что укажет величину возможной ошибки. Следует обязательно оговаривать точность проведения изолиний равных скоростей и т. п.

### **ФИКСИРОВАНИЕ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ СЕЙСМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ**

Одной из важнейших теоретических и практических задач, стоящих перед глубинным сейсмическим зондированием, является трассирование разрывных нарушений как сравнительно небольших размеров, так и глубинных разломов.

Главным критерием выделения глубинных разломов на сейсмограммах и годографах являются: наличие дифрагированных, отраженно-преломленно-дифрагированных и «заходов» волн; наличие нарушений и разрывов корреляции основных волн, сопровождаемых смещениями по времени осей синфазности или изменениями динамических особенностей записи; изменение характера волновой картины. Глубинные разломы, как правило, выявлялись

и коррелировались на Урале с использованием нескольких из перечисленных признаков по системе встречных и нагоняющих годографов.

Важным вопросом интерпретации сейсмических материалов является разделение поверхностных аномалий, связанных с разрывными нарушениями в верхней части разреза, и глубинных. Поверхностные аномалии отличаются от глубинных по кинематическим особенностям: они имеют более узкую область на годографах, меньший интервал регистрации и большую кривизну годографов; причем эти аномалии примерно одинаково фиксируются и по первым вступлениям проходящих волн. Иногда наблюдается резкое затухание или прекращение корреляции (очень важный критерий аномальности) только группы мантийных волн  $P_0^M$ , что свидетельствует о существовании нарушений на соответствующей границе.

Однако выделение глубинных разломов в земной коре связано с рядом трудностей, обусловленных особенностями образования глубинных сейсмических волн. И. П. Косминская и Н. И. Павленкова [136] считают, что на многих сейсмических разрезах разломы выделялись без должных оснований. По их мнению, возможности сейсмических методов в прослеживании разломов на глубину крайне ограничены. Высказывавшееся ранее предположение, что резкий обрыв корреляции волн от опорных границ может служить признаком разлома на этой границе, не подтвердилось. Расчеты динамики волн разных типов показали, что в зонах сбросов значительного уменьшения амплитуды отраженных и преломленных волн ожидать трудно из-за большой интенсивности дифрагированных волн. Резкие же обрывы корреляции, которые часто наблюдаются на полях ГСЗ, легче объяснить незначительными изменениями в форме границ или вертикальных градиентов скорости, которые приводят к явлениям расфокусировки сейсмических лучей. Единственным волновым признаком разломов, считают И. П. Косминская и Н. П. Павленкова, может быть сгущение дифрагированных волн или появление в регулярном поле врезок хаотического поля. Но для выявления этих участков необходимо иметь устойчивые характеристики полей в однородных блоках размером не менее 50—70 км.

По сейсмическим разрезам разломы могут быть выделены лишь при резкой смене устойчиво определенных интегральных параметров блоков — числа и глубин границ, граничных и пластовых скоростей между ними. Определение этих характеристик возможно в блоках размером не менее 40—50 км. Отсюда следует, что выделение близко расположенных глубинных разломов по ГСЗ мало обосновано. Наиболее четко прослеживаются на всю глубину разломы, ограничивающие глубокие впадины — сбросы по фундаменту и уступы по поверхности М.

Приведем несколько примеров уверенного выделения разломов на сейсмических профилях. На рис. 18, 19, где показан сейсмический профиль через Восточно-Европейскую платформу, четко вы-

деляется серия блоков земной коры, фиксированная, с одной стороны, скачками граничной скорости на поверхности фундамента, с другой — резкими изменениями глубин изолиний равных скоростей. В данном случае, несмотря на то что глубинный разлом не сопровождается смещением сейсмических границ, и в верхней, и в нижней частях земной коры существование его несомненно.

На основании других критериев выделен глубинный разлом под о. Сахалин (см. рис. 39). Там он фиксирован по смещению на несколько километров всех сейсмических границ по обе стороны от нарушения. Смещение границы М, наряду с вышележащими границами в коре, свидетельствует об относительной молодости этого разлома, поскольку граница М еще не успела перестроиться.

Третьим примером трассирования разломов в земной коре является сейсмический разрез через Печенгский синклиорий, построенный по отраженным волнам (см. рис. 26). В данном случае разрывное нарушение в коре фиксируется положением отражающих площадок. Это, несомненно, наиболее детальный способ прослеживания разломов на глубину. Особенно благоприятна такая методика для выявления наклонных разрывных нарушений. Однако она требует высокой детальности сейсмических работ.

В. Б. Соллогуб [140] называет в качестве одного из возможных путей выделения разлома изменение в горизонтальном направлении величины средней скорости в коре. Следует отметить, что для этого необходимы массовые вычисления средней скорости по всем пикетам взрыва и значительная детальность работ. Кроме того, глубинный разлом не обязательно разделяет блоки земной коры с различными величинами срединных скоростей. Следовательно, по такой методике многие глубинные разломы окажутся пропущенными.

Итак, о существовании в земной коре разлома могут свидетельствовать различные сейсмические характеристики среды, хотя не все они в должной мере информативны. Очевидно, что успех в надежном и всестороннем исследовании разрывных нарушений в первую очередь зависит от детальности проводимых работ. В случае если применяется достаточно плотная система наблюдений, позволяющая регистрировать различные классы волн, мы приобретаем возможность использовать для трассирования разлома значительное число признаков, и разлом трассируется надежно. В. С. Дружинин предлагает опробовать детальную дискретную систему площадных зондирований, ориентированную вдоль простираема крутопадающей зоны глубинного разлома. Составным элементом такой системы должен быть профиль-рассечка, направленный поперек простираема зоны и исследуемый с 4—6 пунктов взрыва, расположенных по разные стороны от нее. Удаления пунктов взрыва от профиля должны обеспечить уверенное прослеживание основных групп волн, соответствующих границам в земной коре и поверхности М, а интервал между пунктами взрыва — надежное определение скоростных параметров. Густота профилей-рассечек и точек наблюдений определяется детальностью исследо-

ваний. Кроме кинематических признаков для прослеживания глубинных разломов следует изучать динамические особенности регистрируемых волн. Наблюдения на точке желательно проводить по нескольким направлениям, что обеспечит пространственное решение обратной задачи.

## ПРИНЦИПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Сейсмическое зондирование коры дает нам сейсмическую модель — сильно упрощенную, схематизированную картину скоростных неоднородностей в коре. Задачей геологической интерпретации сейсмической модели является установление, какими конкретными породами сложен тот или иной сейсмический слой, каков геологический возраст и генезис этих пород, вследствие каких причин возникла та или иная сейсмическая граница, разделяющая слои, за счет каких процессов образовались слои пониженных скоростей и т. д.

Решать эту задачу можно разными путями, например, подбирая наиболее подходящие породы, основываясь на значениях скорости распространения в них упругих волн. Однако, как это будет показано в следующей главе, такой путь может стать причиной крупных ошибок, поскольку одними и теми же значениями скорости характеризуются породы различного химического (и минерального) состава. Подчеркнем, что таким путем мы не сможем определить возраст пород, слагающих тот или иной слой, и их происхождение.

С наших позиций, геологическая интерпретация сейсмического зондирования земной коры должна опираться на анализ геологической истории того региона, где проведен профиль. Восстановление (на основании историко-геологических материалов) последовательности геологических событий, начиная с возможно более ранних времен, позволит создать единственно правильную основу для интерпретации сейсмических материалов. Такие историко-геологические данные дают возможность определить, какие части геологического разреза присутствуют в этом районе, какова ориентировочная мощность тех или иных стратиграфических подразделений, какие вследствие размыва выпадают, какие геологические контакты являются поверхностями наиболее резкого изменения вещественного состава пород.

Палеогеологический анализ должен охватывать территорию, значительно превышающую длину сейсмического профиля. Наиболее интересны для целей геологической интерпретации те регионы, где имеется уже несколько близрасположенных профилей ГСЗ.

Эти материалы в конечном счете должны быть представлены в виде структурных схем в изоглубинах с тем, чтобы мощность того или иного тела и его структуру (положение кровли и подошвы) мы могли бы сравнить с сейсмическим профилем.

Важной составной частью такой предварительной работы является построение геологического разреза по линии интерпретируемого сейсмического профиля. Чтобы сравнить сейсмическую модель с реальным геологическим разрезом, необходимо предварительно должным образом обработать этот разрез: упростить, схематизировать, оставив на нем лишь те черты строения, которые могут различаться по скоростным характеристикам. Степень детальности такого «упрощенного» разреза должна отвечать детальности сейсмического зондирования. Если сейсмическое зондирование проведено по методике регистрации взрывов на больших расстояниях, когда регистрируются головные (преломленные) и раскрытые отраженные волны, то необходимо максимально «убрать» на геологическом разрезе все вертикальные и крутонаклонные неоднородности (поперек профиля), которые сейсмическое зондирование в этом случае «пропустит», и показать в осредненном виде неоднородности вдоль линии профиля. Иными словами, необходимо создать геологическую модель, которая приближалась бы по своей информативности к сейсмической модели, получаемой в ГСЗ. Лишь только в этом случае геолог сможет «разговаривать» с сейсморазведчиком на одном «языке» и правильно ставить перед ГСЗ свои задачи.

Рассмотрим, какие «операции» необходимо проделать с геологическим разрезом, чтобы сделать его сопоставимым с сейсмическим профилем. Если мы обратимся к наиболее изученному рифей-фанерозойскому отрезку геологической истории, то увидим, что за это время в пределах континентов развивались в основном два типа структур: 1) древние платформы и 2) полициклические складчатые пояса. Первым большую часть времени свойственно было поднятие, вторым — прогибание и накопление все более молодых осадков. Эта разная направленность движений платформ и геосинклинальных складчатых поясов, несомненно, каким-то образом отразилась на строении и вещественном составе земной коры. В пределах длительно поднимавшихся платформ, поверхность которых постоянно эродировалась, земная кора должна была постоянно наращиваться снизу (подробнее об этом будет сказано в гл. 13). Иная направленность процесса эволюции коры существовала в длительно прогибавшихся структурах. Там поверх рифейских толщ накапливались палеозойские и более молодые осадки. Логично заключить, что в пределах геосинклинально-складчатых поясов значительная часть земной коры сложена разновозрастными осадками, в той или иной степени уплотненными и метаморфизованными в результате тектонических процессов.

А. А. Богданов [10], разрабатывая принципы тектонического районирования складчатых поясов, положенные в основу широко известных тектонических карт Советского Союза и Европы, наметил иерархию геологических тел, слагающих земную кору. Наиболее крупные геологические тела в коре названы им складчатыми комплексами. Это толщи пород, образовавшиеся в течение целого геотектонического этапа, измеряемого интервалом времени в

150—200 млн. лет. Примерами таких складчатых комплексов могут служить толщи пород, накопившиеся в течение каледонского или герцинского этапов. В областях, переживших геосинклинальный этап развития, общая мощность такого складчатого комплекса измеряется 5—20 км. Перед образованием каждого следующего комплекса осадков предыдущий обычно, хотя и не повсеместно, сминается в складки, метаморфизуется, пронизывается интрузиями, частично срезается эрозией. Поэтому породы более позднего складчатого комплекса обычно ложатся на предшествующий складчатый комплекс несогласно. Возможно в определенных случаях и согласное залегание двух складчатых комплексов.

Логично предположить, что именно эти геологические тела — складчатые комплексы — фиксируются при геофизических исследованиях как основные слои земной коры [118, 120]. В некоторых случаях при более детальных сейсмических исследованиях возможно выделение и более дробных структурных подразделений — структурных этажей.

Такие геологические структуры, как антиклинории и синклинории, обычно слагаются породами одного складчатого комплекса. Лишь в строении наиболее крупных мегантиклинориев, таких как Большой Кавказ, участвуют два, реже три складчатых комплекса.

Первой задачей при геологической интерпретации данных ГСЗ являются: 1) оценка по геологическим данным мощностей осадков, накопившихся в течение каждого геотектонического этапа; 2) установление среднего вещественного состава складчатого комплекса и возможного изменения его физических свойств в вертикальном и горизонтальном направлениях; 3) выявление характера соотношения смежных складчатых комплексов — унаследованного или наложенного; 4) определение гипсометрического положения границ складчатых комплексов.

Ниже на примерах Альпийской складчатой области Юга СССР, Центрального Казахстана, юга Средней Азии, Северо-Востока СССР, Камчатки и некоторых других регионов Советского Союза, где проведены профили глубинного сейсмического зондирования, дано сопоставление палеотектонических и сейсмических материалов.

Такой путь представляется нам единственно возможным, поскольку только таким образом можно установить геологическую принадлежность (т. е. время накопления осадков) того или иного сейсмического слоя. Одновременно такой подход позволяет определить информативность того или иного сейсмического профиля и наметить наиболее удачную систему будущих сейсмических работ.

Имея в виду геологическую интерпретацию ГСЗ, автор книги поставил перед собой следующие задачи:

1) рассмотреть надежность, детальность, геологическую информативность метода ГСЗ, а также некоторых других сейсмических методов, широко используемых при изучении строения коры;

2) на примере некоторых сейсмически наиболее изученных регионов показать возможности метода при расчленении земной коры глубоких прогибов, складчатых областей и кристаллического фундамента щитов платформ;

3) определить геологическую природу сейсмических слоев земной коры и разделяющих их сейсмических границ;

4) рассмотреть геологические причины, приведшие к образованию слоев с пониженными скоростями в коре и в верхней мантии Земли;

5) сформулировать различия между строением и составом коры океанов и континентов;

6) выявить основную направленность в эволюции континентальной и океанической коры;

7) предложить оптимальный комплекс сейсмических исследований, дающий наиболее полную геологическую информацию о структуре коры и процессах в ней.

## Глава 2.

### УПРУГИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРЕ

Физическим параметрам горных пород и, в частности, их упругим характеристикам посвящена обширная литература [12, 25, 64, 113, 422]. Автор ограничился в работе лишь кратким изложением экспериментальных данных, преследуя цель показать, в каких пределах можно определить вещественный состав пород по сейсмическому профилю, основываясь на величине скорости, замеренной методом ГСЗ.

#### СКОРОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Скорости сейсмических волн в осадочных породах зависят в основном от литологического состава этих пород и их пористости. В табл. 1 приведены изменения скорости распространения продольных волн (в км/с) и отношение  $v_p/v_s$  в различных осадочных породах. Как видно из табл. 1, пределы колебаний скорости в осадочной породе одного и того же минерального состава очень широки.

Скорость меняется от 0,3 км/с в неуплотненных песках и глинах до 6,5 км/с в карбонатных и хорошо сцементированных терригенных породах. Отсюда следует, что по величине скорости, определенной по сейсмическому профилю, невозможно определить литологический состав пород. Лишь в некоторых случаях, когда в осадочном разрезе зафиксированы экстремально высокие значения скорости, можно с определенной долей вероятности предполагать, что это карбонатные отложения, поскольку в них относительно часто регистрируются скорости свыше 4—5 км/с.

Скорости сейсмических волн в осадочных породах (км/с)

Порода	$v_p$ min	$v_p$ max	$v_p/v_s$	Порода	$v_p$ min	$v_p$ max	$v_p/v_s$
Алевролит	0,8	4	0,5—0,6	Конгломерат	1,45	5,6	0,5—0,6
Ангидрит	1,5	6	0,5—0,6	Лёсс	0,3	0,6	0,3—0,6
Аргиллит	0,9	4,5	0,5—0,55	Мергель	1,3	4,5	0,55—0,6
Брекчия	1,45	5,6	0,5—0,6	Мел	1,7	4,2	0,4—0,5
Глина	0,3	3,0	0,07—0,6	Песок	0,3	1,5	0,1—0,3
Гравелит	1,7	5,4	0,5—0,6	Песчаник	0,8	4,5	0,4—0,6
Гипс	1,5	4,6	0,5—0,6	Каменная соль	4,5	5,5	0,5—0,6
Доломит	0,9	6,3	0,5—0,6	Суглинок	0,8	1,8	0,55—0,6
Известняк	1,0	5,5	0,5—0,6				

Для целей геологической интерпретации ГСЗ важно знать, как изменяются значения скорости с увеличением глубины залегания пород, т. е. оценивать влияние давления на породы. Поскольку скорость в осадочных породах прежде всего зависит от их пористости, рассмотрим характер ее изменения с глубиной. Изучение глубокозалегающих горизонтов осадочного разреза с помощью скважин глубиной 5—9 км показало, что с ростом давления происходит уплотнение пород (рис. 5). В. М. Ильинский и Ю. А. Лимбергер [64] пришли к следующим выводам: 1) градиент уплотнения пород непостоянен и с увеличением глубины их залегания постепенно уменьшается; 2) при равных глубинах залегания более молодые отложения обладают большей пористостью, чем более древние; 3) на больших глубинах возрастает доля вторичной пористости

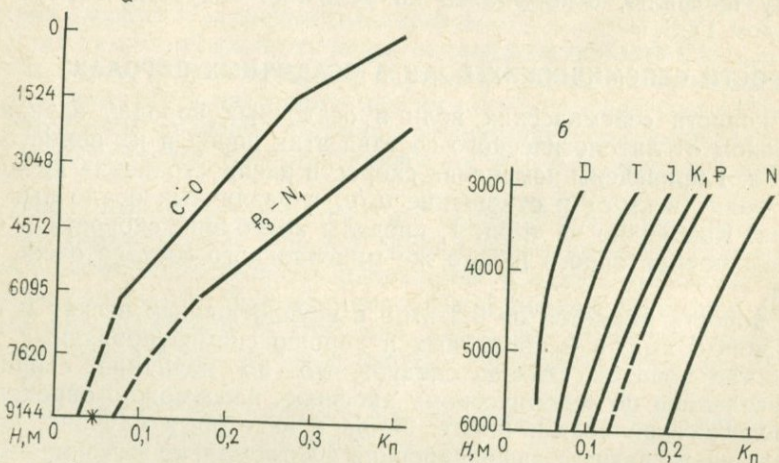


Рис. 5. Зависимость максимальной пористости пород от глубины их залегания и возраста:

а — по Дж. Максвеллу; б — по В. Н. Попову [64]. Звездочкой показана плотность пород на глубине 9144 м в разрезе скв. 1—Баден (США)

ристости, особенно в мезозойских и палеозойских отложениях. Обобщив многочисленные результаты определения пористости, они установили, что и на очень больших глубинах пористость остается высокой. Многочисленные примеры, когда пористость песчаников, алевролитов, известняков, туфов, поднятых с глубин 4—5 тыс. м, составляет 15—20 %. Авторы не исключают наличие отложений с высокой межгранулярной пористостью на глубинах 6—7 км, а возможно и больших.

Относительный рост вторичной пористости на значительных (4 км и более) глубинах определяется в основном двумя причинами: 1) повышенной трещиноватостью пород в результате тектонических подвижек; 2) большей химической активностью глубоко залегающих подземных вод, растворяющих карбонатные и некоторые другие породы. Возможность существования на больших глубинах пород с высокой пористостью непременно должна учитываться при геологической интерпретации ГСЗ. Слои с повышенной пористостью могут фиксироваться на сейсмическом разрезе как слои пониженных скоростей (волноводы).

### СКОРОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Измерению скорости упругих волн на образцах должно предшествовать систематическое изучение условий их залегания, генезиса, минерального и химического состава. Этим требованиям удовлетворяет недавно вышедшая монография Н. Е. Галдина [25]. Изучение упругих свойств ультраосновных пород проведено им на материале Мончегорского плутона (Кольский полуостров). На рис. 6 показаны графики изменения скорости распространения продольных волн при давлении до  $5 \cdot 10^8$  Па. Для оливинитов характерен большой разброс значений скорости продольных волн в разных образцах в сущности мономинеральной породы. Эту особенность Н. Е. Галдин связывает с анизотропией оливина, которая по скорости продольных волн достигает 22 %.

Установлено, что однообразная ориентировка зерен оливинов может быть обусловлена различными процессами: 1) кристаллизацией магмы в условиях ее течения; 2) пластической деформацией или в комбинации с вращением и скольжением зерен; 3) перекристаллизацией, в частности, синтетектонической; 4) отжигом.

Синтетектоническая перекристаллизация происходит при температуре 450—600 °С. Процессы перекристаллизации и пластической деформации гипербазитов сильно зависят от присутствия воды в породе, от проявления частичной серпентинизации.

Существенно оливиновые породы (оливиниты, дуниты, перидотиты) имеют при высоких температурах близкие упругие свойства и плотность. При низких давлениях разброс больше, что свидетельствует о разрыхленной структуре образцов и нарушении межзерновых связей. В пироксенитах Мончегорского плутона хорошо выражена ориентировка удлиненных кристаллов пироксена. Анизотропия скоростей слабее, чем в оливините.

Серпентинизация ультраосновных пород резко влияет на плотность и упругие параметры (в первую очередь на скорость распространения поперечных волн, отношение  $v_p/v_s$  и модуль сдвига [25, 86, 97, 98, 165]).

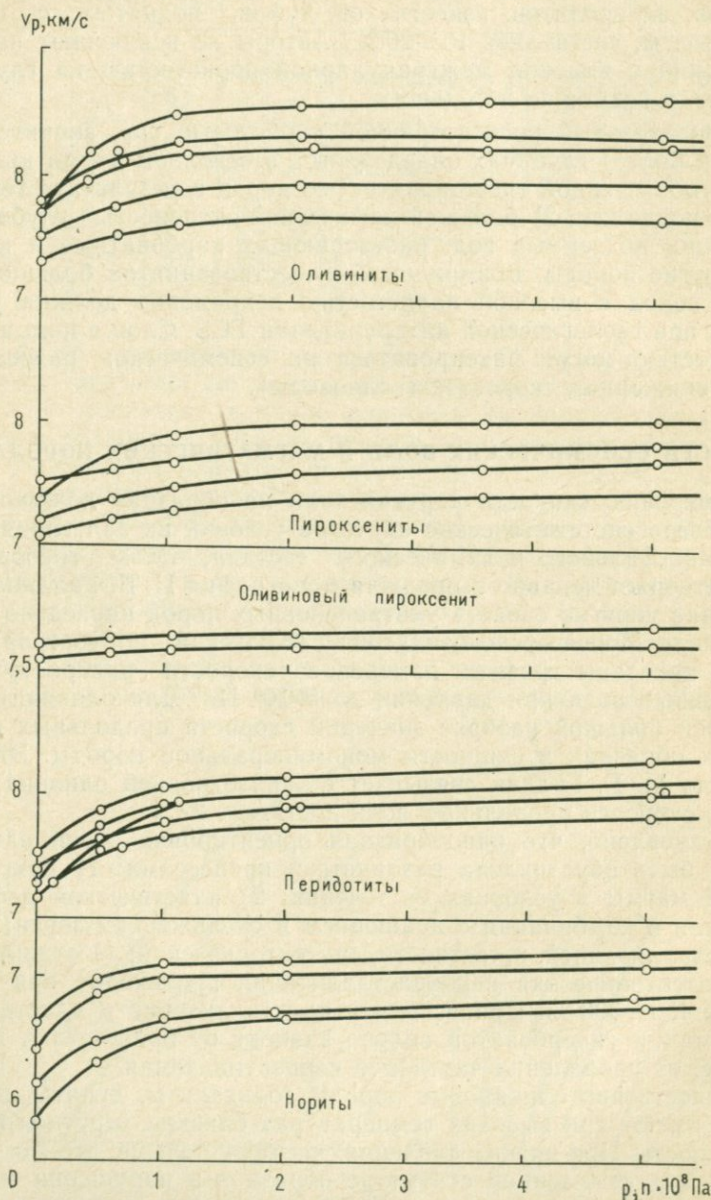


Рис. 6. Графики изменения скоростей распространения продольных волн в породах Мончегорского плутона при давлении до  $5 \cdot 10^8 \text{ Па}$ . Число кривых соответствует числу исследованных образцов (по Н. Е. Галдину)

На рис. 7 показано изменение скорости продольных волн в гипербазитах в зависимости от степени их серпентинизации. Даже слабая степень серпентинизации (10—20%) приводит к существенному снижению скорости. В сильно серпентинизированных ультраосновных породах скорости очень низкие (4—5 км/с).

Для серпентинитов характерно резко выраженное снижение прочности (разупрочнение) при высокой температуре. При давлении в  $3,5 \cdot 10^8$  Па снижение прочности антигортитовых серпентинитов происходит при температуре 500—600°С, а хризотиловых серпентинитов уже при 300—400°С. Если учесть влияние скорости деформации и времени, то очевидно значительное разупрочнение серпентинитов и серпентинизированных перидотитов в условиях континентальной коры. Этот эффект объясняется выделением воды из серпентина при его нагревании. Вода может оказать двойное влияние на свойства породы — механическое и химическое. Механическое действие воды заключается в повышении порового давления в породе, что приводит к снижению эффективного давления и, следовательно, к снижению прочности породы. Химическое действие воды в силикатных породах проявляется в разрыхлении кремний-кислородных связей [25].

Обратимся к магматическим породам основного состава (габбро-диабазы, долериты, базальты). При измерении упругих свойств этих пород, из которых наиболее широко распространены базальты, необходимо прежде всего принимать во внимание их пористость. Н. Е. Галдин подразделил изученные им породы этого состава на три группы. В первую группу отнесены плотные диабазы, долериты и базальты, как крупно-, так и мелкозернистые. Открытая пористость в них не превышает 2—3%. К этой группе относятся, в частности, диабазы и метадиабазы печенгской серии на северо-западе Кольского полуострова, вскрытые глубокой скважиной. Их открытая пористость не превышает 0,5%. Ко второй группе отнесены мелкопористые базальты, в которых количество пор не превышает 10% объема ( $K_p = 5-10\%$ ). В третью группу попадает большая группа базальтов пористых (до 20%) и сильно пористых (более 20% объема). Особенностью этой группы является преобладание пор объемного типа над порами типа трещин.

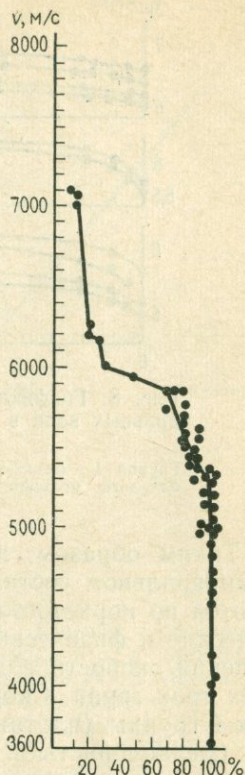


Рис. 7. Изменение скорости продольных волн в гипербазитах в зависимости от процента их серпентинизации (по С. В. Москалевой)

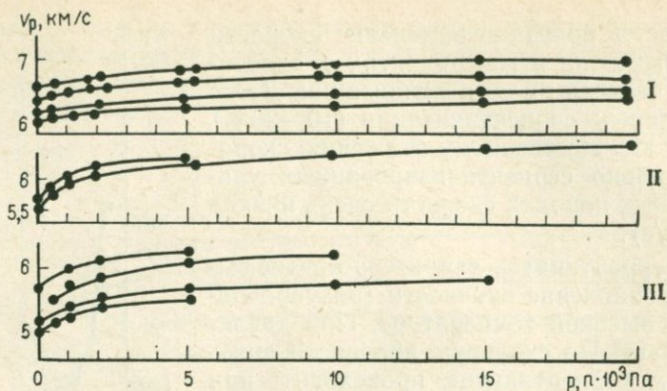


Рис. 8. Графики изменения скоростей распространения продольных волн в зависимости от давления для типичных образцов базальтов.

Группа I — базальты, долериты и диабазы плотные; группа II — базальты мелкопористые; группа III — базальты пористые и сильнопористые

Таким образом, при незначительных отличиях в химическом и минеральном составе и структуре базальты существенно различаются по пористости, что и обуславливает их характерные механические и физические свойства. На рис. 8 приведены кривые изменения скорости с давлением для типичных образцов базальтов всех трех групп. Скорости распространения упругих волн в породах I группы (плотные) составляют 6—7 км/с, в породах II группы (мелкопористые) — 5,6—6,5 км/с, в породах III группы (пористые и сильнопористые) — 5,0—6,3 км/с. Эти группы различаются также по характеру изменения скоростей распространения волн в зависимости от давления во всем исследованном диапазоне: максимальные изменения свойственны сильнопористым породам, а минимальные — плотным долеритам и диабазам.

Перейдем к магматическим породам среднего и кислого состава. Их упругие свойства подвержены не меньшим колебаниям в зависимости от минерального состава, трещиноватости, вторичных изменений и т. д. Определяющим в величине скорости являются количественные соотношения кварца, полевых шпатов и темноцветных минералов, а также химический состав самих полевых шпатов. На рис. 9 показан характер изменения скорости продольных волн в плагиоклазах в зависимости от их номера. С увеличением процента анортитовой молекулы скорость возрастает от 6,0 до 7,0 км/с. Скорость в кристаллах кварца и полевых шпатов зависит также от ориентировки зерен.

На рис. 10 показаны пределы колебаний  $v_p$  для группы гранитов Кольского региона и различных районов США; при давлении  $5 \cdot 10^8$  Па  $v_p$  для этой группы пород составляет 6,0—6,4 км/с.

В итоге можно сказать, что при давлении, характерном для интервала глубин 2—15 км (в пределах которых в земной коре распространены магматические породы среднего и кислого состава

Рис. 9. Значения скоростей распространения продольных волн в квазиизотропных агрегатах кристаллов плагиоклазов различного состава (от альбитита до анортита)

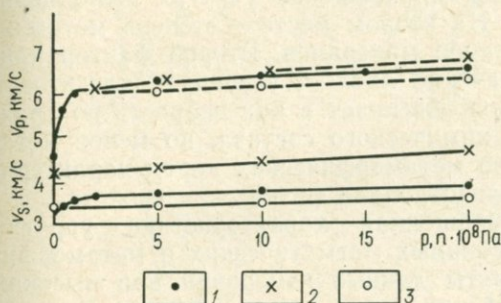
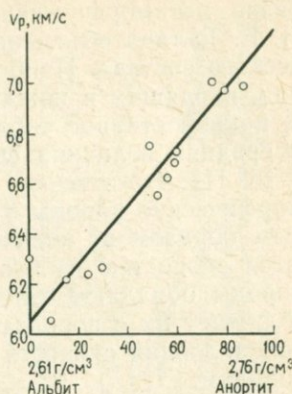


Рис. 10. Графики изменения скоростей  $v_p$  и  $v_s$  в гранитах и гранитогнейсах в зависимости от давления:

1 — гранит (усредненные данные);  
2 — кварц; 3 — микроклин

ва), вариации скоростей значительны. Для пород гранитного ряда ( $\text{SiO}_2$  65—75%) скорости колеблются от 5,0 до 6,4 км/с; для гранодиоритов ( $\text{SiO}_2$  60—65%) от 5,0 до 6,6 км/с; для диоритов ( $\text{SiO}_2$  60%) от 5,0 до 6,8 км/с.

Таким образом, по мере увеличения основности магматических горных пород скорости в них возрастают. Однако на эту зависимость накладывается ряд дополнительных факторов (минеральный состав, ориентировка кристаллов, пористость, трещиноватость), которые нарушают эту корреляцию.

## СКОРОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Метаморфические породы необычайно разнообразны как по степени метаморфизма, так и по минеральному составу. Наиболее полное и последовательное изучение упругих свойств метаморфических пород выполнено Н. Е. Галдиным [25]. Им исследована обширная коллекция метаморфических пород амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма с Кольского полуострова (беломорская серия и гранулитовый блок), Анабарского массива и ряда других мест. Все многооб-

разие метаморфических пород, слагающих фундамент шитов, Н. Е. Галдин объединил в пять групп в зависимости от их химического состава. Наиболее типичные представители изученных пород, входящих в каждую из этих групп, приведены в табл. 2. В правой стороне табл. 2 приведены средние значения плотности и средняя величина скорости продольных волн при давлении  $5 \cdot 10^8$  Па, что отвечает глубине 17 км. Как видно из табл. 2, метаморфические породы в зависимости от химического состава, главным образом от количества кремнезема и щелочей, характеризуются скоростью от 6,2—6,3 до 7,5—8 км/с. Высокоглиноземистые породы обладают относительно низкой скоростью (6,5 км/с), что сближает их с породами кислого и среднего состава. Максимальные значения скорости свойственны эклогитам и родственным им породам.

Таким образом, в метаморфических породах решающим фактором, влияющим на скорость прохождения упругих волн, является их химический состав. На втором месте — степень метаморфизма, т. е. тот или иной набор минералов. Второй фактор приобретает первостепенное значение лишь в условиях эклогитовой фации, когда обилие гранатов повышает в них скорость по сравнению с породами того же химического состава, но менее метаморфизованных. Большинство метаморфических пород характеризуются четко выраженной анизотропией физических свойств.

На рис. 11 приведена обобщенная характеристика упругих свойств и плотности для глубинных магматических и метаморфических пород. За основу взяты данные измерений при высоких давлениях на образцах архейских пород восточной части Балтийского щита; широко использованы также результаты измерений, приведенные в литературе.

Как видно на рис. 11, тому или иному значению плотности отвечает довольно широкий диапазон значений скорости (0,5—0,7 км/с). Эта особенность не связана с естественным разбросом точек или с ограниченной точностью измерений, а объясняется колебаниями минерального состава пород. В частности, породы с высоким содержанием полевых шпатов имеют явную тенденцию к повышенным скоростям распространения волн. В общем для скорости продольных и поперечных волн на рис. 11 получаются слабонаклоненные прямолинейные довольно широкие зоны. В сторону высоких значений скорости выделяются ультраосновные породы, а эклогиты при высоких значениях плотности характеризуются сравнительно низкими значениями  $v_p$  и  $v_s$ .

Таким образом, прямолинейная зависимость скорости от плотности отличается значительной расплывчатостью. На рис. 11 виден также разрыв поля скоростей  $v_p$  в области значений плотности  $\rho = 2,85—2,95$  г/см<sup>3</sup>. Этот разрыв, по-видимому, связан с тем, что породы такой плотности развиты в земной коре редко. Интересно отметить, что указанный интервал плотности отделяет породы «гранитного» слоя от пород «базальтового» слоя.

С помощью графика (см. рис. 11) можно приблизительно опре-

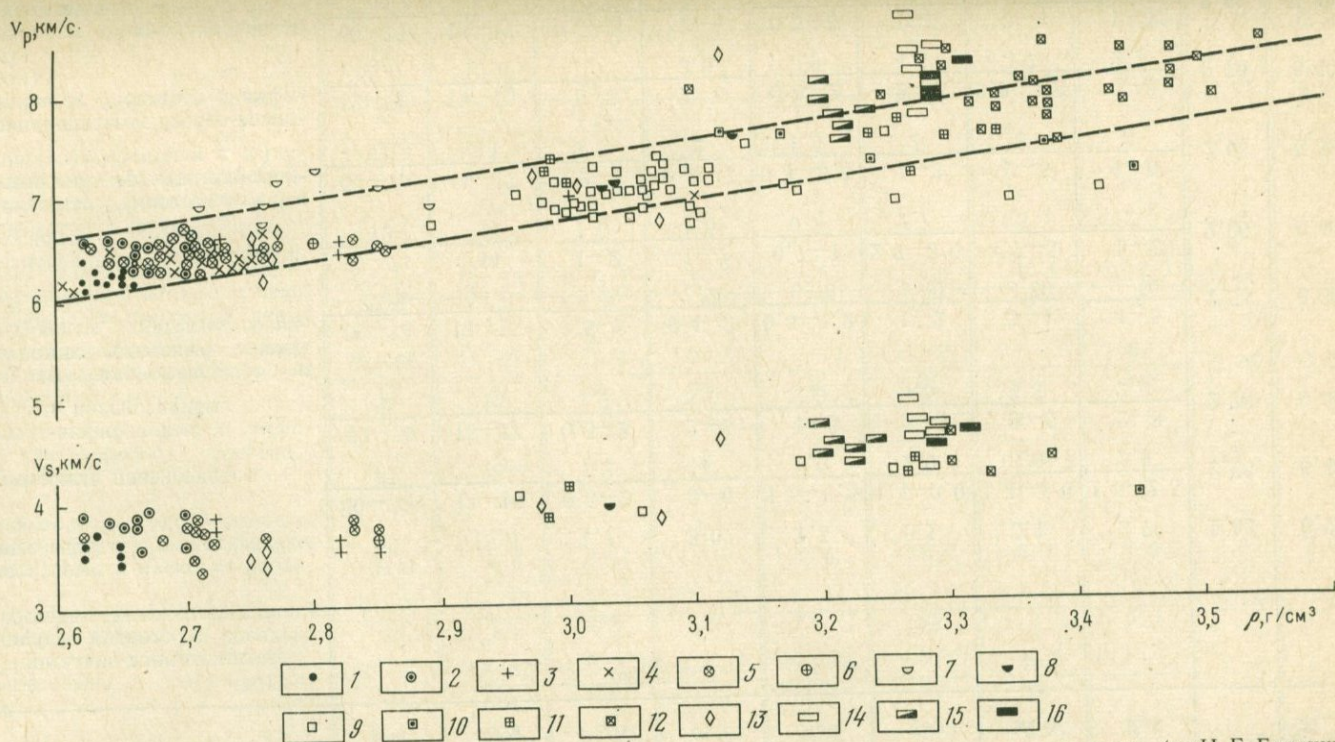


Рис. 11. Зависимость скорости упругих волн от плотности для метаморфических и магматических пород (по Н. Е. Галдину):  
 1 — биотитовые гнейсы, граниты и плагиограниты; 2 — биотитовые плагиогнейсы; 3 — амфибол-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы; 4 — чарнокиты микроклиновые; 5 — эндербиты; 6 — гранулиты ортоклазовые, 7 — анортозиты; 8 — амфиболиты; 9 — кристаллические сланцы основного состава; 10 — эклогитоподобные породы из трубок взрыва; 11 — «коровые» эклогиты; 12 — «мантийные» эклогиты; 13 — высокоглинозистые породы; 14 — оливиниты; 15 — пироксениты (бронзититы); 16 — перидотиты (гарцбургиты)



Эндербиты, огнейсованные кварцевые диориты (с биотитом)	57—71	14—18	0,3—2	1—5	1—3	2—7	3—5	0,7—2	2,71	6,50
	65	16	1	3	2	4	4	1		
Гранулиты ортоклазовые и плагиоклазовые	68—80	9—15	0,3—2	0—3	0,2—2	0,2—2,5	2—4	2—6	2,72	6,49
	74	12	1,6	1,5	1,2	1,5	3	4		
II. Высокоглиноземистые породы амфиболитовой и гранулитовой фации										
Гранат-биотитовые, кианиткордиерит-биотитовые гнейсы и сланцы беломорской серии	58—67	16—20	0,5—2	4—7	2—3,5	2—3	3—4	1—3,0	2,75	6,50
	63	18	1,6	5	2	2,5	3	2		
Силлиманит-биотит-гранатовые и силлиманит-биотиткордиерит гранатовые гнейсы	52—62	18—31	1—4	2—6	1—4	1—3	0,4—2	1,5—3	2,76	6,50
	59	22	2	4	2	2	1,2	2,5		
III. Ортопороды основного состава										
Амфиболиты роговообманковые и биотит-роговообманковые	50,3	16,0	3,6	8,0	7,0	10,0	2,9	1,0	2,95	7,05
	48—51	13—20	3—4	8—10	4—14	6—14	1—3	0,2—1		
Амфиболиты гранатовые и диопсид-гранатовые	49	17	3,5	9	9	10	2	0,6	3,15	7,40
	52—57	22—27	0,1—1,5	0,4—4	0—2,5	8—11	4—6	0,7—1,5		
Анортозиты и габбро-анортозиты	54	25	0,8	2,2	1,2	10	5	1,1	2,73	6,20
	49,0	17,0	2,8	7,0	8,0	10,0	2—6	0,8		
Нориты и габбро-нориты										7,10

Породы	Содержание, вес. %								$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$v_p$ , км/с
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O		
IV. Основные кристаллические сланцы и эклогитоподобные породы										
Гиперстеновые и двупироксеновые основные кристаллические сланцы	47—55 51	13—16 15	1—6 3,5	8—12 10	5—10 8	6—12 9	1,5—4,0 2,6	0,3—1,0 0,7	3,00	7,00
Амфиболовые, пироксен-амфиболовые и двупироксен-амфиболовые основные кристаллические сланцы	47—53 50	13—18 16	1—4 2,5	9—12 10	5—10 7	8—13 10	1,5—4 2,5	0,4—2,0 1,2	3,10	7,10
Амфибол-пироксен-гранатые, амфибол-двупироксен-гранатые и пироксен-гранатые эклогитоподобные породы	47—51 49	12—18 15	1—5 3	8—12 10	3—10 8	8—11 10	1—3 2	0,3—1,5 0,9	3,25	7,30
V. Эклогиты										
Эклогиты гранат-пироксеновые (мантийные)	45,82	15,67	2,81	6,14	18,16	9,24	0,62	0,15	3,40	8,00
Эклогиты коровые эпидотовые, слюдяные, глаукофановые и др.	47—55 49	13—18 16	2—4 3	8—14 10	5—8 7	7—10 9	1,3—4 2	0,1—1,8 0,8	3,80	7,60

делять значения  $v_p$  и  $v_s$  по плотности для слоев коры, если известен их состав.

Результаты изучения упругих свойств изверженных и метаморфических пород в условиях высоких давлений и температур позволяют прийти к следующим выводам.

1. Для свежих магматических пород при переходе от кислых (гранитов) к средним, основным и, наконец, ультраосновным наблюдается закономерное увеличение скорости упругих волн. Однако эта закономерность является лишь некоторой общей тенденцией и сопровождается довольно сильным разбросом данных измерений (рис. 12). Вследствие этого разброса породы близкого химического состава могут различаться по величине замеренной в них скорости на 0,5 км/с и более. Кроме того, породы разного химического состава могут обладать одинаковыми упругими свойствами. Отсюда следует, что определение химического состава магматических пород по значениям скорости, полученным при глубинном сейсмическом зондировании, — операция очень неточная.

2. Метаморфические процессы существенно влияют на величину скорости в породах. Прогрессивный метаморфизм приводит к увеличению скорости, а регрессивный снижает скорость в породе. Однако в разных по составу породах степень увеличения или уменьшения скорости в результате метаморфизма оказывается различной и не всегда поддающейся количественному учету.

Наиболее сильно влияет на изменение скорости вода, связанная в кристаллической решетке. Серпентинизация ультраосновных пород, амфиболизация пород основного состава, образование гидрослюд в средних и кислых породах в разной, но всегда в значительной степени снижает скорость.

3. Другим важнейшим фактором, влияющим на скорость, являются трещиноватость и пористость пород, которые, как установлено сверхглубоким бурением, распространены в земной коре по крайней мере до глубины 8 км. Падение скорости упругих волн только за счет увеличения пористости и трещиноватости может быть большим, чем, например, при переходе от пород основных к кислым.

4. На величину скорости в породе некоторое влияние оказывает температура. С ее увеличением скорость несколько снижается. Согласно эксперименту подъем температуры от 0 до 500 °С при-

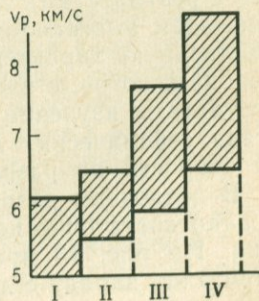


Рис. 12. Диапазон скорости в магматических породах различного состава (по Н. Б. Дортман): I — гранит; II — диорит; III — габбро, IV — гипербазит

водит к снижению скорости в кристаллических породах на 0,2—0,3 км/с. Отметим, что влияние температуры на изменение скорости в тех или иных конкретных типах пород исследовано слабо. Поскольку геологу при интерпретации ГСЗ земной коры придется иметь дело главным образом с породами, слагающими верхнюю часть коры, где температуры редко превышают 200—300 °С, температурная поправка составляет всего 0,1—0,2 км/с, т. е. может не приниматься во внимание.

5. Наличие разных факторов, влияющих на скорость распространения сейсмических волн (химического состава, характера метаморфических преобразований, трещиноватости и др.), сильно затрудняет определение вещественного (химического) состава пород по величине скорости, замеренной в земной коре. Попытки определить вещественный (химический) состав пород, основываясь только на преобладающих скоростях в том или ином слое земной коры, могут привести к крупным ошибкам.

### **СКОРОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ПО ДАННЫМ АКУСТИЧЕСКОГО КАРОТАЖА И ДЕТАЛЬНОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ**

Одним из важнейших результатов глубинного сейсмического зондирования земной коры является величина скорости упругих волн. Различают среднюю скорость в коре, пластовую или интервальную скорость в слое между двумя отражающими поверхностями и граничную скорость в зоне 1—2 км ниже преломляющей поверхности. Работы последних лет [108, 136] показали, что фиксировавшиеся ранее различия в значениях граничных и пластовых скоростей для одного слоя чаще всего обусловлены тем, что за головные преломленные волны (по которым определяется граничная скорость) принимались волны иной природы.

Наиболее объективной характеристикой свойств слоев земной коры по данным ГСЗ является величина пластовой (интервальной) скорости, дающая суммарное значение скорости для сейсмического слоя, мощность которого измеряется несколькими километрами. Между тем в пределах этого многокилометрового слоя обычно расположено огромное число пластов, различающихся по упругим свойствам. При сравнении замеренной пластовой скорости с результатами лабораторных измерений на образцах мы приписываем многокилометровому разрезу какую-то осредненную вещественную характеристику, не соответствующую тем реальным породам, которые входят в состав этого слоя. Чтобы использовать результаты изучения скорости на образцах для расшифровки состава сейсмических слоев, необходимо знать, как распределяются скорости по разрезу коры в реальных геологических средах.

В осадочном разрезе реальное распределение скоростей исследовано достаточно подробно на материале огромного числа скважин. На рис. 13 приведен пример использования акустического каротажа, наряду с другими методами, для целей расчленения ли-

тологического состава осадочного разреза. Пачки известняков и песчаников выделяются резким изменением скорости. Кроме того, заметны и колебания меньшего порядка, вызванные мелкой слоистостью внутри каждой пачки. Те же интервалы разреза фиксируются и другими геофизическими методами. Такая сложная (многоярусная) дифференциация пород по значению скорости характерна для осадочного разреза. В большинстве случаев сейсмической разведкой удастся выделить отдельные пачки и толщи разного литологического состава, различающиеся по скорости упругих волн. Более тонкое, измеряемое метрами чередование слоев сейсмическая разведка уже не фиксирует.

В кристаллических породах дифференциация разреза по скорости выражена слабее. Приведем наиболее интересные результаты изучения сейсмического разреза скважин, пробуренных в кристаллических породах. В США в горах Уинд-Ривер в докембрийских кристаллических породах (гранитогнейсы, очковые гнейсы, мигматиты) пробурена скважина глубиной более 2 км. Плотность пород колеблется в пределах  $2,58-2,77 \text{ г/см}^3$ . В скважине обнаружен резкий градиент увеличения скорости продольных волн в верхней части разреза: до глубины 460 м средняя интервальная скорость равна  $5,75 \text{ км/с}$ , а глубже она небольшими ступенями повышается до  $6,10 \text{ км/с}$ . Скорость в  $6,0 \text{ км/с}$  фиксирована на глубине 2 км. Характер изменения с глубиной скорости продольных волн в этой скважине хорошо согласуется с данными лабораторных измерений  $v_p$  под давлением в водонасыщенном граните [25].

Другая скважина (Филлипс № 1 Мэтой) глубиной 3814 м пробурена в 1955 г. в штате Оклахома (США) в однородной толще гранитов, содержащих включения диоритов и диабазов. Скорость

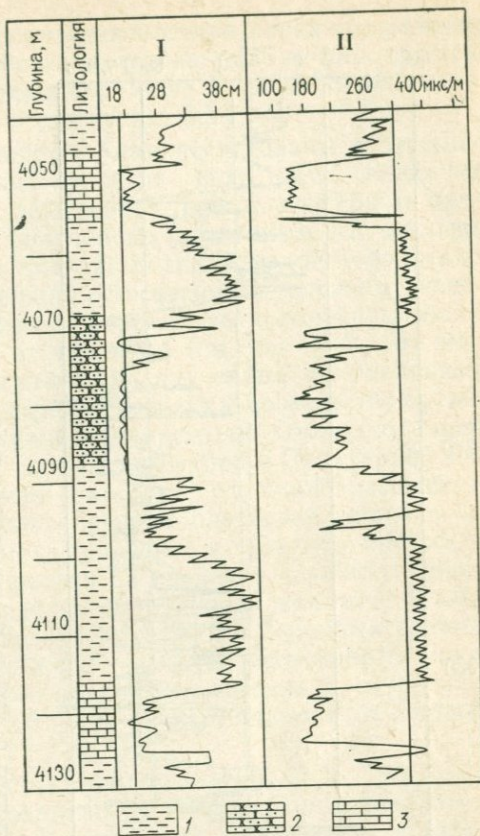
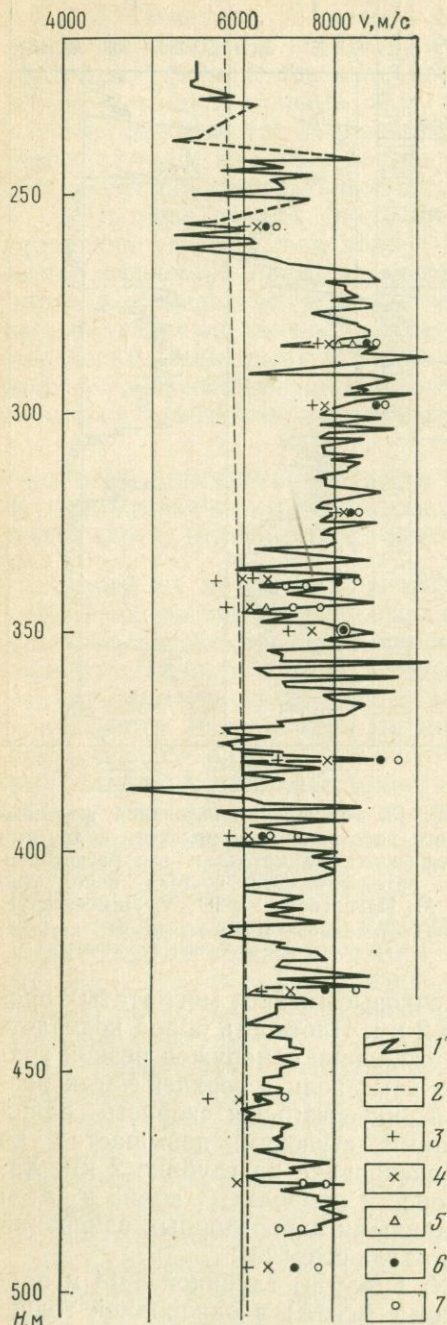


Рис. 13. Пример использования акустического каротажа в комплексе с другими геофизическими методами для расшифровки литологического состава пород (по В. М. Ильинскому и Ю. А. Лимберггеру): I — кавернограмма; II — акустический каротаж; 1 — аргиллит; 2 — песчаник; 3 — известняк



продольных волн с глубины 400 м и до забоя колеблется в узких пределах (6,0—6,2 км/с), не показывая заметного градиента.

На рис. 14 показан график изменения скорости продольных волн в скважине, пробуренной в архее Белорусского кристаллического массива Восточно-Европейской платформы. Глубина скважины 495 м. По породам архейского фундамента пройдено 275 м. Скважиной пересечены граниты, гранитогнейсы, гнейсы, диабазы, амфиболиты, кварциты, различные сланцы. Применялась методика непрерывного акустического каротажа с получением фазово-корреляционных диаграмм и выполнялись дискретные измерения с регистрацией волновых картин. Шаг дискретных измерений составлял 2 м. Как видно из рис. 14, кривая изменения скорости с глубиной имеет пилообразный вид с резкими колебаниями от 4,8 почти до 8,0 км/с. Отчетливо выделяются два типа изменения скорости: а) частые колебания, когда на протяжении первых метров скорость резко меняется, б) пачки, в пределах которых скорости в среднем повышены или понижены. Так, до глубины

Рис. 14. Кривая изменения с глубиной скорости продольных волн в скважине по данным акустического каротажа в архее Белорусского кристаллического массива (по В. Н. Балмашову и Н. Ф. Юхнину):

1 — по данным акустического каротажа; 2 — рассчитанная по годографам первых волн; 3—7 — значения скорости, измеренные на образцах при атмосферном давлении вквост (3) и вдоль (4) скорости, при насыщении водой (5) и при давлении  $2-4 \cdot 10^8$  Па вквост (6) и вдоль (7) слоистости

265 м прослежена относительно низкоскоростная пачка со средним значением скорости 5,9 км/с. Ниже до глубины 375 м фиксируется пачка со средней скоростью несколько более 7 км/с. Глубже и до забоя среднее значение скорости составляет 6,5 км/с.

Пересеченные скважиной породы были исследованы в отношении скорости прохождения в них упругих волн. Как видно из рис. 14, скорости в образцах, замеренные при атмосферном давлении, всегда ниже значений, полученных по данным АК для тех же глубин. Величины скорости для насыщенных водой пород мало меняются. Наиболее удовлетворяют естественным условиям экспериментально полученные значения скорости, если линейную часть кривых зависимости скорости от давления (см. рис. 6, 8, 10) экстраполировать к нулевому давлению. Полученные исправленные значения скорости при атмосферном давлении соответствуют породам, не имеющим микротрещинной пористости. Очевидно, именно в таких условиях залегают породы на глубине. Пунктирной линией показана кривая изменения скорости с глубиной, рассчитанная по годографам первых волн. Средняя пластовая скорость во всей толще, вскрытой скважиной, получается равной 6,0 км/с. Итак, мы видим, что если опираться на среднюю величину скорости, определенной сейсморазведкой, мы получаем величину 6 км/с и можем формально отождествлять этот слой с породами гранитного ряда. В действительности же в толще, пересеченной скважиной, встречаются породы самого различного состава, а скорости в некоторых из них достигают 8,0 км/с, т. е. отличаются от средней скорости на 2,0 км/с.

Характер изменения скорости продольных волн в Туймазинской скважине, вскрывшей отраденскую свиту архея в фундаменте Татарского свода Восточно-Европейской платформы, показан на рис. 15. Здесь так же, как и на рис. 14, отчетливо виден пилообразный характер кривой, указывающий на резкие колебания скорости, на небольших интервалах глубин.

Высокоточное измерение скорости упругих волн в конкретных разрезах земной коры имеет исключительное значение для целей геологической интерпретации ГСЗ. В первую очередь необходимо обратить внимание на то, что скорости упругих волн в естественном массиве гранитов оказываются значительно выше, чем в сухих образцах при измерениях в лабораторной обстановке. Значения скорости, замеренные в водонасыщенных образцах, лучше согласуются с природными данными.

Во-вторых, сколько-нибудь значительного роста скорости с глубиной не обнаружено. До глубин 3—4 км это подтверждено многими скважинами, а до глубины 8 км одной скважиной.

В-третьих, обнаруживается существенное различие в характере распределения скорости по разрезу в гранитах, с одной стороны, и в метаморфических породах, с другой. В преимущественно гранитных породах, минеральный состав которых более или менее однороден, скорость сейсмических волн почти постоянна. Иная

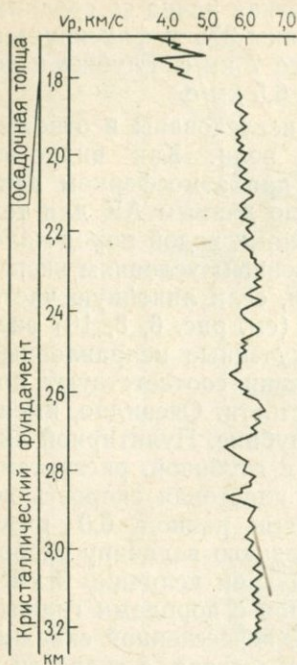


Рис. 15. Изменение скорости продольных волн в Туймазинской скважине, вскрывающей отрядническую толщу архея на Татарском своде Восточно-Европейской платформы (по Г. Г. Гогоненкову и др.)

ной коры, состоят, как правило, из тонкого чередования пород разного минерального состава. Упругие свойства каждого прослоя, толщина которого может измеряться метрами или даже десятками сантиметров, существенно различаются между собой. Следовательно, по данным ГСЗ сейсмическая характеристика разреза метаморфических пород является сильно осредненной. Эта интегральная величина скорости сильно отличается в ту или иную сторону от большинства конкретных пород, слагающих сейсмический слой. Отсюда следует, что, определяя по величине скорости вещественный (химический) состав пород, мы получаем некую среднестатистическую породу, которая всегда будет сильно отличаться от реальных пород, слагающих этот слой. Так, например, чередование прослоев, сложенных преимущественно кварцем и темноцветными минералами, т. е. пород кислого и основного состава, дает, если судить по суммарной величине скорости, какую-то мифическую породу среднего состава. Следовательно, метод ГСЗ не дает возможно-

картина в метаморфических породах. В них наблюдается пилообразный характер кривой изменения скорости с глубиной, вызванный частым чередованием пород разного минерального состава.

Отсутствие сколько-нибудь четко выраженного градиента увеличения скорости с глубиной, обнаруженное при акустических измерениях глубоких скважин, позволяет сделать чрезвычайно важный вывод о том, что гидростатическое давление не оказывает сколько-нибудь существенного значения на увеличение с глубиной скорости в породах, по крайней мере, в верхних 8 км кристаллической коры. Более того, на глубинах 4—8 км и глубже имеет место разуплотнение пород, вызванное увеличением их трещиноватости. Обратим внимание, что это явление обнаружено по данным бурения сверхглубоких скважин как в метаморфических, так и в осадочных породах (см. рис. 5).

Несмотря на то что к настоящему времени имеется всего лишь несколько скважин, вскрывших кристаллические породы на глубину 2—3 км и более, результаты их каротажа уже оказывают сильное влияние на наши представления о сейсмической расчлененности консолидированной коры. Метаморфические породы, которыми в подавляющем большинстве мест сложена верхняя часть консолидирован-

сти определять по величине замеренной скорости, какими конкретными породами сложен тот или иной мощный слой.

Положение усложняется еще тем, что во многих случаях метаморфические породы, слагающие разрез, состоят из чередования пачек (слоев) мощностью в сотни метров. Интегральная скорость каждого из этих слоев, в свою очередь, оказывается различной. При существующей детальности исследований методом ГСЗ такая более крупная ритмичность также будет пропущена. Лишь еще более мощный слой, толщина которого достигает километра, будет фиксирован сейсмическим зондированием.

Акустический каротаж в скважинах свидетельствует о сильной неоднородности упругих свойств консолидированной коры по вертикали, а специальные сейсморазведочные работы показывают, что такого же типа скоростные неоднородности существуют и в горизонтальном направлении. Характер изменения скорости в горизонтальном направлении в консолидированной коре основывается на данных о граничных скоростях, определенных способом интервальных граничных скоростей [102]. Интервальная граничная скорость определяется на малой базе. Минимальной базой (окном сглаживания) было расстояние в 100 м. Установлено, что с увеличением размеров базы (окна сглаживания) пределы изменения скорости заметно сокращаются (табл. 3).

На рис. 16 показана кривая изменения граничной скорости продольных волн на поверхности фундамента под толщей осадков. При минимальной базе кривая изменения граничной скорости оказывается сильно изрезанной (пилообразной), причем минимальные и максимальные ее значения находятся в пределах от 4,6 до 8,6 км/с. Если окно осреднения больше, то кривая граничной скорости оказывается уже более пологой. При определении  $v_r$  по способу разностного годографа с осреднением годографа прямой линией на больших базах (1—5 км) величина граничной скорости оказывается практически постоянной и в данном конкретном случае равна 5,7—5,9 км/с.

Таким образом, по мере уменьшения детальности сейсморазведочных работ горизонтальная дифференциация среды становится все меньше. Мы наблюдаем картину, аналогичную той, какая имела место при изучении физических свойств среды в вертикаль-

Таблица 3

Колебания скорости  
в зависимости от окна сглаживания

Окно сглаживания, м	Пределы изменения $v_r$ , км/с	Горизонтальные размеры выделяемых неоднородностей, м
100	4,8—7,0	200—600
300	5,0—6,4	700—1500
1000	5,55—6,0	2000

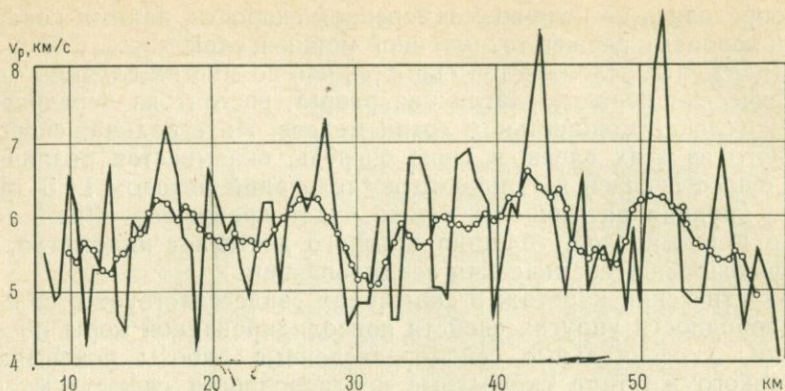


Рис. 16. Изменение граничной скорости поверхности фундамента по сейсмическому профилю при различном осреднении

ном направлении. Значит, мы можем сделать более общий вывод — метаморфические породы, слагающие верхнюю часть консолидированной коры, неоднородны по упругим свойствам как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях приблизительно в равной степени. Эта неоднородность наиболее резко проявляется на небольших базах (1—100 м). При уменьшении детальности сейсмических исследований (т. е. увеличении базы) амплитуда колебания скоростей упругих волн становится меньше, а при базах в несколько километров скорость оказывается почти постоянной.

В заключение необходимо обратить внимание на следующее обстоятельство, являющееся, по нашему мнению, важнейшим. Существует колоссальное различие между детальностью, с которой геолог изучает горные породы, и той осредненной сейсмической характеристикой среды, какую дает нам глубинное сейсмическое зондирование. В первом случае степень дифференциации геологического разреза измеряется метрами, во втором — километрами. Вследствие этого сильно затrudнено, а в некоторых случаях и вообще невозможно прямое сопоставление измерений на образцах или кривых акустического каротажа с данными ГСЗ. Преодоление этих различий в детальности материала должно идти двумя путями. Первый, наиболее перспективный путь — это увеличение детальности сейсмических работ: переход на более полные системы наблюдений, использование различных классов волн, учет динамики волн, позволяющий в некоторых случаях дифференцировать сейсмические границы и т. д.

Второй путь — научиться осреднять дифференцированный геологический разрез таким образом, чтобы приблизить его по степени расчлененности к сейсмической модели. Нужно отметить, что если сейсмологи с каждым годом делают все новые и новые шаги в отношении детализации своих работ, то геологи еще почти ничего не сделали с целью осреднения конкретных геологических

разрезов. Между тем такая работа крайне необходима и в первую очередь она должна проводиться на материале таких скважин, как Туймазинская, Миннибаевская, Кольская, где нам известны детальная сейсмическая характеристика среды, вещественный состав пород, их химический состав и угругие свойства. Необходимо вычислить средний химический состав, процентное содержание различных минералов, средние скорости при осреднении всех пород, входящих в пачки и толщи, размеры которых соизмеримы с сейсмическими слоями, определяемыми ГСЗ.

Но и тогда, когда такая работа будет проделана, все же останется значительная неопределенность при попытке определить вещественный (минеральный, химический) состав пород по замеренной в сейсмическом слое скорости, поскольку различные по составу породы могут характеризоваться одинаковыми значениями скорости.

Но если мы по величине скорости не можем определить вещественный состав пород, то это не означает, что проблема неразрешима.

В следующих главах мы попытаемся показать, что есть еще и другие пути. Они также косвенные, однако позволяют получить дополнительную информацию о породах, залегающих на глубинах, недоступных бурению. Весь комплекс сведений, включая различные сейсмические свойства среды, данные структурной и исторической геологии в конечном счете позволяют создать оптимальную геологическую модель земной коры.

### *Глава 3.*

## **ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ**

### **НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПЛАТФОРМ**

Древние (дорифейские) платформы занимают не менее половины площади нашей страны. Это огромные по размерам Восточно-Европейская и Сибирская платформы. Как свидетельствуют некоторые геологические и геофизические данные, большая часть Скифской и Туранской плит также имеют дорифейский фундамент [174]. Кроме того, значительные по размерам срединные массивы с дорифейским фундаментом известны в пределах Урало-Монгольского и Тихоокеанского складчатых поясов. Между тем сейсмическая расслоенность фундамента древних платформ изучена еще крайне слабо. Сейсмические исследования, поставленные в конце 50-х — начале 60-х гг. в Волго-Уральской области [45] и на Балтийском щите [80, 82], привели к представлению о том, что земная кора платформы ниже осадочного чехла состоит из нескольких сейсмических слоев, разделенных субгоризонтальными грани-

цами раздела. В качестве примера приведем профиль Кемь-Ухта, пересекающий значительный участок Балтийского щита. На профиле выше границы М выделены еще 4 сейсмические границы. Правда, авторы этого профиля писали, что уверенно прослеживаются лишь отражающие границы на глубине 10—15 км и раздел М, а выделение других границ обосновано слабо [80]. Однако эти предостережения часто забывались, и в литературе стало господствовать мнение, что кора древних платформ многослойна, причем с каждой следующей границей скорость возрастает. Эти представления были поколеблены только в начале 70-х гг., когда Н. И. Павленковой сначала на материале по Украинскому щиту [108], а затем и по данным, полученным на других платформенных территориях, было показано, что земная кора древней платформы состоит из трех различно построенных скоростных этажей.

По Н. И. Павленковой, наиболее устойчивыми границами в земной коре платформы являются границы  $K_1$  и  $K_2$ , разделяющие эти три этажа консолидированной коры. Граница  $K_1$  является подошвой верхнего слоя консолидированной коры платформ. Наиболее типичные значения граничной скорости вдоль нее составляют 6,4—6,5 км/с. Эта граница разделяет слои, различающиеся по упругим параметрам. Выше этой границы расположен высокоградиентный слой, в пределах которого с глубиной скорость в породах значительно возрастает (от 5,5 до 6,4—6,5 км/с). Ниже этой границы градиент увеличения скорости резко падает. Таким образом, второй слой консолидированной коры это, по существу, безградиентный слой. Более того, в пределах второго слоя часто имеет место некоторое снижение скорости. Весь слой или часть его ведет себя как волновод. Итак, граница  $K_1$  разделяет две среды, из которых верхняя градиентная, а нижняя — слабоградиентная или же зона снижения скорости. Указанные особенности слоев, разделенных границей  $K_1$ , определяют свойства этой границы. Головная преломленная волна фиксируется от нее далеко не всегда. И это понятно, поскольку ниже этой границы скорости могут быть понижены, а в таком случае головные преломленные рефрагированные волны не образуются. В то же время эта граница — хорошо отражающий горизонт. Заметим, что отраженная волна образуется от границы как с положительным, так и с отрицательным скачком скорости. Наконец, эта граница является наиболее устойчивой границей обмена волн в земной коре. На этом основании Н. К. Булин [18] выделил ее в качестве опорной границы обмена в коре (граница А). Напомним, что наиболее благоприятной обстановкой для возникновения обмена волн является раздел, на котором происходит резкое изменение скорости. Поскольку при регистрации обменных волн от удаленных землетрясений используются волны, приходящие снизу, становится понятным, почему именно эта граница является столь сильной границей обмена.

Граница  $K_2$  разделяет второй и третий слои консолидированной коры платформы. Выше нее расположен малоградиентный

слой, а ниже — слой с высокой скоростью (7,0 км/с и более и со значительной градиентностью). Особенностью границы является то, что в пределах щитов и плит платформ эта граница не может быть зафиксирована головными преломленными волнами. Головные волны от этой границы выпадают из первых вступлений на сейсмограммах. Это происходит по той причине, что выше этой границы расположена 20—30-километровая толща пород с относительно высокими скоростями (6,2—6,5 км/с). Поэтому преломленная волна от этой границы не выходит в первые вступления. Лишь в пределах глубоких платформенных впадин, где скорость в вышележащих слоях ниже (5,5 км/с), а граница эта относительно приподнята, головные преломленные волны прослеживаются в первых вступлениях.

О сейсмических свойствах границы  $K_2$  удастся судить лишь по отраженным и обменным волнам. В пределах древних платформ (Восточно-Европейской, Туранской) эта граница является отражающим горизонтом. Скорость в нижележащем (третьем) слое определена по разности отражений от границы  $K_2$  и раздела М. Характерной особенностью границы  $K_2$  является то, что ее рельеф обычно повторяет рельеф границы М.

Н. И. Павленкова обращает внимание, что на древних платформах с подошвой первого слоя консолидированной коры часто совпадают нижние кромки магнитных масс и нижние контакты плотностных неоднородностей в коре. Складывается впечатление, что лишь в пределах этого слоя существуют неоднородности, которые так или иначе проявляют себя в приповерхностных структурах. Второй (сверху) сейсмический слой коры древней платформы, по Н. И. Павленковой, составляет от одной трети до половины всей консолидированной коры. Подошва его расположена на глубине 25—30 км. Ему свойствен низкий градиент нарастания скорости с глубиной или снижение скорости (волновод). Породы, слагающие второй этаж коры платформ, характеризуются более высокой магнитной восприимчивостью, чем верхний этаж. Н. И. Павленкова считает, что на тех участках, где этот слой приближен к поверхности, т. е. имеет место приподнятое залегание границы  $K_1$ , наблюдаются региональные магнитные аномалии.

Третий (нижний) слой коры платформ характеризуется резко повышенными величинами пластовых скоростей (от 6,8 до 7,7 км/с), в среднем более 7,0 км/с. Некоторые особенности сейсмических волн от этого слоя позволяют предполагать, что он характеризуется значительным градиентом увеличения скорости с глубиной и тонкой расслоенностью. Волноводы в нем редки или отсутствуют.

Таким образом, выделенные Н. И. Павленковой три сейсмических этажа в коре древней платформы различаются между собой по двум параметрам: скорости и градиенту ее изменения с глубиной. Для геологической интерпретации второй параметр не менее важен, чем первый, поскольку позволяет сильно сузить вероятный

набор горных пород. Ниже приведены наиболее характерные градиенты изменения пластовых скоростей в коре платформ [136].

Глубина, км	Градиенты, с <sup>-1</sup>
0—10	0,015—0,20
10—20	0,00—0,01
20—30	0,01—0,03
30—50	0,02—0,10

Обратим внимание, что в средней части коры градиент изменения скорости почти в десять раз меньше, чем в верхней и нижней ее частях.

Новые представления о сейсмической расслоенности коры древних платформ заставляют с осторожностью относиться к сейсмическим разрезам, составленным ранее. Сейчас определенные сомнения вызывают известные особенности строения коры древних платформ, такие как наличие в коре многих преломляющих границ, субгоризонтальные положения всех границ, закономерное (от границы к границе) скачкообразное увеличение скорости с глубиной. Поскольку многие составленные ранее сейсмические разрезы коры нуждаются в пересмотре, мы ниже ограничимся лишь некоторыми примерами, обратив главное внимание на сейсмическую расслоенность верхних 10—15 км коры.

Проведенные в последние 10 лет сейсморазведочные работы методом отраженных волн показали принципиальную возможность детального расчленения верхней части земной коры щитов древних платформ. Такие работы проведены в различных структурных зонах Балтийского щита [81, 82, 83] и в меньшей степени на Украинском щите [141].

## СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Из всех древних платформ на нашей планете земная кора Восточно-Европейской платформы изучена наиболее подробно, что позволяет нам ограничиться рассмотрением только этой платформы.

Первые детальные исследования земной коры, поставленные в конце 50-х гг. Ю. Н. Годиным на востоке платформы [45], а также исследования И. В. Литвиненко [80] на Балтийском щите выявили многослойную земную кору с закономерным увеличением скорости от слоя к слою. Как отмечалось выше, последующие теоретические работы существенно изменили представления о природе волн, возбужденных в ГСЗ, и соответственно изменились представления о сейсмической модели коры. Эволюция взглядов наглядно показана на рис. 17, где даны три варианта интерпретации одного и того же участка сейсмического профиля, пересекающего Восточно-Европейскую платформу с юга на север. С. С. Чамов показал на профиле значительное число субгоризонтальных границ. Н. И. Павленкова считает выделение этих границ необосно-

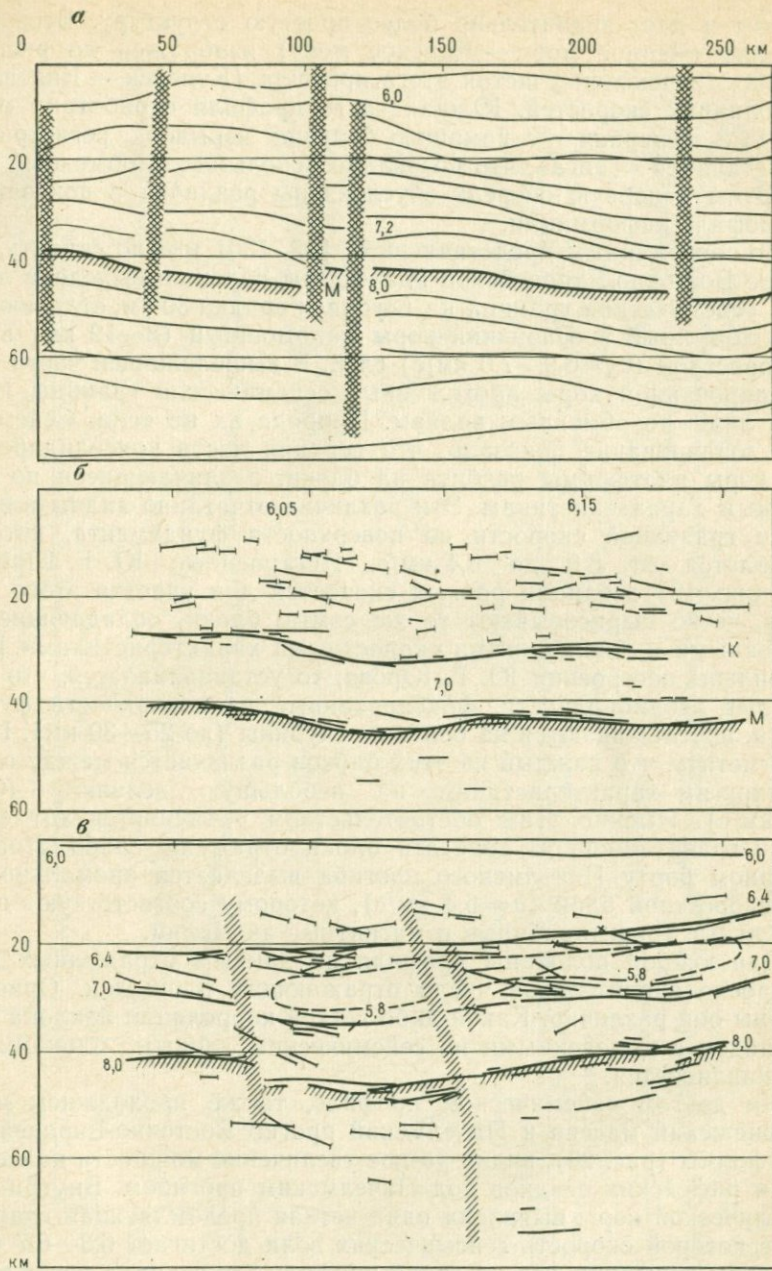


Рис. 17. Сейсмический разрез земной коры Воронежского щита в различной интерпретации:

*a* — по С. С. Чамо (приводятся условные отражающие горизонты и величины пластовых скоростей (км/с) между ними); *б* — по Ю. Г. Юрову (границы К и М проведены по сгущению отражающих площадок, ограничивающих слои со скоростью 7,0—8,0 км/с); *в* — по Н. И. Павленковой, С. Н. Ковонковой (в изолиниях скоростей, км/с)

ваным и дает значительно более простую структуру. Весь этот профиль (Черное море — Карское море) изображен на рис. 18. На рис. 19 показан участок этого профиля (Купенск — Кинешма) в изолиниях скоростей. Южная часть профиля отработана методом ГСЗ, северная — с помощью больших взрывов, регистрируемых станцией «Тайга», что позволило использовать обменные волны. Этим в первую очередь обусловлены различия в показанной на профиле информации.

По современным представлениям [62, 136] можно считать, что в коре Восточно-Европейской платформы надежно выделена лишь одна сейсмическая граница на глубине порядка 30 км, отделяющая расположенный в основании коры маломощный (8—12 км) высокоскоростной ( $v_p = 6,9—7,0$  км/с) слой. В вышележащей части консолидированной коры протяженные сейсмические границы получены лишь по обменным волнам. Природа их не ясна. Сейсмическое зондирование показало, что верхняя часть консолидированной коры платформы разбита на блоки, различающиеся по скоростным характеристикам. Эти различия отчетливо видны в изменении граничной скорости на поверхности фундамента, которая колеблется от 6,0 до 6,4 км/с. Построенные Ю. Г. Юровым (см. рис. 19) изолинии равных скоростей для участка этого профиля, четко вырисовывают те же самые блоки, обладающие повышенными и пониженными скоростными характеристиками. Если правильны построения Ю. Г. Юрова, то устанавливается, что скоростные неоднородности, фиксированные на поверхности фундамента, прослеживаются на большие глубины (до 25—30 км). Нужно отметить, что каждый из этих блоков различается между собой по упругим характеристикам на небольшую величину (0,1—0,2 км/с). Именно этим обстоятельством объясняется тот факт, что в гравитационном поле эти блоки отражены слабо. Лишь в северном борту Пачелмского прогиба выделяется аномально высокоскоростной блок ( $v = 6,4$  км/с), которому соответствуют положительные гравитационные и магнитные аномалии.

Для южной половины профиля по данным отраженных волн построено значительное число отражающих площадок. Ориентированы они различно. Какой-либо четкой корреляции наклона этих площадок с выделенными по сейсмическим данным блоками не устанавливается.

На другом сейсмическом профиле, также проходящем через Воронежский массив и Пачелмский прогиб Восточно-Европейской платформы (рис. 20), видно резкое увеличение мощности палеозойских и рифейских осадков под Пачелмским прогибом. Внутри кристаллической коры выявлена одна четкая преломляющая граница, ниже которой скорость сейсмических волн достигает 6,3—6,7 км/с. Обратим внимание, что по линии профиля эта граница почти точно повторяет рельеф фундамента. Это указывает на структурную природу этой границы. До образования Пачелмского прогиба верхний слой кристаллической коры залегал примерно горизонтально, а затем в зоне Пачелмского прогиба был опущен и сверху перекрыт осадками.

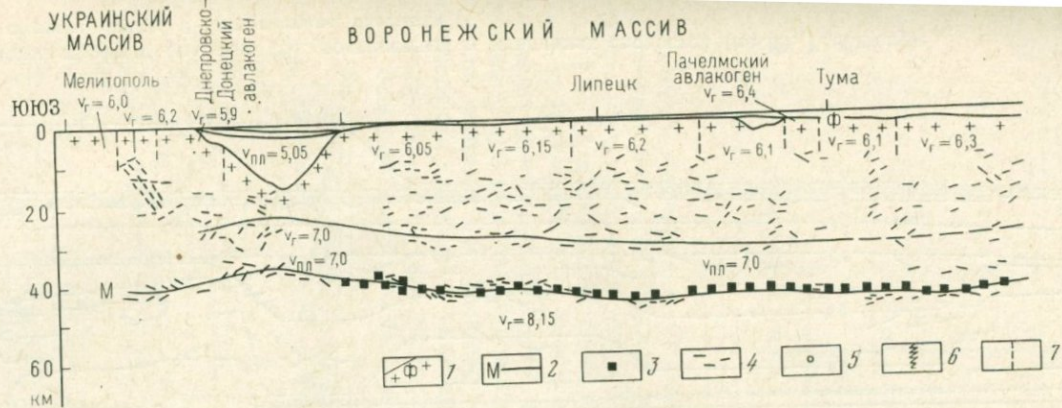


Рис. 18. Сейсмический разрез земной коры Черное море — Карское море:  
 1 — поверхность фундамента; 2 — поверхность М; 3 — глубины до поверхности М по данным преломленных волн; 4 — отражающие площадки; 5 — глубины, определенные по обменным волнам; 6 — зоны нарушений; 7 — контакты пород с различной скоростью распространения волн

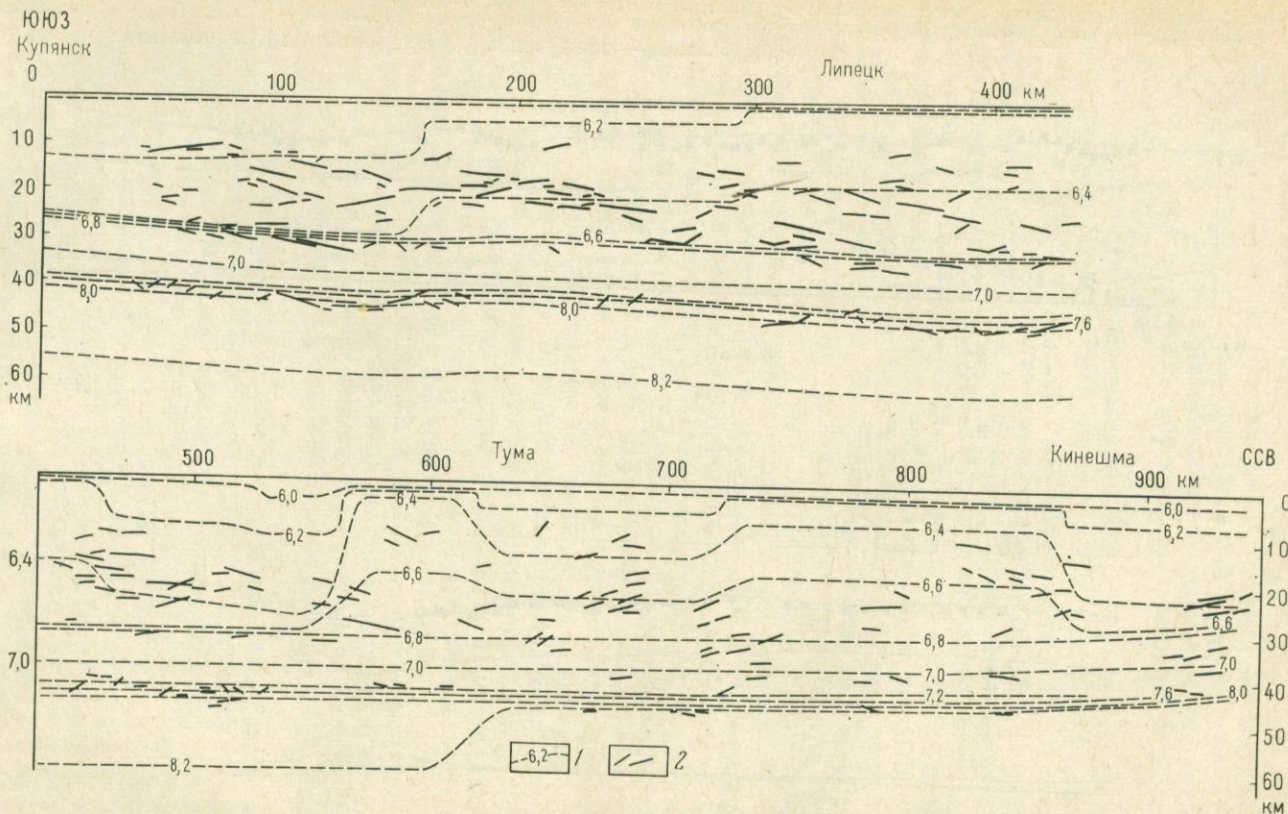
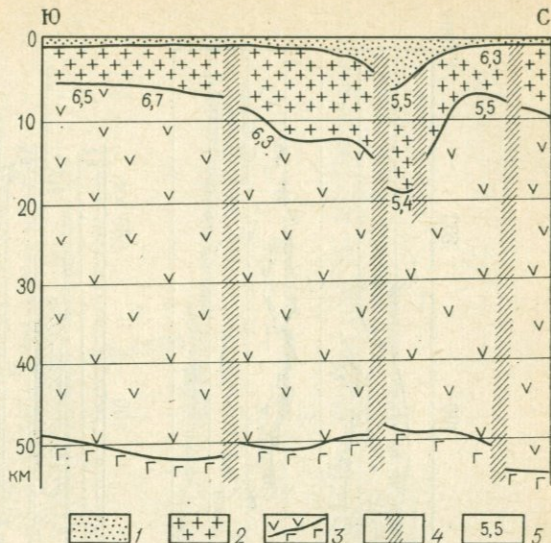


Рис. 19. Участок профиля (см. рис. 18), построенный в изолиниях скоростей (по Ю. Г. Юрову):  
1 — изолинии скорости (км/с); 2 — отражающие площадки

Рис. 20. Сейсмический профиль через Пачелмский прогиб Восточно-Европейской платформы:

1 — рифейские и палеозойские складки; 2 — кристаллический фундамент; 3 — сейсмические границы; 4 — глубинные разломы; 5 — граничная скорость (км/с)



Анализ материалов буровых скважин, вскрывших фундамент восточных районов Русской плиты, показал, что верхнюю часть кристаллической коры составляет верхнеархейский комплекс пород [12]. Он образует слой мощностью около 10 км, в котором гнейсы и амфиболиты смяты в крупные пологие складки с почти горизонтальным положением зеркала складчатости (рис. 21). Подошва этого верхнеархейского комплекса, оцененная по геологическим данным (по мощности пород), совпадает с одной из сейсмических границ, что указывает на ее структурную природу. Поскольку зеркало складчатости расположено субгоризонтально, есть основания допускать, что сейсмическая граница, расположен-

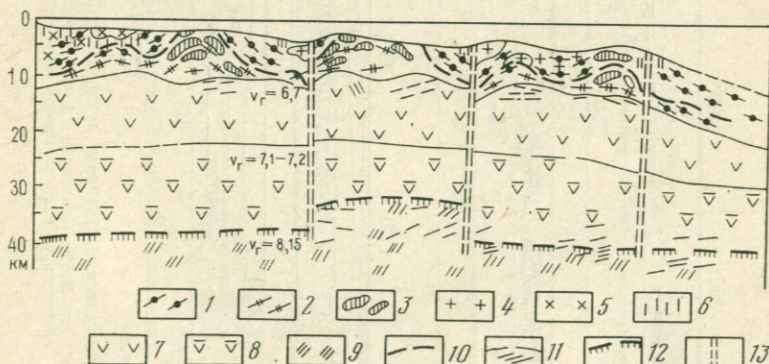


Рис. 21. Геолого-геофизический профиль Черемшан — Уральск (по С. В. Богдановой и др.):

1 — большечеремшанская толща архея; 2 — отрядническая толща архея; 3 — анортозиты; 4 — гранитоиды гранулитовой фации; 5 — гранитоиды амфиболитовой фации; 6 — диафторические изменения; 7—8 — «базальтовый» слой; 9 — мантия; 10 — структурно-стратиграфические границы; 11 — сейсмические площадки; 12 — граница М; 13 — разломы

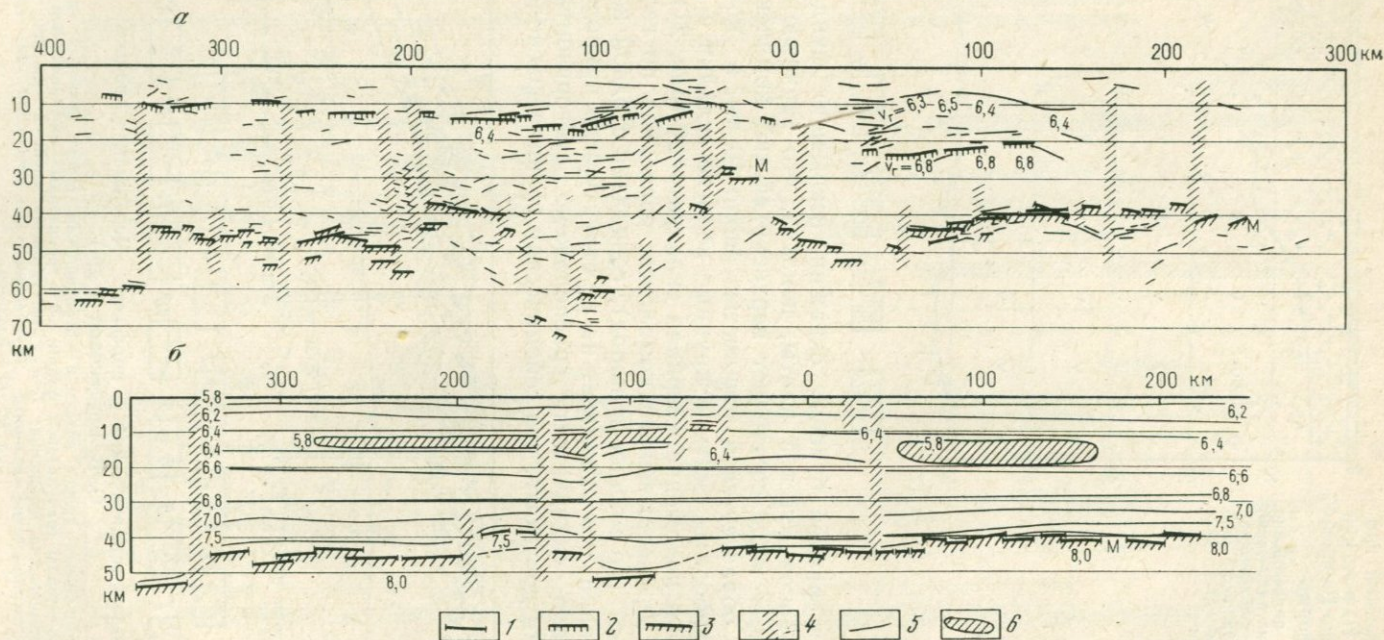


Рис. 22. Сейсмические разрезы земной коры Украинского щита по профилю Кировоград — Днепропетровск: *а* — в интерпретации В. Б. Соллогуба, А. А. Трипольского; *б* — скоростной разрез в интерпретации Н. И. Павленковой; 1 — отражающие площадки; 2 — поверхность «базальтового» слоя; 3 — граница М; 4 — нарушения; 5 — изолинии скорости (км/с); 6 — зоны инверсии скорости

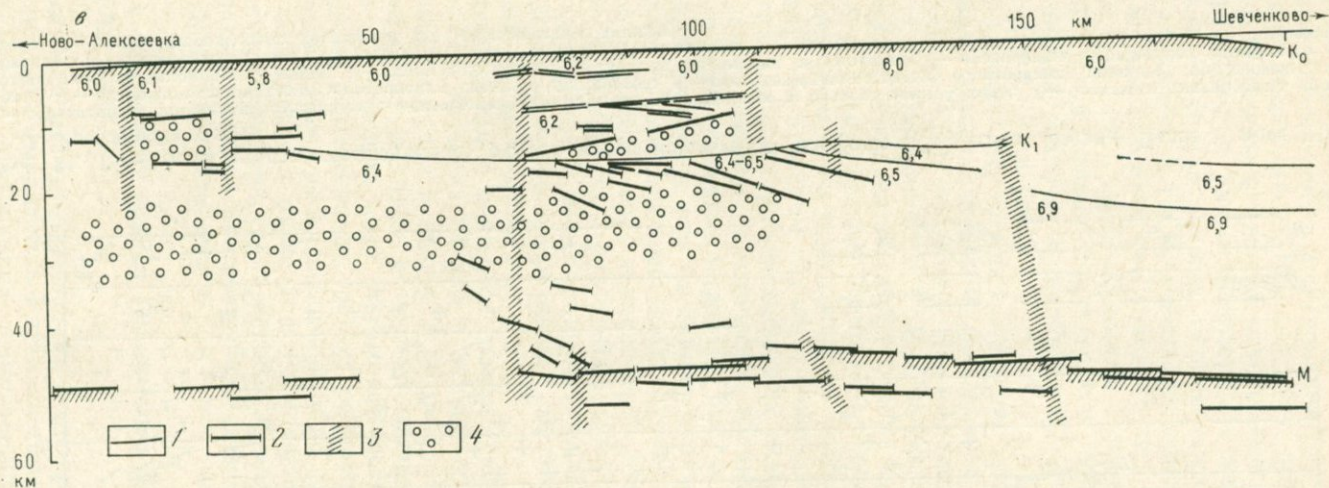


Рис. 23. Сейсмический разрез Украинского щита по профилю Ново-Алексеевка — Шевченко (по Н. И. Павленковой и Т. В. Смелянской):  
 1 — преломляющие границы; 2 — отражающие площадки; 3 — глубинные разломы; 4 — зоны инверсии скорости

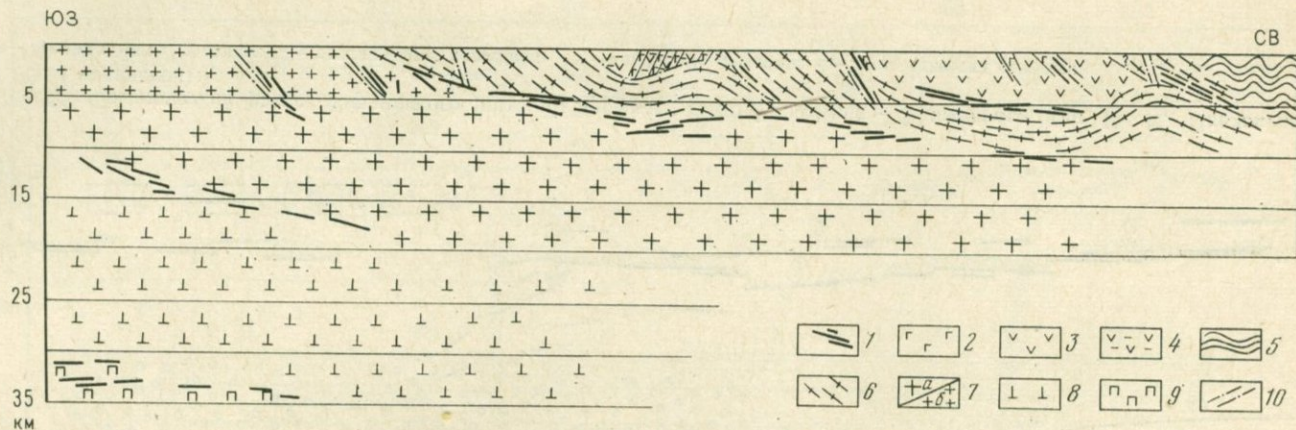


Рис. 24. Глубинный геолого-геофизический разрез по региональному профилю Онежское озеро — Белое море (по С. А. Анкудинову и др.):

1 — отражающие площадки, связанные с основными сейсмическими границами в разрезе земной коры; 2 — базиты и гипербазиты протерозоя; 3 — осадочно-вулканогенные образования среднего протерозоя; 4 — осадочно-вулканогенные образования нижнего протерозоя; 5 — толщи гнейсов беломорской серии; 6 — гранито-гнейсовый фундамент беломорид и карелид; 7 — древнейшие образования архейского основания: а — непереработанные, б — переработанные и гранитизированные; 8 — гранулитобазитовый слой земной коры; 9 — подкорковый слой; 10 — зоны тектонических нарушений по сейсмическим данным

ная на глубинах 8—12 км, отвечает контакту верхнеархейских и катаархейского складчатых комплексов.

Детальные сейсмические исследования, поставленные на ряде участков Украинского щита [106, 141, 170], показывают надежное совпадение сейсмических границ с отдельными складчатыми структурами в фундаменте. Так, в Белозерском железорудном районе геологическая структура хорошо «вписывается» в структуру сейсмического горизонта, а также совпадают основные разрывные нарушения. Первый сейсмический горизонт на профиле Таганрог — Кировоград (рис. 22), пересекающем в широтном направлении Украинский щит в районе Верховецкого синклинория, является нижней границей осадочно-вулканогенного комплекса, достигающего мощности 4—5 км [141].

Подтверждением структурной природы некоторых сейсмических границ в кристаллическом фундаменте Украинского щита служит профиль ГСЗ по линии Ново-Алексеевка — Шевченково (рис. 23). Н. И. Павленкова и Т. В. Смелянская [109] обращают внимание на то, что сейсмический горизонт  $K_1$  с граничными скоростями 6,4—6,5 км/с срезает антиклинальную структуру, фиксируемую более короткими отражающими площадками. Они приходят к выводу, что в данном случае горизонт  $K_1$  — это поверхность размыва, граница двух разновозрастных складчатых комплексов.

Структурное значение сейсмических границ в верхней части Балтийского щита наглядно видно на рис. 24. Авторы этого профиля пришли к выводу, что глубинная отражающая граница типа А фиксирует юго-западный борт крупнейшего прогиба с осевой частью в Белом море, являющегося древнейшей геосинклиналью, что указывает на структурное значение этой границы. Более высокая граница Б имеет явно структурное значение. Она отвечает подошве осадочно-эффузивных образований, заполняющих синклинорий Ветреного пояса.

Приведенные выше пока еще немногочисленные данные о соответствии сейсмических границ в земной коре щитов контактам пород разного состава и возраста не оставляют сомнений в том, что сейсмическим методом возможно изучение их внутренней структуры. Слагающие кору метаморфические комплексы, образовавшиеся из различных по составу осадочных и магматических пород, обычно существенно различаются по составу и потому фиксируются сейсмической разведкой. Расчленение внутренней геологической структуры кристаллического фундамента Балтийского щита видно на примере рассмотренного ниже Печенгского среднепротерозойского синклинория.

### **Природа сейсмических границ Печенгского синклинория Балтийского щита**

Возможности метода отраженных волн при расшифровке внутренней структуры фундамента Балтийского щита покажем на примере Печенгского синклинория, пересеченного значительным чис-

лом сейсмических профилей [24]. Геологической интерпретации сейсмических данных предшествовала трудоемкая работа по геологическому картированию этого синклинория [121]. В результате была составлена геологическая схема (рис. 25), позволяющая построить серию геологических профилей до глубины 10—25 км.

Печенгский синклинорий имеет форму асимметричной мульды, вытянутой в северо-западном направлении. Его пологое северное крыло отделяется Порьиташским разломом от южного, запрокинутого на юго-запад. По этому разлому южное крыло вздернуто и надвинуто. Синклинорий сложен четырьмя вулканогенными породами основного, в меньшей степени среднего, состава, разделенными маломощными (за исключением четвертой) осадочными толщами. Породы северного крыла падают в южных румбах под углом 40—50° (см. рис. 25). Простираения пород согласуются с границами Печенгского синклинория, что говорит о их трансгрессивном залегании на подстилающем архейском гранитно-гнейсовом фундаменте. На юго-восточном окончании синклинория (район горы Кучин-Тундра) расположен массив среднепротерозойских гранитоидов. На северо-западном окончании синклинория происходит выклинивание верхних горизонтов разреза и переклинивание замыкание нижних.

Южное крыло синклинория образует крутопадающую моноклиналь в обратных (юго-западных) румбах. Углы падения составляют в среднем 60—80°. Породы южного крыла прорываются тремя гранитоидными массивами, не нарушающими, однако, его строения. Наблюдается выклинивание южного крыла к флангам, но вследствие крутых падений выраженное менее резко, чем в северном крыле.

По геологическим материалам построено несколько геологических разрезов вкрест простираения синклинория, дающих представление о его глубинном строении. Два из них, приведенные на рис. 26, построены с использованием данных сейсморазведки методом отраженных волн [83].

Начнем с разреза I—I (см. рис. 26, а), наиболее полно иллюстрирующего глубинную структуру Печенгского синклинория. Линия разреза проходит в северо-восточном направлении вкрест его простираения. Синклинорий по данному разрезу выглядит в виде относительно простой по строению запрокинутой на юг синклинали. Северное крыло постепенно погружается на глубину. В зоне Луотинского разлома породы испытывают небольшой перегиб, переходящий вверх по разлому в складку, ярко выраженную в четвертой вулканогенной толще. Юго-западнее происходит резкое погружение подошвы печенгской серии на глубину 20 км и замыкание ее в ядро складки. На южном крыле видно практически вертикальное воздымание пород и ближе к дневной поверхности запрокидывание их на юг.

Вдоль рассматриваемого профиля ранее были проведены сейсмические наблюдения методом отраженных волн [83]. Обратим внимание, что отражающие площадки хорошо вписываются в об-

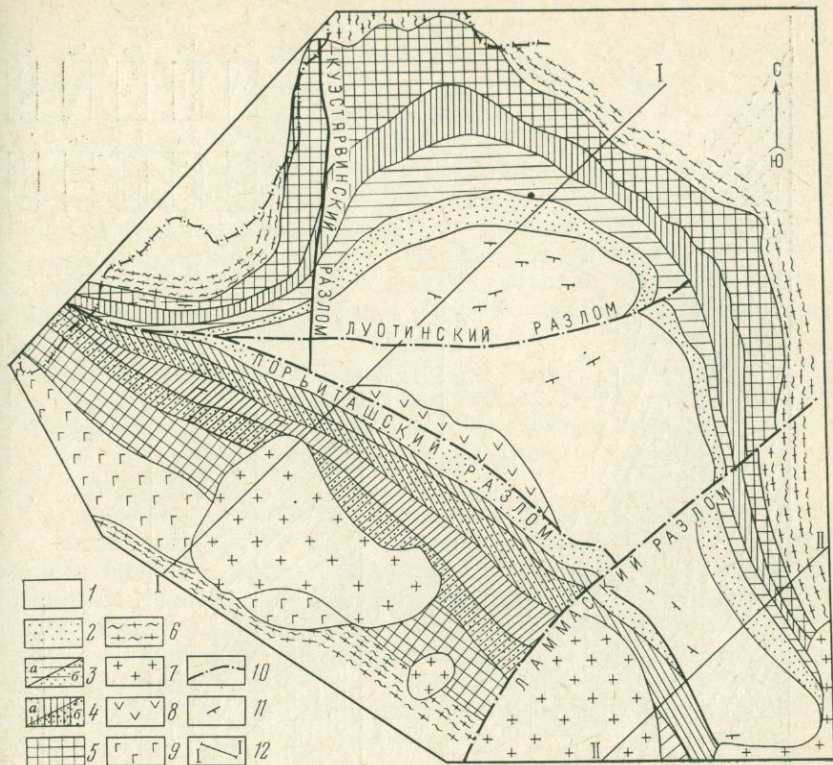


Рис. 25. Геологическая схема Печенгского синклиория:

1 — четвертая вулканогенная толща; 2 — четвертая осадочная толща; 3 — третья толща: а — вулканогенная, б — осадочная; 4 — вторая толща: а — вулканогенная, б — осадочная; 5 — первая толща; 6 — архейский гранито-гнейсовый фундамент; 7 — граниты; 8 — андезитовые порфириты; 9 — основные интрузии; 10 — главные разрывные нарушения; 11 — угол падения; 12 — линии геологических разрезов (см. рис. 26)

шую структуру разреза, построенного по геологическим материалам. Таким образом, данные геофизики согласуются с геологическими построениями.

Амплитуда перемещения по разлому, судя по величине смещения четвертой осадочной толщи, составляет 5—8 км, постепенно уменьшаясь на глубину. Порьиташский разлом выполаживается на глубинах 8—10 км, что устанавливается по серии отражающих площадок.

Гранитоидный массив на данном разрезе показан как бескорневая структура, в виде зоны гранитизации мощностью 2—3 км. Такая интерпретация принята в соответствии со взглядами О. С. Белоглазовой, И. В. Литвиненко и др. [83]. Эти авторы показали, что в гранитоидных массивах отсутствуют отражающие площадки, а площадки, лежащие под гранитным массивом, четко совпадают с элементами залегания пород. Отсюда следует, что

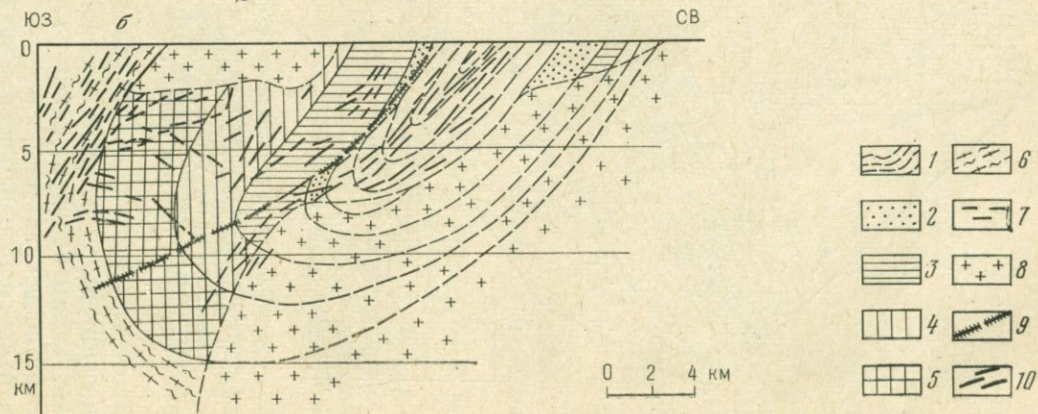
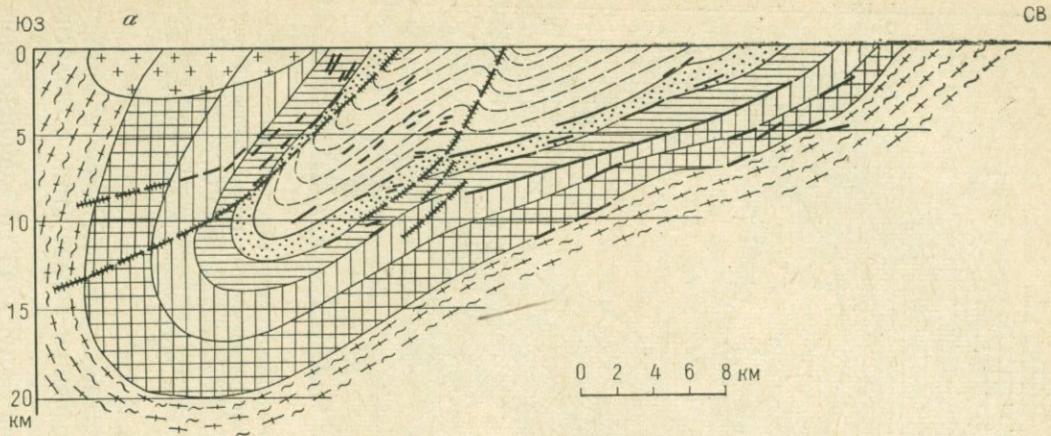
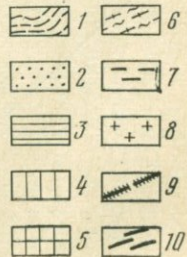


Рис. 26. Геолого-геофизические разрезы I—I (а) и II—II (б): 1—четвертая вулканогенная толща; 2—четвертая осадочная толща; 3—третья толща; 4—вторая толща; 5—первая толща; 6—архейский фундамент; 7—зоны гранитизации; 8—интрузия метаандезитовых порфиритов; 9—главные разрывные нарушения; 10—отражающие площадки



гранитизация захватила лишь приповерхностные части коры и является наложенной, скорее всего метасоматической.

Рассмотрим разрез II—II (см. рис. 26, б), также построенный с учетом сейсморазведочных данных. Общая структура осталась прежней. Как и на предыдущем разрезе, читатель видит синклиналь, запрокинутую на юг. Обратимся к интерпретации отражающих площадок. Крайняя северо-восточная серия отражающих площадок совпадает с ядром синклинория. По-видимому, она трассирует серию крутопадающих разрывных нарушений. Отсутствие площадок в нижней части разреза северного крыла (глубже 7 км) можно объяснить гранитизацией, которая, судя по огромной площади гранитоидного массива горы Кучин-Тундра, имела здесь широкое развитие и значительную мощность. Серия площадок в центральной части разреза (в породах южного крыла), несогласных с общей структурой, можно расшифровать как серию продольных дизъюнктивных нарушений, параллельных поверхности надвига, или как границы внутренних зон гранитизации. Этот вопрос остался открытым.

На основании рассмотренных выше геологических профилей были составлены структурные схемы в изолиниях по некоторым наиболее важным стратиграфическим контактам. Наиболее полную глубинную структуру Печенгского синклинория передает схема по подошве печенгской серии (рис. 27). На схеме показаны линии пересечения подошвы печенгской серии с поверхностью Порьнташского, Ломаского и Луотинского разломов, контуры синклинория на поверхности (установленные и предполагаемые), линия максимальных глубин синклинория.

Самая глубокая часть структуры, являющаяся ядром синклинория, ограничена изогипсами 16—24 км. Это вытянутая овальная мульда. Асимметрия ее выражена значительно слабее, чем в верхних горизонтах синклинория. В северо-западной части схемы изогипсы разрежены, что говорит о более пологом залегании подошвы, обусловленном влиянием Луотинского разлома, который является внутренним уступом, не прослеживаемым на глубину. Амплитуда его горизонтального смещения определяется в пределах 1 км, вертикального — 2 км.

Для того чтобы сравнить наши построения с опубликованными ранее результатами обобщения сейсмических профилей, приведенных в работе [83], построена схема по подошве четвертой осадочной толщи до ее пересечения Порьнташским разломом (рис. 28)\*. Общий рисунок Печенгской структуры сохранился. По этому горизонту излом стратоизогипс в районе Луотинского разлома вы-

\* Оговорим, что изолиния 5 км на рис. 28, показывающая максимальную глубину подошвы серии в районе Луотинского разлома, проведена неверно. На изображенном в той же работе геолого-геофизическом профиле глубины не 5, а 6 км, что соответствует и нашим построениям. Изолинии 2 и 4 км [83] примерно совпадают с нашими построениями. Глубже 6 км В. В. Верба, И. В. Литвиненко и др. не строили изолиний, поэтому наиболее глубокая осевая часть синклинория на их схеме не показана.

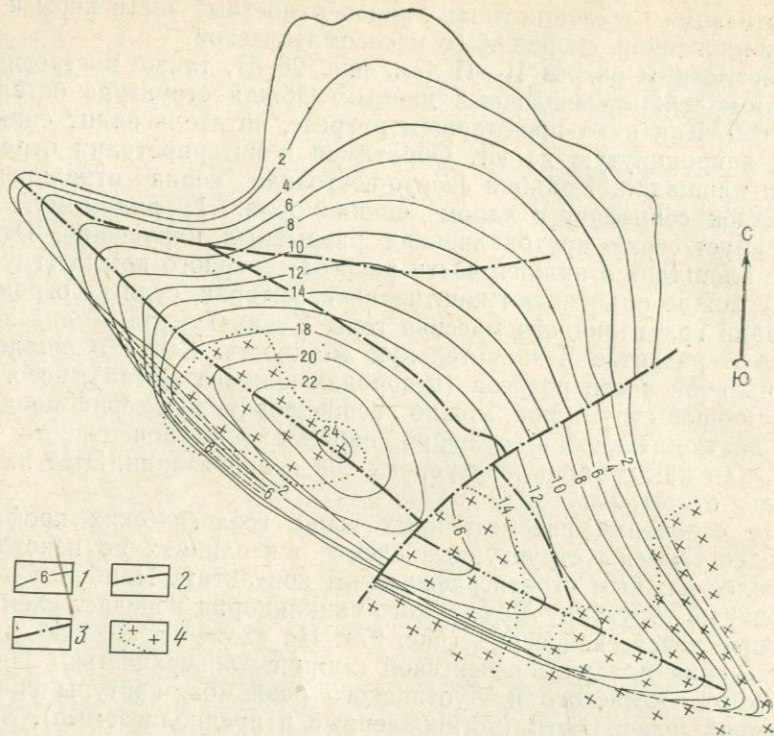


Рис. 27. Схема изоглубин подошвы печенгской серии:

1 — изоглинии; 2 — линия максимальных глубин; 3 — пересечения разрывных нарушений с дневной поверхностью; 4 — контуры гранитоидов на дневной поверхности

ражен слабее, следовательно, южная мульда по подошве четвертой осадочной толщи практически редуцирована. Осевая часть прогиба, как и на предыдущей схеме, выглядит в виде вытянутой асимметричной мульды с крутым южным и пологим северным бортами.

Анализ глубинной структуры Печенгского синклиория, проведенный путем построения геолого-геофизических профилей и структурных схем, позволил сделать выводы о природе отражающих сейсмических границ. Во-первых, сейсмические границы, построенные по отраженным волнам, приурочены к геологическим границам, разделяющим толщи, отличающиеся по составу и физическим свойствам. В данном районе такими контактами являются границы основных и средних эффузивов (порфиритов, спилитов, диабазов и т. д.) с осадочными породами карбонатного, глинистого и аркозового состава. В качестве конкретных примеров можно привести контакты между первой вулканогенной и осадочной толщами, контакт между второй вулканогенной и осадочной толщами, контакт между третьей вулканогенной и осадочной толщами. В последнем случае сейсмическая граница отличается большой

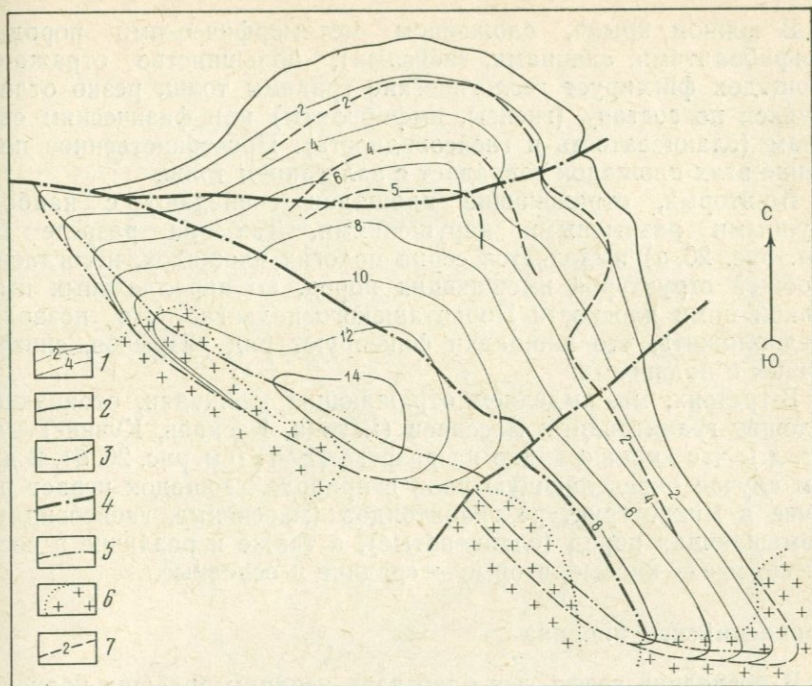


Рис. 28. Схема стратизоигипс по подошве четвертой осадочной толщи: 1 — стратизоигипс; 2 — выходы подошвы четвертой осадочной толщи на поверхность; 3 — линия максимальных глубин подошвы четвертой осадочной толщи; 4 — пересечения разрывных нарушений с дневной поверхностью; 5 — пересечение подошвы четвертой осадочной толщи с надвигом; 6 — зоны гранитизации; 7 — изолинии подошвы четвертой осадочной толщи

протяженностью и непрерывностью, что говорит о непрерывности третьей осадочной толщи.

В четвертой осадочной толще расположен ряд отражающих сейсмических границ (см. рис. 26), идущих по ее кровле, подошве и внутри нее. Такая картина является следствием литологической неоднородности толщи — хотя она и осадочная (состоит из филлитов, аргиллитов, песчаников, конгломератов, линз известняков), но в ней имеются многочисленные стратиформные тела диабазов, ультраосновных и основных пород, вследствие чего упругие свойства толщи изменчивы (см. рис. 26). Контакты вулканогенных пород с осадочными разностями, где резко меняются физические свойства, служат экранами для отраженных волн, что и выражается на разрезе в виде прерывистых сейсмических площадок. Такая же картина и в четвертой вулканогенной толще. В ней имеются многочисленные прослои туфогенных пород, которые по физическим свойствам отличаются от основной массы пород (спиллитовых базальтов и пикритовых порфиритов) и на контактах с ними дают отражения. При наличии складок в четвертой толще отражающие площадки бывают разноориентированными, подчеркивающими ее внутреннюю структуру.

В южном крыле, сложенном метаморфическими породами (амфиболитами, сланцами, гнейсами), большинство отражающих площадок фиксирует геологические границы толщ, резко отличающихся по составу (гнейсы, амфиболиты) или физическим свойствам (сланцеватость и гнейсовидность). Пространственное положение этих площадок совпадает с залеганием толщ.

Во-вторых, отражающие площадки совпадают с наиболее крупными разрывными нарушениями. Так, на разрезе I—I (см. рис. 26, а) выделяется серия пологих площадок, несогласных с общей структурой вмещающих пород, но параллельных выделенной нами плоскости Порыташского надвига. Это позволяет предположить, что площадки фиксируют ряд разрывов, сингенетичных с надвигами.

В-третьих, мы выделяем отражающие площадки, отбивающие подошву гранитоидных массивов (Шуони, Каскаль, Кучин-Тундра и т. д.), что хорошо видно на разрезе II—II (см. рис. 26, б). В данном случае определяющую роль в природе площадок играет различие в микроструктуре гранитоидов (массивные, гнейсовидные) и вмещающих пород (сланцеватые), а также и различие в составе: первые — кислые, вторые — средние и основные.

### Прикаспийская впадина

В последние десять лет благодаря усилиям больших коллективов геофизиков удалось достаточно детально и в геологическом отношении чрезвычайно информативно изучить сейсмическими методами земную кору грандиозных по глубине и размерам Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадин. На их примере читатель легко увидит те огромные возможности, которые заложены в методе ГСЗ (в его различных модификациях) для расшифровки глубинной структуры. На материале по этим впадинам удобно рассмотреть принципы геологической интерпретации сейсмических исследований коры. Кроме того, анализ их глубинного строения в сравнении с непрогибавшимися участками коры платформ позволяет уверенно искать глубинный механизм образования этого типа структур.

По своей форме Прикаспийская впадина — это огромная чаша диаметром 800 км и глубиной до 23 км. На основании сейсмических и других геофизических работ, выполненных по 1976 г. включительно, М. И. Разинковой составлена схема изоглубин подошвы осадочного слоя этой впадины (рис. 29). Прикаспийская впадина имеет овальную форму и строение ее несимметрично относительно бортов. Южный, западный и северный борта отличаются малой глубиной до фундамента, восточный же как бы раскрыт в сторону Урала. Характерными геофизическими зонами впадины являются крупные Аралсорский и Хобдинский гравитационные максимумы, которым соответствуют наиболее прогнутые участки по поверхности фундамента. В пределах впадины и ее обрамления выполнено несколько тысяч километров сейсмических профилей ме-



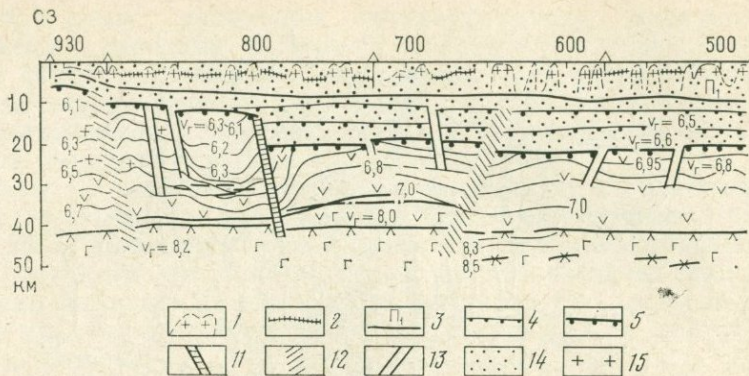


Рис. 30. Геолого-геофизический разрез по профилю Челкар-Волгоград (по В. А. Циммеру):

1 — соляные купола; 2 — преломляющий горизонт в надсолевых отложениях ( $v_r=4,5-5,0$  км/с); 3 — отражающий горизонт  $\Pi_1$  (кровля подсолевых отложений). Преломляющие сейсмические глубинные границы: 4 — в подсолевых отложениях (предположительно кровля карбонатных пластов нижнего палеозоя); 5 — поверхность консолидированной коры; 6 —

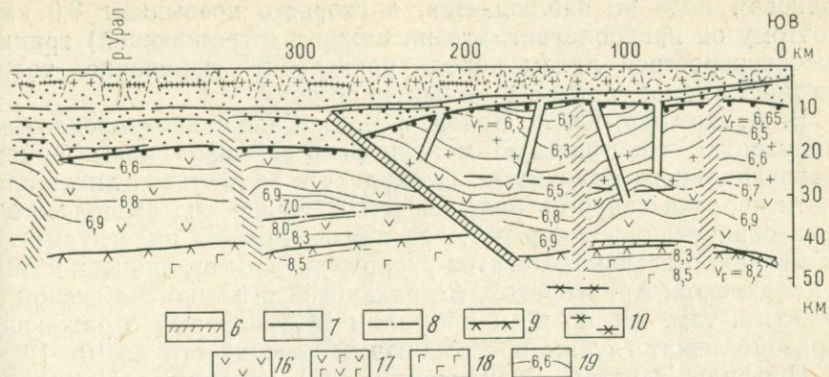
тодом отраженных и преломленных волн, ГСЗ, сейсмологических наблюдений со станций «Земля». В этой работе мы ограничимся анализом двух сейсмических профилей, пересекающих впадину в широтном и в северо-восточном направлениях. Широтный профиль Челкар — Волгоград пересекает Прикаспийскую впадину от юго-восточной окраины Воронежской антеклизы до складчатых зон Южного Урала (рис. 30). Интерпретация его выполнена В. А. Циммером [167].

В разрезе выделены Центрально-Прикаспийская депрессия с Фурмановским и Каратюбинским прогибами, а также западная и восточная части бортовых зон синеклизы. Мощность осадочных отложений в центре Прикаспийской впадины достигает 20—23 км. В пределах этого мощного осадочного комплекса выделяются два структурных этажа: надсолевой и подсолевой.

В подсолевой толще сейсмическое зондирование позволило установить три опорных горизонта, от которых получены преломленные волны с высокими граничными скоростями (6,2—6,6 км/с). Пластовая скорость всего комплекса пород значительно ниже граничных скоростей и в среднем равна 5,5 км/с. Отсюда следует, что подсолевой комплекс состоит из чередующихся выдержанных по толщине мощных пластов (скорости в которых резко меняются) — высокоскоростных ( $v_{пл}$  6,2—6,6 км/с, мощность 1—2 км) и низкоскоростных ( $v_{пл}$  4,8—5,2 км/с, мощность 3—4 км). Высокоскоростные пласты скорее всего сложены карбонатными породами, низкоскоростные — терригенными.

Поверхность консолидированной коры, залегающая по линии профиля на глубинах 19—23 км, характеризуется высокой граничной скоростью (6,7—7,0 км/с), иногда достигающей 7,4 км/с.

В краевых частях впадины ниже кровли консолидированной коры выделено несколько отражающих площадок. Уверенно раз-



поверхность М. Глубинные отражающие горизонты и площадки: 7 — в консолидированной коре; 8 — поверхность аномального слоя; 9 — подошва земной коры; 10 — в верхней мантии. Зоны глубинных разломов: 11 — разделяющие крупные структурные элементы земной коры; 12 — ограничивающие отдельные блоки коры; 13 — внутриблоковые. Крупные комплексы и слои земной коры: 14 — осадочный слой; 15—16 — консолидированная кора; 17 — слой эклогитов; 18 — верхняя мантия; 19 — изолинии истинных значений скорости, км/с

делить консолидированную кору периферийных частей впадины на «гранитный» и «базальтовый» слои не удается — преломленная волна от условного отражающего горизонта не обнаружена.

В низах коры Прикаспийской впадины прослежены два опорных горизонта — отражающий и преломляющий с граничной скоростью 8,0—8,2 км/с. На большей части впадины глубины обоих горизонтов совпадают. Лишь в зонах гравитационных максимумов отражающий горизонт остается на прежнем гипсометрическом уровне, а преломляющая поверхность образует купол. Мощность слоя, расположенного между преломляющей и отражающей поверхностями, по линии профиля достигает 8 км. Таким образом, в низах коры в зонах Аралсорского и Хобдинского гравитационного максимумов находятся линзообразные тела, характеризующиеся столь высокой скоростью (8,0 км и более), которая практически равна скорости в мантии Земли.

В. А. Циммером построены изолинии равных скоростей для консолидированной коры Прикаспийской впадины. Среднепластовая скорость в нижней части коры равна 6,8—7,0 км/с.

Установленная в результате глубинного сейсмического зондирования линза высокоскоростных пород в низах коры представляет не только региональный интерес. Получила объяснение природа Аралсорского и Хобдинского гравитационных максимумов. ГСЗ показало, что в области этих максимумов нет ожидавшегося ранее подъема фундамента впадины. Наоборот, фундамент в районах гравитационных максимумов погружен. Гравитационная аномалия вызвана появлением в коре аномально высокоскоростных и соответственно высокоплотных пород.

В. А. Циммер [167] обращает внимание на то, что в областях максимумов отсутствует преломленная волна от нижней границы высокоскоростной линзы пород. Признаков волноводных слоев в

волновом поле не наблюдается, а скорость превышает 8,0 км/с. Поэтому он предполагает, что на нижней (отражающей) границе высокоскоростной линзы пород происходит изменение только плотности пород, причем в меньшую сторону.

В. А. Циммер, Ю. А. Волож и Р. Б. Сапожников предложили следующую геологическую модель разреза низов коры в зонах гравитационного максимума. Поскольку в аномальной линзе плотность пород и скорость больше, чем в ниже- и вышележащих образованиях, они полагают, что линза сложена эклогитами. По их мнению, массивы эклогитов распространены ограниченно: лишь в Хобдинской, Аралсорской, Астраханской и Южно-Эмбенской зонах, т. е. там, где по всем профилям ГСЗ опорный отражающий горизонт лежит глубже преломляющей поверхности на 10—12 км.

Профиль Элиста — Бузулук (рис. 31) пересекает Прикаспийскую впадину с юго-запада на северо-восток. Он отработан методом больших взрывов\*. Поэтому структура коры охарактеризована не только по преломленным и отраженным продольным волнам, но и по обменным волнам. Это позволило выделить в земной коре большее число сейсмических границ, чем на предыдущем профиле.

Детально изучена осадочная толща впадины. Внутри нее выделяются кровля и подошва соленосных образований, кровля карбонатных отложений (горизонты  $P_1$  и  $P_3$  соответственно), границы внутри карбонатной толщи ( $P_2$  и  $P_3$ ) и внутри нижнего терригенного яруса. Горизонт  $P_3$  приурочен к разделу карбонатных отложений позднедевонского-турнейского возраста и терригенных отложений девона и древнее. Он оконтуривает области наиболее древних прогибов на площади впадины. Стратифицированная его привязка сделана по Соболевской скважине. Горизонт  $P_2$  приурочен к кровле известняков турнейского яруса. На этой границе происходит резкий перепад скоростей от 4,3—5,0 до 6,0—6,3 км/с. Горизонт  $P_1$  прослежен только во внутренних частях впадины. С приближением к бортовым ее участкам он исчезает. Его связывают с денудационной поверхностью докунгурских образований.

Поверхность консолидированной коры по линии профиля разбита разломами на ряд ступеней, опущенных одна относительно другой на несколько километров. На 5—7 км ниже фундамента выделена граница  $K_1$ , со скоростью около 7 км/с. Выше нее в консолидированной коре пластовая скорость составляет около 6,8 км/с. По мнению А. В. Егоркина и М. И. Разинковой, эта граница по своей природе напоминает границу с такими же скоростями на профиле Челкар — Волгоград. Обе они поднимаются к центру впадины.

Сравнение этих двух пересекающихся сейсмических профилей через Прикаспийскую впадину показывает, что оба они дают достаточно сходную картину, несмотря на то, что методика экспери-

---

\* По этому профилю построен разрез верхней мантии до глубины 100 км (см. рис. 71).

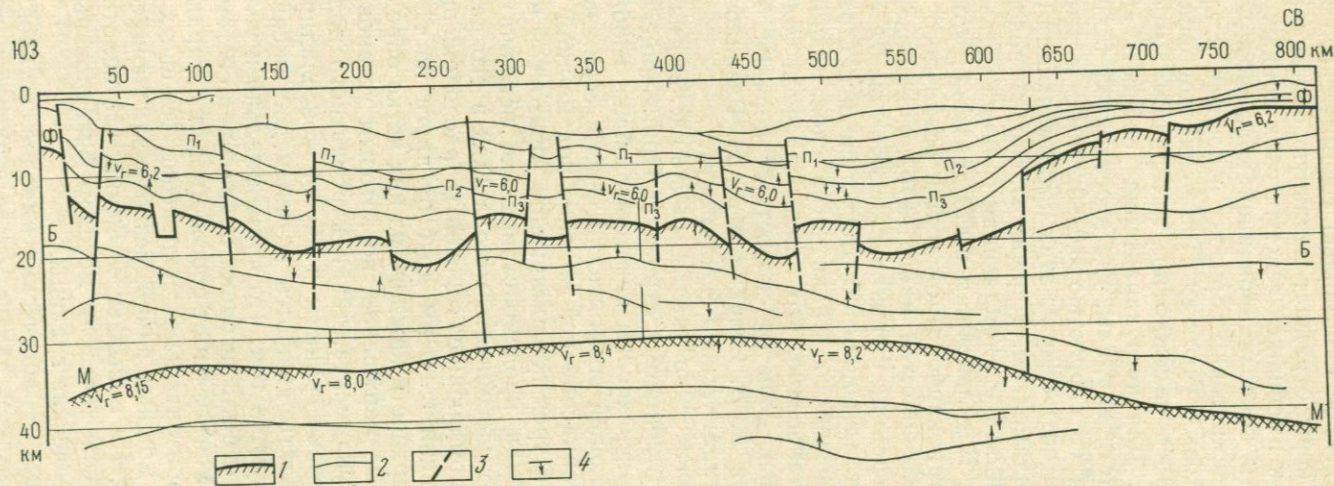


Рис. 31. Сейсмический профиль Элиста — Бузулук (по А. В. Егоркину):  
 1 — поверхность фундамента; 2 — преломляющие границы; 3 — разрывы; 4 — направление, в котором увеличивается скорость

мента была различной. Это служит еще одним подтверждением того, что установленное с помощью сейсмического зондирования строение земной коры отражает реальную обстановку.

При обобщении имевшихся сейсмических данных и построении схемы поверхности консолидированной коры возникло затруднение, какой же сейсмический горизонт относится к кровле фундамента. В прибортовых участках Прикаспийской впадины рельеф фундамента построен надежно по материалам многочисленных профилей КМПВ. Для него характерна скорость 6,0—6,4 км/с. В центральной части впадины, где в осадочной толще встречены карбонатные слои со скоростью 6,0—6,2 км/с и выше, возникла опасность отождествить одну из этих преломляющих границ с кристаллическим фундаментом. Первоначально за поверхность фундамента была принята преломляющая граница  $P_2$ , залегающая на глубине до 14 км. В дальнейшем было доказано, что эта граница расположена внутри карбонатной толщи осадочного слоя, а фундамент впадины расположен много глубже. За поверхность фундамента принята граница с граничной скоростью 6,7—7,0 км/с [34]. Таким образом, встал вопрос об отсутствии в центральной части впадины так называемого «гранитного» слоя. Однако работами последних лет установлено, что ниже осадочной толщи расположен 5-километровый слой со скоростями порядка 6,4—6,5 км/с. Кровлю этого слоя А. В. Егоркин и М. И. Разинкова относят к поверхности кристаллического фундамента.

Какие же геологические выводы можно сделать из приведенного материала по глубинному строению Прикаспийской впадины? В первую очередь перечислим некоторые общие соображения, касающиеся разрешающей возможности сейсмических исследований. Обнаружение в Прикаспийской впадине под мощной толщей надсолевых отложений трех преломляющих горизонтов в нижней части осадочного чехла продемонстрировало исключительно высокую разрешающую способность метода ГСЗ в его различных модификациях. Преломляющие горизонты расположены один над другим на расстоянии 2—3 км друг от друга на глубинах 10—20 км, однако поверхность каждого из них четко определена. Фиксированы разрывные нарушения, по которым установлено смещение как блоков фундамента, так и карбонатного палеозоя. Фиксированы сейсмические границы и внутри консолидированной коры. Все эти результаты являются крупным достижением геофизиков и свидетельствуют о том, что применительно к условиям Прикаспийской впадины была выбрана правильная система сейсмических наблюдений. Успеху работ способствовал и характерный разрез впадин (субгоризонтальное положение основных слоев; слоенность его на мощные пачки, резко различающиеся по физическим свойствам). Не вызывает сомнений, что вплоть до поверхности фундамента сейсмическим методом фиксированы в основном структурно-литологические границы.

К числу основных геологических выводов, установленных сейсмическим зондированием, следует отнести расчленение подсолево-

го комплекса впадины и геологическую привязку всех трех опорных преломляющих горизонтов. Тот факт, что третий преломляющий горизонт проходит внутри пород девонской системы, позволяет со значительной долей уверенности считать, что в Прикаспийской впадине отсутствуют отложения рифея и нижнего палеозоя. Толща пород, расположенная ниже этого преломляющего горизонта мощностью 1—4 км, скорее всего отвечает осадкам той же девонской системы.

Интересные закономерности видны при прослеживании поверхности фундамента в глубь впадины. Для обрамляющих впадину пространств Восточно-Европейской платформы граничная скорость на кровле кристаллического фундамента в среднем составляет 5,8—6,2 км/с. На рис. 29, а видно, как с погружением фундамента граничная скорость возрастает сначала до 6,4—6,5 км/с, а на глубине 18—22 км до 6,7—7,0 км/с. Правда, в ряде мест и в центральной части впадины имеются участки, где фиксированы линзы пород мощностью до 5 км со скоростью 6,4—6,5 км/с. Увеличение скорости с глубиной в породах фундамента может быть следствием трех причин: 1) давления вышележащих пород; 2) изменения состава пород в результате их базификации (см. ниже); 3) состава пород фундамента глубоко погруженной части впадины.

Третий пункт требует пояснения. Согласно представлениям Р. А. Гафарова [29] и ряда других исследователей, Прикаспийская впадина сформировалась на месте древнего (раннеархейского) срединного массива. Если такие представления справедливы, то есть основание допускать, что до образования впадины в пределах этого массива выходили на поверхность более древние породы архея, чем по его обрамлению. В силу большей основности или большей степени метаморфизма породы срединного массива могли иметь более высокую скорость. Замечание А. В. Егоркина и М. А. Разинковой о том, что верхний относительно низкоскоростной слой фундамента Восточно-Европейской платформы полностью выклинивается к центру впадины, свидетельствует в пользу только что рассмотренной точки зрения.

Характерная черта более глубоких горизонтов коры — это обратное соотношение структуры фундамента впадины и рельефа границы М. В наиболее прогнутых участках впадины (в областях Аралсорского и Хобдинского гравитационных максимумов) суммарная толщина коры сокращена до 30—32 км против 40 км для прибортовой зоны. Обратим внимание на существование тонкого (5—7 км) высокоскоростного слоя, обволакивающего сверху границу М.

Важнейшая особенность строения консолидированной коры Прикаспийской впадины — сокращение ее толщины в центре — не может быть объяснена горизонтальным растяжением. Против этого свидетельствует округлое строение впадины, одинаковая мощность высокоскоростного надмантийского слоя при резком изменении мощности вышележащих горизонтов коры и господство вертикальных разломов, по которым происходило вертикальное смеще-

ние отдельных блоков коры. Формирование Прикаспийской впадины можно объяснить лишь подъемом границы М вверх по разрезу литосферы. При этом одновременно происходил подъем двух сейсмических границ — границы М и кровли вышележащего высокоскоростного надмантийного слоя.

### Днепровско-Донецкая впадина

Впадина расположена в западной части гигантской по протяженности и глубине отрицательной структуры, протягивающейся на восток на 3000 км вплоть до Мангышлака. Западная часть этого прогиба (собственно Днепровско-Донецкая впадина) изучена сейсмическими методами детальнее, чем какая-либо иная отрицательная структура, и на ее примере удобно рассмотреть характерные особенности глубинного строения таких прогибов. Впадина пересечена большим числом поперечных и продольным профилями ГСЗ, которые позволяют представить сейсмическую модель коры этого региона в трехмерном виде. Недостатком этих работ является малая длина годографов, не позволившая повсеместно (например, в восточной части региона) проследить преломленные волны от поверхности мантии.

Южнее и севернее впадины в пределах Украинского и Воронежского щитов характерно простое поле первых волн: от пункта взрыва прослеживается волна  $P_0^k$  с постепенно увеличивающимися скоростями от 5,8 до 6,4—6,5 км/с. На удалении 200—220 км от источника эта волна сменяется мантийной волной  $P^m$  со скоростью 8,0—8,2 км/с. В последующих вступлениях прослеживается ряд отражений от границы в коре, но доминирующей является группа  $P^m_{отр}$ , состоящая иногда из двух-трех отдельных достаточно устойчивых отражений.

Для волнового поля Днепровско-Донецкой впадины характерна более частая смена волн в первых вступлениях, годограф которых представлен всем набором скоростей (от 2,0 до 7,8 км/с). Четкие разрывы первых волн свидетельствуют о наличии в коре зон инверсии скоростей. Прослеживание в первых вступлениях волн со скоростями 6,8—7,2 км/с говорит о сравнительно неглубоком залегании слоя с высокими скоростями. Отметим относительно низкие скорости для границы М (не более 7,8 км/с), которые по первым волнам определены только на профиле, проходящем вдоль впадины (рис. 32). По направлению к Донбассу волновая картина снова меняется — из первых волн исчезают волны с высокими скоростями (7,0 км/с), что свидетельствует о погружении этого слоя на восток [108].

Соответственно типам волновых полей скоростная модель коры щитов Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса может быть представлена двумя кривыми распределения скорости с глубиной.

Для щитов характерно незначительное нарастание скорости с глубиной в консолидированной коре — от 5,8—6,2 на поверхности до 6,4—6,5 км/с на глубине 25—30 км. В средней части коры на

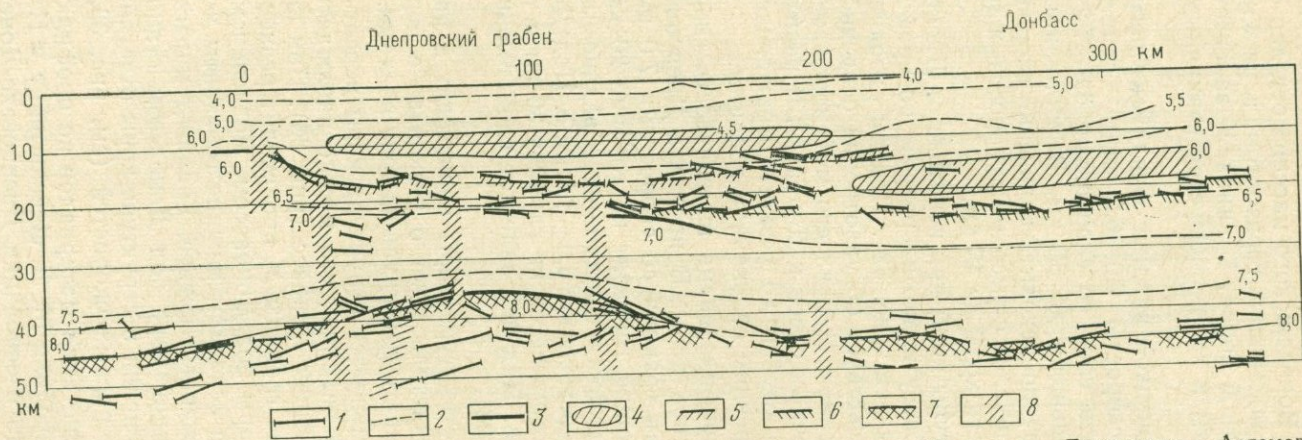


Рис. 32. Сейсмический разрез по профилю вдоль Днепровско-Донецкой впадины (Диканька — Дружковка — Артемовск). (По Н. И. Павленковой):  
 1 — отражающие площадки; 2 — изолинии скоростей (км/с); 3 — преломляющие поверхности с граничной скоростью (км/с); 4 — зоны инверсии скорости; 5 — поверхность молодого фундамента; 6 — поверхность более древнего фундамента; 7 — граница М; 8 — глубинные разломы

глубинах 10—25 км возможно существование инверсионных зон. На глубине 25—30 км выявляется слой со скоростью 6,8—7,2 км/с, который в пределах Воронежского массива отделен от верхней части коры четким отражающим горизонтом, а на Украинском щите — высокоградиентной зоной. Граница М залегает под щитами на глубине 40—50 км и характеризуется граничными скоростями 8,0—8,2 км/с.

В Днепроовско-Донецкой впадине фундамент погружен на глубину 10—15 км (скорость 6,0—6,2 км/с), приближен к поверхности фундамента слой со скоростями 6,8—7,2 км/с. Общая мощность коры уменьшена до 35 км. В восточном направлении (в сторону Донбасса) происходит увеличение скоростей в осадочном чехле, погружение слоя с высокими скоростями (6,8—7,2 км/с) и увеличение мощности коры до 45 км.

Изменение структуры коры при переходе от Днепроовско-Донецкой впадины к Донбассу видно на разрезе по профилю, проходящему вдоль впадины (см. рис. 32). Подъем изолиний скорости 4,0; 5,0 км/с свидетельствует об уплотнении осадочного чехла, обусловленном увеличением степени его метаморфизма. Увеличивается мощность осадочных слоев к Донбассу. В разрезе это проявляется в увеличении глубин до резкого отражающего горизонта  $K_{отр}$ , являющегося древним основанием впадины.

На продольном профиле видна изменчивость скоростного разреза консолидированной коры. В пределах Днепроовско-Донецкой впадины сейсмическая граница со скоростями 7,0 км/с представляет четкий отражающий горизонт на глубине 20 км, т. е. всего на 5 км глубже поверхности фундамента. Средние пластовые скорости в фундаменте составляют 6,0—6,2 км/с. Под Донбассом эта граница (7,0 км/с) погружается на глубину 30 км и теряет четкие отражающие свойства. Над ней залегает слой толщиной 5 км со скоростью 6,5 км/с [108].

Все изменения в структуре коры происходят в районе 200 км (см. рис. 32), что свидетельствует о резкой зоне перехода, которую можно рассматривать как крупную зону разлома.

Еще более резко меняется структура коры вкрест простирания Днепроовско-Донецкой впадины, что можно наблюдать, например, на профиле, пересекающем Донбасс (рис. 33). При приблизительно одинаковой глубине границы М происходит резкое сокращение консолидированной коры под Донбассом. Подчеркнем, что уменьшаются в мощности в основном нижние горизонты коры. Исчезает волновод, расположенный южнее. Градиент нарастания скорости в консолидированной коре под Донбассом становится очень высоким. Все эти изменения в структуре коры отчетливо видны на профиле в изолиниях равных скоростей (см. рис. 33, б).

Совместная интерпретация материалов по профилю вдоль впадины и вкрест нее позволила М. Л. Левенштейну и Н. И. Павленковой [79] обнаружить в основании Днепроовско-Донецкой впадины узкий грабен. Оказалось, что на 8—10 км глубже фундамен-

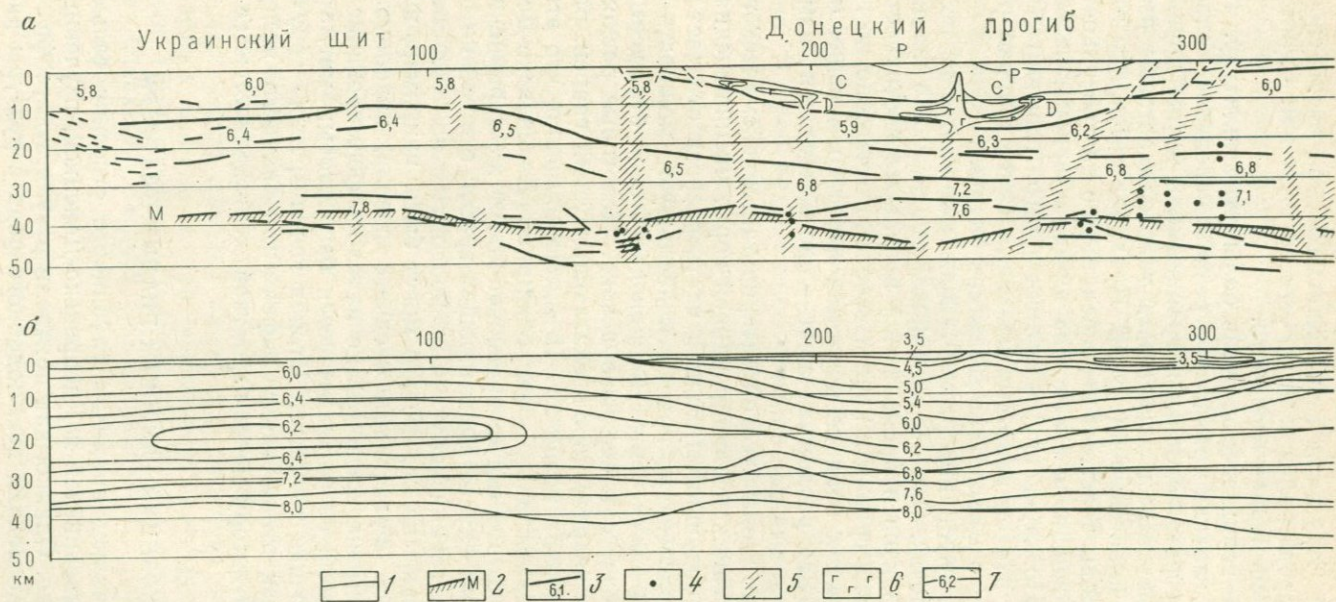


Рис. 33. Сейсмические разрезы по профилю Ногайск — Сватово через Донецкий прогиб:

*a* — в обычной форме (составили Т. В. Смелянская, Н. И. Павленко ва, М. Л. Левенштейн); *б* — в изолиниях равных скоростей (составили Н. И. Павленкова, В. А. Роман):

1 — отражающие площадки; 2 — граница М; 3 — преломляющие горизонты с соответствующей граничной скоростью, км/с; 4 — точка дифракции; 5 — нарушения; 6 — базальтовые интрузии; 7 — изолинии скорости

та на глубинах 20—24 км расположена еще одна четкая отражающая граница. Структура вышележащего слоя очень своеобразна. Часто он представлен в виде четкого слоя или серии линзообразных тел переменной мощности.

Отраженные волны имеют очень большую амплитуду, что свидетельствует о гладких границах с резким перепадом скоростей. По мнению авторов, подобными границами в толще древних метаморфизованных пород могут быть только пластовые излияния базальтов или пластовые интрузии. Предполагается, что эти магматические породы залегают непосредственно на поверхности кристаллического основания и подошва их характеризует рельеф этого основания. По характеру залегания этого горизонта можно предположить, что базальтовые излияния более широко развиты в Донбассе, чем в Днепровско-Донецкой впадине.

Продольные глубинные разломы прослеживаются на всех сейсмических разрезах. Они отграничивают впадину от Украинского и Воронежского щитов и проявляются в рельефе поверхности фундамента и других границ в коре и особенно отчетливо по границе М. О поперечных к впадине разломах известно меньше; один из них — Харьковская разломная зона — проявляется в изменении сейсмических параметров коры.

Относительно геологической интерпретации сейсмического слоя, залегающего выше консолидированной коры, мнение специалистов достаточно единодушное. Большая часть разреза отвечает каменноугольным отложениям, причем наибольшую мощность имеет нижний отдел этой системы. Нижняя часть слоя отождествляется с осадками среднего и верхнего девона. Некоторые расхождения вызывает лишь возраст пород, слагающих узкий грабен, расположенный на глубинах более 12—15 км. Несомненно, что этот грабен сформировался ранее, чем обширная Днепровско-Донецкая впадина. Однако это могло произойти в тот же герцинский этап развития. В этом случае выполняющие грабен отложения принадлежат тому же герцинскому этапу. Геологические и сейсмические данные указывают на то, что это могут быть, например, вулканогенно-осадочные образования среднего девона, накопившиеся в тот отрезок времени, когда только началось формирование разломов под впадиной, сопровождавшееся базальтовым магматизмом, следы которого нам известны. Вторая точка зрения — внутренний грабен выполнен отложениями рифея или раннего палеозоя — представляется автору менее вероятной, хотя полностью ее нельзя исключить.

## СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ГЛУБОКИХ ВПАДИН ПЛАТФОРМ

Мы ограничились анализом глубинного строения только двух впадин — Прикаспийской и Днепровско-Донецкой, изученных наиболее тщательно. Однако, как показали результаты геофизических исследований последних лет, подобного рода структуры распространены в земной коре очень широко. Такие впадины формирова-

лись в пределах каждой крупной древней платформы. На Восточно-Европейской платформе, помимо рассмотренных, известны также Североморская и Баренцевоморская впадины. Как показали сейсмические исследования, в пределах последней мощность осадочного чехла достигает 18 км. Обширное пространство восточного Средиземноморья представляет собой глубоко (до 15—18 км) опущенный край древней Африканской платформы.

В качестве глубоких платформенных впадин следует рассматривать, по нашему мнению, и краевые части океанов, например, северное обрамление Индийского океана или западную и восточную окраины Атлантического океана. В справедливости таких представлений убеждает одинаковая структурная позиция всех перечисленных выше отрицательных структур.

Остановимся на этом подробнее. Рассмотрев образование Прикаспийской впадины, мы убедились, что накопление мощной толщи осадочных пород сопровождалось утонением снизу консолидированной коры. Опускание утоняющегося блока коры в конечном счете полностью компенсировалось осадконакоплением, хотя в отдельные эпохи в центральной части впадины возникали глубоководные условия. В пределах Североморской и Баренцевоморской впадин компенсация прогибания осадконакоплением сейчас также практически полная. Восточное Средиземноморье может служить примером, когда количество осадочного материала, поступающего в формирующуюся впадину, оказывается в течение некоторого отрезка времени недостаточным и часть впадины остается заполненной только водой. Аналогичная обстановка имеет место и на северной окраине Индийского океана. Кристаллические породы фундамента Индийской платформы, перекрытые местами мезозой-кайнозойскими базальтами, прослежены геофизическими исследованиями и под дном океана в область шельфа, где они перекрыты мощной (10 км и более) толщей осадков. В южном направлении с продвижением к центральной части океана мощность осадков сокращается и параллельно возрастает глубина дна океана, т. е. прогибание оказывается некомпенсированным. Обратим внимание, что все перечисленные нами впадины, начиная от Прикаспийской и кончая Индийским океаном, характеризуются одинаковым глубинным строением — резким сокращением толщины консолидированной коры, подстилающей мощную осадочную толщу. Одинаково и структурное положение этих впадин — все они находятся в краевых частях древних платформ. Впадины эти граничат или с океанами, или же с обрамляющими платформы складчатыми поясами. Образование выделенных Е. В. Павловским зон эпикратонных опусканий следует рассматривать как слабое проявление того же процесса.

Время формирования таких отрицательных структур обычно составляет около 100 млн. лет, т. е. три-четыре геологических периода. Так, Прикаспийская впадина опускалась преимущественно в верхнем палеозое, Восточно-Средиземноморская — в палеозое, а затем в кайнозое, Индийский океан — в кайнозое.

В пределах древних платформ, в зависимости от высотного положения их фундамента следует выделить три типа структур: а) области поднятия и размыва фундамента — шиты платформ; б) область слабого погружения фундамента — плиты платформ; в) области значительного опускания фундамента, сопровождавшегося резким его утонением — глубокие впадины платформ и океаны.

#### Глава 4.

### ОБЛАСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В этой главе мы кратко остановимся лишь на трех районах в пределах областей с палеозойским возрастом складчатости — Центральном Казахстане, Западно-Сибирской плите и Кузнецкой впадине. Уральский складчатый пояс выпал из нашего анализа, так как глубинное строение его настолько сложно, что не поддается расшифровке по материалам ГСЗ.

#### ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН

Равнинные пространства Казахстана пересечены значительным числом профилей ГСЗ, причем все они имеют крайне однообразный вид — значительное число преломляющих и отражающих границ залегает практически горизонтально [60, 67, 76, 111]. Скорости на преломляющих границах закономерно возрастают с глубиной. Построенные на некоторых сейсмических разрезах изолинии равных скоростей также располагаются обычно горизонтально с равномерным на глубину увеличением скорости. Особенностью земной коры Центрального Казахстана является значительная мощность коры — 43—48 км, а иногда и более.

Сопоставление геологических и сейсмических материалов показало, что основные складчатые комплексы, слагающие земную кору Казахстана (герцинский, каледонский, байкальский), залегают по линиям всех сейсмических профилей почти горизонтально. Поэтому субгоризонтальность сейсмических границ в верхней половине коры вполне объяснима, если рассматривать эти границы как контакты разновозрастных складчатых комплексов. В некоторых случаях на сейсмических профилях фиксируются структурные несогласия, установленные и по геологическим данным. В ряде мест удается установить конкретный геологический возраст той или иной сейсмической границы. Так, например, в южной части сейсмического профиля Темиртау — Петропавловск верхняя преломляющая граница проходит внутри осадочно-метаморфического слоя рифея — кембрия. Устанавливается, что в равнинном Центральном Казахстане верхняя из сейсмических границ (глубины 3—12 км) в большинстве случаев имеет структурное значение, т. е. проходит по контакту пород разного состава. Но эта граница на разных участках сейсмического профиля часто оказывается

геологически разновозрастной, поскольку малая детальность сейсмических наблюдений не позволила фиксировать места, где изменяется геологический возраст сейсмических границ.

Геологическая природа более глубоких сейсмических границ в Центральном Казахстане остается невыясненной — они могут быть как структурными, разделяющими разновозрастные раннепротерозойские и архейские складчатые комплексы, так и магматическими (нижний фронт гранитизации).

На примере Центрального Казахстана выясняется, что применявшаяся методика сейсмических исследований оказалась мало пригодной для расшифровки структуры верхних (10—15 км) горизонтов коры. Это была методика для исследования больших глубин и, в частности, определения рельефа границы М и более глубоких границ. Она позволяла надежно фиксировать головные преломленные волны и закритические отражения на больших расстояниях (200—500 км) от пункта взрыва. Но в таких условиях (на значительном удалении от источника колебаний) отражения могут быть получены лишь от пологих границ раздела. Вследствие этого строение верхних 10—15 км коры рисуется на сейсмических профилях только в виде субгоризонтальных границ раздела, которые не всегда отражают реальную геологическую структуру и могут являться фиктивными либо в очень схематическом и искаженном виде выявляют некоторые самые общие особенности строения коры. Такие сейсмические границы в верхней половине консолидированной коры часто не удается увязать с конкретными геологическими структурами, обнажающимися на дневной поверхности.

## ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЕ

Обширные пространства Западно-Сибирской низменности изучены в основном по методике точечного сейсмического зондирования [37]. Помимо границы М, залегающей на глубине около 40 км, обнаружены две широко развитые сейсмические границы. Попытаемся определить их геологическую природу, опираясь на сейсмический профиль Ханты-Мансийск — Кова (рис. 34).

Рассмотрим особенности строения отдельных блоков земной коры по профилю. Три западных блока, расположенных в пределах широтного течения р. Оби между г. Ханты-Мансийск и с. Александровское, характеризуются относительно пониженными и слабо изменчивыми значениями скорости распространения упругих волн по поверхности фундамента (5,2—5,5 км/с). Немногочисленными скважинами глубже этой поверхности вскрыты осадочные (известняки), метаморфические (серпентиниты, филлиты) породы и эффузивы основного состава (базальты). Общим для всех блоков является наличие единой, прослеживающейся на расстоянии свыше 400 км преломляющей границы I (см. рис. 34) в толще фундамента на глубине 6—8 км. Расчлененность ее рельефа невелика, примерно такая же, как и у поверхности фундамента. Граничные скорости выдержаны в пределах 6,2—6,4 км/с. Граница II

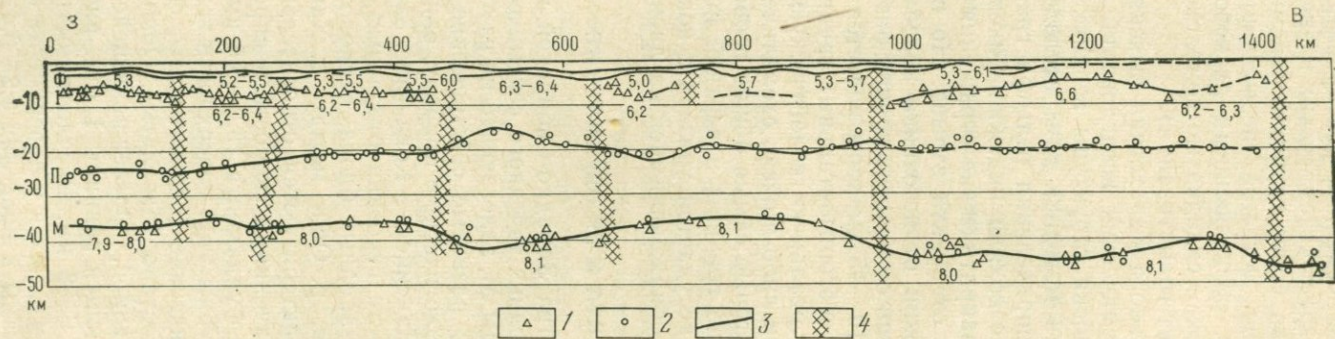


Рис. 34. Разрез земной коры по профилю г. Ханты-Мансийск — Кова:

1 — глубины по преломленным волнам; 2 — глубины по отраженным волнам; 3 — сейсмические границы; 4 — зона предполагаемых глубинных разломов; Ф — поверхность складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты; I, II — границы в толще консолидированной коры; М — подошва земной коры

в толще коры испытывает последовательный подъем от блока к блоку с 25—26 км на западе до 21 км на востоке. Мощность коры меняется мало (36—37 км).

Блок на участке Александровское — Усть-Тым значительно отличается по своей структуре от соседних участков. Фундамент представлен породами с резко повышенной скоростью распространения упругих волн (6,2—6,4 км/с). При бурении под осадочным чехлом вскрыты магматические и сильно метаморфизованные образования (граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, мрамор). Преломляющая граница в теле фундамента здесь не выделена. Отражающая граница II в толще земной коры образует купол с амплитудой до 5 км.

Следующий крупный блок выделяется на участке между селами Усть-Тым и Белый. Граница II залегает примерно на одном уровне (20—22 км). Преломляющая граница в толще фундамента установлена только на двух ограниченных участках к юго-востоку от с. Усть-Тым и южнее г. Колпашево. На первом участке она образует ложе впадины с амплитудой прогиба 3—4 км и шириной 100 км. Впадина, по-видимому, выполнена относительно слабо метаморфизованными породами, граничная скорость упругих волн на поверхности фундамента здесь аномально низка (4,9—5,1 км/с). Во многом схожи условия и на втором участке, где выделена аналогичная преломляющая граница (район г. Колпашево).

Крайний восточный блок Западно-Сибирской плиты расположен между Енисейским кряжем и Алтае-Кузнецкой зоной региональных глубинных разломов. Толща рыхлых осадков мезозой-кайнозоя, имеющая на западе блока мощность до 3,3 км, выклинивается в сторону Енисейского кряжа. Основание этой толщи (складчатый фундамент) изучено методом преломленных волн только к западу от с. Усть-Озерное и имеет здесь граничную скорость 5,3—6,1 км/с. Нижележащая преломляющая граница I отличается колебаниями глубин (4—11 км) и значений скорости (от 6,2 до 6,6 км/с). Этот сейсмический раздел авторы профиля рассматривают как структурный. Его, по-видимому, можно отождествить с поверхностью древнего метаморфизованного фундамента, относительно слабо переработанного последующими тектоническими движениями. Вышележащая толща вплоть до подошвы мезозой-кайнозойского платформенного чехла, по С. В. Крылову и др., сложена умеренно дислоцированными осадочными породами палеозоя сравнительно невысоких степеней метаморфизма. Такие породы вскрыты бурением в прилежащих районах.

В средней части коры этого блока по менее уверенным данным прослежена отражающая граница II на уровне 20—22 км. Раздел M с граничной скоростью 8,0—8,1 км/с погружен на 41—45 км, т. е. мощность земной коры рассматриваемого блока Западно-Сибирской плиты заметно увеличена по сравнению с прилегающей к нему с запада территорией.

Граница Енисейского кряжа с Западно-Сибирской плитой прослеживается по всей толще земной коры. При переходе к кряжу

прекращается прослеживание сейсмических поверхностей I и II, мощность коры возрастает на 6 км, что позволяет предполагать здесь зону глубинных разломов.

Внутри земной коры Енисейского кряжа, сложенной с поверхности складчатыми толщами пород с высокой скоростью распространения упругих волн (порядка 6 км/с), не обнаружено протяженных сейсмических границ. Изолиния пластовой скорости ( $v_p$ , около 6 км/с) в верхней части разреза воздымается на запад с 5 до 2 км в соответствии с наблюдаемым на поверхности возрастанием дислоцированности и магматической проницаемости пород в этом направлении. Установлено для рассматриваемого блока различие скоростей упругих волн, замеренных в различных направлениях. Средние скорости распространения колебаний во всей толще земной коры в меридиональном направлении примерно на 0,2 км/с больше, чем в широтном. Для скоростей волн, распространяющихся по поверхности верхней мантии, таких различий не обнаружено.

Материалы рассмотренного профиля (Ханты-Мансийск — Кова) позволяют высказать предварительные соображения о глубинном геологическом строении Западно-Сибирской плиты. Сейсмическим зондированием установлено, что ниже складчатого основания в большинстве тектонических блоков обнаружена еще одна граница, которую весь комплекс имеющихся данных позволяет считать структурной границей. Есть основания полагать, что и более глубокая сейсмическая граница, залегающая на глубинах 17—26 км, также может оказаться в основе своей структурной. В пользу этого свидетельствуют согласное положение обеих названных границ и обращенное положение границы М. Согласно положению верхних двух границ указывает на длительное унаследованное развитие крупных структурных элементов земной коры Западно-Сибирской плиты.

Геологическое истолкование этих границ может быть сейчас лишь предположительным. Однако их можно охарактеризовать в районах, где древнее основание плиты выходит на поверхность, например, в Енисейском кряже. В его пределах на поверхность выходят мощные дорифейские образования (нижний и средний протерозой). По обе стороны от Енисейского кряжа наблюдается погружение сейсмических границ на восток до глубин 15 км, на запад — до 18 км. Сейсмическую границу к востоку от Енисейского кряжа, залегающую на глубинах 8—15 км, относят [37] к подошве рифея на основании сопоставления геологических (большие мощности рифейского комплекса на Енисейском кряже) и геофизических данных, полученных с помощью сейсморазведки и электроразведки. Глубина залегания подошвы палеозоя оценивается в Бирюсинской впадине в 4—6 км. Следовательно, мощность рифейского комплекса под впадиной не менее 10 км.

В западном направлении от Енисейского кряжа погружается сейсмическая граница (I), которая так же, как и подошва палеозоя в Бирюсинской впадине, оказывается выше рифейских обра-

зований Енисейского кряжа. Следовательно, выше этой границы залегают породы моложе рифея. Возраст их скорее всего нижний палеозой. В этом случае нижележащий сейсмический слой («гранитный») должен отвечать рифейскому складчатому комплексу. Значительные мощности рифея в пределах Енисейского кряжа и к востоку от него (8—12 км) не противоречат тому, что западнее, уже за пределами структур Сибирской платформы, мощность рифейского складчатого комплекса возрастает до 12—18 км. Границу «гранит — базальт», залегающую на глубинах 17—35 км, можно условно отнести к кровле архейских — раннепротерозойских образований.

### КУЗНЕЦКАЯ ВПАДИНА

Соответствие сейсмических границ в коре рубежам разновозрастных складчатых комплексов устанавливается для Кузнецкой впадины и ее обрамления. Впадина пересечена двумя перпендикулярными друг другу сейсмическими профилями [38], один из которых изображен на рис. 35. По линии профиля обнаружено значительное погружение фундамента прогиба, достигающее почти 14 км. Прогиб четко проявлен и по нижележащим отражающим границам. Рельеф подошвы земной коры является зеркальным отображением формы верхних границ раздела. Подтвержден глу-

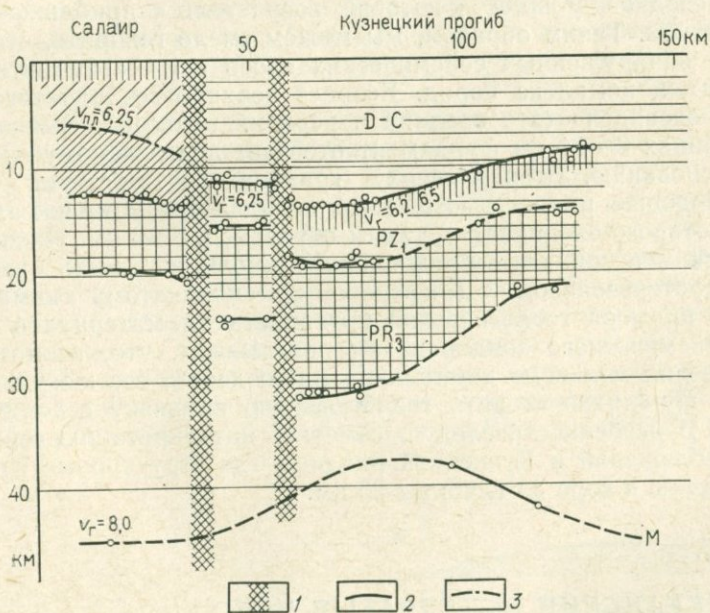


Рис. 35. Схематический разрез земной коры Кузнецкой впадины:

1 — глубинные разломы; 2 — сейсмические границы (указаны значения граничных скоростей, км/с); 3 — изолинии пластовых скоростей (км/с)

бинный характер разлома на границе Кузнецкого прогиба и Салаирского кряжа.

Внутреннее строение прогиба неоднородно. В западной прибортовой части выделяется узкий (25 км), отграниченный с обеих сторон субмеридиональными разломами блок земной коры с приподнятым залеганием поверхности фундамента и других границ. Разлом, являющийся ограничением этого блока, вероятно, разделяет части прогиба с герцинским (на западе) и каледонским (на востоке) складчатым основанием. Глубинное строение Кузнецкого прогиба напоминает строение коры многих более молодых прогибов альпийской складчатой области. Имеется согласное залегание трех сейсмических границ с тенденцией увеличения мощности слоев в осевой части прогиба, что свидетельствует о длительном унаследованном развитии этой структуры.

Тот факт, что по обе стороны от разломов и между ними зафиксирован один и тот же «набор» сейсмических границ, только смещенных по разломам и расположенных на разной глубине, является веским аргументом в пользу их структурной природы. Обратим внимание, что с запада на восток при переходе от одного блока земной коры к другому с приближением к оси Кузнецкого прогиба закономерно возрастает мощность каждого из выделенных сейсмическим зондированием слоев. Это свидетельствует о том, что каждый сейсмический слой прежде представлял собой толщу осадков, мощности которых возрастали с приближением к оси прогиба. Таким образом, мы можем смело говорить, что каждый из обнаруженных сейсмических слоев есть самостоятельный складчатый комплекс пород. Возраст верхнего складчатого комплекса очевиден — это средний и верхний палеозой. Выявленный на глубинах 8—14 км фундамент отвечает додевонскому складчатому основанию. Вторая сверху граница соответствует скорее всего подошве раннепалеозойского складчатого комплекса, мощность которого оценивается, таким образом, в 5—6 км. Нижележащий сейсмический слой предположительно может быть отнесен к верхнепротерозойскому (рифейскому) складчатому комплексу.

Два примера геологической интерпретации материалов точечного сейсмического зондирования показывают, что, несмотря на существенно меньшую детальность наблюдений, все же удается в первом приближении дать геологическую привязку сейсмических границ. В особенности следует отметить интерпретацию сейсмических наблюдений в Кузнецкой впадине, где структурные границы прослежены в коре до глубины 20 км.

## Глава 5.

### ТИХООКЕАНСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

Мезозойские и кайнозойские складчатые сооружения Востока СССР пересечены ограниченным числом сейсмических профилей, которые к тому же нельзя назвать очень детальными. Однако, учи-

тивная огромный научный интерес к изучению глубинной структуры этих сооружений, целесообразно кратко на них остановиться, главным образом с той целью, чтобы более правильно наметить перспективные пути дальнейшего изучения земной коры этих областей.

### ОХОТСКО-КОЛЫМСКИЙ ВОДОРАЗДЕЛ

В 1958 г. был пройден профиль глубинного сейсмического зондирования Магадан — Колыма протяженностью 250 км [48]. Профиль отработан по методике непрерывного профилирования (рис. 36).

Первая сверху сейсмическая граница отбита в северной половине профиля (от Черного озера до р. Золотистая). В южной части профиля детальность работ для построения этой границы оказалась недостаточной. Средняя скорость до первой границы оценивается в 5,3 км/с. Такие же значения имеет и пластовая скорость в этом слое. Указанная граница прямолинейна и залегает в районе Черного озера на глубине 4—5 км, полого погружаясь к северу до глубины 6 км.

Следующая сейсмическая граница установлена на глубине 20—22 км. Она прослежена от 150-го километра трассы на юге до пос. Средникан на севере. На профиле эта граница также достаточно прямолинейна, хотя и более неровная, чем верхняя. Приблизительно в районе пос. Мякит намечается небольшой прогиб с амплитудой в 2—3 км. Граничная и пластовая скорости в этом слое равны 6,7 км/с.

Наконец, третья сейсмическая граница с граничной скоростью 8,1 км/с отвечает границе М. Она полого наклонена к северу в глубь материка. В районе пос. Палатка (в самой южной точке, где она зафиксирована) глубина ее 32—33 км; на северном конце профиля в районе пос. Стрелка граница опускается до 38 км.

С юга к названному профилю примыкает один из профилей, пройденных в Охотском море. Очевидно, в связи с менее детальной системой наблюдений, в море обнаружены только две сейсмические границы — поверхность М и подошва рыхлых морских осадков. К центральной части Охотского моря мощность коры, испытывая довольно резкие колебания, сокращается до 25—20 км.

Анализ геологической истории Северо-Востока СССР [119] по-

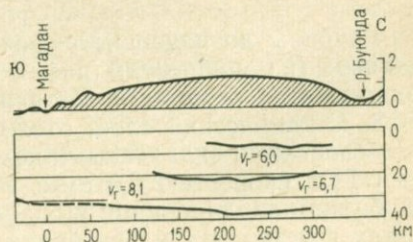


Рис. 36. Профиль ГСЗ Магадан — Колыма (внизу) и осредненный рельеф по линии профиля (вверху) (по Н. И. Давыдовой, Г. А. Ярошевской)

зволил ориентировочно определить план рифейских, палеозойских и мезозойских структур и оценить мощность пород.

В интервале 1800—1600 млн. лет в Северо-Восточной Азии закончилось развитие крупнейшего геосинклинального пояса, породы которого слагают сейчас фундамент Сибирской платформы, Охотского, Омолонского и Тайгоносского массивов. Далее следовал длительный перерыв, после которого несогласно наложился осадки рифея.

Важность исторического рубежа между археем и рифеем подчеркивается следующим: а) различными, но всегда значительными по длительности, перерывами в осадконакоплении, следующими за образованием структур архейско-нижнепротерозойского геосинклинального пояса; б) повсеместным резко несогласным залеганием рифейских осадков на более древних породах и значительной мощностью базальных конгломератов; в) различной степенью метаморфизма архейских и рифейских пород; г) изменением на этом рубеже литологического (химического) состава пород — на богатых магнием и железом породах архея отлагались в рифее, палеозое и мезозое преимущественно карбонатные или песчано-глинистые терригенные осадки. Все эти факты позволяют считать, что подошва рифея является геологической границей, на которой следует ожидать наиболее резкого изменения физических свойств и прежде всего их плотности и скорости упругих волн.

Кровля верхнерифейского — нижнепротерозойского фундамента Сибирской платформы, Охотского и Тайгоносского массивов сопоставляется нами с кровлей «базальтового» слоя, отбитой на профиле ГСЗ Магадан — Колыма на глубине 20—22 км. Этот слой характеризуется граничной и пластовой скоростью 6,7 км/с. Посмотрим, в какой мере правомочно предполагать, что такой скоростью будет характеризоваться архейский фундамент, будучи погруженным на глубину более 20 км. Плотности пород, развитых в архейском фундаменте Охотского массива, изучала К. И. Шапошникова. Ею установлено, что средняя плотность архея Охотского массива равна 2,8 г/см<sup>3</sup>. На глубинах, отвечающих нижней части земной коры, породы с такой плотностью должны обладать скоростью прохождения продольных волн в интервале от 6,6 км/с до 7,0 км/с, т. е. в среднем 6,8 км/с. Таким образом, даже с учетом незначительного (0,1—0,2 км/с) снижения за счет температурной поправки мы получаем те значения скорости, какие обнаружены ГСЗ на профиле Магадан — Колыма в так называемом «базальтовом» слое.

Глубины до подошвы рифея, вычисленные по геологическим данным (по мощностям рифея и фанерозоя), удовлетворительно совпадают с глубинами кровли «базальтового» слоя на профиле ГСЗ. Сейсмический слой, отождествленный нами с рифейскими и палеозойскими складчатыми комплексами, характеризуется по данным ГСЗ скоростью 6,0 км/с. Эта цифра обычно встречается при глубинном зондировании в слабо- и среднеметаморфизованных породах фундамента на глубинах 5—10 км. Эта скорость не проти-

воречит представлению о том, что верхняя часть слоя сложена карбонатными или метаморфизованными терригенными породами палеозоя. Плотности карбонатных пород нижнего и среднего палеозоя Сетте-Дабана, равные  $2,7 \text{ г/см}^3$ , не противоречат этому.

Второй слой включает не только палеозойский складчатый комплекс, но и рифейский. Между тем ГСЗ не зафиксировало структурную границу, разделяющую эти два этапа. Этому можно дать следующее объяснение. Из всех отбитых ГСЗ границ, исключая раздел М, наиболее четкая и ясная — подошва рифея, т. е. самая резкая граница изменения физических свойств пород. По отношению к ней структурные границы, отделяющие рифей от палеозоя и последний от мезозоя, являются второстепенными. Верхняя из этих двух границ — подошва верхоянского комплекса — отбита ГСЗ, но не очень уверенно, и это несмотря на то, что обнаружение этой границы было одной из основных задач глубинного зондирования в этом районе. Граница между палеозоем и рифеем была пропущена, этому, возможно, способствовало то, что средние значения плотностей рифейских пород ( $2,65 \text{ г/см}^3$ ) оказываются ниже, чем средние значения плотностей карбонатных пород палеозоя ( $2,7 \text{ г/см}^3$ ). Поскольку существует прямая зависимость между плотностью и скоростью, измеренной в горных породах при соответствующем давлении, следует отметить, что рифейский структурный ярус будет, по крайней мере, в верхней своей части, характеризоваться более низкой скоростью, чем вышележащий. В этом случае преломляющая граница окажется пропущенной.

Верхний структурный ярус мезозоид Северо-Востока СССР сложен породами пермь-мезозойского возраста. За этот отрезок времени в пределах рассматриваемой территории происходило формирование прогибов и поднятий.

Сопоставление схемы изоглубин подошвы верхоянского комплекса, составленной по геологическим данным, с профилем ГСЗ Магадан — Колыма показало хорошую сходимость результатов. Верхний слой, отбитый ГСЗ, мощностью от 4 до 6 км характеризуется средней скоростью  $5,3 \text{ км/с}$ . По линии профиля практически везде отсутствует сколько-нибудь мощный четвертичный покров, поэтому эта скорость должна отвечать средней скорости в верхоянском комплексе. Поскольку это средняя скорость, то следует, что в разрезе верхоянского комплекса могут быть встречены как слои с более высокой, так и с более низкой скоростью. Некоторые данные о том, что породы верхоянского комплекса характеризуются столь высокой скоростью, мы получаем, анализируя плотности этих пород. По данным Ю. Я. Ващилова и др., средние значения плотности пород верхоянского комплекса по более чем 2500 измерениям оказались равными  $2,75 \text{ г/см}^3$ . Немного ниже ( $2,65 \text{ г/см}^3$ ) плотность верхоянского комплекса в пределах Южно-Верхоянского антиклинория. Заметим, что эти значения выше, чем плотность гранитов, для которых характерны величины  $2,6—2,65 \text{ г/см}^3$ .

Прямолинейность и относительная горизонтальность границы, отождествляемой с подошвой верхоянского комплекса, объясняется тем, что эта сейсмическая граница отбита на том участке трассы, где последняя идет по западному крылу Буюндино-Балыгычанского поднятия, параллельно простиранию структур. Глубокие прогибы с резким увеличением мощности верхоянского комплекса находятся южнее (Армано-Сугойский мегасинклиний) и севернее (Иньяли-Дебинский мегасинклиний). Кроме того, нужно помнить, что глубинное сейсмическое зондирование дает достаточно глубокую схему, сглаживая возможные неровности границы с амплитудой 1—2 км, а может быть и более.

## КАМЧАТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В последние годы проведены первые региональные сейсмические исследования на Камчатском полуострове. Эти исследования представляют исключительный интерес, поскольку позволяют расшифровать глубинное строение одной из наиболее молодых и очень активных складчатых областей мира.

К наиболее слабо изученному отрезку геологической истории Камчатки относится допозднемеловое время. Выходы пород древнее позднего мела имеют крайне ограниченное распространение и спорную датировку. Тем не менее для расшифровки современной глубинной структуры Камчатки необходимо хотя бы в первом приближении охарактеризовать основные черты ее допозднемеловой истории. По имеющимся в настоящее время материалам наиболее древними образованиями на Камчатке, как и всей Корякско-Камчатской зоны, являются архейские гранулиты, вскрывающиеся в Ганальском и Срединном хребтах Камчатки и на п-ве Тайгонос.

Следующий этап развития территории фиксирует толща, представленная гнейсовой формацией мощностью более 4000 м. Характерен существенно терригенный состав первичных пород в районе Срединного хребта при существенной роли метавулканитов в Ганальском хребте Камчатки. Возраст — докембрий (?).

Протерозой-нижнепалеозойский (?) этап развития фиксируется формацией кристаллических сланцев мощностью более 4000 м. Для этого этапа также наблюдается существенно терригенный состав осадков в районе Срединного хребта Камчатки и активный вулканизм на востоке территории (Ганальский хребет, Хавывенская возвышенность, о. Карагинский).

Следующий этап объединяет осадки палеозоя и мезозоя, отличающиеся слабым метаморфизмом и терригенным составом. Общая мощность комплекса более 6000 м.

По отчетливой разнице в плотностной характеристике можно выделить в домеловой истории Камчатки два основных комплекса: а) архей — нижний палеозой (гранулиты, гнейсы, кристаллические сланцы) суммарной мощностью более 8000 м; б) средний палеозой — мезозой (?) (породы, измененные в пределах зелено-

сланцевой фации метаморфизма) суммарной мощностью более 6000 м.

Эти «плотностные» комплексы, по-видимому, отчетливо фиксируют и два мегаритма геотектонического развития Камчатки.

Обратимся к результатам глубинного сейсмического зондирования [147, 156]. Из профилей на рис. 37 видно как сходство, так и существенное различие в строении земной коры Южной и Центральной Камчатки.

В обоих районах земная кора ниже отчетливо фиксирующей сейсмическими методами кровли «метаморфического фундамента» с  $v_{пл}$  от 5,9 до 6,2 км/с слабо стратифицирована, однако в Центральной Камчатке она разделяется на два слоя — «гранитный» и «базальтовый» с  $v_{пл}$  соответственно 6,4—6,7 и 7,1—7,2 км/с.

На Южной Камчатке величины пластовых скоростей метаморфического фундамента постепенно без скачка меняются от  $v_{пл} = 5,9$  км/с в верхних частях разреза до  $v_{пл} = 6,7$  км/с в низах консолидированной коры, т. е. и максимальные их величины не превосходят скоростей «гранитного» слоя. Таким образом, для Южной Камчатки характерна однослойная кора с более низкими, чем в Центральной Камчатке, пластовыми скоростями. Особняком стоит Авачинский блок, в котором пластовые скорости верхней части «гранитного» слоя достигают 6,8 км/с, т. е. близки к таковым Центральной Камчатки.

Фиксируются и различия в строении земной коры выше поверхности консолидированного фундамента. Для Центральной Камчатки выше кровли фундамента выделяются пласты в  $v_r = 5,0—5,3$  км/с в кровле (отождествляются по данным бурения с кровлей верхнего мела), с  $v_r = 4,6$  км/с (отождествляется с кровлей палеогеновых осадков), пласты с  $v_r = 1,8—4,0$  км/с в самых верхних осадочной толщ (отождествляются с неоднородностями в неогеновых отложениях). То есть выше «метаморфического» фундамента здесь выделяются осадки мела и кайнозоя общей мощностью не более 8 км.

В Южной Камчатке на профиле через Ганальский хребет и Авачинскую группу вулканов между фундаментом и «меловым пластом» выявляется «пласт», кровля которого характеризуется  $v_r = 5,7$  км/с. Он выделяется на всем протяжении Ганальского профиля и в восточной части профиля IV (см. рис. 37). Территориально его появление совпадает с районами выходов пород среднепалеозой-мезозойского комплекса.

Опираясь на промежуточное положение их степени метаморфизма (между толщами докембрия — нижнего палеозоя, с одной стороны, и мела, с другой), можно предположить, что этот пласт отвечает толще среднепалеозой-мезозойских осадков.

Таким образом, район Южной Камчатки, пересеченный профилями ГСЗ, сложен всем комплексом пород от архея до кайнозоя, в то время как в Центральной Камчатке из разреза земной коры выпадает слой, ограниченный горизонтами с  $v_r = 6,0—6,2$  км/с и  $v_r = 5,7$  км/с, который мы отождествляем с толщей среднепалео-

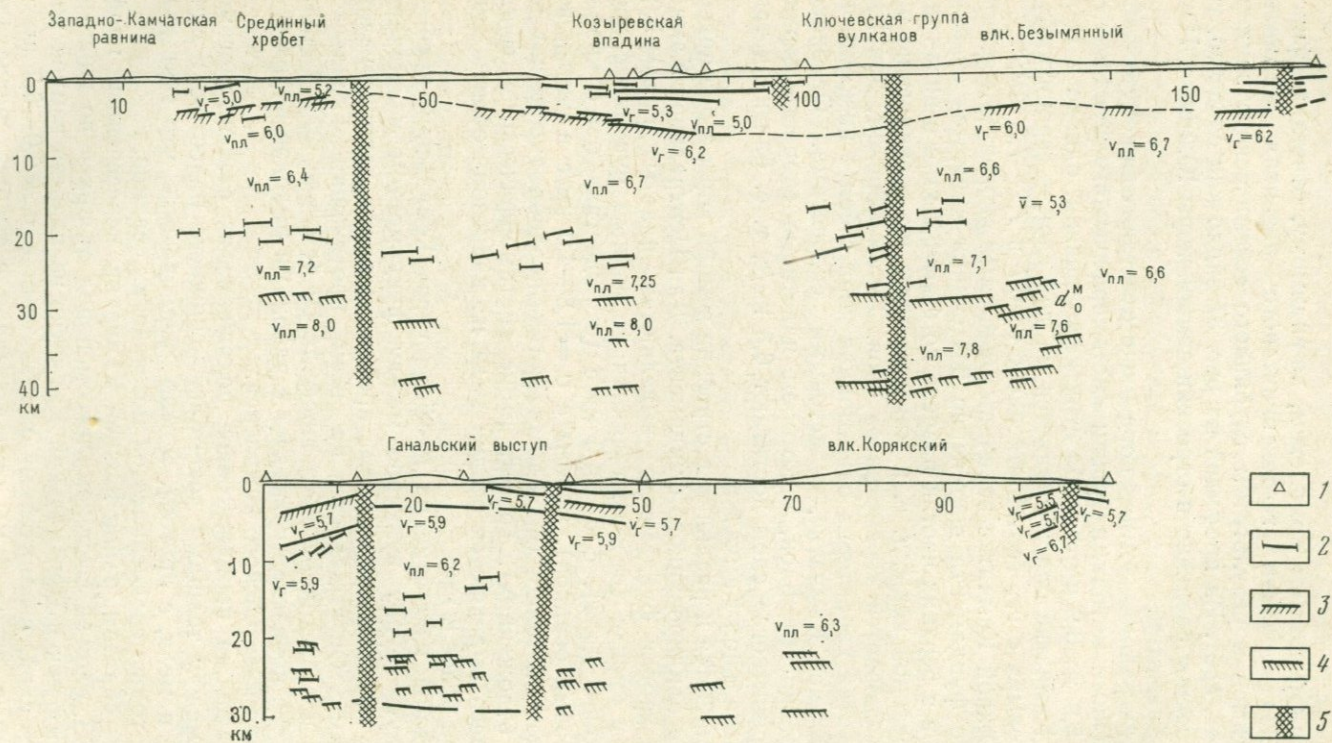


Рис. 37. Сейсмические разрезы земной коры Камчатки (по Г. И. Аносову, О. В. Веселову, Ю. А. Павлову и др.):  
 1 — пункты взрыва; 2 — сейсмические границы; 3 — кровля консолидированной коры; 4 — отражающие площадки в переходном слое от коры к мантии; 5 — глубинные разломы

зой-мезозойских осадков. Максимальная мощность этого слоя не превышает 4 км. Однако, если принять во внимание, что граница с  $v_r=5,7$  км/с и кровля «метаморфического фундамента» отстроены по преломленным волнам, т. е. по методике, которая дает сглаженное усредненное положение границы, реальные мощности могут быть несколько больше.

Из анализа данных ГСЗ можно сделать вывод о преимущественно субмеридиональном или северо-восточном простирании докайнозойских структурных форм. Об этом свидетельствует отчетливое их проявление в изменениях мощностей выделенных «пластов» по субширотным профилям при субгоризонтальном их положении на профиле северо-восточного простирания, пройденном вдоль долины р. Камчатки.

Четкий раздвиг «гранитного» слоя, совпадающий со Срединным Камчатским хребтом, отмечается на субширотном профиле через Центрально-Камчатскую депрессию. Возможно, Срединному антиклинорию на последнем этапе формирования «метаморфического» фундамента соответствовал глубокий прогиб.

На профиле северо-восточного простирания фиксируется лишь блоковое перемещение по разлому. На Южной Камчатке отчетливый прогиб фиксируется в восточном прибрежном блоке земной коры. На основании высоких пластовых скоростей в верхней части земной коры (6,8 км/с против 6,3 км/с в соседнем блоке) восточного блока можно говорить об его более высоком положении (~ на 15—20 км) или большей консолидированности по сравнению с более западными участками. Поэтому и фундамент Центральной Камчатки представляется более плотным, менее нарушенным — отсюда и более высокие значения пластовых скоростей. Центральная Камчатка представляет собой часть массива доордовикской консолидации [57].

## ОСТРОВ САХАЛИН И ОКРУЖАЮЩИЕ АКВАТОРИИ

Описываемому региону посвящено значительное число работ [36, 143, 144, 154]. Наиболее полно сейсмическая расслоенность коры и геологическая природа сейсмических границ рассмотрены в книге А. А. Суворова [150]. На рис. 38 приведен сейсмогеологический разрез Южного Сахалина, составленный на основании изучения упругих свойств пород, обнажающихся в пределах острова. Литолого-скоростная колонка показывает, что с увеличением возраста пород происходит закономерное увеличение в них скорости. Лишь в верхней части разреза в отложениях неогена и палеогена имеет место инверсия скорости. Сопоставление литолого-скоростной колонки со сводным сейсмическим разрезом, приведенным на рис. 39, позволяет провести геологическую интерпретацию последнего. На сейсмическом разрезе выделяются четыре крупных блока, различающихся по толщине коры и характеру ее слоистости: 1) Сахалинский блок с мощной корой, захватывающий Татарский пролив, Сахалин, его шельф и склон Курильской котловины;

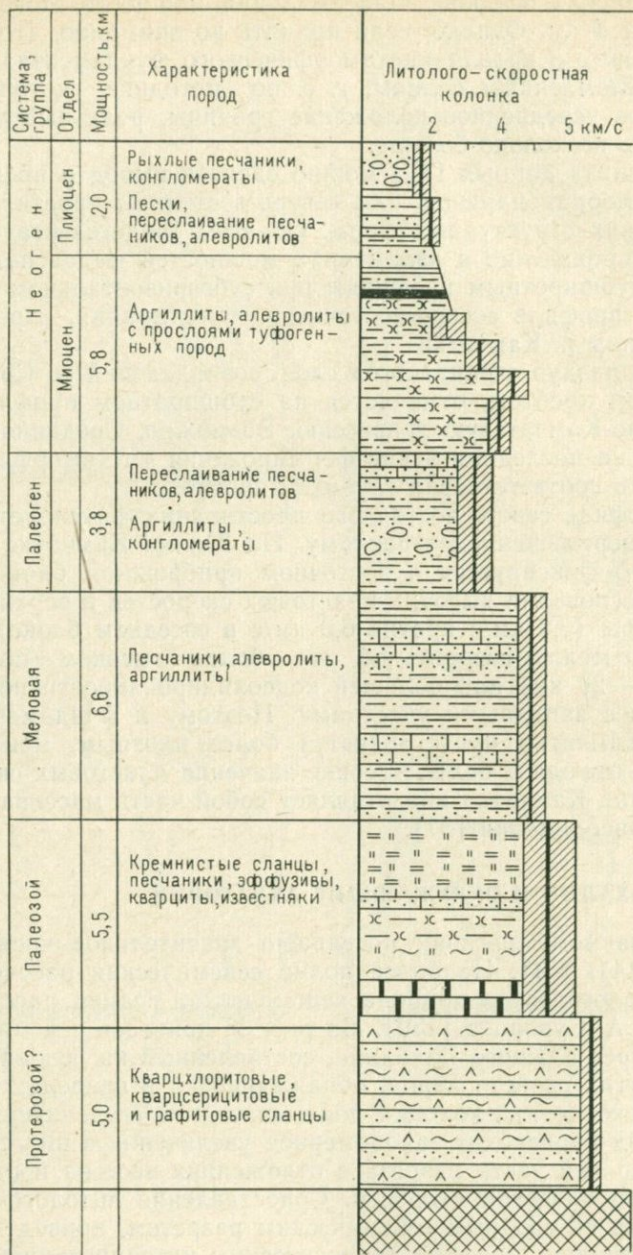


Рис. 38. Литолого-скоростная характеристика пород Южного Сахалина по обнажающимся на поверхности отложениям (по А. А. Суворову)

2) Курильская котловина; 3) блок Большой и Малой Курильской дуг; 4) восточный склон глубоководного желоба и океаническое плато.

В Сахалинском блоке выделено наибольшее число сейсмических границ. Преломляющая граница со скоростями менее 5,5 км/с соответствует, скорее всего, контакту палеогена и верхне-меловых отложений. Слой меловых отложений, достигающий 4—5 км на западном окончании профиля, выклинивается с приближением к Сахалину; 5-километровая толща, ограниченная сверху разделом со скоростью 5,1 км/с, относится А. А. Суворовым к нижнему мелу. Ниже залегает граница со скоростью 6,4 км/с, отождествляемая с поверхностью мезозойско-палеозойского комплекса осадков. Отложения этого возраста образуют мощный (10—15 км) слой  $l_1$ , уточняющийся к востоку и выклинивающийся под глубоководной Курильской котловиной.

Глубинный разлом под о. Сахалин смещает все сейсмические границы, что указывает на его относительную молодость.

Под Курильской котловиной непосредственно под осадками залегает сейсмический слой  $l_2$ , однако по сравнению с Сахалинским блоком мощность его сокращена почти в два раза. Под Курильской островной дугой поверх этого слоя залегает комплекс пород, пластовая скорость которых равна 6,0 км/с. Есть все основания считать, что это осадочно-вулканогенные образования верхнего мела — кайнозоя, частично обнажающиеся на Малой Курильской островной гряде.

Нижний сейсмический слой, характеризующийся скоростью в 6,4—6,8 км/с, отождествляется с докембрийским складчатым комплексом.

Геологическая интерпретация приведенного сейсмического профиля позволяет реконструировать последовательность событий при формировании структуры коры рассматриваемого региона. Раньше всего (в палеозое и мезозое) осадконакопление началось на месте о. Сахалин. Обширные пространства Курильской котловины, Курильской островной гряды и Курильско-Камчатского глубоководного желоба были в то время лишены осадков — это были зоны поднятий. В позднемеловое время и в палеогене максимум прогибания переместился в район к северу от о. Сахалин, где мощность осадков достигает 8 км. В это же время происходили мощные излияния лав на Курильской вулканической гряде. Во вторую половину палеоген-неогенового периода в опускание вовлекаются Курильская котловина и Курило-Камчатский желоб. Эти недавние опускания, продолжающиеся и в настоящее время, четко прослеживаются на примере Курильской глубоководной котловины.

Мы рассмотрели кратко лишь три района в пределах обширного Тихоокеанского складчатого пояса. Во всех случаях удается более или менее уверенно определить геологический возраст сейсмических границ в верхней половине земной коры. Обычно это оказываются контакты разновозрастных складчатых комплексов. На Камчатке и на Сахалине наиболее резким сейсмическим рубежом яв-

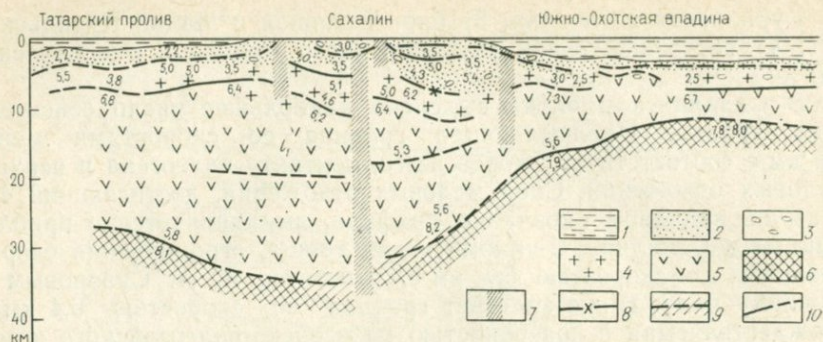


Рис. 39. Сводный геофизический разрез через о. Сахалин и Курильскую гряду (по А. А. Суворову):

1—6 — слои земной коры и верхней мантии: 1 — водный, 2 — осадочный, 3 — вулканогенно-осадочный, 4 — «гранитный», 5 — «базальтовый», 6 — «подкорковый», 7 — предполагаемые зоны глубинных разломов или тектонических швов; 8 — пересечение границ поперечным профилем; 9 — область возможного положения сейсмических границ; 10 — преломляющие границы

ляется допалеозойский кристаллический фундамент, поскольку отложению более молодых осадков предшествовал длительный перерыв. В пределах мезозойд Северо-Востока СССР наиболее четкой сейсмической границей является поверхность дорифейского фундамента. Причины этого очевидны — дорифейский фундамент в западной части пояса и докембрийский в восточной являются наиболее резкими границами смены состава и метаморфизма пород. С этого времени и начинается развитие собственно Тихоокеанского складчатого пояса. Нет сомнений, что дальнейшие сейсмические исследования позволяют повсеместно расшифровать слоистую структуру коры и тем самым восстановить его древнюю историю.

## Глава 6.

### ХРЕБТЫ И ВПАДИНЫ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Геологической интерпретации сейсмических зондирований складчатых сооружений Копетдага, Кавказа, Крыма и обрамляющих их впадин в этой книге уделено особое внимание. С одной стороны, это определяется тем, что в пределах этих территорий выполнены детальные сейсмические профили, принадлежащие к числу лучших, с другой стороны — в рассматриваемой области наблюдается большое разнообразие геологических структур и здесь легче, чем в каком-либо ином регионе, выявить возможности метода ГСЗ для расшифровки глубинного строения.

В геологической истории рассматриваемой части Средиземноморского складчатого пояса отчетливо выделяются три крупней-

ших геологических этапа, каждому из которых в современной структуре отвечает складчатый комплекс. Это этапы (сверху вниз):

1. Мезозой-кайнозойский (альпийский).
2. Среднепалеозойский — триасовый (герцинский).
3. Верхнепротерозойский (байкальский).

В каждый этап накопился соответствующий складчатый комплекс. За пределами Средиземноморского пояса находятся территории, в фундаменте которых (а иногда и на дневной поверхности) располагаются породы архейского — среднепротерозойского возраста, относимые нами к добайкальскому складчатому комплексу.

Альпийский складчатый комплекс на большей части территории включает породы от юрских до четвертичных. Граница между юрскими и более древними отложениями, как правило, представлена поверхностью углового несогласия и сопровождается изменением степени метаморфизма пород (рис. 40). Однако в ряде случаев сейсмическая граница оказывается смещенной по разделу относительно этого историко-геологического разреза. Вследствие этого к альпийскому складчатому комплексу оказываются присоединенными (в составе одного сейсмического слоя) отложения триаса или даже верхней перми или, наоборот, ниже-среднеюрские отложения не отличаются по сейсмическим свойствам от герцинского складчатого комплекса. Эти отклонения по мере необходимости будут отмечены ниже.

Герцинский складчатый комплекс охватывает, как правило, стратиграфический интервал от среднего девона до триаса.

Каледонский комплекс представлен отложениями небольшой мощности и самостоятельно на сейсмических профилях не выделяется. Он, по-видимому, входит в состав сейсмического слоя, интерпретируемого как герцинский складчатый комплекс.

Если выделение альпийского и герцинского складчатых комплексов сомнения не вызывает, то сложнее обстоит дело с байкальским. Байкальский возраст фундамента Средиземноморского складчатого пояса в полной мере был выявлен недавно М. В. Муратовым и В. Е. Хаиным [100, 160]. Однако многие вопросы стратиграфии и тектоники пород этого комплекса остаются неразрешенными.

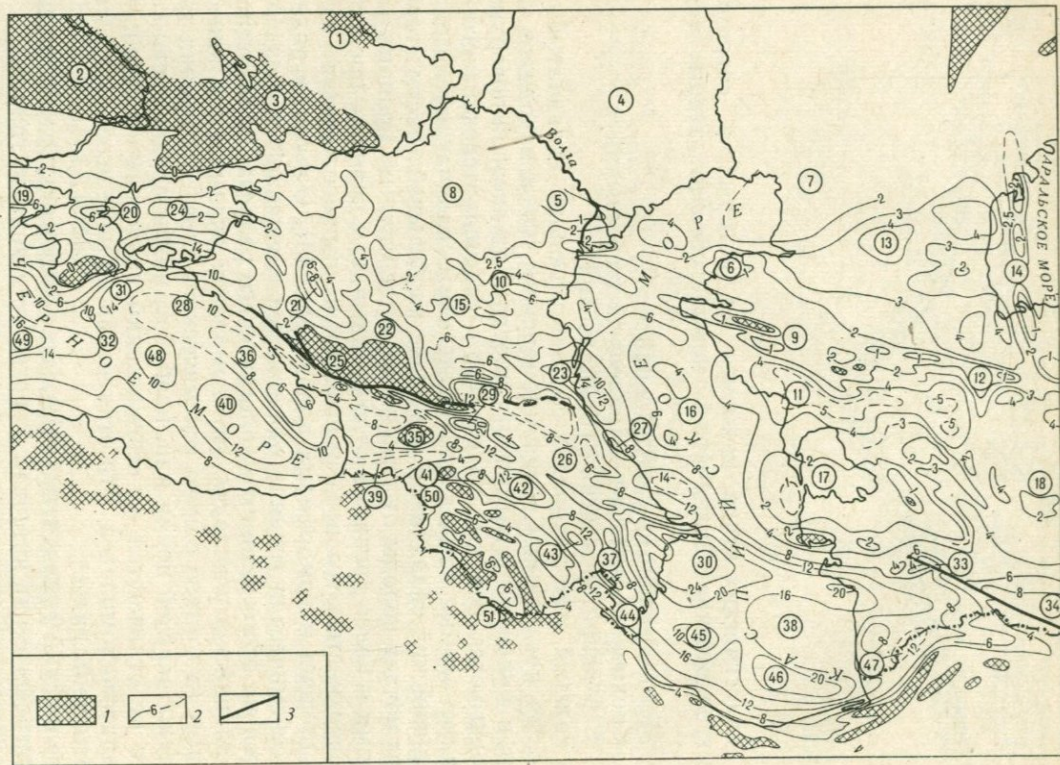


Рис. 40. Структурная схема по подошве альпийского складчатого комплекса (по И. А. Резанову и В. И. Шевченко):

1 — области расположения подошвы альпийского складчатого комплекса выше 0 м; 2 — стратонзогипсы; 3 — разломы

Верхняя часть байкальского складчатого комплекса вскрывается на дневной поверхности на Центральном Кавказе в зоне Главного хребта и Лабино-Малкинской зоне, образуя кристаллический фундамент этого складчатого сооружения. Стратиграфическое расчленение и возраст входящих здесь в состав комплекса толщ служит предметом дискуссий. В работе И. А. Резанова и В. И. Шевченко [123] показано, что метаморфические толщи, обнажающиеся в пределах Главного хребта и Лабино-Малкинской зоны Кавказа, сопоставимы. В обоих случаях они датируются рифеем и относятся к байкальскому складчатому комплексу. Докембрийский возраст имеют метаморфические породы Малого Кавказа и Северного Ирана.

Восточнее Каспия породы рифейского возраста вскрыты в нескольких скважинах на западном склоне Карабогазского массива. Это амфиболовые сланцы в скв. 3 Карши и графит-хлорит-мусковитовые сланцы зеленоватые и темно-серые, тонко-слоистые, с кварцевыми прослоями на площади Коскала. Эти породы В. С. Князев относит к позднему докембрию.

В Крыму на территории Симферопольского выступа и Новоцарицынского поднятия вскрыты бурением хлоритовые, серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы с альбитом и актинолитом, а также хлорит-карбонатные, хлорит-эпидот-карбонатные и тальк-кварц-хлоритовые сланцы, по-видимому, того же возраста [149].

Наиболее древний добайкальский складчатый комплекс на территории Украинского щита и Воронежской антеклизы сложен породами архея — среднего протерозоя. На большей части Средиземноморского пояса добайкальская часть земной коры недоступна непосредственному наблюдению. Поэтому о ее геологической природе мы судим преимущественно на основании косвенных данных. В ряде районов Средиземноморского складчатого пояса вскрываются древние, дорифейские породы [100, 160]. В пределах рассматриваемой территории к числу таких районов относится Киршехирский массив в Турции. Выходы этих пород являются, по-видимому, выступами наиболее древнего, добайкальского основания Средиземноморского складчатого пояса. Возможно, что архейский — среднепротерозойский (дорифейский) фундамент Средиземноморского пояса имеется и в ряде других мест этого пояса, но на глубине. Скважина в районе г. Констанца, вскрывшая на глубине 500 м кристаллические сланцы и гнейсы с абсолютным возрастом 1700 млн. лет, вероятно, достигла неглубоко залегающего в этом районе добайкальского фундамента [123].

Средиземноморский складчатый пояс с севера и юга ограничен Восточно-Европейской и Африканской добайкальскими платформами и субмеридиональными простирациями структур фундамента. Такие же простираения дорифейских пород отмечаются в пределах Ростовского выступа Украинского щита и на Ставропольском поднятии, т. е. в непосредственной близости от Центрального Кавказа. Геологические данные об антикавказских простираниях в рассматриваемом регионе приводились в литературе неоднократно. Ов!!

подтверждают точку зрения о том, что Средиземноморский пояс наложился несогласно на архейский — среднепротерозойский складчатый комплекс, слагающий сейчас фундамент древних платформ. Обрушение платформ и начало образования Средиземноморского складчатого пояса произошло в предрифейское [100] или предпозднерифейское [160] время. Таким образом, геологические данные указывают на то, что под геосинклинальными комплексами Средиземноморского складчатого пояса располагается древний архейский — среднепротерозойский фундамент.

Рассмотрим сейсмические профили, пересекающие хребты и впадины Закаспия, Кавказского перешейка, Крыма и Черноморья, Карпато-Балканского региона и Альп.

## ЗАПАДНАЯ ТУРКМЕНИЯ

Для территории Западной Туркмении опорными являются профиль ГСЗ — КМПВ Атрек — Сагиз, проходящий в меридиональном направлении по восточному побережью Каспия (интерпретация его выполнена С. С. Чамо), и профиль ГСЗ о. Огурчинский — Сарыкамышская впадина в интерпретации Б. А. Харикова и М. В. Гайдудина [161].

Профиль Атрек — Сагиз (рис. 41) с юга на север пересекает восточную часть Закаспийской впадины, захватывая такие тектонические зоны, как северное крыло Предэльбурского прогиба, Аладаг-Мессерианскую зону, Прибалханскую впадину, Кубадаг-Большешалханский мегантиклинорий, Карабогазский свод, Южно-Мангышлакский прогиб и Мангышлакское поднятие, Северо-Устьюртскую и Прикаспийскую впадины. Этот профиль принадлежит к числу наиболее детальных профилей глубинного сейсмического зондирования, составленных как в СССР, так и за рубежом. На всем его протяжении было выполнено сплошное профилирование. Заданная система пунктов взрыва была такой, что позволяла фиксировать в консолидированной земной коре слои с минимальной мощностью 4 км.

Сейсмическое зондирование обнаружило следующее строение земной коры в Западно-Туркменской впадине. Кроме частично захваченного профилем северного борта Предэльбурского прогиба (где наблюдается довольно резкое погружение всех сейсмических границ) в пределах рассматриваемой части профиля четко выделяются три крупные тектонические зоны, характеризующиеся различным строением коры: под Карабогазским сводом мощность коры сокращена до 33—38 км, в Прибалханской впадине кора имеет мощность 45—50 км, в Аладаг-Мессерианской зоне мощность коры вновь сокращается до 30—38 км.

Стратиграфическая принадлежность сейсмических слоев, показанных на рассматриваемом профиле, для верхней части земной коры может быть определена достаточно уверенно. Слои с граничными скоростями сейсмических волн до 3,9—4,2 км принадлежат кайнозойским образованиям [168]. Граница со скоростью 4,2—

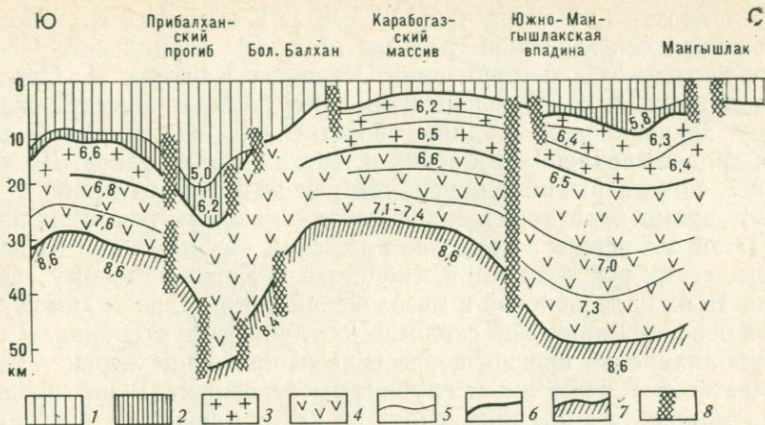


Рис. 41. Сейсмический профиль Атрек — Сагиз (по С. С. Чамо).

Комплексы: 1 — альпийский, 2 — герцинский; 3 — байкальский и «гранитный» слои; 4 — «базальтовый» слой; 5 — сейсмические границы; 6 — опорные сейсмические границы; 7 — граница М; 8 — разломы. Цифры — граничные скорости, км/с

4,6 км, расположенная в пределах Западной Туркмении на глубинах 5—10 км, отождествляется с нижней частью кайнозоя — верхней частью мезозоя. Граница с граничной скоростью 5,2—5,6 км/с отвечает плотным известнякам нижнего мела. В пользу этого говорят многочисленные профили КМПВ, проведенные в пределах различных структур Западной Туркмении, привязанные ко многим скважинам глубокого бурения и к выходам коренных пород мезозойского возраста на дневную поверхность. Границу со скоростью 6,2 км/с, залегающую в Аладаг-Мессерианской зоне на глубине примерно 10 км, мы отождествляем с нижней частью мезозойского осадочного комплекса пород (кровля верхнего палеозоя — триаса). Наконец, граница со скоростью 6,2—6,6 км/с отождествляется с поверхностью кристаллического фундамента — подошвой герцинского складчатого комплекса (см. рис. 41). В пользу этого свидетельствуют: форма записи, однотипные динамические характеристики и малый коэффициент затухания вступлений этой волны и др [124].

Нередко комплекс осадочных пород, располагающихся между подошвой юрского-кайнозойского чехла и кровлей кристаллического фундамента, отождествляется с пермо-триасовой толщей пород. Однако, как пишет А. Е. Шлезингер, «в южной половине Туркменской плиты и в пределах Северо-Туркменской зоны прогибов наиболее низкие горизонты вскрытой части рассматриваемого комплекса пород принадлежат к сероцветной морской вулканогенно-терригенной формации нижнего — среднего карбона... По данным сейсморазведки преломляющий горизонт, отбивающий подошву рассматриваемого комплекса, расположен значительно ниже пород среднего карбона, что дает основание предполагать, что нижняя часть его разреза, возможно, имеет

среднепалеозойский возраст» [176, с. 81]. К выводу о соответствии аналогичной сейсмической границы подошве герцинского складчатого комплекса для территории Северного Кавказа и Предкавказья пришла Г. В. Краснопевцева [72]. Аладаг-Мессеррианскому району Закаспийской впадины свойственны сокращенные мощности средне-верхнепалеозойских и мезозойских осадков. До крупных неоген-четвертичных опусканий рассматриваемый район длительное время характеризовался антиклинальным режимом развития. Такой же режим в палеозое и мезозое, как мы знаем из палеогеологических реконструкций, свойствен и Карабогазскому своду. Общность их палеозойской и мезозойской истории, по-видимому, является основной причиной сходства их глубинного строения.

Прибалханский прогиб, пересеченный профилем Атрек — Сагиз, обладает совершенно иным глубинным строением. В его пределах общая мощность коры превышает 50 км, наблюдается резкое увеличение мощности сейсмических слоев, отвечающих отложениям кайнозойского, мезозойского и палеозойского возраста. Однако глубинное строение нижней части коры под впадиной и особенно под ее северным склоном оказалось исследовано слабо — резкий контакт Прибалханской впадины и Карабогазского свода (в районе Большого Балхана) не позволил выделить протяженных границ. Глубинное строение Прибалханской впадины и ее сочленения с Карабогазским сводом более отчетливо видно на профиле ГСЗ о. Огурчинский — Сарыкамышская впадина, проходящем под острым углом к зоне контрастного сочленения этих структур (рис. 42). Б. А. Хариков, выполнивший сейсмическую интерпретацию этого профиля, существенно дополнил исследования С. С. Чамо. Детализируя схему глубинного геологического строения, предложенную ранее Ю. Н. Годининым [44], Б. А. Хариков выделяет в Прибалханской впадине (сверху вниз) следующие складчатые комплексы: кайнозойский, мезозойский, палеозойский, метаморфизованные палеозойские отложения и т. д.

Автор этой книги принимает предложенную Б. А. Хариковым схему расчленения мощного осадочного разреза Прибалханской впадины, но с одним изменением. Выделенный им слой «метаморфизованных палеозойских отложений», залегающий на северном крыле Прибалханской впадины, нами отождествляется, судя по значениям скоростей и его стратиграфическому положению, с породами байкальского складчатого комплекса.

Строение верхней части земной коры Карабогазского массива и Южно-Мангышлакской впадины передает профиль КМПВ Кубадаг — Мангышлак, пройденный вдоль побережья Каспийского моря (рис. 43). Интерпретация его дана А. У. Захидовым [58]. Сейсмическая граница, интерпретируемая им как подошва палеозоя, принимается нами за подошву герцинского складчатого комплекса (граничные скорости 5,8—6,2 км/с). По линии профиля с севера на юг на этот комплекс трансгрессивно ложатся сначала меловые слои, затем юрские, а в Южно-Мангышлакском прогибе — отложения пермо-триаса.

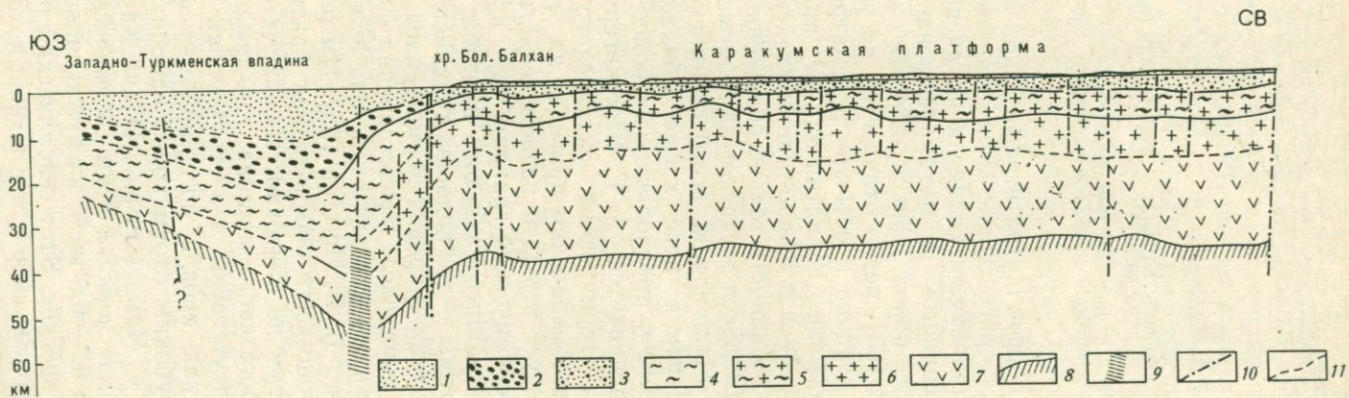


Рис. 42. Профиль о. Огурчинский — Сарыкамышская впадина (по Б. А. Харикову и М. В. Гайдулину).  
 Отложения: 1 — кайнозой, 2 — мезозой — кайнозой, 3 — мезозой, 4 — палеозой, 5 — метаморфизованный палеозой. Слои: 6 — «гранитный», 7 — «базальтовый»; 8 — подкорový; 9 — глубинные разломы в верхней мантии; 10 — глубинные разломы в земной коре; 11 — зоны разломов в осадочном слое

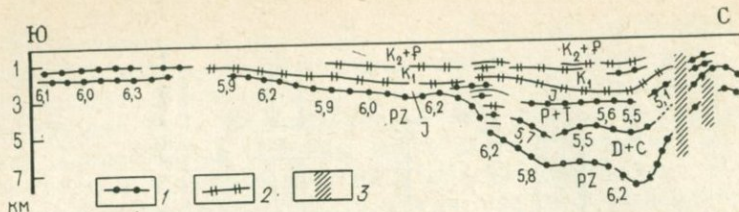


Рис. 43. Сейсмический профиль Кубадаг — Мангышлак (по А. У. Захидову):  
 1 — преломляющие горизонты и значения граничных скоростей, км/с; 2 — опорные и отражающие горизонты; 3 — разломы по данным сейсморазведки

Следует рассмотреть вопрос о стратиграфической привязке этой сейсмической границы севернее Южно-Мангышлакского прогиба. Как известно, на Мангышлакском поднятии на дневную поверхность выходят дислоцированные и метаморфизованные породы пермо-триаса. Кровля этих пород, фиксированная значительным числом профилей КМПВ [65], резко отличается по упругим свойствам от вышележащих осадков и обычно рассматривается как фундамент. От Мангышлакского поднятия на юг кровля пермо-триаса погружается, опускаясь в Южно-Мангышлакском прогибе до 8—9 км. Известно, что мощность только обнаженной части разреза пермо-триасового комплекса достигает на Мангышлаке 8,3 км. Общая же мощность на Мангышлаке всего герцинского складчатого комплекса с включением в него кроме обнаженной части разреза также низов перми и предполагаемых более древних палеозойских отложений оценивается А. Е. Шлезингером в 14 км. Таким образом, подошва герцинского складчатого комплекса должна быть в Южно-Мангышлакском прогибе на глубинах не менее 15 км. Отсюда следует вывод о разном геологическом возрасте рассматриваемой сейсмической границы на профиле (см. рис. 43) в пределах Южно-Мангышлакского прогиба и Мангышлакского поднятия. В прогибе — это подошва герцинского складчатого комплекса, а на поднятии — кровля пермо-триаса, т. е. кровля герцинского складчатого комплекса. Представление о разном возрасте этой границы на южном и северном крыльях Южно-Мангышлакского прогиба разделяет В. В. Ишутин [65]. Им опубликована наиболее детальная и лучше всего обоснованная фактическим материалом структурная схема по поверхности складчатого фундамента. В пределах Карабогазского массива, где каменноугольные и девонские отложения отсутствуют, эта структурная поверхность может рассматриваться как кровля догерцинского фундамента.

Обратимся к более глубоким слоям консолидированной коры Закаспия. На профиле С. С. Чамо (см. рис. 41) на Карабогазском массиве показано на глубине порядка 8 км сейсмическая граница  $K_1$  с граничной скоростью 6,5—6,6 км/с, погружающаяся до 20 км в Южно-Мангышлакском прогибе. Этот сейсмический раздел ограничивает снизу слой, граничные скорости в кровле которого равны 6,2—6,5 км/с. Мощность слоя в пределах Карабогазского свода со-

ставляет в среднем 5 км, а под Южно-Мангышлакским прогибом увеличивается до 7—10 км. Этот слой на профиле С. С. Чамо разделен еще одной сейсмической границей с граничной скоростью также 6,2—6,5 км/с. Выдержанный по простиранию сейсмический слой примерно такой же мощности показан и на профиле о. Огурчинский — Сарыкамьшская впадина (см. рис. 42). Б. А. Хариков интерпретирует его как слой, сложенный метаморфизованными палеозойскими породами. Нижнепалеозойские отложения имеют в рассматриваемом регионе небольшую мощность [123] и, следовательно, не могут слагать весь этот слой. По нашим представлениям, этот слой (разделенный на профиле С. С. Чамо на два слоя) может быть отнесен к байкальскому складчатому комплексу. То, что рифей (байкальский складчатый комплекс) на Туранской плите имеет относительно небольшую мощность (около 5—10 км), косвенно подтверждается примерно такими же цифрами мощности байкальского складчатого комплекса в пределах идентичных структур на Скифской плите (см. рис. 48 профиль Волгоград — Нахичевань).

Обратим внимание, что если геологическое положение сейсмической границы (рис. 44), которую мы рассматриваем как кровлю байкальского комплекса в Закаспии, определена более или менее надежно и ошибка в геологической привязке составляет максимум первые километры, то подошва определена условно. Следует лишь подчеркнуть, что сейсмические границы, принимаемые за подошву байкальского складчатого комплекса на западном и восточном берегах Каспийского моря, по своим динамическим и кинематическим признакам близки. Это указывает на то, что строя структурную схему в изолиниях, мы оперируем с одной и той же структурной границей.

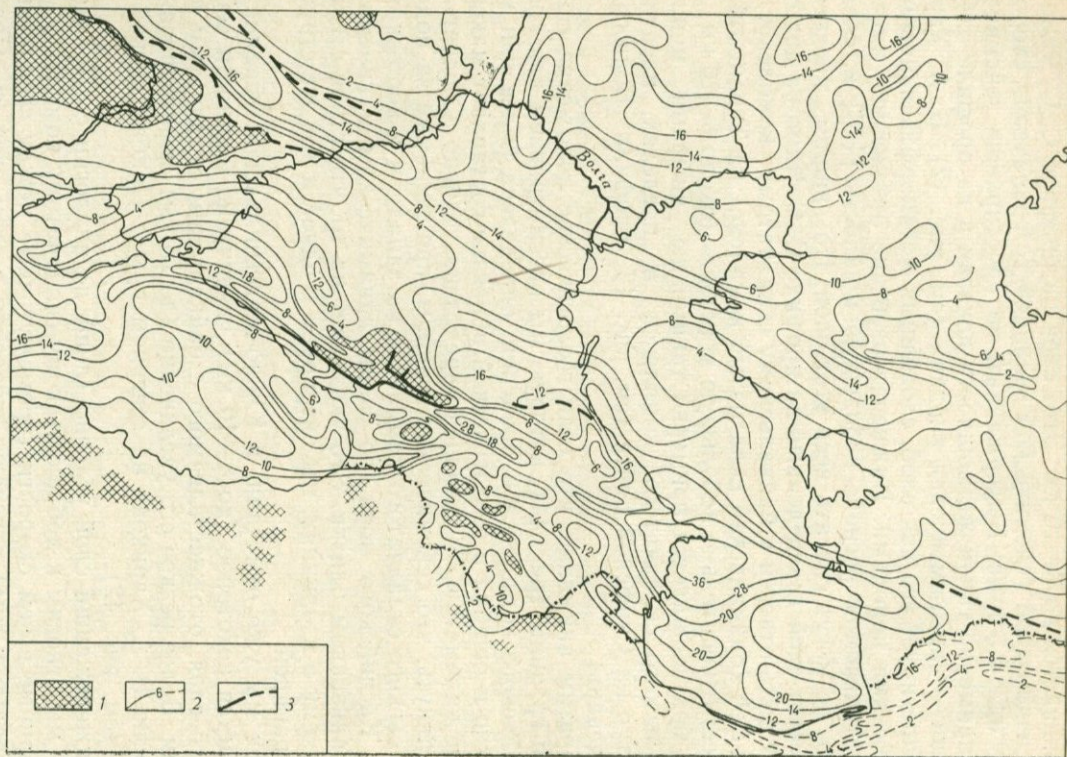
Как мы уже отмечали, в Южно-Мангышлакской впадине наблюдается некоторое (до 8—10 км) увеличение мощности сейсмического слоя, отождествляемого с байкальским складчатым комплексом. Более резкое его увеличение (до 15 км) зафиксировано по профилю Б. А. Харикова на северном крыле Прибалханской впадины (см. рис. 42).

Нижележащий слой условно (лишь по аналогии с Предкавказьем) мы относим к добайкальскому складчатому комплексу. Фиксированные в нем скорости (промежуточные между «гранитными» и «базальтовыми») отвечают скоростям в этом слое в Предкавказье.

Обратимся теперь к геологической интерпретации результатов сейсмических исследований в Предкопетдагском прогибе и Копетдаге [66]. Сейсмическими исследованиями альпийского складчатого комплекса Предкопетдагского прогиба установлено закономерное увеличение мощности всех горизонтов мезозоя и палеозоя в осевой части прогиба. Так, на сейсмическом профиле Гяурс — Ербент (рис. 45), пересекающем с юга на север центральную часть Ашхабадской впадины, помимо границы со скоростью 5,7—6,6 км/с, отвечающей подошве альпийского складчатого комплекса,

Рис. 44. Структурная  
схема по подошве гер-  
цинского складчатого  
комплекса (по И. А. Ре-  
занову и В. И. Шевчен-  
ко):

1 — область  
расположения  
подошвы герцинского ком-  
плекса выше 0 м; 2 — стра-  
тоизогипсы; 3 — разломы



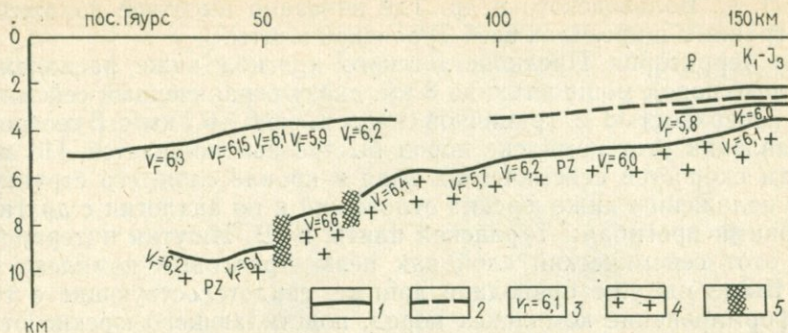


Рис. 45. Сейсмический профиль Гяур — Ербент:

1 — преломляющая сейсмическая граница в осадочном слое; 2 — то же, менее уверенно; 3 — граничная скорость; 4 — доальпийский фундамент; 5 — разломы

отбита еще одна преломляющая граница по кровле карбонатного комплекса неокома — верхней юры. По профилю Копетдаг — Аральское море в верхней части коры показаны сейсмические границы с граничными скоростями 4,0 и 5,3—6,1 км/с (рис. 46). Верхняя из них, пересеченная на Каракумском своде скважинами, отвечает кровле верхнемеловых пород, а нижняя — кровле верхнеюрских — нижнемеловых известняков. Ниже в пределах Предкопетдагского прогиба на глубинах до 10—11 км обнаружена сейсмическая граница, отсутствующая на Центрально-Каракумском своде, с граничной скоростью 6,2—6,4 км/с. В. В. Ишутин отождествляет ее с подошвой юры — кровлей пермо-триасового комплекса. Так же определено стратиграфическое положение этой границы в ра-

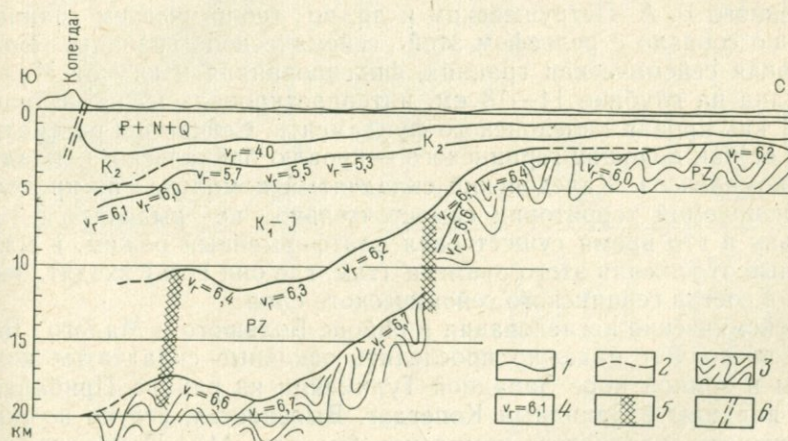


Рис. 46. Южный участок сейсмического профиля Копетдаг — Аральское море (по В. В. Ишутину и др.):

1 — сейсмическая граница, 2 — то же, менее достоверно, 3 — консолидированная кора; 4 — граничная скорость; 5 — глубинные разломы; 6 — надвиг Копетдага

боте И. С. Вольвовского и др., где показано высотное положение этой границы в пределах всей Туранской плиты.

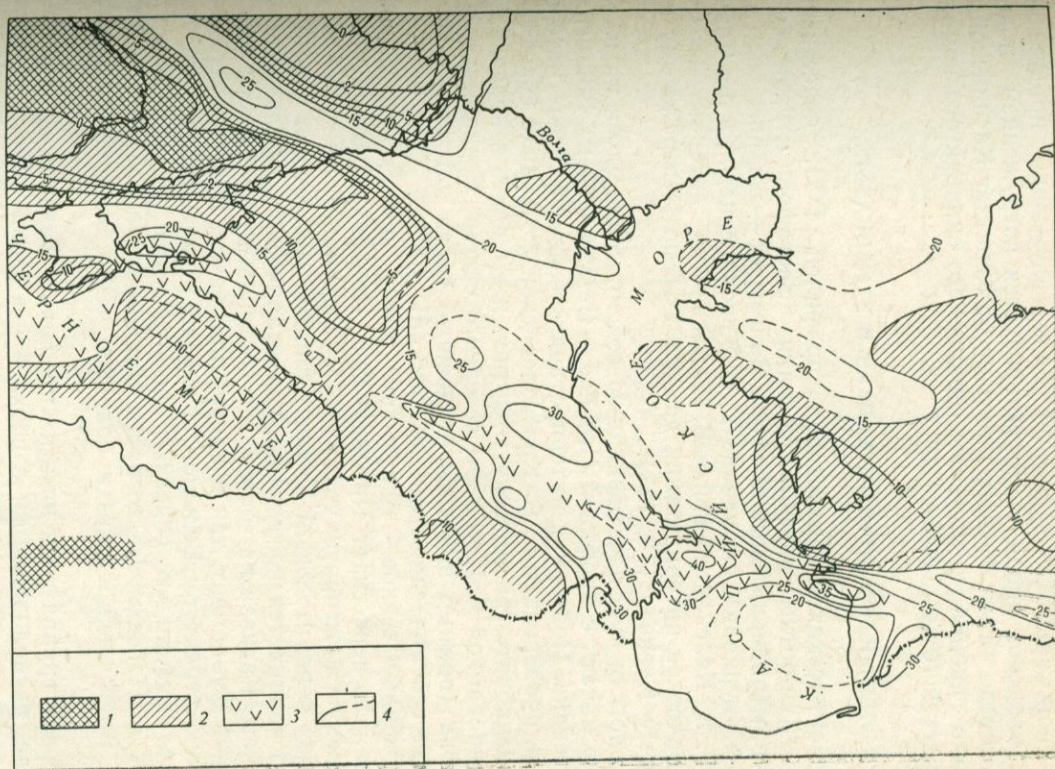
На территории Предкопетдагского прогиба ниже расположен комплекс пород мощностью до 8 км, снизу ограниченный сейсмической поверхностью с граничной скоростью 6,6—6,7 км/с. В северном направлении этот комплекс пород быстро выклинивается. По значениям скоростей сейсмических волн в кровле слоя, его структурному положению ниже юрских отложений и по аналогии с другими глубокими прогибами Туранской плиты В. В. Ишутин интерпретирует этот сейсмический слой как пермо-триасовый комплекс пород. Выше мы уже приводили данные, свидетельствующие о том, что формирование комплекса пород, подстилающего юрские отложения в основных прогибах Кавказско-Туркменского региона, охватывает более продолжительный интервал — вероятно, от среднего девона до триаса включительно, т. е. весь герцинский геотектонический этап. Поэтому вполне вероятно, что рассматриваемый сейсмический слой включает в себя не только отложения пермо-триаса, но и более древние осадки (второй половины девона и карбона). Представление о том, что осадки карбона входят в состав этого («переходного») комплекса, признается сейчас все большим числом исследователей (Г. И. Амурский, Н. Я. Кунин и др.).

Дополнительным материалом для построения структурных схем по опорным сейсмическим границам (см. рис. 40, 44, 47) служили сейсмические профили, выполненные еще в 1952 г. в районе Большого и Малого Балхана в Западной Туркмении [70], и профили через Западный Копетдаг [39]. Сейсмические исследования обнажили в земной коре этого района две границы, верхняя из которых на глубинах 3—10 км практически всеми исследователями была принята за подошву альпийского складчатого комплекса. Положение этого структурного раздела в Западной Туркмении, ранее построенного Б. А. Петрушевским и др. по геологическим данным, хорошо совпало с рельефом этой сейсмической границы. Более глубокая сейсмическая граница, фиксированная к югу от Малого Балхана на глубине 14—18 км, интерпретировалась нами ранее [116] как кровля каледонского фундамента. Сейчас мы рассматриваем ее как подошву герцинского — кровлю байкальского складчатых комплексов. Каледонский складчатый комплекс в пределах анализируемой территории самостоятельно не выделяется, поскольку в это время существовал платформенный режим, и мало мощные отложения этого времени (там, где они есть) входят, вероятно, в состав герцинского сейсмического слоя.

Сейсмические исследования в районе Большого и Малого Балхана позволяют надежно проследить основные складчатые комплексы в земной коре Западной Туркмении из района Прибалханской впадины в Западный Копетдаг. Выясняется, что по подошве герцинского складчатого комплекса (см. рис. 44) Прибалханская впадина далеко прослеживается в глубь Копетдага. В межбалханском коридоре эта сейсмическая граница залегает на глубине 14 км, а юго-западнее погружается до 18 км. По профилю Кизил-Арват —

рис. 47. Структурная схема по кровле добайкальского складчатого комплекса — «базальтового» слоя (по И. А. Резанову и В. И. Шевченко).

Области, где кровля добайкальского комплекса располагается: 1 — выше 0 м; 2 — на глубинах от 0 до 15 км; 3 — участки переработки «гранитного» слоя; 4 — изолинии глубин



Сумбар, пройденному со станциями «Земля», выявляются два блока земной коры. Юго-западный блок, служащий продолжением Прибалханской впадины, характеризуется погружением подошвы палеозоя до 16 км. К северо-востоку от Копетдаг-Каспийской зоны разлома глубина до подошвы герцинского складчатого комплекса измеряется 10 км и менее [39].

## ЦЕНТРАЛЬНЫЙ, ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ И ЗАКАВКАЗЬЕ

Сейсмическая интерпретация профилей ГСЗ, пересекающих Кавказ (широтные профили Анаклия — Зестафони и Гали — Сафаралиев, меридиональные профили Волгоград — Нахичевань и Степное — Бакуриани), выполнена Г. В. Краснопевцевой и др. Совместно с Г. В. Краснопевцевой и В. И. Шевченко автором проведена геологическая интерпретация данных ГСЗ по Центральному и Восточному Кавказу [72, 123].

Геологическую идентификацию сейсмических слоев на Кавказе удобно начать с профилей Степное — Бакуриани и Волгоград — Нахичевань. Повторная интерпретация сейсмического материала по ним, проведенная Г. В. Краснопевцевой, позволила существенно детализировать сейсмическую картину и выделить в пределах консолидированной земной коры северного склона Кавказа и в Предкавказье (помимо подошвы осадочного чехла и границы М) три опорные сейсмические границы (рис. 48).

Профиль Степное — Бакуриани имеет протяженность около 300 км. Он пересекает Предкавказье, Центральный Кавказ и Закавказскую межгорную впадину. Центральная часть профиля, проходящая через Большой Кавказ, попадает на тот его участок, где только начинается погружение кристаллического фундамента Центрального Кавказа на восток, где доступны изучению как кристаллический фундамент, так и альпийский чехол. В результате геологическую структуру Большого Кавказа можно выявить на значительную глубину, что облегчает геологическую интерпретацию данных ГСЗ. Профиль Волгоград — Нахичевань пересекает Предкавказье, Восточный Кавказ и большую часть Закавказской депрессии.

Первая группа волн на этих профилях связана с границами раздела, расположенными в верхней осадочной толще. Последняя характеризуется средней пластовой скоростью 3,6 км/с в Предкавказье и 3,2 км/с в Закавказской депрессии [71, 72].

Волны второй группы наиболее многочисленны. Среди них выделяются: волна  $t_{PZ}$ , группа «гранитных» волн  $P^0_{0,1,2,3}$ , «базальтовых» волн  $P^{\times}_{1,2}$  и «мантийных» волн  $P^m_{отр}$ ,  $P^m_{1,2,3}$ .

В Предкавказье сложная и интенсивная волна  $t_{PZ}$  связана с границей  $d_{PZ}$ . В районе вала Карпинского и Прикумского вала скважины пересекают эту границу (ее глубина 2—4 км) и здесь можно отождествить ее с поверхностью палеозойского (доверхнепермского, герцинского) складчатого основания Предкавказья [123]. Южнее в рельефе этой границы в Предкавказье выделяется



Терско-Сулакский прогиб, осложненный локальными поднятиями в районе Терского и Сунженского хребтов. Глубина погружения границы здесь достигает 8—10 км. Граничная скорость в среднем 5,3—5,7 км/с (профиль Волгоград — Нахичевань) и увеличивается на запад до 5,9—6,2 км/с (профиль Степное — Бакуриани).

Стратиграфическое положение границы  $d_{PZ}$  на территории Терско-Сулакского прогиба нельзя считать окончательно выясненным. Напомним, что в пределах соответствующей полосы прогибов западнее Ставропольского поднятия первая сверху сейсмическая граница, ограничивающая снизу «осадочный слой», совпадает с подошвой меловых — верхнеюрских отложений. Нижняя и средняя юры, по сейсмическим данным, вместе с триасом включается в состав нижележащего слоя земной коры; многие исследователи выделяют отложения этого возраста в самостоятельный структурный ярус.

Возможно, что заметное отклонение сейсмического раздела, считающегося подошвой альпийского складчатого комплекса, от стратиграфической границы юры и триаса наблюдается и на территории Терско-Сулакского прогиба. Е. Н. Багинская и др. [105], рассматривая эту часть Восточного Предкавказья, отмечают, что сейсмическая поверхность, считающаяся кровлей герцинского фундамента, к югу от вала Карпинского может соответствовать кровле пермо-триасового комплекса пород. Известно, однако, что в состав этого комплекса входят, вероятно, и нижнеюрские отложения [152].

Как следует из составленного Г. В. Краснопевцевой, В. И. Шевченко и автором сейсмогеологического профиля через Восточный Кавказ и Восточное Предкавказье (см. рис. 48), сейсмический раздел  $d_{PZ}$  южнее Брагунской (Терской) антиклинали хорошо совпадает с подошвой верхнеюрских отложений. Даже на территории Варандинской антиклинали (Известняковый Дагестан) эта сейсмическая граница тяготеет к верхнеюрским отложениям и испытывает соответствующий изгиб (далее к югу эта граница не прослеживается). Это заставляет предполагать, что либо ниже-среднеюрские отложения на территории рассматриваемой части Предкавказья имеют очень незначительную мощность (несколько сотен метров), либо они входят здесь в состав того слоя земной коры, который располагается ниже раздела  $d_{PZ}$  и который обычно отождествляется с палеозойским (герцинским) фундаментом Предкавказья.

С приближением к горным районам Большого Кавказа волна  $t_{PZ}$  резко затухает, а граница  $d_{PZ}$ , связанная с ней, не фиксируется. Это вызвано, по-видимому, выклиниванием или утонением комплекса герцинских пород.

Ниже располагается поверхность «гранитного» слоя ( $d_0^0$ ), которой соответствует четкая и интенсивная волна  $P_0^0$ . Эта граница прослежена далеко на север, где она соответствует подошве палеозойского комплекса или кровле древнего кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы. Это позволяет считать сейсмическую поверхность  $P_0^0$  на территории Восточного Предкав-

казья подошвой герцинского — кровлей байкальского складчатого комплекса.

Еще ниже в земной коре на территории Восточного Предкавказья по данным отраженных волн выделяются две границы, четко прослеживаемые в пределах обоих профилей. Эти границы разделяют нижнюю часть земной коры на три сейсмических слоя. Поскольку границы построены по отраженным волнам, граничные скорости остаются неизвестными и при сопоставлении слоев приходится ограничиваться данными о пластовых скоростях.

Оба меридиональных профиля (см. рис. 48) в их северной части пересекают на сравнительно небольшом расстоянии друг от друга (около 100 км) одну и ту же тектоническую структуру — Терско-Каспийский прогиб. Верхняя часть разреза (альпийский и герцинский складчатые комплексы) на обоих профилях имеют одинаковое строение и примерно равные мощности. Учитывая общность развития всего Терско-Каспийского прогиба, одинаковое число сейсмических границ, одинаковые глубины залегания верхних двух складчатых комплексов, одинаковую общую мощность коры по обоим профилям, логично допустить, что и границы в нижней части коры, залегающие на равных глубинах, являются идентичными. Эта интерпретация подтверждается анализом пластовых скоростей в рассматриваемых трех сейсмических слоях.

В Предкавказье на обоих профилях пластовые скорости в анализируемых слоях соответственно равны сверху: в третьем слое 6,0—6,3 км/с, в четвертом 6,3—6,5 км/с и в пятом, залегающем непосредственно над границей М, 6,5—7,5 км/с. Нетрудно видеть, что в третьем и четвертом слоях значения пластовых скоростей близки. Нижний же слой на профилях Волгоград — Нахичевань и Степное — Бакуриани характеризуется значительно большими значениями пластовых скоростей.

Остановимся на геологическом истолковании трех сейсмических слоев, расположенных ниже герцинского складчатого комплекса.

На профиле Степное — Бакуриани с приближением к мегантиклинорию Большого Кавказа кровля «гранитного» фундамента  $d_0^0$  в направлении с севера на юг быстро поднимается вверх и выходит на дневную поверхность, достигая наиболее высокого гипсометрического положения в осевой части мегантиклинория. Прослеживающийся севернее Большого Кавказа на огромном расстоянии слой, соответствующий в Предкавказье герцинскому фундаменту, в пределах мегантиклинория на линии профиля отсутствует (см. рис. 48). Судя по геологическим данным, с переходом от Предкавказья к горному сооружению этот слой сильно уменьшается в мощности и выклинивается приблизительно на их границе.

Известно, что «гранитный» фундамент на Центральном Кавказе сложен протерозойскими кристаллическими и метаморфическими сланцами и гнейсами, относящимися к байкальскому складчатому комплексу, главным образом с пластовыми телами герцинских гранитов [123]. Следовательно, можно считать, что по крайней мере верхняя часть третьего сверху сейсмического слоя на профиле

Степное — Бакуриани соответствует байкальскому складчатому комплексу. Аналогично можно интерпретировать природу сейсмического слоя, располагающегося ниже границы  $d_0^\circ$  на южном конце этого же профиля, в пределах Дзирульского массива. Там эта граница совпадает с подошвой альпийского — кровлей байкальского складчатых комплексов (герцинский отсутствует).

Непосредственно наблюдению доступна лишь верхняя часть байкальского комплекса, видимая мощность которого достигает на Центральном Кавказе 12—14 км. О составе его нижней части можно судить по геофизическим данным. Исходя из того что по сейсмическим характеристикам верхи и низы рассматриваемого сейсмического слоя близки, можно допустить, что и по составу они существенно не различаются и что, следовательно, эта часть земной коры на всю свою мощность сложена чередующимися кристаллическими сланцами, гнейсами и пластовыми телами гранитов того же возраста.

Мы считаем, таким образом, что основные раздувы этого слоя (под Большим Кавказом, Дзирульским массивом и в ряде других мест) имеют первичное происхождение, т. е. отвечают зонам крупных прогибаний в течение байкальского геотектонического цикла.

На профиле Волдоград — Нахичевань сейсмический слой, подстилающий герцинский складчатый комплекс, прослежен от района вала Карпинского через Терско-Каспийский прогиб в пределы мегантиклинория Большого Кавказа. Этот слой по своим физическим характеристикам имеет типичные черты «гранитного» слоя и вполне идентичен соответствующему слою на профиле Степное — Бакуриани.

На Южном склоне Большого Кавказа и в Закавказье на этом профиле сейсмическая граница  $d_0^\circ$ , по-видимому в геологическом отношении также соответствует кровле байкальского складчатого комплекса. Это подтверждается изучением состава галек из прослоев конгломератов, располагающихся среди средне- и верхнеюрских пород южного склона Восточного Кавказа [173]. Судя по этим данным, в восточной части Алазанской депрессии под мезозой-кайнозойскими отложениями, подошве которых соответствует рассматриваемая граница, располагаются различные кристаллические сланцы, гнейсы и гранитоиды, сходные с таковыми, слагающими байкальский фундамент Дзирульского, Храмского и Локского массивов. Породы, которые можно было бы отнести к герцинскому структурному ярусу, здесь отсутствуют.

К югу от Алазанской депрессии располагается глубокая (до 15—16 км) Мирзаанская впадина, выполненная мезозойскими и мощными кайнозойскими отложениями. Кровля фундамента этой впадины прослежена на профиле Черное море — Каспийское море до Дзирульского массива, где устанавливается, что этот раздел соответствует подошве альпийского — кровле древнего байкальского фундамента. Граничные скорости по этой границе в Предкавказье изменяются от 6,2 до 6,6 км/с. На южном участке в Закавказье минимальное значение граничной скорости вдоль этой

поверхности получено на обнажениях гранитов в Дзирульском массиве и равно 5,7 км/с, на других участках она меняется от 5,8 до 6,2 км/с.

На территории собственно Восточного Кавказа сейсмическая граница  $d_0^\circ$  также, по-видимому, соответствует подошве альпийского — кровле байкальского складчатого комплекса. Интересно отметить, что выступ древнего байкальского фундамента предполагается, по гравиметрическим данным М. Н. Смирновой, под большей частью Известнякового Дагестана. Сказанное не исключает возможности, что между альпийским комплексом и байкальским фундаментом на Восточном Кавказе может располагаться маломощный чехол палеозойских отложений, который не выделяется сейсмическим методом.

Обратимся теперь к геологической интерпретации четвертого сверху слоя, расположенного ниже байкальского складчатого комплекса (см. рис. 48). Поскольку вышележащие сейсмические слои мы отождествляем с фанерозойскими складчатыми комплексами, то рассматриваемый четвертый слой, судя по его более низкому «стратиграфическому» положению, мы считаем возможным условно рассматривать как более древний, архейско-среднепротерозойский складчатый комплекс. По значениям пластовых скоростей (6,3—6,5 км/с) он мало отличается от вышележащего третьего слоя (6,0—6,3 км/с) и в то же время сильно разнится с пятым, надмантийным слоем (6,5—7,5 км/с).

Значения скоростей сейсмических волн в четвертом слое свидетельствуют, что в нем должны преобладать породы среднего химического состава, близкие породам фундамента Украинского щита, характеризующимся скоростями в интервале 6,0—6,6 км/с. Таким образом, имеющиеся сейсмические материалы не противоречат предположению, что четвертый слой принадлежит архейскому — среднепротерозойскому комплексу, выходящему на поверхность в пределах Украинского щита.

Геологические условия формирования самого нижнего надмантийного слоя, наиболее четко выраженного в пределах глубоких геосинклинальных прогибов, мы рассмотрим ниже (гл. 14).

Границу М характеризуют волна  $P_{отр}^m$ , отраженная от подошвы коры, и волна  $P_{пр}^m$ , преломленная на той же границе. Глубины границы М в Предкавказье изменяются в пределах 40—45 км; под северной высокогорной частью мегантиклинория Большого Кавказа глубина возрастает до 50—58 км, а южнее уменьшается до 42—43 км.

Таким образом, меридиональные профили ГСЗ Степное — Бакуриани и Волгоград — Нахичевань, пересекающие Большой Кавказ, хорошо сопоставляются друг с другом. На широтном профиле ГСЗ Гали — Сафаралиев (см. рис. 48) выделены сейсмические границы, по которым также хорошо увязываются рассматриваемые выше два меридиональных профиля. Ниже слоя со средней скоростью 3,2—3,6 км/с здесь расположена граница со скоростью 5,7—6,2 км/с. Глубина ее колеблется в пределах 0—8 км. Сходная волновая кар-

тина и близкие граничные скорости позволяют отождествить ее с границей  $d_0^\circ$  на южных участках меридиональных профилей, т. е. с подошвой альпийского складчатого комплекса. О тождественности этих границ свидетельствует и обнаружение их на одной глубине в точке пересечения с профилем Степное — Бакуриани (район с. Хашури). Следующая вниз сейсмическая граница  $d_1^\circ$  характеризуется граничной скоростью 6,7—7,2 км/с. Она обнаружена на глубине 10—22 км. По граничной скорости она сопоставляется с границей  $d_1^\circ$  на меридиональных профилях, отождествляемой с подошвой байкальского комплекса. О том, что второй сейсмический слой на широтном профиле отвечает байкальскому складчатому комплексу, говорят и прямые геологические данные: в районе Дзирульского массива этот сейсмический слой выходит на поверхность и там обнажаются породы верхнего протерозоя. Ниже по данным преломленных и отраженных волн построена граница  $d^{K_1}$ , залегающая почти на всем протяжении профиля на глубине порядка 30 км. Мы отождествляем ее с поверхностью надмантийного слоя. Граница М, определенная в основном по отраженным волнам, расположена на глубине 43—45 км.

#### ЗАПАДНОЕ ПОГРУЖЕНИЕ КАВКАЗА, ЧЕРНОЕ И АЗОВСКОЕ МОРЯ

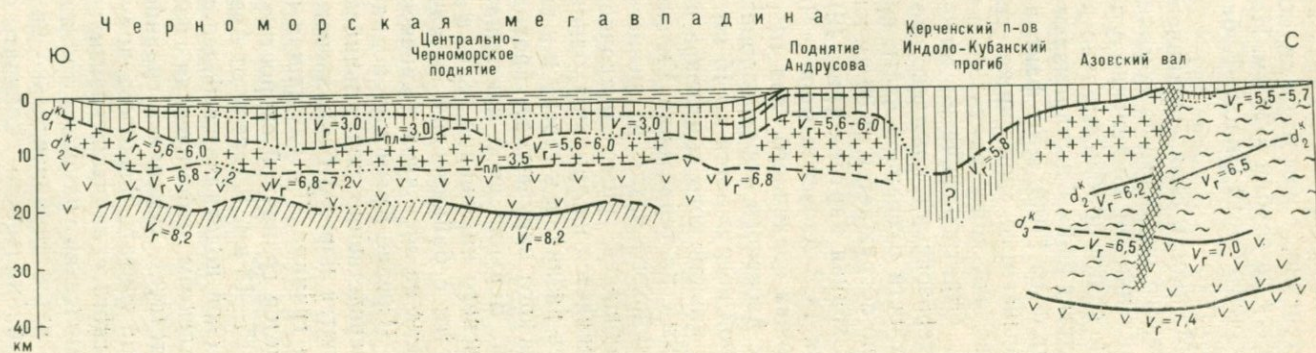
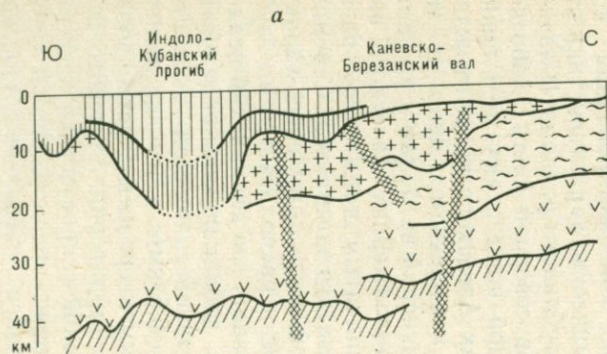
Западное Предкавказье пересечено профилем по линии Ленинградская — Геленджик [112]. По точкам обмена волн на этом разрезе земной коры получено несколько глубинных границ. Верхняя из этих границ служит подошвой толщи осадочных пород и располагается на глубинах не более 5 км в северной части профиля. С переходом к Индоло-Кубанскому прогибу эта поверхность резко опускается до глубины 12—14 км, а с приближением к осевой части западного Кавказа поднимается до 5—7 км. Эти данные позволяют определить геологическую природу указанной границы. Судя по всем имеющимся схемам, именно на этих глубинах в Западном Предкавказье располагается подошва альпийского складчатого комплекса [30, 99, 123, 170]. В северной части профиля эта граница пересечена скважинами.

Вторая сверху граница располагается на глубинах 3—10 км севернее Индоло-Кубанского прогиба и погружается по крайней мере до 20 км под Индоло-Кубанским прогибом. В сторону антиклинария Западного Кавказа она испытывает существенный подъем. Мощность комплекса пород, располагающегося непосредственно под альпийским, достигает здесь, таким образом, приблизительно 10 км, а севернее и южнее резко сокращается. Судя по стратиграфическому положению этого комплекса пород (ниже альпийского) и расположению по простиранию структуры Передового хребта Центрального Кавказа (где мощность герцинского комплекса превышает 8 км), следует, что второй сверху сейсмический слой на профиле Ленинградская — Геленджик является герцинским складчатым комплексом [123].

Следующая, третья сверху граница в северной части профиля располагается на глубинах 2—5 км, а при прослеживании на юг постепенно, с некоторыми осложнениями второго порядка погружается до глубин в 20 км. На этой глубине она остается вплоть до северного борта Индоло-Кубанского прогиба и далее к югу не фиксируется.

Мощность слоя, ограниченного этим разделом и подошвой герцинского складчатого комплекса, близка 10 км; в северном направлении он постепенно утоняется и затем выклинивается. Это происходит приблизительно в том районе, где по современным представлениям выклиниваются породы байкальского складчатого комплекса [100]. Этот факт, а также стратиграфическое положение описываемого слоя (ниже герцинского складчатого комплекса) позволяют сопоставить его с байкальским складчатым комплексом. Стратиграфически ниже располагается архейский — средне-протерозойский комплекс, который приближается к дневной поверхности в северной части профиля. Подошва земной коры постепенно погружается от 30 км на севере до 40—45 км на юге.

Сходная картина (рис. 49) наблюдается в северной части профиля ГСЗ Азовское море — Черное море [99]. Здесь выделяется подошва осадочного слоя ( $d^{K_1}$ ), которая в средней и северной частях Азовского моря располагается на небольших глубинах, а в южной погружается до 15 км. Ее следует рассматривать как подошву альпийского комплекса пород. Граничная скорость в 5,5—5,8 км/с на территории Украинского щита совпадает с границей альпийского чехла и древнего дорифейского фундамента. Располагающаяся ниже осадочного слоя консолидированная кора разделяется на три слоя, однако сейсмические характеристики этих слоев различны к северу и к югу от глубинного разлома (Главного Азовского нарушения), проходящего в северной части Азовского моря. Верхний слой консолидированной коры к югу от Главного Азовского нарушения, т. е. в пределах Азовского вала, отождествляется с байкальским складчатым комплексом. Дело в том, что как на восточном (Каневско-Березанский вал), так и на западном (Средне-Крымское поднятие) продолжениях Азовского вала непосредственно под альпийским складчатым комплексом располагаются породы байкальского складчатого комплекса. Сейсмическая граница  $d^{K_2}$ , служащая подошвой этого комплекса, характеризуется граничной скоростью 6,2 км/с и располагается на глубинах 15—18 км. К северу от Азовского вала, где альпийский осадочный слой подстилается более древним, добайкальским складчатым комплексом, сейсмическая граница с такой граничной скоростью отсутствует, заменяясь границей с  $v_T=6,5$  км/с. Эту последнюю можно считать разделом, приуроченным к средней части добайкальского складчатого комплекса. На территории Азовского вала сейсмическая граница с той же граничной скоростью 6,5 км/с располагается приблизительно на 10 км ниже предполагаемой подошвы байкальского складчатого комплекса. Севернее Азовского вала на глубине около 26—27 км устанавливается, кроме того, сей-



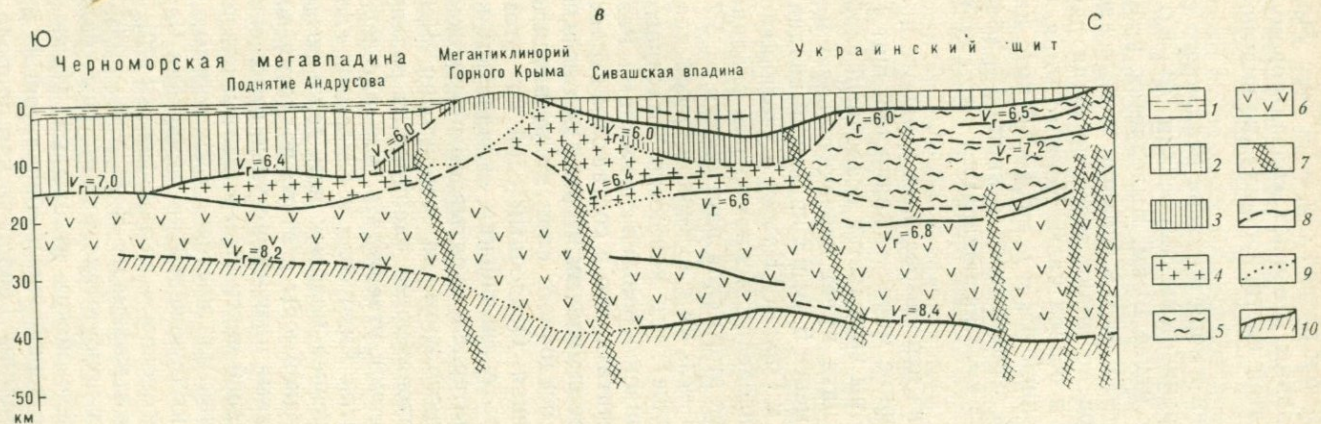


Рис. 49. Сейсмические профили через Западное Предкавказье (а), Азовское — Черное моря (б) и Украинский щит — Черное море (в) (по И. В. Померанцевой, В. Н. Москаленко, Я. П. Маловицкому, геологическая интерпретация И. А. Резанова и В. И. Шевченко):

1 — водный слой. Комплексы: 2 — альпийский, 3 — герцинский, 4 — байкальский и «гранитный» слой, 5 — архейский — нижнепротерозойский, 6 — «базальтовый» слой; 7 — разломы; 8 — сейсмические границы; 9 — участки интерполяции сейсмических границ; 10 — граница М

смический раздел с  $v_r=7,0$  км/с. И, наконец, как под Азовским валом, так и севернее отмечен раздел с  $v_r=7,4$  км/с. Можно предполагать, что эти две границы отвечают «базальтовому» слою. Подошва земной коры в этой части профиля, по-видимому, не установлена.

На территории Черного моря подошва осадочного слоя (раздел  $d_1^k$ ) характеризуется граничными скоростями 5,6—6,0 км/с и располагается на глубинах менее 10 км. Выделяется, кроме того, сейсмическая граница с  $v_r=3,0$  км/с в верхней части осадочного слоя. Консолидированная кора по линии этого профиля двуслойная не только в краевых, но и в осевой части Черного моря. Она разделена сейсмической границей  $d_2^k$  с  $v_r=6,8—7,2$  км/с на два слоя. Верхний можно назвать «гранитным», а нижний — «базальтовым». Подошва коры с  $v_r=8,2$  км/с располагается на глубинах около 20 км.

Крайним западным из использованных в работе профилей был сейсмический разрез Черное море — Украинский щит [30]. Здесь в верхней части земной коры выделяется осадочный слой, который в пределах Украинского щита имеет незначительную мощность. Он достигает мощности не менее 6 км в Сивашской впадине, выклинивается с приближением к Горному Крыму и увеличивается до 12—15 км к югу от него в пределах Черноморской впадины. Граничные скорости по подошве этого слоя изменяются от 5,7 км/с в Сивашском прогибе до 6,0—7,0 км/с в Черноморской впадине.

На поднятиях (на суше), где мощность осадочного слоя сокращена, этот слой пройден буровыми скважинами. Результаты бурения дают основание считать, что в состав слоя входят отложения начиная по крайней мере с меловых и более молодые. Но в смежных прогибах в состав осадочного слоя могут входить и более древние, юрские отложения. Осадочный слой на этом профиле можно идентифицировать с альпийским складчатым комплексом.

Стратиграфический интервал, охватываемый отложениями, входящими в состав осадочного слоя на территории Черноморской впадины, разными исследователями оценивается различно. Имеющиеся материалы позволяют утверждать, что в северо-восточной части впадины на поднятии Андрусова в основании слоя располагаются отложения не древнее меловых или даже позднемеловых, поскольку вплоть до поздней юры с этого поднятия поступал обломочный материал. Рыхлые низкоскоростные отложения большой мощности, развитые в осевой части этой впадины, ряд исследователей на основании изучения плотностных и скоростных характеристик мезозой-кайнозойских отложений по периферии Черного моря датируют в основном олигоценом — антропогенном [170].

Сходную точку зрения высказывает В. Е. Хаин [160]. В основании разреза он допускает присутствие маломощных более древних кайнозойских и верхнемезозойских отложений. Ниже располагается «гранитный» слой по периферии и «базальтовый» в осевой части Черноморской мегавпадины. Геологическая природа этих слоев обсуждается ниже.

На поднятии Андрусова и севернее выделяется «гранитный» слой, который в ряде мест разделяется на две части [30]. Верхняя, как предполагается, соответствует палеозойско-триасово-юрскому, т. е. герцинскому комплексу пород. Эта часть «гранитного» слоя выделена также в пределах Сивашской впадины, где мощность ее достигает 4—5 км, и непосредственно к югу от Горного Крыма. В самом Горном Крыму такое расчленение не произведено. Верхнюю часть земной коры этого сооружения (на дневной поверхности здесь обнажается триасовая — нижнеюрская таврическая свита) можно сопоставлять с верхней, т. е. герцинской частью «гранитного» слоя.

Нижняя часть «гранитного» слоя соответствует байкальскому складчатому комплексу. Об этом свидетельствуют данные бурения на Симферопольском и Новоцарицынском поднятиях, где скважины достигли этого слоя и где вскрыты рифейские породы, а герцинский комплекс отсутствует. Южнее Горного Крыма в пределах поднятия Андрусова в поздней юры происходил разрыв рифейских пород, следовательно, герцинский комплекс пород там отсутствует [149]. Верхняя (вероятно, герцинская) часть «гранитного» слоя с приближением к этому поднятию выклинивается, что подтверждает геологическую интерпретацию этого слоя.

Располагающийся ниже байкальского складчатого комплекса слой земной коры вскрывается на дневной поверхности на территории Украинского щита. Он сложен здесь породами архея — среднего протерозоя.

## **ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**

В западной части пояса отчетливо выделяются два типа земной коры. Первый, свойственный высокогорным хребтам, обладает резко утолщенной корой, второй — межгорные впадины и котловины Средиземного моря, наоборот, утоненный. Рассмотрим наиболее детальные сейсмические профили, характеризующие как толстую, так и тонкую кору.

Наиболее характерным примером утолщенной коры являются Альпы. Горное сооружение Альп пересечено значительным числом сейсмических профилей. Однако выполнены они по малодетальной системе наблюдений, что сильно затрудняет их сопоставление с сейсмическими профилями через Кавказ и другие рассмотренные нами складчатые сооружения. На рис. 50 приведен сейсмический профиль через Восточные Альпы, где показаны сейсмические границы и изолинии равных скоростей. Обратим внимание на схематичность отображения сейсмической расслоенности в верхней части земной коры Альп, что не позволяет уверенно проследить соотношение между сейсмическими границами и геологическим строением. Сейсмическую границу со скоростью 5,9 км/с, зафиксированную в Альпах на глубине 10—13 км, можно предположи-

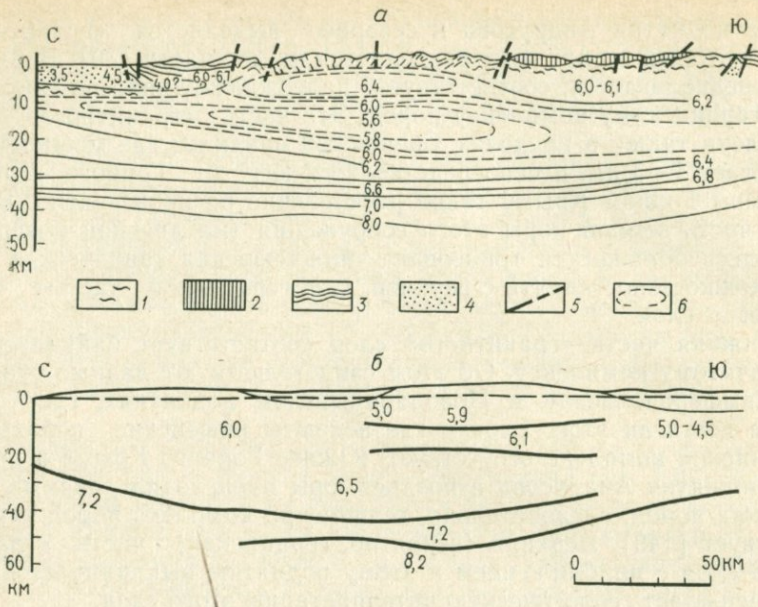


Рис. 50. Сейсмический профиль через Альпы по линии Эшеплоэ — Лаго — Лагорай:

*a* — в изолиниях скоростей; *б* — тот же профиль с сейсмическими границами.  
 1 — кристаллический фундамент; 2 — палеозой; 3 — мезозой; 4 — третичные молассы; 5 — разломы; 6 — изолинии скорости (км/с)

тельно отнести к подошве палеозоя. Геологическая привязка второй более глубокой границы остается невыясненной.

Сравнивая строение земной коры Кавказа и Альп, следует подчеркнуть общее для них резкое увеличение мощности «гранитного» слоя под осевой частью хребта и его утонение к предгорьям. Резкий раздув «гранитного» слоя под Альпами, который на Кавказе является по возрасту байкальским комплексом, позволяет предполагать и там наличие мощного байкальского складчатого комплекса. Геологические данные свидетельствуют, что к югу и северу от Альп расположены глубокие прогибы, однако малая детальность сейсмических исследований не позволяет уверенно их выделить.

Строение Центральных Альп передает сейсмический профиль на рис. 51. Важнейшей его особенностью является проникновение в среднюю и верхнюю часть коры наклонно залегающего высокоскоростного слоя. Образование его большинство исследователей связывает с проникновением по зоне разломов мощной пластины основных — ультраосновных пород мантийного происхождения. Эта пластина, известная как «тело Иври» протягивается на значительное расстояние вдоль южного ограничения Альп. Помимо сейсмических данных высокоскоростное «тело Иври» фиксируется зоной положительных аномалий силы тяжести.

Исключительное значение имеет недавно проведенный сейсмический профиль вдоль простирания Альп, позволивший надежно определить толщину коры и скоростной разрез под этим высокогорным хребтом. Вопреки ранее имевшимся данным, показывающим, что под отдельными участками Альп толщина коры превышала 60 км, новый профиль свидетельствует о меньших глубинах. Как видно из рис. 52, практически на всем протяжении вдоль простирания хребта глубина до границы М не превышает 50 км. Таким образом, под обоими изученными к настоящему времени высокогорными хребтами Средиземноморского пояса (Кавказ и Альпы) толщина коры одинакова ( $50 \pm 3$  км).

Профиль по простиранию Альп позволил уточнить характер распределения с глубиной скорости распределения сейсмических волн под Альпами. На рис. 52 приведены две скоростные кривые. Сплошная линия показывает кривую изменения скорости для западного склона Альп. Здесь мощность коры 37 км и в верхней ее половине фиксируется слабо выраженный волновод. Штриховая линия показывает изменение скорости под высокогорной частью Западных Альп. Для этой части высокоскоростного сооружения фиксированы два волновода: один размером в 10 км на глубине 30 км и второй более тонкий (4—5 км) непосредственно над границей М. Пунктирной линией показан характер изменения скорости под Восточными Альпами по материалам ранее выполненного меридионального профиля. Сравнивая эти кривые, мы должны сделать вывод о том, что волновод в земной коре Альп существует повсеместно, однако степень его выраженности (т. е. величина снижения скорости), мощность и глубины залегания варьируют по простиранию хребта.

Примером среднегорного складчатого сооружения могут служить Динариды. Складчатое сооружение Динарид пересечено несколькими профилями ГСЗ, один из которых изображен на рис. 53. Кора под Динаридами утолщена и в ряде пунктов достигает 45—47 км. В сторону Паннонской впадины происходит ее утонение (до 30 км и менее). Сейсмическое зондирование установило в коре Динарид существование двух сейсмических границ. Первая из них с граничной скоростью 6,5 км/с расположена на глубине 5—10 км и рассматривается авторами профиля как подошва герцинского комплекса осадков. Расположенная значительно глубже вторая сейсмическая граница (скорость 7,0 км/с) отождествляется с поверхностью Конрада. Геологическая привязка ее не может быть сделана однозначно. Возможно, на некоторых участках профиля она соответствует подошве байкальского складчатого комплекса или же относится к еще более древнему структурному рубежу.

Особенностью этого профиля является согласный изгиб вниз подошвы осадочного слоя и границы М, что свидетельствует о прогибании коры в процессе осадконакопления. Обратим также внимание на то, что значительное сокращение коры, происходящее в направлении к Паннонской впадине, происходит за счет умень-

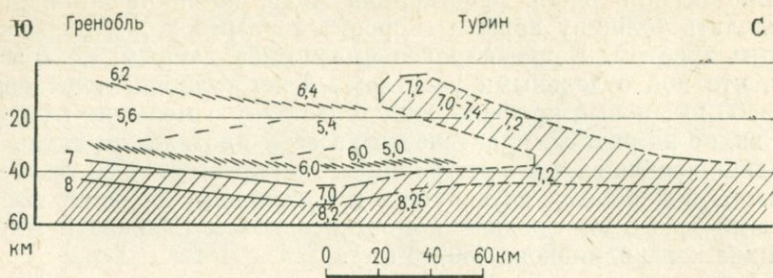


Рис. 51. Сейсмический профиль через Западные Альпы, пересекающий крутозалегающее в коре высокоскоростное «тело Иври»

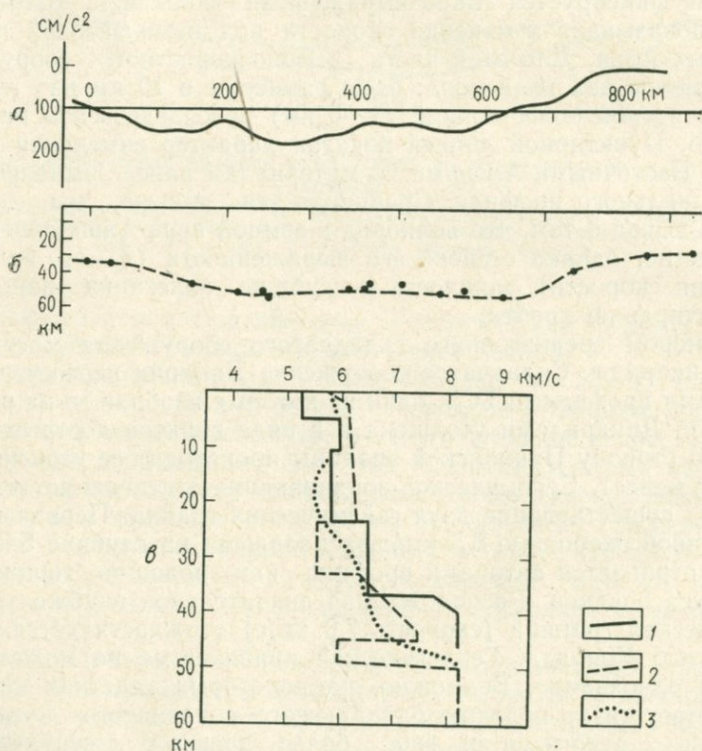


Рис. 52. Сейсмический профиль по простиранию Альп (по Х. Миллеру):  
*a* — кривая аномалии силы тяжести по линии профиля; *б* — рельеф границы М;  
*в* — характер изменения скорости с глубиной (1 — западный склон Альп; 2 — Восточные Альпы; 3 — кривая, построенная по профилю на рис. 50)

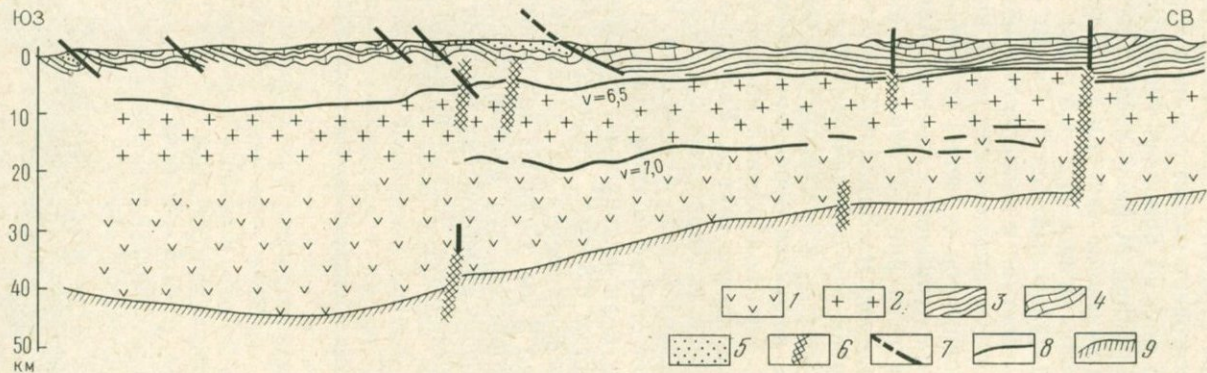


Рис. 53. Профиль глубинного сейсмического зондирования через Динариды и его геологическая интерпретация (по Т. Драгашевичу):

Слои: 1 — «базальтовый»; 2 — «гранитный» (байкальский складчатый комплекс); 3 — палеозой, 4 — мезозой, 5 — кайнозой; разломы: 6 — глубинные, 7 — в верхней части коры; 8 — сейсмические границы и значения граничной скорости (км/с); 9 — граница М

шения в мощности нижнего высокоскоростного слоя, тогда как строение верхней половины коры остается без изменений.

Обратимся теперь к строению равнинных территорий и впадин. Характерной особенностью строения коры равнинных пространств Западной Европы является очень малая толщина коры, составляющая всего 25—30 км. На рис. 54 приведен типичный разрез через южную часть Франции. Граница М расположена на глубине всего 30 км. Обращает на себя внимание также и то обстоятельство, что скорости над границей очень низкие (6,2—6,5 км/с). Здесь отсутствует так называемый «базальтовый» слой. Таким образом, кора эта относительно низкоскоростная и непосредственно над границей М мы вправе ожидать породы среднего или даже кислого состава.

Приведем несколько примеров строения земной коры под впадинами. Представление о глубинном строении Мезийской плиты дает сейсмический профиль на рис. 55, западное окончание которого частично заходит в пределы Западных Балкан. По данным преломленных волн построен ряд сейсмических границ. Геологическая природа большинства этих поверхностей не вызывает сомнений. Так, верхняя из них, вскрытая бурением, отвечает кровле валанжинских известняков, а расположенная на несколько километров ниже — поверхности среднего триаса. Уверенно прослеживается преломляющая граница со скоростью 5,6—6,8 км/с, соответствующая поверхности палеозойского фундамента. В западном направлении она испытывает слабый подъем. На 4—5 км глубже нее по данным преломленных волн фиксирована сейсмическая поверхность с граничной скоростью 6,8 км/с, отождествляемая с поверхностью кристаллического фундамента. В западном направлении она поднимается от 10 до 5 км. Судя по положению в разрезе и значениям граничных скоростей, эта преломляющая граница отвечает скорее всего подошве палеозойских осадков — кровле байкальского складчатого комплекса. Наконец, самая глубокая пре-

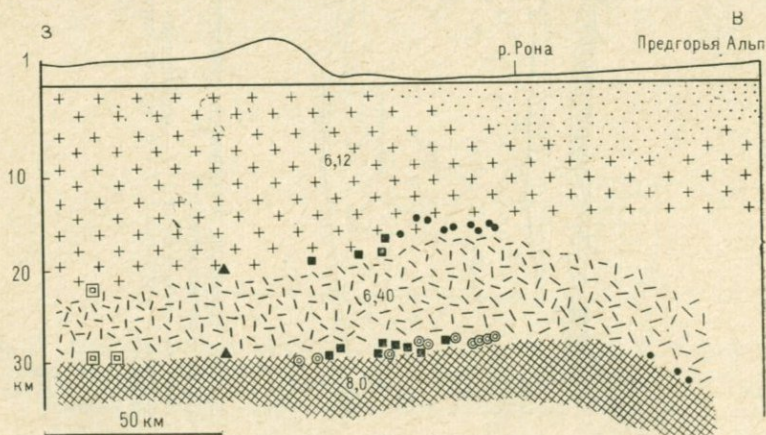


Рис. 54. Широтный сейсмический профиль через южную часть Франции (по М. Зарину и А. Хирну)

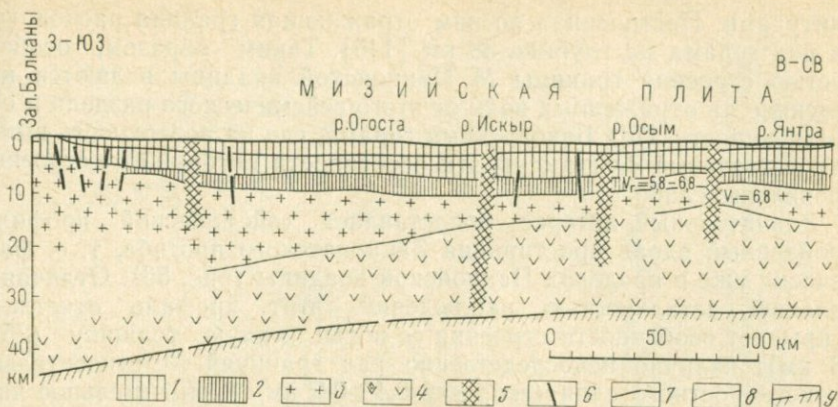


Рис. 55. Сейсмический профиль через Мезийскую плиту и предгорья Западных Балкан (по Х. Дачеву и др.).

Складчатые комплексы: 1 — альпийский, 2 — герцинский, 3 — байкальский, 4 — «базальтовый» слой; разломы: 5 — глубокие, 6 — неглубокого заложения; границы: 7 — сейсмические, 8 — геологические, 9 — поверхность М

ломляющая граница в земной коре Мезийской плиты, в отличие от названных выше границ, резко погружается в западном направлении (от 12 до 25 км). Условно мы можем принять ее за подошву байкальского комплекса.

В целом сейсмический профиль от Западных Балкан к Мезийской плите вскрывает глубинную структуру, во многом напоминающую структуру коры Большого Кавказа. Так же как и на Кавказе, по направлению к осевой части Западных Балкан наблюдается утонение альпийского складчатого комплекса, происходит выклинивание герцинского комплекса и резко возрастает по мощности нижележащий байкальский комплекс. Резкое утонение байкальского комплекса под Мезийской плитой подчеркивает сходство ее строения и истории развития с Карабогазским и другими массивами Туранской плиты, где байкальский складчатый комплекс также утонен.

Обширные сейсмические исследования, выполненные в последние годы, позволили установить особенности строения земной коры Паннонской впадины. Мощность земной коры на территории Венгрии невелика (24—30 км). Особенностью глубинного строения Паннонской впадины является то, что там нередко фиксируются две группы интенсивных отраженных волн от границы М. Это свидетельствует о том, что под впадиной граница М состоит из двух отражающих границ, разделенных интервалом в 2 км, причем вторая граница резче — волны интенсивнее. С приближением к Баконьским горам, не захваченным процессом опускания, эта сейсмическая граница погружается до 30 км. Первое отражение от раздела М в районе Баконьских гор становится малоинтенсивным, а местами отсутствует. Уменьшается интенсивность и второго отражения. Зато вслед за ним появляется серия волн с большими ам-

плитудами. Построенная по ним отражающая граница расположена под горами на глубине 38 км [146]. Таким образом, особенностью строения границы М Паннонской впадины являются интенсивность отраженных волн от этого сейсмического раздела и его раздвоенность. Под Баконьскими горами, где на поверхность выходит складчатый фундамент, эти особенности глубинного строения проявлены слабо.

Значительный интерес представляет сейсмический профиль, пройденный вдоль простирания Закарпатского прогиба, т. е. фактически уже в пределах Паннонской впадины (рис. 56). Отличаясь большей детальностью наблюдений, этот профиль отчетливо вскрывает особенности строения ее коры: малую толщину (25—28 км), наличие непосредственно над границей М относительно низкоскоростного слоя (скорость  $6,4 \pm 0,2$  км/с), значительное число разломов, по которым отдельные блоки коры смещены друг относительно друга. Все эти черты в той или иной степени характерны и для других впадин Западной Европы.

Наконец, приведем некоторые другие данные о строении впадин Средиземноморья. На рис. 57 дан сейсмический профиль, проходящий с юго-запада на северо-восток через острова Корсика, Эльба и пересекающий Аппенинский полуостров. На Аппенинском полуострове земная кора имеет большую мощность (более 50 км) и состоит из двух частей — нижней высокоскоростной и верхней, где скорость не превышает 6 км/с. Утонение коры под Корсикой, а затем еще больше под глубоководной котловиной приводит к исчезновению нижней высокоскоростной части коры. Появление под полуостровом тонкого высокоскоростного слоя (7,8—8,0 км/с) можно рассматривать как начало переработки континентальной коры. Близкая картина наблюдается и по профилю, расположенному юго-западнее. Он проходит через Тирренское море и заканчивается в районе вулкана Везувий на Аппенинском полуострове. Здесь также с переходом на материк мощность коры резко возрастает. Как на приведенных профилях, так и на многих других [33, 87, 186] устанавливается в целом одна и та же картина. На Аппенинском полуострове, например, в районе Силя, где обнажаются кристаллические породы Северной Калабрии, а мощность коры достигает 45 км, обнаружен высокоскоростной слой (7,0—7,5 км/с) мощностью около 10 км, который отделен от границы М низкоскоростной зоной (5—6 км/с). С переходом к Тирренскому морю высокоскоростной слой исчезает. Таким образом, маломощная кора Тирренского моря непосредственно примыкает к толстой коре и, очень возможно, является ее верхней частью.

Разрез центральной части Прованской котловины Средиземного моря до глубины 50 км показан на рис. 58. Читатель видит, что на глубине порядка 12 км имеется большой скачок скорости до 7,6 км/с (см. рис. 58, кривая *a*). Затем до глубины 28 км расположен градиентный слой с постепенным нарастанием скорости до 8,2 км/с, ниже которого расположен маломощный волновод. Затем с глубины 32 км вплоть до 60 км скорость остается почти постоян-

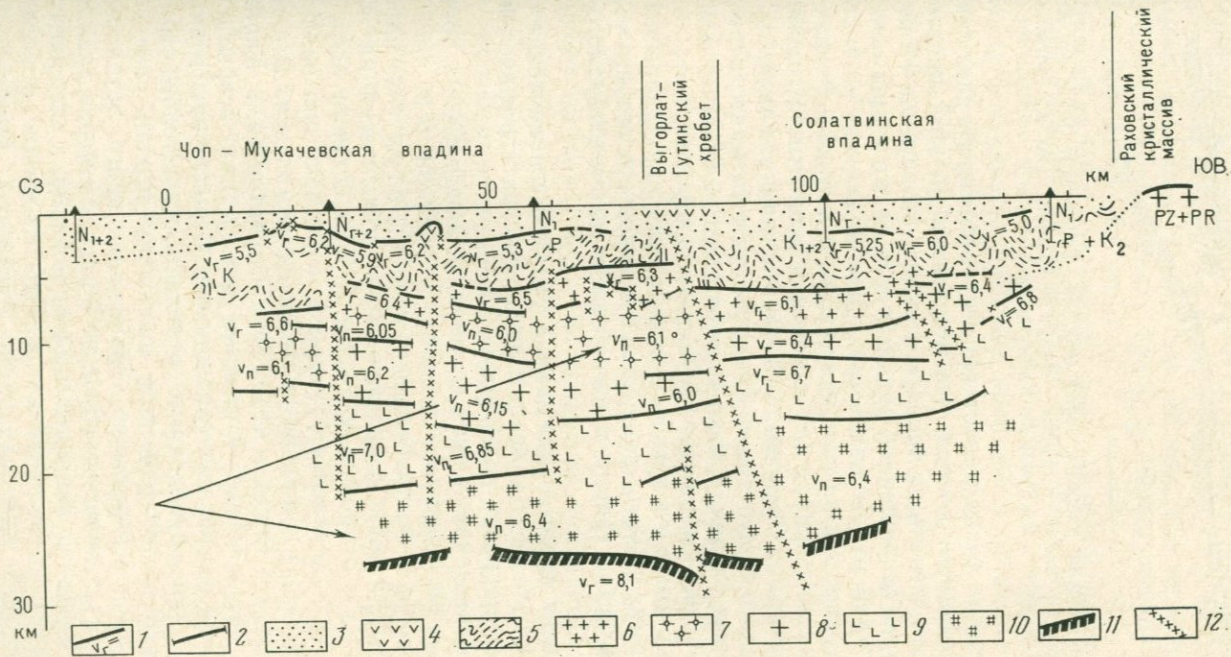


Рис. 56. Сейсмогеологический разрез земной коры Закарпатского прогиба:  
 1 — преломляющие горизонты с указанием граничной скорости (км/с); 2 — отражающие горизонты (км/с); 3 — неогеновая моласса; 4 — вулканы в осадочном чехле; 5 — мезозойско-палеогеновое складчатое основание прогиба; 6 — метаморфизованный фундамент; 7 — слой пониженной скорости внутри «гранита»; 8 — байкальский (?) кристаллический комплекс; 9 — «базальтовый» слой; 10 — слой пониженной скорости в основании земной коры; 11 — раздел М; 12 — разломы. Стрелками указаны слои с пониженными скоростями распространения упругих волн



Рис. 57. Сейсмические разрезы через острова, Тирренское море и Аппенинский п-ов по линии Корсика—Эльба—Тоскана (по К. Морелли, П. Гизе, А. Хирну и др.)

ной, после чего она резко падает (фиксируется кровля следующего волновода). Возникает вопрос, что принимать на этой кривой за границу М. Если считать за таковую границу на глубине 12 км, то кора будет резко сокращенной мощности, если же принимать за границу М нижний рубеж волновода, расположенный на глубине 35 км, то кора окажется по толщине такой же, как на континентах. На рис. 58 показаны кривая (а) изменения скорости с глубиной в Прованской впадине Средиземного моря и типичная модель (б) коры Аппенинского полуострова. Нетрудно заметить, что характер изменения кривых сходен, только кривая для Средиземного моря смещена на 0,65—0,7 км/с в сторону больших скоростей.

Приведенная выше геологическая интерпретация данных ГСЗ позволяет сформулировать определенные выводы о геологической природе сейсмических границ в земной коре рассматриваемого региона.

Все имеющиеся данные убеждают в том, что сейсмические границы в «осадочном» слое являются литолого-стратиграфическими. Такой вывод неоднократно подтверждался бурением.

Первая опорная сейсмическая граница (граница  $d_{pz}$  на профилях Волгоград—Нахичевань, Степное—Бакуриани (см. рис. 48)

и однотипные границы на других профилях), прослеженная практически на всех профилях ГСЗ и КМПВ, должна быть названа структурной, поскольку она является подошвой складчатого комплекса. Эта граница в целом ряде пунктов (вал Карпинского, Туранская плита) была вскрыта буровыми скважинами. Структурную границу необходимо отличать от литолого-стратиграфической, поскольку первая разделяет породы не только различного литологического состава, но и разной степени дислоцированности и метаморфизма, а следовательно, разделяет породы, входящие в различные складчатые комплексы. Особенностью структурной границы (подошвы альпийского складчатого комплекса) является разная

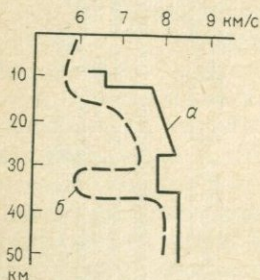


Рис. 58. Характер изменения скорости с глубиной под западной частью Средиземного моря (а) и под Аппенинским полуостровом (б) (по А. Хирну и др.)

степень ее резкости. В тех случаях, когда ниже нее расположены интенсивно дислоцированные породы, как, например, на Большом и Малом Кавказе, в Закавказье, на Кюрдмирском и Центрально-Карабогазском массивах, граница фиксируется более четко, а значения граничной скорости возрастают (5,5—7,5 км/с). Наоборот, в прогибах, например Терско-Каспийском, где нижележащий комплекс осадков дислоцирован слабо, значения граничных скоростей уменьшаются (4,7—6,0 км/с).

Другой важной для наших сопоставлений особенностью этой границы является то, что она не везде занимает одинаковое стратиграфическое положение. На территории горного сооружения Кавказа складчатый комплекс начинается обычно с нижнеюрских отложений; герцинский охватывает породы от среднедевонских до триасовых. В то же время в Крыму и Западном Предкавказье нижне-среднеюрские отложения тесно связаны с триасовыми и вместе с ними, вероятно, входят в состав герцинского комплекса, а альпийский обычно начинается с меловых, возможно, верхнеюрских отложений. Подобную же картину можно предполагать и в Восточном Предкавказье.

Остановимся на сейсмической границе, разделяющей альпийский — герцинский и байкальский складчатые комплексы. Геологическая привязка этой границы осуществлена в тех местах, где байкальский фундамент выходит на дневную поверхность (Центральный Кавказ, Дзирульский массив), вскрыт скважинами (Симферопольское поднятие в Крыму, ряд пунктов в Закаспии) или устанавливается по наличию обломочного материала соответствующего состава (поднятие Андрусова, Алазанская глыба). Сейсмическая резкость этой границы объясняется тем, что лежащие выше и ниже нее породы были разделены периодами платформенного развития (венд — силур), когда на значительных территориях осадки совсем не отлагались или же были маломощными. Этому периоду предшествовали складкообразование, метаморфизм пород байкальского возраста, вследствие чего породы байкальского складчатого комплекса на значительной территории приобрели физическое свойство «гранитного» слоя.

Подошва сейсмического слоя, который мы отождествляем с байкальским складчатым комплексом, ни в одном случае непосредственно не наблюдалась и не была вскрыта скважинами. Поэтому отнесение ее к числу структурных в значительной степени имеет предположительный характер. Отметим только выклинивание слоя на профиле Ленинградская — Геленджик между Каневско-Березанским валом и Ростовским выступом Украинского щита, т. е. там, где по существующим представлениям и должен выклиниться этот комплекс. Такая картина подтверждает предположение о структурном характере рассматриваемой границы. Этот вывод не распространяется на территорию альпийских — герцинских глубоких прогибов, где байкальский складчатый комплекс был переработан и утонен.

Нижележащая часть земной коры Средиземноморского пояса

выделяется нами как добайкальский комплекс. В некоторых районах рассматриваемой территории, там, где проведены наиболее детальные исследования, удается выделить еще одну опорную сейсмическую границу, разделяющую эту часть коры на два слоя. Верхний из них мы предположительно отождествляем с архейским — среднепротерозойским складчатым комплексом, нижний рассматриваем как надмантийный слой.

В рассматриваемом поясе можно выделить четыре основных типа земной коры, строение которых определено их рифейской и фанерозойской историей.

1. Зоны крупных прогибов герцинского — альпийского возраста. В их пределах верхняя половина коры (а в наиболее глубоких и 2/3 ее) сложена осадочным слоем (герцинским и альпийским складчатыми комплексами), а нижняя (резко сокращена по толщине) — докембрийскими толщами и тонким (10—15 км) вторичным «базальтовым» слоем.

2. Крупные прогибы рифейского возраста, позже не вовлеченные в значительное прогибание (Центральный, кроме зоны Передового хребта, и Восточный Кавказ, Дзидульский массив, Аладаг-Биналудский мегантиклинорий). В пределах этих структур большую часть коры (20 км и более) занимает «гранитный» слой — гранитизированные осадки рифейского возраста. Нижняя часть сложена сокращенным по мощности добайкальским складчатым комплексом и тонким (10—15 км) вторичным «базальтовым» слоем, формирующимся под всеми глубокими прогибами.

3. Межтроговые глыбы различных размеров, не прогибавшиеся или слабо прогибавшиеся в байкальский этап и приподнятые в герцинский и альпийский этапы. Примерами могут служить Украинский щит, Карабогазский массив, предположительно срединный массив Южного Каспия и некоторые другие. Альпийский, герцинский и байкальский складчатые комплексы в пределах этих структур или отсутствуют, или же суммарная их мощность не превышает 2—8 км. Ниже расположены дорифейские образования. Вместе с очень мощным (20—30 км) «базальтовым» слоем они слагают практически весь разрез земной коры.

4. Области равнинных пространств и обширных межгорных и морских впадин, расположенных преимущественно в западной части пояса (Черноморская, Паннонская, Средиземноморская). Для них характерная утоненная кора, причем отсутствует обычно нижняя высокоскоростная кора. Вследствие этого непосредственно на границе М залегают породы с низкими скоростями (6,3—6,6 км/с).

## Глава 7.

### ОБЛАСТИ ЭПИПЛАТФОРМЕННОГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ

Существуют два типа горных областей. Первые образовались на месте продолжающих развиваться геосинклинальных поясов. Таковы уже рассмотренные выше Копетдаг, Кавказ, Крым, Карпа-

ты, Альпы. Вторые возникли на месте территорий, которые перед эпохой горообразования длительное время (50—200 млн. лет и более) характеризовались платформенным режимом развития. И в том и в другом случае горообразование представляет собой новообразованный наложенный процесс. Однако в силу того что в современных геосинклиналях, например в Крымско-Кавказской области, начиная с сармата имело место одновременное течение двух независимых глубинных процессов — геосинклинального и орогенного, проявляющихся в изменении структуры коры, разделить их и оценить влияние на структуру коры каждого из них довольно трудно. По этой причине особенности строения земной коры областей горообразования удобнее рассмотреть на примере тех горных стран, где горообразованию предшествовал период относительного тектонического покоя. Сравнение строения коры таких активизированных зон с расположенными рядом равнинными территориями позволяет выделить те особенности структуры коры, которые могли возникнуть в эпоху горообразования.

Рассмотрим три горные области, различающиеся по характеру горообразовательных процессов и к тому же лучше других изученных сейсмическими методами: 1) Тянь-Шань и Памир; 2) Байкальскую горную область; 3) Кордильеры Северной Америки.

### ТЯНЬ-ШАНЬ И ПАМИР

В Илийской впадине и на Северном Тянь-Шане было впервые проведено глубинное сейсмическое зондирование основоположником этого метода Г. А. Гамбурцевым. К настоящему времени пройдены три параллельных профиля ГСЗ, пересекающих Северный Тянь-Шань на площади от оз. Балхаш на севере до оз. Иссык-Куль на юге. Первые два профиля были выполнены в 50-х гг. по системе кусочно-непрерывного профилирования. Позже Казахским геофизическим трестом проведено глубинное сейсмическое зондирование путем непрерывного профилирования с системами встречных и нагоняющих годографов с регистрацией наблюдений трехкомпонентной аппаратурой. Мы остановимся только на последнем более детальном Каскеленском профиле, тщательно и всесторонне интерпретированном В. И. Шацкиным. По этому профилю получены также и поперечные волны (рис. 59).

Разрез построен в изолиниях скоростей по годографам продольных волн, которые интерпретировались как рефрагированные. Затем были рассчитаны теоретические годографы. Они показали значительные расхождения при сопоставлении с наблюдаемыми. Это потребовало внесения в разрез некоторых изменений. В результате была получена скоростная модель, показавшая хорошее совпадение расчетных времен с наблюдаемыми для всех выделенных волн. Как видно из профиля на рис. 59, *a* граница М (если за нее принять зоны резкого сгущения изолиний) расположена на севере на глубине 40 км, постепенно возрастая в сторону Тянь-Шаня

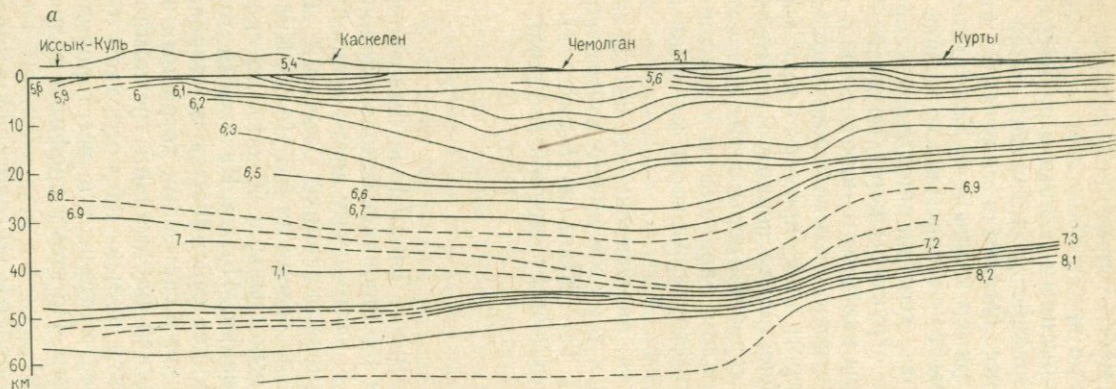
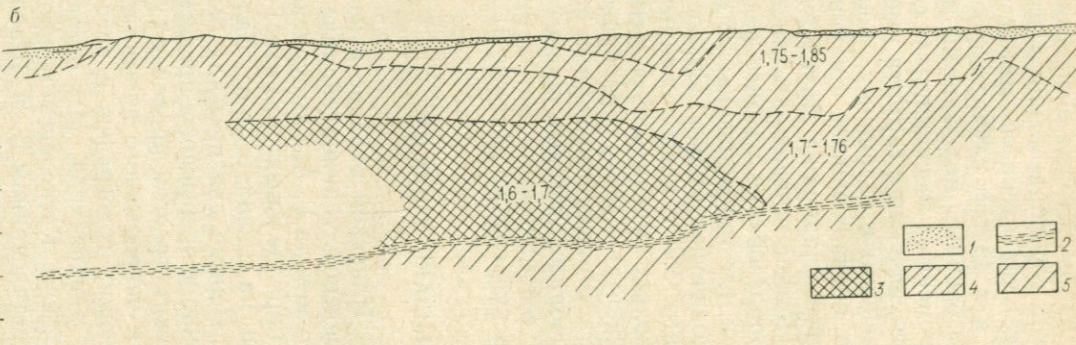


Рис. 59. Каскеленский профиль ГСЗ через Северный Тянь-Шань (по В. И. Шацкилову):

*а* — в изолиниях скоростей; *б* — отношение продольных и поперечных скоростей.

1 — низкоскоростные осадки кайнозойских депрессий; 2 — высокоградиентная зона (граница М); 3 — отношения продольных и поперечных скоростей в интервале 1,6—1,7; 4 — то же, в интервале 1,7—1,76; 5 — то же, в интервале 1,75—1,85



и достигая у берега Иссык-Куля 50 км. Отметим, что под высокогорным Северным Тянь-Шанем не обнаружено сколько-нибудь четко выраженных корней гор. К северу от Иссык-Кульской котловины, несмотря на увеличение высоты более чем на 2 км, а затем уменьшения ее на 3 км, граница М залегает горизонтально. Лишь севернее пос. Каскелен, там, где пересечена неглубокая кайнозойская депрессия, наблюдается незначительное (на 2—3 км) уменьшение толщины коры.

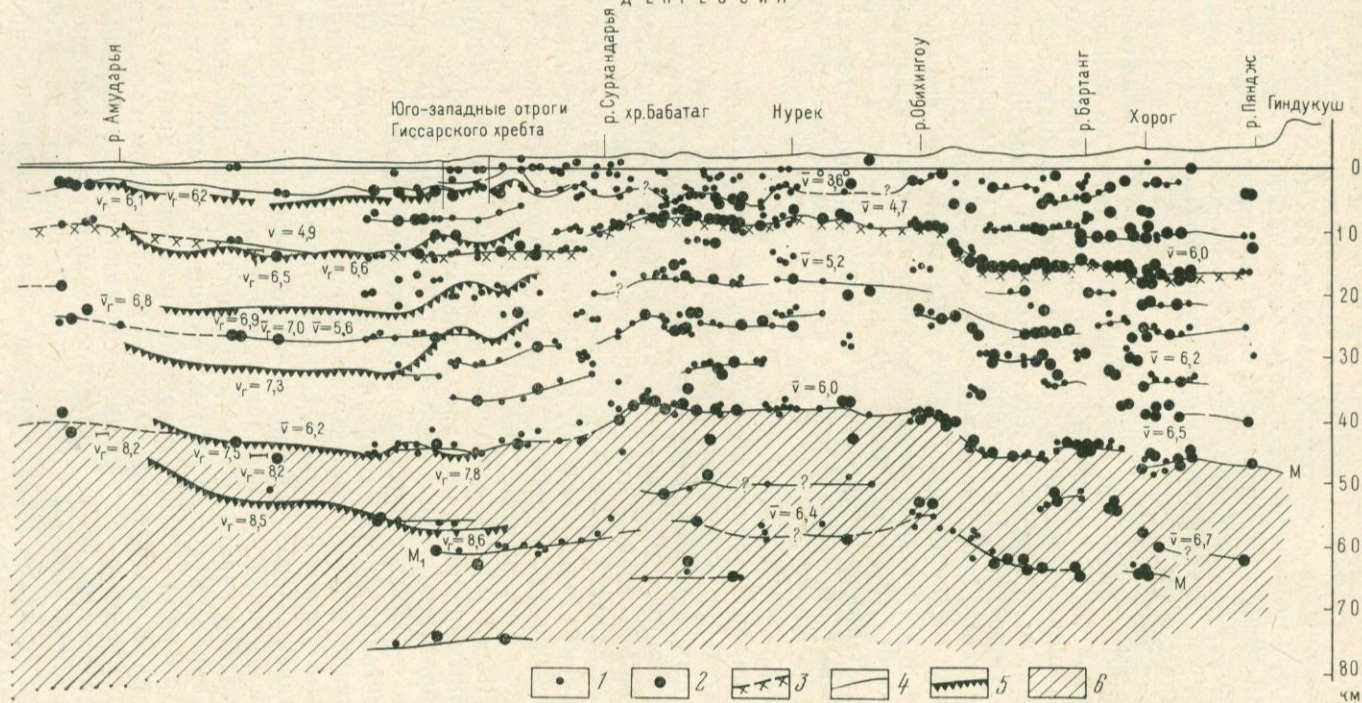
Под Тянь-Шанем скорости на границе М пониженные (7,5—7,7 км/с). Однако это понижение имеет место не только под высокогорной частью профиля, но и в пределах широкой полосы равнины, опоясывающей Тянь-Шань с севера. Земная кора под Тянь-Шанем, по сравнению с платформенными областями, относительно низкоскоростная. На глубине около 20 км выделяется сейсмическая поверхность, представляющая или переходный слой, или резкую границу со скоростями 6,4—6,5 км/с. Ниже этой границы скорости почти не нарастают. Вопрос о существовании в низах коры слоя с высокими (6,8—7,0 км/с) скоростями остался не решенным. В. И. Шацков предполагает, что низы коры представляют тонкую (5—6 км) переходную зону с изменением скорости от 6,8 до 7,5 км/с. Под высокогорной частью Тянь-Шаня наблюдается подъем изолиний скоростей.

В породах земной коры Северного Тянь-Шаня наблюдаются значительные изменения отношения скоростей продольных и поперечных волн по сравнению с равнинными районами. Рис. 59, б демонстрирует относительно меньшую скорость поперечных волн под горной страной, что говорит о более пластичном состоянии там горных пород. Крупный гравитационный минимум, свойственный Северному Тянь-Шаню, В. И. Шацков объясняет как некоторым погружением поверхности М, так и уменьшением скорости в верхах мантии. Современные представления о модели коры Северного Тянь-Шаня хорошо согласуются с данными Г. А. Гамбурцева, полученными в 50-е гг. по параллельным профилям [28].

Обратимся к строению Южного Тянь-Шаня и Памира. Профиль Фараб — Бабагаг через западные отроги Южного Тянь-Шаня в интерпретации А. М. Насырова изображен на рис. 60, б. При его составлении использовались как данные ГСЗ, так и данные по обменным волнам от землетрясений, которые по основным границам совпадают. Показанные на профиле площадки построены по отраженным волнам. Они группируются в низах коры на границе М. В западной равнинной части профиля система наблюдений позволила определить скорости на границе М, а также и в вышележащих границах. Но под отрогами Гиссарского хребта эти границы проведены предположительно. Доказательством того, что граница  $K_2$  поднимается под горами, послужили данные обменных волн от землетрясений, по которым прослеживается устойчивая граница обмена под хребтом в виде свода. Однако нет достаточных оснований считать, что эта граница, как и в области депрессий, характеризуется скоростью 7,0 км/с. Предположение о погружении

а  
ТУРАНСКАЯ ПЛИТА

ТАДЖИКСКАЯ  
ДЕПРЕССИЯ П А М И Р



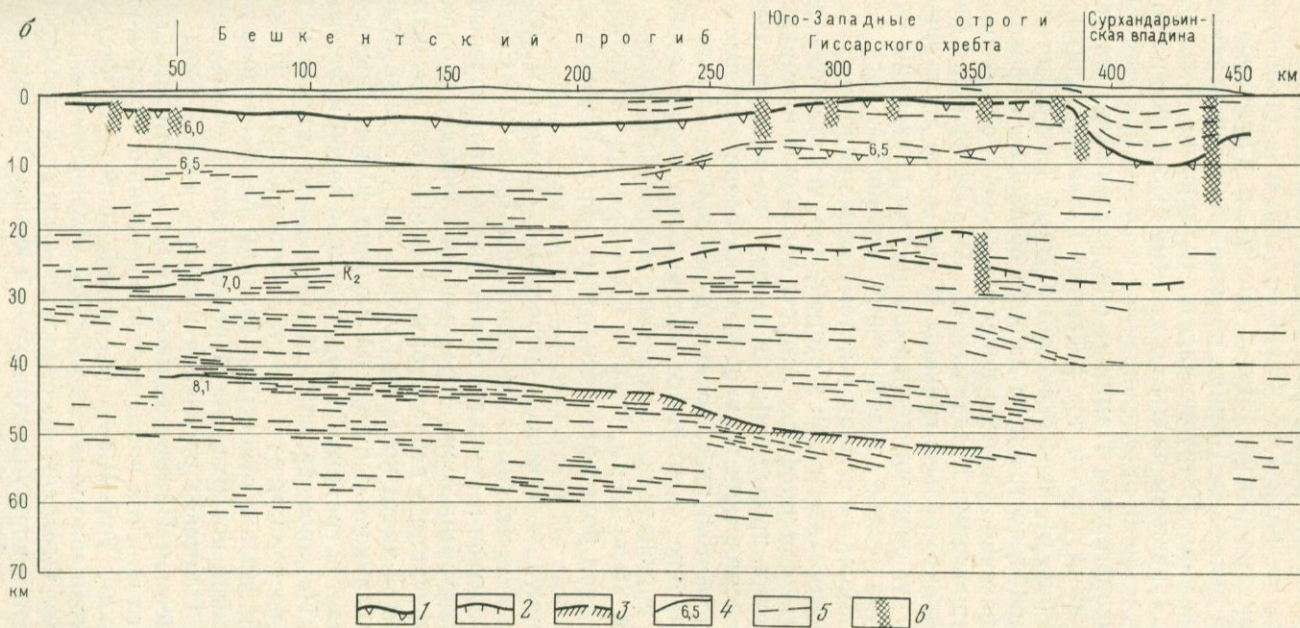


Рис. 60. Сейсмический профиль через юго-западные отроги Гиссарского хребта, Таджикскую депрессию и Памир:  
 а — юго-восточная часть построена по данным обменных волн (по Н. К. Булину и др.):  
 1 — малонадежные точки обмена; 2 — надежные точки обмена; 3 — предполагаемая граница допалеозойского фундамента; 4 — границы обмена; 5 — сейсмические границы, по данным ГСЗ; 6 — верхняя мантия.  
 б — северо-западный отрезок того же профиля (Фараб — Бабатаг) по материалам ГСЗ (по А. М. Насырову):  
 1 — поверхность фундамента; 2 — другие преломляющие границы; 3 — граница М; 4 — граничная скорость в км/с; 5 — отражающие площадки; 6 — разрывные нарушения по сейсмическим данным

границы М под горами сделано лишь на основании ряда отражающих площадок, скорость на которых осталась неизвестной.

Продолжение профиля ГСЗ Фараб — Бабатаг в сторону высокогорного Памира можно увидеть на рис. 60, а. Глубинное строение Таджикской депрессии Памира показано по данным обменных волн от землетрясения. Нетрудно видеть, что граница, фиксированная в пределах Туранской плиты по данным ГСЗ в юго-восточном направлении, отчетливо прослеживается по точкам обмена волн. Причем под высокогорным Памиром она расположена на тех же глубинах (40—50 км), что и под равниной Туранской плиты.

Профиль на рис. 61, пересекающий Южный Тянь-Шань по меридиану г. Душанбе, построен по данным обменных и проходящих волн от землетрясений. На него нанесен скоростной разрез по близким землетрясениям, по данным Е. М. Бутовской. Авторы профиля считают, что рельеф границы М определен достаточно надежно, так как основан на непрерывном прослеживании первых вступлений от удаленных землетрясений. Границы в коре построены только по обменным волнам и потому менее надежны. На профиле виден подъем этих границ в сторону гор, т. е. та же картина, что и на предыдущем профиле. Авторы обращают внимание, что скоростные колонки, приведенные на разрезе, не подтверждают такого контура сейсмических границ. Если на разрезе провести изолинию скорости  $v_p = 6,8$  км/с, то она будет залегать почти горизонтально на глубине около 30 км, граница же обмена, соответствующая этому уровню под Таджикской депрессией, поднимается в сторону гор от 28 до 18 км. На рис. 61 видно, что земная кора срединных массивов более расслоена, чем кора Южного Тянь-Шаня.

Профиль Зонкуль — Токтогул пересекает Памир и Южный Тянь-Шань, где они максимально сближены (рис. 62). Составлен он по данным взрывов и землетрясений. По кусочно-непрерывному профилю ГСЗ построена серия отражающих площадок и определена скоростная функция в верхах коры. Наблюдается высокая расслоенность верхней части коры до глубины 25 км. Ниже отмечена только одна поверхность обмена на глубине 40 км. Построен по данным ГСЗ участок границы М под Алайской зоной и Ферганской впадиной. Под Памиром граница М прослежена только методом просвечивания по волнам от далеких землетрясений. Надежные данные имеются лишь в отношении границы М. В пределах Юго-Восточного Памира поверхность М располагается в среднем на глубине 65 км. Наименее расслоена нижняя часть коры (40—65 км). На Северном Памире мощность коры достигает 75 км; в зоне Алайского прогиба наблюдается воздымание поверхности М до 65 км. Южному Тянь-Шаню (Алайский хребет) соответствуют дальнейшее сокращение мощности коры и увеличение ее расслоенности, а южному Ферганскому разлому — разрыв поверхности М. Средние скорости в коре увеличиваются в южном направлении, составляя 6,0 км/с в Ферганской впадине, 6,1—6,2 км/с на Южном Тянь-Шане и 6,3 км/с — на Памире.

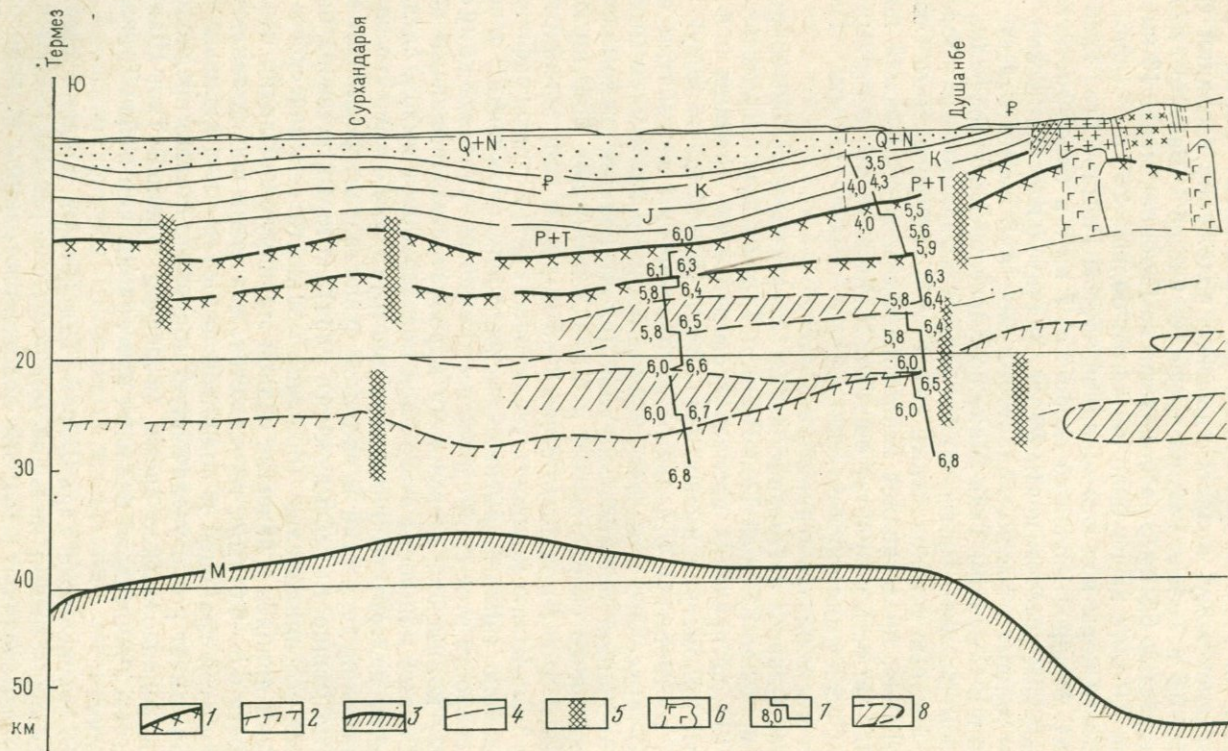
Обратимся к геологической интерпретации приведенных профилей. Отличительной особенностью земной коры Тянь-Шаня, насколько об этом можно судить по профилям Фараб — Бабатаг и Каскеленскому, является высокое положение изолиний со скоростью 6,5 и 7 км/с. Так, на профиле Фараб — Бабатаг изолиния со скоростью 6,5 км/с расположена на глубинах менее 16 км, а изолиния 7,0 км/с на глубине немногим больше 26 км (при общей мощности коры под юго-западной частью Гиссарского хребта до 53 км). Мощность слоя со скоростью 7 км/с и более достигает под Гиссарским хребтом почти 30 км. Значительное (до 30 км) увеличение толщины высокоскоростного слоя (6,5 км/с и более) имеет место и в Северном Тянь-Шане по Каскеленскому профилю. Таким образом, хребтам соответствует раздвиг «базальтового» слоя. Факт этот, впервые установленный еще Г. А. Гамбурцевым на Северном Тянь-Шане, представляет исключительный геологический интерес, если он не есть результат ошибки. Напомним, что в горных областях Средиземноморского складчатого пояса (Альпы, Кавказ) имеет место раздвиг «гранитного» слоя.

Наибольшие возможности для геологической интерпретации дает профиль Южный Тянь-Шань и Таджикскую депрессию (см. рис. 61). В пределах последней сейсмические границы в верхних десяти километрах имеют явно структурно-литологическую природу, соответствуя отдельным литологическим горизонтам внутри пермо-триасового и мезозой-кайнозойского осадочных комплексов. Нижележащий сейсмический слой (оконтуренный преломляющими границами со скоростью 6,0 и 6,1—6,3 км/с) под Таджикской депрессией имеет мощность всего 3—5 км, но в направлении к Южному Тянь-Шаню мощность увеличивается. По стратиграфическому положению (нижнепермских — мезозойских отложений) и величинам скорости этот слой скорее всего отвечает палеозойскому складчатому комплексу, сложенному карбонатно-терригенными породами. Разные мощности этого слоя подтверждают вывод, сделанный ранее по палеотектоническим реконструкциям, о том, что на месте Таджикской депрессии в палеозое существовал срединный массив (малые мощности сейсмического слоя), который с севера был обрамлен геосинклиналью (большие мощности сейсмического слоя).

Если принять в качестве единой маркирующей линии изолинию скорости 6,5—6,6 км/с, то окажется, что линза пород, заключенная между этой границей и подошвой палеозоя, под южным Тянь-Шанем имеет резко увеличенную мощность. Можно предположить, что в допалеозойское время (в рифее) Южный Тянь-Шань был областью значительно больших прогибаний, чем район Таджикской впадины.

По сравнению с Тянь-Шанем, Таджикская впадина характеризуется существенно меньшей мощностью коры. Возникает вопрос: какие изменения в высотном положении границы М произошли в эпоху горообразования? Наличие корня (прогиба границы М) под высокогорным хребтом проще всего объяснить тем, что формирование высокогорного хребта и утолщение коры — явления взаимосвя-

К а р а к у м о - Т а д ж и к с к и й с р е д и н н ы й м а с с и в



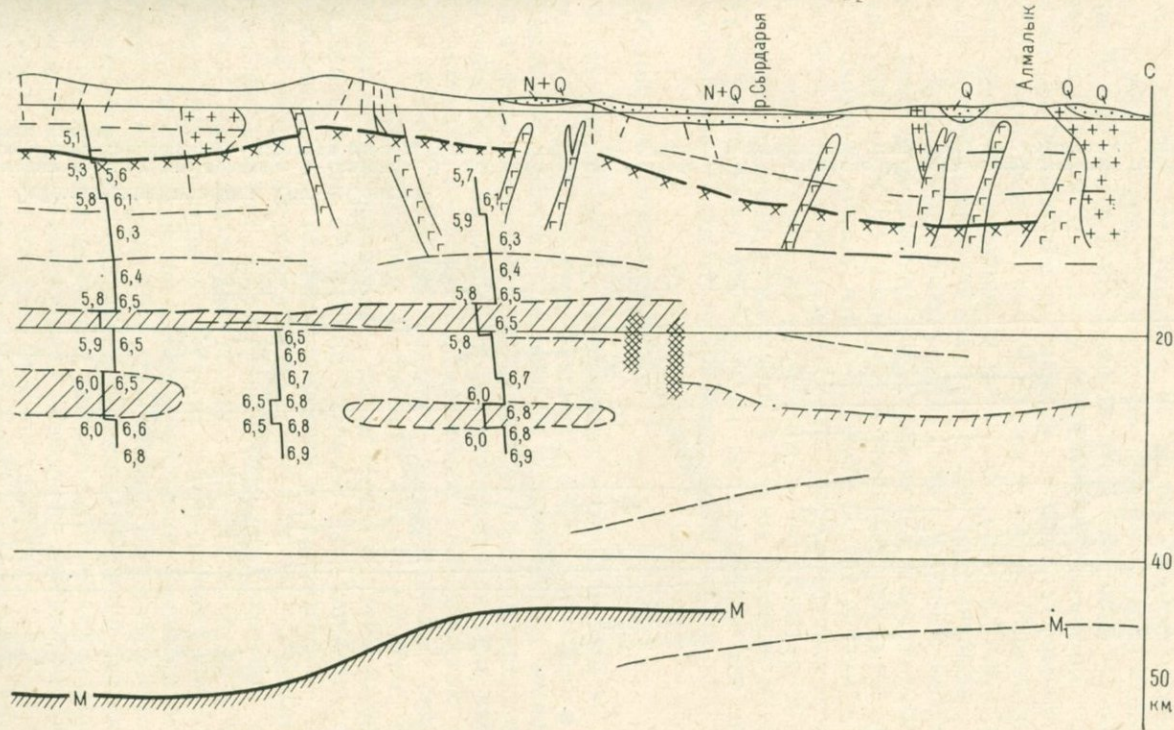


Рис. 61. Сейсмический профиль через Южный Тянь-Шань:

1 — поверхность фундамента; 2 — сейсмическая граница, рассматриваемая как кровля «базальтового» слоя; 3 — граница М; 4 — другие сейсмические границы в консолидированной коре; 5 — разломы по сейсмическим данным; 6 — возможные положения интрузий; 7 — кривые изменения скорости (км/с) по данным сейсмологии; 8 — вероятное положение слоев с пониженными скоростями

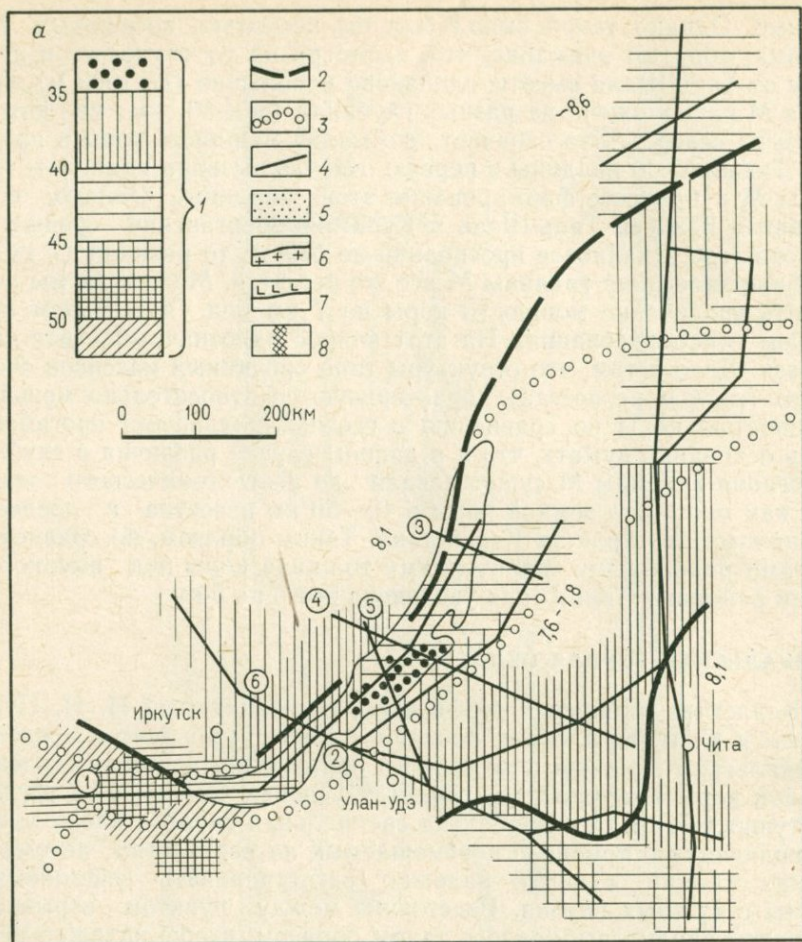


занные. Однако такой вывод был бы несколько поспешным. Во-первых, обратим внимание, что, несмотря на то что к югу и к северу от Тянь-Шаня высоты одинаково небольшие (до 1000 м), граница М расположена на разных глубинах (36—39 км на юге и 45 км на севере). Это означает, что малая мощность коры в пределах Таджикской впадины в первую очередь вызвана подъемом границы М в процессе формирования этой впадины. Однако, если сравнить Южный Тянь-Шань и Курамино-Ферганский срединный массив (где в кайнозойе прогибаний не было), то разница (7 км) в глубине залегания границы М все же остается. Можем ли мы объяснить увеличение мощности коры на 7 км под Тянь-Шанем процессом горообразования? На этот вопрос однозначный ответ дать нельзя. Дело в том, что структуры типа срединных массивов очень часто (хотя и не всегда) характеризуются относительно меньшей мощностью коры по сравнению с геосинклинальными прогибами. Есть основание думать, что и в данном случае различия в глубине залегания границы М существовали до неотектонического этапа, так как мощность земной коры в 45—50 км известна в пределах равнинных пространств Казахстана. Таким образом, по сравнению с этими равнинными территориями толщина коры под высокогорными районами Тянь-Шаня увеличена всего на 5 км.

#### БАЙКАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ

Коллектив сибирских геофизиков, возглавляемый Н. Н. Пузыревым и С. В. Крыловым, начиная с 1968 г. проводит в пределах Байкальской впадины и ее горного обрамления изучение строения земной коры и верхней мантии. Для условий Сибири с ее труднодоступностью была разработана специальная система наблюдений, позволяющая с помощью перемещаемых на вертолетах автоматических станций «Тайга» надежно регистрировать сейсмические волны с нужных глубин. Расстояние между пунктом взрыва и станцией приема выбиралось таким образом, чтобы надежно регистрировать волны от искомой границы. Так, например, чтобы исследовать границу М, расположенную на глубинах 35—45 км, расстояние между источниками было 180—250 км. С целью изучения кровли фундамента, расположенной на относительно небольших глубинах, база (расстояние взрыв — прием) выбрана в 40—50 км. В результате удалось получить на сейсмограммах как преломленные, так и отраженные волны, приходящие первыми от искомых границ. За прошедшие 10 лет в пределах Байкальской зоны проведено около десятка сейсмических профилей общей протяженностью в 4000 км, а также выполнен значительный объем площадных измерений. Байкальская впадина пересечена профилями ГСЗ, кроме того, один профиль пройден по ее простиранию.

Наибольшая информация получена в отношении границы М. Авторы оценивают точность построения этой границы с ошибкой 1—2 км по глубине 0,1—0,15 км/с по скорости. Две особенности характеризуют подошву земной коры в этом районе — понижение



значения скорости (7,5—7,7 км/с) и резкие перепады глубины границы М в пределах Байкальской впадины. Сейсмические профили, приведенные на рис. 63, а, и составленная по ним карта изоглубин границы М (рис. 63, б) достаточно полно передают рельеф границы М. В пределах Байкальской впадины имеет место резкое (скачкообразное) уменьшение толщины земной коры. Однако оно не повсеместно, а наблюдается главным образом на тех ее участках, где эта впадина, заполненная осадками, имеет наибольшую глубину. Показателен сейсмический профиль, проходящий вдоль впадины оз. Байкал. В юго-западной части Байкала, где впадина наиболее глубокая и глубина до ее фундамента достигает 6 км, мощность коры минимальная (35 км). По линии о. Ольхон — п-ов Святой Нос, где проходит разлом, отделяющий глубоко прогнутую часть впадины от менее прогнутой северо-восточной,

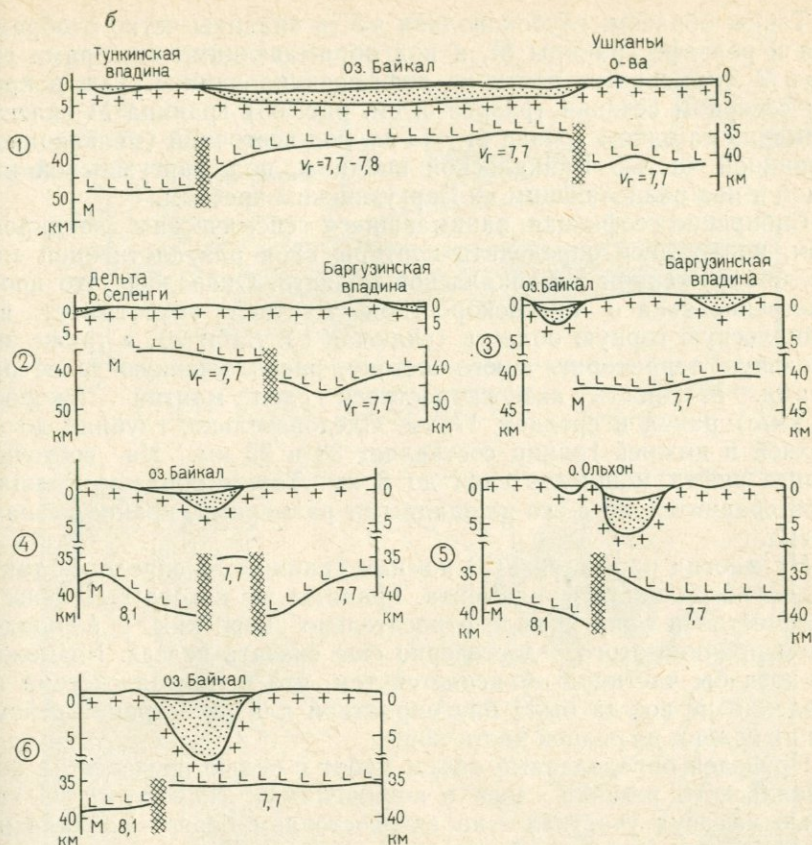


Рис. 63. Схема глубинного строения Прибайкалья (а) и сейсмические профили (б) (по Н. Н. Пузыреву, С. В. Крылову, Б. П. Мишенькину и др.):

1 — толщина коры; 2 — линии, ограничивающие область с пониженными скоростями на границе М; 3 — контур рифтовой зоны; 4 — сейсмические профили (цифры в кружках 1—6); 5 — низкоскоростные осадки; 6 — поверхность кристаллического фундамента; 7 — граница М; 8 — зоны глубинных разломов

толщина коры скачкообразно возрастает до 43 км. Резкое смещение по разломам границы М под Байкальской впадиной наблюдается и на поперечных озеру сейсмических профилях. Причем наиболее резкое смещение границы М имеется в том случае, если на поверхности земли четко выражен разлом. Так, наиболее протяженный и морфологически отлично выраженный Обручевский сброс, проходящий вдоль северо-западного ограничения оз. Байкал, характеризуется, как правило, наибольшими смещениями под ними границы М. Если в пределах Байкальской впадины и ее обрамления мощность земной коры изменяется в пределах 34—50 км, то в более удаленных от нее районах Забайкалья кровля мантии расчленена слабее (39—41 км).

Таким образом, глубоководная часть впадины четко отображается в рельефе границы М, а под обрамляющими ее горами граница М оказывается почти не дифференцированной. Так, в крайнем северном сечении (разрез 3, см. рис. 63) граница М залегает примерно на одном уровне 41—43 км под восточной (мелководной) окраинной частью Байкальской впадины, под Баргузинской впадиной и под разделяющим их Баргузинским хребтом.

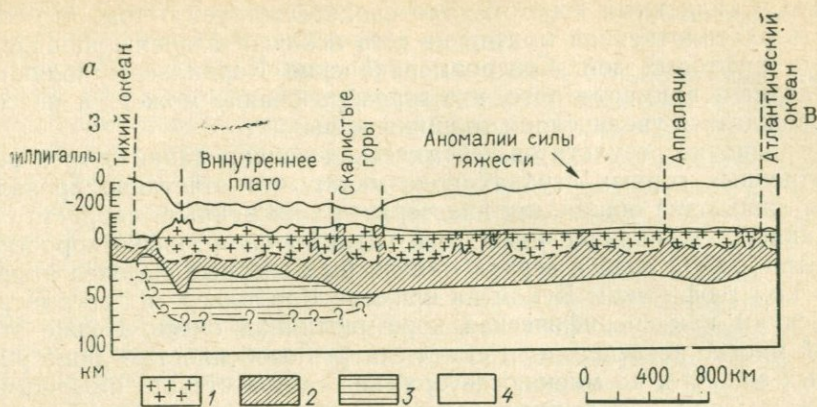
Сибирские геофизики, занимавшиеся сейсмическим зондированием, попытались определить контуры слоя разуплотненной мантии, обнаруженной в Байкальской области. Оказалось, что пространственно зона с низкоскоростной мантией захватывает всю Байкальскую горную область (включая оз. Байкал), а также значительную территорию к юго-востоку, расположенную за ее пределами. Мощность низкоскоростного слоя мантии (скорость 7,7 км/с) равна в среднем 17 км. Следовательно, глубина до его верхней и нижней границ составляет 38 и 55 км. На восточном фланге рифта мощность слоя до 8 км. Таким образом, толщина слоя, сравнительно с его площадными размерами, крайне незначительна.

На многих профилях ГСЗ помимо границы М определен также рельеф поверхности фундамента. Границы же в коре выделены не повсеместно и лишь в виде относительно коротких площадок. В чем причина этого — достоверно еще сказать нельзя. Возможно, это хотя бы частично объясняется тем, что принятая система наблюдений не всегда была благоприятной для регистрации сейсмических границ в средней части коры.

Проведен определенный объем работ с целью изучения в коре Байкальского региона слоев с пониженными скоростями. С этой целью на двух участках — на юго-восточном берегу Байкала и в 150 км к югу от него — были проведены специальные наблюдения преломленных и отраженных волн с учетом влияния горизонтальных неоднородностей среды. На обоих участках получены практически одинаковые результаты, несмотря на то что один из них расположен в так называемой рифтовой зоне, а другой далеко за ее пределами. В обоих исследованных районах выявлен сейсмический волновод (слой с пониженной скоростью), но выражен он очень слабо — уменьшение скорости составляет всего 0,2—0,3 км/с при толщине волновода около 5 км. Расположен слой с пониженной скоростью в средней части коры на глубине 12—17 км от поверхности земли.

## **КОРДИЛЬЕРЫ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ**

Обратимся к Кордильерам Северной Америки. Как показали сейсмические исследования (рис. 64), горная область Кордильер характеризуется относительно небольшой мощностью коры (что свойственно всем горным областям, расположенным по обрамлению Тихого океана). Несмотря на высоту гор (2—3 км), мощность коры изменяется в пределах 30—40 км, увеличиваясь на восток по



б

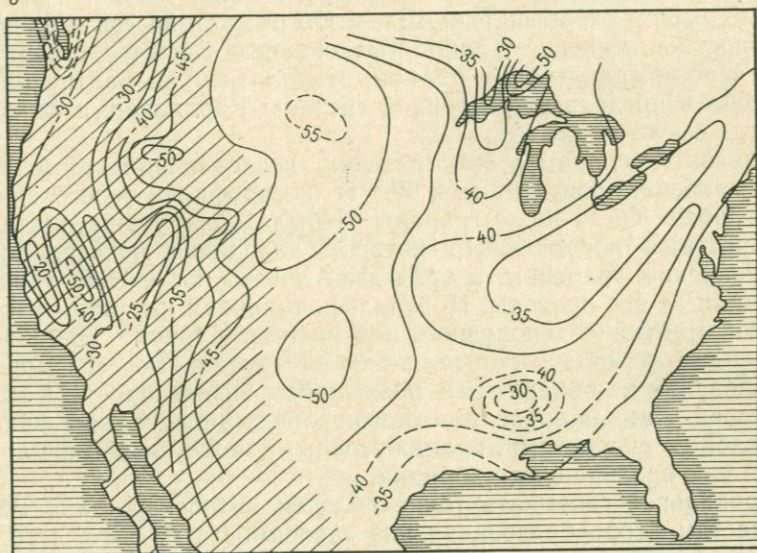


Рис. 64. Строение земной коры Североамериканского континента:  
 а — сейсмический разрез; б — рельеф границы М (заштрихована горная система Кордильер).  
 1 — «гранитный» слой; 2 — «базальтовый» слой; 3 — область разуплотненной мантии; 4 — верхняя мантия

направлению к Скалистым горам до 45 км. Обратим внимание, что максимальная мощность коры на североамериканском континенте (55 км) расположена фактически уже за пределами высокогорного сооружения. Лишь в пределах хребта Сьерра-Невада имеет место корень гор — мощность коры возрастает до 45—50 км. Характерной чертой глубинного строения Кордильер является наличие низкоскоростного слоя в верхах мантии. Причем этот слой фиксирован как под провинцией Хребтов и Бассейнов, так и под другими горными сооружениями (хр. Сьерра-Невада, Колорадским

плато, Скалистыми горами). Это свидетельствует о том, что область разуплотненной мантии не есть исключительная принадлежность рифтовых зон. Североамериканские Кордильеры являются наглядным примером того, что горообразование может и не сопровождаться увеличением толщины коры.

Сравнение результатов сейсмических зондирований в трех рассмотренных горных странах показывает, что отчетливо проявляется лишь одна общая для них черта — пониженные скорости на границе, т. е. наличие ниже этой границы слоя низкоскоростной мантии. Такой слой в верхах мантии был впервые выделен американским геофизиком Куком на примере Кордильер и рассматривался им как специфическая коро-мантийная смесь. Позже этот слой многие исследователи стали считать особенностью лишь рифтовых зон, что, по мнению автора, не соответствует имеющимся фактам. Зоны пониженных скоростей обнаружены во многих горных районах, где рифтов нет. Примером может служить рассмотренный выше Северный Тянь-Шань. Об отсутствии связи слоя низкоскоростной мантии с рифтообразованием свидетельствует профиль через Кордильеры — область разуплотненной мантии распространена в пределах всей горной системы Кордильер, а не только там, где имеются рифты.

Показателен пример сейсмических исследований зоны Рейнского грабена, проведенных в 60-х гг. по профилю, пересекающему этот грабен. Тогда ниже границы М была обнаружена линза низкоскоростных пород, центр которой находился непосредственно под Рейнским грабеном, а края этой линзы, постепенно утоняясь, выходили за его пределы. Получалась типичная картина низкоскоростной мантийной «подушки» под рифтовой зоной. Однако поставленные несколько лет спустя более детальные сейсмические исследования не обнаружили такой линзы низкоскоростной мантии под корой. Лишь в пределах самого грабена в низах коры фиксируется слой со скоростями, промежуточными между корой и мантией, но это уже явление иного порядка.

Правильнее связывать такие области низкоскоростной мантии с областями горообразования вне зависимости от того, есть ли в этих горных областях грабены или нет.

Следующий очень важный вопрос состоит в том, является ли сам факт возникновения такого слоя низкоскоростной мантии причиной горообразования или же слой этот лишь одно из следствий какой-то более общей причины. Для правильного ответа на этот вопрос существенное значение имеет анализ строения более глубоких горизонтов мантии. Как показано в гл. 9, в верхней мантии всех горных поясов обнаружены мощные слои пониженной скорости.

Возникновение таких слоев должно было сопровождаться значительным увеличением объема и, следовательно, подъемом всего вышележащего блока, включающего верхи мантии и кору. В этой связи представляется очень вероятным, что незначительное разуплотнение верхних 10—20 км мантии есть своего рода компенса-

ционный процесс, являющийся реакцией пород на антизостатическое поднятие всего блока мантии и коры.

Примеры с Тянь-Шанем, Прибайкальем и Кордильерами показывают, что в период горообразования не происходит сколько-нибудь значительного увеличения мощности коры. Слабая изученность горных стран не позволяет утверждать это окончательно, однако уже сейчас очевидно, что если такое увеличение коры и имеет место, то оно очень незначительно (не более 5 км). Единственная горная область, где по некоторым сейсмическим данным предполагают мощность коры в 65—70 км, является Памир. Однако детальность и надежность проведенных там исследований таковы, что это положение еще нельзя считать окончательно доказанным. Более того, имеются материалы указывающие на то, что толщина земной коры под Памиром не превышает 50 км. Это следует из результатов сейсмических исследований методом обменных волн. От низменных районов Кызылкумов (где граница М определена по данным ГСЗ) эта сейсмическая граница была прослежена по направлению к Памиру (см. рис. 60). Под высокогорными областями Памира граница М расположена на глубине  $50 \pm 5$  км.

## Глава 8.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КОРЫ ОКЕАНОВ

Как известно, на дне океанов обнаружены различные типы структур: шельфы, материковые склоны, глубоководные желоба, срединно-океанические хребты, океанические котловины. Первые два типа представляют собой подводное продолжение континентов, и их земная кора такая же, как и на материках. Поскольку в этой главе речь идет об океанической коре, они здесь не рассматриваются. Наиболее типичными структурами океана, характеризующимися максимальными глубинами (4—6 тыс. м), являются океанические котловины.

#### КОРА ОКЕАНИЧЕСКИХ КОТЛОВИН

Наши знания о земной коре океанических котловин опираются на два основных источника: а) геологические данные драгировок и глубоководного бурения и б) сейсмические материалы (толщина коры, число и рельеф слоев, скорости распространения в них упругих волн). Важнейшей особенностью коры океанических котловин является ее малая мощность (5—8 км), не считая слоя воды. По Дж. Шору и Р. Райтту [177], средняя толщина коры в котловинах океанов оценивается в 6,4 км. Сейсмические зондирования, проведенные в океанах, показали, что существует линейная зависимость между толщиной коры и глубиной дна океана.

Под наиболее опущенными участками океанических котловин кора самая тонкая. С уменьшением глубины океана мощность коры возрастает.

В строении коры океанических котловин сверху вниз обычно выделяют три основных слоя: 1) осадки, 2) фундамент и 3) океанический слой. Верхний слой называют осадочным, или первым, слоем. Его толщина в океанических котловинах, как правило, мала и не достигает 1 км. Иногда первый слой практически отсутствует. Мощность осадочного слоя резко увеличивается лишь с приближением к окраинам континентов.

Строение осадочного слоя и геологическую природу фиксированных в нем сейсмических границ рассмотрим на примере Атлантического океана, как наиболее изученного. Составленные по материалам сейсмических исследований (МОВ, КМПВ) карты мощности осадочного слоя показывают закономерное изменение его мощности в зависимости от удаленности от берега океана. Наибольшая мощность (3—6 км) установлена в основании материковых склонов, а также на участках подводной окраины материков. Максимальная мощность (6—15 км) фиксирована в Мексиканском заливе; несколько меньшая (6—8 км) в центральной части Северного моря. Наименьшая мощность (0,0—0,5 км) осадочного покрова свойственна удаленным от суши глубоководным котловинам.

Строение осадочного покрова Атлантического океана обычно подразделяется на три сейсмических слоя: 1) слой рыхлых осадков ( $v_p=1,5-2,2$  км/с); 2) слой полуконсолидированных осадков ( $v_p=1,9-2,8$  км/с) и 3) слой консолидированных осадков ( $v_p=3,0-4,5$  км/с). Ниже расположена поверхность неровного акустического фундамента, характеризующаяся преобладающими значениями скорости 4,5—5,5 км/с. Мощность слоя рыхлых осадков в области материкового подножия может достигать 1—1,5 км, а с удалением от континентов она постепенно сокращается и в центральных частях котловин составляет 50—100 м.

В глубоководных котловинах рыхлые осадки залегают горизонтально и независимо от рельефа акустического фундамента. Нижней границей толщи рыхлых осадков обычно служит хорошо отбиваемая сейсморазведкой поверхность А. Глубоководное бурение показало, что геологический возраст рыхлых осадков охватывает отрезок времени от миоцена до четвертичного периода. В. В. Орленок [107] обращает внимание на то, что эти отложения распространены в Атлантическом океане повсеместно, т. е. их образование происходило уже в условиях существования современного океана. Поэтому, подчеркивая генезис этих осадков, их следует считать океаническими. Слой полуконсолидированных осадков нередко подстилает рыхлые океанические отложения, однако распространен он более ограниченно. Осадки этого слоя отсутствуют или имеют крайне незначительную мощность на шельфах докембрийских щитов, в зоне абиссальных холмов, на некоторых подводных поднятиях. Редки они и на срединно-океаниче-

ском хребте. Мощность полуконсолидированных осадков также уменьшается с удалением от материка. Внутри слоя полуконсолидированных осадков регистрируется меньше отражающих сейсмических границ, чем в вышележащем слое. Поверхности слоя залегают параллельно поверхности дна и несогласно по отношению к неровной поверхности подстилающего акустического фундамента.

Геологическая природа сейсмических границ и возраст слоя полуконсолидированных осадков определены по материалам глубоководного бурения. Установлено, что в Южной и Приэкваториальной Атлантике кровля слоя полуконсолидированных осадков (поверхность А) соответствует кровле биогенных кремнистых илов среднего эоцена. В других районах Атлантического океана этот отражающий горизонт проходит внутри пород верхнего мела. Таким образом, слой полуконсолидированных осадков имеет в основном верхнемеловой возраст. Обратим внимание на то, что верхняя (поверхность А) и нижняя (акустический фундамент) границы слоя полуконсолидированных осадков не разновозрастны в разных районах океана.

Слой консолидированных осадков залегают под акустическим фундаментом. Мощность этих отложений сильно варьирует — от 1—3 до 8—12 км. Результаты бурения в океанических котловинах и на шельфах, а также сопоставление с сейсмическими и геологическими данными по побережью показывают, что консолидированные осадки охватывают по возрасту огромный интервал времени, включая палеозой и большую часть мезозоя (триас, юру, нижний мел).

Намечаются два типа разреза консолидированных осадков. На тех участках Атлантического океана, где его край проходит через палеозойские геосинклинальные прогибы (побережье США, Британские острова), в прибрежных его частях фиксированы мощные (до 10—12 км) толщи консолидированных осадков, большая нижняя часть которых формировалась в палеозое. Примером могут служить побережье п-ова Флорида и район подводного плато Блейк. Рядом с п-овом Флорида расположен мелководный шельф. Затем следует материковый склон, а за ним подводное плато Блейк, расположенное на глубине 800—1000 м ниже уровня океана. Западнее плато снова крутой уступ — переход к Блейк-Багамской котловине, расположенной на глубине более 4 км. Сейсмический профиль (рис. 65, а), пройденный поперек этой зоны, передает нам сложное строение шельфа и плато Блейк. Как видно из рисунка, по внешнему, обращенному к океану краю плато Блейк проходит крупный уступ фундамента. Под самым плато расположен глубокий прогиб, выполненный более чем семикилометровой толщей мезозоя — кайнозоя. Ниже, возможно, залегают отложения верхнего палеозоя. Прогиб этот опускался постепенно, заполняясь мелководными карбонатными осадками, лишенными терригенного материала. В нижнемеловую эпоху наступило сильное осолонение бассейна — отлагались гипсы. Оче-

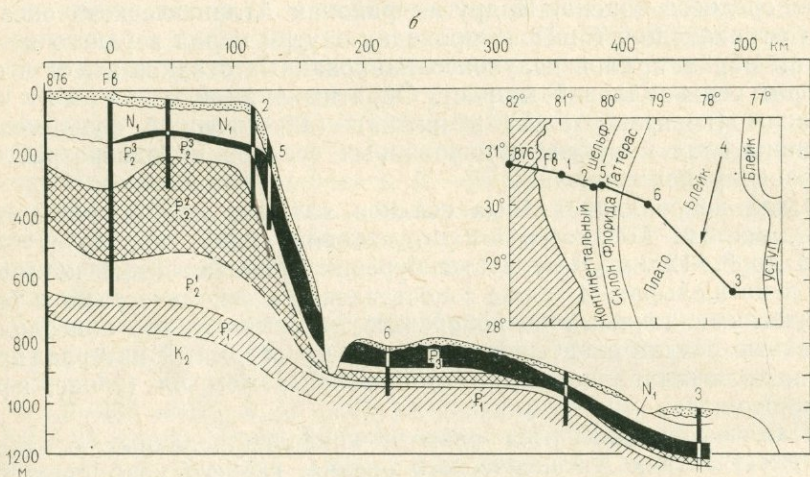
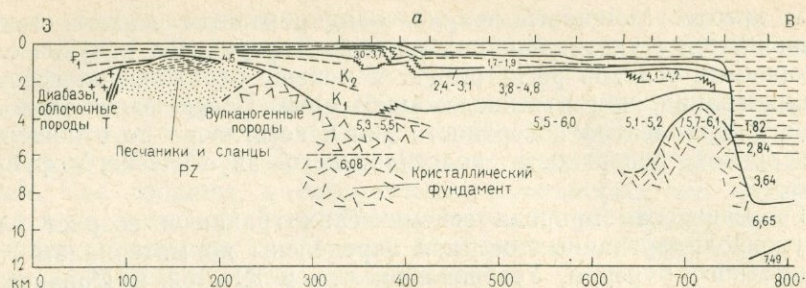


Рис. 65. Профиль через п-ов Флорида, континентальный шельф и погруженное плато Блейк:

а — по сейсмическим данным (по Ч. Дрейку, Дж. Юингу, Г. Стокарду) и б — по материалам глубоководного бурения

видно, бассейн был отделен барьером, возможно, коралловым рифом, от океана. Таким образом, под шельфом Флориды расположен типичный миогеосинклинальный прогиб, унаследованно развивавшийся в течение верхнего палеозоя и мезозоя.

Наиболее интересна история шельфа и погруженного плато Блейк в кайнозое. Кроме сейсмических данных дополнительную информацию дают буровые скважины, расположенные по линии в том же направлении, что и сейсмический профиль (см. рис. 65, б). Скважины позволяют более уверенно проследить кайнозойский этап развития. Так, в течение эоцена наибольшая мощность отложений приходится на шельф, восточнее же (на плато Блейк) мощности отложений этого времени невелики. Это распределение мощностей эоценовых отложений может быть объяснено тем, что основная масса осадков (песчаников, алевролитов), сносимых с континента, отлагалась непосредственно у его края

(на шельфе), а дальше (на плато Блейк) тонкодисперсный материал поступал в ограниченном количестве, и на глубине в условиях некомпенсированного осадконакопления отлагались мало-мощные кремнисто-карбонатные осадки.

В олигоцене условия изменились. В западной части шельфа произошло слабое поднятие, преградившее доступ материала со стороны материка. В сложившихся условиях осадконакопление происходило преимущественно за счет органических осадков. В миоцене шельф вновь опустился ниже уровня моря и повторились условия, существовавшие в эоцене, — преимущественно песчано-глинистый состав осадков и их отложение почти исключительно в зоне шельфа.

Геологическое строение этого района, выявленное с помощью детальных геофизических исследований и глубоководного бурения, раскрывает историю формирования коры на окраине океана. Собственно шельф и его опущенная часть (плато Блейк) представляющие по своей природе типично континентальные структуры, состоящие, как и прилегающий п-ов Флорида, из системы поднятий и прогибов. Опускание и шельфа, и плато Блейк началось в раннемеловую эпоху одновременно. В меловой период оно происходило относительно медленно, вследствие чего погружение дна полностью компенсировалось осадконакоплением. Вследствие этого, как показывает сейсмический профиль (см. рис. 65, а), толща меловых отложений распределена равномерно в пределах всего опустившегося блока. В кайнозое скорость опускания дна стала возрастать, и с нижнего эоцена установился уже иной характер осадконакопления — подавляющая часть обломочного материала отлагалась вблизи берега, формируя шельф, и лишь ничтожная его часть выносилась дальше и отлагалась на плато Блейк. Конечно, в пределах плато общая величина опускания была больше, чем на шельфе, но незначительно. Склон между шельфом и плато Блейк возник не в результате тектонического смещения, а главным образом благодаря неравномерному распределению осадков. Мощность третичных отложений шельфа Флориды и плато Блейк в сторону океана закономерно убывает.

Повторное глубоководное бурение, проведенное в этом районе в августе—сентябре 1975 г. [179], позволило провести детальную корреляцию отражающих сейсмических границ с разрезом меловых отложений, вскрытых скважинами. В скв. 391 в центральной части абиссальной котловины Блейк-Багама на глубине 1412 м ниже дна океана вскрыты самые древние из установленных бурением в Атлантическом океане верхнеюрские (титон — кимеридж) мраморизованные известняки. Здесь отражающая граница «А» коррелируется с перерывом в осадконакоплении между миоценовыми карбонатными брекчиями и подстилающими их глинами мелового возраста; высокие отражающие свойства границы объясняются инверсией скорости под миоценовыми осадками. В данном случае слой полуконсолидированных осадков охватывает отложения всего мелового периода и верхов юры.

Иное строение слоя консолидированных осадков там, где океан обрамляет древние щиты. Мощность отложений этого слоя не превышает 4—6 км. Вызвано это, вероятно, тем, что возрастной интервал отложений меньше и охватывает лишь мезозой или его часть.

Таким образом, так называемый первый, или осадочный, слой коры океанов расшифровывается сейсморазведкой так же, как и осадочный слой консолидированной коры. Сейсмические границы внутри этого слоя отвечают контакту пород разного литологического состава. Наиболее четкие отражающие границы приурочены к контакту с кремнистыми породами или с известняками. Сейсморазведка четко фиксирует даже слабо выраженное несогласие внутри осадочного слоя. Методы и принципы расчленения (на основании сейсмических и геологических данных) осадочного слоя океанов те же, что и при изучении осадочного разреза континентов. Контроль правильности проведенной геологической интерпретации может быть осуществлен лишь бурением.

Под осадочным слоем залегает слой со скоростью продольных волн от 4,5 до 5,5 км/с. Его называют вторым слоем океанической коры или фундаментом. Сейсмические исследования показали, что поверхность слоя слабоволнистая. Мощность этого второго сейсмического слоя океанической коры также не одинакова. В Тихом океане она минимальна — в пределах Восточно-Тихоокеанской котловины менее 1 км. В центральной и в особенности в западной части этого океана толща второго слоя достигает 2 км. В нескольких местах, например, вблизи срединно-океанических хребтов, между лежащими выше осадками и третьим слоем океанической коры обнаружены два слоя.

О геологическом строении фундамента были высказаны различные мнения.

Наиболее широко распространена точка зрения о том, что он сложен базальтовыми лавами, излившимися на океаническом дне. Об этом свидетельствуют результаты глубоководного бурения. Так, в Индийском океане многие скважины, пройдя толщу осадков, вошли в базальты. Под осадочным слоем базальты встречены в других океанах. На настоящем этапе изученности морского дна может быть принята гипотеза о том, что второй слой океанической коры сложен преимущественно базальтовыми лавами. Необходимо только обратить внимание на два обстоятельства.

Во-первых, как показало бурение, базальты не целиком слагают этот слой. Между отдельными покровами базальтов встречены прослой осадочных пород. Не исключено, что ниже базальтов могут залегать достаточно мощные (1000 м и более) толщи пород, лишенных или почти лишенных базальтовых лав.

Во-вторых, нельзя исключать и предположение о том, что второй слой коры океанических котловин сложен первичноосадочными породами, впоследствии диагенетически измененными. Этому не противоречат фиксированные во втором слое океанической ко-

ры скорости сейсмических волн (4,5—5,5 км/с). В пользу предположения об осадочном генезисе второго слоя свидетельствует тот факт, что во многих районах Мирового океана, например в западной части Тихого океана, глубоководное бурение не встретило базальтов. Бур остановился в плотных кремнистых осадках мела—юры.

Третий слой океанической коры глубоководных котловин считается однородным. На гистограмме скоростей, зарегистрированных в этом слое, 80% значений приходится на интервал  $6,7 \pm \pm 0,35$  км/с [177]. Выдержана и толщина слоя, равная в среднем 5 км. Строение слоя практически одинаково в котловинах Атлантического, Индийского и Тихого океанов. За пределами котловин мощность слоя возрастает. Так, в Тихом океане обширные пространства, где третий слой имеет толщину 5 км и менее, распространены лишь в Восточно-Тихоокеанской котловине. В западной части Тихого океана толщина слоя увеличивается до 7—9 км и более. Не везде скорости сейсмических волн в третьем слое столь высокие. Во всех океанах известны участки, где скорости продольных волн в третьем слое составляют 6,0—6,2 км/с и даже ниже [92]. Наиболее типичный пример — сейсмический профиль в северо-западной части Индийского океана, пересекающий глубоководную котловину и Сейшельские острова (рис. 66).

Такова общепринятая схема коры океанических котловин. Однако нет полной уверенности, что схема эта всегда соответствует реальной обстановке. Дело в том, что большая часть сейсмических исследований, проведенных в океанах, принадлежит к числу

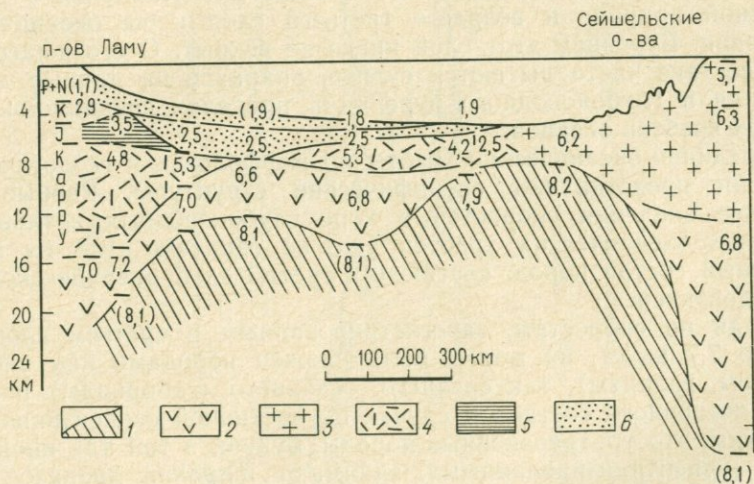


Рис. 66. Разрез земной коры Индийского океана между Африкой и Сейшельскими островами:

1 — мантия; 2 — «базальтовый» слой; 3 — «гранитный» слой; 4 — вулканогенные породы; 5 — юрские и меловые осадки; 6 — третичные осадки

малодетальных. Более того, у большинства профилей расстояние между пунктами взрыва и приема не превышало 100—120 км. А это не позволяло в совокупности с малым числом точек на годографе определить строение недр на глубине выше 15—20 км. Первый же протяженный сейсмический профиль (рис. 67), проведенный советскими геофизиками к востоку от Курильского жемчужника, показал, что на 7—10 км ниже границы, принимаемой за раздел Мохоровичича (скорость 8,0—8,3 км/с), обнаружена еще одна резкая преломляющая сейсмическая граница с граничной скоростью 8,5—8,8 км/с. Остается неясным, какую из этих двух границ принимать за раздел М?

Н. К. Булин [19] высказал предположение, что кора океанических котловин значительно более мощная (15—20 км). Ниже третьего слоя находится четвертый слой, возможно являющийся волноводом, а подошва третьего слоя представляет лишь тонкий слой с повышенной скоростью. Согласно гипотезе Н. К. Булина земная кора океанических котловин в 2—4 раза толще, чем это считалось ранее, и сопоставима по толщине с континентальной. Напомним, что во многих равнинных пространствах Западной Европы суммарная толщина земной коры всего 22—26 км. Правда, океаническая кора оказалась более высокоскоростной, чем кора континентов. Но эта особенность характерна и для мантии океанических пространств (см. гл. 10). Заметим, что океаническим областям соответствуют повышенные значения скорости поверхностных (релеевских) волн. Это пока предположение, но если оно подтвердится, то отпадет единственное различие между континентальной и океанической тектоносферами.

Наиболее гипотетичны существующие представления о геологической природе и возрасте третьего слоя коры океанических котловин. Бурением этот слой нигде не вскрыт. О его вещественном составе часто пытаются судить, опираясь на данные дражирования и глубоководного бурения в пределах срединно-океанических хребтов океанов.

Срединно-океанические хребты по морфологии и геологической истории представляют специфические структуры. Равные или близкие значения скоростей в коре глубоководных котловин и срединно-океанических хребтов еще не означают, что их вещественный состав пород, слагающих третий слой океанической коры, идентичен.

Судя по скоростям, зарегистрированным в третьем слое (от 6,0 до 7,7 км/с), он может быть сложен породами как кислого (гнейсы, граниты), так среднего, основного (габброиды) и даже ультраосновного состава в случае их частичной серпентинизации. Заметим, что ультраосновные породы, будучи в той или иной степени серпентинизированными, занимают широкий диапазон скоростей (от 4,0 до 7,8 км/с). Третьему слою могут соответствовать лишь слабо серпентинизированные ультраосновные породы.

Помимо бурения есть еще путь выяснения вещественного состава коры океанов. Это прослеживание по простиранию сейми-

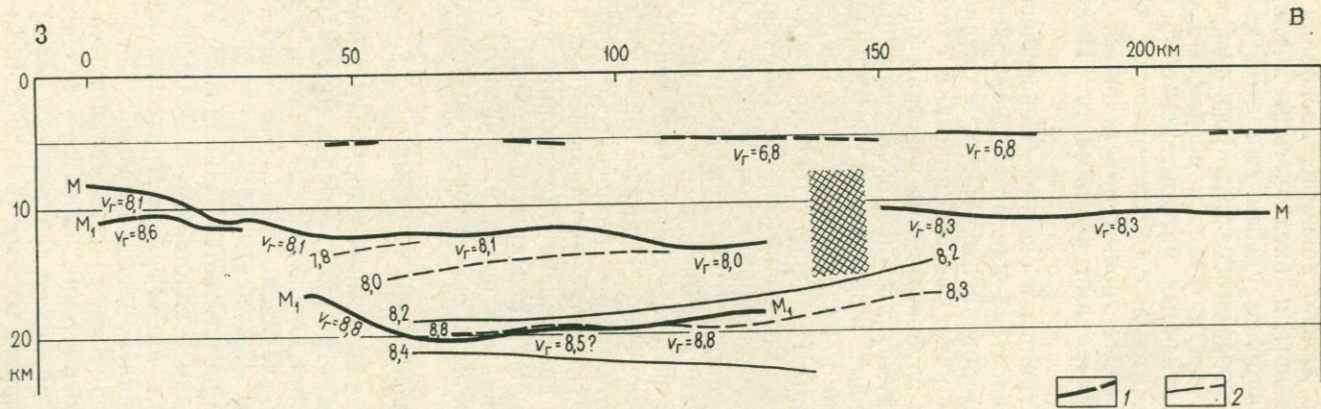


Рис. 67. Сейсмический профиль в северо-восточной части Тихого океана, к востоку от Курильского желоба (по С. М. Звереву):

1 — преломляющие границы и величина граничных скоростей (км/с); 2 — изолинии равных скоростей (км/с)

ческих слоев с континента в океан или с островов в океан. Конечно, это можно сделать далеко не везде, поскольку нередко по границе между материком и океанической впадиной проходит глубинный разлом. Наиболее удобен для этой цели Индийский океан. Так, например, по сейсмическим профилям, идущим от побережья Индостана в океан, удалось проследить непосредственный переход распространенных на континенте траппов в океан, которыми сложен там, второй слой океанической коры. На п-ове Индостан мел-палеогеновые траппы подстилаются докембрийскими кристаллическими породами фундамента Индийской платформы.

На чем же лежат траппы в океане? Сейсмические профили, идущие в океан от Индостана или от Сейшельских островов, показывают, что как на континенте, так и в океане базальтовые траппы легли на один и тот же сейсмический слой, только слой этот в направлении к глубоководным участкам океана постепенно утоняется. Можно думать, что и в океане траппы легли на кристаллический фундамент, аналогичный по возрасту и составу фундаменту Индийской платформы. Отсюда следует, что третий сейсмический слой коры Индийского океана сложен архейскими кристаллическими гнейсами, гранитоидами (чарнокитами) и т. д. Значения скоростей в этих породах, замеренные в образцах, удовлетворительно совпадают с теми величинами скоростей, какие фиксированы в третьем сейсмическом слое Индийского океана. Но слой этот в океане по сравнению с континентом утонен.

В пользу гранито-гнейсовой природы третьего слоя коры Индийского океана свидетельствует геологическое строение островов в Индийском океане. На островах Мадагаскаре, Сейшельских и Кергелене обнажены древнейшие докембрийские образования, которые во многих случаях перекрыты меловыми и палеогеновыми базальтами, идентичными породам, вскрытым буровыми скважинами во втором слое коры океанических котловин.

## КОРА СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Обратимся к строению земной коры срединно-океанических хребтов. Несмотря на огромный интерес, проявляемый к этим подводным сооружениям, опоясывающим весь земной шар, их глубинное строение исследовано еще очень слабо. Протяженные сейсмические профили, пересекающие весь подводный срединно-океанический хребет, исчисляются единицами. Многие широко известные представления о глубинном строении этих хребтов выработаны на основании лишь гравиметрических наблюдений, интерпретация которых далеко не однозначна.

Сейсмические исследования свидетельствуют, что глубинное строение срединно-океанических хребтов сильно различается. В качестве примеров приведем два разреза через Атлантический срединный хребет. Первый из них (рис. 68) показывает глубинное строение центральной части Атлантического океана. Не счи-

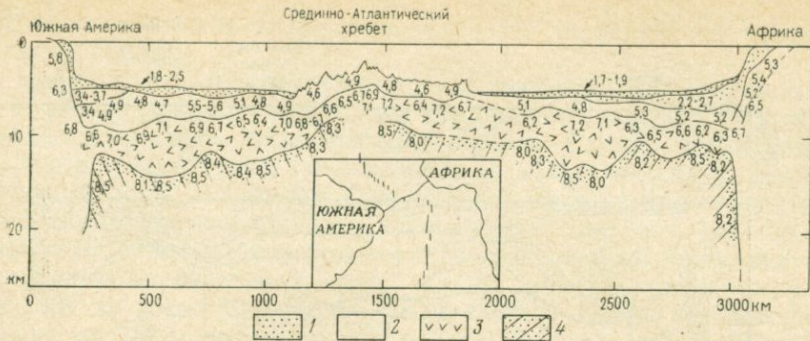


Рис. 68. Сейсмический профиль через Атлантический океан. Цифрами показана скорость упругих волн (км/с)  
 1 — осадочные слои; 2 — фундамент (второй слой); 3 — третий слой; 4 — мантия

тая слой осадков, который на срединном хребте сейсмическими методами не фиксируется, строение коры под ним и под образующими его глубоководными котловинами в принципе одинаково. Обратим внимание, что средние значения скоростей сейсмических волн, зарегистрированных во втором и третьем слоях, а также их толщина практически одинаковы на протяжении всего профиля. Столь же постоянны и значения скорости сейсмических волн ниже границы М. На данном пересечении никакого утолщения коры под срединным хребтом Атлантики не обнаружено.

Принципиально иное строение коры установлено в северной части Атлантического океана по профилю, проходящему от о-ва Исландия на Фарерские и Шетландские острова. Под срединно-океаническим хребтом, проходящим через Исландию, земная кора оказалась необычайно большой мощности (рис. 69). Изолиния с граничной скоростью 8,0 км/с (типичной для подошвы земной коры) проходит под Исландией на глубине более 40 км. Таким образом, срединно-океаническому хребту отвечает глубокий прогиб (корень) в рельефе границы М. Почти столь же мощная кора (30—40 км) фиксирована и под восточной частью Атлантики между Исландией и Фарерскими островами. Лишь в пределах относительно глубоководного Фареро-Шетландского «канала» толщина коры сокращается до 20 км. Это локальное утонение коры, которому на поверхности Земли соответствуют самые значительные в пределах профиля глубины океана, происходит за счет сокращения мощности ее нижних горизонтов, характеризующихся скоростью сейсмических волн 6,5—8,0 км/с. Таким образом, кора утонена исключительно за счет нижнего «базальтового» слоя. Этот факт явно противоречит предположению некоторых исследователей о том, что утонение коры под Фареро-Шетландским «каналом» связано с ее растяжением. Если бы такое «растяжение» действительно имело место, то в равной степени должны были утониться как верхний «гранитный», так и нижний «базальтовый» слои.

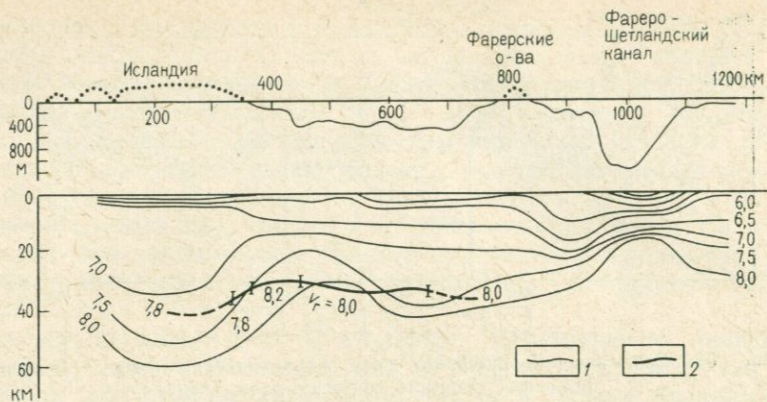


Рис. 69. Схематический разрез земной коры через Северо-Восточную Исландию, Исландско-Фарерский порог и Фареро-Шетландский канал (по С. М. Звереву):

1 — изолинии скорости; 2 — подошва земной коры (из предположения скачкообразного изменения скорости на границе М)

Приведенные профили отражают два крайних случая строения срединно-океанического хребта. Профиль через Центральную Атлантику является примером отсутствия утолщения коры под подводным хребтом; по профилю через Исландию мощность коры не меньше, чем под континентами. Однако известны примеры, где такое утолщение коры имеется, но выражено слабее, чем под Исландией.

Остановимся на геологической интерпретации земной коры срединно-океанических хребтов. Если обратиться к наиболее исследованному Атлантическому подводному хребту, то обнаруживается следующая картина. В осевой части этого подводного поднятия осадочный слой отсутствует или имеет очень небольшую мощность (десятьки метров). Странники гипотезы раздвижения океанического дна объясняют это тем, что кора, возникшая в результате вулканических излияний, здесь молодая и осадки поверх нее не отлагались. Однако отсутствие осадочного слоя в приосевой части Атлантического хребта объясняется прежде всего удаленностью этого подводного хребта от истоков сноса. Осадки, сносимые с континентов, накапливаются в глубоководных котловинах и на возвышающийся хребет не попадают. Отсутствие осадков можно объяснить и тем, что осадочные образования погребены на хребте под излившимися на них лавами. В пользу этого свидетельствуют результаты глубоководного бурения. Так, скв. 334, пробуренная в районе Азорских островов, прошла через слои осадков, заключенных внутри базальтов. На оси срединного хребта неоднократно отмечались находки плиоценовых и даже миоценовых отложений, сцементированных базальтовой лавой. Таким образом, отсутствие или малая мощность осадочного слоя в пределах осевой части Атлантического срединно-океанического

хребта может быть легко объяснена без привлечения гипотезы тектоники плит.

Судя по результатам глубоководного бурения, так называемый второй сейсмический слой срединно-океанических хребтов сложен в основном базальтовыми лавами. Однако несомненно и то, что во второй слой входят лежащие между пластами лав осадочные породы. Во втором слое могут быть и сильно серпентинизированные ультраосновные породы, которые по физическим свойствам отвечают интервалу скоростей, который свойствен второму слою океанической коры. Такие породы были вскрыты скв. 334 во время 37-го рейса НИС «Челленджер». В интервале глубин от 310 м до забоя (376 м) скважина прошла через тектоническую брекчию, состоящую из серпентинизированных гипербазитов, троктолитов и габброидов.

Какими же породами сложен третий слой срединно-океанических хребтов? Это, пожалуй, сложный вопрос. До сих пор остается неясным, какова мощность третьего слоя под срединно-океаническими хребтами. Гравиметрическое измерение показывает, что срединно-океанические хребты характеризуются относительным минимумом силы тяжести в редукции Буге. Это может свидетельствовать о том, что хребтам свойственно утолщение коры. Некоторые сейсмические данные это как будто бы подтверждают. Так, под о. Исландия, расположенном на Атлантическом подводном хребте, мощность коры достигает 40 км. Однако в некоторых других участках того же подводного утолщения коры не обнаружено.

Анализ геологической истории Северной Атлантики убеждает, что срединно-океанические хребты заложились на месте длительно развивающихся геосинклинально-складчатых поясов. Если это действительно так, то под вторым слоем, состоящем из переслаивания базальтов и осадочных пород, должны быть метаморфизованные породы древнего геосинклинального пояса. В некоторых случаях образцы таких пород, местами выступающих среди более молодых образований, обнаружены на островах или при драгировке дна. В Срединно-Атлантическом хребте это: древнейшие ультраосновные породы (перидотиты) с островов Св. Петра и Св. Павла с возрастом 3,5—4,5 млрд. лет, метаморфизованные базальтоиды, собранные в нескольких местах в гребневой зоне хребта, основные и кислые магматические породы возраста 1500—1600 млн. лет с гребня хребта на 45° с. ш. В 1500 км западнее на восточном склоне этого подводного хребта с глубины 4255 м подняты глинистые сланцы и кремнистые известняки кембрийского возраста. Глинистые сланцы и слюдяные алевриты палеозойского возраста драгированы НИС «Академик Курчатов» с поверхности хребта к северу от Исландии и т. д. Геосинклинальный комплекс осадков, слагающий основание срединно-океанического хребта, должен достигать значительной мощности (10—15 км и более), и им, возможно, сложено все утолщение третьего слоя под подводным хребтом.

Таким образом, третий слой океанических котловин, согласно нашим представлениям, сложен породами, которые обнажаются в фундаменте древних платформ, а третий слой срединно-океанических хребтов — породами, характерными для геосинклинально-складчатых областей. Конечно, такие представления являются гипотезой. Проверкой ее могут стать лишь результаты сверхглубокого бурения в океане.

По вещественному составу кора океанов соответствует части коры континентов. Различие между корой континентов и океанов состоит лишь в том, что в океанах на глубинах более 10—20 км расположены породы с физическими свойствами, характерными для мантии. А если верна гипотеза Н. К. Булина, то на этих глубинах и под океаном лежат породы с «коровыми» скоростями.

## *Глава 9.*

### **НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ**

#### **НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МАНТИЙНЫХ ВОЛН**

В последнее время в нашей стране и за рубежом достигнуты значительные успехи в изучении верхней мантии Земли. Неоднородности в мантии исследуются многими геофизическими методами, но разрешающая способность и точность измерений их различны. Так, например, путем анализа карт аномалий силы тяжести делались попытки определить размеры и глубину плотностных неоднородностей в верхней мантии. Однако по одним гравиметрическим данным невозможно уверенно определять глубину залегания плотностных неоднородностей, их вертикальные размеры и величину снижения плотности. Более надежную информацию о структуре верхней мантии мы получаем на основании сейсмических измерений. Материалы по изучению верхней мантии методом глубинного сейсмического зондирования, взрывной сейсмологией и по волнам от землетрясений заставляют внести существенные коррективы в сложившиеся представления о строении верхней мантии. А. С. Алексеев [4] обращает внимание на то, что широко распространенное представление о повсеместном существовании в верхней мантии Земли мощного слоя пониженной скорости (астеносферного канала) неверно. В пределах тектонически спокойных областей (платформ, океанических котловин) слои с пониженными скоростями в мантии отсутствуют или имеют небольшую толщину (10—20 км), что подтверждается данными как объемных, так и поверхностных волн.

Горизонтальные и вертикальные скоростные неоднородности в верхних 50—150 км мантии Земли выявляются различными сейсмическими методами. Среди них получили распространение

методы сейсмологии, основанные на регистрации волн естественных землетрясений. Однако в последние годы все больше используются методы исследования верхней мантии с помощью больших взрывов. Наконец, очень ценную информацию мы получаем методом глубинного сейсмического зондирования, который при большой длине годографа (400—500 км и более) позволяет регистрировать головные преломленные (или слабо рефрагированные) волны от слоев, расположенных ниже границы М.

Скоростные модели коры и в особенности верхней мантии, полученные для одного и того же района по данным сейсмологии и по наблюдениям методом ГСЗ, нередко различаются по значениям скоростей распространения волн, числу слоев, их толщине, наличию или отсутствию волноводов и т. д. Одна из основных причин такого расхождения — это существенные различия амплитудных и частотных характеристик используемых сейсмических сигналов. Диапазоны абсолютных значений амплитуд и частот, применяемых в сейсмологии и ГСЗ, совпадают лишь частично. Сигналы, используемые в сейсмологии, по сравнению с ГСЗ характеризуются существенно большими значениями амплитуд (на 3—4 порядка) и более низкими частотами. Сигналы, регистрируемые от больших взрывов, занимают промежуточное положение. В связи с этим вероятно несоответствие волновых полей, регистрируемых в ГСЗ и сейсмологии, и, как следствие этого, несоответствие результатов интерпретации. Сравнение скоростных разрезов верхней мантии, построенных по ГСЗ и материалам сейсмологии, показывает, что последние на тех же глубинах характеризуются более низкими значениями скорости. Это может быть вызвано использованием в сейсмологии более низких частот и менее детальных систем наблюдений или тем, что сейсмология в основном исследует мантию в горных областях, а ГСЗ — на платформах.

Поскольку возможна регистрация различных по физической природе волн, проходящих через мантию Земли, могут возникнуть разные представления о строении исследуемых территорий. Уверенный совместный анализ результатов, полученных по одному району разными методами, станет возможен лишь тогда, когда будет создана методика определения масштаба абсолютных, измерений сейсмических сигналов от источников. Применение обратной фильтрации позволяет частично снять искажающее влияние регистрирующей аппаратуры на сейсмическую запись, полученную разнотипными сейсмоприемниками. Эта методика позволяет также с более высокой точностью сравнивать динамические характеристики сейсмических волн.

При исследовании верхней мантии сейсмическими методами регистрируются две основные группы волн — отраженные с подошвы земной коры ( $P_{отр}^M$ ) и преломленные (слаборефрагированные) волны ( $P_{пр}^M$ ). И. П. Пасечник [110] показал идентичность кинематических характеристик, полученных для одного и того же района по искусственным взрывам и землетрясениям.

Отраженные волны уверенно выделяются на сейсмограммах лишь при детальном исследовании методом ГСЗ на удалении от 50 до 300 км от взрыва в виде коротких осей синфазности протяженностью не более 5—10 км. При морских работах они обычно не регистрируются. Преломленные волны регистрируются в первых вступлениях повсеместно (на суше и на море) на удалении более 150—200 км от источника. При детальном исследовании удается надежно проследить на сейсмограммах преломленные волны и в последующих вступлениях. Волны в последующих вступлениях можно регистрировать и от землетрясений, что было осуществлено, например, по профилю Памир—Байкал [4, 125].

А. С. Алексеев показал, что группа мантийных волн  $P^M_{пр}$  неоднородна по кинематическим признакам и ее годограф состоит из нескольких ветвей. Такие изменения в структуре годографа свидетельствуют о наличии в верхней мантии вертикальных и горизонтальных неоднородностей. При расстоянии порядка 300 км от пункта взрыва влияние на сейсмическую запись неоднородностей в строении коры и неоднородностей в мантии примерно одинаково.

Совместное рассмотрение сейсмических разрезов земной коры, полученных методом ГСЗ и годографов мантийных волн  $P^M_{пр}$ , регистрируемых на тех же профилях, позволило оценить минимальные размеры горизонтальных неоднородностей в верхней мантии. Минимальные горизонтальные размеры неоднородностей, которые могут быть выявлены методом ГСЗ, примерно в 2—3 раза меньше длины годографа волн  $P^M_{пр}$  и измеряются несколькими десятками — первыми сотнями километров. Минимальная длина годографа волны зависит от глубины расположения границы М. Если граница М залегает относительно неглубоко (около 30 км), метод ГСЗ позволяет фиксировать в мантии неоднородности, горизонтальные размеры которых относительно невелики — 30—50 км.

В этом случае в принципе можно определять скоростные параметры верхов мантии под каждой достаточно крупной тектонической зоной (впадиной, хребтом). В тех районах, где граница М расположена на больших глубинах (45—50 км), минимальный размер горизонтальной неоднородности уже 50—100 км. В этот интервал попадают, как правило, уже несколько различно построенных тектонических зон, и с помощью ГСЗ можно получить для них лишь общую характеристику, осредненную на весь интервал.

Установлено, что амплитуды первых вступлений мантийных волн  $P^M_{пр}$  затухают с расстоянием в 3—5 раз слабее, чем коровые волны, что свидетельствует о существенно иных свойствах мантии по сравнению с корой. С расстоянием наблюдается изменение не только формы амплитудных графиков, но и их абсолютного уровня. Это объясняется наличием в мантии вертикальных и горизонтальных неоднородностей.

Из всего многообразия сейсмических методов исследования верхней мантии Земли мы остановимся на тех, которые позволя-

ют выявить неоднородности, достаточно надежно привязанные к конкретным тектоническим структурам, что позволяет дать определенное геологическое истолкование. Во-первых, это исследование верхов мантии методом ГСЗ путем регистрации взрывов на больших расстояниях (более 300 км), т. е. получение очень длинных годографов. Такие работы проведены в ограниченном числе мест, но полученные данные представляют для геолога исключительный интерес. Во-вторых, анализ вертикальных разрезов верхней мантии на 150—250 км ниже границы М, построенных по данным сейсмологии для различных геологических структур. В-третьих, результаты изучения неоднородностей верхней мантии на площади по методике, разработанной Л. П. Винником.

Анализируя связь мантийных неоднородностей с крупными тектоническими элементами разного возраста и природы, попытаемся ответить на следующие вопросы: различается ли мантия под структурами с разной геологической историей; когда возникли неоднородности в мантии и как долго они в ней сохраняются; в какой мере эти неоднородности коррелируются со строением коры и как они влияют на направленность и интенсивность современных процессов?

#### **НЕОДНОРОДНОСТИ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕГО СЛОЯ МАНТИИ ПО ДАННЫМ ГСЗ**

При длине годографа 200—300 км мы получаем возможность судить о скорости сейсмических волн непосредственно под границей М. Сейсмические профили с длиной годографа 300—500 км позволяют получать информацию о слое мантии, расположенном на 30—50 км ниже этой границы.

Рассмотрим строение мантии под равнинными (платформенными) территориями. О неоднородностях в самом верхнем слое мантии, уходящем на глубину 2—4 км ниже границы М, можно судить по значениям граничных скоростей вдоль этой поверхности. На карте граничных скоростей (рис. 70) видно, что скорость на границе М при средних значениях 8,1—8,2 км/с колеблется от 7,5 до 8,5 км/с. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в пределах равнинно-платформенной области скорости на границе М различаются в широких пределах (от 7,8 до 8,5 км/с). На Балтийском щите к северу от Ботнического залива и в районе между Онежским озером и Белым морем скорости высокие (8,3—8,4, а в отдельных местах 8,6 км/с). Но в пределах того же щита — к югу от Ботнического залива, они ниже средних (7,9—8,0 км/с). Изменчива скорость на Русской плите — в пределах Печорской синеклизы — понижена (8,0 км/с), а в Московской — повышена (8,3—8,4 км/с). Одни районы равнинного Казахстана характеризуются высокими значениями скорости (8,4—8,6 км/с), другие — пониженными (7,8—8,0 км/с). Зона пониженных скоростей на границе М прослеживается вдоль Урала на юг за пределы этого горного сооружения. Следовательно, она не связана с

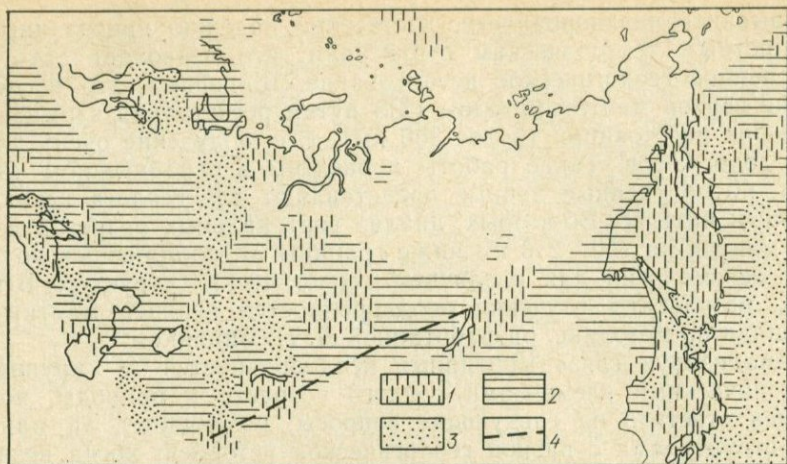


Рис. 70. Карта граничных скоростей (км/с) ниже раздела М (по Н. А. Беляевскому и др.):

1 — 8,0 и менее; 2 — 8,1—8,2; 3 — более 8,2; 4 — сейсмологический профиль по линии Памир — Байкал

морфологически выраженным Уральским хребтом, а коррелируется с его древней (палеозойской) структурой.

Столь сильное различие в пределах структур с близкой историей развития в фанерозое и с одинаковым характером неотектонических движений скорости в мантии указывает на то, что эта неоднородности не связаны непосредственно с последними этапами развития этих структур и тем более с неотектоническим. В верхнем слое мантии они не проявляются отчетливо в гравитационном поле. Они изостатически уравновешены и должны быть отнесены к числу реликтовых, т. е. существующих уже сотни миллионов лет.

Однако имеется определенная сумма фактов, свидетельствующих о том, что неоднородности ниже границы М могут быть новообразованными (см. гл. 7). Так, почти для всех изученных участков современного горообразования установлен факт снижения (на 0,2—0,4 км/с) скорости в верхних 5—20 км мантии. Выше уже отмечалось, что такая низкоскоростная мантия свойственна не только зонам рифтообразования, но и мантии горных стран, где их нет.

Наиболее детальные исследования верхней мантии на глубину 20—80 км ниже границы М выполнены методом ГСЗ на территории СССР (рис. 71). Верхняя мантия под Балтийским щитом характеризуется в среднем более высокими значениями скоростей и существенно другим законом их изменения с глубиной. Эти различия сохраняются до глубин, примерно равных 380—400 км. На Русской плите (Московская синеклиза) на глубине 10—20 км ниже границы М обнаружен маломощный (12—18 км) волновод, где скорость на 0,2 км/с ниже, чем в его кровле [137]. В северной ча-

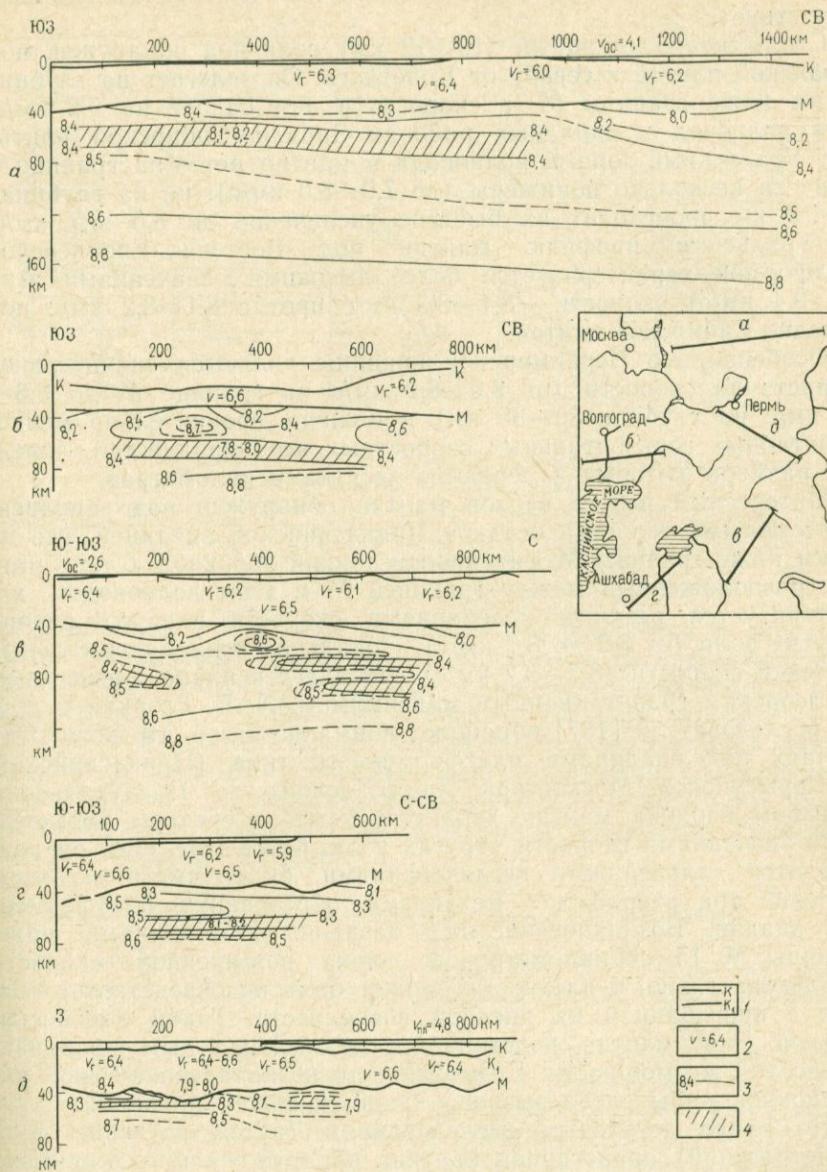


Рис. 71. Сейсмические разрезы верхней мантии по профилям ГСЗ (по Е. В. Егоркину, Л. Н. Старобинец, В. С. Дружинину и др.):

а — Кинешма — Вorkута; б — Элиста — Бузулук; в — хр. Каратау — оз. Тенгиз; г — Копетдаг — Аральское море; д — Ижевск — Ишим.

1 — поверхность консолидированной коры (К) и поверхность древнего (архейского) фундамента (К<sub>1</sub>) на профиле Ижевск — Ишим; 2 — средняя скорость в консолидированной коре (км/с); 3 — изолинии скоростей в верхней мантии; 4 — слой пониженных скоростей в верхней мантии (км/с)

сти этого сейсмического профиля (Печорская синеклиза) волновод отсутствует.

Столь же маломощный (10—12 км) волновод обнаружен под Туранской плитой к северу от Копетдага. Он залегает на глубине 20 км ниже границы М, а скорость в нем падает на 0,2 км/с. Есть волновод в западных районах Западно-Сибирской плиты. Под Уральскими горами волновода в мантии нет — на границе М скорости несколько понижены (до 7,9—8,0 км/с), но на глубинах 55—70 км происходит их быстрое увеличение до 8,5—8,7 км/с. По Уральскому профилю мантия под Восточно-Европейской платформой характеризуется более высокими значениями (на 0,2—0,4 км/с) скорости — 8,4—8,3 км/с против 8,1—8,2 км/с под Западно-Сибирской плитой.

Особенностью Черноморской впадины являются значительное возрастание скорости (от 8,0—8,2 км/с на границе М до 8,6—8,7 км/с на глубине 30—35 км) и наличие сравнительно мелко-масштабных горизонтальных скоростных неоднородностей, линейные размеры которых измеряются десятками километров.

Интересный разрез верхов мантии обнаружен под заполненной мощными толщами осадков Прикаспийской впадиной, где на 20 км ниже границы М фиксирован тонкий волновод. Слой мантии, расположенный между границей М и этим волноводом, характеризуется резкими колебаниями скорости распространения упругих волн (от 8,2 до 8,7 км/с). Локальная зона максимальных значений скорости (8,5—8,7 км/с) совпадает в плане с известным Аралсорским гравитационным максимумом. А. В. Егоркин и другие исследователи [137] обращают внимание на то, что во многих случаях под впадинами платформенного типа (Прикаспийской, Чу-Сарысуйской, Московской, Ашхабадской) и Предуральским прогибом верхняя мантия характеризуется в среднем повышенными значениями скорости упругих волн. Факт этот, если он подтвердится дальнейшими исследованиями, будет иметь огромное значение при разработке механизма образования платформенных впадин. Возникновение под названными впадинами ниже границы М 15—30-километрового слоя повышенной скорости (а следовательно, и плотности) может быть непосредственно связано с прогибанием на дневной поверхности. Такой высокоскоростной слой мантии подстилается низкоскоростным приблизительно той же мощности. Возможно, что возникновение такой инверсионной пары слоев вызвано какой-то общей причиной.

По менее детальным исследованиям (путем изучения волн землетрясений) аналогичная картина обнаружена и под другими равнинно-платформенными территориями. Слои небольшой мощности (10—25 км) в самых верхах мантии с падением скорости на 0,3—0,5 км/с фиксированы на Балтийском щите, в пределах Баренцевоморской платформы, в западных районах Западно-Сибирской плиты (рис. 72). Однако во многих других районах Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ, а также эпигерцинской Сибирской платформы волноводы в верхней ман-

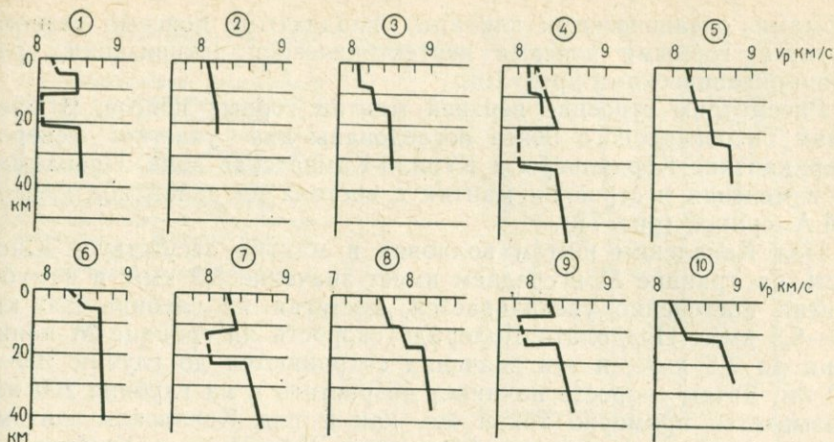


Рис. 72. Характер изменения с глубиной скорости продольных волн в верхней мантии по данным ГСЗ:

Цифры в кружках: Балтийский щит (1); Воронежский массив (2); Туранская плита — западная часть (3), центральная часть (4) и восточная часть (5); Скифская плита, восточная часть (6); Северный Казахстан (7); Балхашская впадина (8); Западный Урал (9); Черноморская впадина (10)

тии отсутствуют. Наиболее существенные изменения в строении мантии равнинных территорий приурочены к границам крупных геологических структур, например Восточно-Европейской (где скорости выше) и Сибирской платформ. Неоднородности в верхних 10—40 км мантии равнинно-платформенных областей коррелируются с крупными геологическими структурами, сформировавшимися задолго до неотектонического этапа. Поэтому их, равно как и рассмотренные выше неоднородности на границе М, нужно отнести к числу реликтовых.

### СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОЛОГИИ

Обратимся теперь к анализу неоднородностей в верхней мантии на вертикальных разрезах, построенных методами сейсмологии.

К настоящему времени известно несколько десятков сейсмических разрезов верхней мантии Земли на глубину до 150—250 км ниже границы М. Большинство этих разрезов показывает изменение скорости продольных волн. Заметим, что полученный вертикальный разрез мантии не всегда можно привязать к отдельной тектонической зоне (геосинклинальному прогибу, грабену, антиклинорию, хребту), поскольку дается усредненная характеристика мантии для пространства размером 1000 км. На такой площади может быть расположено несколько различных тектонических зон. При выяснении связи неоднородностей мантии с тектоникой мы можем сопоставлять имеющиеся сейсмические разрезы лишь с крупнейшими тектоническими элементами — плат-

формами, океаническими плитами, складчатыми поясами разного возраста, горными поясами неотектонической активизации, срединно-океаническими хребтами.

Рассмотрим строение верхней мантии горных поясов. В пределах Тихоокеанского пояса исследованы два участка: североамериканские Кордильеры и Курило-Камчатская зона. Прослежены изменения в строении мантии с востока на запад под Северной Америкой (рис. 73).

Под Канадским щитом волновод в мантии отсутствует. Скорость на границе М в среднем имеет значение 8,2 км/с и вглубь мантии постепенно увеличивается, достигая на глубине 200 км 8,4—8,5 км/с. Под плато Колорадо скорость на границе М понижена до 7,8 км/с, и эти значения сохраняются до глубин 100—120 км. Затем скорость начинает возрастать и на глубине 200 км оказывается примерно такой же, как и под Канадским щитом. В более западных районах (провинция Бассейнов и Хребтов) и под горными хребтами Кордильер кривая изменения скорости с глубиной иная: от значений 8,0 км/с и менее на границе М проходит дальнейшее понижение скорости до 7,5—7,6 км/с, затем скорость возрастает и на глубине 120 км становится такой же, как и под Канадским щитом. В пределах Берегового хребта Кордильер мантия иная. По двум известным для этой зоны сейсмическим разрезам мантия вблизи Тихоокеанского побережья отличается большой мощностью волновода (до 190 км) и резким снижением в нем скорости (до 7,2 км/с).

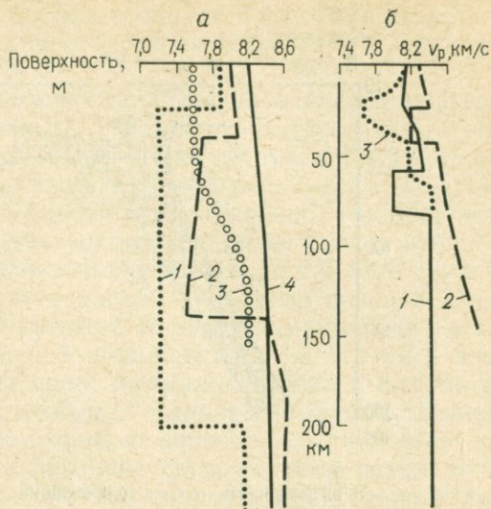
Таким образом, под Северо-Американским континентом выделяются три типа верхней мантии: а) мантия без волновода — равнинные территории Канадского щита, б) области с волноводом — Скалистые горы, Восточные и Центральные Кордильеры, в) зоны Берегового хребта, где волновод в мантии выражен резко, а мощность его огромна. Кордильеры отличаются от расположенных восточнее равнинных территорий пониженными значениями скоростей на границе М (менее 8,0 км/с) и наличием в мантии слоев с резко пониженными скоростями. Эти особенности строения мантии фиксированы под разными по возрасту геологическими зонами Кордильер (палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими), что позволяет считать выявленные неоднородности мантии новообразованными, возникшими приблизительно одновременно с формированием горного рельефа.

Общей характерной чертой строения мантии в зоне перехода к Тихому океану являются низкие значения скорости (8,1—8,2 км/с) на глубинах до 120—150 км и наличие мощных астеносферных слоев. Скоростные разрезы для Камчатки и Курильских островов содержат 2—3 таких слоя.

При переходе от островных дуг к западной части Тихого океана происходит существенное изменение скоростного разреза — резко увеличивается значение скоростей распространения продольных волн в мантии, изменяется характер их распределения с глубиной и практически исчезает слой с пониженными скоростями.

Рис. 73. Вертикальные разрезы верхней мантии:

*а* — Тихоокеанский складчатый пояс: 1 — Береговые хребты Кордильер, 2 — Скалистые горы, 3 — Восточная Камчатка, 4 — как пример мантии без волновода показан один из разрезов Канадского щита; *б* — платформенные территории: 1 — Канадский щит, 2 — Московская синеклиза Восточно-Европейской платформы, 3 — Центрально-Французский массив



Различие скоростного строения верхней мантии островных дуг и Тихого океана прослеживается до глубин не менее 400—500 км.

Островные дуги обладают в среднем пониженными скоростями, в них хорошо развит волновод. Аномально увеличено (в 5—10 раз по сравнению с континентом и океаном) поглощение.

Под Камчатским полуостровом развита кора континентального типа толщиной 30 км. Скорости ниже границы *М* пониженные. Особенно низки скорости в зоне шириной 50—90 км, где расположены современные камчатские вулканы (7,3—7,6 км/с). В более глубоких слоях мантии скорость продольных сейсмических волн изменяется следующим образом.

Под Восточной Камчаткой с глубиной скорость в мантии сначала остается постоянной (7,6 км/с), а затем на глубинах 60—70 км (на 30—40 км ниже границы *М*) постепенно возрастает. Вследствие низких значений скорости на границе *М* волновод в верхней мантии здесь четко не фиксируется. Однако о его существовании в этой части Тихоокеанского пояса свидетельствуют данные по строению мантии под Южным Сахалином и прилегающими к нему районами. Скорость в мантии Земли падает с 8,0 км/с на границе *М* до 7,4—7,7 км/с на глубине 70 км, а затем возрастает до 8,0—8,3 км/с. На глубинах 150—200 км имеет место второе, очень слабо выраженное снижение скорости сейсмических волн. Между островными дугами и океаном расположена фокальная зона с наиболее высокими значениями скоростей в мантии (рис. 74).

Если сравнить строение верхней мантии под Кордильерами Северной Америки и Восточной Камчаткой, то картина сходная: если скорость на границе *М* менее 7,8 км/с — волновод в мантии «не заметен», если скорость выше — он проявляется отчетливее. Под Восточной Камчаткой скорости на границе *М* еще ниже, чем

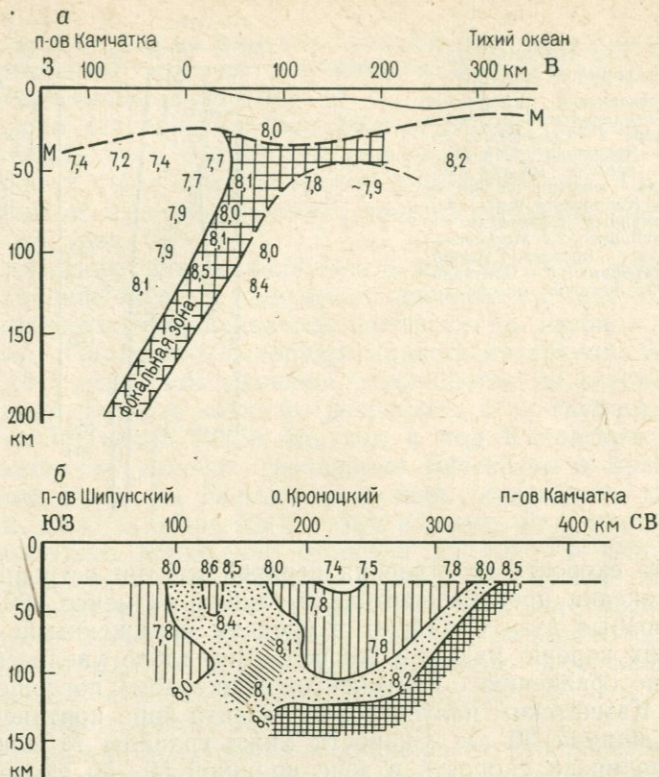


Рис. 74. Строение фокальной зоны верхней мантии Восточной Камчатки: а — поперечный разрез; б — продольный разрез (по И. П. Кузину)

под Кордильерами, а волновод в мантии расположен на меньших глубинах. Оба эти отличия, вероятно, связаны с необычайно высокой вулканической активностью восточной части Камчатского полуострова. В азиатской части пояса не обнаружено столь мощного волновода, как под Береговым хребтом Кордильер.

В пределах западной части Средиземноморско-Гималайского пояса строение мантии изучено под большинством горных хребтов. Под Пиренеями обнаружен волновод на глубинах 120—200 км. Под Альпами выделено два слоя с пониженными скоростями: первый в интервале 70—100 км, второй—130—180 км. В горах Юго-Восточной Европы, а также в Восточных Карпатах (горы Вранча) зона пониженных скоростей залегает на глубине 100—150 км. В Динаридах кровля волновода поднимается до 85 км. В то же время под Кавказом астеносферный слой не обнаружен.

В Памиро-Гиндукушском районе обнаружен волновод на глубинах 100—120 км. Для восточной части пояса известно, что под Гималаями фиксирован волновод в интервале глубин 100—150 км.

Мы можем заключить, что строение мантии Средиземноморско-Гималайского пояса в общих чертах не отличается от Тихоокеанского.

В Афро-Азиатском горном поясе детально исследован отрезок от Памира до Прибайкалья. По профилю Памир—Байкал обнаружены две зоны с пониженными скоростями (7,8—7,9 км/с) на глубинах 100—200 км [12]. Одна из них расположена под Памиром и по направлению к Тянь-Шаню постепенно выклинивается. Вторая начинается под Саянами, но наиболее резко выражена в районе оз. Байкал, где скорость снижается до 7,9 км/с (рис. 75).

Для северо-восточной части рассматриваемого пояса В. А. Рогожиной [128] описано сложное по конфигурации тело в мантии Земли, характеризующееся пониженными на 0,3 км/с значениями скорости продольных волн. Аномальная зона в мантии расположена под Алтаем, Восточным и Западным Саяном, Байкальской рифтовой зоной, высокогорными зонами Северной Монголии, т. е. на протяжении всего Афро-Азиатского горного пояса. В вертикальном разрезе зона пониженной скорости представляет линзу толщиной 200 км и более. Под Байкальской рифтовой зоной и Восточными Саянами кровля ее находится непосредственно под корой. В юго-восточном и юго-западном направлениях кровля низкоскоростной линзы погружается до 300—400 км. В. А. Рогожина отмечает, что такие контуры зона разуплотненной мантии имеет в случае разницы скоростей по сравнению с нормальной мантией 0,3 км/с. Но неоднородность таких колоссальных размеров не может быть однородной. Вероятно, она имеет сложное строение. Если сопоставить результаты исследования мантии по профилю Памир—Байкал с материалами В. А. Рогожиной, то нетрудно видеть, что до глубин 200 км результаты этих исследований в общих чертах совпадают — от Байкальской горной области до Саян на глубинах 100—200 км ниже границы М намечается зона пониженных скоростей. Однако погружение, по В. А. Рогожине, под Саянами аномального слоя на глубины 300—600 км не находит отражения на профиле Памир—Байкал. Необходимо иметь в виду, что В. А. Рогожина фиксирует относительное снижение скорости, а на профиле Памир—Байкал показаны их истинные значения.

Во всех трех рассмотренных горных поясах устанавливаются одни и те же особенности строения мантии. Они выражаются

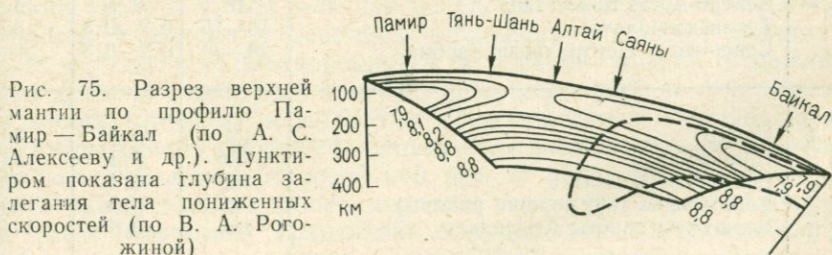


Рис. 75. Разрез верхней мантии по профилю Памир—Байкал (по А. С. Алексееву и др.). Пунктиром показана глубина залегания тела пониженных скоростей (по В. А. Рогожиной)

в том, что в верхних 100—150 км ниже границы М существуют слои с пониженными скоростями в виде линз толщиной 50—100 км. Их поперечные размеры, если судить по Афро-Азиатскому поясу, достигают 500—1000 км. Два рассмотренных горных пояса (Тихоокеанский и Средиземноморско-Гималайский) древние, возникшие в рифее и развивавшиеся в качестве геосинклинальных систем в фанерозое. Афро-Азиатский горный пояс сформировался в кайнозое. Сходство строения верхней мантии под горными поясами с разной предысторией указывает на то, что эти неоднородности в мантии связаны с формированием горного рельефа.

Для количественной оценки, позволяющей одновременно оценить толщину слоя и величину снижения скорости, воспользуемся понятием «емкость волновода». Под этим термином понимается произведение величины снижения скорости на объем, в пределах которого скорость понижена. Размерность емкости волновода —  $\text{км}^4/\text{с}$  (объем, умноженный на скорость). Если эта величина определяется в плоскости (по сейсмическому профилю), то размерность  $\text{км}^3/\text{с}$ , если только по вертикальной линии —  $\text{км}^2/\text{м}$ . Сравним емкость волновода по вертикали (табл. 4).

Как видно из табл. 4, емкость волновода под горными поясами в 10 и более раз больше, чем у волноводов под платформами. Если взять крайний случай — Береговой хребет Кордильер, то различие составит почти в 50 раз. Это еще раз подчеркивает, что мы имеем дело с явлениями разного масштаба и разной породы.

Таблица 4

Размеры и емкость волноводов в верхней мантии под различными тектоническими зонами

Район исследования		Толщина, км	Снижение скорости, км/с	Емкость, $\text{км}^2/\text{с}$
Платформенные территории	Балтийский щит, Воронежский массив, восток Туранской плиты, Чу-Сарысуйская впадина, Скифская плита, Балхашская впадина	0	—	0
	Балтийский щит	10	0,4	4
	Московская синеклиза	20	0,2	4
	Предуральский прогиб	10	0,4	4
	Северо-запад Казахстана	10	0,4	4
	Туранская плита	10—15	0,2—0,3	3
	Северная и Центральная Европа	20—30	0,2—0,3	5—8
Горно-складчатые пояса	Памир	120	0,3	36
	Прибайкалье	180	0,3	54
	Восточная Камчатка	80	0,4	32
	Кордильеры (внутренние районы)	80	0,5	40
	Береговые хребты Кордильер	180	0,8	144

## ИЗМЕНЕНИЕ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ПЛОЩАДИ

По сопоставлении мантийных неоднородностей с тектоникой особый интерес представляют сейсмические методы, позволяющие получить площадное распределение мантийных неоднородностей. Первым исследованием, показавшим, что строение верхней мантии существенно меняется в горизонтальном направлении, был сейсмический разрез по линии Памир—Байкал. Несмотря на то что разрез практически целиком проходил в пределах единого Азиатского горного пояса, мантия оказалась существенно разной. Под Памиром и Байкальской горной областью на глубинах до 200 км ниже границы М были фиксированы мощные зоны пониженных скоростей, тогда как в промежутке между ними и, в частности, в пределах Алтая и Саян волновод не обнаружен или выражен очень слабо.

Интересные данные о горизонтальной изменчивости верхней мантии были получены Л. П. Винником [21]. Он разработал метод картирования горизонтальных неоднородностей верхов мантии путем анализа времен пробега сейсмического луча между сейсмостанциями. Достоинство метода в том, что фиксируются неоднородности на площади, причем минимальная ширина выделяемых зон порядка 50 км. Это позволяет сопоставить в плане зоны повышенных и пониженных скоростей в верхах мантии с мелкомасштабной тектонической картой. Наиболее поразительные результаты получены для Кавказского перешейка. Оказалось, что простираны скоростных неоднородностей в верхнем слое мантии не совпадают с направлением геологических структур и расположением горных хребтов. Как видно из рис. 76, зоны с повышенными значениями скорости в мантии имеют под Кавказом северо-западную ориентировку. Наиболее отчетливо прослеживается зона с пониженными скоростями от Ставропольского плато до Дзирульского массива и далее на Малый Кавказ через города Бакуриани и Ереван. Параллельно ей (восточнее Тбилиси и Кировабада) располагается зона повышенных скоростей. Еще восточнее, параллельно берегу Каспийского моря, протягивается следующая низкоскоростная зона.

Общекавказские простираны геологических структур байкальского геотектонического этапа заложились окончательно в герцинский этап, т. е. 250 млн. лет назад. Несовпадение зон равных скоростей в мантии с герцинско-альпийским планом свидетельствует о том, что неоднородности в верхней мантии отражают очень древний структурный план, существовавший на Кавказе до заложения прогибов и поднятий общекавказского направления. Структуры северо-западного направления развивались на Кавказском перешейке в протерозойской эре. В некоторой степени они «просвечивают» среди более молодых структур. Такое направление имеет, например, Транскавказское поднятие, с простиранением которого совпадает высокоскоростная зона в верхах мантии.

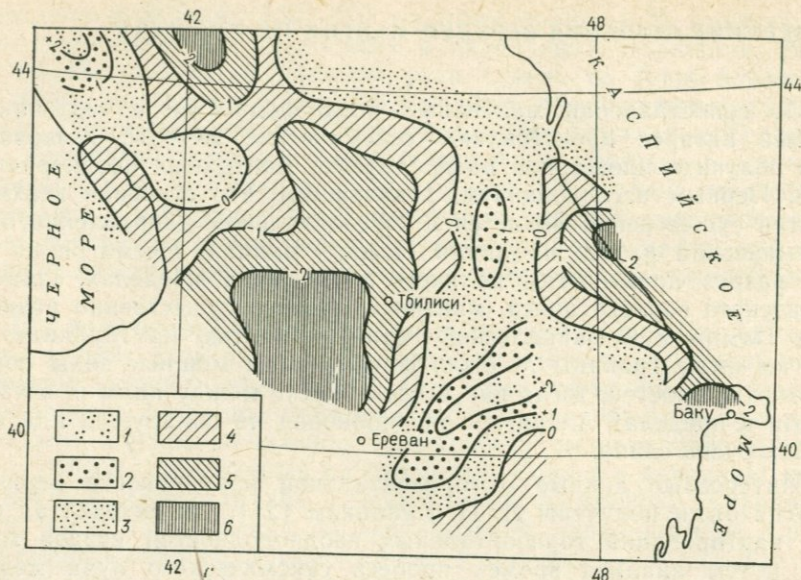


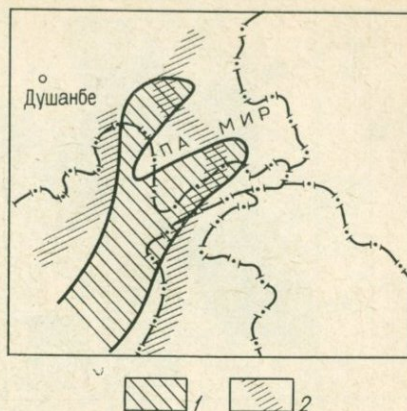
Рис. 76. Схема горизонтальных вариаций скорости продольных волн в верхней мантии Кавказа (в процентах от средней скорости) (по Л. П. Виннику).

1 — от +3 до +2; 2 — от +2 до +1; 3 — от +1 до 0; 4 — от 0 до -1; 5 — от -1 до -2; 6 — от -2 до -3

Перейдем к Памиро-Гиндукушскому району (рис. 77). В западной части Памира и Гиндукуша мантия высокоскоростная, тогда как под Восточным Памиром, Каракорумом и Гималаями скорости в верхах мантии пониженные. Восточная граница высокоскоростного мантийного блока проходит в меридиональном направлении, не считаясь с орографией и неотектоникой. Она пересекает единую высокогорную страну — Памиро-Гиндукушский горный узел — на две части. Следовательно, и в этом районе, как и на Кавказе, скоростные неоднородности в мантии не связаны с горообразованием. Сопоставление полученной Л. П. Винником картины мантийных неоднородностей с геологической и тектонической картами показывает, что высокоскоростной блок в верхней мантии практически полностью совпадает с системой докембрийских срединных массивов Гиндукуша и Западного Памира. В пределы высокоскоростной мантии попадают Нуристанский (в Афганистане) и Бадахшан-Ваханский (на юго-западе Памира) срединные массивы. Первый сложен в основном ниже-среднепротерозойскими гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами и кварцитами. Второй образуют архейские, ниже-среднепротерозойские и рифейские гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы и мраморы. Низкоскоростные зоны в мантии обнаружены там, где развиты мощные толщи палеозойских и мезозойских отложений. Таким образом, тектонические зоны, бывшие в течение 500 млн. лет приподнятыми, характери-

Рис. 77. Горизонтальные неоднородности верхней мантии под Памиром (по Л. П. Виннику):

1 — площади, занятые докембрийскими срединными массивами; 2 — контуры зоны повышенных скоростей



зуются большими скоростями в мантии, чем территории, испытавшие в это время значительные спускания. Неоднородности в мантии, выявленные по методу Л. П. Винника в Памиро-Гиндукушском районе, оказываются древними, возникшими еще в палеозое.

Обратимся к третьему району — Северному Тянь-Шаню. Обнаружено, что под впадинами (Илийской, Иссыккульской) верхняя мантия характеризуется повышенными скоростями, а под разделяющими их высокогорными хребтами (Терской Алатау и Кунгей Алатау) мантия низкоскоростная (рис. 78). В данном случае как будто бы наблюдается связь между строением мантии и горным рельефом — под поднимающимися хребтами скорости в мантии ниже. Однако такое заключение, сделанное в работе Л. П. Винника [21], не учитывает древней истории региона. Палеотектонический анализ свидетельствует, что на месте Илийской и Иссыккульской впадин и позднее протерозое и раннем палеозое существовали приподнятые блоки (типа срединных массивов), а на месте хребтов Терской Алатау и Кунгей Алатау находились глубокие геосинклинальные прогибы [11, 16, 88]. Учитывая это обстоятельство, мы должны сделать вывод, что для Тянь-Шаня, так же как для Кавказа и Памира, устанавливается связь зон древних поднятий с участками повышенных скоростей в мантии, а прогибов — пониженных скоростей. Горообразование на Тянь-Шане, как и во многих других горных областях, контролировалось древним структурным планом — в орогенный этап срединные массивы опустились и стали впадинами (Илийский, Иссыккульский), а на месте палеозойских прогибов сформировались хребты. Современное расположение хребтов и впадин Тянь-Шаня (равно как и зоны низких и высоких скоростей в мантии) являются следствием общей причины — древнего структурного плана.

Мы приходим к выводу, что во всех трех рассмотренных районах горизонтальные неоднородности в верхах мантии, выявленные по методу Л. П. Винника, связаны не с молодыми (неоген-

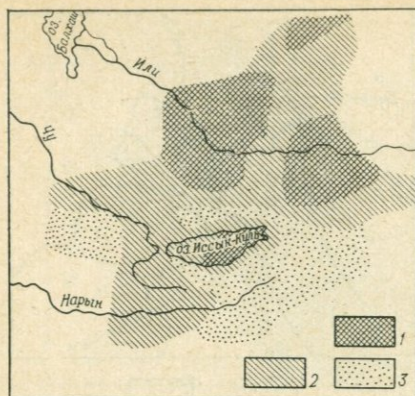


Рис. 78. Скорости в верхней мантии под Северным Тянь-Шанем (по Л. П. Виннику):

1 — зоны повышенных скоростей (более 8,15 км/с); 2 — зоны средних скоростей (7,85—8,15 км/с); 3 — зоны низких скоростей (менее 7,85 км/с)

четвертичными) процессами, а отражают древний структурный план, т. е. являются реликтовыми. Возникли эти неоднородности в период формирования протерозойских и палеозойских поднятий и прогибов. Большие скорости под поднятиями вызваны, возможно, тем, что там приподняты более плотные (высокоскоростные) породы. Наоборот, меньшие скорости под палеозойскими прогибами могут быть объяснены тем, что высокоскоростные породы относительно опущены. Если такой вывод справедлив, то отсюда следует, что метод Л. П. Винника позволяет фиксировать горизонтальное распределение неоднородностей в первых десятках километров ниже границы М. Только при таком допущении объясняется столь четкая пространственная корреляция между видимыми на земной поверхности древними геологическими структурами и сохранившимися с тех времен неоднородностями в верхах мантии.

Следующий важный путь исследования латеральных неоднородностей в мантии — это измерение поглощения сейсмических волн по сейсмограммам от удаленных землетрясений [21]. Метод ценен тем, что позволяет получить определенное представление о свойствах и процессах в верхней мантии под теми районами, где нет сейсмических станций. На рис. 79 показан характер поглощения упругих волн в мантии в пределах Азии. На большей ее части верхняя мантия имеет низкое поглощение. На этом фоне выделяются аномальные зоны с высоким поглощением — Тибет, Тянь-Шань, Внутренняя Монголия, Южное Забайкалье, хребет Геккеля в Северном Ледовитом океане, море Лаптевых, Охотское море. Наиболее крупная и четко выраженная аномалия с высоким поглощением в мантии расположена под Тибетом. Пространственно она захватывает Тибетское нагорье, Гималаи, Центральный участок Куньлуня. К северу и югу от Тибета под межгорными впадинами и равнинными территориями аномалии нет. Таким образом, аномалия повышенного поглощения совпадает с областью интенсивного горообразования. Из примера Тибета следует,

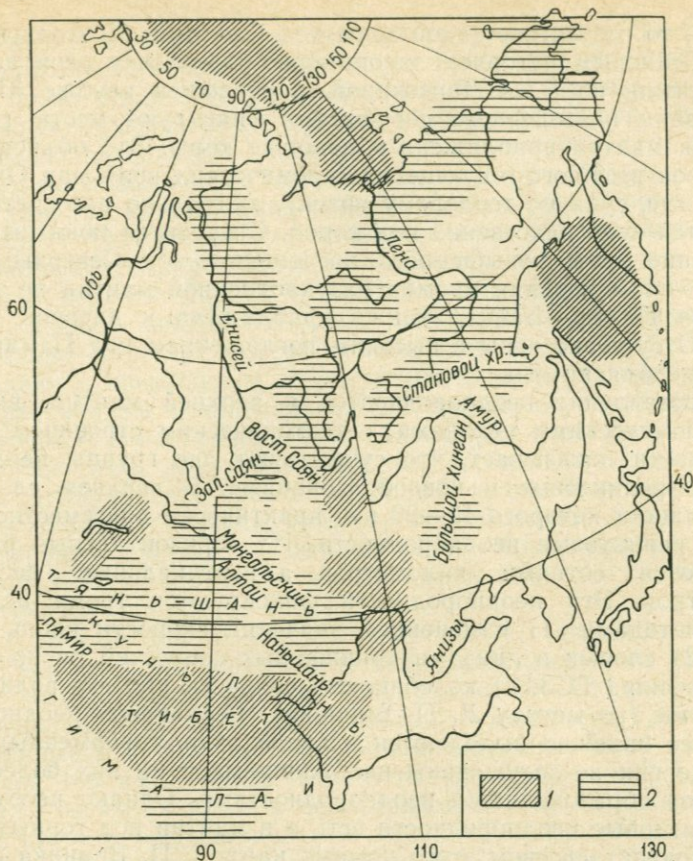


Рис. 79. Вариации поглощения сейсмических волн в мантии Земли на территории Азии (по Л. П. Виннику и Л. П. Годзиковской):

1 — области повышенного поглощения; 2 — области пониженного поглощения

что области интенсивного горообразования расположены там, где мантия отличается увеличением поглощения упругих волн. Этот вывод подтверждает обнаружение повышенного поглощения в мантии под Северным Тянь-Шанем. Однако под Памиром мантия имеет слабое поглощение. Не обнаружено высокое поглощение в мантии под Саянской горной областью.

Сопоставим на примере Южной Сибири зону аномалии скорости в мантии (по В. А. Рогожиной) с аномалией поглощения. Совпадение зоны высоких поглощений в зоны низких скоростей имеет место там, где последняя расположена на глубинах 0—100 км ниже границы М. В тех же местах, где низкоскоростная мантия обнаружена на глубинах 100—200 км и более, повышенное поглощение отсутствует. Если считать, что метод Л. П. Винника фиксирует повышенное поглощение лишь в верхних 100 км

мантии, то отсутствие такой зоны под Саянами, Монгольским Алтаем, Становым нагорьем закономерно, поскольку слой аномальной мантии, по В. А. Рогожиной, расположен глубже. По-видимому, зоны повышенного поглощения фиксируют места, где аномальная мантия приближена к подошве коры. Это объясняет наличие зон высокого поглощения сейсмических волн под Охотским морем, где, судя по тепловому потоку, аномально разогретый слой находится непосредственно под корой. Становится понятным и обнаружение зоны повышенного поглощения под Северным Тянь-Шанем — там верхняя кромка разуплотненной мантии по данным профиля Памир—Байкал также приближена к дневной поверхности. Отсутствие зоны с высоким поглощением под Памиром остается необъяснимым.

Сопоставление неоднородностей в верхней мантии, выявленных сейсмическими методами, с тектоническим строением земной поверхности показывает, что существуют две группы неоднородностей — реликтовые и новообразованные. В верхнем слое мантии, толщина которого 10—30 км, практически повсеместно существуют реликтовые неоднородности. Их горизонтальные размеры измеряются сотнями километров, а вертикальные — десятками километров. Эти неоднородности фиксируются тремя независимыми методами: 1) изменением значений скорости вдоль границы М, 2) слоями и линзами пониженных скоростей на протяженных профилях ГСЗ, 3) колебаниями скорости пробега волн между станциями (по методу Л. П. Винника). Реликтовые неоднородности более надежно выделяются в пределах платформенных областей, где они не затушеваны наложившимися на них более мощными новообразованными неоднородностями. Однако несомненно, что реликтовые неоднородности есть и в мантии под горными поясами. Доказательством этого помимо карт Л. П. Винника служит отсутствие каких-либо четких закономерностей между горным рельефом и величиной граничной скорости. Так под высокогорной частью Кавказа зарегистрированы как повышенные скорости (8,2—8,4 км/с), так и скорости низкие (8,0 км/с). В восточной части Тянь-Шаня преобладают значения ниже нормы (7,6—7,8 км/с), а в высокогорных районах Западного Тянь-Шаня — средние (8,1—8,2 км/с). Аномально высокие (8,3—8,4 км/с) скорости на границе М зарегистрированы под Ферганской впадиной. Однако было бы поспешным связывать это с ее образованием. Более вероятно, что эти высокие значения обусловлены древним структурным планом — наличием под впадиной древнего срединного массива. Обратим внимание, что не все межгорные впадины характеризуются повышенной скоростью на границе М. В Куринской впадине, разделяющей хребты Большого и Малого Кавказа, скорости низкие (8,0 км/с).

Новообразованные неоднородности, непосредственно связанные с современными тектоническими процессами, — это мощные (60—200 км) слои с пониженными скоростями подо всеми горноскладчатыми поясами. Толщина таких волноводов, их число и

протяженность изменяются в пределах горного пояса. На примере Саяно-Байкальского района видно, что такие неоднородности совпадают по площади с территориями, занятыми горным рельефом, что позволяет связывать их причинно. Дополнительную информацию о новообразованных неоднородностях в мантии дает оконтуривание зон повышенного поглощения, которые нередко фиксируются там, где мощные слои пониженных скоростей приближены к границе М. Под равнинно-платформенными территориями новообразованные неоднородности, по-видимому, отсутствуют.

Итак в верхней мантии существуют два типа различных по происхождению неоднородностей. Первые — реликтовые — возникли давно в процессе геотектонического развития литосферы и совпадают с древнейшим структурным планом. Их следует объяснять различиями в минеральном составе пород, слагающих мантию. Вторые — новообразованные — связаны с относительно молодыми процессами, происходящими под горными поясами Земли. Они коррелируются с тремя наиболее активными процессами в жизни планеты: вулканизмом, горообразованием и формированием глубоких впадин с утоненной корой. Возникновение их логичнее объяснить состоянием мантийного вещества — скорее всего его частичным плавлением [151].

Слои пониженной скорости (волноводы), фиксированные в верхней мантии континентов, отчетливо разделяются на два типа: а) волноводы в верхах мантии (не глубже 80—100 км от дневной поверхности) относительно небольшой мощности (10—20 км) и б) мощные (60—150 км) слои пониженных скоростей на глубинах более 100 км. Первые, отчетливо фиксированные под платформами, относятся нами к реликтовым, а вторые, свойственные горным поясам, рассматриваются как новообразованные.

Обратимся к строению верхней мантии океанов. Она изучена значительно слабее, чем под континентами. В пределах островных дуг и глубоководных желобов строение верхней мантии такое же, как и на окраине Тихоокеанского горного пояса (зона Берегового хребта Кордильер, Восточная Камчатка). По объемным волнам в краевых частях Тихого океана зона пониженных скоростей в верхней мантии часто начинается непосредственно от подошвы земной коры и прослеживается до глубины не менее 150—200 км.

Во внутренних районах океанов значения граничных скоростей на границе М меняются в еще больших пределах, чем под континентами (от 7,2—7,6 до 8,6—8,8 км/с). Это свидетельствует о наличии значительных горизонтальных неоднородностей, однако их пространственное положение выявлено далеко не всегда. Можно лишь отметить, что срединно-океанические хребты чаще характеризуются пониженными значениями скорости, а под океаническими котловинами скорость повышена. Для северо-западной части Тихого океана С. М. Зверевым по данным ГСЗ определен характер изменения скорости в верхах мантии (см. рис. 67). Обнаружено, что мантия этой океанической котловины характеризуется более высокими значениями скорости, чем на континентах.

Аналогичная картина и в западной его части — скорости в верхней мантии очень высокие (8,8—8,9 км/с). На глубине более 100 км обнаружен слабо выраженный волновод мощностью не более 40—45 км. Однако скорости и в нем аномально высокие (8,6 км/с), что не идет ни в какое сравнение с волноводами в мантии горно-складчатых поясов. Мы должны констатировать, что под этой частью глубоководной котловины волновод в мантии фактически отсутствует (рис. 80, а).

По поверхностным волнам от землетрясений скоростные модели верхней мантии под океанами составлены в ограниченном количестве. Поскольку землетрясения в океанах известны лишь в пределах срединно-океанических хребтов, то полученные разрезы иллюстрируют строение мантии под ними (рис. 80, б). По поперечным волнам обнаружен слой с пониженной скоростью, глубина залегания, скоростные параметры и мощность которого сильно варьируют. В пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия (близ Калифорнии) скорость поперечных волн в этом канале понижается от 4,4—4,8 до 3,5—4,1 км/с. Под срединно-океаническими хребтами океанов мантия построена примерно так же, как и под складчатыми поясами, захваченными горообразовательными дви-

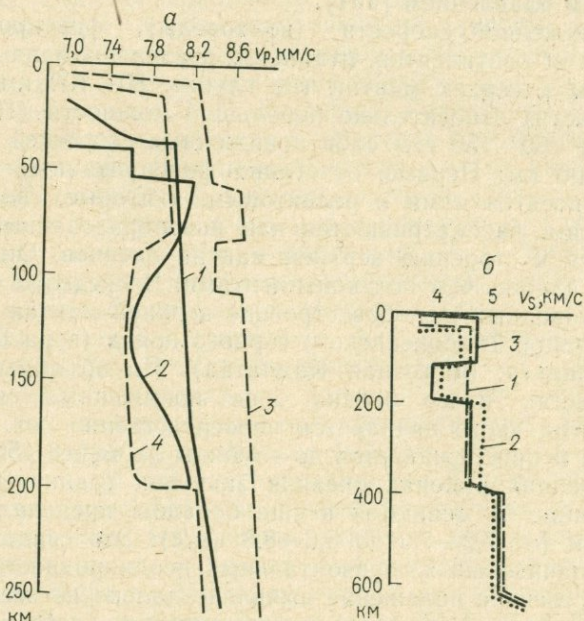


Рис. 80. Сейсмические разрезы коры и верхней мантии континентов и океанов.

а — разрезы по продольным волнам: 1 — Восточно-Европейская платформа, 2 — Байкальская горная область, 3 — запад Тихого океана, 4 — Японское море; б — разрезы по поперечным волнам (построены по данным поверхностных волн): 1 — щиты континентов, 2 — тектонически активные районы континентов, 3 — океаны (срединно-океанические хребты)

жениями. Можно говорить об определенном сходстве верхней мантии под платформенными территориями и океаническими плитами. Под теми и другими отсутствуют в мантии мощные слои с пониженными скоростями. Под океаническими плитами в верхней мантии, судя по немногочисленным данным, скорости даже более высокие, чем под платформами.

Под всеми горными поясами верхняя мантия находится в «возбужденном» состоянии, не свойственном ей за пределами горных поясов. Это особое состояние проявляется в следующем: а) значения скорости сейсмических волн ниже границы М понижены (Северный Тянь-Шань, Кордильеры, Прибайкалье, Восточная Африка, т. е. все горные пояса); б) в пределах горного пояса фиксируются мощные слои пониженной скорости. Залегают они на глубине до 600 км (монгольский Алтай), но чаще на глубинах около 100 км ниже границы М.

Если оставить в стороне реликтовые неоднородности, распространенные до глубины 150—200 км, которые сейчас изостатически уравновешены и к современным процессам, по-видимому, не имеют прямого отношения, то можно выделить три типа современной мантии Земли: 1) мантия платформенных территорий и океанических котловин, 2) мантия горных поясов и срединно-океанических хребтов, 3) мантия геосинклиналей.

Верхняя мантия платформенных областей по сравнению с тектонически активными складчатыми и горно-складчатыми областями характеризуется более плавным изменением скоростных параметров в горизонтальном направлении, в среднем более высокими значениями скорости, отсутствием или слабым развитием слоев с пониженными скоростями. Горизонтальные размеры неоднородностей изменяются от десятков — первых сотен до 1000 км. Наиболее существенные изменения приурочены к границам крупных геологических структур, например Русской и Западно-Сибирской плит. В некоторых платформенных районах в верхнем слое мантии установлены маломощные волноводы. У молодых платформ (Западно-Сибирской) скорости в мантии более низкие.

Мантия океанических котловин обладает значительным сходством с мантией платформ — отсутствуют мощные слои с пониженными скоростями. Средние значения скорости в океанической мантии еще выше, чем под платформами. В пределах первого типа мантии можно наметить определенный ряд структур с последовательным уменьшением средних значений скорости в мантии: а) океанические котловины (мантия наиболее высокоскоростная), б) щиты (примером может служить Балтийский щит, где скорости в мантии выше, чем на плите платформы), в) плиты древних платформ, г) плиты молодых платформ (скорости в мантии ниже, чем под древними плитами).

Мантия горных поясов континентов и срединно-океанических хребтов океанов (второй тип) характеризуется более низкими значениями скорости и наличием мощных (60—150 км) слоев пониженных скоростей, которые, однако, не повсеместны. Горизон-

тальные размеры неоднородностей меньше, а контрастность их изменений большая. Столь же мощные слои пониженных скоростей свойственны и верхней мантии срединно-океанических хребтов (Восточно-Тихоокеанское поднятие). Поскольку указанные особенности мантии свойственны также и молодому (неоген-четвертичным) горным поясам, например Афро-Азиатскому, есть основание связывать их причинно и полагать, что до образования горных поясов слои пониженных скоростей в мантии отсутствовали. Отсюда следует, что время существования этого типа мантии измеряется первыми десятками миллионов лет.

Третий тип мантии мы называем геосинклинальным. Наиболее ярко черты современного геосинклинального развития свойственны океаническим желобам и островным дугам. Глубоководным океаническим желобам свойственны необычайно крупные плиоцен-четвертичные погружения, не компенсирующиеся осадконакоплением, и крупные отрицательные изостатические аномалии. Прилежащие к ним островные дуги служат зонами поднятий, интенсивной магматической деятельности и высокой сейсмичности. Своёобразие строения мантии под этими аномальными структурами. Под океаническим желобом расположена уходящая на глубину 300 км и более фокальная зона, обладающая в среднем повышенными на 0,4—0,5 км/с значениями скорости по отношению к областям, примыкающим со стороны континента и океана. Повышенные скорости в мантии установлены также под Алеутским, Тонго-Кермандек (к северо-востоку от Новой Зеландии) и другими глубоководными желобами. Под островной дугой скорости в мантии в среднем пониженные. Волновод выражен хорошо. Аномально (в 5—10 раз) увеличено поглощение сейсмических волн.

Перечисленные особенности строения верхней мантии, неизвестные в столь четком виде в пределах других зон земного шара, возникли, очевидно, одновременно с образованием контрастной пары дуга—желоб. Время существования таких неоднородностей в мантии больше, чем предыдущего типа. Если судить по Курило-Камчатской дуге, которая развивается по меньшей мере с позднемеловой эпохи, то мантия геосинклинального типа существует не менее 100 млн. лет. Если учесть длительность развития геосинклинальных прогибов прошлого, то следует допустить, что мантия этого типа может сохраняться 200—300 млн. лет. Так, например, большинство геосинклинальных прогибов Кавказской складчатой области развивались с девона по неоген (350 млн. лет.).

Разные типы мантии могут совмещаться. Так, например, в пределах восточной окраины Азиатского континента имеет место совмещение геосинклинального типа мантии (зона Курило-Камчатского и Японского глубоководных желобов) и Северо-Тихоокеанского горного пояса (горные области востока Азии и окраинные моря). Благодаря совмещению двух различных геодинамических режимов мы и наблюдаем в указанном регионе столь сложное строение.

## СЛОИ ПОНИЖЕННОЙ СКОРОСТИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В последние 10—15 лет в связи с разработкой более совершенных методов интерпретации сейсмических данных стало очевидным, что слои с пониженными скоростями (волноводы) распространены в земной коре очень широко. Значение этого факта еще не осознано в должной мере геологами, продолжающими опираться на традиционную схему строения коры со скачкообразным увеличением с глубиной скорости сейсмических волн. Между тем новейшие данные о волноводах коренным образом изменяют наши представления о вещественном составе континентальной земной коры и процессах, в ней происходящих.

Первым идею о существовании литосферного канала высказал в 1951 г. Б. Гутенберг. В дальнейшем в публикациях советских геофизиков (А. С. Алексеева, И. Л. Нерсесова, Н. Н. Матвеевой, Л. С. Чепкунас, Е. М. Бутовской и др.), а также в работах зарубежных исследователей (Мюллера, Ландисмена, Стаинхарда и др.) приведено большое число примеров, где на сейсмических разрезах коры были показаны зоны снижения скорости. Обнаружению волноводов в коре способствовал разработанный А. С. Алексеевым и Н. Н. Матвеевой метод машинного поиска скоростного разреза, наиболее удовлетворяющего системе экспериментальных годографов. Недавно Г. В. Краснопевцевой опубликована краткая сводка о волноводах в земной коре.

Благодаря применению машинного поиска оптимальных скоростных разрезов удалось установить характерные особенности волнового поля, являющиеся признаком волновода. В случае отсутствия волновода (нарастания скорости с глубиной) в первых вступлениях должна наблюдаться постепенная смена волн, а значения кажущихся скоростей должны увеличиваться с расстоянием. В случае волновода на расстоянии 110—130 км подобная смена волн отсутствует. Волны не обгоняют друг друга, а на некотором интервале их годографы идут параллельно. Далее наблюдаются «обрыв» годографа первых вступлений и некоторое запаздывание времени вступления следующей волны. Кроме того, наличие волновода в коре можно объяснить большую интенсивность волны, отраженной от кровли волновода, слабую интенсивность рефрагированной волны в нижней части слоя с пониженной скоростью. Присутствие волновода над «базальтовым» слоем приводит к увеличению скачка скорости на его кровле, что, в свою очередь, сказывается в увеличении интенсивности волны, отраженной от нее. Наличие в разрезе нескольких резких границ ослабляет амплитуду волны  $P^M_{отр}$ , а слой пониженной скорости в покрывающей толще ограничивает область ее прослежива-  
ния [5].

Наиболее надежной методикой определения слоев с пониженными скоростями считается методика машинного поиска скоростных разрезов. Но и эта методика не позволяет однозначно определить параметры волноводов, как считал А. С. Алексеев. При анализе природы волн методом испытания гипотез о строении среды совершается перебор пластовых скоростей в различных слоях. В принципе при этом имеется возможность обнаружить присутствие в коре достаточно мощных слоев с пониженными скоростями. Однако за счет редуцирования реального разреза к усредненной горизонтальной модели среды возникают значительные ошибки приведенных годографов, в результате чего понижается точность определения пластовых скоростей. Поэтому имеющиеся по кинематическим данным косвенные указания на присутствие в коре волноводов с падением пластовой скорости по отношению к средней скорости на 0,3—0,5 км/с затруднительно рассматривать как надежно установленный факт. Большое количество сейсмических данных о наличии слоев с пониженными скоростями в коре в самых разных тектонических регионах свидетельствует о том, что выявление их стало в последние годы более уверенным и надежным. В то же время следует подчеркнуть, что прямым доказательством существования волноводов в земной коре могла бы быть регистрация каналовых волн. Свойствами этих волн являются прямолинейность годографа, высокая интенсивность и вдвое меньшая величина геометрического коэффициента расхождения по сравнению с объемными волнами. В случае волновода в земной коре такие волны должны регистрироваться в последующих вступлениях в сложной зоне интерференции многих типов волн. Вероятно, поэтому, по мнению Г. В. Краснопевцевой, они до сих пор на сейсмограммах ГСЗ не выделены.

Г. В. Краснопевцевой собраны данные о параметрах волновода (глубина залегания, мощность, величина снижения скорости) более чем для ста районов различных континентов. В основном это районы на территории Советского Союза, Западной Европы и Северной Америки. Сейчас можно утверждать, что слои с пониженными скоростями обнаружены на всех континентах, причем они имеются как в пределах платформенных территорий, так и в складчатых областях. Появились первые сведения о наличии таких слоев в некоторых структурах морей и океанов.

Слои с пониженными скоростями различаются следующими параметрами: 1) глубиной залегания, 2) толщиной (мощностью), 3) величиной снижения скорости.

Волноводы обнаружены на самых различных глубинах — от первых километров до границы М. Однако наиболее характерны они для средней части коры (в интервале 10—30 км). Мощность волноводов сильно варьирует: от минимально возможной при существующей методике измерений до 20 км. Величина снижения скорости также может быть разной — от 0,1—0,2 до 1,0 км/с.

В обзоре, посвященном слоям с пониженными скоростями, Г. В. Краснопевцева разделила районы, где обнаружены такие

слой, на две группы. В первую группу отнесены равнинные территории (64 района), во вторую — горные области (74 района). Для равнинных территорий характерна меньшая в среднем толщина слоя с пониженными скоростями (4—7 км). Снижение скорости также невелико — в среднем 0,3 км/с. Таким образом, хотя волновод и существует, выражен он относительно слабо. Емкость волновода в коре равнинных территорий составляет в среднем 1,0—2,0 км<sup>2</sup>/с. В большинстве случаев кровля волновода расположена на глубине 10—12 км, реже она опускается до 15 км. Таким образом, на равнинной территории волновод приурочен к средней трети земной коры. Поскольку большая часть исследованных равнинных территорий это древние платформы, мы можем констатировать, что рассмотренный выше тип волновода свойствен коре древних платформ.

В пределах горных областей средние параметры волноводов несколько иные. Во-первых, увеличивается его мощность. Наиболее часто толщина волновода колеблется в интервале 6—12 км, возрастая в отдельных случаях до 15—20 км. Во-вторых, величина снижения скорости волновода также оказывается больше — в среднем 0,4—0,5 км/с. Вследствие этого в среднем емкость волновода в горных областях возрастает до 3—5 км<sup>2</sup>/с. Следует обратить внимание и на то обстоятельство, что волновод в коре горных областей расположен на больших глубинах, чем в коре платформенных территорий.

Встает вопрос, в чем причина этих отличий? Связано ли увеличение мощности волновода с процессом горообразования или же более мощный волновод предопределен древней (доорогенной) историей горных областей. Пока еще нельзя дать определенный ответ на этот вопрос. Горные области, где обнаружены слои с пониженными скоростями, это в основном Кордильеры Северной Америки, хребты альпийской складчатой области и горы юга Средней Азии и Сибири. До эпохи горообразования все эти горные области прошли длительный геосинклинальный путь развития. Обратим внимание на то обстоятельство, что в районах равнинных территорий, которые развивались в палеозое как геосинклинали, встречены мощные волноводы. К таковым относятся Богемский массив (толщина волновода 20 км) и Предсудетская моноклинал (13 км).

Если обратиться к таким относительно хорошо изученным регионам, как Большой Кавказ или Альпы, то становится очевидным, что формирование пород, образовавших впоследствии слой с пониженной скоростью, происходило в процессе накопления геосинклинального комплекса осадков. На Большом Кавказе и, видимо, в Альпах волновод — это мощная линза рифейских осадков, гранитизированных в течение герцинского и альпийского геотектонических этапов.

Рассмотрим геологические причины возникновения слоев с пониженными скоростями в земной коре. Почти повсеместное распространение волноводов в континентальной коре указывает на

то, что причины формирования волноводов — это какие-то общие явления, свойственные земной коре, а не исключение. Несомненно также и то, что слой с пониженной скоростью может возникнуть вследствие различных причин. Таких причин можно назвать несколько.

Начнем с анализа причин формирования волноводов в осадочном слое. Здесь картина наиболее ясная и однозначная. В большинстве случаев волноводы в осадочном слое вызваны изменением литологического состава пород, например залеганием под высокоскоростной толщей карбонатных осадков менее скоростных терригенных.

Такие слои, характеризующиеся пониженными скоростями, вскрыты бурением. Так, в штате Оклахома (США) выделяются два слоя с пониженными скоростями, верхний из которых фиксирован на глубинах 1,0—3,5 км. Бурение показало, что слой с пониженными скоростями состоит из чередования осадочных и вулканогенных пород. Тем же изменением литологического состава пород объясняется и волновод в пределах вала Карпинского, расположенного на значительных глубинах (10—18 км).

Сейсмические исследования Прикаспийской впадины показали, что ниже соленосной толщи расположены осадочные образования, среди которых обнаружено до трех высокоскоростных горизонтов, скорее всего отвечающих мощным пачкам известняков. Разделяющие их отложения играют роль волноводов.

Таким образом, различия в литологическом составе служат основной причиной возникновения слоев с пониженными скоростями в осадочном разрезе впадин. Эта причина остается в силе и для больших глубин (10—20 км). Волноводы в осадочном слое могут образоваться в результате чередования самых различных типов пород. В качестве высокоскоростных горизонтов чаще всего выступают карбонатные породы, реже плотные песчаники, в роли низкоскоростных слоев — пористые кавернозные породы.

Обратимся теперь к геологической интерпретации волноводов в консолидированной коре. Рассмотрим сначала природу волноводов в земной коре древних платформ. Там слои с пониженными скоростями занимают вполне определенное место, располагаясь в средней трети коры в интервале глубин от 10—12 до 20—25 км. Снижение скорости обычно невелико (0,2—0,4 км/с), а толщина волновода различна — от первых километров до 10—12 км. Температура в земной коре в этом интервале глубин согласно расчетам невысокая (200—300°С), поэтому не следует ожидать там участков частичного плавления. Нет достаточных оснований объяснить эти слои с пониженными скоростями и влиянием температуры на скорость прохождения сейсмических волн. Как показали эксперименты, за счет повышения температуры на 200—300°С снижение скорости составит не более 0,1 км/с.

Обсуждаться могут три причины снижения скорости:

1) повышенная раздробленность пород, вследствие чего скорость в них снижена;

- 2) наличие мощных тел гранитного состава;
- 3) положение в этой зоне сильно обводненных пород [52].

В результате бурения на Балтийском щите обнаружена сильно трещиноватая зона на глубинах более 4,5 км, где установлено снижение скорости распространения упругих волн. Величина снижения скорости составила в среднем 0,2—0,3 км/с, т. е. оказалась того же порядка, что и в волноводах, обнаруженных сейсмическим зондированием в более глубоких слоях земной коры. Следует думать, что такие зоны повышенной трещиноватости — явление, достаточно широко распространенное в консолидированной коре, по крайней мере в верхних 5—8 км. Остается открытым вопрос, существуют ли такие зоны повышенной трещиноватости на глубинах 10—12 км и больших? Учитывая существующие давления, это представляется маловероятным, хотя категорически исключать возможность такого явления все же нельзя.

Вторая возможная причина снижения скорости в средней части коры платформ — наличие там крупных линз пород кислого (гранитного) состава. Гранитизация в фундаменте древних платформ распространена необычайно широко. Несомненно, что этому процессу подвержены главным образом верхние горизонты коры. Насколько в глубь коры распространен этот процесс, еще окончательно не выяснено. Результаты бурения Миннибаевской скважины на Татарском своде Восточно-Европейской платформы, вскрывшей кристаллический фундамент на глубину более 3 км, дают основание считать, что гранитизация захватывает зону не менее 4—5 км.

В коре Балтийского щита на еще больших глубинах не обнаружено сколько-нибудь значительного снижения процесса наложенной гранитизации. Эти данные позволяют допустить, что гранитизация кристаллического фундамента древних платформ может захватывать не только верхнюю, но и среднюю часть коры. Однако можно выдвинуть и определенные возражения против такого предположения.

Как показали многочисленные сейсмические исследования коры древних платформ, скорость с глубиной до 10—12 км закономерно возрастает, а затем имеет место ее снижение. Причем в подавляющем большинстве случаев над волноводом величина скорости составляет 6,3—6,5 км/с. Такой характер изменения скорости с глубиной в верхних 10—12 км коры свидетельствует о том, что в пределах верхней трети коры по мере углубления происходит значительное увеличение основности пород, т. е. степень гранитизации падает. Поэтому мало оснований ожидать на еще больших глубинах (12—25 км) резкого возрастания процесса гранитизации до такой степени, что скорость в породах понизится до 6,0—6,2 км/с.

Как показали многочисленные определения абсолютного возраста, время гранитизации высокометаморфизованных пород фундамента древних платформ падает в основном на протерозой, т. е. на тот отрезок истории платформ, когда геосинклинальный про-

цесс в их пределах уже закончился и наступил этап платформенного развития. Если мы зададимся целью объяснить волноводы в коре мощными линзами гранитов, то станет необходимым допустить, что формирование таких линз произошло уже в платформенный период развития и этот процесс захватил кору практически на всей площади древних платформ, независимо от уже существовавшей в их пределах структуры. Это маловероятно и по той причине, что с раннего протерозоя платформы испытали значительное по величине (не менее 10 км) общее поднятие. Следовательно, гранитная линза ранее должна была находиться на еще больших глубинах. Мы не можем сейчас категорически отрицать существование гранитной линзы на глубинах 12—20 км в коре древних платформ, однако оно маловероятно.

Наконец, третье возможное объяснение слоя пониженных скоростей в средней части коры платформ — допущение, что слой этот сложен обводненными (серпентинизированными) ультраосновными породами (см. гл. 13). Обратимся к геологической интерпретации волноводов в коре горно-складчатых сооружений. Как уже отмечалось, в отличие от равнинно-платформенных территорий волноводы в складчатых областях характеризуются большей толщиной и большим снижением скорости. Кроме того, есть еще одно существенное отличие — наблюдается конкретная связь волновода с определенной геологической структурой. Это видно на примере горных сооружений Альп или Большого Кавказа (см. рис. 50), где под хребтом фиксирован мощный волновод, а по обе стороны от хребтов он выклинивается.

Приведенная выше геологическая интерпретация сейсмических исследований на Большом Кавказе и в Альпах (см. гл. 7) подтверждает, что мощные слои с пониженными скоростями под этими горными сооружениями формировались длительное время — практически в течение всего периода развития складчатого пояса. Первопричиной формирования волновода явилось накопление огромной (до 20 км) линзы осадков в течение байкальского этапа развития. В герцинский (а возможно, и в альпийский) геотектонический этап эти осадки были гранитизированы. Таким образом, мощная линза гранитизированных пород возникла до этапа горообразования. Остается невыясненным до конца вопрос о том, какова роль орогенного этапа в дальнейшем развитии мощной линзы с пониженными скоростями под Большим Кавказом и Альпами. Поскольку известно, что в орогенный период, в том числе в четвертичное время, имел место кислый вулканизм в пределах хребта Большого Кавказа, есть веские основания считать, что активные магматические процессы в коре под хребтом Большого Кавказа имели место и, возможно, привели к дальнейшему снижению скорости упругих волн в уже существовавшей гранитизированной линзе пород.

Пример с Большим Кавказом позволяет допустить, что и в других складчатых областях мощные линзы с пониженными скоростями (кстати, также приуроченные часто к конкретным струк-

турам) возникли в период осадконакопления и последующей гранитизации этих осадков. Такое, в частности, объяснение предлагается нами для волноводов, обнаруженных в пределах Тянь-Шаня.

Сказанное выше не отрицает вероятности формирования некоторых отдельных слоев с пониженными скоростями в консолидированной коре и вследствие других причин, например, внедрения в кору высокоскоростных основных пород (под которыми окажутся породы с более низкими скоростями). Как редкое исключение можно допустить формирование слоя с пониженными скоростями в результате надвигания более древних (высокоскоростных) пород на молодые. Однако очевидно, что такие случаи не определяют общую картину, а являются исключениями. Таким образом, основную причину в формировании слоев с пониженными скоростями в складчатых областях автор видит в седиментогенезе и последующей гранитизации.

Известно небольшое число случаев, когда слои с пониженными скоростями обнаружены в низах коры, в так называемом «базальтовом» слое, что, вероятно, связано с сильным разогревом пород и их плавлением [129]. Наиболее интересный пример — сейсмический профиль вдоль Закарпатского прогиба (см. рис. 56).

Наконец, скажем несколько слов относительно слоев с пониженными скоростями, обнаруженными в консолидированной коре под глубокими впадинами, заполненными мощными толщами осадков. Наиболее показательными примерами являются Индоло-Кубанский прогиб и Ферганская впадина; в первом случае мощность осадков составляет 18 км, во втором — 10 км. Волноводы расположены в пределах слоя, который в большинстве районов характеризуется максимальными значениями скорости — порядка 7 км/с и выше. Высокоскоростной слой образовался в результате метаморфической переработки погружающегося блока коры (см. гл. 13). Поэтому есть все основания предполагать в этом слое породы высоких ступеней метаморфизма (гранулитовая фация). Каким образом в породах такого состава возникает волновод, остается неясным. Если выделение там волновода не есть ошибка, то можно попытаться предложить лишь одно вероятное с нашей точки зрения объяснение — частичное плавление вещества. Как известно, в высокометаморфической породе кислого или среднего состава содержится некоторое количество кварца — наиболее низкотемпературного минерала таких пород. Его плавление на глубине 25—30 км начинается при температуре 580°С. Расчеты показывают, что такая температура вполне вероятна, например, на указанных глубинах под Индоло-Кубанским прогибом [138].

Итак, мы приходим к выводу о том, что слои с пониженными скоростями в земной коре возникают вследствие разных причин. Однако уже сейчас можно назвать четыре главные причины, приведшие к возникновению наибольшего числа слоев с пониженными скоростями.

1. Различие в литологическом составе пород, когда выше по разрезу оказываются породы с более высокими скоростями. Вследствие этого возникло большинство волноводов в осадочном слое, а также, возможно, и во многих случаях в консолидированной коре.

2. Гранитизация осадочных пород в геосинклинальных областях, переживших геосинклинальный период развития, что привело к образованию большинства мощных, но локальных волноводов в складчатых областях.

3. Обводнение (серпентинизация) гипербазитов, слагающих нижнюю половину коры древних платформ и некоторых складчатых систем (Урал).

4. Частичное плавление пород. Волноводы этого типа обнаруживаются лишь в самых низах коры некоторых преимущественно отрицательных структур, характеризующихся активным современным развитием (Закарпатский, Индоло-Кубанский прогибы).

Другие причины формирования волноводов — трещиноватость пород, внедрение основных интрузий, надвиговые явления, — по нашему мнению, характерны лишь для верхних 5—7 км земной коры или же являются редким исключением.

Нет достаточных оснований отводить температуре сколько-нибудь значительную роль в формировании слоев с пониженными скоростями. Этот фактор приобретает ведущее значение лишь в экстремальных условиях, когда в некоторых тектонических зонах в низах коры создаются условия для частичного плавления кислых пород.

Представления о геологической природе волноводов еще только начинают формироваться. Поэтому многое из того, что было сказано, несомненно, потребует существенного пересмотра.

Факт почти повсеместного обнаружения в консолидированной коре слоев с пониженными скоростями коренным образом меняет наши представления о континентальной коре в ее традиционном «гранитно-базальтовом» виде. Изучение волноводов позволит значительно продвинуться в понимании глубинных процессов, происходящих в земной коре, в том числе таких, как горообразование.

## *Глава 11.*

### **ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ В ЗЕМНОЙ КОРЕ**

Геологическая природа сейсмических границ в земной коре принадлежит к числу актуальных, но в то же время далеко не решенных вопросов при геологической интерпретации геофизических материалов. Пока не выяснено, что же представляет собой в геологическом отношении сейсмическая граница, теряют в значительной степени смысл геофизические исследования.

В литературе указаны различные геологические причины возникновения сейсмических границ в консолидированной коре и

верхней мантии Земли [17, 45, 55, 67, 73, 74, 83, 109, 113, 117, 118, 120, 123, 127, 140]. Это могут быть:

1) контакт разновозрастных и поэтому различающихся по вещественному составу и по физическим свойствам пачек, свит, толщ, складчатых комплексов;

2) контакт магматических горных пород, различающихся по минеральному (химическому) составу;

3) граница различных ступеней метаморфизма горных пород;

4) границы фазового перехода в минералах горных пород без изменения их химического состава (например, переход базальта в эколлит);

5) разломы;

6) резкое изменение с глубиной физических свойств горных пород, например уменьшение или увеличение их пористости или трещиноватости.

Разумеется, вероятны любые комбинации этих возможных объяснений интерпретации сейсмических границ.

Выяснение генезиса сейсмических границ в консолидированной коре имеет принципиальное значение. Если встать на позиции метаморфической или магматической природы границ, то мы значительно ограничим возможности сейсмических исследований. С этих позиций сейсмические работы фиксируют лишь фронт метаморфизма, а глубинная структура, сформированная за геологическую историю, остается невыясненной. Наоборот, в случае структурной природы границ сейсмическое зондирование расшифровывает в земной коре древнейшие складчатые комплексы и, следовательно, позволяет восстановить глубинную структуру, а отсюда и историю формирования коры.

Вопрос о геологической природе сейсмических границ тесно связан с существующими представлениями о сейсмических характеристиках этих границ.

В сейсморазведке выделяется несколько типов сейсмических границ: границы первого рода, границы второго рода и сложные границы.

Границей первого рода называется такая, на которой происходит скачкообразное изменение (увеличение или уменьшение) скорости упругих волн. Границы первого рода являются прежде всего отражающими и обменными. Наличие скачка скорости под такой границей превращает ее в преломляющую.

К границам второго рода относятся те, на которых происходит изменение градиента скорости. Это в основном преломляющие границы, так как отраженные и обменные волны в этом случае очень слабые.

Сложные границы представляют собой некоторые области разреза или зоны, мощность которых соизмерима или больше длины волны.

Сложные границы следует разделить на две группы: а) переходные зоны и б) тонкослоистые инверсионные пачки. Переходные зоны состоят из одного или нескольких однородных или гра-

диентных слоев. Инверсионные тонкослойные пакки сложены из однородных слоев переходных и градиентных зон. Чаще всего такие слои интерпретируются как пакки, состоящие из однородных тонких слоев, которые могут быть периодическими (или квазипериодическими) и со случайной структурой [47].

Простые границы первого рода в зависимости от скачка скорости и отношения скоростей на границе разделяются на сильные и слабые. На слабой границе скачок скорости составляет примерно 0,9, на сильной границе — 0,8. Границы первого рода разделяются также на зеркальные и шероховатые.

В зависимости от возникновения преломленных, обменных или отраженных волн границы называют преломляющими, обменными или отражающими. Морфология границ изучается по кинематике отраженных и преломленных волн. Их тонкая структура оценивается на основании динамики волн.

При геологической интерпретации сейсмических границ необходимо учитывать, насколько надежно и объективно выделяются эти границы по сейсмическим данным. Выше уже подчеркивалось, что здесь не все еще обстоит благополучно и многое зависит от применявшейся методики наблюдений, существующих представлений о физической природе волн, субъективного подхода интерпретатора. В качестве примера на рис. 17 показаны несколько вариантов интерпретации одного и того же сейсмического профиля. В интерпретации С. С. Чамо (см. рис. 17, а) в пределах консолидированной коры выделено значительное число границ, понимаемых как отражающие горизонты. На том же сейсмическом разрезе в интерпретации Ю. Г. Юрова выделена всего лишь одна опорная сейсмическая граница, а число отражающих площадей невелико. В интерпретации Н. И. Павленковой на разрезе выделены две опорные границы, между которыми расположена зона с пониженными скоростями.

В 50-е и начале 60-х годов, когда господствовало представление о том, что большинство волн, фиксируемых в ГСЗ, являются головными преломленными волнами, на сейсмических разрезах рисовалось значительное число субгоризонтальных границ раздела. В дальнейшем оказалось, что многие из волн, принимавшихся за головные преломленные, являются закритическими отраженными. Это повлекло к определенному (хотя и не всегда значительному) изменению высотного положения границ. Кроме того, сейсмические границы часто строились на основе волн, выделенных недостаточно надежно.

Сейсмическому методу, как и любому другому методу исследований, свойственны свои особенности и ограничения, влияющие на получаемые результаты. Эти особенности необходимо учитывать при геологическом истолковании сейсмических данных. С. В. Крылов и Б. П. Мишенькин [74] показали, что в случае складчатой структуры с амплитудой складок 2—3 км и горизонтальными размерами 5—10 км будет получена сейсмическая граница, залегающая горизонтально, если наблюдения ведутся на

значительном расстоянии от источника. В этом случае годографы преломленных (квазиголовных, слаборефрагированных) волн состоят из серии накладывающихся узких петель. Огибающая годографа первых вступлений с высокой точностью (0,01—0,03 с) совпадает с годографом преломленной волны от горизонтальной границы. Годограф отраженных (однократных) волн также состоит из серии петель, внешняя огибающая к которым совпадает с годографом отражения от горизонтальной границы, помещенной на глубине 4 км. Лишь в докритической области (удаление от источника колебаний до 15—20 км) петли широкие, хорошо разрешенные. При соответствующей системе наблюдений по ним можно восстановить заданную границу.

Поэтому, когда речь идет о выяснении геологической природы сейсмических границ, в первую очередь необходимо знать, по каким волнам построена эта граница (докритическим отражениям, закритическим отражениям, преломленным, обменным волнам). Может оказаться так, что один тип волн (отраженных) выявляет нам структурные границы, а другой (преломленных) — фиксирует фронт метаморфической переработки коры.

Все сказанное выше указывает на то, что при геологической интерпретации сейсмических границ следует критически относиться к сейсмическим данным, оценивать их степень, достоверность и надежность. Наибольшую результативность дает совместная работа сейсморазведчика, являющегося автором сейсмического профиля, и геолога, ведущего геологическую интерпретацию.

В предыдущих разделах были приведены многочисленные примеры определения геологической природы границ, расположенных как в верхней, так и в средней и нижней частях земной коры. Опираясь на этот материал, сформулируем некоторые выводы о природе сейсмических границ.

Начиная с первого совещания по ГСЗ (1960 г.), было установлено, что регионально выдержанными и повсеместно распространенными опорными сейсмическими границами в земной коре являются две — поверхность фундамента консолидированной коры и граница М.

Нет сомнений в том, что фиксируемый сейсмическими методами фундамент (поверхность консолидированной коры) представляет структурную границу. В пределах платформенных территорий этот структурный рубеж обнаружен на самых различных глубинах (от первых сотен метров до 20—22 км). С увеличением глубины фундамента граничная скорость на его поверхности растет (см. рис. 29, а), что определяется не только ростом давления, но и изменениями состава пород (вероятно, их дегидратацией). Граничная скорость колеблется вдоль линии профиля, причем чем более детальны работы, тем амплитуда колебания величины граничной скорости выявляется полнее (см. рис. 16). Отраженные волны от фундамента слабы или совсем не выделяются. Это объясняется прежде всего тем, что поверхность фундамента неровная. Кроме того, между осадками и кристаллической корой

обычно расположена зона сильно измененных пород — кора выветривания. Обратим внимание, что в некоторых регионах, например в пределах Туранской плиты и Предкавказья, сейсмическим методом фиксированы два фундамента, разделенные так называемым «переходным» комплексом пород мощностью 1—5 км. Верхнюю границу в этом случае следует рассматривать как четкую преломляющую поверхность внутри осадочного слоя.

Доказательство структурного значения сейсмической границы, расположенной внутри доальпийского (доюрского) фундамента Юга СССР, является одним из достижений в изучении глубинного строения этого региона. Первоначально эта граница была выделена в фундаменте Туранской плиты, где она является подошвой герцинского и кровлей байкальского складчатых комплексов. Это важнейший структурный рубеж в земной коре, фиксирующий основание герцинских прогибов, заложившихся на байкальском складчатом основании. По сейсмической характеристике это типичная отражающая и преломляющая граница внутри консолидированной коры. Граничные скорости ниже этой границы изменяются в пределах 6,0—7,0 км/с. Структурное значение этой границы не вызывает сомнений, поскольку в ряде мест она вскрыта скважинами. Как поверхность докембрийского или докаледонского фундамента, она картируется в пределах Индоло-Кубанского прогиба, вала Карпинского, Днепровско-Донецкой впадины, Карпат и Предкарпатского прогиба, Терско-Каспийской впадины и впадины Южного Каспия.

Выделение этой опорной структурной границы в коре альпийской складчатой области Юга СССР, Скифской и Туранской плит позволило установить ряд принципиально новых особенностей глубинного строения этой территории. Важным геологическим результатом сейсмических исследований на юге СССР было выделение мощного герцинского складчатого комплекса, залегающего в ряде прогибов ниже доюрского фундамента. Складчатый комплекс пород герцинского возраста выделен при геологической интерпретации профилей КМПВ под Карпатами и Предкарпатским прогибом. Там на глубине 2—3 км фиксирована преломляющая граница с граничной скоростью 5,2—5,6 км/с, которую А. В. Чекунов связывает с подошвой мезозойско-палеогенового флишевого комплекса, иными словами, с подошвой альпийского складчатого комплекса.

Расположенная ниже фундамента консолидированная кора платформ не содержит повсеместно развитых сейсмических границ, если не считать за таковую поверхность высокоскоростного надмантийного слоя толщиной около 10 км, залегающего непосредственно на границе М. Но этот слой тесно связан с границей и может рассматриваться как ее верхнее ограждение.

Наиболее распространенным в литературе является разделение консолидированной коры на два слоя — «гранитный» и «базальтовый». Граница между этими слоями обычно называется границей Конрада. Такие представления нашли отражение в из-

вестных сводных работах И. С. Вольвовского и Н. А. Беляевского [8, 22]. Наиболее типичными значениями скорости на этой границе показаны были 6,7—6,8 км/с.

Н. И. Павленкова [108] показала, что из-за неправильного отождествления волн имело место систематическое завышение скорости на этой границе. В действительности граничные скорости здесь не превышают 6,4—6,5 км/с. Но главное в другом. В большинстве районов нашей страны, где проведены исследования необходимой детальности, в особенности в коре платформенных территорий, консолидированная кора разделяется не на два, а на три слоя, каждый из которых характеризуется не только разным диапазоном скоростей, но и многими другими особенностями строения (например, разным градиентом изменения скорости). Н. И. Павленковой [108, 136] было показано, что повсеместно развитой границы Конрада не существует, и поэтому разделение коры на два слоя— «гранитный» и «базальтовый»— только на основании сейсмических границ невозможно.

Н. К. Булиным [18] высказано предположение о наличии в земной коре, обычно внутри «гранитного» слоя, почти повсеместно выраженного сейсмического раздела А, на котором происходит обмен волн. По Н. К. Булину, раздел А расположен выше, чем рисовалась граница Конрада. Преобладающие глубины его границы 7—17 км. Поскольку основанием для выделения этой границы послужили данные об обмене волн, можно предполагать, что эта граница фиксируется там, где ниже нее расположен волновод—распространяющиеся снизу сейсмические волны наиболее сильно обмениваются на границе, за которой скорость возрастает. Однако вряд ли справедливо отождествлять эту границу обмена с другими сейсмическими границами на тех же глубинах, построенных по данным преломленных волн, как это делает Н. К. Булин, поскольку объединяются границы разной сейсмической природы и разных величин скорости ниже этой границы. С наших позиций горизонт обмена А, так же как и границу Конрада, нельзя признать в качестве опорной и повсеместно существующей.

Внутри консолидированной коры платформенных территорий эпизодически встречается целый ряд сейсмических границ, построенных по данным как головных преломленных, так и отраженных волн. Выше на примере детально исследованных участков Балтийского щита было показано, что построенные по отраженным волнам сейсмические границы имеют структурную природу, отвечая: а) контактам пород разного состава, б) зонам разрывных нарушений, в) контакту интрузии с вмещающими толщами.

В некоторых случаях удается показать, что преломляющие границы в фундаменте щитов имеют структурную природу. Так, на рис. 23 изображен сейсмический профиль через Украинский щит. На нем видно, что горизонт  $K_1$  в интервале 70—120 км срезаает антиклинальное поднятие, фиксированное более глубокими отражающими площадками. Можно допустить, что горизонт  $K_1$ —

это древняя эрозионная поверхность, позже перекрытая более молодым комплексом осадков. Такие границы, разделяющие складчатые комплексы, как замечают Н. И. Павленкова и Т. В. Смянская [109], являются, как правило, и отражающими и преломляющими.

Можно думать, что в консолидированной коре платформ имеются и метаморфические границы, связанные с фронтом метаморфизма, однако до сих пор нет надежных критериев их выделения.

Следует отметить еще два типа границ в консолидированной коре платформ.

Это, во-первых, наклонные, или субгоризонтальные, зоны повышенной трещиноватости пород. Такие трещинные зоны характеризуются снижением скорости, и поэтому они сами (а при большой мощности их верхние и нижние кромки) будут фиксироваться как отражающие, преломляющие и обменные границы.

Во-вторых, важным структурным рубежом в коре платформ является подошва осадочно-метаморфического основания, ниже которой, по представлениям автора, залегают гидратированные мантийные породы (см. гл. 13).

Перейдем теперь к коре складчатых областей. Примеры из различных складчатых областей, приведенные в соответствующих разделах книги, свидетельствуют в пользу структурной природы большинства фиксированных там сейсмических границ. Обратим внимание, что во многих случаях эти границы выделены как по преломленным, так и по отраженным волнам, а в некоторых случаях и по обменным. Резкость границы зависит прежде всего от степени различия в составе и метаморфизме пород выше и ниже нее. Контакты, где скорость сейсмических волн изменяется незначительно или постепенно, могут пропускаться при глубинном сейсмическом зондировании. Сейсмическое зондирование способно фиксировать в земной коре лишь тела, существенно различающиеся по физическим свойствам. Такими телами в земной коре чаще всего являются складчатые комплексы. Это породы, накопившиеся в течение одного геотектонического этапа (альпийского, варисийского, каледонского, байкальского и т. д.). То, что глубинное зондирование выделяет в консолидированной земной коре именно складчатые комплексы, определяется следующим:

а) складчатый комплекс накапливался в течение длительного отрезка времени (не менее 180 млн. лет) и поэтому в геосинклинальных прогибах достигал мощности 5—10 км и более. По мощности складчатый комплекс соизмерим с толщиной слоев, фиксируемых глубинным сейсмическим зондированием;

б) в конце геосинклинального этапа происходят складчатость, внедрение магматических пород, метаморфизм. Это приводит к гомогенизации пород и существенному их отличию по физическим свойствам от вышележащего складчатого комплекса;

в) складчатые комплексы разделены поверхностью размыва и структурным несогласием, что делает сейсмическую границу, отвечающую их контакту, резкой.

Одним из путей определения геологической природы сейсмических границ внутри консолидированной коры может явиться анализ кинематических и динамических характеристик сейсмических волн, отраженных или преломленных на одной и той же границе, но фиксированной под разными геологическими структурами. Необходимым условием для такого анализа являются надежная калибровка сейсмоприемников, а также учет величины заряда и условий взрыва. Пока такой калибровки аппаратуры нет, и поэтому изложенные ниже результаты следует рассматривать как предварительные. Ниже на материале Кавказа делается попытка объяснить наблюдаемые различия в динамике сейсмических волн от одной из опорных сейсмических границ особенностями геологического строения этой границы\*.

В качестве объекта для анализа выбрана сейсмическая граница, характеризующаяся постоянной кинематической характеристикой. Эта граница ( $d_1^{\times}$ ) выделяется на Кавказском перешейке практически повсеместно. Выше нее расположен слой с  $v_p=5,6-6,0$  км/с, а ниже нее слой с  $v_p=6,5$  км/с (см. рис. 48 и 81). Значение граничной скорости на ней обычно 6,5 км/с, увеличиваясь до 6,8—7,2 км/с лишь на южном склоне Большого Кавказа (Рионская впадина). Обнаружено, что характеристики волн, связанных с этой границей, различны в пределах разных тектонических зон Кавказа.

Наибольшей четкостью волны  $P^{\times}$  обладают на участке вала Карпинского (профиль Волгоград—Нахичевань, см. рис. 48). Здесь она регистрируется в виде очень сложного, многофазного и доминирующего по амплитуде колебания. С расстоянием интенсивность ее заметно падает, и в первые вступления на расстоянии 150—160 км она выходит уже заметно ослабленной. Форма годографа вблизи пункта взрыва криволинейная, на конце прямолинейная. В таком виде волна  $P^{\times}$  выделена на всех пунктах взрыва, отработанных в пределах вала Карпинского. Опыт ГСЗ показывает, что доминирующий характер промежуточных волн на сейсмограммах— явление чрезвычайно редкое, поэтому выделение подобных регионов и интерпретация таких волн чрезвычайно интересны.

С продвижением на юг амплитудная выразительность волны  $P^{\times}$  ослабевает, и на участке Терско-Каспийского прогиба она не отличается от всех остальных волн «коровой» группы. Выделение ее на сейсмограммах профиля ГСЗ Волгоград—Нахичевань тем не менее вполне надежно благодаря полной и непрерывной системе наблюдения по этому профилю. На данном участке профиля форма годографа волны  $P^{\times}$  на всем интервале прослеживания близка к прямолинейной.

На участке профиля, пересекающем высокогорный Кавказ, свойства волны  $P^{\times}$  меняются. Из всех последующих волн она

\* В составлении настоящего раздела принимала участие Г. В. Краснопевцева.

наиболее выразительная и нередко доминирующая. Форма годографа криволинейна. На южном склоне Большого Кавказа интенсивность волны  $P^{\times}$  снова падает. Резко сокращается интервал непрерывной корреляции.

На втором пересечении Большого Кавказа и Терско-Каспийского прогиба (профиль Степное — Бакуриани) свойства волны  $P^{\times}$  сходны с особенностями волн, регистрируемых на тех же участках профиля Волгоград — Нахичевань.

Наиболее изменчивы кинематические и динамические характеристики волны  $P^{\times}$  по профилю Черное море — Каспийское море. На самом восточном его окончании волна  $P^{\times}$  выделяется в последующих и первых вступлениях обычно в виде непротяженных осей синфазности, несколько большей по сравнению с другими волнами амплитудой, частыми разрывами корреляции. Форма годографа волн  $P^{\times}$  ближе к криволинейной. С продолжением на запад волна становится устойчивее и протяженнее. На участке Талыш-Вандамского гравитационного максимума это наиболее протяженная и интенсивная волна, регистрирующаяся сразу же за волной  $P_0^0$  и сменяющая ее в первых вступлениях, начиная с 70—80 км от пункта взрыва. Здесь форма годографа волны  $P^{\times}$  близка к прямолинейной.

Далее на запад в пределах Средне-Куринской впадины область прослеживания волны  $P^{\times}$  передвигается на большие времена и расстояния. Амплитуда волны здесь достаточно высокая, но не доминирующая. Форма годографа криволинейная в последующих вступлениях и прямолинейная в первых вступлениях.

В Рионской впадине волна  $P^{\times}$  полностью утрачивает доминирующее значение и ничем не выделяется среди остальных волн «коровой» группы, кроме высоких значений скорости (до 7,2 км/с).

Таким образом, можно установить, что в пределах Кавказа регистрируются волны  $P^{\times}$  не только резкой интенсивности, четкости и сложности, но и различной физической природы (табл. 5).

На рис. 81 показано районирование территории Кавказа в зависимости от характера волновой картины, вызванной разделом  $d_1^{\times}$ . Выделены зоны, в которых фиксируется сильная закритическая отраженная волна, превышающая по интенсивности таковые от границы М, а головная преломленная волна надежно не выделяется. Это хребет Большого Кавказа и район Талыш-Вандамского гравитационного максимума, где закритическая отраженная волна также интенсивная. Сюда же отнесен район Дзирульского массива, где отраженная волна несколько менее интенсивная.

Другой тип волновой картины свойствен Терско-Каспийскому и Южно-Кавказскому прогибам. Закритическая отраженная волна здесь практически не выделяется. На сейсмограммах фиксируется преломленно-рефрагированная волна обычно невысокой интенсивности.

Как особые участки отмечаются вал Карпинского (доминирующая отраженно-преломленная волна) и южная часть Талыш-Вандамского максимума силы тяжести (регистрируется четкая

Характеристика опорной сейсмической волны  
в земной коре Кавказского перешейка (по Г. В. Краснопевцевой)

Район исследования	Область прослеживания, км	Область регистрации в первых вступлениях, км	Характер записи сейсмической волны	Форма годографа	Преобладающая волна
Вал Карпинского	50—140	115—120	Доминирующая, 5—6 фаз	Криволинейная + прямолинейная	Закритическая отраженная
Предкавказский прогиб	50—60	130—160	Слабая, запись сложная, интерференционная	Ближе к прямолинейной	Преломленно-рефрагированная
Мегантиклинорий Большого Кавказа	90—180	160—180	Сильная, местами доминирующая, запись сложная	Криволинейная	Закритическая отраженная
Южный склон	70—120	100—120	Слабая, запись сложная, разрывы	Прямолинейная	Преломленно-рефрагированная
Нижне-Куринская впадина	60—140	100—140	Средней интенсивности, разрывы, сложная	Криволинейная + прямолинейная	Отраженно-преломленная
Талыш-Вандамский гравитационный максимум	50—170	70—170	Сильная, устойчивая, 2—3 фазы	Близко к прямолинейной	Преломленно-рефрагированная
Средне-Куринская впадина	60—170	150—170	Средней интенсивности, разрывы, сложная	Криволинейная + прямолинейная	Отраженно-преломленная
Рионская впадина	50—150	150—180	Слабая, разрывы, 2—3 фазы	Криволинейная + прямолинейная	Отраженно-преломленная

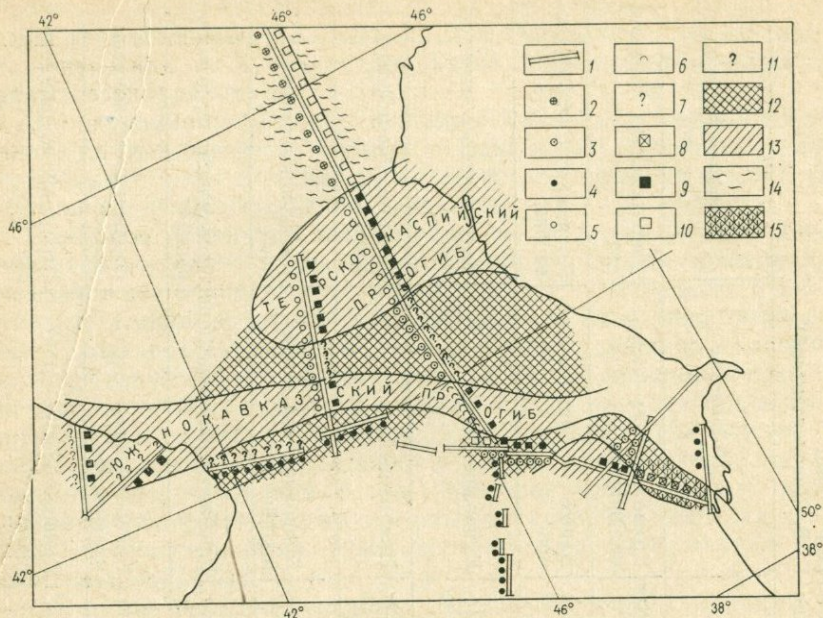


Рис. 81. Районирование Кавказа в зависимости от сейсмических свойств границы Конрада (по Г. В. Краснопевцевой и И. А. Резанову):

1 — профили ГСЗ; за критическая отраженная волна: 2 — очень сильная, доминирующая, 3 — сильная, 4 — средняя, 5 — слабая, 6 — плохо выраженная, 7 — не выделяется; головная преломленная волна: 8 — сильная, 9 — обычная, 10 — слабая, 11 — уверенно не выделяется; зоны: 12 — граница Конрада характеризуется сильной за критической отраженной волной, на фоне которой головная волна надежно не выделяется, 13 — четко выделяется головная волна, отраженная волна невыразительная или отсутствует, 14 — отраженная волна исключительно интенсивная (вал Карпинского), 15 — головная преломленная волна интенсивная (южная часть Талыш-Вандамского гравитационного максимума)

протяженная и интенсивная преломленно-рефрагированная волна  $P^{\times}$ ).

Обнаруженная зональность в сейсмических профилях границы  $d_1^{\times}$  контролируется геологическим строением региона. Зоны, в пределах которых от границы  $d_1^{\times}$  получена интенсивная отраженная волна, — это антиклинальные структуры с мощным гранитным слоем. В течение герцинского и альпийского геотектонических этапов эти зоны оставались приподнятыми. В противоположность им зоны, где за критическая отраженная волна от этой границы на сейсмограммах не выделена, — это области устойчивых прогибаний в течение герцинского и альпийского геотектонических циклов.

Различие сейсмических свойств границы под прогибами и поднятиями объясняется тем, что под мегантиклинорием Большого Кавказа и Дзирульским массивом граница  $d_1^{\times}$  является структурной, разделяя байкальский и более древние складчатые комплексы. Там эта граница возникла еще перед рифеем, когда до байкальский складчатый комплекс был перекрыт рифейскими

осадками. В течение огромного промежутка времени эта граница оставалась как бы «законсервированной». Столь длительное ее существование в условиях, когда отсутствовал процесс перестройки, привело к выравниванию и формированию в зоне границы протяженных площадок, от которых и возникают интенсивные отраженные волны.

Иная обстановка сложилась под развивающимися герцинско-альпийскими прогибами. Здесь длительное время продолжается процесс переработки «гранитного» слоя в «базальтовый». Границу  $d_1^x$  под прогибами следует рассматривать как рубеж различных фаций метаморфизма. Под названными прогибами эта сейсмическая граница расположена на глубинах 25—30 км. Следовательно, давление там измеряется величиной порядка  $(8-10) \times 10^8$  Па, а температура при величине теплового потока  $0,85$  мкал·см<sup>2</sup>/с колеблется в интервале 700—800° С. Это условия формирования гранулитовой фации регионального метаморфизма. Зона преобразования амфиболитовой фации в гранулитовую достаточно широкая (сотни метров), и поэтому нет оснований ожидать под прогибами резкой сейсмической границы. Скорее она должна быть постепенной, изрезанной, поскольку процесс метаморфизма идет избирательно, подчиняясь вещественным и структурным неоднородностям. Очевидно, что в таком случае нет условий для формирования сколько-нибудь протяженных выровненных площадок, которые могут вызвать сильную отраженную волну. Преломленная же волна в такой обстановке должна быть достаточно четкой, поскольку переход от зеленосланцевой и амфиболитовой фаций к гранулитовой сопровождается скачком плотности и скорости.

Таким образом, динамические особенности волн от одной границы оказываются различными по линии профиля. Такие различия в волновой картине коррелируются с тектоническим строением региона. Это позволяет использовать динамику сейсмических волн для изучения природы сейсмических границ и геодинамических процессов в коре.

## Глава 12.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ГРАНИЦЫ М

Одной из центральных проблем в науках о Земле является выяснение геологической природы раздела М, обнаруженного сейсмическими методами повсеместно. Особое значение этой границы подчеркивается тем обстоятельством, что на этом уровне осуществляется в основном архимедово равновесие коры в мантии [158]. Выявление особенностей строения границы, а также ее геологической природы имеет исключительное значение при изучении причин тектонических движений. Эта поверхность, служащая гра-

ницей между корой и верхней мантией Земли, пока недоступна бурению. О ее природе приходится судить по ряду косвенных признаков, как геофизических, так и геохимических. Говоря о геологической природе границы М, автор имеет в виду определение вещественного и химического состава пород, находящихся ниже и выше этой границы и в пределах переходной зоны; выяснение различий в геологическом строении этой границы под разными тектоническими зонами; установление причин, приводящих к подъему или опусканию этой границы в процессе тектогенеза.

## СЕЙСМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРАНИЦЫ М

Н. И. Павленкова и И. П. Косминская дают следующее определение этой границы. Раздел М является поверхностью, или переходным слоем, с резким изменением скорости сейсмических волн от 6,5—7,5 до 7,8—8,2 км/с и с резким уменьшением градиента скорости (с 0,1—0,2 до 0,001—0,003 1/с, а иногда и менее). Градиент часто не принимается во внимание, однако он представляется очень важным. Только в результате резкой смены большого градиента скорости на исчезающе малый обеспечивается устойчивое прослеживание первых волн на большом интервале расстояний с почти неизменной мантийной скоростью, а также образование интенсивной группы отраженных и рефрагированных волн в последующих вступлениях.

При глубинном сейсмическом зондировании граница М наиболее надежно определяется по годографам первых вступлений. Важнейшей сейсмической характеристикой этой границы является величина граничной скорости. Поскольку преломленная волна, регистрируемая от границы М, является рефрагированной, т. е. заходящей в мантию, этот параметр характеризует скорость в верхнем слое мантии. Толщина слоя зависит от расстояния между пунктом взрыва и сейсмоприемником (от длины годографа), а также от градиента скорости в мантии. Как показывают расчеты, при обычном для регистрации таких волн расстоянии (300 км) мы получаем определенную величину скорости для слоя толщиной 2—4 км.

Характерной особенностью этой границы является выдержанность граничной скорости под самыми различными структурами. Среднее арифметическое значение ее для СССР и сопредельных стран и величина среднеквадратичного отклонения равна  $8,11 \pm \pm 0,22$  км/с [136].

В настоящее время структура границы М исследуется различными типами волн — отраженными (докритическими и закритическими), преломленными (рефрагированными), обменными, поперечными. Докритическая отраженная волна до границы М обычно слабая. Замечено, что запись докритических отражений более стабильна и выразительна в платформенных областях по сравнению со складчатыми зонами. Эти волны, уникальные по четкости и протяженности, получены на восточной окраине Восточно-Евро-

пейской платформы [49]. Докритические отражения от границы М не обнаружены на акваториях внутренних морей и в океанах.

Закритическим отражениям от границы М свойственны высокая интенсивность, сложная форма записи, многофазность, слабое затухание, большая длина непрерывного прослеживания. Покрывающая осадочная толща, по-видимому не влияет на эти волны. Так, на Украинском щите волны более сложные, чем в Днепровско-Донецком и Индоло-Кубанском прогибах, где много осадков [108].

Преломленные (слаборефрагированные) волны являются основным источником информации о границе М, поскольку по ним определяется скорость ниже этой границы. На контакте эти волны регистрируются почти повсеместно на расстояниях более 150 км от места взрыва. В отдельных местах (Рионская впадина, Рейнский грабен, некоторые участки Тихоокеанской переходной зоны) эта волна не зафиксирована [187].

Для геолога низкий градиент скорости под границей М имеет принципиальное значение, указывая на то, что по минеральному составу породы мантии более однородны, чем породы земной коры. В большей однородности и гомогенности пород верхней мантии свидетельствует и более низкий коэффициент мутности, чем в коре. Однако в районах Байкальского нагорья, Восточно-Африканской рифтовой зоны, провинции Бассейнов и Хребтов в Кордильерах США и в других районах преломленная волна прослеживается на удалении до 200—400 км, после чего сменяется другой более высокоскоростной волной. Дальность регистрации этой волны зависит от характера слоистости мантии. При существовании последней область прослеживания преломленной волны ограничена.

Рельеф границы М, построенный по преломленным волнам, оказывается сильно сглаженным по сравнению с рельефом, полученным по отраженным и обменным волнам. Обменные волны от удаленных землетрясений, распространяющиеся снизу в почти вертикальном направлении, позволяют с помощью аппаратуры «Земля» изучать рельеф границы М в пределах небольших блоков. Отмечено, что для платформенных областей четкость и интенсивность волн PS от границы М значительно выше, чем для складчатых областей.

Поперечные волны при работах методом ГСЗ зарегистрированы от границы М пока в ограниченном числе районов (Украина, Скандинавия, Тянь-Шань, Русская платформа). Отмечаются высокая амплитуда отраженных волн и их быстрое затухание. Интенсивность преломленной волны мала.

В океанах волны от границы М более простые. Отраженные волны отмечены лишь на отдельных участках Средиземного моря и Тихоокеанской переходной зоны. Преломленная волна выделяется повсеместно. Выполненные в последние годы сейсмические исследования на протяженных профилях (400—600 км) обнаружили волны большой интенсивности от границы раздела, расположенной на 8—10 км ниже той, которая обычно принимается за

раздел М. Яркие динамические особенности этой второй волны роднят ее с преломленной волной от границы М на континентах.

Динамика волн зависит прежде всего от структуры границы М, а также от свойств вышележащей коры. Интенсивность отраженных волн определяется скачком скорости на границе М и ее морфологией. Сильные докритические отраженные волны свидетельствуют о наличии резкой (с большим скачком скорости) и ровной границы раздела. Прерывистый характер прослеживаемости и слабая интенсивность докритических отражений связаны или с переходной зоной в виде нерегулярной пачки слоев или с наличием сильно нарушенной границы с неровным ее рельефом. Закритические отраженные волны  $P_{отр}$  имеют высокие амплитуды для всех типов границы М. Их интенсивность увеличивается при увеличении мощности переходного слоя и его сложности. Резкий рельеф границы М уменьшает амплитуду закритических отражений. Сильнее всего на динамику закритических отражений влияет покрывающая среда. Если имеются аномально низкие амплитуды закритических отраженных волн или резкое их убывание, это скорее всего связано с сильной слоистостью покрывающей среды и наличием в ней границ раздела с положительным скачком скорости. Наличие волновода в покрывающей толще менее снижает амплитуду волн. Амплитуду закритических волн уменьшает покрывающая среда с сильными поглощающими свойствами.

Для большинства типов границы М головные преломленные волны слабые. Они в 10—100 раз слабее отраженных волн; затухание их резкое. Увеличение амплитуды преломленной волны может быть связано с градиентом скорости ниже границы М или с наличием переходной зоны в виде градиентного слоя. Увеличение интенсивности  $P_{пр}^M$  при определенном уменьшении амплитуды волн  $P_{отр}^M$  может свидетельствовать о неровном рельефе границы М. Появление сильных как преломленных, так и закритических отраженных волн от границы М может указывать на наличие в этом регионе переходного слоя в виде пачки слоев с положительным скачком.

Показательно, что сейсмические свойства раздела М существенно изменяются на сравнительно небольших расстояниях. На одних участках фиксируются только отраженные, на других — преломленные волны, на третьих — те и другие. Наиболее интересные наблюдения сделаны Ю. В. Тулиной и Г. В. Краснопевцевой.

Для зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану Ю. В. Тулиной был изучен характер волновых полей от границы М на основании анализа значительного числа профилей ГСЗ, пройденных как в пределах континента, так и на акваториях [154]. Было убедительно показано, что сейсмические свойства границы М существенно изменяются в зависимости от характера тектонических движений. В пределах континентальной коры (Охотско-Колымский водораздел, Сихотэ-Алинь, Камчатка) от границы М были получены как преломленная, так и отраженная волны соизмеримой интенсивности. В тех случаях, когда профиль

пересекал на континенте впадину с мощностью осадков 3—4 км и более, наблюдались увеличение интенсивности преломленной волны и соответственно уменьшение амплитуды отраженных волн.

В пределах Охотского моря эти особенности волн от границы М также дают себя знать. В центральной его части (впадина Дерюгина) зарегистрированы самые интенсивные преломленные волны. Наконец, в глубоководной Южно-Охотской впадине отраженные волны от границы М на сейсмограммах отсутствуют, а преломленные высокоинтенсивны.

Выводы Ю. В. Тулиной об изменении сейсмических свойств границы М при переходе от континента к глубоководной впадине имеют принципиальное значение, поскольку они дают ключ к расшифровке явлений, происходящих на границе М в процессе утонения земной коры.

На материале сейсмических профилей, пересекающих Кавказский перешеек, Г. В. Краснопевцевой [73] рассмотрены динамические особенности волн от границы М. Как видно из табл. 6, динамика отраженной и головной преломленной волн сильно различается в пределах разных тектонических зон.

Головная преломленная волна фиксируется как доминирующая лишь в пределах профилей, пересекающих северо-восточную часть акватории Черного моря. В качестве сильной волны она выделяется на сейсмограммах, полученных в пределах Терско-Каспийского прогиба и мегантиклинория Большого Кавказа. Южнее мегантиклинория интенсивность волны резко уменьшается, в пределах Куринской впадины головная преломленная волна от границы М выделяется слабо, а в Рионской впадине отсутствует вовсе. Интенсивность закритической отраженной волны изменяется меньше. В пределах Большого Кавказа (его Южного склона), Куринской

Таблица 6

Интенсивность волн от границы М на Кавказском перешейке  
(по Г. В. Краснопевцевой)

Район исследования	Закритическая отраженная волна	Преломленная волна	Докритическая отраженная волна
Вал Карпинского	+++	+++	++
Предкавказский прогиб	+++	+++	++
Мегантиклинорий Большого Кавказа	++	+++	+
Южный склон	++	++	+
Южно-Куринская впадина	++	+	+
Талыш-Вандамский гравитационный максимум	++	+	+
Средне-Куринская впадина	++	+	++
Рионская впадина	++	—	++
Черное море	—	++++	—
Восточная часть Кавказа	+	+	+

Волны: ++++ — доминирующая, +++ — сильная, ++ — нормальная, + — слабая, — отсутствует.

и Рионской впадин волна фиксирована как нормальная по интенсивности. В зоне Терско-Каспийского прогиба она становится доминирующей. В пределах акватории Черного моря волна эта не выделена. Докритическая отраженная волна в большинстве зон выделяется как слабая. Нормальной интенсивности она достигает в пределах вала Карпинского, Предкавказского прогиба и Рионской впадины.

Выявленные особенности динамики волновой картины от границы М коррелируются с тектоническим планом иначе, чем это было свойственно волнам, идущим от границы внутри коры. Если для границы, расположенной более высоко в разрезе, намечаясь корреляция между особенностью волновой картины и знаком тектонических движений (поднятием, опусканием), то для волн от границы М такая связь с частными геологическими структурами выражена слабее.

В пределах Предкавказья, Большого Кавказа и Закавказья выделяются две зоны, существенно различающиеся по динамике волновой картины от границы М — северная и южная. Граница этих зон проходит по южному склону Большого Кавказа. В пределах северной зоны интенсивность как головной, так и отраженной волн выше, чем в Закавказье. Эта же особенность частично сохраняется и для докритической отраженной волны.

Мы должны сделать вывод, что в пределах Предкавказья и на большей части мегантиклинория Большого Кавказа граница М выражена более четко. Там эта граница акустически резкая, с большим скачком скорости, чем и объясняются интенсивные головные и отраженные волны и даже появление докритической отраженной волны нормальной интенсивности.

Иная обстановка в Закавказье. Динамика сейсмических волн от границы М свидетельствует, что к югу от Большого Кавказа граница М не является четко выраженным скоростным рубежом, а представляет, по-видимому, достаточно мощную зону постепенного нарастания скорости, вследствие чего все волны от этой границы гораздо слабее по интенсивности.

Геологические данные свидетельствуют, что именно по южному склону Большого Кавказа проходит граница мио- и эвгеосинклинальных зон. Значительная магматическая деятельность, в том числе в недавнее (неоген-четвертичное) время, проявила себя именно в южной. По-видимому, проявления магматизма подкорового и корового происхождения наложили свой отпечаток на структуру границы М, сделав ее сейсмически менее выразительной.

Совокупность кинематических и динамических характеристик волн, фиксированных от границы, позволяет предложить некоторые пока еще очень приблизительные сейсмические модели строения этой границы. Прежде всего следует напомнить, что материалы сейсмических исследований (в особенности на платформах и в прогибах) указывают на существование на 8—12 км выше границы М четкой сейсмической границы. Она ограничивает высокоско-

ростной надмантийный слой, который как бы обволакивает сверху границу М.

Высокие скорости (7 км/с и более) в этом слое, его относительно небольшая мощность (7—12 км), а главное параллельность рельефу границы М не оставляют сомнений в том, что формирование этого слоя, как и границы М, вызвано какой-то общей причиной. Однако было бы излишним включать этот слой в переходную зону границы М.

Сейсмические материалы свидетельствуют, что граница М является все же переходной зоной, однако ее толщина составляет в большинстве случаев не более 1—2 км. На сейсмических профилях, построенных по закритическим отраженным волнам (см. рис. 23, 24), часто можно наблюдать резкое сгущение отражающих площадок в 1—2-километровом слое, с которым совпадает и изолиния скорости 8,0—8,7 км/с. Следовательно, граница М представляет зону, в пределах которой имеется несколько близко расположенных отражающих поверхностей, т. е. имеют место резкое и неоднократное падение и возрастание скорости. К аналогичным выводам приходят И. С. Берзон [35], Р. Мейсснер [89], Н. И. Давыдова [47] и другие ученые, анализировавшие особенности динамики докритических отраженных волн [94].

На основании подробного анализа записей докритических отражений, зарегистрированных на востоке Восточно-Европейской платформы, была выбрана модель границы М, для которой теоретическая амплитудная спектральная характеристика и форма записи наиболее близки к наблюдаемым (рис. 82). Граница М рисуется как слой толщиной 500—700 м, в котором на фоне скачкообразного увеличения скорости имеется резкое (более 1 км/с) падение скорости в тонком слое. Н. И. Давыдова, проанализировав имеющийся материал о сейсмических свойствах границы М, приходит к выводу о наличии переходной зоны в виде нескольких слоев с пониженными и повышенными скоростями [47].

Имеющиеся данные позволяют предложить следующую обобщенную модель границы М. Это градиентный слой толщиной 1—2 км с одной или несколькими линзами с пониженными скоростями, выше которого расположен высокоскоростной слой. Такая структура границы М характерна для платформ или территорий, которые не были захвачены интенсивными неотектоническими движениями.

Иное строение имеет граница М под участками современной океанизации (утонение коры снизу). Отсутствие отраженных волн и большая интенсивность головной преломленной волны свидетельствуют, что граница М представляет собой под такими прогибами сильноградиентный слой и в то же время рельеф ее неровный. Наконец, для горных областей, где закритическая волна слабая, а преломленная также слабая или,

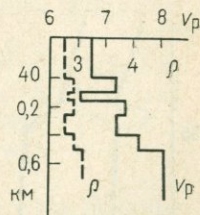


Рис. 82. Модель тонкослойистой пачки на границе М, удовлетворяющая расчетным и экспериментальным данным (по Н. И. Давыдовой)

как, например, под Малым Кавказом, отсутствует вовсе, может быть выделен третий тип границы М. Для него характерны относительно небольшой перепад скорости, отсутствие значительного градиента ниже границы М, неровная поверхность этой границы.

Заканчивая краткое изложение данных о сейсмических свойствах границы М, мы должны отметить, что в региональном плане пока достаточно надежно могут быть выделены лишь три названные выше разновидности границы М: а) для платформенных территорий, б) для областей современной океанизации, в) для горно-складчатых областей (рис. 83).

Итак, платформенные территории (не захваченные горообразованием) характеризуются более резко выраженной границей М. Это может объясняться двумя причинами: 1) граница М длительное время находилась в стабильном состоянии, вследствие чего и приобрела достаточную резкость, 2) граница М под платформами и под горно-складчатыми областями имеет разную геологическую природу, вследствие чего и структура ее различна.

Иногда возникает необходимость выделения раздела М из нескольких сейсмических границ. Если такой выбор делается из числа границ, фиксированных только по отраженным волнам, то его нельзя считать правомерным, поскольку неизвестна граничная скорость ни на одной границе. Так, например, на Украинском щите по отраженным волнам получено значительное число площадок в интервале глубин от 20 до 60 км (см. рис. 23, 24). В качестве границы М признаны те из них, которые четко прослеживаются по профилю или создают волны большей интенсивности. Однако подобного рода границы могут принадлежать как коре, так и мантии.

В некоторых случаях приходится делать выбор между двумя границами, когда обе фиксированы преломленными волнами, т. е. когда скорости ниже обеих границ известны. Возьмем два наиболее характерных примера — Прибайкалье и северо-запад Тихого океана.

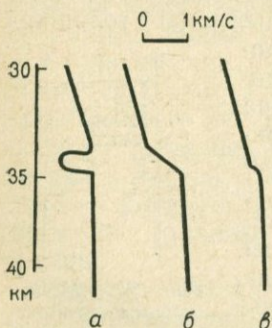


Рис. 83. Сейсмические модели границы М: а — под платформами, б — под областями океанизации, в — под высокогорными хребтами

В Прибайкалье на глубине 40—45 км фиксирована преломляющая граница со скоростью 7,8 км/с, ниже нее на глубине 60—65 км — вторая граница со скоростью 8,2 км/с. Если подходить формально и опираться лишь на значения граничной скорости, то логично нижнюю границу принять за раздел М, а верхнюю считать внутрикоревой. В этом случае кора в Прибайкалье окажется утолщенной (более 60 км). Однако Н. Н. Пузырев, С. В. Крылов и их коллеги [114] поступили иначе — они приняли за границу М раздел на глубине 40 км с относительно пониженной (7,8 км/с) скоростью, а более глубокую преломляющую границу рассматривают как

внутримантийную. С их заключением следует согласиться и вот почему. Выше отмечалось, что критерием для выделения границы М служат две особенности: величина скорости и ее низкий градиент под границей. Слабоградиентная среда ниже границы М определяет характерную для нее динамику головных преломленных волн. Динамическая характеристика преломленных волн от верхней из двух сейсмических границ в Прибайкалье практически неотличима от картины, полученной от границы М на Сибирской платформе. Подмеченное сходство в динамике волн от границ и послужило причиной их отождествления. Величине граничной скорости не было придано решающей роли, поскольку полученные значения укладывались в тот диапазон колебаний скоростей, какие известны на границе М.

Если поступать аналогичным образом при выделении границы М на профиле ГСЗ в северо-западной части Тихого океана, то мы вынуждены будем признать за границу М нижнюю из двух фиксированных сейсмических границ. В этом случае толщина коры в глубоководной (5 км) котловине Тихого океана окажется равной 15 км, а скорость на границе М 8,6 км/с.

Значительное число сейсмических профилей, пройденных в ряде районов, позволило построить для изученных территорий схемы рельефа этой границы и величины скорости ниже ее. Мы ограничимся кратким обзором лишь трех наиболее изученных регионов: территории США, Европы и зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану (рис. 84).

В пределах Северо-Американского континента наибольшая мощность коры характерна для центральной его части. К востоку и в особенности к западу (в сторону Тихого океана) наблюдается утонение коры, несмотря на то что здесь расположены горные цепи Кордильер. Обратное соотношение рельефа земной поверхности и границы М имеет место лишь в пределах хребта Сьерра-Невада и расположенной к западу от него впадины. Горная система Кордильер характеризуется разуплотненной мантией, что выражается в более низких значениях скорости ниже границы М. Таким образом устанавливается связь пониженной мощности коры Кордильер и пониженных скоростей в верхах мантии.

Европейский континент разделяется на две зоны — северную, где граница М залегает субгоризонтально, и южную, где толщина земной коры резко изменяется (от 55 до 15 км и менее). Обнаружены следующие закономерности связи глубин границы М с геологическим строением.

При одной и той же высоте местности толщина земной коры возрастает по мере удаления от океанов в глубь континента. Так, в пределах равнинных прибрежных районов Британии, Франции толщина коры 25—28 км, в западной части Средиземного моря — 30 км, в восточной его части и в Черном море — 35 км, в районе Каспийского моря — 40 км и более. Увеличивается также глубина границы М при движении с севера на юг от Баренцева моря на Русскую плиту.

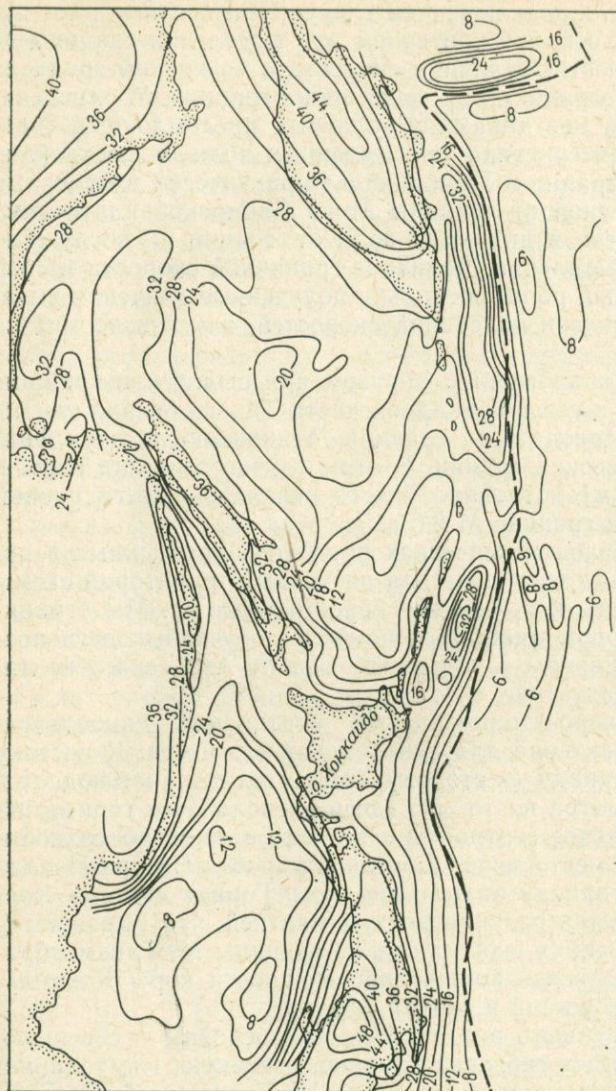


Рис. 84. Рельеф границы М в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану

Впадины, заполненные менее плотными осадками, имеют, как правило, утоненную кору. Минимальная кора наблюдается под океаническими и морскими впадинами. Чем глубже морская впадина, тем толщина коры под ней меньше. Однако имеются исключения. Так, в пределах Южно-Каспийской впадины (район г. Баку), выполненной мощной (10—20 км) толщей мезозойских и кайнозойских осадков, толщина коры огромная (более 50 км). Эта впадина характеризуется значительными отрицательными изостатическими аномалиями.

Хребты Средиземноморского пояса подразделяются на две группы. Одни из них (Альпы, Восточные Карпаты, Большой Кавказ) имеют резко утолщенную кору — граница М расположена глубже 50 км, а другие (Копетдаг, Большой Балхан, Западные Карпаты) характеризуются утонением коры (менее 40 км); рядом с названными хребтами расположены впадины, где граница М залегает еще глубже. При одной и той же высоте хребтов глубина границы М может различаться на 10—15 км.

Рельеф границы М достаточно полно восстановлен в пределах зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану (см. рис. 84). Устанавливается обратная зависимость между глубиной океанов и рельефом границы М. Максимальная глубина до этой границы фиксирована в пределах западного борта глубоководного желоба. Эта же зона характеризуется максимальными отклонениями от изостазии.

Таким образом, на примере США, Европейского континента и западной окраины Тихого океана мы видим, что глубина границы М по-разному зависит от высоты местности и геологического строения. Глубина границы М зависит от: а) удаленности от океана, б) высоты местности (глубины океана), в) мощности и плотности осадков, г) наличия разуплотненной мантии, д) нарушения изостазии и, вероятно, от ряда других причин.

#### **СМЕЩЕНИЕ ГРАНИЦЫ М В ПРОЦЕССЕ ТЕКТОГЕНЕЗА**

Второй источник информации о природе границы М — это анализ ее поведения в процессе геотектонического развития. Сравнивая глубину залегания раздела под геологическими структурами, находящимися на разных стадиях своего развития, мы получаем возможность определить напряженность и время перемещения этой границы.

Анализ материалов о связи глубинного и поверхностного строения позволяет установить изменение высотного положения границы М, одновременное (или почти одновременное) с движениями земной поверхности.

Движение границы М вниз происходит в тех случаях, когда кора испытывает длительные устойчивые поднятия. Вверх по разрезу граница М смещается в зонах длительно развивающихся прогибов, т. е. всегда в направлении, обратном знаку движения геологических структур.

Смещение границы М вверх и вниз по разрезу литосферы устанавливается в пределах как платформенных структур, так и геосинклинальных.

Показательно положение границы М под древними платформами. Поднятиям на платформе соответствует небольшое погружение границы М, а прогибам, наоборот, ее некоторый подъем. Например, в пределах платформенной территории, испытавшей медленные, измеряемые сотнями метров, опускания в течение нескольких геологических периодов, граница М находится на глуби-

не около 40 км. Рядом расположена зона, сначала развивавшаяся аналогично первой, а затем интенсивно прогнувшаяся на несколько километров. Сейсмическое зондирование показало, что под возникшей впадиной граница расположена на 5 км выше. Поскольку обе структуры ранее составляли единое целое и развивались одинаково, есть основания считать, что и граница М была расположена под ними на одной и той же глубине. Подъем же границы М под впадиной возник тогда, когда начались интенсивные опускания. Анализируя аналогичным образом глубинное строение огромного множества тектонических структур, нетрудно убедиться в том, что значительные (измеряемые километрами) опускания земной поверхности всегда сопровождаются встречным подъемом границы М.

Наиболее наглядно факт подъема границы М в процессе прогибания коры виден на обрамлении Казахстанского щита. В пределах щита, где на дневную поверхность выходят породы докембрия и палеозоя, граница М залегает на глубинах 43—48 км. Как только профиль ГСЗ подходит к краю щита и начинает пересекать отложения кайнозоя, т. е. молодую впадину, граница М резко (на 6—8 км) поднимается. Геологическое строение земной поверхности неоспоримо свидетельствует, что до образования Западно-Сибирской и Тургайской впадин их фундамент имел такое же строение, как и Казахстанский щит. Складчатые структуры Казахстанского щита продолжают под кайнозойскими осадками впадин и прослежены там бурением и геофизическими исследованиями. Таким образом, сокращение толщины коры вследствие подъема границы М произошло там относительно недавно — одновременно с образованием Западно-Сибирской и других впадин, обрамляющих Казахстанский щит. Следовательно, в дотретичное (или в домезозойское) время эти территории имели такую же толщину, как и Казахстанский щит.

В большинстве случаев сокращение мощности коры оказывается приблизительно пропорциональным глубине новообразованной впадины. Так, в пределах глубоководных впадин граница М максимально приподнята. Обратное соотношение границы М и поверхности консолидированной коры проявляется как в пределах структур первого порядка (Воронежский массив или Прикаспийская синеклиза), так и структур меньших размеров. Например, относительно небольшие по размерам Татарский свод и обрамляющие его прогибы характеризуются обратными соотношениями поверхности фундамента и рельефа границы М.

Тектонические движения на платформах сопровождаются смещением границы М. Она поднимается при прогибании и опускается при поднятии. Такая особенность поведения границы М установлена для платформенных прогибов и поднятий разного возраста — рифейских, палеозойских, мезозойских и даже кайнозойских (Байкальская впадина). Отсюда следует, что граница М, сместившись в процессе образования впадины или поднятия, затем длительное время (сотни миллионов лет) остается на прежнем уровне

не. Североморский прогиб на севере Восточно-Европейской платформы прекратил развитие в рифее. Однако приподнятое положение границы М под этими прогибами сохранилось. Подъем границы М сохранился под грабенами, возникшими в теле платформы в рифее. Остался неизменным обращенный рельеф под среднепалеозойскими прогибами и поднятиями Волго-Уральской области, хотя после разнонаправленных движений прошло 200 млн. лет. Аналогичная картина в Днепровско-Донецком прогибе. Это свидетельствует о том, что земная кора древних платформ как в пределах щитов, так и синеклиз находится в состоянии, близком к изостазии, осуществляемой на уровне границы М. Изостатическая компенсация путем подъема или опускания границы М происходила одновременно с тектоническими движениями на земной поверхности. В последующее время рельеф границы М оказался «законсервированным» и в течение сотен миллионов лет сохранил обстановку, существовавшую к моменту окончания разнонаправленных тектонических движений.

Анализ сейсмических разрезов земной коры приводит к еще одному выводу — опусканию коры (и соответственно ее нижней поверхности — границы М) под тяжестью накапливающихся осадков. Эта закономерность устанавливается следующим образом. В тех случаях, когда впадина не заполнена осадками, имеет место утонение ее коры, пропорциональное глубине впадины, происходящее за счет сокращения в мощности ее консолидированной части. Известно значительное число примеров, в особенности в прибрежных частях океанов, когда кора, одинаковая по строению ее консолидированной части, погружена там, где мощность осадков увеличена. В пределах континента наиболее показательным примером может служить Прикаспийская впадина, заполнение которой 20-километровой толщей осадков привело к погружению границы М вместе с утоненной консолидированной частью коры.

Итак, на материале платформенных структур устанавливаются следующие три составные части процесса перемещения границы М: а) смещение границы М вниз по разрезу литосферы при образовании поднятия, б) смещение границы М вверх по разрезу литосферы при образовании прогиба, в) опускание коры вместе с границей М при заполнении впадины осадками.

Перейдем к геосинклинальным структурам. В пределах межтроговых пространств с устойчивой тенденцией к поднятию имеет место нетокорое опускание границы М, аналогичное происходящим на платформе.

В геосинклинальных трогах, которые длительное время характеризуются отрицательно направленными движениями, имеет место подъем границы М вверх по разрезу коры. Однако этот процесс существенно отличен от процесса, имеющего место на платформе. В пределах платформеры максимальной амплитуда опускания фундамента и соответствующего подъема границы М составляет 20 км (Прикаспийская впадина). В геосинклинальном трое амплитуда погружения часто в несколько раз больше. Так, напри-

мер, в Южно-Каспийском (Кобыстан-Прибалханском) трогe опускание за герцинский и альпийский геотектонические этапы составило 35—40 км. Ему предшествовало опускание на 20—30 км в рифейскую эру. В пределах геосинклинального трога мощность накопившихся осадков превышает мощность коры. Следовательно, в этих зонах имело место погружение материала коры в мантию Земли. В процессе этого погружения осадки уплотнялись с глубиной и пересекали границу М, когда приобретали физические свойства (плотность и скорость), свойственные мантии Земли.

Анализ глубинного строения некоторых геосинклинальных прогибов, развитие которых продолжается и в настоящее время, позволяет подметить некоторые их особенности. Во-первых, такие активно развивающиеся прогибы часто характеризуются наличием прогиба в рельефе границы М, т. е. несколько утолщенной корой. Во-вторых, им свойственны крупные отрицательные изостатические аномалии. Обе эти особенности взаимосвязаны. Они свидетельствуют о том, что прогибание в геосинклинальном трогe происходит в результате антиизостатических движений. В тех случаях, когда трог прекращает прогибаться, нарушение изостазии снимается в результате некоторого подъема границы М вверх по разрезу коры.

Эти особенности глубинного строения геосинклинального прогиба видны на примере Южно-Кавказского трога. Западная его часть, расположенная в пределах Кавказского перешейка, прекратила прогибаться еще в начале кайнозоя. Она изостатически уравновешена и характеризуется подъемом границы М. В противоположность ей восточная часть Южно-Кавказского трога (Кобыстан-Прибалханский), испытавшая в плиоцен-четвертичное время опускание до 10 км, имеет прогиб в рельефе границы М и характеризуется нарушением изостазии. Прогибом в рельефе М и крупными отрицательными изостатическими аномалиями обладают большинство глубоководных океанических желобов, которые также следует рассматривать как развивающиеся геосинклинальные трогe.

Относительно поведения границы М в пределах высокогорных областей еще нет однозначного ответа. Во-первых, сейсмические исследования в горных областях проведены в ограниченном объеме и зачастую они малодетальны. Во-вторых, даже если сейсмическое зондирование выполнено, полученные результаты не дают однозначного решения. Так, например, в пределах высокогорной части Большого Кавказа установлен прогиб в рельефе границы М (см. рис. 48). Однако такая форма границы определяется прежде всего тем, что по обе стороны от хребта имеют место поднятия границы М, на фоне которых утолщение коры под хребтом выглядит как «корень гор». В абсолютном измерении глубина до границы М под высокогорной частью хребта составляет лишь 47—52 км, т. е. оказывается всего лишь на 5 км ниже, чем под равнинными территориями. Возникает вопрос: когда произошло это увеличение на 5 км коры под высокогорной частью Большого Кавказа? Мы

не можем с полной уверенностью утверждать, что утолщение коры образовалось одновременно с формированием высокогорного рельефа. Дело в том, что максимальную мощность (48—55 км) земная кора достигает под Восточным Кавказом, который испытал крупные опускания в юрском периоде. Нельзя исключать, что тогда же произошло и утолщение коры, сохранившееся до настоящего времени. Под Центральным Кавказом, где не было прогибаний в юре, при той же высоте рельефа (4 км) максимальная толщина коры 40—45 км, т. е. на 5—8 км меньше, чем под Восточным Кавказом. При одной и той же высоте местности (4 км) мощность коры различается на 15 км (от 40 до 55 км). Такое значительное различие в мощности коры при одинаковой альтитуде приводит к выводу, что сравниваемые участки хребта имели различную мощность коры еще до его образования. Таким образом, в процессе неотектонического поднятия образуется лишь часть «корня гор». Значительная часть прогиба в рельефе поверхности Мохоровичича унаследована от мезозойских прогибов.

На Тянь-Шане по данным рекогносцировочных исследований методом ГСЗ, проведенных в 1947—1949 гг. под руководством Г. А. Гамбурцева, мощность коры достигает 50 км под хребтами Заилийский Алатау и Кунгей Алатау при их абсолютной высоте 3—4 км. За последующие 20 лет в высокогорном Тянь-Шане пройден лишь один профиль ГСЗ (Каскеленский), начинающийся у западного окончания Иссык-Куля и пересекающий в меридиональном направлении хребты Кунгей Алатау и Заилийский Алатау (см. рис. 59). Разрез коры не отличается от установленного Г. А. Гамбурцевым. Граница М в пределах 250 км профиля воздымается с юга на север от 51 до 41 км, образуя три ступени, разделенные флексурами со средним уровнем отметок 51, 46 и 42 км.

Существующие для Тянь-Шаня схемы изоглубин поверхности М [8] с изолиниями 60 и 65 км построены в основном по гравиметрическим данным и не могут считаться надежными. По разрозненным и относительно малоточным сейсмологическим данным [61] мощность коры под Тянь-Шанем колеблется в пределах 40—60 км, составляя в среднем 45—55 км. Таким образом, по сейсмологии и ГСЗ максимальная глубина залегания границы М на Тянь-Шане составляет 50—55 км. Эти цифры несколько выше средних значений для равнинных территорий, однако такие значения мощности коры обычны для территорий Средней Азии, не захваченной горообразованием. Так, в равнинных пространствах Центрального Казахстана, хорошо изученного в сейсмическом отношении, мощность коры примерно такая же (45—52 км), как и в высокогорном Тянь-Шане, с тем же палеозойским возрастом складчатости. Отсюда следует, что формирование высокогорного Тянь-Шаня не сопровождалось значительным увеличением под ним земной коры. Как было показано (см. гл. 8), Тянь-Шаню, как и большинству других горных сооружений, свойственно особое состояние верхней мантии — наличие в ней мощных слоев с пониженными скоростями. Увеличение объема недр при образовании

этих мантийных волноводов и является, по нашему мнению, причиной поднятия Тянь-Шаня и аналогичных ему сооружений. Итак, формирование высокогорного рельефа, по-видимому, не сопровождалось значительным увеличением толщины коры, т. е. опусканием границы М. Более определенно на этот вопрос можно будет ответить после проведения дополнительных профилей ГСЗ через горные страны.

На смещение границы М природа наложила определенные ограничения. Опускание границы М, сопровождаемое увеличением толщины коры, может происходить лишь очень медленно, но длительно — многие сотни миллионов и даже миллиарды лет. Именно этот процесс приводит к постепенному подъему обширных платформ. Если поднятия на поверхности идут активно, например формирование высокогорных хребтов в неоген-четвертичный этап активизации, то в этом случае граница М не успевает за подъемом земной поверхности, и изостатическая компенсация осуществляется в мантии. На опускание, сколько бы оно не было быстрым и значительным по амплитуде, граница М реагирует поднятием. В геосинклинальных трогах иногда имеет место небольшое запаздывание поднятия границы М, вследствие чего временно создаются условия некоторого нарушения изостазии. Накопление осадков мгновенно реализуется погружением коры, а вместе с ней и границы М.

Намечаются различия в смещении границы М в пределах платформ, геосинклиналей и орогенов. В платформенных условиях граница М опускается очень медленно (многие сотни миллионов лет); поднятие происходит быстро (миллионы, первые десятки миллионов лет), но амплитуда его ограничена (15—20 км). В геосинклинальных трогах подъем границы М (и соответственно погружение осадков) не ограничен по амплитуде. Формирование высокогорного рельефа компенсируется в основном разуплотнением в мантии, а граница М, если и смещается, то незначительно.

Все эти особенности поведения границы М являются ключом к выяснению ее геологической природы. Но прежде чем рассматривать этот вопрос, остановимся на изостатическом состоянии земной коры. Сейсмическими исследованиями земной коры установлено самое различное соотношение между земным рельефом и поверхностью границы М. Под одними впадинами граница М приподнята, под другими погружена. Под поднятиями кора утолщена (погружение границы М), а иногда и утонена. Можно предположить, что опускание на поверхности Земли в одних случаях сопровождается прогибом рельефа границы М; в других случаях такое же опускание на поверхности сопровождается встречным поднятием границы М. Таким образом, одинаковой направленности тектонических движений на поверхности (например, опусканию) сопутствует разный (прогнутый или выгнутый кверху) рельеф границы М.

Чтобы правильно разобраться в эволюции коры, необходимо найти объективный критерий, позволяющий однозначно опреде-

лять, сопровождается ли в данном конкретном случае движение на поверхности Земли утолщением земной коры или же, наоборот, ее утонением (т. е. углублением или поднятием границы М). Таким критерием может быть оценка изостатического состояния земной коры.

Уже ранние геофизические исследования показали, что земная кора располагается на более плотной мантии Земли таким образом, как если бы она плавала по закону Архимеда. Такое состояние называют изостазией. При общей близости Земли к изостазии имеются геологические структуры, где изостазия нарушена. Степень нарушения изостазии может быть определена двумя способами. Первый способ наиболее распространенный — это интерпретация гравитационного поля Земли. Изостазия означает, что различные аномальные массы в коре уравниваются определенными компенсационными массами на некоторой глубине. Распределение масс в Земле отражается в ее гравитационном поле. Поэтому оценку изостатического состояния можно изучать по аномалиям силы тяжести, т. е. по разнице замеренной величины силы тяжести в данной точке и ее теоретически вычисленным значениям. Второй способ основан на результатах сейсмических исследований земной коры. Зная мощности слоев земной коры и их плотность, вычисляют аномалии давления вдоль линии сейсмического профиля. Тот факт, что толщина земной коры, ограниченная снизу границей М, обладает удивительным соответствием изостатической модели гипотезы Эри, свидетельствует о том, что наряду с существованием равновесия литосферы в целом существует и архимедово равновесие земной коры на уровне границы М.

А. Ш. Файтельсон высказал предположение, что существуют два принципиально различных типа развития земной коры. При первом типе вся земная кора поднимается или опускается, а граница М, компенсируя эти движения, смещается в направлении, противоположном знаку движения [158].

При втором типе развития земной коры активным процессом, нарушающим архимедово равновесие, становится само перемещение по разрезу коры границы М, а компенсация осуществляется поднятием или опусканием материала коры, направленным в обратную сторону по отношению к смещению границы М.

Выделенные два типа развития земной коры различаются природой ведущих процессов, т. е. процессов, вызывающих ее перестройку. Ведущий процесс нарушает равновесие коры в верхней мантии. Таким образом, отклонение от состояния архимедова равновесия (которое можно считать нулевым уровнем) и показывает воздействие на земную кору процессов перестройки коры.

Ведущим процессом в развитии земной коры по первому типу является перемещение (движение) вверх или вниз по вертикали всей коры. При образовании прогибов этот процесс должен был бы привести к согласному прогибу вниз границы М, а на поднятиях — к согласному выгибу этой границы вверх. Однако в действительности поднятию коры обычно соответствует более глубокое,

а погружению коры — менее глубокое положение границы М. Такое перемещение границы М не позволяет образоваться резким отклонениям от архимедова равновесия. Поскольку ведущий процесс, нарушающий равновесие коры, проявляется в поднятии или опускании всей коры, сопутствующие ему изменения снизу толщины коры есть компенсационный процесс, восстанавливающий ее равновесие. Примерами отрицательных структур земной коры, развивающихся по первому типу и еще слабо компенсированных, являются Ферганская впадина Тянь-Шаня, Прибалханская впадина, большинство предгорных прогибов, глубоководные желоба. Для них характерно вогнутое положение границы М и, таким образом, погружение коры в мантию Земли.

Под положительными структурами, развивающимися по первому типу, граница М изогнута вверх. Например, в Карабогазском и Каракумском сводах граница М расположена выше, а кора тоньше, чем это требуется для архимедова равновесия.

На континентах положительные структуры первого типа — щиты и крупные платформенные своды — характеризуются длительной и устойчивой тенденцией к поднятию в течение многих сотен миллионов лет и при относительно полной компенсации.

Ведущим процессом в развитии земной коры по второму типу является активный процесс перемещения вниз или вверх границы М, т. е. изменение снизу мощности коры (соответственно утолщение и утонение коры). Это смещение границы вызывает нарушение архимедова равновесия, что, в свою очередь, обуславливает изостатическое движение коры — обрушение ее вниз с образованием впадины или «всплывание» вверх. При развитии земной коры по второму типу под отрицательными геологическими структурами (впадинами, прогибами) граница М расположена выше, чем это требуется для ее архимедова равновесия, т. е. кора утонена. Наглядный пример — Паннонская впадина. Как показали сейсмические исследования, мощность коры составляет там всего 24—28 км. Под поднятиями второго типа граница М должна быть расположена глубже (кора толще), чем это необходимо для равновесия, т. е. корни гор более глубокие, чем это требует изостазия.

Итак, выделенные два типа развития земной коры различаются тем, какой из процессов является ведущим — движения всей коры в целом или изменения ее мощности снизу. При развитии по первому типу геологическая обстановка в верхней части коры (прогибание или поднятие) является непосредственным результатом погружения или подъема всей толщи коры. Перестройка границы М (скольжение этой границы по разрезу) в этом случае следует за движениями коры. При развитии земной коры по второму типу изменения мощности коры снизу (смещение границы М) служат причиной ее последующего движения.

Оба типа развития земной коры встречаются как в пределах континентов, так и в океанах.

Для выяснения геологической природы границы М в нашем распоряжении имеются три группы фактов. Первая (кинематика и динамика волн от этой границы) дает нам сведения об изменении в структуре границы под разными тектоническими структурами. Вторая (историко-геологическая) информирует нас о том, как перемещается граница М в процессе тектогенеза. Третья (ксенолиты мантийных пород) информирует о вещественном составе пород ниже и выше этой границы.

Начнем с выяснения геологической природы границы М под платформами. Большая интенсивность закритических и докритических отражений от границы М приводила к выводу, что она представляет собой переходную зону, в пределах которой имеется хотя бы один тонкий слой с сильно пониженной скоростью. Предложивший такую модель немецкий геофизик Р. Майснер [89] объяснял снижение скорости тем, что в зоне границы М расположен слой частично расплавленных пород. Однако такая гипотеза не может быть принята, поскольку согласно расчетам температура на границе М под платформами не превышает 350—400° С, чего явно недостаточно для плавления даже пород кислого состава. Н. И. Давыдова [47] предположила, что такие слои с резко пониженными скоростями в зоне границы М вызваны чередованием пород разного состава, например, прослоев основных пород среди ультраосновных. Такое объяснение более вероятно, но и оно плохо согласуется с установленным фактом смещения границы М, например подъемом этой границы под впадинами платформ. Трудно представить себе условия, в силу которых слой более кислых пород смешался бы вместе с границей М вверх и вниз по разрезу литосферы. Напомним, что температура для плавления там недостаточна.

Необходимо искать какую-то иную причину, вызывающую резкое снижение скорости в слое М и одновременно позволяющую этой границе легко смещаться. Названные особенности границы М легко объяснимы, если допустить, что эта граница под платформами разделяет серпентинизированные (вверху) и несерпентинизированные гипербазиты (см. гл. 13). В этом случае небольшое изменение температуры в ту или иную сторону автоматически вызовет смещение границы М. Резкое снижение скорости в тонком слое, расположенном в зоне границы М, обусловлено локально повышенной серпентинизацией пород за счет концентрации здесь воды, постепенно поступающей из мантии. По границе М под платформами проходит изотерма (~400° С), при которой в гипербазитах наступает серпентинизация. Вода, постепенно поднимающаяся из мантии, попав в температурные условия, разрешающие серпентинизацию, вступает в этот процесс, формируя слой сильно серпентинизированных пород. Если температура изменяется, то граница М смещается вверх или вниз, после чего слой высокосерпентинизированных пород начинает формироваться на новом уровне.

Обратимся теперь ко второму типу границы М, обнаруженному под океанизирующимися впадинами (Южно-Охотская, Черноморская, Паннонская и др.). Здесь мы видим пример, когда граница М находится в процессе смещения ее вверх. В этих еще не стабилизированных условиях поверхность границы М неровная, поскольку в одних участках десерпентинизация могла проявиться сильнее, и граница М оказалась приподнятой, в других, наоборот, опущенной. Вследствие такой неравномерности границы отраженные волны от нее оказываются настолько слабыми, что не фиксируются на сейсмограмме. Очень вероятно, что кристаллизационная вода при десерпентинизации выделяется постепенно по мере развития процесса. Вследствие этого в зоне границы М создается градиентный слой, где скорость нарастает с глубиной. Наличие градиентного слоя объясняет характерные особенности границы М под погружающимися впадинами — появление интенсивной преломленной волны и наличие пониженных значений скорости под этой границей.

Перейдем к третьему типу границы М, свойственному горным областям. Под многими из них земная кора несколько утолщена. Это обстоятельство позволяет допустить смещение границы вниз — материал мантии приобретает свойства коры. В результате происходит наращивание нижнего высокоскоростного слоя коры. Граница М под горами обладает рядом особенностей — малым скачком скорости и неровной поверхностью. Именно эти особенности и служат причиной малой интенсивности под горами как отраженных, так и преломленных волн. Каков вещественный состав пород выше и ниже границы М под горами, остается неясным.

Мы не касались еще одного типа границы М, характерного для интенсивно и длительно прогибающихся геосинклинальных прогибов, поскольку данные о динамике волн от границы под такими прогибами еще не собраны. Известно только [9], что некоторые из таких прогибов (Курило-Камчатский желоб) характеризуются крайне высокими скоростями (8,5—9,0 км/с) на границе М.

Важнейшей особенностью геосинклинальных прогибов являются антиизостатические опускания всей коры, сопровождающиеся компенсационным подъемом границы М. Иными словами, в прогибах первого типа происходит постоянное погружение коры в мантию Земли. О погружении корового материала в мантию свидетельствуют как геологические данные, так и результаты глубинного сейсмического зондирования. Глубина залегания границы М под такими прогибами на континентах практически везде равна  $40 \pm 5$  км, а в океанах под глубоководными желобами несколько меньше ( $30 \pm 5$  км).

Превращение корового материала в мантийный связывают сейчас с процессом эклогитизации, т. е. превращением материала коры в эклогит — породу, состоящую из двух минералов, — грана-

Физические условия, вызывающие смещение границы М под структурами первого и второго типов развития

Тип развития	Направление движения на земной поверхности	Направление смещения границы М	Глубина залегания границы М, км	Физические условия на границе М		Причина направленности процесса смещения границы М	Характер глубинных процессов	Образующиеся породы
				$p, 1 \cdot 10^8 \text{ Па}$	$T, ^\circ\text{C}$			
I	Прогибание	Поднимается	30—50	10—15	700—1000	Высокое давление	Эклогитизация корового вещества	Мантийные эклогиты из материала коры
	Подняtie	Опускается	30—40	10	300	Низкая температура и снижение давления	Дебазификация мантии	Частичная серпентинизация материала мантии
II	Прогибание	Поднимается	15—30	6—8	900—1200	Высокая температура	Выплавление кислых компонентов из базальтового слоя	Ультраосновной остаток после фракционного плавления
	Подняtie	Опускается	50—60	15—20	1200	Высокая температура и давление	Неясно	Неясно

та и моноклинного пироксена. Не очень сильно отличаясь по химическому составу от базальта, эклогит обладает между тем физическими свойствами (плотностью и скоростью упругих волн), присущими мантии.

Экспериментальные исследования и изучение процесса минералообразования в мантийных эклогитах из алмазоносных трубок взрыва показывают, что преобразование пород коры базальтового состава в эклогит происходит при давлении  $(10-15) \cdot 10^8$  Па и температуре  $1000-1200^\circ\text{C}$  [84]. На глубинах 40—50 км, на которых расположена граница М под прогибами первого типа, только гидростатическое давление, вызванное массой вышележащих пород, достигает 12—15 кбар. На основании уравнения теплопроводности с использованием конкретных величин теплового потока вычислены температуры на границе М [138]. В краевых прогибах и межгорных впадинах, т. е. в прогибах первого типа, температура на глубине 40—50 км достигает  $1100^\circ\text{C}$ . Таким образом, величины давления и температуры у основания коры оказываются именно такими, какие были определены для реакции эклогитизации на основании изучения процессов метаморфизма. Это позволяет принять эклогитизацию в качестве механизма преобразования корового материала в мантийный. В пользу того, что под прогибом первого типа мантия ниже границы М сложена эклогитами, свидетельствуют и повышенные значения скорости сейсмических волн на границе М (8,2—9,0 км/с). В образцах мантийных эклогитов при всестороннем давлении  $(10-20) \cdot 10^8$  Па скорость продольных волн достигает 8,5 км/с, превышая значение скорости в ультраосновных породах (дунитах, перидотитах) в тех же условиях [84, 113].

Таким образом, границу М под геосинклинальными прогибами (прогибами первого типа) автор рассматривает как раздел разных фаций метаморфизма. Выше этой границы расположены преимущественно породы амфиболитовой и гранулитовой фаций, ниже границы М — эклогиты.

В табл. 7 суммированы приведенные выше данные. Нетрудно видеть, что смещение границы М происходит при различных давлении и температуре. Эклогитизация погружающегося корового материала в прогибах первого типа определяется в первую очередь высоким давлением  $(12-15) \cdot 10^8$  Па. Обратный процесс дебазификации мантии под поднятиями первого типа вызывается главным образом низкой температурой. Активная перестройка коры в прогибах при втором типе развития (океанизация) определяется повышением температуры.

Итак, мы приходим к выводу, что граница М по своей геологической природе является метаморфической границей. Однако ею в разных тектонических условиях разделяются породы, различные по составу и степени метаморфизма.

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЕЕ ЭВОЛЮЦИЯ

Несмотря на значительное развитие в последние годы сейсмических методов, наши знания о строении земной коры остаются еще фрагментарными. Немногочисленные результаты детальных работ следует с крайней осторожностью распространять на обширные малонисследованные и неисследованные пространства. Рассматриваемые ниже типы земной коры нужно рассматривать как предварительные. В особенности это относится к платформенным территориям, кора которых исследована сейсмическими методами слабее, чем кора некоторых складчатых областей.

Несмотря на еще явную неполноту данных, все же необходимо, основываясь на наиболее достоверных результатах, сформулировать общие представления о строении и вещественном составе земной коры. Базой для классификации типов коры, безусловно, должны служить континенты. Предпочтение континентам отдается прежде всего потому, что их геологическое развитие мы можем проследить в течение 2—4 млрд. лет, в то время как история океанических структур известна (в результате глубоководного бурения) на протяжении 100—150 млн. лет. В отличие от океанов на континентах мы можем по геологическим данным прогнозировать строение коры на глубину до 10—15 км. Мы также хорошо знаем вещественный состав пород в верхней части коры и процессы их изменений.

В пределах континентов следует выделять два основных типа строения земной коры: кору древних платформ и кору геосинклинальных (складчатых) поясов. К первому типу относится земная кора добайкальских платформ, включая щиты, где осадочный покров отсутствует, и плиты, в пределах которых кристаллический фундамент перекрыт чехлом мощностью в несколько километров. К этому же типу коры следует относить и срединные массивы в пределах складчатых областей, если они целиком или в большей степени сложены добайкальскими образованиями. Ко второму типу относится земная кора рифейских (байкальских) и фанерозойских складчатых поясов, исключая срединные массивы, сложенные древнейшими породами. Таким образом, в основу выделения типов коры положен геологический (исторический) принцип.

Обратим внимание читателя на следующее обстоятельство, являющееся, по нашему мнению, важнейшим: в течение неогена (рифей и фанерозой), т. е. на протяжении последних полутора миллиардов лет, древние платформы поднимались. Наоборот, складчатые пояса в течение того же отрезка времени, хотя и не постоянно, испытывали опускания. Разная направленность тектонических движений в течение столь длительного времени, составляющего около трети всей жизни Земли как планеты, не могла не сказаться

на строении и вещественном составе коры. Сейсмические данные, суммированные ниже, также свидетельствуют об определенном различии в строении коры платформ и складчатых поясов, несмотря на часто одинаковую ее толщину.

## КОРА ПЛАТФОРМ И СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Главным образом благодаря работам Н. И. Павленковой формируется новое представление о строении земной коры древних платформ. Анализируя сейсмический материал по Восточно-Европейской и другим платформам, она показала, что земная кора древней платформы состоит из трех различно построенных скоростных этажей, не считая платформенного чехла. Верхний этаж, занимающий около трети коры (8—15 км), характеризуется двумя особенностями: 1) нарастанием скорости с глубиной и 2) блоковостью. На поверхности фундамента скорость обычно изменяется в пределах 5,5—6,2 км/с, что свидетельствует о вещественной неоднородности фундамента древних платформ и существовании в нем отдельных блоков (зон), сложенных разными по составу породами. К сожалению, детальность сейсмических исследований в большинстве случаев еще не позволяет проследить эти блоки на глубину. Лишь в последних работах такая блоковость уже отчетливо видна на разрезе, построенном в изолиниях скорости (см. рис. 19). Как было показано в гл. 3, эти блоки, распространяющиеся на глубину до 20 км, находят отражение в структурах, развитых на поверхности фундамента.

Исследование приповерхностного и глубинного строения тех районов Восточно-Европейской платформы, где ее фундамент обнажен (Балтийский щит), показало, что основная причина блоковости — это чередование архейских массивов и разделяющих их протерозойских прогибов. В современном эрозионном срезе эти прогибы вложены в архейский фундамент на глубину 5—15 км (в среднем около 10 км).

Строение консолидированной коры щитов и плит древних платформ существенно не различается. В некоторых случаях щиты имеют несколько большую толщину коры. Средняя ее мощность на плитах составляет около 40 км, а на Украинском, Воронежском щитах она увеличивается до 45—50 км. Обратим внимание, что средняя скорость в коре достаточно высока и составляет в большинстве случаев 6,5 км/с.

Для коры платформ, как и для коры складчатых поясов, наблюдается вполне определенная закономерность — уменьшение толщины коры от центра материка к его окраине, что наиболее заметно для самого крупного Евразийского континента. Н. И. Павленкова обратила внимание, что такое утонение коры в Западной Европе (приближение к Атлантическому океану) происходит за счет уменьшения толщины нижнего высокоскоростного слоя. Мощность двух верхних слоев в Западной Европе составляет  $\frac{4}{5}$  коры, а на территории СССР —  $\frac{2}{3}$ . От окраин Евразийского

материка к его центру наблюдается также отчетливое увеличение скоростей сейсмических волн на границе М (от 7,8—8,0 км/с в Западной Европе до 8,0—8,2 км/с на территории СССР).

Значительное (от 30 до 45 км и более) изменение толщины коры в пределах равнинных территорий по мере удаления от океана к центру континента как будто бы противоречит принципу изостазии (изменяется мощность коры, но не изменяется высота местности). Однако в действительности нарушения изостазии не происходит, ибо одновременно с увеличением толщины коры происходит и рост скорости на границе М.

Рассмотрим эти изменения подробнее. Выше отмечалось, что утонение коры в прибрежной к океану зоне происходит исключительно за счет нижней высокоскоростной части коры. Верхние же  $\frac{2}{3}$  коры как вблизи океана, так и на удалении от него по строению одинаковы. На рис. 85 показан характер изменения скорости с глубиной в коре на удалении и вблизи океана. Нетрудно видеть, что кривые очень близки. В близокеанических областях имеется лишь незначительное (на 0,2—0,3 км/с) повышение скорости в интервале 25—40 км. Именно за счет этого повышения и произошел столь значительный подъем границы М вблизи океанов. Таким образом, утонение коры на значительную величину (с 45 до 30 км) произошло в результате очень слабого изменения физических свойств пород в указанном интервале. Столь незначительное снижение скорости выразилось и в столь же малом изменении плотности. Поэтому несмотря на то, что граница М резко поднялась, сильного нарушения изостазии не произошло, а изостатическое опускание поверхности суши вблизи океанов было очень слабым.

Для того чтобы правильно разобраться в вещественном составе коры платформ, необходимо учитывать их геологическую историю. Со времени установления платформенного режима (3—2 млрд. лет назад) платформы поднимались. Лишь в фанерозое они были вовлечены в опускание — образовался платформенный чехол. Становление древних платформ северного полушария закончилось раньше, чем южных гондванских. Наиболее древней является Сибирская платформа, у которой окончание формирования фундамента произошло примерно 3,3 млрд. лет назад [96]. Возраст фундамента Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ составляет примерно 2,5 млрд. лет. В фундаменте платформ южного полушария выделяют два типа структур: а) древние архейские массивы,

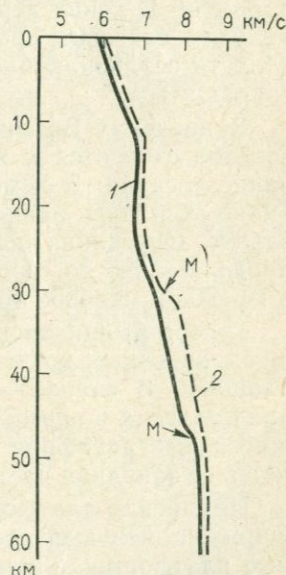


Рис. 85. Кривые скорости продольных волн в земной коре платформ: 1 — на удалении от океана, 2 — вблизи океана; М — положение границы М

занимающие не менее половины площади, и б) территории, сложенные ранне-, а иногда и среднепротерозойскими образованиями. Древнейший раннеархейский фундамент развит на большей части Индийской платформы. Архейский возраст имеют в основном Антарктическая и Австралийская платформы. На Южно-Американской и Африканской платформах примерно в равной степени распространены архейский и ранне-среднепротерозойский фундамент. В верхнем протерозое (рифее) произошло незначительное увеличение площади древних платформ.

Если отсчитывать начало поднятия платформ с эпохи, когда закончилось формирование их фундамента, то оказывается, что до первых сколько-нибудь значительных их опусканий (до периода образования синеклиз) прошло около 2 млрд. лет. Фрагменты осадочного чехла стали формироваться на древних платформах в рифейскую эру. Площади рифейского чехла невелики и приурочены, как правило, к наиболее древним участкам платформ, появившимся в раннем архее. Лишь на Сибирской платформе чехол возник в рифейскую эру. Но эта платформа образовалась почти на 1 млрд. лет раньше других. Поэтому длительность ее поднятия также 2 млрд. лет.

На Сибирской платформе опускания, начавшиеся в рифее, достигли максимума в кембрии; в ордовике они стали сокращаться по площади и в среднем палеозое составили менее 50% от ее площади. В конце пермского периода и в триасе в пределах Тунгусского бассейна происходило излияние траппов. В этот период область осадконакопления несколько увеличилась, но затем стала сокращаться.

В пределах Восточно-Европейской платформы излияния базальтов относятся к концу рифея, когда в авлакогенах накапливались осадки. В кембрийском и ордовикском периодах в прогибание втянулись лишь относительно небольшие участки на северо-западе. Опускания большей части платформ начались в девоне и продолжались до середины триаса, а затем в меньшей степени — в юрское и меловое время.

Северо-Американская платформа была вовлечена в прогибание в ордовике, когда под уровень моря погрузилась половина ее площади. В силуре — карбоне площадь прогибов постепенно сокращалась, а в перми — юре почти вся платформа испытала положительные движения. В меловое время прогибанию подверглась лишь ее западная часть, граничащая с Кордильерами.

Индийская платформа, как и другие платформы южного полушария, в меньшей степени подвергалась прогибанию, чем северные платформы. Лишь в меловое время и эоцене в ее пределах накапливались траппы. Австралийская платформа незначительно опускалась в среднем палеозое, а затем в меловое время. На Африканской платформе прогибания происходили в меловой и палеогеновый периоды, на Южно-Американской — в среднем палеозое и меловое время. В триасе и юре там изливались базальты.

Таким образом, опускания для Лавраазиатской группы составили около 10% от времени существования платформы, а для Гондванской — еще меньше. Значительные площади платформ, по-видимому, вообще не погружались за все время их существования. Скорее всего поднятия платформ были медленными. То значительное по скорости воздымание, которое в неоген-четвертичное время свойственно Балтийскому и Алданскому щитам, — явление временное. Такие эпохи ускоренного поднятия могли чередоваться с периодами замедленного воздымания и даже с эпохами некоторого погружения, следов которого в силу последующих поднятий не сохранилось. И все же ни у кого не вызывает сомнения, что на платформах за время их существования размыты огромные мощности пород. Тот факт, что на древних платформах повсеместно распространены породы высоких ступеней метаморфизма, образование которых происходило при давлении  $(5-12) \cdot 10^8$  Па, свидетельствует, что величина поднятия составляла 15—30 км. Об этом же говорит и древнейший возраст пород фундамента платформ.

Большая часть фундамента Сибирской платформы сложена иенгрской серией архея, состоящей в нижней части из кварцитов, высокоглиноземистых парагнейсов и кристаллических сланцев, а в верхней также и из карбонатно-магнезиальных сланцев, мраморов, кальцитов [96]. Видимая мощность серии 6—9 км. Породы серии интенсивно гранитизированы и мигматизированы. Складчатые сооружения иенгрид отличаются концентрически-зональным расположением складок, образуя ряд округлых массивов до 300 км в диаметре. Накопление осадков иенгрской серии завершилось 3,3—3,5 млрд. лет назад. Мы вправе рассматривать иенгрскую серию как древнейшую часть геологического разреза планеты, образовавшуюся в начальный период ее истории.

В позднеархейский цикл (3,5—2,6 млрд. лет) произошло заложение относительно узких геосинклинальных поясов, в которых накапливались осадки огромной мощности (20 км и более). Таким образом, большая часть платформы не переживала геосинклинальной стадии развития. Фундамент ее сложен иенгрской серией, имеющей горизонтальное положение зеркала складчатости (поскольку одна и та же серия распространена на сотни и тысячи километров по простиранию).

Обратимся к Восточно-Европейской платформе. Большая ее часть сложена архейскими массивами, из которых наиболее крупными являются Беломорский, Северо-Двинский, Окско-Волжский, Жигулевско-Пугачевский и гипотетический Прикаспийский. В пределах этих массивов обнажаются породы архея с возрастом свыше 2,6 млрд. лет. Они сложены беломорской серией (мощность 8—10 км) и ее аналогами. На Украинском массиве к нижнему архею (более 2,6 млрд. лет) относится днепровская серия мощностью 7—8 км. Массивы архейских пород разделены относительно узкими (от 70 до 200 км) протяженными позднеархейскими и раннепротерозойскими складчатыми поясами.

Итак, история фундамента древних платформ в общих чертах сходна. В их пределах выделяются два типа разреза. Первый свойствен древним ядрам платформ, не пережившим геосинклинального развития. Он характеризуется минимальной мощностью осадочно-метаморфической оболочки (8—10 км). Второй присущ позднеархейским и раннепротерозойским складчатым поясам. Здесь мощность осадочно-метаморфической оболочки достигала 20—25 км. Но так как за послераннепротерозойское время эти древнейшие складчатые пояса были сильно эродированы, мы должны допустить, что участки, где мощность осадочно-метаморфической оболочки превышает 15—20 км, занимают сейчас сравнительно небольшую площадь.

Преобладающей тенденцией в геологическом развитии древних платформ было поднятие. Длительное поднятие при соблюдении архимедова равновесия коры в мантии должно сопровождаться смещением границы М вниз по разрезу литосферы вследствие разуплотнения мантийных пород выше этой границы [158].

Какой же петрологический процесс мог привести к разуплотнению гипербазитов верхней мантии?

Мало оснований считать, что это был процесс амфиболитизации или диопсидизации, поскольку необходим привнос в кору значительных объемов таких элементов как Ca, Al, Si, Na. Вероятнее предположить, что это разуплотнение произошло за счет поступления из мантии воды. Поскольку поднятие платформ происходило медленно, но длительно, постоянно выделяющейся из мантии воды было достаточно, чтобы частично серпентинизировать верхние горизонты мантийных гипербазитов и тем самым снизить в них плотность и скорость упругих волн до значений, характерных для земной коры. Скважинами этот серпентинитовый слой еще не вскрыт. О его составе можно судить по приразломным зонам, где на поверхность подняты массивы глубинных пород, и по ксенолитам из трюбок взрыва. Из числа поднятых на поверхность гипербазитов наибольший интерес представляют глубинные породы Урала. Как установлено, Уральский складчатый пояс под углом пересек древнейшие структуры Восточно-Европейской платформы. Продолжение структур платформы под многогеосинклинальной зоной Урала прослежено по геофизическим данным вплоть до разломов, вдоль которых подняты на поверхность глубинные породы. Следовательно, до образования Уральской геосинклинали эти глубинные породы принадлежали тектоносфере Восточно-Европейской платформы. Лишь в связи с формированием Уральской системы глубинных разломов они были выведены на дневную поверхность. Этот вывод подтверждается абсолютным возрастом гипербазитов [98]

Гипербазиты Урала интересны тем, что ширина выведенных на поверхность пластин очень велика. Благодаря этому можно исследовать строение и минеральный состав крупных слабо нарушенных блоков, строение которых близко к исходному состоянию этих пород.

Рассмотрим строение западного гипербазитового пояса, расположенного на границе Зилаирского (Вишнегорского) синклиниория и Улутау, т. е. в пределах миеосинклинальной зоны Урала. Ультраосновой массив Крака является в этом поясе наиболее крупным (протяженность 95 км при средней ширине 26 км). С. В. Москалева [98], изучавшая внутреннюю структуру и контактовые зоны этого массива, пришла к выводу, что его образование произошло путем воздымания мощной пластины. Массив сложен полосчатым чередованием дунитов и гарцбургитов. Аналогичное строение имеет и другой крупный массив гипербазитов — Кимперсайский, расположенный к востоку от Улутауского антиклиниория.

Гипербазиты массивов Крака и Кимперсайского подвержены регрессивному метаморфизму. Обширным не нарушенным разломами участкам этих массивов свойственна слабая лизардитовая стадия серпентинизации [98, 178]. Лизардитизация гипербазитов протекала в условиях минимального привноса воды и минимального выноса из гипербазитов  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $SiO_2$ , вследствие чего первичный состав пород и руд практически сохранился. В некоторых случаях лизардитизация проявляется лишь в виде серпентинитовых шнуров в оливине и прожилков в энстатите, сопровождаясь незначительным количеством новообразованного магнетита. Обращает на себя внимание равномерный характер серпентинизации лизардитовой стадии, охватившей всю горную массу гипербазитовых блоков. Эта стадия серпентинизации соответствует зеленосланцевой фации метаморфизма. Следующие стадии этого процесса — хризотиловая и антигоритовая — в отличие от региональной лизардитизации гипербазитовых массивов проявляются локально, приурочиваясь к зонам тектонических нарушений. В гл. 2 было показано, что даже слабая степень серпентинизации гипербазитов вызывает снижение их плотности и скорости распространения в них упругих колебаний до значений, характерных для коры (см. рис. 6).

Лизардитовая стадия серпентинизации соответствует условиям зеленосланцевой фации метаморфизма, следовательно, она протекала в иных условиях, чем те, которые имеют место на земной поверхности. Мы должны сделать вывод о том, что лизардитизация гипербазитов произошла на глубине еще до того, как гипербазиты были выведены на поверхность. Равномерная слабая серпентинизация значительных объемов уральских гипербазитов свидетельствует о том, что этот процесс не приурочен к локальным приразломным зонам. Он охватывал большие объемы гипербазитов и протекал в пределах земной коры под всей Восточно-Европейской платформой. В процессе медленного поднятия платформы мантийные гипербазиты попали в условия зеленосланцевой фации метаморфизма, были лизардитизированы, а уже затем по разломам выведены на дневную поверхность.

Слагающие нижнюю часть коры серпентинизированные гипербазиты вскрыты во многих местах вдоль глубинных разломов ча-

ще в виде относительно узких полос. В этих условиях ультраосновные породы серпентинизированы значительно сильнее и потому обладают еще более низкими величинами плотности и скорости. Наконец, гипербазиты имеются почти во всех трубках взрыва, встреченных на платформах [8, 139]. Степень серпентинизации гипербазитовых включений различная — от неизмененных до полностью серпентинизированных. Тот факт, что в одной трубке взрыва, образовавшейся в результате одноактного внедрения кимберлитовой магмы, совместно находятся ксенолиты гипербазитов разной степени изменения, свидетельствует о том, что ксенолиты подняты с разных глубин. Ксенолиты свежих гипербазитов (их немного) — это отторженцы верхней мантии, а серпентинизированные разности вынесены из низов коры. Иначе не объяснить совместное нахождение ксенолитов разной степени серпентинизации.

Какими же породами сложены три сейсмических слоя земной коры платформ? Начнем с верхнего градиентного слоя, толщина которого составляет в среднем 10—15 км. Детальные сейсмические исследования методом отраженных волн в совокупности с наземными геологическими исследованиями и данными единичных скважин, как показано в гл. 3, свидетельствуют, что этот слой на всю (или почти на всю) его мощность сложен архейскими и протерозойскими породами, метаморфизованными в амфиболитовой и гранулитовой фациях метаморфизма. В пределах этого слоя отчетливо проявляет себя блоковость коры, что выражается в смещении изолиний равных скоростей по границам блоков, а на поверхности земли — смене состава и структуры. Рост с глубиной скорости продольных волн от 6,0—6,2 до 6,5—6,6 км/с в этом слое связывается скорее всего с увеличением основности пород. Вероятно, с глубины 8—10 км следует ожидать постепенного уменьшения наложенной гранитизации архейских пород, что также может служить причиной некоторого повышения в них скорости. Одной из причин снижения скорости в верхней части этого слоя может служить повышенная трещиноватость пород.

Перейдем теперь ко второму слою земной коры платформ в интервале глубин 15—30 км. Главнейшей его особенностью является очень низкий градиент роста скорости с глубиной, а во многих случаях наличие мощных и протяженных линз с пониженными скоростями. Ранее на этих глубинах в коре древних платформ помещался так называемый «базальтовый» слой. Позже выяснилось, что скорости здесь были завышены. Установлено [108], что они часто бывают очень низкие, опускаясь до 5,8—6,0 км/с. Поэтому не может быть и речи о том, что второй слабоградиентный слой сложен магматическими или метаморфическими породами основного состава. Столь низкие скорости не характерны и для пород среднего состава и даже для кислых пород (гранитов). Как было показано в гл. 2, кислые магматические породы (граниты) в условиях глубин 20—30 км будут иметь скорость не ниже 6,2 км/с. Кроме того, нет достаточных оснований считать, что в коре платформ на столь больших глубинах почти повсеместно распростра-

нен мощный слой исключительно кислых магматических пород. Широко известно, что процесс гранитизации захватывает верхние горизонты коры, а с глубиной интенсивность этого процесса падает. Далее, гранитообразование на щитах древних платформ произошло в архее и протерозое. Отсюда следует, что и граниты возникли в то же время. Однако за прошедшие два миллиарда лет с платформ была размыта толща пород мощностью до 10—25 км. Следовательно, эти граниты должны были формироваться на глубинах 30—45 км, что, конечно, нереально.

Второй слабоградиентный слой коры платформ, где часто встречаются линзы пород с пониженными скоростями, рассматривается как сложенный серпентинизированными гипербазитами. Непосредственно под осадочно-метаморфическим слоем создались условия, благоприятствующие серпентинизации (концентрация поступающей снизу воды, относительно низкое давление). Это привело к относительно высокой степени их серпентинизации, особенно проявившей себя в виде слоев с пониженными скоростями.

Третий (нижний) слой коры древних платформ, составляющий в среднем 10—15 км, характеризуется высокими значениями средней скорости (7 км/с и более) и высоким ее градиентом. Этот слой также сложен серпентинизированными гипербазитами, но степень их серпентинизации много ниже, чем во втором слое. Кроме того, в нем следует ожидать снижения с глубиной степени серпентинизации, что и отражается в росте скорости (большом ее градиенте). Граница М под древними платформами, как уже отмечалось, отделяет серпентинизированные гипербазиты от несерпентинизированных.

Недавно появился еще один существенный аргумент в пользу серпентинитовой природы средней и нижней частей земной коры древних платформ. Магнитно-теллурическое зондирование, проведенное в пределах Северо-Американской платформ, показало существование в земной коре на глубинах 15 км и более слоя высокой электрической проводимости. Обнаруженная проводимость (5000 сименсов) не свойственна метаморфическим или магматическим породам, но она легко объяснима, если допустить, что этот слой коры сложен серпентинизированными гипербазитами, содержащими в своем составе то или иное количество высокопроводящего магнетита. Поскольку гипербазитовые массивы состоят из полосчатого чередования различных пород (дунитов, гарцбургитов и т. д.), степень их серпентинизации может различаться, и возникают прослой, обогащенные магнетитом. Они-то и могут служить причиной повышенной электропроводимости.

Все сказанное относительно древних платформ относится и к срединным массивам. Только в их пределах мощность осадочно-метаморфического слоя во многих случаях скорее всего больше. Кроме того, в их пределах осадочный чехол также часто имеет большую мощность, чем на типичных платформах. В силу этих причин толщина серпентинитового слоя в коре срединных массивов относительно меньше.

В пределах складчатых поясов в коре насчитывается нередко большее число опорных сейсмических границ, чем в коре древних платформ. Структура и рельеф этих границ широко варьируют от района к району. На рис. 86, *а* показан характер изменения с глубиной скорости упругих волн некоторых наиболее детально исследованных структур. По существу для каждой конкретной структуры (антиклинория, прогиба) характерна своя собственная кривая, существенно отличающаяся от любой другой. На одном и том же интервале глубин эти различия могут достигать 1,5 км/с. Так, например, на глубине 20 км под Альпами скорость сейсмических волн менее 5,6 км/с, а под Горным Крымом — 7,0 км/с. Сильно варьируют глубины слоев с пониженными скоростями и их мощность. Коре платформенных областей такие значительные колебания в величине скорости не свойственны.

Пожалуй, лишь одна граница ведет себя приблизительно таким же образом, как и на платформе. Это нижняя опорная граница в консолидированной земной коре, ниже которой скорость превышает 6,8—7,0 км/с. В складчатых областях, так же как и на платформе, рельеф этой границы повторяет рельеф границы М.

Число опорных сейсмических границ в коре складчатых поясов различно и определяется, по-видимому, двумя обстоятельствами: 1) особенностями геологической истории и 2) детальностью сейсмических исследований.

В предыдущих главах были даны примеры геологической интерпретации различных по тектонической истории складчатых областей — палеозойских, мезозойских и кайнозойских. Все примеры касались участков складчатых поясов, заложившихся в рифейскую эру и затем постоянно или периодически прогибавшихся в палеозое, а иногда и позже.

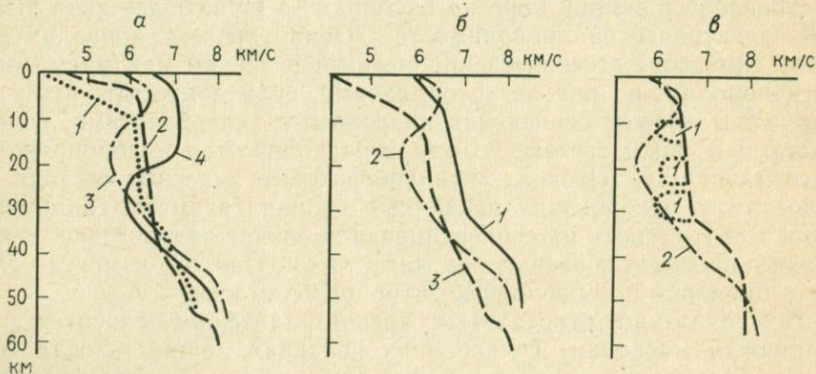


Рис. 86. Кривые скорости продольных волн в земной коре:

*а* — альпийской геосинклинали (1 — Малый Кавказ, 2 — Большой Кавказ, 3 — Восточные Альпы, 4 — Крымские горы); *б* — Украинского щита (1) в сравнении с Альпами (2) и Большим Кавказом (3); *в* — волноводы в коре платформ (1) в сравнении с Альпами (2)

Геологическая интерпретация сейсмических данных позволила проследить на глубину до 15—30 км структуры, которые были выделены при тектоническом районировании. Удалось определить мощность и пространственное положение в земной коре основных складчатых комплексов, сформировавшихся в процессе тектонического развития.

Выяснилось, что основными структурными элементами геосинклинальной области являются глубокие, длительно развивающиеся геосинклинальные прогибы (троги). Именно они определили структурный рисунок складчатого пояса. Положительные структуры — антиклинории и срединные массивы — это лишь остаточные межтроговые пространства не захваченные прогибаниями.

Таким образом, в пределах складчатых поясов существуют две основные группы структур — геосинклинальные трог и межтроговые глыбы земной коры. Последние могут иметь различное строение: представлять небольшой реликт платформы внутри складчатого пояса, т. е. выполнять роль срединного массива, или быть сложенными более древними складчатыми комплексами, сформировавшимися в предшествующий этап геосинклинального развития. Ниже, говоря о земной коре геосинклинально-складчатых поясов, автор будет иметь в виду главным образом строение этих геосинклинальных трогов. Что же касается межтроговых пространств, то кора их носит в той или иной степени гибридный характер, совмещая черты, свойственные коре геосинклинальных трогов и платформ.

Вывод, который можно сделать в отношении всех рассмотренных примеров, следующий. Земная кора геосинклинальных прогибов сложена в той или иной степени метаморфизованными осадками, и фиксированные в земной коре сейсмические границы являются контактами разновозрастных складчатых комплексов. Эти два положения, установленные в самых различных регионах, имеют принципиальное значение. Отсюда следует, что сейсмическое зондирование, проведенное с необходимой детальностью в складчатых областях, позволяет расшифровать глубинную структуру, что, в свою очередь, дает возможность восстановить историческую последовательность событий в исследуемой складчатой области. Метод глубинного сейсмического зондирования пока оказывается единственным методом, позволяющим надежно увязывать видимые на поверхности структуры с их продолжением, погруженным на 10—30 км. Прослеживая в глубь земной коры те или иные конкретные комплексы пород, мы идем единственно возможным путем, позволяющим определить вещественный состав пород в сейсмических слоях, лежащих на недоступных бурению глубинах. На примере Центрального Казахстана, Кавказа, Копетдага, Крыма, Северо-Востока СССР, Камчатки и других областей было показано, какими конкретными складчатыми комплексами (а следовательно, конкретными породами) сложен тот или иной слой земной коры геосинклинально-складчатых областей.

На примере древних платформ была показана несостоятель-

ность разделения земной коры на так называемый «гранитный» и «базальтовый» слои. То же самое можно сказать и в отношении коры складчатых областей. Начиная от дневной поверхности и вплоть до мантии, земная кора складчатых зон сложена осадочными породами, которые впоследствии были диагенетически изменены, метаморфизованы и в той или иной степени интродуцированы различными магматическими телами. Проведение в этой изменяющейся от структуры к структуре коре какой-то демаркационной линии, разделяющей ее на «гранитный» и «базальтовый» слои, лишено оснований.

Все сказанное относится к большей части коры складчатых областей, исключая самый нижний ее слой, лежащий на мантии. Мощность этого надмантийного слоя несколько колеблется, но в среднем составляет около 10 км. В отличие от вышележащих сейсмических слоев надмантийный слой отличается рядом особенностей. Мощность его изменяется мало и не зависит от строения вышележащей коры. Замечено только, что под длительно развивающимися прогибами он часто предельно сокращен (всего 7—10 км), а под поднятиями несколько больше (10—15 км). Скорость в его пределах также выдерживается и в большинстве случаев очень высока; даже на кровле она, как правило, не менее 7 км/с. Благодаря выдержанной мощности надмантийного слоя его кровля как бы повторяет рельеф границы М. По некоторым параметрам (мощности, величине скорости) этот слой складчатых областей напоминает третий (нижний) слой коры платформ.

Геологическая природа надмантийного слоя еще не может быть окончательно установлена. Этот слой, залегающий в ряде геосинклинальных прогибов непосредственно ниже палеозойских или рифейских складчатых комплексов, есть продукт метаморфической переработки таких же осадочных комплексов в процессе их погружения. Скорее всего породы этого слоя находятся в гранулитовой фации метаморфизма.

Итак, континентальная земная кора подразделяется на два основных типа, различающихся по геологической истории, сейсмическим характеристикам и вещественному составу.

Перечислим основные различия коры платформ и складчатых поясов по сейсмическим данным.

1. Несмотря на то что в последние годы имеется тенденция понижения значений скорости в земной коре платформ, все же остается несомненным, что значения средней скорости в коре платформ несколько выше, чем в коре складчатых поясов. На рис. 86, б приведены две кривые скорости для наиболее типичных геосинклинальных хребтов (Альпы и Большой Кавказ) и кривая для Украинского щита. Кривые геосинклинально-складчатой области, независимо от того, есть волновод или нет, смещены в сторону меньших скоростей на 0,5—0,7 км/с.

2. Для коры геосинклинально-складчатых областей характерен значительный разброс в распределении скоростей, что не свойственно древним платформам (см. рис. 86, а).

3. В коре платформ фиксируются три слоя, из которых нижний и верхний высокоградиентные. В коре же складчатых поясов число слоев варьирует (от 2 до 5—6) при переходе от одной структуры к другой.

4. Наблюдаются существенные различия и в величине (емкости) волноводов в коре геосинклинально-складчатых поясов и платформ. Как видно на рис. 86, в, слой пониженных скоростей в Альпах имеет мощность около 20 км и амплитуду снижения скорости до 1,0 км/с. Емкость волновода под Альпами достигает 20 км<sup>2</sup>/с. Волноводы в коре платформ могут располагаться на разных глубинах, но всегда в пределах срединного (малоградиентного) слоя. На рис. 86, в показаны три конкретных волновода из разных участков Украинского щита. Емкость волновода в коре платформы составляет 2—4 км<sup>2</sup>/с, т. е. оказывается в 5—10 раз меньше.

Указанные различия не случайны и свидетельствуют о разных условиях формирования коры платформ и геосинклинально-складчатых поясов.

### ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПРОЦЕССЕ ТЕКТОГЕНЕЗА

Выше были рассмотрены два основных типа земной коры континентов: а) кора древних платформ и б) кора геосинклинальных (складчатых) поясов. Проследим теперь эволюцию этих двух типов коры в процессе геологической истории.

Начнем с платформенного типа земной коры. Для платформ характерны слабые тектонические движения, приводящие в случае поднятий к формированию щитов и антеклиз, а в случае опусканий — к образованию синеклиз. Причину этих движений автор видит в смещении границы М. Смещение границы М вниз (увеличение серпентинизированного слоя) выражается в виде слабого поднятия, что свойственно щитам платформ. Смещение границы М вверх (десерпентинизация низов коры) проявляется в формировании синеклиз. Но платформам эпизодически бывают свойственны и два активных процесса: 1) образование глубинных впадин, примером которых может служить Прикаспийская, и 2) формирование высокогорного рельефа, что наиболее наглядно видно в Прибайкалье или Восточной Африке. Рассмотрим, какие изменения в структуре и вещественном составе коры происходят в процессе формирования глубокой (10—20 км) впадины на платформе.

В гл. 4 было показано, что формирование Прикаспийской и аналогичных ей впадин сопровождалось сокращением в мощности третьего и второго слоев коры платформ. Утонение вследствие этого консолидированной коры приводило в условиях изостазии к опусканию утоняющегося блока и формированию впадины на земной поверхности. Заполнение впадины осадками создавало дополнительную массу, вследствие чего фундамент впадины погружался еще больше. В результате возникал разрез коры, изображенный на рис. 30 и 31.

Непосредственной причиной утонения консолидированной коры была десерпентинизация третьего и второго слоев коры платформ. Такой процесс должен начаться в том случае, если температура на границе М поднимется до  $500^{\circ}\text{C}$ . В этих условиях серпентинит окажется неустойчивым. Начнется процесс образования оливина, сопровождающийся выделением воды. Потеря воды приведет к тому, что породы, слагающие третий, а затем и второй слои коры платформ, станут по минеральному составу и физическим свойствам неотличимыми от породы верхней мантии — граница М будет смещаться вверх по разрезу литосферы. Таким образом, формирование глубоких впадин в коре древних платформ легко объясняется лишь повышением температуры в низах коры.

Процесс океанообразования следует объяснять теми же причинами, что и образование глубоких внутриконтинентальных платформенных впадин, т. е. явлением десерпентинизации нижних слоев коры платформ. Начальным проявлением «океанизации» коры платформ является сокращение толщины коры в окраинных частях материков, прилегающих к океанам. Это явление происходит за счет сокращения в мощности нижнего высокоскоростного слоя коры платформ (см. рис. 85).

Сейсмические исследования показали, что в тех случаях, когда с океаном граничат древние платформы, по обрамлению континента формируются так называемые периокеанические прогибы, где мощность осадков 5—15 км. По геологической истории и строению коры эти прогибы ничем не отличаются от внутриконтинентальных платформенных впадин — им свойственна сокращенная по мощности консолидированная часть коры и лежащие выше мощные толщи осадков. От этих периокеанических прогибов океаническая кора отделяется лишь тем, что вдали от берегов накопилось мало осадков и поэтому удаленные от материков части океанических котловин заполнены в основном водой.

Рассмотрим теперь, какие изменения в коре и верхней мантии происходят в процессе формирования высокогорного рельефа, на древней платформе. Пример с Прибайкальем, которое принадлежит к числу наиболее изученных, показывает следующее. Формирование горного рельефа не сопровождается изменением толщины коры. Граница М находится приблизительно на одной и той же глубине ( $\sim 40$  км) как под равнинными пространствами Сибирской платформы, так и под Байкальской горной областью. Следствием горообразования в Прибайкалье является лишь факт некоторого снижения (до  $7,7$  км/с) скорости сейсмических волн в слое толщиной 10—20 км, лежащем ниже границы М. Многие исследователи считают, что именно этот слой и является причиной неотектонического поднятия. Однако такой вывод следует признать малоубедительным. Дело в том, что в тектоносфере Прибайкалья установлен энергетически значительно более мощный фактор — столетометровый слой пониженных скоростей в верхней мантии на глубинах 80—180 км. Выше отмечалось, что пространственно контуры этого мантийного волновода совпадают с очертаниями высо-

когорной области, что позволяет причинно связывать эти два явления (мантийный волновод и высокогорный рельеф). Возникновение мантийного волновода мощностью не менее 100 км должно было сопровождаться значительным разуплотнением вещества мантии, что отразилось в формировании поднятия на земной поверхности. Поэтому некоторое снижение скорости под корой в слое толщиной 10—20 км следует рассматривать как компенсационный процесс, вызванный поднятием всего блока мантии и коры над волноводом.

Итак, в процессе тектогенеза существенная перестройка коры платформы происходит лишь при формировании впадин (десерпентинизируются два нижних слоя коры). При образовании поднятия, происходящего в основном за счет мантийных источников, кора платформ поднимается вместе с нижележащей мантией. Реакцией на это поднятие является снижение скорости (и плотности) в 10—20-километровом слое ниже границы М.

Обратимся теперь к коре геосинклинальных поясов. Каждый геосинклинальный пояс состоит из нескольких сближенных геосинклинальных трогов и разделяющих их срединных массивов, т. е. обломков платформ [123]. Желая проследить эволюцию земной коры геосинклинального пояса, мы должны рассмотреть характер процессов как в пределах трогов, так и в разделяющих их срединных массивах.

Опускание срединных массивов, расположенных внутри складчатых поясов, вызывается и сопровождается теми же процессами, какие свойственны крупным платформам, поскольку кора у них одинаковая. Наиболее широко срединные массивы опускаются в орогенную эпоху. Образование на них впадин является реакцией на утонение земной коры вследствие ее десерпентинизации.

Кора геосинклинального трога сложена лежащими один над другим складчатыми комплексами, накапливавшимися в процессе погружения. Рассмотрим, какие изменения в структуре коры происходили в процессе формирования трога. Удобно это показать на примере хорошо изученного Кавказско-Туркменского отрезка Средиземноморского пояса. Наиболее полно изучен его герцинско-альпийский этап развития [123].

Формированию трогов предшествовал платформенный режим развития в течение венда — нижнего палеозоя. Этот факт дает основание считать, что перед образованием трогов на их месте существовала нормальная континентальная кора. Заложение герцинских прогибов, а затем унаследовавших их альпийских сопровождалось существенными изменениями в структуре консолидированной коры — увеличение мощности герцинского и альпийского складчатых комплексов сопровождалось сокращением мощности подстилающих (байкальского и добайкальского) складчатых комплексов. В наиболее глубоких участках трогов нижние складчатые комплексы полностью выклиниваются и породы герцинского — альпийского комплексов лежат непосредственно на тонком (10 км) «надмантийном» слое. Таким образом, в пределах

геосинклинального трога происходит погружение материала коры в мантию. Процесс этот оказывается двухступенчатым. Породы, которыми выполнен геосинклинальный трог, погружаясь, достигают высокоскоростного «надмантийного» слоя и как бы «растворяются» в нем, точнее приобретают характерные для него высокую скорость (7 км/с и более) и плотность. На границе М происходит дальнейшее уплотнение пород — они приобретают физические свойства мантии. Скорее всего верхняя и нижняя границы высокоскоростного «надмантийного» слоя являются границами разных ступеней метаморфизма. Можно допустить, что на кровле «надмантийного» слоя имеет место переход к гранулитовой фации метаморфизма, а на его подошве (на границе М) наступает еще более высокая эклогитовая фация метаморфизма. В процессе погружения материала коры в мантию Земли глубина границы М изменяется незначительно. Поэтому без большой ошибки можно считать, что мощность погружившихся в мантию пород приблизительно равна мощности осадков, накопившихся в геосинклинальном троге. В большинстве трогов она составляет десятки километров.

Остановимся на глубинном механизме, приводящем к формированию поднятий в пределах геосинклинального пояса. Что касается слабых по интенсивности, но длительных по времени воздыманий межтроговых срединных массивов, то здесь следует предполагать тот же механизм, что и для крупных платформ — увеличение в мощности серпентинизированного слоя и вследствие этого слабое изостатическое поднятие «разбухающей» коры.

Возникновение высокогорных хребтов внутри геосинклинального пояса следует связывать в первую очередь с формированием в их коре мощных волноводов. На примере Альп, Восточных Карпат, Кавказа, т. е. всех сейсмически изученных горных хребтов, легко показать, что формирование в коре слоя с пониженными скоростями происходило внутри многокилометровой толщи пород, сформировавшихся в течение байкальского и герцинского этапов, а затем в герцинский и альпийский этапы подвергшихся интенсивной гранитизации. Разуплотнение пород коры, вызванное гранитизацией, а возможно и другими процессами (трещиноватость, гидратация пород), и послужило основной причиной формирования на дневной поверхности хребтов.

Итак, образование отрицательных структур (прогибов) как в одном, так и в другом типах земной коры происходит вследствие уплотнения пород в нижней половине коры. Однако в разных типах коры это уплотнение происходит вследствие различных причин. В коре платформенного типа — это десерпентинизация нижних двух третей коры; когда этот процесс заканчивается, дальнейшее прогибание становится невозможным. В коре геосинклинального типа — это эклогитизация пород коры. Она не ограничена во времени, если условия для ее поддержания сохраняются.

Формирование положительных структур (поднятий) происходит вследствие разуплотнения вещества. Если такое разуплотнение скорее идет медленно, то происходят слабые поднятия плат-

## ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ В ИССЛЕДОВАНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕЙСМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Разработанный Г. А. Гамбурцевым метод глубинного сейсмического зондирования открыл широкие возможности в сейсмическом просвечивании земной коры на всю ее толщину. Успешное применение и развитие этого метода позволило сделать крупный шаг в познании глубинного строения территории нашей страны.

Наиболее значительные результаты достигнуты в изучении глубинного строения крупных отрицательных структур, в особенности Днепровско-Донецкого авлакогена и Прикаспийской синеклизы. Удалось определить их морфологию, детально расчленить выполняющие их мощнейшие осадочные толщи, оценить роль разрывных нарушений и т. д. Получены новые данные и о глубинном строении краевых прогибов, оказавшихся структурами длительного развития. Выявлено многоярусное строение впадин Туранской плиты, обнаружены грабенообразные впадины в фундаменте древних платформ.

Значительный интерес достигнут также в изучении тонкой структуры переходного слоя кора — мантия, в исследовании неоднородностей в мантии и т. д.

Однако наряду с констатацией заметных успехов было бы неправильным не видеть и определенных недостатков в проводимых в последние годы сейсмических исследованиях коры и мантии. Увлечшись изучением больших глубин и, в частности, определением рельефа границы М и более глубоких границ, специалисты в области ГСЗ стремились применять методику сейсмических зондирований, позволяющих надежно фиксировать головные преломленные волны и закритические отражения на больших расстояниях (200—500 км) от пункта взрыва. Сейчас научились уверенно регистрировать волны от границы М и от подкоровых границ. Но в таких условиях (при значительном удалении приемника от источника колебания) отражения могут быть получены лишь от пологих границ раздела. Вследствие этого строение коры, в особенности ее верхние 10—15 км, рисуются на сейсмических профилях в виде субгоризонтальных границ раздела, которые либо являются фиктивными, либо в очень схематичном, искаженном виде вскрывают лишь некоторые самые общие особенности строения коры. Такие сейсмические границы, фиксированные в верхней по-

ловине консолидированной коры, часто не удается увязать с конкретными геологическими структурами, обнажающимися на дневной поверхности. Все крутонаклонные границы раздела оказываются пропущенными. Этим и объясняются, на наш взгляд, известное «охлаждение» к глубинным сейсмическим исследованиям со стороны некоторых производственных и научных организаций и, в частности, свертывание в последние годы глубинных сейсмических исследований на территории Казахской ССР и в других местах.

Глубинное сейсмическое зондирование проведено на территории СССР в значительном объеме (более 60 тыс. пог. км профилей) [22]. Наступило время оценить геологическую результативность этих дорогостоящих исследований. Несомненно, что исследование с помощью ГСЗ и низкочастотных модификаций КМПВ крупных и глубоких впадин оказало исключительное влияние на формирование современных теоретических представлений о строении и развитии коры и имело большое практическое значение при выявлении потенциальных областей нефтенакопления. Однако многие профили, в особенности на Восточно-Европейской и Сибирской платформах, в Центральном Казахстане, Приморье, оказались в смысле их геологической информативности малорезультативными. Большой надобности в проведении дополнительных профилей ГСЗ такого типа, на наш взгляд, нет. Подчеркнем, что сейчас мы в общих чертах знаем глубины залегания границы М на территории СССР. Что нового могут дать сейсмические исследования на платформах и в складчатых областях, поставленные с целью изучения рельефа этой границы? Уточнится, например, что эта граница расположена на глубине 42 км, а не 38 км, как это предполагалось ранее на основании изучения корреляционной зависимости между аномалиями силы тяжести и сейсмическими данными. Что это даст для практики? Ничего. Что это даст для теории? Также практически ничего. Осторожно следует относиться к постановке малодетальных точечных сейсмических зондирований, при которых сильно затруднена корреляция волн двух смежных станций, а сейсмическая расслоенность коры выявляется лишь в самом приближенном виде.

Мы практически не имеем сейчас сейсмических профилей, которые были отработаны таким образом, чтобы получить максимум возможной информации об упругих свойствах среды. Желательно прежде всего ограничить число погонных километров сейсмических профилей и резко повысить их качество, т. е. информативность.

Попытаемся наметить некоторые пути развития региональных сейсмических работ в нашей стране. Оптимальная методика геолого-геофизического исследования земных недр определяется двумя основными условиями: а) задачами, которые должны быть решены, и б) возможностями сейсмических и иных геофизических методов. Второму условию были посвящены многие главы этой книги, поэтому мы кратко остановимся на первом.

Теория и практика выдвигают перед геофизической службой значительное число задач, которые мы считаем возможным объединить в три основные группы:

1. Исследование строения недр планеты с целью расшифровки закономерностей ее развития и построения общей теории Земли. Сюда же относится и недавно поставленная проблема исследования сейсмическими методами сейсмоопасных зон земной коры.

2. Изучение глубоких нефтегазонасыщенных бассейнов с целью поисков и разведки месторождений горючих ископаемых.

3. Расшифровка внутренней структуры кристаллического фундамента платформенных и складчатых областей с целью прогнозирования и поисков твердых полезных ископаемых.

В некоторой степени эти задачи могут перекрываться и решаться одновременно. Однако несомненно и то, что каждая из них требует индивидуального подхода.

Остановимся на названных выше задачах. Исследование общих закономерностей строения и развития земных недр требует расшифровки структуры не только коры, но и верхней мантии, а следовательно, увеличения глубинности метода ГСЗ. Для решения такой задачи необходимы профили ГСЗ в 500 км и более на суше и 200—300 км в океанах. Они требуют больших сил и средств, и потому число их в обозримом будущем будет ограничено. Имеющийся опыт таких уникальных работ, например, профиль через Тянь-Шань, Памир и Гималаи свидетельствует о необычайной сложности их выполнения. Помимо больших материальных затрат и времени такие исследования требуют одновременного сосредоточения большого аппаратного парка и четкой организации работ. Наиболее перспективна наряду с искусственными взрывами также регистрация сейсмических волн от близких и удаленных землетрясений. Опыт показывает, что ожидаемый принципиально новый материал о структуре верхней мантии может быть получен лишь в том случае, если детальность этих работ будет приблизительно соответствовать детальности непрерывного сейсмического профилирования, позволяющего надежно провести корреляцию волн на сейсмограммах.

В последние годы в нашей стране получили значительный размах сейсмические исследования с использованием больших взрывов и переносной (на вертолетах или машинах) управляемой по радио аппаратурой. Значительная протяженность обрабатываемых таким образом сейсмических профилей (1000 км и более) позволяет получить волны от мантии Земли. Однако редкая сеть станций и пунктов не позволяет получить необходимое число встречных и нагоняющих годографов, вследствие чего строение земной коры освещается явно недостаточно. Регистрация обменных волн лишь частично компенсирует недостаток информации о среде.

Исследование верхней мантии с помощью взрывной сейсмологии следует проводить в ограниченном объеме, но с системой наблюдений, позволяющей получить максимум информации о среде. Это означает, что для расчленения как земной коры, так и верхней

мантии на таких уникальных сейсмических профилях должны регистрироваться все типы волн в оптимальных для этого условиях. Наряду с фиксацией головных преломленных волн на больших удалениях необходимо максимально использовать отраженные и обменные волны, т. е. иметь необходимую плотность сейсмических станций и пунктов взрыва.

В ближайшие годы существенный объем сейсмических исследований будет выполнен с целью детального изучения коры сейсмоактивных зон. Использование метода ГСЗ с целью прогноза землетрясений может привести к крупным успехам, однако здесь в еще большей степени требуется увеличение детальности наблюдений. Задача ставится следующим образом. Необходимо в пределах всей исследуемой очаговой зоны, т. е. на площади в несколько тысяч квадратных километров, изучить упругие свойства среды в такой степени, чтобы можно было надежно строить годограф предполагаемого землетрясения, эпицентр которого находится в пределах исследуемой территории. Для этого необходима обработка серии параллельных и пересекающихся профилей, что позволит создать трехмерную сейсмическую модель среды. Особенно детально должны исследоваться зоны происшедших и предполагаемых землетрясений. Очевидно, что такие трудоемкие и дорогостоящие работы могут быть поставлены лишь в ограниченном числе мест. В качестве первоочередных могут быть названы: эпицентральная область Ашхабадского землетрясения 1948 г., Гармский геофизический полигон и предгорья Заилийского Алатау (район г. Алма-Ата). Детальные сейсмические профили должны сопровождаться бурением глубинных скважин. Это позволит, с одной стороны, проверить результаты сейсморазведки, а с другой стороны — использовать ствол скважины для регистрации сейсмических волн на глубине.

Второе направление региональных сейсмических работ — расшифровка глубинного строения нефтегазоносных впадин — развивается успешно. Здесь достигнуты наиболее ошутимые результаты как в отношении методики, так и расшифровки глубинного строения. Однако и в этих работах необходимо стремиться к увеличению детальности наблюдений.

Третье направление сейсмических исследований коры — расшифровка внутреннего строения щитов древних платформ и складчатых поясов — развивается хуже всего. Между тем в фундаменте платформ и складчатых поясов сконцентрированы почти все виды минерального сырья.

Исследование земной коры щитов сейсмическими методами как по объему, так и по детальности работ резко отстает от изучения отрицательных структур (впадин). Недостаточная изученность глубинного строения древних щитов нашей страны (Балтийского, Украинского, Анабарского, Алданского) затрудняет другие исследования. Мы до сих пор практически не знаем, каков возраст и состав пород, залегающих на щитах на глубинах 5—10 км. Крайне слабо разработана региональная стратиграфия докем-

брийских пород Балтийского и других щитов. Вследствие этого нет достаточно обоснованных представлений о структуре Балтийского щита, относительно и абсолютном возрасте слагающих его метаморфических серий (кольской, беломорской и т. д.).

Изучение геологической истории и тектонического строения щитов открывает широкие перспективы в исследовании кардинальных проблем в науках о Земле. Только на древних щитах доступны изучению наиболее ранние этапы истории Земли. Исследования древних пород, слагающих щиты, позволит выяснить условия, существовавшие в начальный период жизни Земли. Щиты — наиболее благоприятный объект для изучения метаморфизма и его влияния на формирование сейсмических слоев земной коры.

Не менее важное практическое и теоретическое значение представляет детальное исследование структуры антиклинориев байкальской, палеозойской и мезозойской и альпийской складчатых областей. Необходимы изучение глубинной структуры, реконструкция начальных этапов развития складчатых поясов, исследование морфологии и истории становления магматических тел. Понимается, что все эти исследования следует вести под углом поисков закономерностей размещения полезных ископаемых.

В ближайшие годы в связи с ростом технических возможностей добыча полезных ископаемых будет вестись со все больших глубин. Поиски и разведка месторождений на глубине невозможны без детального расчленения сложнодислоцированных метаморфизованных комплексов пород, слагающих щиты платформ и складчатых поясов. Ведущая роль здесь будет принадлежать сейсмическим методам исследования.

Неудовлетворительное состояние с изучением верхних 10—15 км консолидированной коры антиклинальных структур и щитов настоятельно требует постановки специальных работ. Опыт проведения таких работ имеется, но, к сожалению, ставятся они пока еще в очень небольшом объеме. Так, в течение нескольких последних лет разрабатывается методика изучения кристаллического фундамента Балтийского щита с помощью регистрации отраженных волн в докритической области и в области, близкой к критическому углу. Таким путем можно фиксировать в земной коре отражающие площадки с углами наклона до 60—80° к горизонту и выявлять реальные геологические структуры. При изучении глубинной структуры раннепротерозойских прогибов (Ветреный пояс, Имандра-Варзуга, Печенгский синклиорий) удалось проследить приразломные отрицательные структуры на глубину 10—15 км от дневной поверхности. Эти работы позволили расшифровать глубинное строение корней раннепротерозойских прогибов, изучить их морфологию, определить углы наклона глубинных разломов, установить мощность слагающих их осадочно-вулканогенных толщ и т. п. Некоторый опыт по изучению сейсмическими методами структуры верхних 10—20 км коры имеется для Среднего Урала. По Свердловскому и Асбестовскому сейсмическим профилям (МОВ — КМПВ) в ряде случаев оконтурены гранитные батолиты,

а также определено положение разного рода разрывных нарушений. На профилях показано большое число отражающих площадок различной ориентировки. Однако в этом случае глубинная структура оказалась настолько сложной, что применявшаяся методика не позволила однозначно ее расшифровать. Геологическая природа отражающих площадок, которые нередко расположены в двух пересекающихся направлениях в одном сейсмическом слое, осталось в большинстве случаев невыясненной. Построенные по головным волнам преломляющие границы на глубине 2—5 км не согласуются с положением отражающих площадок. На примере Урала убедительно показано, что расшифровка его глубинной структуры с помощью сейсморазведки — задача чрезвычайно сложная, и выбор оптимальной методики исследования должен разрабатываться на более простых по тектоническому строению структурах.

С помощью докритических отраженных волн в небольшом объеме ведется исследование верхних 2—4 км кристаллической коры Украинского щита в Криворожском районе и в ряде других мест. Но в этом случае решаются уже скорее задачи рудничной сейсморазведки.

Изучение верхних 10—15 км консолидированной коры антиклинориев и щитов — задача первостепенной важности. Она должна осуществляться путем проведения специальных сейсмических профилей в комплексе с бурением глубоких и сверхглубоких скважин [68].

Имеющийся опыт позволяет осуществлять проходку скважин глубиной до 7—8 км в кристаллических породах с помощью серийного бурового оборудования за сравнительно короткое время (2—3 года). Стоимость единой 7-километровой скважины в кристаллических породах будет дешевле, чем скважина такой же глубины, пройденная в осадочных породах (вследствие экономии обсадных труб). Таким образом назрела необходимость приступить к проходке серийных скважин в кристаллических породах глубиной до 7—8 км. Желательно вдоль каждого планируемого геолого-геофизического профиля пробурить последовательно 1—3 скважины с тем, чтобы получить геологические разрезы в разных по геологическому и геофизическому строению зонах, пересекаемых профилем. В зависимости от конкретных задач глубина скважин может быть и меньшей. С другой стороны, возможно, что некоторые из наиболее перспективных скважин после осуществления первого этапа бурения будут углублены до 10 км.

Результаты бурения проверят и дополнят материалы наземных сейсмических наблюдений. Кроме того, стволы скважин будут использованы для осуществления широкого комплекса околоскважинных геофизических наблюдений и для проведения сейсмических исследований с высокой разрешающей способностью.

Обобщение и сопоставление всех результатов исследования по профилю позволят получить достаточно полное представление о современной структуре и последовательности формирования зем-

ной коры щитов и антиклинориев, восстановить древнейшие этапы развития земной коры и механизм ее преобразования, осветить проблему рудообразования и решить ряд других важных задач, стоящих перед науками о Земле.

В качестве первоочередных рекомендуются следующие районы, где надлежит выбрать места сейсмических профилей для комплексного изучения коры: Кольский полуостров (1—2 профиля), Украинский щит (2 профиля). Урал (2—3 профиля), Центральный (или Восточный) Казахстан (1—2 профиля), Закавказье (1 профиль).

Очевидно, что на первом этапе детальные сейсмические исследования щитов и антиклинориев будут стоить дороже в расчете на погонный километр, чем обычные исследования методом КМПВ и ГСЗ, однако несомненно, что геологическая результативность таких работ окажется много выше.

Первоочередными объектами исследования, помимо нефтегазосных бассейнов, должны стать потенциально рудоносные районы щитов и складчатых поясов, а также зоны высокой сейсмической опасности.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сейсмический метод изучения земной коры является наиболее информативным среди других геофизических методов, так как он позволяет количественно определить величину неоднородностей и их пространственное положение в коре. Результативность сейсмических зондирований зависит прежде всего от применяемой системы наблюдений, т. е. детальности проводимых работ. К сожалению, большинство выполненных в последние годы сейсмических профилей принадлежат к числу малодетальных, и большая часть информации, какую они могли дать, потеряна.

Изучение упругих свойств горных пород в условиях давлений и температур, господствующих в земной коре, показало, что по величине замеренной в коре скорости сейсмических волн нельзя уверенно определить вещественный и химический составы горной породы. На скорость существенное влияние оказывают пористость, трещиноватость, минеральный состав, степень метаморфических изменений и количество кристаллизационной воды.

Геологическая интерпретация сейсмических зондирований земной коры представляет многоплановую проблему, включающую всесторонний анализ сейсмических данных, изучение физических свойств горных пород, реконструкцию геологической истории региона. Расшифровка геологической природы сейсмических границ и слоев в земной коре потребовала обобщения геологических данных и, в частности, составления структурных схем по опорным геолого-геофизическим горизонтам. Эти схемы, проверенные и уточненные с помощью сейсмических профилей, представляют самостоятельный научный интерес. Они позволяют оценить суммарный результат тектонических движений и реконструировать мор-

фологию наиболее крупных геологических структур, интерпретировать глубинное строение и развитие коры.

Новейшие материалы ГСЗ не подтвердили данные о том, что в коре присутствует повсеместно развитая сейсмическая граница Конрада, разделяющая кору на «гранитный» и «базальтовый» слои. Термины эти следует полностью исключить из употребления в научной литературе.

Анализ сейсмических профилей, пройденных в пределах складчатых областей разного возраста, показал, что в земной коре имеются сейсмические границы как структурной, так и метаморфической природы. Структурную природу имеют отражающие площадки в осадочном слое, в нижней и средней частях консолидированной коры. Это контакты пород разного вещественного состава. Зоны разрывных нарушений также трассируются отраженными волнами. Преломляющие границы в осадочном слое литолого-структурные. В консолидированной коре преломляющие границы обычно разделяют разновозрастные складчатые комплексы, например отделяют осадочный слой от фундамента, или же служат границей разных структурных ярусов внутри фундамента. Однако в отличие от отражающих преломляющая граница оказывается в значительной степени осредняющей, сглаживающей реально существующие неровности.

В некоторых случаях построенная по преломленным волнам сейсмическая поверхность может быть фиктивной, отражая лишь некоторый градиент увеличения скорости с глубиной.

Граница М, фиксирующаяся как преломленными, так и отраженными волнами, является метаморфической границей. Это определяется тем, что граница смещается вверх и вниз по разрезу литосферы. Сейсмические материалы позволяют различить перемещающуюся границу М от границы М, которая в течение длительного времени была в неподвижном состоянии. Для новообразованной границы характерны слабая отраженная волна и сильная преломленная. Для длительно неподвижной границы М, наоборот, свойственна сильная отраженная волна. Вероятно, метаморфическую природу имеет и регионально развитая граница, расположенная на 8—12 км выше границы М. Этот сейсмический рубеж, являясь кровлей высокоскоростного слоя, повторяет рельеф границы М.

Анализ сейсмических и историко-геологических данных показал, что в процессе геотектонического развития формируются два типа земной коры. Первый тип, названный платформенно-океаническим, образуется в процессе длительных поднятий. Кора этого типа состоит из трех сейсмических слоев — верхний и нижний характеризуются значительным градиентом изменения скорости, тогда как в среднем слое градиент низкий или же имеет место инверсия скорости. Верхний градиентный слой платформ сложен архейскими и частично протерозойскими породами, тогда как средний слой состоит из серпентинизированных гипербазитов. Более высокая степень серпентинизации ультраосновных пород в сред-

нем служит причиной проявления там волноводов. Океаническая кора является производной от платформенной коры. Десерпентинизация гипербазитов, слагающих нижние две трети коры платформ, вызванная некоторым подъемом температуры, приводит к тому, что сейсмическое зондирование показывает тонкую кору там, где ранее была кора нормальной мощности, свойственная платформам.

Второй тип коры назван осадочно-геосинклинальным. Разрез коры формируется в процессе длительного и устойчивого прогибания, свойственного геосинклинальным трогам. Кора этого типа на всю мощность состоит из осадков, степень метаморфизма которых возрастает с глубиной. В зависимости от конкретной геологической истории сейсмический разрез коры состоит из разного числа сейсмических границ. Слои с пониженными скоростями образуются вследствие различий в литологическом составе пород либо в результате гранитизации мощных осадочных толщ.

Сейсмические исследования верхней мантии позволили установить два типа существующих неоднородностей — реликтовые и новообразованные. Первые возникли в докембрии или палеозое, они изостатически уравновешены и объясняются различиями в минеральном составе пород. Вторые связаны с современными геодинамическими процессами и определяются состоянием вещества — его частичным плавлением. Выделяются три типа верхней мантии: 1) мантия платформ и океанических котловин (слои с пониженными скоростями отсутствуют или маломощны); 2) мантия горных поясов континентов и срединно-океанических хребтов океанов (мощные слои с пониженными скоростями); 3) мантия современных геосинклиналей (зона повышенных скоростей, уходящая вниз под крутым углом).

Дальнейшее развитие сейсмических зондирований земной коры зависит прежде всего от постановки детальных сейсмических работ, позволяющих получить максимум необходимой информации об упругих свойствах среды. Детальные сейсмические исследования желательнее комплексировать с глубоким и сверхглубоким бурением, позволяющим получать прямую информацию о структуре и вещественном составе земных недр.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авчан Г. М. Физические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах. М., Недра, 1972.
2. Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов. Пироксены и амфиболы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 9, с. 1339—1344.
3. Алексеев А. С. О кинематических и динамических основах глубинных волн в случае некоторых теоретических моделей земной коры.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., 1962, с. 320—333.
4. Алексеев А. С. Модель строения верхней мантии по объемным сейсмическим волнам.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев, 1977, с. 67—83.
5. Базовкина И. Г., Краснопецева Г. В. Современное состояние изучения природы границы Мохоровичича. М., ВИЭМС, 1978.
6. Бандалетов С. М. Силур Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1969.
7. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975.
8. Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., Недра, 1972.
9. Беляевский Н. А. Скорости распространения продольных сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича для территорий СССР.— Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 2, с. 309—312.
10. Богданов А. А. О термине «структурный этап».— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, № 1, с. 3—16.
11. Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, № 5—6, с. 3—18.
12. Богданова С. В., Подоба Н. В., Серова А. Д. О глубинной структуре и составе фундамента восточной части Русской плиты.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12, с. 19—31.
13. Борисов А. А. Об эволюции земной коры в процессе тектогенеза.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2, с. 3—8.
14. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., Недра, 1967.
15. Бородулин М. А., Михалев А. К. Особенности структуры верхней мантии земной коры по профилю Батайск—Милютинская.— Геол. журн., 1973, т. 33, вып. 5, с. 20—26.
16. Быкова М. С. Стратиграфия и фациальные комплексы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
17. Булин Н. К. О природе пологих сейсмических границ в консолидированной земной коре.— Геотектоника, 1970, № 4, с. 43—55.
18. Булин Н. К. Об одной сейсмической границе в консолидированной коре Евразии.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1974, № 8, с. 5—17.
19. Булин Н. К. Некоторые новые представления о строении земной коры по сейсмическим данным.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, № 5, с. 73—77.
20. Ващилов Ю. Я. Глубинные разломы юга Яно-Колымской синклиналиной зоны и Охотско-Чаунского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур.— Сов. геология, 1963, № 7, с. 54—72.
21. Винник Л. П. Исследования мантии Земли сейсмическими методами. М., Наука, 1976.
22. Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., Недра, 1973.
23. Вопросы методики глубинного сейсмического зондирования. Новосибирск, Наука, 1972.

24. Восточная часть Балтийского щита (геология и глубинное строение). М., Наука, 1975.
25. Галкин Н. Е. Физические свойства глубинных метаморфических и магматических пород при высоких давлениях и температуре. М., Недра, 1977.
26. Галкин Н. Е. Строение земной коры северо-западной части Кольского полуострова.— Геология и разведка, 1975, № 6, с. 15—23.
27. Галкин И. Н. Построение моделей земной коры. М., Наука, 1972.
28. Гамбурцев Г. А. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1960.
29. Гафаров Р. А. Строение фундамента Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сравнительной тектоники древних платформ.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 20—27.
30. Геофизические исследования и тектоника Юга европейской части СССР. Киев, Наукова думка, 1969.
31. Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Владивосток, 1975.
32. Герман Л. Л. Метаморфические породы гранулитовой фации в Ганальском хребте Камчатки.— Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 5, с. 680—682.
33. Гизе П., Морелли К. Детальная структура земной коры в некоторых средиземноморских орогенных системах.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев, 1977, с. 194—201.
34. Глубинное изучение земной коры Прикаспийской впадины методом ГСЗ и сейсмическими наблюдениями станция «Земля»/С. М. Альтер, Н. И. Леонов, В. А. Циммер и др.— В кн.: Состояние и задачи развед. геофизики. М., 1970, с. 53—58.
35. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л.—М., Гостехиздат, 1962.
36. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М., Наука, 1971.
37. Глубинное сейсмическое зондирование исследования в Западной Сибири. Сб. статей под ред. Н. Н. Пузырева. М., Наука, 1970.
38. Глубинные сейсмические исследования в Кузбассе с использованием промышленных взрывов и аппаратуры «Тайга»/С. В. Крылов, Г. В. Егоров, Л. В. Дубовик и др.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970, вып. 93.
39. Глубинное строение земной коры Копетдага/Г. И. Амурский, А. А. Борисов, В. И. Лыков, И. Ф. Щеглова.— Бюл. МОИП., Отд. геол., 1968, № 6, с. 5—15.
40. Глубинное строение земной коры (Результат исслед. по межд. геофиз. проектам). М., Наука, 1975.
41. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М., Наука, 1976.
42. Глубинное строение Урала. М., Наука, 1968.
43. Глубинное строение Украинского щита по сейсмическим данным/В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, А. А. Трипольский и др.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев, 1977, с. 30—45.
44. Годин Ю. Н. Глубинное строение Туркмении по геофизическим данным. М., Недра, 1969.
45. Годин Ю. Н. Сейсмические исследования земной коры, проведенные ВНИИГеофизикой на Русской платформе и в Средней Азии в 1956—1960 гг.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., 1962, с. 66—76.
46. Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в районе Ферганской впадины.— Докл. АН СССР, 1960, т. 133, № 6, с. 1398—1401.
47. Давыдова Н. И. Изучение тонкой структуры области перехода от коры к мантии. М., Наука, 1977.
48. Давыдова Н. И., Шварц Я. Б., Ярошевская Г. А. Волновая картина при глубинном сейсмическом зондировании на профиле Магадан—Колыма.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., 1962, с. 133—144.
49. Дружинин В. С., Беликова Д. А., Рыбалка В. М. Отражающие свойства границы Мохоровичича на восточной окраине Русской платформы.—

магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М., Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 8, с. 21—33.

50. Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Соболев И. Д. Связь тектоники и Недра, 1976.

51. Егоркин А. В. О скоростной характеристике кристаллических частей земной коры.— В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., 1974, с. 27—44.

52. Еланский Л. Н., Бархатова З. С., Толстова В. А. Глубинное геологическое строение Куйбышевской области.— Тр. КуйбышевНИИ, 1963, вып. 18, с. 1—210.

53. Епинатьева А. М. Физические основы сейсмических методов разведки. М., Изд-во МГУ, 1970.

54. Жданов В. В. О двух типах земной коры без гранитного слоя на севере Балтийского щита.— Сов. геология, 1965, № 5, с. 101—111.

55. Жданов В. В. О природе поверхности Конрада.— В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., 1971, с. 102—106.

56. Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзагональных впадин Восточно-Европейской платформы. М., Наука, 1972.

57. Зарудный Н. Н., Резанов И. А. Глубинное геологическое строение Корякско-Камчатской складчатой области.— Изв. высш. уч. зав. Геология и разведка, 1976, № 2, с. 17—24.

58. Захидов А. У. Тектоника Прикарабагазья.— Сов. геология, 1971, № 7, с. 71—84.

59. Земная кора восточной части Балтийского щита, геология и глубинное строение. М., Наука, 1975.

60. Земная кора Казахстана. Сб. статей. Алма-Ата, Наука, 1967.

61. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М., Наука, 1977.

62. Земная кора основных тектонических структур запада СССР (по профилю Черное море—Карское море)/Н. А. Беляевский, Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский, А. В. Егоркин и др.— В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., 1976, с. 48—57.

63. Зуннунов Ф. Х. Земная кора Восточного и Южного Узбекистана.— Геофиз. сб. АН УССР, 1976, № 72, с. 78—96.

64. Ильинский В. М., Лимбергер Ю. А. Геофизические исследования глубоких скважин. М., Недра, 1977.

65. Ишутин В. В. О структурных связях Мангышлакско-Центрально-устуртских и Туаркыро-Капланкырских дислокаций.— Бюл. МОИП, отд., геол., 1974, вып. 4, с. 35—42.

66. Ишутин В. В. Новые данные о глубинном геологическом строении Каракумов (по материалам сейсмических исследований ГСЗ—КМПВ по профилю Копетдаг—Аральское море).— В кн.: Тектоника Туркмении. М., 1966, с. 82—85.

67. Казанли Д. Н., Попов А. А. Характеристика глубинных волн, зарегистрированных в Центральном Казахстане.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., 1969, с. 113—132.

68. Карус Е. В., Резанов И. А. Геологические и геофизические задачи сверхглубокого бурения.— Изв. высш. уч. зав. Геология и разведка, 1976, № 6, с. 3—10.

69. Косминская И. П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии. М., Наука, 1968.

70. Косминская И. П., Тулина Ю. В. Опыт применения метода глубинного сейсмического зондирования для изучения строения земной коры некоторых районов Западной Туркмении.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, № 7, с. 874—894.

71. Краснопевцева Г. В. К вопросу о глубинном строении земной коры Закавказья.— Сов. геология, 1966, № 2, с. 159—163.

72. Краснопевцева Г. В., Резанов И. А., Шевченко В. И. Глубинное строение центрального сектора Большого Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 1, с. 29—41.

73. Краснопевцева Г. В., Резанов И. А. Особенности волновой картины,

связанной с границей Мохоровичича на Кавказе.— Изв. высш. уч. зав. Геология и разведка, 1974, № 10, с. 151—152.

74. Крылов С. В., Мишенькин Б. П. О геологическом истолковании сейсмических границ в земной коре.— В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., 1971, с. 55—62.

75. Кузин И. П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М., Наука, 1974.

76. Кунин И. Я., Иванов А. П., Шацков В. И. Глубинное строение Южного Казахстана по результатам глубинного сейсмического зондирования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. XV, № 6, с. 53—66.

77. Кунин Н. Я., Хрычев Б. А. Изучение волноводов при исследованиях ГСЗ.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 11, с. 57—67.

78. Литвинович И. В. Каменноугольные и пермские отложения западной части Центрального Казахстана. М., Изд-во МГУ, 1962.

79. Левенштейн М. Л., Павленкова Н. И., Баранова Е. П. Особенности строения фундамента наиболее прогнутой части Днепровско-Донецкой впадины.— Геол. журн., 1971, т. XXXI, вып. 2, с. 77—82.

80. Литвиненко И. В., Дехнич М. Я., Некрасова К. А. Глубинное сейсмическое зондирование на территории Балтийского щита.— В кн.: Сейсмические исследования. XXII раздел, программа ГСС (Сейсмология, № 4). М., 1960, с. 47—54.

81. Литвиненко И. В. Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского щита.— Докл. АН СССР, 1963, т. 149, № 6, с. 1409—1411.

82. Литвиненко И. В. О некоторых результатах изучения глубинных разрывов земной коры различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 185—190.

83. Литвиненко И. В., Коровина Л. К. Строение земной коры Печенгского района.— В кн.: Строение и задачи разведочной геофизики. М., 1970, с. 85—96.

84. Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., Наука, 1974.

85. Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1975.

86. Лучицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Деформация гипербазитов при высоких давлениях и температурах.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, 1971, с. 148—152.

87. Маловицкий Я. П. Тектоника дна Средиземного моря. М., Наука, 1978.

88. Маркова И. С. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бетпак-Далы. М., Изд-во АН СССР, 1961.

89. Материалы Международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев, Наукова думка, 1969.

90. Милановский Е. Е. Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса.— Сов. геология, 1967, №1, с. 27—43.

91. Милановский Е. Е. Проблема происхождения и развития структуры Северной Атлантики.— В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. М., 1977, с. 71—72.

92. Милашин А. П. О соотношениях в структуре океанической коры.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, 1971, с. 174—177.

93. Милашин А. П. О средних значениях мощностей и скоростей продольных волн в слоях земной коры океанов.— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6, с. 1480—1432.

94. Модели земной коры и границы М/Н. И. Давыдова, И. П. Косминская, Н. И. Капустян, Г. Г. Михота.— Геофиз. сб., 1963, вып. 51, с. 49—65.

95. Моисеенко Ф. С. Взаимосвязь глубинного и поверхностного строения земной коры. Новосибирск, Наука, 1971.

96. Мокшанцев К. Б. Структурный контроль проявления кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. М., Наука, 1974.

97. Москалева С. В. Серпентинизация как один из процессов, обуславливающих возникновение границ в земной коре.— В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., 1971, с. 117—123.

98. Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитонность. Л., Недра, 1974.

99. Москаленко В. И., Маловицкий Я. П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 9, с. 23—33.
100. Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969, № 2, с. 3—21.
101. Непрочнов Ю. П. Сейсмические исследования в океане. М., Наука, 1977.
102. Неоднородности кристаллического фундамента по сейсмическим данным. Под ред. А. М. Епинатьевой и А. В. Николаева. М., Наука, 1977.
103. Нерсесов И. Л., Артемьев М. Е., Досимов А. Выделение плотностных неоднородностей литосферы высокогорных районов Средней Азии по данным гравиметрии и сейсмологии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 5, с. 16—24.
104. Никитин Н. Ф. Ордовик Казахстана. Т. I—II. Алма-Ата, Наука, 1970.
105. Новые данные о структуре восточней части Предкавказья по результатам региональных геофизических работ/Е. Н. Багинская, Д. В. Несмеянов, И. А. Билданова и др.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 6, с. 63—71.
106. О глубинном строении Коростенского плутона по сейсмическим данным/В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, Л. Г. Калютная, Л. А. Хилинский.— Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 5, с. 1215—1217.
107. Орленок В. В. О строении осадочной толщи и развитии земной коры Атлантического океана.— В кн.: Проблемы освоения Мирового океана. Калининград, 1977, с. 3—21.
108. Павленкова Н. И. Волновые поля и модели земной коры. Киев, Наукова думка, 1973.
109. Павленкова Н. И., Смелянская Т. В. Характеристика сейсмических границ в земной коре Украины.— В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., 1971, с. 45—54.
110. Пасечник И. П. Характеристика сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях. М., Наука, 1970.
111. Попов А. А., Аргентов В. В., Оспанов А. Б. Строение земной коры Центрального Казахстана по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1967, № 1, с. 3—17.
112. Померанцева И. В., Можженко А. Н. Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля». М., Недра, 1977.
113. Природа сейсмических границ в земной коре. Под ред. Н. И. Давыдовой и И. А. Резанова. М., Наука, 1971.
114. Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Мишенькин Б. П. Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск, Наука, 1975.
115. Раджабов М. М. О структуре кристаллической части земной коры Куринской впадины по сейсмическим данным.— В кн.: Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. Л., Недра, 1969, с. 127—135.
116. Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. М., Изд-во АН СССР, 1959.
117. Резанов И. А. К вопросу о геологической интерпретации данных глубинного сейсмического зондирования.— Сов. геология, 1960, № 6, с. 65—77.
118. Резанов И. А. О строении земной коры платформенных областей.— Бюл. МОИП, 1962, № 1, с. 65—77.
119. Резанов И. А. О геологической интерпретации профиля глубинного сейсмического зондирования Магадан—Колыма.— Изв. АН СССР. Сер. геоф., 1962, № 7, с. 865—872.
120. Резанов И. А. О геологической природе сейсмических границ в земной коре.— В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., 1971, с. 124—132.
121. Резанов И. А., Абдрахимов М. З., Злобин В. Л., Бессмертная Е. Глубинное строение Печенгского синклинория.— Геология и разведка, 1978, № 12, с. 25—37.
122. Резанов И. А., Галдин Н. Е. О геологическом значении анизотропии сейсмических скоростей в земной коре.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 14, с. 10—16.

123. *Резанов И. А., Шевченко В. И.* Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М., Недра, 1978.

124. *Резанов И. А., Чамо С. С.* О причинах отсутствия гранитного слоя во впадинах типа Южно-Каспийский и Черноморский.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2, с. 3—11.

125. *Результаты* изучения горизонтальных неоднородностей мантии по профилю Памир—Байкал/А. С. Алексеев, М. М. Лаврентьев, В. Г. Романов, И. Л. Нерсесов.—В кн.: Математические проблемы. Вып. 2, Новосибирск, 1971.

126. *Ризниченко Ю. В.* О сейсмической квазианизотропии.—Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1949, № 6, с. 518—544.

127. *Ризниченко Ю. В., Косминская И. П.* О природе слоистости земной коры и верхней мантии.—Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 2, с. 323—325.

128. *Рогожина В. А.* Область пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии.—В кн.: Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск, 1977, с. 29—48.

129. *Рокитянский Н. И.* Аномалия электропроводности в земной коре на Карпатах.—Изв. АН СССР. Физика Земли, 1962, № 10, с. 97—100.

130. *Ронов А. Б., Ярошевский А. А.* Химический состав земной коры.—В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинами. Киев, 1971, с. 192—206.

131. *Ростовцев К. О.* История развития и фациально-тектоническая зональность Западного Кавказа и Западного Предкавказья в юрском периоде.—В кн.: Особенности геологического строения и нефтегазоносности Предкавказья и сопредельных районов. М., 1965, с. 88—111.

132. *Ростовцев К. О., Азарян Н. Р.* Граница палеозоя и мезозоя в Закавказье и новый ярус верхней перми.—Сов. геология, 1974, № 4, с. 70—82.

133. *Связь* поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, Наукова думка, 1971.

134. *Сейсмические исследования* земной коры Памира и Южного Тянь-Шаня/С. А. Алиев, Н. А. Беляевский, Е. М. Бутовская и др. М., Наука, 1977.

135. *Сейсмические исследования* земной коры Западной Сибири/С. В. Крылов, Л. А. Рудницкий, Б. П. Мишенькин и др.—Тр. Ин-та геол. и геофиз. АН СССР, вып. 93.

136. *Сейсмические модели* земной коры и верхней мантии территории СССР. Под ред. С. М. Зверева, И. П. Косминской. М., Наука, 1980.

137. *Скоростные разрезы* верхней мантии по материалам ГСЗ на суше/А. В. Егоркин, Л. Н. Старобинец, В. С. Дружинин.—Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 7, с. 27—41.

138. *Смирнов Я. Б.* Тепловой поток и распределение глубинных температур в тектонически активных поясах Земли (в связи с проблемами тектоники и магматизма).—В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969, с. 243—249.

139. *Соболев Н. В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974.

140. *Соллогуб В. Б.* О природе сейсмических границ земной коры.—Геофиз. сб., 1968, № 25, с. 35—48.

141. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Глубинное строение и эволюция земной коры.—В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев, 1975, с. 118—141.

142. *Стратиграфия* декабря Казахстана и Тянь-Шаня. Под ред. Ю. А. Зайцева, Б. М. Келлера, М. А. Семихатова. М., Изд-во МГУ, 1971.

143. *Строение* земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., Наука, 1964.

144. *Строение* земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., Наука, 1976.

145. *Строение* земной коры в Западной Сибири (по результатам глубинного сейсмического зондирования). Сб. статей под ред. Н. Н. Пузырева и С. В. Кырлова. Новосибирск, Наука, 1974.

146. *Строение* земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев, Наукова думка, 1978.

147. *Строение* и вещественный состав земной коры Центральной Камчатки/Г. И. Аносов, О. В. Веселов, Ю. А. Павлов и др.—Сов. геология, 1976, № 6, с. 25—38.

148. *Строение* континентальной земной коры на территории СССР (по геофизическим данным)/Л. В. Булина, Н. К. Булин, Г. И. Мартынова, Д. М. Мильштейн. Л., Недра, 1974.

149. *Строение* складчатого основания Равнинного Крыма/В. М. Муратов, В. Г. Бондаренко, Л. Г. Плахотный, Н. И. Черняк.—Геотектоника, 1968, № 4, с. 54—69.

150. *Суворов* А. А. Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск, Наука, 1975.

151. *Схема* астеносферных зон Советского Союза/А. С. Алексеев, Л. Л. Ваньян, М. Н. Бердичевский и др.—Докл. АН СССР, 1978, т. 234, № 4, с. 177—180.

152. *Тектоника* Предкавказья/М. Ф. Мирчинк, Н. А. Крылов, А. И. Летаевин, Я. П. Маловицкий, М., Госгеолтехиздат, 1963.

153. *Тулина Ю. В., Зверев С. М., Красильщикова Г. А.* Земная кора и верхи мантии в области фокальной зоны у Восточной Камчатки.—В кн.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М., Наука, 1972.

154. *Тулина Ю. В., Ярошевская Г. А.* Внутренняя структура земной коры. М., Наука, 1976.

155. *Упругие свойства* пород при высоких давлениях/Т. С. Лебедев, Д. В. Корниенко, В. И. Шаповал, В. А. Корчин. Киев, Наукова думка, 1972.

156. *Утнасин В. К., Балеста С. Т., Эрлих Э. Н.* Глубинное строение структурных зон Камчатки.—Сов. геология, 1975, № 2, с. 67—80.

157. *Файзуллин И. С.* Отраженные, проходящие и головные волны от тонких слоев по данным микромоделирования.—Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 8, с. 12—22.

158. *Файгельсон А. Ш.* Архимедово равновесие земной коры.—В кн.: Изостатия. М., 1973, с. 44—48.

159. *Федотов С. А., Славина Л. Б.* Оценка скорости продольных волн в верхней части мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчатки.—Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 2, с. 8—31.

160. *Хаин В. Е.* Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса.—Вестн. МГУ. Геология, 1970, № 2, с. 36—72.

161. *Хариков Б. А.* Особенности строения земной коры в пределах Большого Балхана и сопредельных с ним территорий по данным регионального сейсморазведочного профиля.—В кн.: Тектоника Туркмении. М., 1966, с. 98—106.

162. *Халевин Н. И.* Сейсмология взрывов на Урале. М., Наука, 1975.

163. *Халевин Н. И., Таврин И. Ф., Кузнецов А. А.* Характеристика разрывных нарушений Урала (по геофизическим данным).—Геотектоника, 1969, № 5, с. 66—75.

164. *Хесс Г. Г.* Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез.—В кн.: Земная кора. М., 1955, с. 250—263.

165. *Хитаров Н. И., Леонидов В. Я., Пугин В. А.* Процесс серпентинизации и связанный с ним вопросы.—В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., 1976, с. 194—210.

166. *Хрычев Б. А., Вакулин И. С., Толманов В. Н.* Блоковая структура земной коры по профилю Темиртау—Куйбышев.—В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата, 1973, с. 96—112.

167. *Циммер В. А.* О природе глубинных границ раздела в Прикаспийской впадине.—В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев, 1977, с. 302—306.

168. *Чамо С. С.* Глубинное тектоническое строение восточного борта Южно-Каспийской впадины по данным КМПВ.—Прикладная геофизика, 1962, вып. 32, с. 16—25.

169. *Чекунов А. В.* Кризисные явления в ГСЗ.—Геофиз. сб. АН УССР, 1972, вып. 46, с. 21—32.

170. *Чекунов А. В.* Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев, Наукова думка, 1972.

171. *Чекунов А. В., Кучма В. Г., Сигналов Я. Б.* Некоторые принципиально важные свойства разломов.—Геофиз. сб. АН УССР, 1977, вып. 77, с. 3—12.

172. Чекунов А. В., Кучма В. Г. О наклонах глубинных разломов.— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6, с. 1441—1443.
173. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Т. 3. Баку, Изд-во АН АзССР, 1967.
174. Шевченко В. И., Резанов И. А. О возрасте фундамента Скифской и Туранской платформ.— Изв. высш. уч. зав. Геология и разведка, 1976, № 12, с. 65—77.
175. Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., Недра, 1968.
176. Шлезингер А. Е. Предгеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. М., Наука, 1974.
177. Шор Дж. Г., Райт Р. К. Кора и верхняя мантия Тихого океана и Индийского океана по данным ГСЗ.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 132—158.
178. Штейнберг Д. С., Чащухин И. С. Серпентинизация ультрабазитов. М., Наука, 1977.
179. Benson W. E. et al. In the North Atlantic deepsea drilling „Geotimes“, 1976, 21, N 2, p. 23—26.
180. Choudhury M. Giese P., Visintini G. Crustal structure of the Alps: some general features from explosion seismology. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata. Vol. XIII, N 51—52, 1971, s. 211—240.
181. Hess H. H. Seismic anisotropy of the upper most mantle under ocean: — Nature, vol. 203, 1964.
182. Hirn A. Steinmetz L., Spin M. A long range seismic profile in the Western Mediterranean Basin: Structure of the upper mantle. — Ann. Geophys. t. 33, fasc. 3, 1977, pp. 373—384.
183. Gise P. Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone. Schweiz. Miner. u. Petrogr. Mitteilungen. B. 48, N 1, 1968, s. 261—284.
184. Lappin M. A. The petrofabric orientation of olivine and seismic anisotropy of the Mantle. — J. Geol., vol. 79, 1971, N 6, p. 730—740.
185. Miller H. A. Lithospheric seismic Profile along the Exis of the Alps, 1971, First Results. Pageoph. Vol. 114, 1976, Basel. p. 1109—1130.
186. Preliminary report on the seismic refraction profil Gargano-Salerno-Palermo-Pantelleria (1971)/B. Colombi, P. Giese, G. Luongo et al. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata. Vol. XV, N 59. Settembre, 1973.
187. Prodehl C. The structure of the crustmantle Boundary beneath North America and Europe as derived from explosion seismology. Geophysical Monograph. 20, Washington, 1977, p. 349—369.
188. Sapin M., Hirn A. Results of explosion seismology in the Southern Rhône Valley. — Ann. Geophys. t. 30, fasc. 2, 1974, p. 181—202.
189. Seismic investigations of crustal and upper mantle structure of the northern Apennines and Corsica.— „Intern. sympos. on the str. history of the Mediterranean basins“. Paris, 1977, p. 281—286.
190. Talwani M., Le Pichon X., Ewing M. Crustal structure of the mid-ocean ridges: computed model from gravity and seismic refraction data. — J. Geoph. Res., 1965, vol. 70, p. 342—352.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>Глава 1. Методы глубинных сейсмических исследований и их информативность . . . . .</b>	<b>5</b>
Типы сейсмических волн . . . . .	6
Последовательность волн на сейсмограмме . . . . .	8
Последовательность интерпретации . . . . .	11
Эволюция взглядов о природе волн, используемых в ГСЗ . . . . .	11
Виды сейсмических наблюдений . . . . .	14
Сейсмическая модель земной коры . . . . .	19
Фиксирование разрывных нарушений сейсмическими методами . . . . .	25
Принципы геологической интерпретации сейсмических данных . . . . .	28
<b>Глава 2. Упругие свойства горных пород при высоких давлениях и температуре . . . . .</b>	<b>31</b>
Скорости сейсмических волн в осадочных породах . . . . .	31
Скорости сейсмических волн в магматических породах . . . . .	33
Скорости сейсмических волн в метаморфических породах . . . . .	37
Скорости сейсмических волн в магматических и метаморфических породах по данным акустического каротажа и детальной сейсморазведки . . . . .	44
<b>Глава 3. Древние платформы . . . . .</b>	<b>51</b>
Новые представления о сейсмической расслоенности земной коры платформ . . . . .	51
Строение земной коры Восточно-Европейской платформы . . . . .	54
Природа сейсмических границ Печенгского синклиниория Балтийского щита . . . . .	63
Прикаспийская впадина . . . . .	70
Днепровско-Донецкая впадина . . . . .	78
Структурная позиция глубоких впадин платформ . . . . .	82
<b>Глава 4. Области палеозойской складчатости . . . . .</b>	<b>84</b>
Центральный Казахстан . . . . .	84
Западно-Сибирская плита и ее обрамление . . . . .	85
Кузнецкая впадина . . . . .	89
<b>Глава 5. Тихоокеанский складчатый пояс . . . . .</b>	<b>90</b>
Охотско-Колымский водораздел . . . . .	91
Камчатская складчатая область . . . . .	94
Остров Сахалин и окружающие акватории . . . . .	97
<b>Глава 6. Хребты и впадины Средиземноморского складчатого пояса . . . . .</b>	<b>100</b>
Западная Туркмения . . . . .	104
Центральный, Восточный Кавказ и Закавказье . . . . .	114
Западное погружение Кавказа, Черное и Азовское моря . . . . .	120
Западная часть Средиземноморского складчатого пояса . . . . .	125
<b>Глава 7. Области эпиплатформенного горообразования . . . . .</b>	<b>136</b>
Тянь-Шань и Памир . . . . .	137

Байкальская горная область . . . . .	147
Кордильеры Северной Америки . . . . .	150
<b>Глава 8. Геологическая интерпретация сейсмических исследований коры океанов . . . . .</b>	<b>153</b>
Кора океанических котловин . . . . .	153
Кора срединно-океанических хребтов . . . . .	162
<b>Глава 9. Неоднородности верхней мантии и их геологическая интерпретация . . . . .</b>	<b>166</b>
Некоторые особенности мантийных волн . . . . .	166
Неоднородности строения верхнего слоя мантии по данным ГСЗ . . . . .	169
Строение верхней мантии по данным сейсмологии . . . . .	173
Изменение строения верхней мантии по площади . . . . .	179
<b>Глава 10. Слои пониженной скорости в земной коре и их геологическая интерпретация . . . . .</b>	<b>189</b>
<b>Глава 11. Геологическая природа сейсмических границ в земной коре. . . . .</b>	<b>196</b>
<b>Глава 12. Геологическая природа границы М . . . . .</b>	<b>207</b>
Сейсмические свойства границы М . . . . .	208
Смещение границы М в процессе тектогенеза . . . . .	217
Происхождение границы М . . . . .	225
<b>Глава 13. Вещественный состав земной коры и ее эволюция . . . . .</b>	<b>229</b>
Кора платформ и срединных массивов . . . . .	230
Кора геосинклинальных (складчатых) поясов . . . . .	238
Эволюция коры в процессе тектогенеза . . . . .	241
<b>Глава 14. Основные направления в исследовании земной коры сейсмическими методами . . . . .</b>	<b>245</b>
Заключение . . . . .	251
Список литературы . . . . .	254

**Игорь Александрович Резанов**

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева, Е. К. Семилеткова*  
Переплет художника *А. А. Зубченко*  
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*  
График-иллюстратор *А. М. Якубов*  
Технический редактор *Л. Н. Шиманова*  
Корректор *Р. Я. Ускова*

ИБ № 2803

---

Сдано в набор 19.02.80. Подписано в печать 04.09.80. Т-17115. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Бумага типографская № 2. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл.-печ. л. 16,5.  
Уч.-изд. л. 19,33. Тираж 1700 экз. Заказ 132/7235—1. Цена 3 руб.

---

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19  
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

Зруб.

3343

НЕДРА