

## Глава 6. Волноводы в верхней мантии

Изучение волноводов в верхней мантии обычно сводится к выделению астеносферного слоя, поскольку модель жесткой литосферы, залегающей на глобальном ослабленном слое (астеносфере), является основной для многих геодинамических построений. Однако до сих пор указанная модель не является достаточно обоснованной экспериментальными данными. Действительно, реологические свойства мантии, как и коры, невозможно измерить непосредственно. Определяются они косвенным путем по тепловому потоку и по изменению таких параметров, как сейсмические скорости продольных и поперечных волн, добротность и электропроводность. Перечисленные данные часто не согласуются между собой, и поэтому появились такие понятия, как *термическая*, *сейсмическая* и *электромагнитная* астеносферы.

"Термическая" астеносфера определяется, как слой, в котором по данным о тепловом потоке возможно частичное плавление мантийного вещества. В принципе, такое определение не соответствует первоначальному смыслу понятия *астеносферы*, принятому в геодинамике как слоя пониженной вязкости. Последнее не обязательно должно быть связано с частичным плавлением. Однако в геотектонике под астеносферой чаще всего понимают именно термическую астеносферу. Оценки глубины до такой астеносферы дают значения от 50 км в тектонически активных регионах до 200 км на древних щитах [Гордиенко и др., 1982; Чермак, 1982]. Эти определения неоднозначны. В самом деле, глубина до точки солидуса рассчитывается при различных предположениях о характере изменения температуры с глубиной, составе пород, их флюидонасыщенности и т.п. Разные авторы для одних и тех же регионов (например, под кратонами) дают цифры от 200 до 350 км. Особенно сильно зависит мощность термической литосферы от флюидного режима, при одном и том же тепловом потоке для "сухой" мантии солидус можно ожидать на глубине 200 – 300 км, для насыщенной флюидами мантии уже на 100 км [Menzies, Chazot, 1995].

По магнитотеллурическим данным астеносферу связывают со слоями повышенной электропроводности. Надежные данные о таких слоях в мантии получены пока только в океанах для глубин порядка 100 км [Ваньян, Шиловский, 1983]. Они хорошо согласуются с океанической тепловой астеносферой. На континентах в верхах мантии иногда выделяются слои повышенной проводимости, например, на Балтийском щите [Ковтун и др., 1994], но они не совпадают с термической астеносферой.

По сейсмическим данным астеносфера выделяется как слой пониженной скорости (волновод) или слой повышенного поглощения. Предполагается, что ослабленные слои и, тем более, частично расплавленное вещество должны проявиться в сейсмических моделях в виде слоев с пониженной скоростью и зон повышенного поглощения сейсмической энергии (пониженной добротности). По данным сейсмологии такие слои выделялись, в основном, по поперечным волнам. Например, известная модель Гутенберга верхней мантии Земли включала такой волновод на глубине порядка 100 км, что соответствовало термическим определениям областей частичного плавления в сейсмоактивных регионах.

Однако с увеличением детальности сейсмологических исследований оказалось, что слои с пониженными скоростями встречаются в мантии повсеместно. Иногда они коррелируют с "термической" или "электромагнитной" астеносферой, но чаще всего такую корреляцию обнаружить трудно. Наличие ее зависит от региона и от его термического режима. В значительной степени по-разному устроена мантия на континентах и в океанах, в тектонически активных и стабильных регионах. Рассмотрим, в чем заключается указанное различие и что есть общего для всей Земли в целом с точки зрения распространения мантийных волноводов.

## 6.1. Тектонически активные регионы

К тектонически активным регионам относятся регионы с повышенной сейсмичностью, высоким тепловым потоком, значительными современными движениями, проявлениями магматизма и другими признаками активных процессов в верхах мантии. Естественно, что в таких регионах можно ожидать частичного плавления вещества на относительно небольших глубинах и наличие соответствующего слоя с пониженными сейсмическими скоростями (астеносферы). Но оказалось, что даже в таких тектонически активных регионах не всегда удается выделить астеносферный слой. Выделяются отдельные слои с пониженными скоростями, но чаще всего они небольшие по мощности (20 – 30 км) и локализованы по площади.

В качестве примеров рассмотрим материалы по Центральному Средиземноморью (который является тектонически активным регионом с высокой сейсмичностью), где проведены наиболее детальные сейсмологические и сейсмические исследования верхней мантии. На рис. 49 представлены результаты сейсмотомографии по профилю через Тирренское море и юг Италии. На глубине от 100 до 250 км четко выделен волновод с перепадом скоростей почти в 3%. Он соответствует термической астеносфере, т.е. области возможного частичного плавления мантийного вещества. Но, как видно на рисунке, он является не сплошным слоем, а разрывается высокоскоростным блоком, расположенным в центре моря.

Первые же сейсмические работы в данном регионе показали, что волноводы в верхах мантии наблюдаются здесь и на меньших глубинах, и их трудно связывать с глобальной астеносферой. По данным ГСЗ повсеместно наблюдается волновая картина, которая свидетельствует о наличии в верхах мантии нескольких волноводов [Giese et al., 1976]. Например, на монтажах в южной части Италии четко видно, что на расстоянии около 200 км от источника преломленная волна от поверхности мантии  $P_n$  резко затухает. При этом на расстоянии 330 км в видимых первых вступлениях со смещением по оси времен почти на 5 сек регистрируется другая интенсивная волна. В данном случае мы имеем типичную зону тени, связанную со слоем пониженной скорости на глубине около 40 – 50 км (мощность земной коры составляет в этом регионе около 25 км). Такая же картина наблюдается и в других регионах Средиземноморья.

Для некоторых из этих регионов на рис. 50 приведены скоростные модели в сопоставлении с моделью, полученной по данным ГСЗ в западной части Северной Америки [Prodehl, 1984]. Самый мелкий волновод на глубине около 30 км обнаружен в Провансальской впадине (Западное Средиземноморье), где мощность земной коры сокращена до 12 км. В регионах с типичной континентальной корой (25 км и более) волноводы наблюдаются на глубинах 45 – 50 км. Важно отметить, что все приведенные модели юго-западной Европы относятся к действительно очень активным в тектоническом смысле регионам. И здесь вполне возможно объяснить их частичным плавлением мантийного вещества на таких небольших глубинах. Но модель для восточной части Америки, которую трудно отнести к такому же по тектонической активности региону, практически не отличается от западноевропейских моделей ни по мощности коры, ни по глубине до волноводов. Предположить здесь частичное плавление уже на глубине 40 км трудно; возможно, природа этого волновода иная.

Особенно яркие расхождения в глубине до "термической" астеносферы и сейсмических волноводов были получены на древних кратонах, где детальную структуру верхней мантии удалось изучить относительно недавно при помощи ГСЗ с мощными взрывами. Эти материалы рассмотрены более подробно на примере древних Сибирской и Восточно-Европейской платформ.

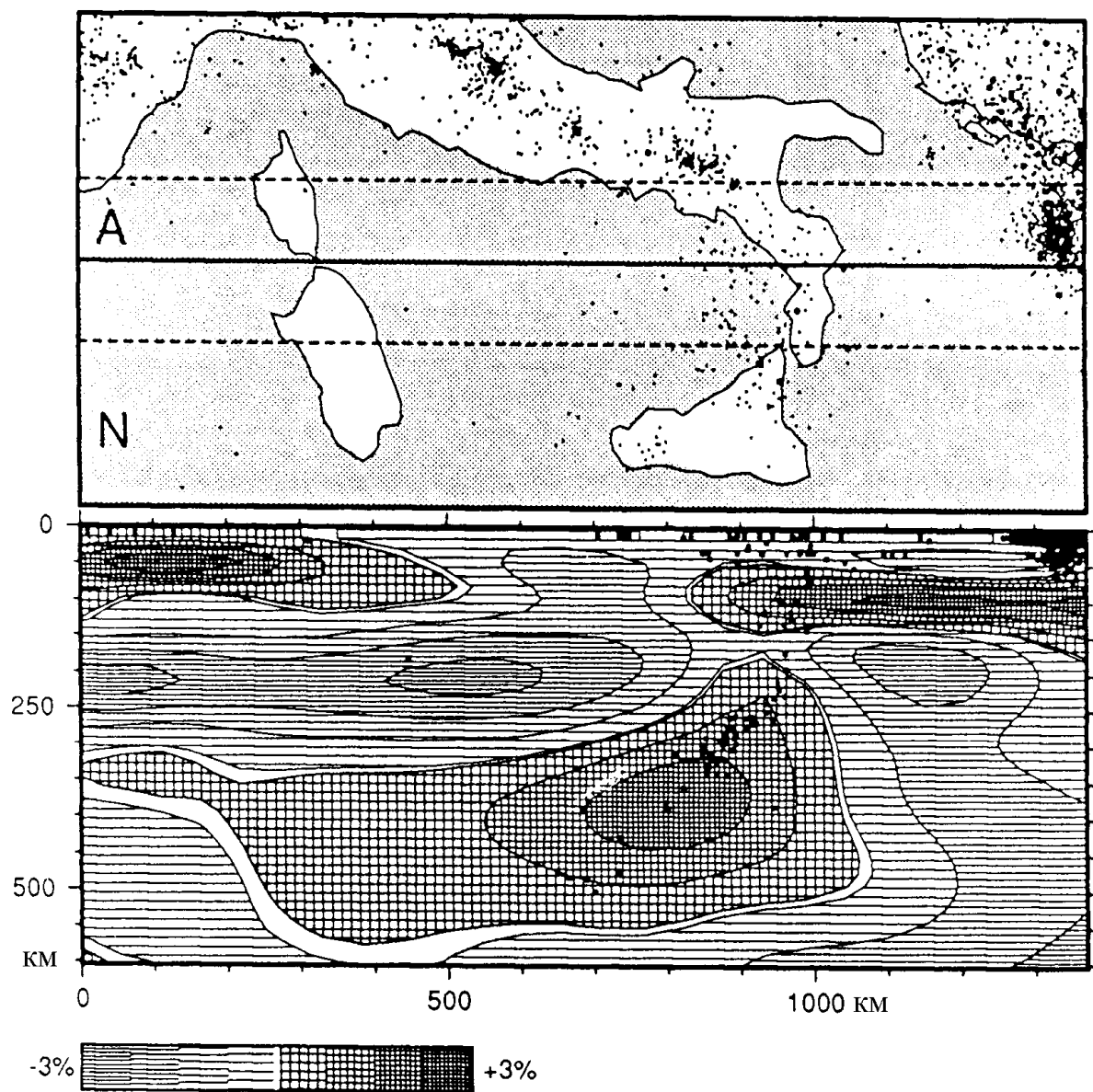


Рис. 49. Томографический разрез верхов мантии через Тирренское море (штриховка соответствует относительным изменениям скорости в процентах, точками показаны очаги и эпицентры землетрясений).

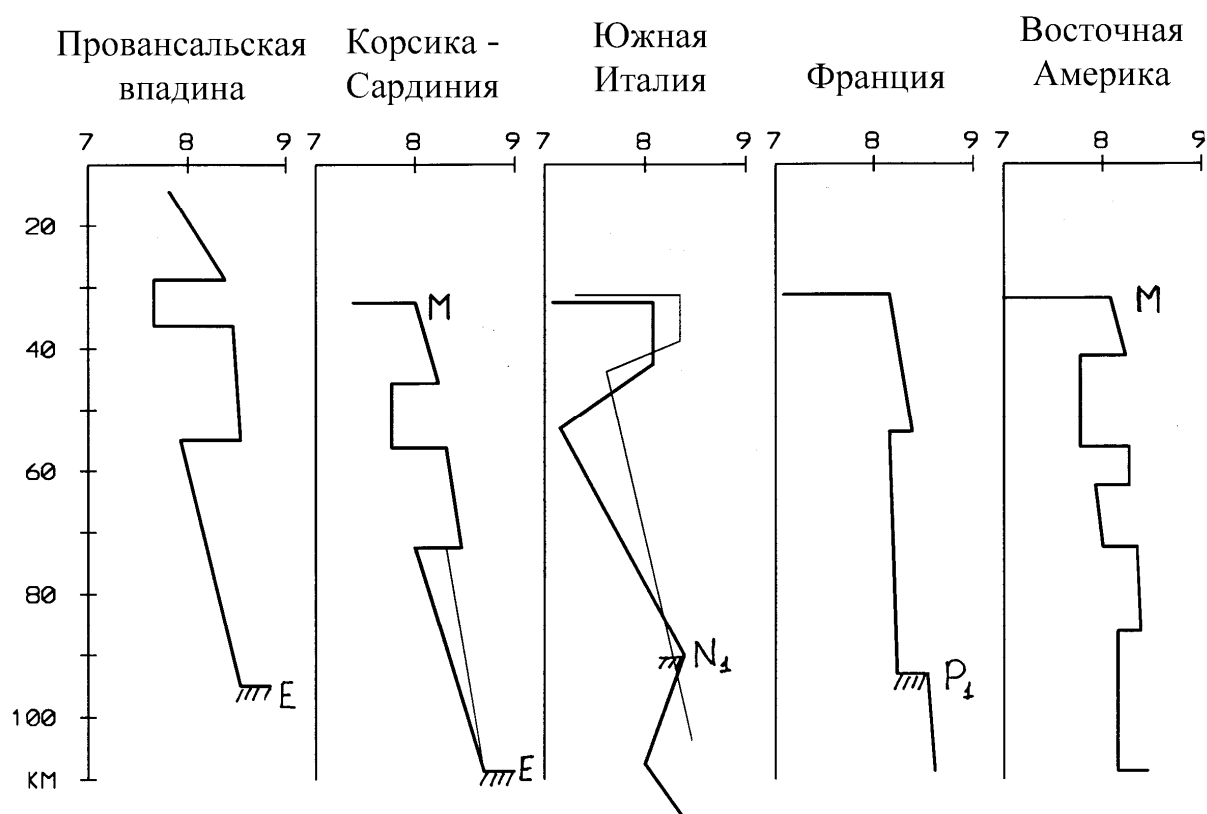


Рис. 50. Скоростные модели верхов мантии для тектонически активных регионов Средиземноморья в сопоставлении с моделью платформенного региона Северной Америки [Prodehl, 1984].

## 6.2. Слои с пониженной скоростью в литосфере древних платформ

### 6.2.1. Сибирский кратон

Архей-протерозойский Сибирский кратон охватывает огромную площадь Северной Евразии. Он характеризуется низким тепловым потоком и в то же время широким развитием траппового магматизма. Структура верхней мантии кратона изучена целой серией сверхдлинных сейсмических профилей (рис. 51), которые были отработаны с помощью мирных ядерных взрывов [Егоркин, 1991, 1999a,b]. Они дали возможность изучить всю верхнюю мантию до глубин в 700 км и четко очертить границы переходного слоя между верхней и нижней мантией. Но что касается астеносферы, глубина до которой по термическим данным оценивается в этом регионе в 200 – 300 км [Чермак, 1982], то оказалось, что выделить ее по сейсмическим данным не всегда удастся. Такие слои были выделены внутри литосферы. Они оказались более выразительными по величине инверсии скорости, чем астеносфера, существование которой предполагалось по геотермическим данным.

Впервые зоны пониженных скоростей в верхней мантии Сибири были выделены по профилю "Кратон" на глубине 100, 150 и 200 км [Егоркин и др., 1984]. Этот профиль интересен тем, что он пересекает не только Сибирский кратон, но и молодую Западно-Сибирскую плиту (рис. 52). Эти платформы различаются не только возрастом, но и характером геофизических полей: на Западно-Сибирской плите существенно повышены тепловой поток и гравитационное поле.

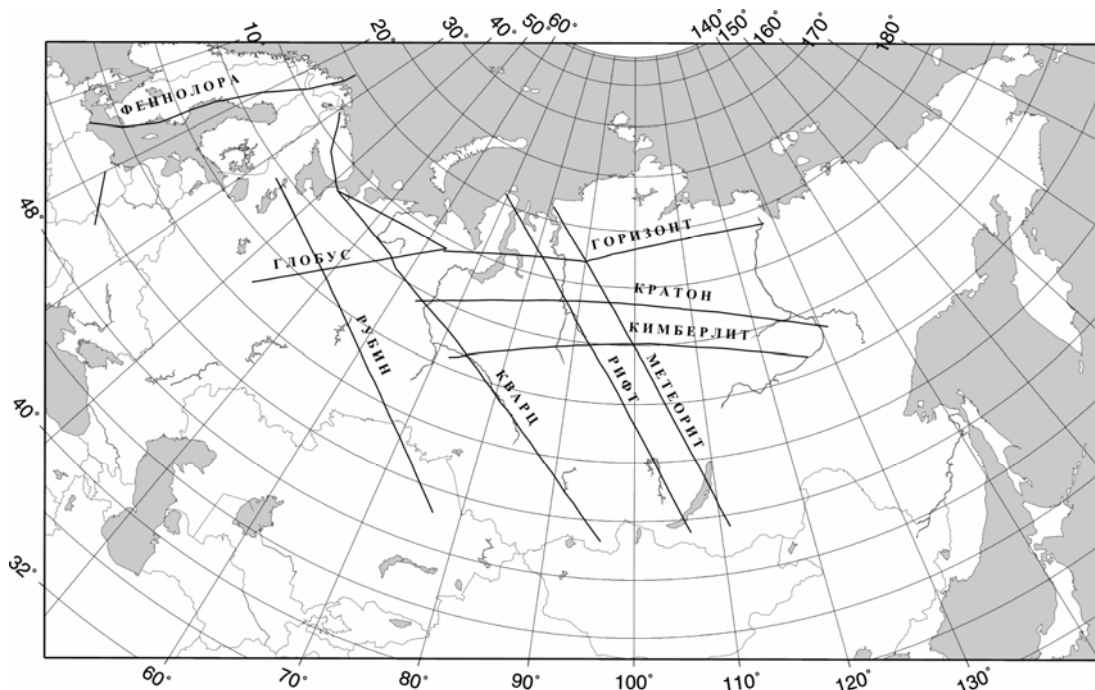


Рис. 51. Схема сверхдлинных сейсмических профилей, отработанных с использованием ядерных взрывов [Егоркин, 1999a,b].

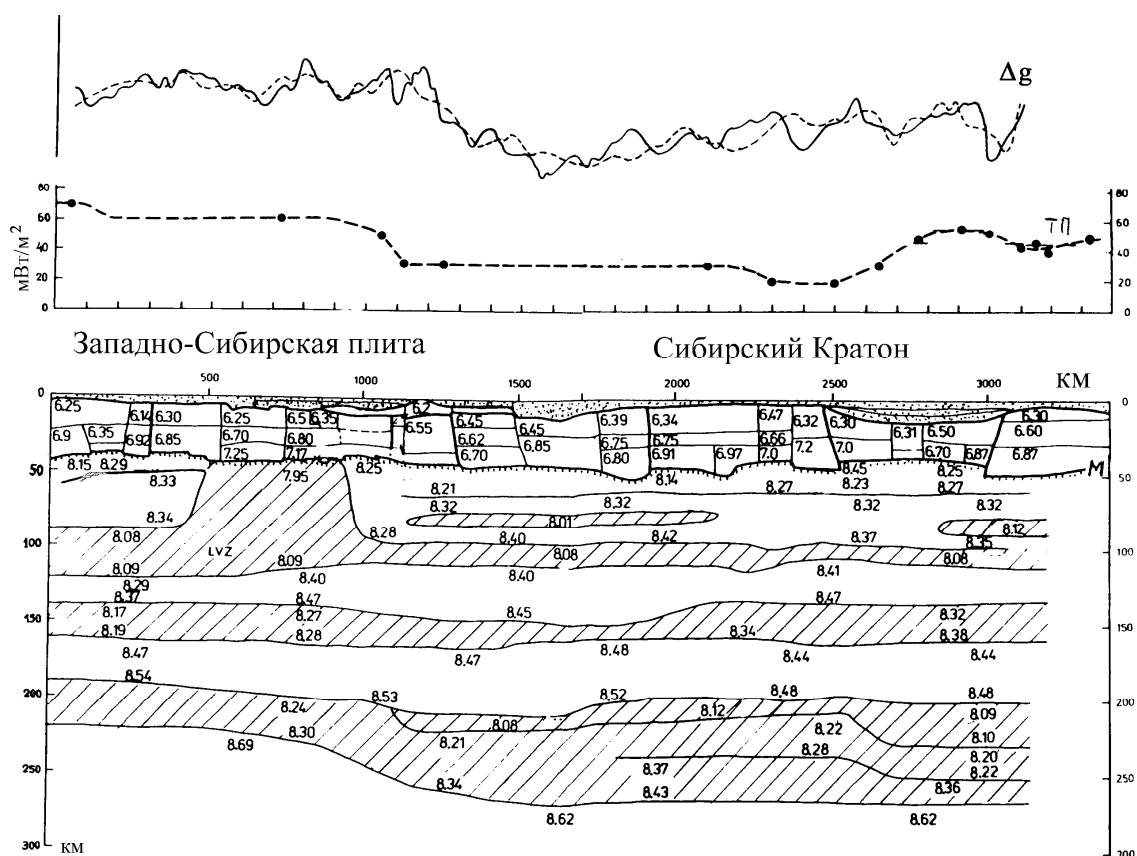


Рис. 52. Сейсмический разрез верхней мантии по профилю "Кратон", секущему с запада на восток Сибирскую платформу [Егоркин и др., 1991] и кривые поля силы тяжести  $\Delta g$  (сплошная линия – наблюдаемое поле, пунктир – рассчитанное для данной модели) и теплового потока (ТП). На разрезе заштрихованы зоны пониженных скоростей (волноводы), М – подошва земной коры, цифрами даны скорости продольных

волн в км/сек.

Разрез мантии вдоль профиля "Кратон", приведенный на рис. 52, построен, в основном, по отраженным волнам, выделенным по записям ядерных взрывов при помощи скоростной фильтрации. Выше отмечалось, что данные скоростной фильтрации вызывают определенные сомнения при выделении коровых отражений, но для мантийных отражений, имеющих длины годографов более 200 км, применение такой фильтрации достаточно обосновано. Более того, отраженные волны делают решение обратной задачи однозначным, так как в этом случае можно определить одновременно и мощность волноводов, и среднюю скорость в них.

Мощность выделенных на профиле "Кратон" волноводов незначительна, в основном, 20 – 50 км. Самый толстый из них, расположенный под Сибирским кратоном на глубине 200 – 270 км, соответствует по глубине "термической" астеносфере. Но примечательно, что он увеличен по мощности не под Западно-Сибирской плитой, где наблюдается высокий тепловой поток, а под холодным Сибирским кратоном. Повышенный тепловой поток в Западной Сибири, как следует из рис. 52, связан, видимо, с разуплотненным (разогретым) блоком, расположенным в самых верхах мантии, непосредственно под границей М.

Данные по другим профилям показали, что волноводы на глубине порядка 100 и 200 км присутствуют в литосфере Сибирского кратона практически повсеместно. И выделяются они не только по отраженным, но и по преломленным волнам. Насколько надежно выделяется этот волновод можно показать на примере первичных записей по сверхдлинному сейсмическому профилю "Рифт" (рис. 53). Структура земной коры по этому профилю уже обсуждалась выше (рис. 33 и 34). Профиль протянулся на 2700 км от полуострова Ямал мимо Норильска через озеро Байкал почти до Монгольской границы (г. Кяхта). Северная часть профиля пересекает Пур-Гыданскую впадину и Енисейский блок, который является границей между Западно-Сибирской платформой и Сибирским кратоном. Внутри кратона профиль сечет западные окраины Тунгусской впадины и Нижне-Ангарскую впадину. Осадки Тунгусской впадины относятся к девону, а Нижне-Ангарского бассейна – к палеозою и мезозою. Оба бассейна содержат базальтовые включения мезозойских сибирских траппов. Южный конец профиля сечет тектонически активную Байкальскую рифтовую зону.

Вдоль профиля "Рифт" были записаны сейсмические волны от 30-ти химических и трех ядерных взрывов. При этом было использовано около 300 трехкомпонентных низкочастотных (1 – 2 Гц) станций, которые обеспечили расстояния между приемниками в 10 км. Коровые и мантийные волны от химических источников были записаны на удалениях от источника до 400 км, а мантийные волны от ядерных источников – до 2400 км.

Данные, полученные от химических и ядерных взрывов по профилю "Рифт", обрабатывались несколькими международными группами. Первая обработка данных по коровым волнам была проведена в конце 80-х годов, и результаты данной работы (двумерная модель до глубины 100 км) были опубликованы в работе [Егоркин и др., 1996]. На этой модели были показаны аномально высокие скорости (более 8,5 км/сек) в верхах мантии, в дальнейшем эта модель была использована для гравитационного моделирования и для сравнения с другими сверхдлинными профилями. В то же самое время для построения одномерной модели всей верхней мантии (до глубины 700 км) было проведено одномерное моделирование сейсмических данных по самому северному ядерному источнику [Cipar et al., 1993; Priestley et al., 1994]. Двумерная модель литосферы до глубины 350 км была построена недавно на основе совместной обработки коровых и мантийных волновых полей [Pavlenkova et al., 2002; Павленкова, 2003].

Четыре группы мантийных волн, записанных от ядерных источников на расстоянии 200 – 2400 км и обозначенных как  $P_n$ ,  $P_N$ ,  $P_L$ ,  $P'_L$  и  $P_{410}$ , показаны на рис. 54 и 55 для ПВ R1 и R2. Волны  $P_n$  записаны в первых вступлениях в диапазоне от 200 до 800 км. Кажущаяся скорость меняется от 8,0 км/сек до 8,5 км/сек, и ее амплитуда быстро убывает с удалением от источника. Самая высокая скорость (8,4 – 8,5 км/сек) отмечена под кратоном, а самая низкая (8,0 км/сек) – на концах профиля под Пур-Гыданской впадиной на севере и Байкальской рифтовой зоной на юге.

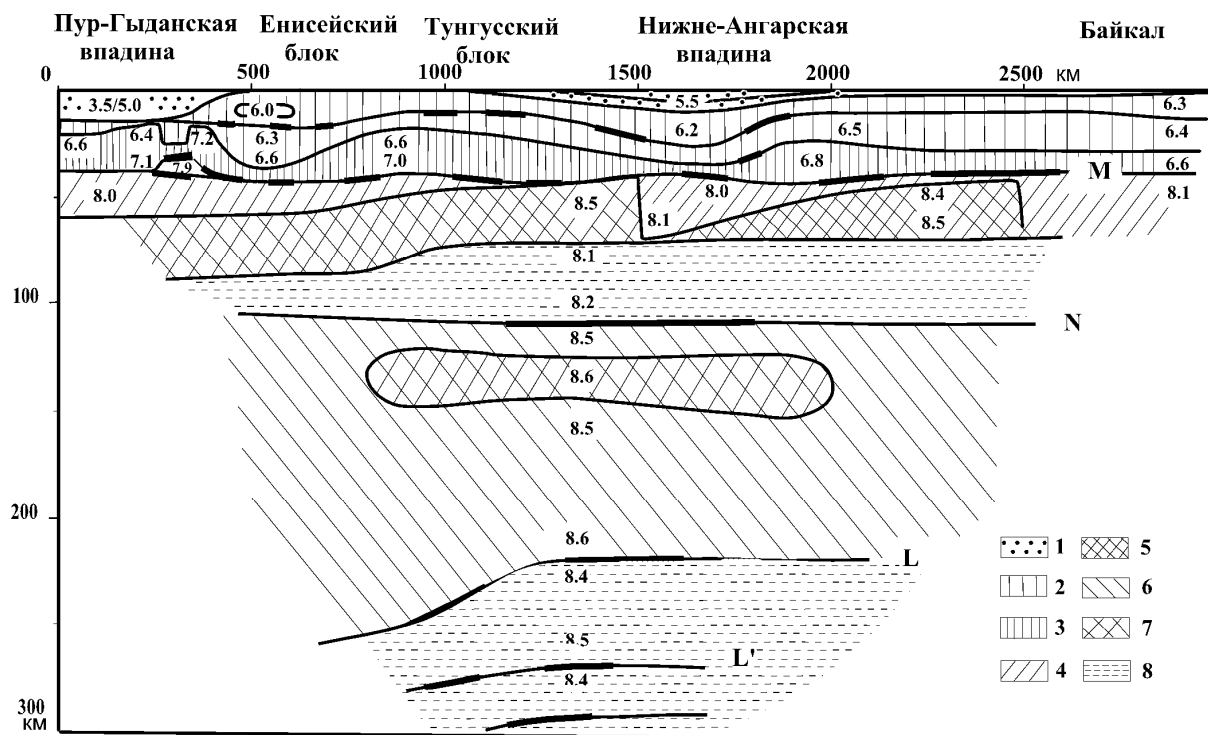


Рис. 53. Сейсмический разрез земной коры и верхней мантии по профилю "Рифт", секущему западную часть Сибирской платформы [Pavlenkova et al., 2002, Павленкова, 2003]. Тонкие линии – изолинии скоростей, утолщения – отражающие границы; цифрами даны скорости продольных волн в км/сек. Крапом и штриховкой обозначены: 1 – осадки, 2 – верхняя кора, 3 – нижняя кора, 4 – верхи мантии с нормальными скоростями сейсмических волн, 5 – высокоскоростные блоки в верхах мантии, 6 и 7 – низы литосферы соответственно с нормальными и повышенными скоростями, 8 – волноводы.

Сразу за волной  $P_n$  следует волна  $P_N$ . Эта волна записана в последующих вступлениях, начиная примерно от 700 км, и в первых вступлениях на удалениях около 800 – 1600 км. Волна  $P_N$  имеет кажущуюся скорость 8,4 – 8,7 км/сек. Соотношение записей волн  $P_n$  и  $P_N$  меняется вдоль профиля. На записях ПВ R1 (рис. 54) не наблюдается значительной разницы в их кажущихся скоростях и временах прихода, здесь они интерферируют в первых вступлениях на протяжении всей записи. На записях ПВ R2 (рис. 55), начиная от 600 км, наблюдается зона тени с временным скачком в 2 – 3 сек между затухающей волной  $P_n$  и появлением волны  $P_N$ . На записях обеих волн (ПВ R1 и R2) волна  $P_n$  затухает в середине кратона, а южнее появляются волны с высокой кажущейся скоростью (более 8,6 км/сек). Причем волны эти не затухают с удалением от источника.

Третья группа мантийных волн  $P_L$  наблюдается как в первых, так и в последующих вступлениях на записях всех ядерных источников на удалениях от 1200 до 2000 км. Наиболее интенсивные волны  $P_L$  наблюдаются на записях ПВ R1. Волны группы  $P_L$  обычно резко затухают, и на многих профилях наблюдается зона тени на удалениях от источника в 1500 – 2000 км.

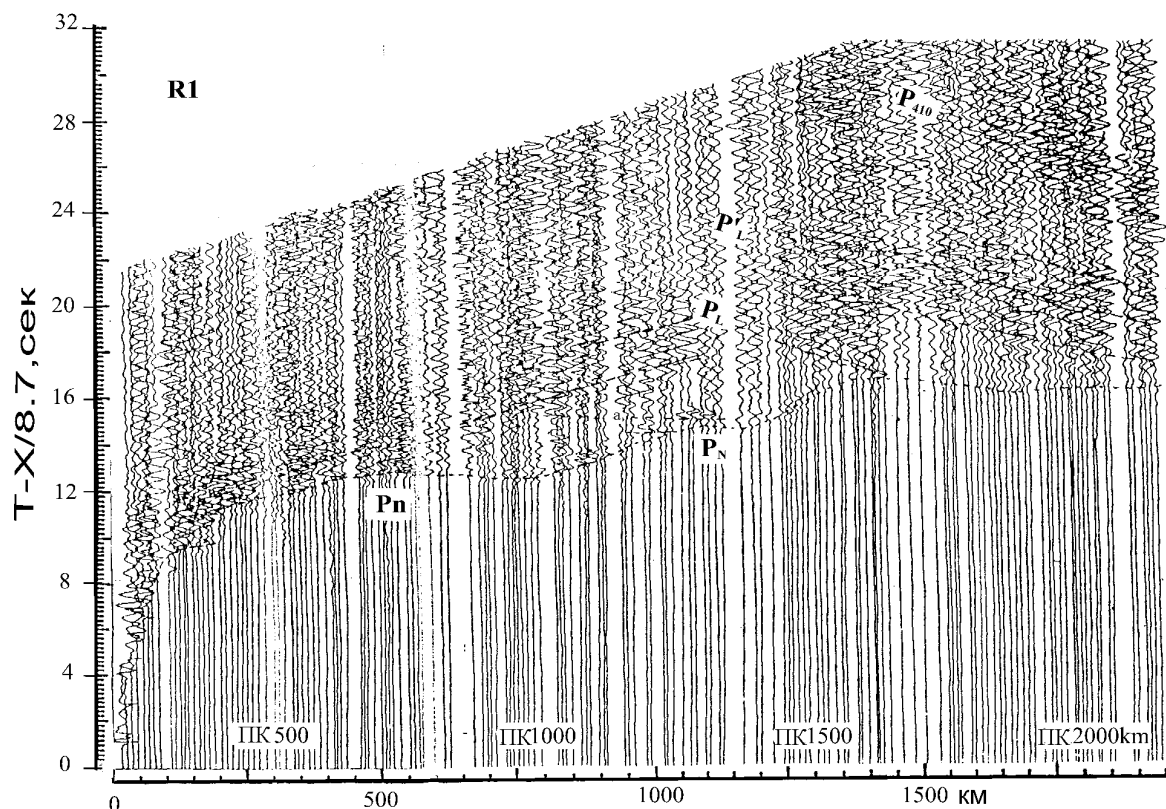


Рис. 54. Монтаж сейсмограмм, полученный от ядерного взрыва R1 по профилю "Рифт";  $P_n$  – преломленная волна в верхах мантии,  $P_N$  – от границы N;  $P_L$  и  $P'_L$  – отраженные волны от границ группы L;  $P_{410}$  – отраженная волна от кровли переходной зоны между верхней и нижней мантией на глубине 410 км, ПК – пикеты (расстояния от начала профиля) [Pavlenkova, 2002].



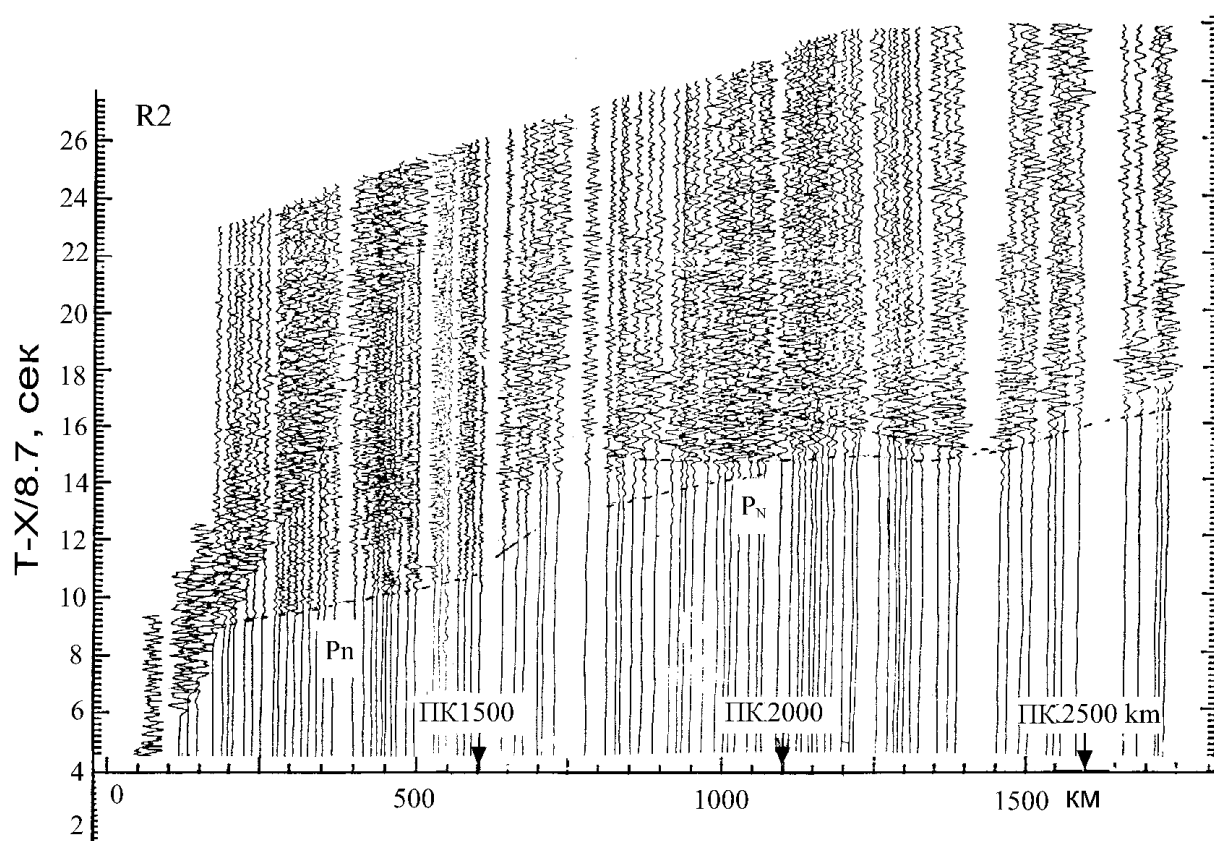


Рис. 55. Монтаж сейсмограмм, полученный от ядерного взрыва R2 по профилю "Рифт". Обозначения волн – на рис. 54 [Pavlenkova, 2002].

Для построения двумерной скоростной модели по профилю "Рифт" (рис. 53) применялся метод математического моделирования, описанный выше. Использовались также годографы волн  $P_n$ , записанных от химических источников, и годографы всех других мантийных волн, записанных от ядерных источников. Полученная модель показывает значительную латеральную неоднородность верхней мантии непосредственно под границей Мохо, от которой имеется достаточно плотная система встречных годографов волн  $P_n$ . В более глубинной части структура мантии представлена в виде субгоризонтальных слоев. Характерной особенностью полученной модели является наличие двух высокоскоростных (8,4 – 8,5 км/сек) блоков под Мохо. Один из них находится в центральной части Тунгусского бассейна (он расположен в интервале ПК 800 – 1500 км на рис. 53), а другой – в южной части кратона (8,4 – 8,5 км/сек) северо-западнее Байкальского рифта (в интервале ПК 2000 – 2500 км на рис. 53). Под Тунгусской впадиной встречные годографы первых вступлений показывают кажущуюся скорость 8,4 км/сек. Волны  $P_n$  от ПВ R1 и R2 имеют такую же высокую скорость в данном регионе. Высокая скорость под границей Мохо севернее Байкальского рифта видна из годографов волн от всех химических взрывов.

Зона тени, наблюдаемая между ветвями  $P_n$  и  $P_N$  от ПВ R1 (рис. 54), и временной разрыв между  $P_n$  и  $P_N$  от ПВ R2 (рис. 55) в интервале примерно 800 – 1000 км, указывают на наличие зоны инверсии скорости примерно на глубине 80 км. Низкоскоростной слой подстилается зоной резкого увеличения скорости до 8,4 – 8,5 км/сек. Именно такая резкая смена свойств коровой среды генерирует отраженную волну  $P_N$ . Невозможно одновременно вычислить и толщину низкоскоростного слоя, и скорость в нем, но, сде-

лав предположение, что скорость уменьшается не более, чем до 7,9 км/сек, получим, что мощность этого слоя составляет 30 – 40 км.

Волны  $P_L$  и  $P'_L$  приходят от слоев на глубине 230 и 350 км, между которыми также можно предположить зону инверсии скорости. Однако указанные отраженные волны освещают лишь небольшой фрагмент структуры мантии, и поэтому надежность выделения по ним волновода низкая. Не случайно, что на этих же глубинах наблюдается и понижение добротности [Егоркин, 1999a,b]. Можно предположить наличие там астеносферного слоя, что согласуется с данными геотермики.

Природу низкоскоростной зоны (волновода) в мантии на глубине 100 км определить сложнее. Волновод не может быть связан с температурным влиянием и частичным плавлением пород, поскольку в этом регионе наблюдается слишком низкий тепловой поток. Можно предложить два других объяснения. Во-первых, понижение скорости на глубине порядка 100 км может быть связано с наличием в вышележащей толще слоя с аномально высокими скоростями. То есть, пониженные скорости являются нормальными скоростями для мантии по сравнению с аномальными блоками в самых верхах мантии. Поэтому необходимо объяснять природу этих высоких скоростей.

Аномально высокие скорости (до 8,6 км/сек) были выявлены в верхах мантии и в других частях кратона [Егоркин, Костюченко, 1991; Суворов и др., 1985; Pavlenkova et al., 2002]. Они не могут быть объяснены простым изменением состава пород. Как было показано в работах [Kern, 1993; Sobolev, Fuchs, 1993], нормальные скорости в верхней мантии не могут превышать 8,3 – 8,4 км/сек. Правда, повышенные скорости в верхах мантии Сибирского кратона могут быть связаны с уменьшением процентного содержания железа, вынесенного из мантии в процессе траппового магматизма. Из данных лабораторных измерений известно, что увеличение процентного содержания железа в породе приводит к уменьшению сейсмических скоростей.

Другим вероятным объяснением природы высокоскоростных блоков верхней мантии Сибирского кратона является сейсмическая анизотропия, которая довольно часто проявляется в верхней мантии [Fuchs, 1983; Babushka et al., 1984]. Высокие скорости могут быть отражением напряженного состояния в отдельных блоках мантии или быть результатом "течения" пород мантии в период формирования кратона. Тогда выделенный на глубине около 100 км волновод может быть слоем изотропных пород, отличающийся по скоростям от вышележащих анизотропных пород.

Однако данное предположение не согласуется с результатами по другим профилям этого региона. Например, на профиле "Кратон" в верхах мантии нет блоков с аномально высокими скоростями, а волновод на глубине порядка 100 км существует (рис. 52). Следовательно, он имеет региональное распространение и не зависит от структуры верхов мантии.

Второе объяснение наблюдаемой структуры верхней мантии основано на предположении, что формирование в ней волноводов связано с режимом неравномерного подъема к поверхности глубинных флюидов [Павленкова, 2003]. Изменение механических свойств вещества с глубиной, процессы метаморфизма способствуют концентрации флюидов в отдельных слоях с повышенной проницаемостью, что может вызвать и частичное плавление на небольших глубинах.

Такая природа сибирских волноводов была подтверждена работой [Соловьева и др., 1994] по мантийным ксенолитам: именно на тех глубинах, где обнаружены волноводы, в ксенолитах обнаружены признаки пленочного плавления.

### 6.2.2. Восточно-Европейская платформа

Восточно-Европейская платформа по возрасту, геологической истории и строению близка к Сибирской платформе. Ее фундамент также сложен архейскими и протерозойскими породами, в пределах платформы выделено несколько крупных геоструктур: Балтийский и Украинский щиты, ряд глубоких впадин. Примерно таким же низким тепловым потоком характеризуются обе платформы. Структура верхней мантии Восточно-Европейской платформы не изучена так же детально, как на Сибирском кратоне. Здесь выполнено несколько длинных сейсмических профилей, в том числе с мирными ядерными взрывами, но они имеют меньшую глубинность и меньшую детальность исследований. В среднем эти профили позволяют определить скоростную модель мантии до глубины 150 – 200 км. Но этого оказалось достаточным, чтобы показать, что, как и на Сибирской платформе, в литосфере Восточно-Европейской платформы имеются слои с пониженными скоростями (волноводы).

Волноводы выделены здесь в разных по своей структуре и геологическому развитию регионах, например, на Балтийском щите и в Прикаспийской впадине.

Балтийский щит, как отмечалось, наиболее детально изучен сейсмическими исследованиями. Здесь выполнены и специальные исследования верхней мантии: речь идет о международном профиле Fennologa. Он пересекает весь Балтийский щит от Баренцева до Балтийского моря (рис. 10), и длина географов достигает на нем 2000 км. Этот профиль является частью Европейского геотраверса и был отработан большой группой европейских организаций в 1976 году [Mueller, Ansorge, 1988]. Взрывы проводилось в морях, и поэтому их удалось зарегистрировать на больших удалениях.

В результате этих работ было показано, что земная кора Балтийского щита имеет сложное строение [Gugesberg et al., 1991]. При относительно спокойном распределении скорости в коре глубина до границы М изменяется вдоль профиля от 40 до 55 км. Сложной оказалась и структура верхней мантии, что привело к существенной неоднозначности построений, выполненных на данном профиле.

Так, по построениям [Gugesberg, Berthelsen, 1987] в верхах мантии наблюдается сложная неоднородность с резкой изменчивостью скоростей по горизонтали и по вертикали от 8,0 до 8,6 км/сек. Однако какой-либо связи со строением земной коры не отмечается. В интервале глубин от 60 до 150 км прослеживается несколько относительно тонких слоев с пониженной скоростью. Указанная модель стала символом Европейского геотраверса, ее можно было видеть на многих обложках журналов, посвященных работам по этому международному проекту.

В работе [Thybo, Perchuc, 1997] после переинтерпретации мантийного волнового поля этого профиля был сделан вывод о существовании на глубине порядка 100 км региональной сейсмической границы. Она была названа 8-ми градусной, поскольку волны от нее выходят в первые вступления на удалении 8 градусов (примерно 800 км) от источника. Эта граница выделялась по смене волновой картины от стабильных волн к хаотичному полю и связывалась с гетерогенной средой, насыщенной низкоскоростными включениями. Последние объяснялись частично расплавленным веществом.

Анализ волновых полей, проведенный по профилю Fennologa с целью определения главных и наиболее достоверных особенностей скоростной модели верхов мантии, позволил нам представить несколько другую модель (рис. 56). Обоснованием ее служат следующие особенности волнового поля.

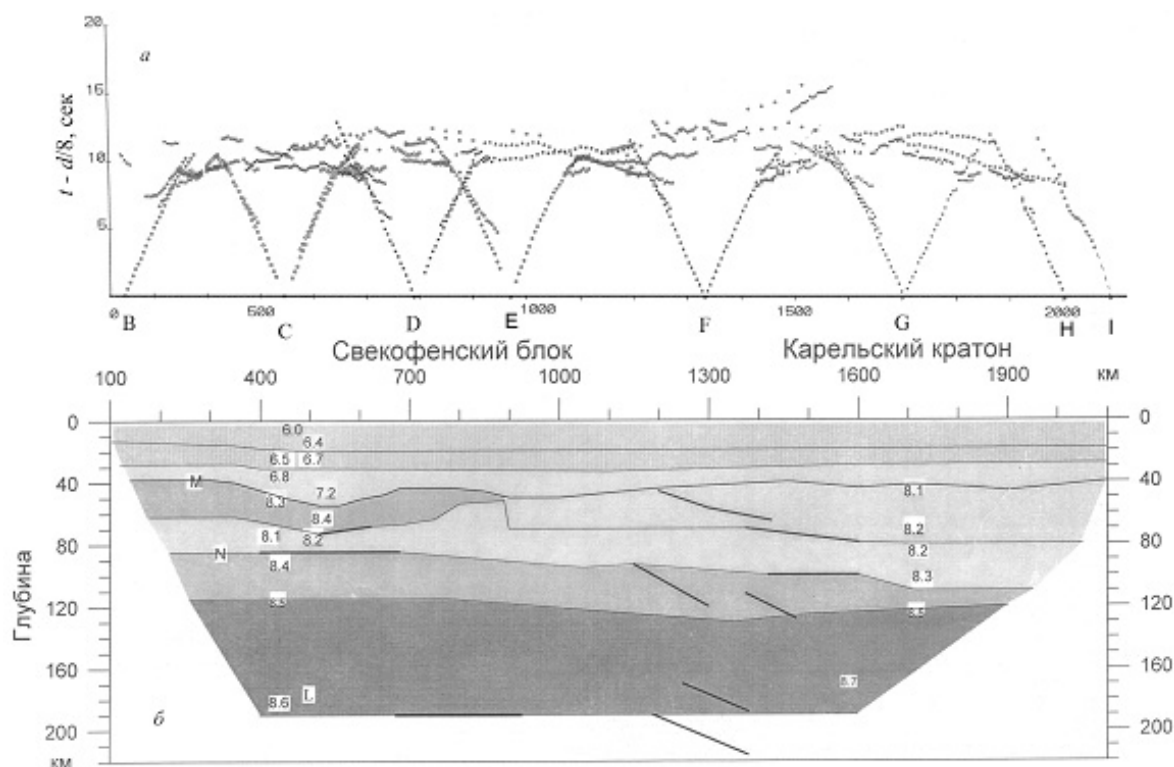


Рис. 56. Наблюдаемые годографы, редуцированные со скоростью редукции 8,5 км/сек и приведенные к середине расстояния источник-приемник (а), и скоростной разрез литосферы (б) по профилю Fennoloka. На разрезе цифрами даны скорости продольных волн, утолщенными линиями показаны отражающие площадки.

Мантийное волновое поле на профиле Fennoloka отличается существенной нестабильностью. От одного пункта взрыва к другому меняются общий вид поля, возможность выделения в нем регулярных осей синфазности, их число и протяженность. Постоянно можно наблюдать смену волн, зоны тени и резкие изменения регулярной записи на хаотичную и наоборот (рис. 57а). Каждое из таких изменений может быть истолковано как признак зоны инверсии скорости или смены степени гетерогенности среды. В этой сложной изменчивости необходимо было выявить закономерные изменения, которые можно было бы с достаточной долей достоверности объяснить особенностью вертикальной неоднородности среды или ее латеральной изменчивостью. Для разделения этих двух эффектов были проведены различные виды анализа наблюдаемых волновых полей. Прежде всего, сопоставлялись встречные и нагоняющие поля с целью выявления их регулярных изменений, приуроченных к одним и тем же пикетам профиля. Такие изменения связаны с приповерхностными неоднородностями (нарушенными зонами или латеральной изменчивостью скоростей), т.е. блоковым строением земной коры и верхов мантии, и они были исключены из интерпретации при построении глубинного разреза.

Сопоставление годографов первых волн и наиболее надежных последующих вступлений, записанных с разных пунктов взрыва, позволило выделить два типовых годографа, различных для северной и южной частей профиля. Для годографов первого типа (ПВ В, С, D, Е) характерна картина, наблюдаемая в зонах инверсии скоростей. На расстоянии от источника в 200 – 400 км прослеживается волна со скоростью порядка 8,3 – 8,4 км/сек. Она затухает на удалении 400 – 500 км. Затем прослеживается другая волна с отрывом во времени в 1 – 1,5 сек в первых вступлениях и примерно с той же кажущейся скоростью (рис. 57б). В последующих вступлениях иногда можно отметить интенсивную волну с больши-

ми кажущимися скоростями, но она не выделена на всех монтажах сейсмограмм. Такой тип годографа говорит о наличии в южной части профиля на глубине примерно 80 – 100 км слоя с пониженной скоростью, ограниченного сверху и снизу скоростями порядка 8,3 – 8,4 км/сек. Этот вид поля свидетельствует также о наличии в северной части поля отражающей границы N, подстилающей слой пониженной скорости.

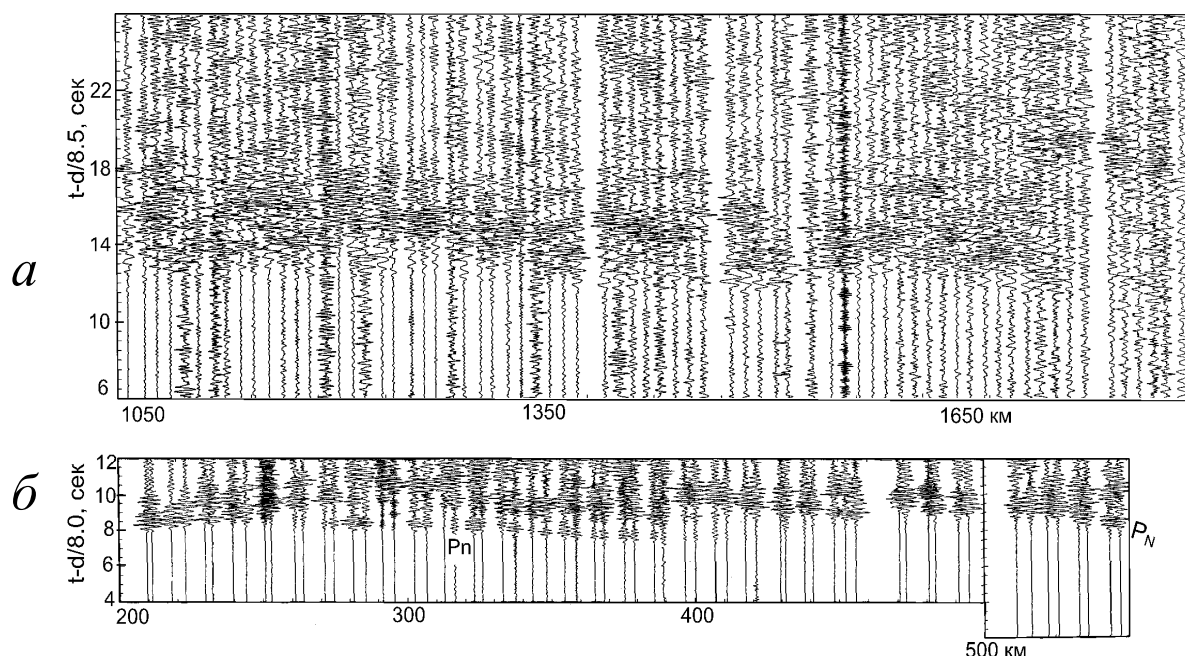


Рис. 57. Монтажи сейсмограмм мантийных волн по профилю Fennolaga, иллюстрирующие (а) общую сложность записи и (б) волновую картину в южной части профиля с типичной для волноводов зоной тени.

Другой тип годографа наблюдается в северной части профиля. Для него характерны меньшие кажущиеся скорости первых вступлений (8,0 – 8,2 км/сек), которые без существенных разрывов прослеживаются от 150 до 800 км от источника (ПВ G, H, I). Отсюда следует, что скорости в верхах мантии в северной части профиля плавно нарастают с глубиной без существенных инверсий.

Как уже говорилось, соответствующая скоростная модель, полученная путем тщательного анализа волнового поля и математического моделирования, представлена на рис. 56. Снова, как и на Сибирской платформе (профиле "Рифт"), на юге Балтийского щита волновод выделен на глубине около 100 км под высокоскоростным блоком верхней мантии. Другими словами, им может быть слой нормальной мантии, перекрытый аномальными породами, например, анизотропными. Однако представляется не случайным существование волновода на обеих древних платформах в литосфере на одной и той же глубине.

Важной особенностью волновода, выявленного на Балтийском щите, является его приуроченность к слою повышенной электропроводности. Как видно из рис. 23, на глубине порядка 100 км существует аномалия электропроводности. Сочетание инверсии скорости с повышенной электропроводностью во многом сокращает неоднозначность в определении природы мантийного волновода, расположенного внутри термической литосферы. Наиболее реальной становится связь волновода с зоной повышенной флюидонасыщенности.

Рассмотрим другой пример – Прикаспийскую впадину, отличающуюся аномальной структурой земной коры (рис. 58). Данная впадина представляет собой 20-ти километровую толщу осадков, которая подстилается 15-ти км консолидированной корой с сейсмической скоростью в ней порядка 6,8 – 7,1 км/сек. Она существенно отличается от типичной для древних платформ коры с мощностью в 40 – 45 км и с 10 – 15-ти км "гранитогнейсовым слоем" со скоростью сейсмических волн 6,0 – 6,4 км/сек. Отсутствие в коре Прикаспийской впадины "гранитогнейсового" слоя позволило отнести ее к так называемому субокеаническому типу [Белоусов, Павленкова, 1989]. Структура фундамента, разбитого многочисленными сбросами, говорит о сложной тектонической истории формирования этой впадины.

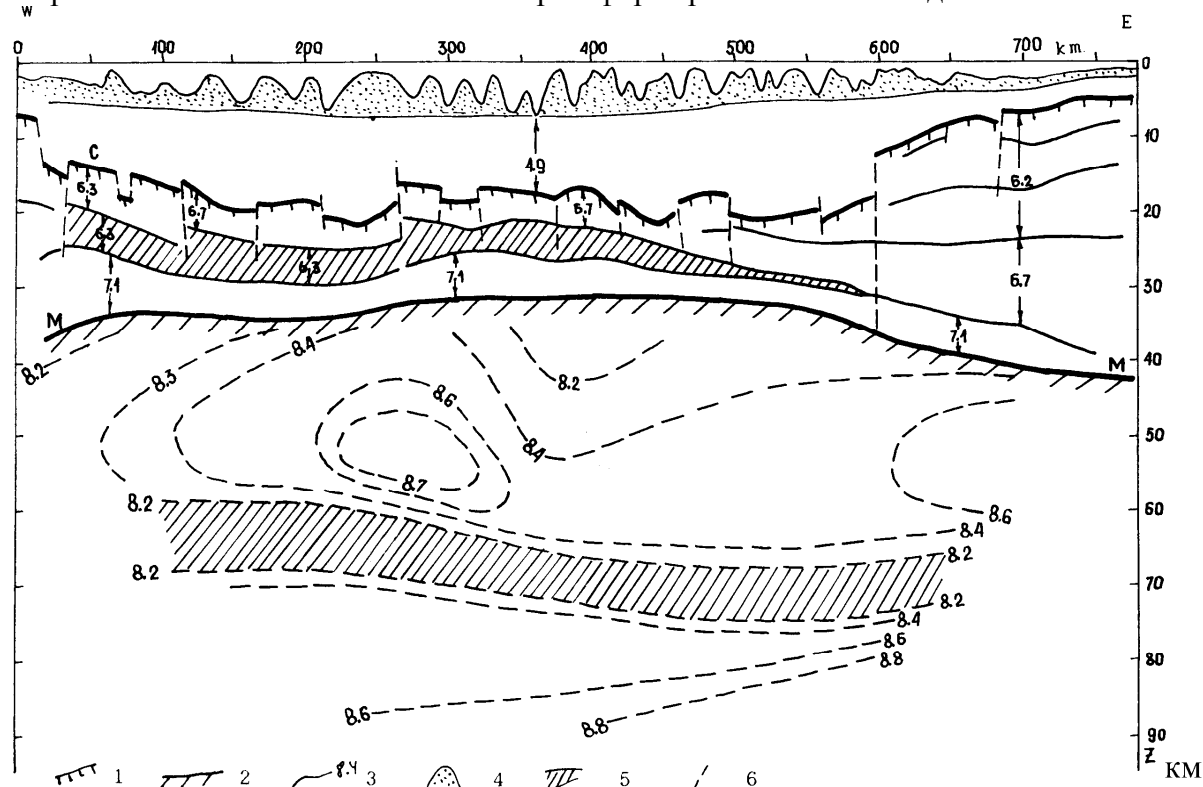


Рис. 58. Сейсмический разрез земной коры и верхов мантии через Прикаспийскую впадину [Егоркин, 1980]: 1 – поверхность фундамента, 2 – подошва земной коры, граница М, 3 – изолинии скорости в км/сек, 4 – соленосная толща, 5 – зоны пониженных скоростей, 6 – разломы.

Сверхдлинные сейсмические профили, выполненные в этом регионе с ядерными взрывами [Егоркин, 1991], позволили осветить структуру верхней мантии впадины до глубины 90 км (рис. 58). На глубине около 70 км выделен слой небольшой мощности с пониженной скоростью. Он тоже, как и на Балтийском щите, располагается внутри литосферы и подстилает породы с аномально высокими скоростями. Такое сходство вряд ли можно считать случайностью, скорее всего можно сделать вывод, что наличие волноводов в литосфере древних платформ на относительно небольшой глубине является характерной чертой структуры верхней мантии самых разных геоструктур.

### 6.3. Волноводы в верхах океанической мантии

Структура верхней мантии океанов изучена геофизическими методами гораздо слабее. Однако проблема астеносферы здесь решалась проще. Сейсмологическими методами на глубине около 100 км в океанах был выделен слой с пониженной скоростью, который характеризуется повышенной электропроводностью [Ваньян, Шиловский, 1983]. Он, по данным о тепловом потоке, соответствует области возможного плавления. Перечисленные характеристики представляют собой классический набор для астеносферного слоя. По сейсмологическим и гравиметрическим данным получалось, что под срединно-океаническими хребтами астеносфера должна подниматься до глубины в 30 – 40 км.

Однако классическая модель астеносферы оказалась слишком упрощенной, когда в Атлантическом океане были проведены глубинные сейсмические исследования. Речь идет о данных, полученных по Анголо-Бразильскому геотраверсу (11° ю.ш.). Сейсмические исследования были проведены вдоль геотраверса институтом физики Земли РАН в 80-ые годы [Зверев и др., 1996]. Было выполнено несколько длинных профилей, пересекающих все главные геоструктуры Южной Атлантики: Ангольскую и Бразильскую глубоководные котловины и Срединно-Атлантический хребет. На каждом профиле была создана система встречных и нагоняющих годографов с максимальной длиной до 600 км. Были проведены глубинные исследования океана, позволившие проникнуть на глубину до 90 км. Работы проводились с донными станциями, расстояние между которыми в среднем составляли 30 – 40 км, взрывы производились каждые 5 – 8 км. Другими словами, по своей детальности эти работы также являются уникальными для океанов.

На рис. 59 и 60 представлены монтажи сейсмограмм и сводка годографов опорных волн, полученных на геотраверсе. Снова мы наблюдаем картину, типичную для серии зон инверсии скоростей. Волна Pn, соответствующая поверхности мантии, затухает на удалении от источника 120 – 160 км, и далее на расстоянии 250 – 500 км с большим временным сдвигом регистрируется интенсивная волна N<sub>1</sub> примерно с той же скоростью, что и волна Pn. Эта картина повторяется на удалениях 400 – 500 км, где на смену волны N<sub>1</sub> также с временным отрывом приходит волна N<sub>2</sub>.

На построенном в результате сейсмическом разрезе под Срединно-Атлантическим хребтом выделено три зоны инверсии скоростей: на глубине около 20, 40 – 50 и 60 – 80 км (рис. 61). Самая глубокая из них прослеживается и под глубоководными котловинами.

Таким образом, вместо единой астеносферной линзы под срединно-океаническим хребтом выделено несколько слоев с пониженной скоростью. Они перемежаются со слоями аномально высоких скоростей, не типичных даже для холодных кратонов – 8,5 км/сек. Интерпретация этих данных предполагает возможное существование под хребтом серии астенолитов или зон частичного плавления, глубина залегания которых увеличивается от хребта в сторону океанических впадин. Высокоскоростные слои, разделяющие эти астенолиты, по всей видимости, анизотропны. Другого объяснения для таких величин как 8,5 км/сек в областях с высоким тепловым потоком придумать трудно. Приведенная на рис. 61 модель не противоречит гравиметрическим и тепловым данным [Павленкова и др., 1993].

$t-d/8,5$  сек

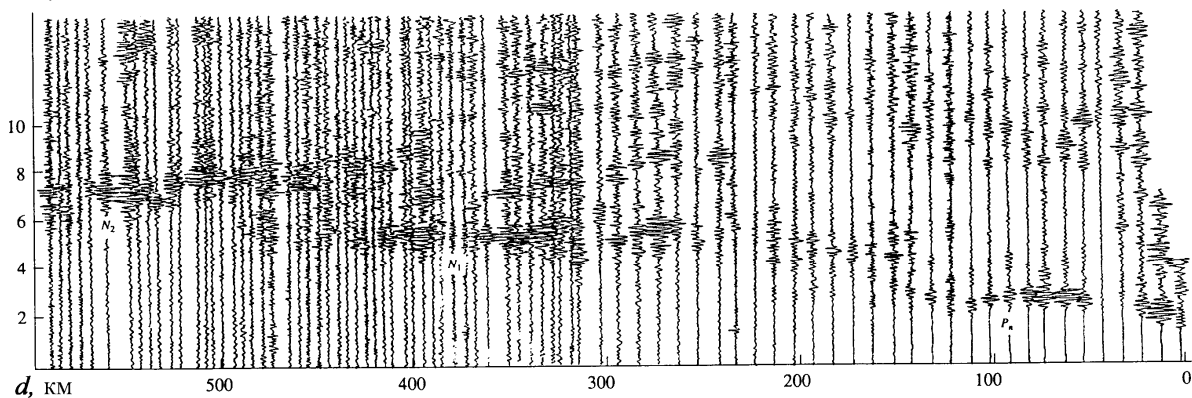


Рис. 59. Монтаж сейсмограмм мантийных волн для профиля ГСЗ вдоль Анголо-Бразильского геотраверса [Зверев и др., 1996]; Pn – преломленная волна от границы M, N<sub>1</sub> и N<sub>2</sub> – волны от подошв мантийных волноводов.

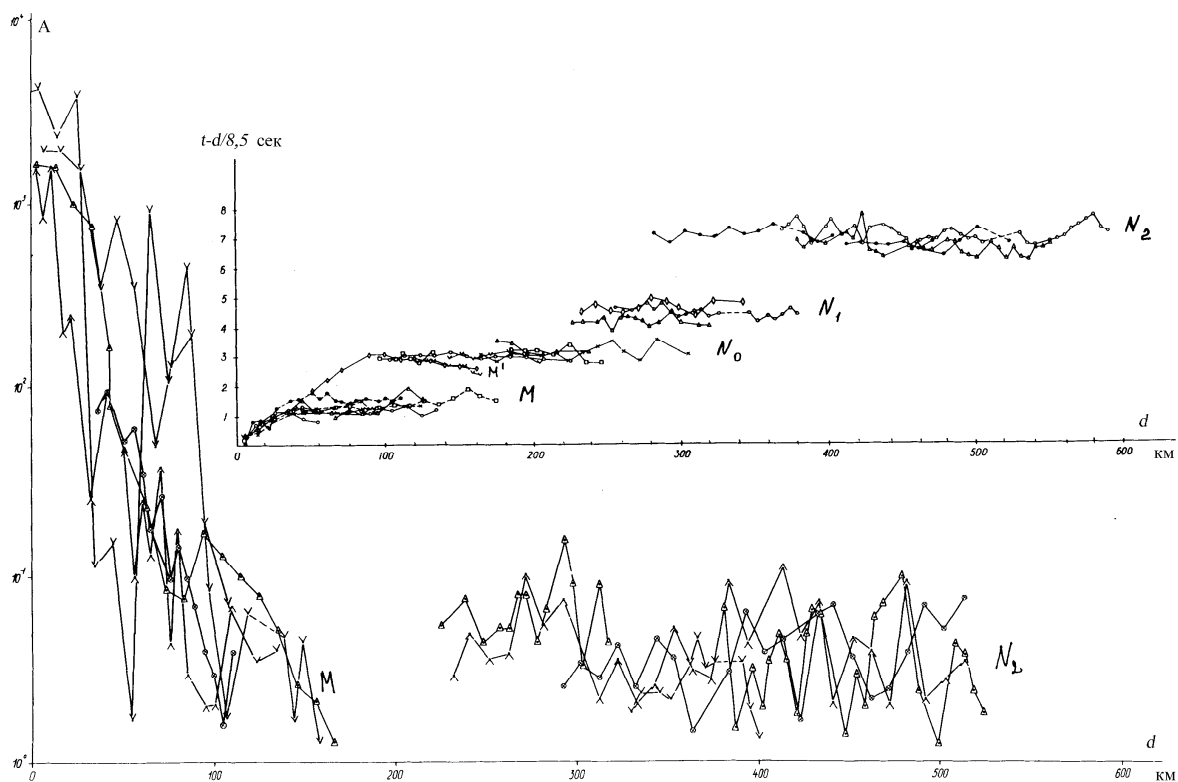


Рис. 60. Сводка годографов и амплитудных графиков мантийных волн для одного из профилей ГСЗ вдоль Анголо-Бразильского геотраверса; обозначение волн то же, что и на рис. 59.



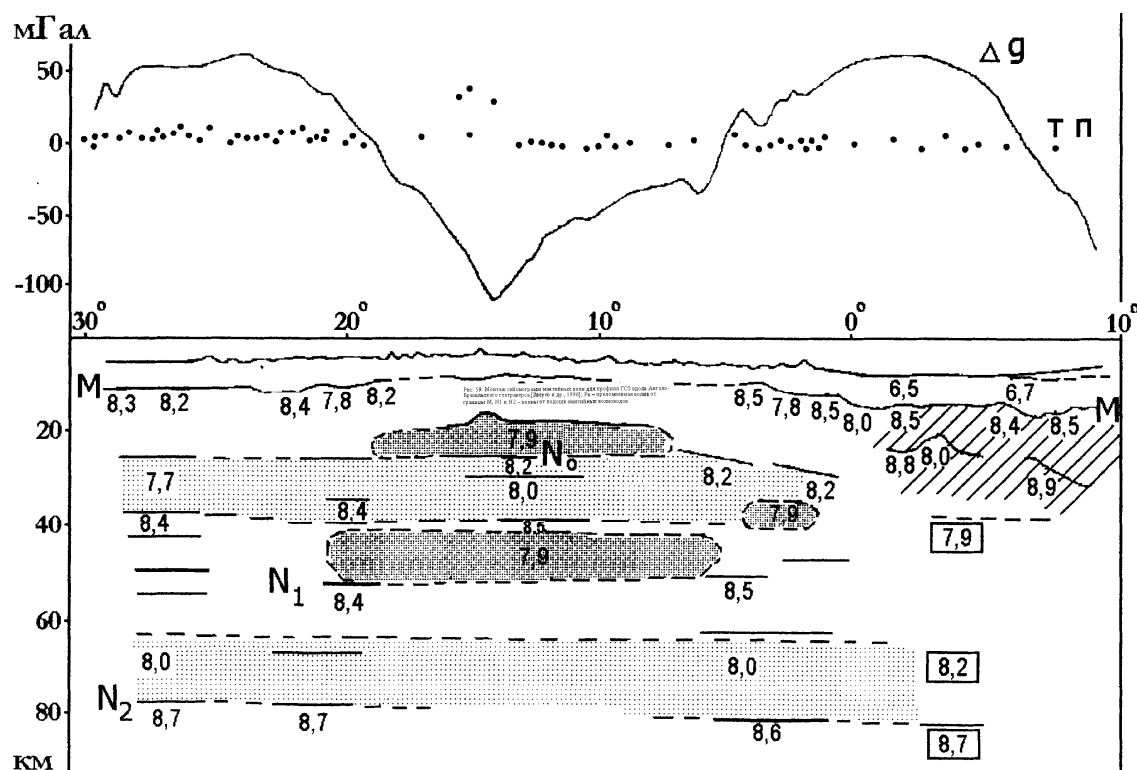


Рис. 61. Обобщенный сейсмический разрез (внизу) и кривые поля силы тяжести  $\Delta g$  и теплового потока ТП (вверху) по Анголо-Бразильскому геотраверсу [Павленкова и др., 1993]. Заштрихована область аномально высоких скоростей; крапом отмечены волноводы – темный и светлый крап соответствует большей или меньшей интенсивности инверсии скорости в волноводе; в квадратах даны скорости по меридиональному профилю, секущему геотраверс.

#### 6.4. Расслоенность верхней мантии, региональные границы

Приведенные выше данные свидетельствуют о существенной расслоенности верхней мантии, включая ее литосферную и астеносферную части. Наблюдается чередование слоев повышенной и пониженной сейсмической скорости. Но расслоенность мантии проявляется не только в таком чередовании, она подчеркивается протяженными субгоризонтальными сейсмическими границами, некоторые из которых можно отнести к разряду глобальных. Большая часть этих границ представлена многослойными пачками, которые, в свою очередь, можно рассматривать в качестве расслоенных волноводов небольшой мощности.

Сопоставление материалов по континентам и океанам показало, что наиболее устойчивой из мантийных границ является граница на глубине порядка 80 – 100 км (граница N). Она была выделена еще в 60 годы в Средней Азии по профилю Капетдаг-Аральское море. На профиле длиной в 2000 км на глубине 80 км непрерывно была прослежена отражающая граница, по своим свойствам сопоставимая с границей M [Рябой, 1979]. Прослеживалась эта граница и по обменным волнам. Сейчас ее выделяют и на Балтийском щите (рис. 56б), в Тимано-Печорском регионе и на Северном Урале [Павленкова, 1995; Павленкова Г.А., 2000], на Сибирской платформе (рис. 53), на севере Западной Европы и Канадском щите [Steer et al., 1998; Gugesberg et al., 1991]. Как уже говорилось выше, эта граница называется также 8-градусной границей, поскольку волны

от нее выходят в первые вступления на удалении 700 – 800 км или 8 градусов от источника [Thybo, Perchuc, 1997]. Вдоль этой границы скорость продольных волн часто достигает аномально высоких значений вплоть до 8,5 – 8,6 км/сек, как на профиле "Рифт" или на Анголо-Бразильском геотраверсе. Такие значения, возможно, связаны с анизотропией скоростей, когда скорость по горизонтали выше, чем по вертикали.

Особый статус границы N вытекает не только из глобального ее характера. Как правило, эта граница подстилает волноводы. Кроме того, ряд структурных особенностей верхов мантии позволяет предположить, что эта граница разделяет слои с разным внутренним строением верхней мантии. Именно здесь происходит изменение характера латеральной неоднородности среды: существенная горизонтальная неоднородность по сейсмическим скоростям, которая наиболее четко выражена вдоль границы M, исчезает на глубине 80 – 100 км. Подобное изменение отмечалось и в работах [Babushka et al., 1984].

Исчезают на этой глубине и наклонные сейсмические границы, которые можно рассматривать как мантийные зоны нарушений. На сейсмических разрезах эти границы прослеживаются непосредственно от подошвы коры и выходящие или исчезают на глубине 70 – 100 км (у границы N), т.е. общая структура верхних 100 км мантии напоминает структуру верхней коры, для которой характерны зоны разломов, выходящие к ослабленной средней коре. Такие разломы выделены в районе Северного моря [Abramovitz et al., 1998] и Канадского щита [Bostock, 1998], в Западной Европе [Matthews, 1982] и на Балтийском щите [BABEL working group, 1993].

Сейчас трудно сказать, приурочены ли эти разломы к конкретным геологическим структурам или они отражают некие общие для всех структур движения в верхах мантии. Так, отмечено, что мантийные границы на Балтийском щите все наклонены на север (рис. 53), такую же тенденцию имеют и наклонные границы на профиле "Рифт" на Сибирской платформе (рис. 34). Но в районе Тимано-Печорской плиты и Северного Урала они направлены в разные стороны [Павленкова Г.А., 2000].

Все перечисленные структурные особенности верхней мантии дают основание считать, что граница N делит верхнюю мантию на жесткий, нарушенный глубинными разломами слой, и относительно ослабленный гетерогенный слой, то есть отделяет литосферу от астеносферы. Под астеносферой в данном случае понимается не область частичного плавления, а, как это было изначально определено в планетарной геофизике, слой повышенной пластичности. Наличие такого слоя на глубине порядка 100 км хорошо согласуется и с данными о собственных колебаниях Земли [Жарков, 1979].

Реологическая модель верхней мантии не ограничивается выделенной системой ослабленных слоев на глубине порядка 100 км. Есть основание считать, что на глубине 200 – 250 км существует еще одна граница, на которой меняются механические свойства вещества. Эта граница выделялась давно по сейсмологическим данным (граница L). Ее особые свойства с точки зрения реологии верхней мантии были определены по данным ГСЗ при спектральном анализе мантийных волн. Оказалось, что на этой глубине резко уменьшается величина добротности мантийного материала [Егоркин, 1999a,b].

Таким образом, верхняя мантия, как и кора, характеризуется существенной неоднородностью, характер которой позволяет предположить ее реологическую расслоенность, т.е. чередование слоев повышенной и пониженной жесткости, охватывающих и литосферную, и астеносферную ее части. Принципиальная схема такой расслоенности представлена на рис. 62, где отмечены особенности структуры континентальной коры и главные структурные элементы верхней мантии.

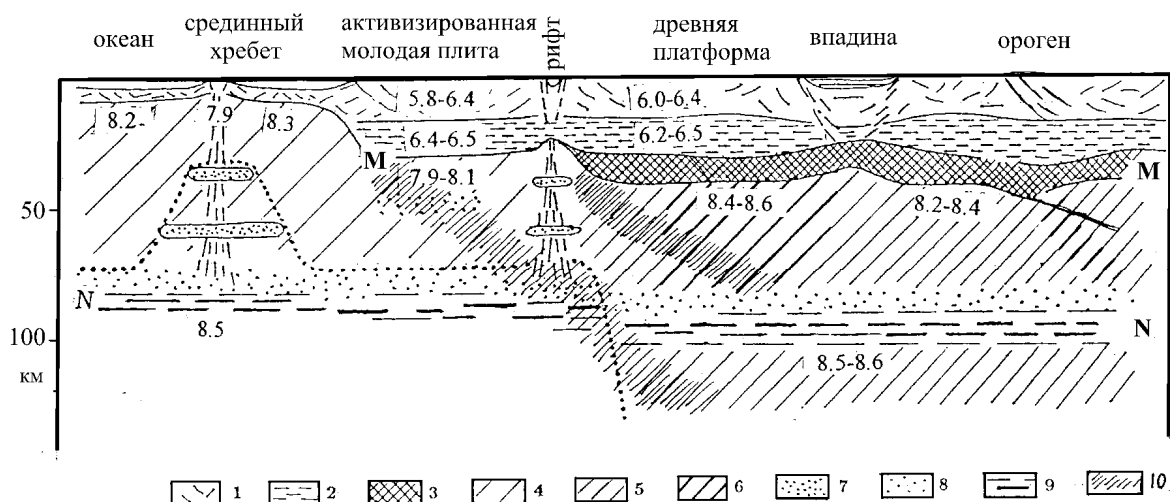


Рис. 62. Обобщенная модель литосферы континентов и океанов [Павленкова, 2003]: 1 – нарушения в земной коре, 2 – ослабленный слой в средней коре, 3 – высокоскоростная нижняя кора, 4, 5, 6 – скорости в верхней мантии; цифрами даны их значения в км/сек (4 – пониженные, 5 – нормальные, 6 – повышенные), 7 – астенолиты, 8 – ослабленный слой в верхней мантии, 9 – граница N, 10 – нарушенные зоны верхней мантии.

## 6.5. Природа мантийных волноводов и региональных сейсмических границ

Вариации сейсмических скоростей в верхней мантии могут быть вызваны различными причинами: изменением состава вещества, фазовыми переходами, неравномерным распределением температуры и напряжений, степенью разрушенности пород, их флюидонасыщенностью и др. Но влияние этих факторов различно по глубине и по характеру создаваемых ими аномалий.

Лабораторные исследования показали, что сейсмические скорости в мантийных породах разного химического состава мало различаются между собой [Соболев, Бабейко, 1994; Kern, 1993], и поэтому смена состава не может создать крупных аномалий скоростей. Фазовые переходы, напротив, оказывают существенное влияние на скорости. Наиболее яркими фазовыми границами являются кровля и подошва переходной зоны от верхней к нижней мантии и внутри этой зоны на глубине 410, 520 и 680 км. Объяснения границ N и L соответствующих фазовых переходов пока не найдено.

Большое влияние на сейсмические скорости в верхней мантии оказывает температурный режим и связанные с ним процессы изменения пластичности пород, крипа, частичного плавления. Так, горизонтальная неоднородность в самых верхах мантии обычно хорошо коррелирует с плотностью теплового потока: чем выше поток, тем ниже скорости под границей M. Температурным влиянием объясняется и существование многих слоев с пониженными скоростями. Их можно связывать с областями частичного плавления. Именно такую природу имеют, очевидно, астенолиты в рифтовых зонах и в районах срединно-океанических хребтов, когда они располагаются внутри термической астеносферы.

Причина плавления может быть разной для тектонически активных и стабильных регионов. В регионах с высоким тепловым потоком температура солидуса достигается на малых глубинах, и многие слои с пониженными скоростями и повышенной электропроводностью наблюдаются на этих глубинах. Данное замечание относится, прежде всего, к океанической астеносфере и к отдельным астенолитам в пределах срединно-океанических хребтов.

По-другому приходится объяснять волноводы, выявленные внутри литосферы. Выше приведены примеры волноводов на глубине порядка 100 км в литосфере древних кратонов, характеризующихся низким тепловым потоком. Частичное плавление на такой глубине мало вероятно. Для объяснения этих волноводов выше было высказано два основных предположения: 1) понижение скорости связано с переходом от анизотропных пород к изотропным, 2) слои с пониженными слоями характеризуются повышенной флюидонасыщенностью. Оба вида волноводов, очевидно, существуют в реальности. Но анизотропный вариант возможен лишь в случае аномально высоких скоростей в верхах мантии (выше 8,3 – 8,4 км/сек), как на Сибирской платформе или в южной Атлантике. В общем случае более вероятна связь волноводов с флюидами. Такая связь подтверждается и данными магнитотеллурических зондирований. Такое сочетание во многом сокращает неоднозначность в определении природы мантийных волноводов. Все другие предположения практически отпадают, и наиболее реальной становится связь волновода с зоной повышенной флюидонасыщенности.

Проблема существования в мантии флюидов и их роль в геодинамике обсуждается в последнее время очень интенсивно. Мнения высказываются часто диаметрально противоположные. Некоторые исследователи до сих пор считают, что мантия – "сухая", другие отдают флюидам главенствующую роль во многих наблюдаемых явлениях. В работах [Liu, 1987; Лебедев и др., 1989, Bell, Rossman, 1992; Драйвус и др., 1997; Рябчиков, 2000] были изучены породы мантии из кимберлитовых трубок, а также проведено лабораторное исследование по насыщению мантийных пород флюидами при высоких давлениях и температуре. Было показано, что оливин (являющийся одним из основных мантийных минералов) способен удерживать в себе воду при высоких давлении и температуре. Более того, оказалось, что, чем выше давление, тем больше будет содержащейся в оливине воды. Важно, что при самых ничтожных объемах воды (тысячные доли процента) резко меняются физические свойства оливина, его плотность и прочность.

Сказанное означает, что неоднородность мантии по составу и по температурному режиму может создать условия для изменения процентного содержания воды по глубине и для формирования реологически ослабленных и более жестких слоев. Еще большее влияние на структуру и динамику верхней мантии могут оказывать свободные флюиды, провоцирующие частичное плавление при относительной низкой температуре.

Именно изменчивостью флюидного режима легче всего объяснить описанную выше расслоенность верхней мантии по сейсмическим скоростям. Например, слои пониженной скорости на глубине 80 – 200 км, т.е. внутри холодной литосферы Сибирского кратона, трудно связывать с областью частичного плавления в сухой мантии. Но, как отмечалось выше, в ксенолитах из кимберлитовых провинций Сибирского кратона на определенных уровнях глубин обнаружены признаки пленочного плавления. Эти уровни с хорошей точностью совпадают со слоями пониженных скоростей, выделенных в этом регионе по сейсмическим данным. Такие слои могут быть связаны с областями повышенного содержания в веществе мантии вод или других флюидов.

Подобное объяснение структуры этого низкоскоростного слоя внутри "термической" литосферы дано в работах [Thybo, Perchus, 1997; Павленкова, 2003]. Появление на глубине 100 – 150 км ослабленного низкоскоростного слоя связано с концентрацией в мантии флюидов в результате метаморфических процессов. В этом случае слой с пониженными скоростями формирует подошву механической литосферы.

Все перечисленное означает, что внутрилитосферные волноводы должны играть важную роль во всех тектонических процессах. Они являются не только ослабленными зонами, по которым возможны подвижки мантийных блоков, но и частью общей системы переноса глубинного вещества и флюидов в верхние слои Земли. С этой

точки зрения приведенные выше данные о структуре волноводов и связи их с глубинными разломами позволяют высказать некоторые соображения о механизме такого переноса.

Обычно рассматриваются два главных механизма подъема разогретого глубинного вещества к дневной поверхности: тепловая конвекция и адвекция. Тепловая конвекция хорошо объясняет крупные аномалии скоростей, рисующие восходящие и нисходящие ветви конвективных ячеек. Однако она не может объяснить субгоризонтальную расслоенность астеносферы и, тем более, литосферы.

Адвективный механизм в этом плане более перспективен. Школой В.В. Белоусова был исследован этот процесс с геологической точки зрения как процесс подъема расплавов с больших глубин с формированием астенолинз (диапиров) как промежуточных магматических камер [Белоусов, 1978; Шолпо, 1994]. В.В. Гордиенко [1998] разработал концепцию адвективно-полиморфного процесса, которая на количественном уровне описывает его энергетическую сторону и влияние на адвекцию глубинного вещества полиморфных переходов. Существуют данные по моделированию указанного процесса, которые показали, что в верхах мантии разогретое вещество растекается, образуя протяженные ослабленные слои.

К таким же эффектам приводит и подъем глубинных флюидов. Этот более активный и быстрый механизм переноса энергии и сопровождающих флюиды расплавов обоснован в работе Ф.А. Летникова [2000]. В ней показано, что флюиды просачиваются через пластичные породы и расплавы. Перенос флюидов через литосферу легче всего происходит вдоль плоскостей рассланцевания пород. По объему переносимой массы данный механизм на несколько порядков превосходит флюидный перенос по зонам трещиноватости. Он заключается в скольжении пленок флюида вдоль плоскостей рассланцевания почти на субмолекулярном уровне.

Таким образом, в структурах земной коры и верхней мантии отмечен целый ряд закономерностей, которые, по всей видимости, отражают историю формирования верхних оболочек Земли и особенности протекающих в них геодинамических процессов. К таким закономерностям следует, прежде всего, отнести следующие:

- земная кора и вся верхняя мантия реологически расслоены, включая термическую литосферу; ослабленные зоны выделены в средней коре, на уровне границы М и на глубине порядка 100 и 200 км;

- субгоризонтальная расслоенность земной коры и верхней мантии подчеркивается протяженными сейсмическими границами, подстилающими обычно слои с пониженными скоростями (волноводы), и закономерным их сочетанием с наклонными границами и аномальными зонами (зонами нарушений), выполаживающимися к волноводам.

Описанной структуре верхней мантии лучше всего соответствует адвективно-полиморфный механизм подъема глубинного вещества, насыщенного флюидами. Флюидный механизм объясняет природу волноводов, расслоенность верхней мантии и быстроту смены эндогенных режимов. Благодаря значительной подвижности флюидов, вещество мантии достаточно быстро (по сравнению с конвективным течением) поднимается вверх. На некоторых уровнях (вследствие действия на изменение проницаемости вещества таких факторов, как давление и температура) оно задерживается в своем движении, образуя слои с повышенной концентрацией флюидов. Увлажнение пород приводит к их частичному плавлению при относительно низкой температуре и образованию астенолитов. Дальнейшее продвижение глубинного вещества вверх зависит от проницаемости земной коры и всей литосферы в целом, от распределения напряжений, структуры литосферы, ее предыдущей истории развития и т.д.

Флюидная концепция объясняет многие наблюдаемые явления. Например, цикличность тектонической активности, так как адвекция насыщенного флюидами ве-

щества тоже проходит отдельными циклами, связанными с периодическими выбросами флюидов из ядра. Наличие отдельных замкнутых астенолитов, насыщенных флюидом, дает возможность объяснить наблюдаемую цикличность магматической активности. Кроме этого, с формированием и эволюцией крупных астенолинз можно связывать вертикальные движения платформенных областей. Резкие подъемы и опускания больших площадей дневной поверхности отмечены по геологическим данным во многих регионах. Известно, что юг Африки интенсивно поднимается сейчас, а весь север Евразии и Северной Атлантики – резко погрузился в верхнем мелу. Концентрация флюидов в астенолинзах и начало частичного плавления в них могут объяснить поднятия крупных площадей, а отток материала из астенолинз с последующим остыванием – их опускание. Протяженные по площади астенолиты обеспечивают также одновременную активизацию магматической деятельности в активных зонах по разные стороны платформенных площадей. Наконец, флюидная концепция является основой для объяснения формирования различных видов полезных ископаемых.

Реологическая расслоенность верхних оболочек Земли и флюидная концепция позволяют объяснить многие наблюдаемые геологические явления. Так, чередование жестких пластин с ослабленными зонами хорошо согласуется с идеей тектонической расслоенности литосферы в целом [Пейве, 1980; Леонов, 1993], являющейся продолжением тектонической расслоенности коры. Горизонтальные движения в такой среде легче всего представить в виде относительных подвижек жестких пластин (плит) и в виде течения вещества по ослабленным слоям. Особо следует подчеркнуть возможность течения вещества в средней и нижней коре, с чем, возможно, связаны образование складчатости и выдавливание глубинного вещества на поверхность без существенной коллизии, изостатическое выравнивание на границе М и др.

Флюидный механизм может объяснить и наблюдаемые резкие вертикальные движения в пределах самых разнообразных геологических структур, от океанов до древних платформ. Эти движения могут быть вызваны накоплением, а затем оттоком флюидов в больших по площади ослабленных слоях литосферы. Периодичность тектонической активизации, ее одновременность в разных по геологической истории регионах также становятся понятными, если принять во внимание существование системы сообщающихся слоев и нарушенных зон, по которым глубинные флюиды проникают в верхние оболочки Земли.

