

## Глава 2. Волноводы в платформенных областях континентов

### 2.1. Балтийский щит

Балтийский щит является, как отмечалось, территорией, хорошо изученной глубинным сейсмическим зондированием (ГСЗ). В его пределах отработано более десятка профилей, которые пересекают все тектонические элементы щита (рис. 10). Качество записей на большей части профилей высокое. Повсеместно прослеживаются не только продольные (Р), но и поперечные (S) волны (рис. 9), что является достаточно редким явлением для других регионов.

Земная кора на Балтийском щите отличается большой мощностью. В южной части Финляндии она достигает 50 – 55 км [Luosto, 1991]. Средняя скорость в коре 6,5 – 6,6 км/сек. Скоростная модель щита при ее мощности в 40 – 45 км может быть описана тремя основными слоями со скоростями: 6,0 – 6,4 км/сек (верхняя кора), 6,5 – 6,7 км/сек (средняя кора) и 6,8 – 7,2 км/сек (нижняя кора).

Большие работы проведены на Балтийском щите и другими геофизическими методами. Прежде всего, среди них нужно отметить морские профили ОГТ, выполненные по проекту BABEL [BABEL working group, 1993], и профили "Спецгеофизики" в Карелии [Берзин и др., 2001a,b]. Крупные исследования проведены и методом магнитотеллурических зондирований [Ковтун и др., 1986, 1994, 2001; Korja et al., 1989]. Хорошо изучены физические свойства пород щита [Kern et al., 1993].

Балтийский щип является уникальным полигоном для изучения земной коры еще и потому, что здесь пробурена самая глубокая (12 км) Кольская сверхглубокая скважина [Козловский (ред.), 1984]. Все это важно для изучения природы волноводов, и поэтому мы уделили данному региону особое внимание.

#### 2.1.1. Данные ГСЗ

Все профили ГСЗ были пересмотрены на единой методической основе, и было определено, как часто встречаются в земной коре слои с пониженными скоростями и насколько надежно они прослеживаются по площади.

Необходимость пересмотра данных ГСЗ на единой методической основе связана с тем, что эти работы выполнялись в течение 40 лет разными организациями и по разной методике. Наиболее детальные работы были проведены в 50 – 60 годы Ленинградским горным институтом [Литвиненко и др., 1981] по методике непрерывного профилирования. При этом расстояние между трассами на монтажах сейсмограмм составляло 100 м (при современных работах ГСЗ на суше оно составляет обычно 2 – 5 км), однако, регистрация проводилась только для Р-волн. Несмотря на такую большую детальность наблюдений, слои с пониженной скоростью в то время выделены не были. В самом деле, обработка материалов ГСЗ в те годы была основана на корреляционном методе преломленных волн (КМПВ), предусматривающем слоистое строение среды с увеличением скорости от слоя к слою [Гамбурцев и др., 1952]. Поэтому слои с пониженной скоростью на разрезах тех лет и не могли быть выделены.

Новые профили ГСЗ на российской части щита были выполнены Центром ГЕОН в 80 – 90 годах. Наиболее полный материал получен по профилю "Кварц" на Кольском полуострове (рис. 10). Регистрация проводилась автономными трехкомпонентными станциями [Егоркин, 1984a,b], т.е. предполагалась регистрация не только продольных, но и поперечных волн. Однако расстояние между сеймостанциями составляло 10 км, так что детальность исследований по этим профилям невысокая. Типичные примеры записей приведены на рис. 12. Видно, что, по сравнению с более детальными наблюде-

ниями (рис. 9), эти записи не обеспечивают надежную корреляцию волн в последующих вступлениях. Особенно бедными оказались записи S-волн, которые невозможно использовать для изучения внутреннего строения земной коры.

Профили ГСЗ в других странах Балтийского щита проводились также автономными станциями, но расстояние между приборами было гораздо меньше, чем на профилях ГЕОНа: не более 2 – 3 км. Были получены хорошие записи не только продольных, но и поперечных волн. Были также надежно выделены отраженные волны от границ в коре для вторых вступлений (типичные примеры записи при такой методике приведены на рис. 9 и 11).

На некоторых из этих профилей было установлено наличие в низах верхней коры на глубине 10 – 15 км слоев с пониженной скоростью (волноводов). Это – профили "Кварц" [Егоркин, 1991], POLAR [Luosto et al., 1989], Sveka [Grad, Luosto, 1987]. Но на других профилях слои с пониженными скоростями не были выделены. Оставался открытым вопрос, прослеживаются ли эти слои спорадически или они не были отмечены некоторыми авторами, не уделявшими им должного внимания. По этой причине для надежного сопоставления полученных данных о коровых волноводах и определения их характерных черт авторами был проведен анализ наблюдаемых волновых полей по всем профилям ГСЗ Балтийского щита и дана их переинтерпретация с единых методических позиций.

Необходимость переинтерпретации первичных материалов диктовалась еще тем, что при обработке данных по профилям ГЕОНа (в данном случае по профилю "Кварц") использовалась скоростная фильтрация. Она заключается в суммировании сейсмических трасс по осям с определенной кажущейся скоростью. Волны с такой скоростью должны при этом подчеркиваться на фоне других колебаний. Но применение данного метода к записям, когда расстояния между трассами в 10 км, не обосновано. Оно может привести к появлению ложных волн. Чтобы избежать этих ложных эффектов, мы переинтерпретировали и профили ГЕОНа.

В результате такой переинтерпретации практически на всей площади щита был прослежен слой с пониженной скоростью (волновод) в интервале глубин 7 – 16 км. Выше были рассмотрены примеры выделения этого слоя на профилях "Кварц" и Fennia (рис. 3 и 14). На рис. 17 приведены сводка годографов по профилю Sveka и соответствующая скоростная модель. На годографах четко виден разрыв первых волн на удалении от источника в 100 км и смещение их по оси времен на величину  $\Delta t > 0,5$  сек. Соответствующий слой с пониженной скоростью залегает в этой части щита на глубине от 8 до 15 км.

Скоростная модель волновода примерно одинаковая на всех профилях. Он залегает в подошве верхней коры, скорость в которой увеличивается от 5,8 – 6,0 км/сек у поверхности до 6,4 – 6,5 км/сек в кровле волновода. Подстилается волновод чаще всего отражающим горизонтом K1 с граничной скоростью порядка 6,5 км/сек. Величина инверсии скорости по разным оценкам составляет от 0,1 до 0,3 км/сек и соответственно мощность волновода меняется от 2 – 3 до 7 – 8 км.

Хорошее качество записей поперечных волн на большей части профилей Балтийского щита позволили определить модель волновода и по скоростям поперечных волн. Наиболее тщательные исследования в этом плане проведены для профиля Sveka [Grad, Luosto, 1987]. Показано, что соотношение скоростей P- и S-волн ( $V_p/V_s$ ) в волноводе равняется в среднем такой же величине, как и в верхней коре, – 1,71 или немного ниже (рис. 18). Это означает, что по своему составу породы волновода не отличаются от вмещающих образований. Указанный вывод можно сделать, используя установленную (на большом количестве образцов пород разного типа) корреляционную связь между процентным содержанием кремнезема и скоростями продольных и поперечных волн [Алейников и др., 1990]. Если бы волновод был сложен породами, отличными от пород верхней коры, было бы получено и другое соотношение скоростей продольных и поперечных волн.

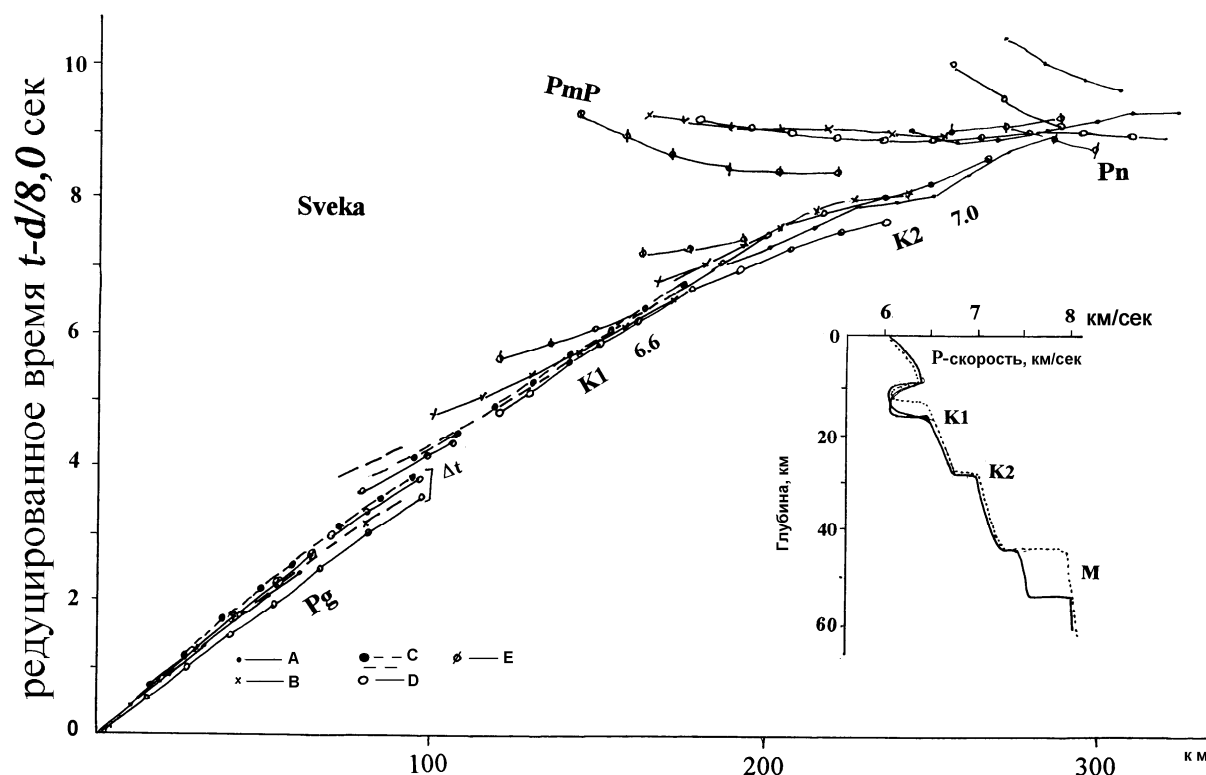


Рис. 17. Сводка годографов опорных волн из разных пунктов взрыва, приведенных к одному источнику, и обобщенная скоростная модель земной коры для профиля Sveka. Цифрами даны кажущиеся скорости. Обозначения волн те же, что на рис. 9, 11 и 12.

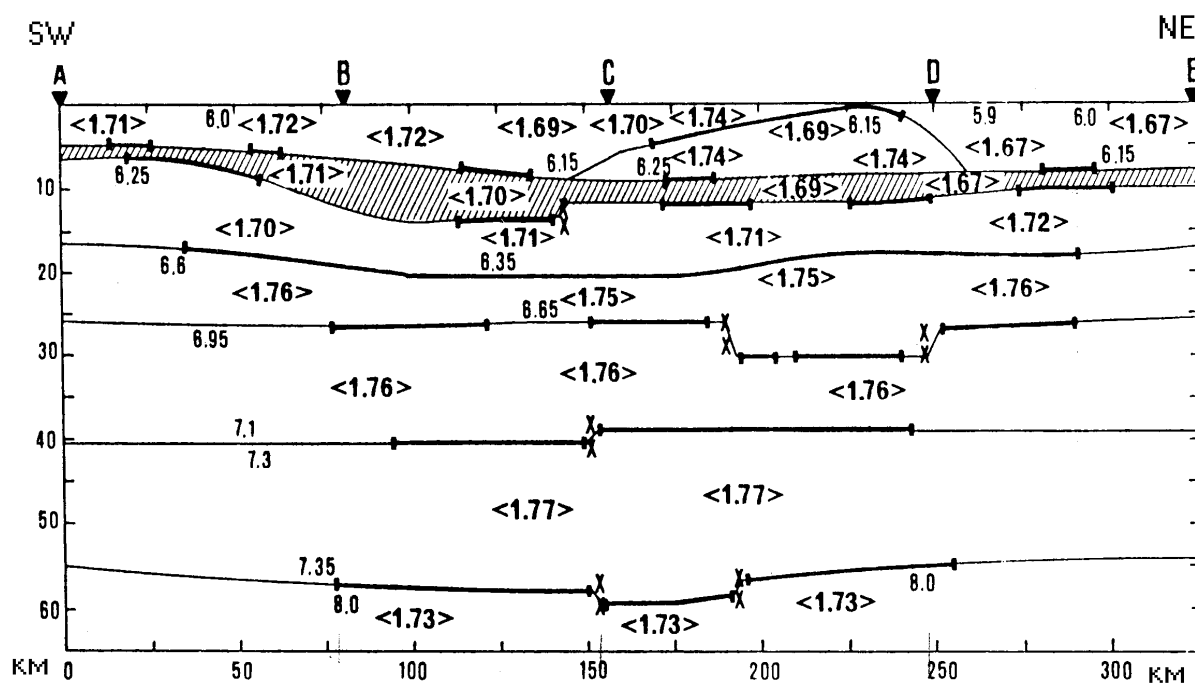


Рис. 18. Сейсмический разрез земной коры по профилю Sveka по двум параметрам: скорости продольных волн и соотношения скоростей продольных и поперечных

волн, данные [Grad, Luosto, 1987]. Заштрихован слой пониженных скоростей. Отражающие площадки показаны утолщенными линиями.

Как уже отмечалось, внутреннюю структуру волновода определить довольно трудно. Но можно предположить, что волновод представляет собой расслоенную пачку с промежуточными границами. На многих профилях отмечены отражения, пришедшие от таких границ. Их можно видеть на примере профиля Fennia (рис. 14), где внутри волновода построено несколько отражающих площадок. Промежуточное отражение  $K_0$  отмечено и на профиле Sveka (рис. 17).

Отмечено также, что внутреннее строение волновода по продольным и поперечным волнам может быть разным. Об этом говорит структура полей Р- и S-волн, наблюдаемых в зонах тени: очень часто она различается интенсивностью волн от подошвы инверсионной зоны и от границ внутри зоны (рис. 9). Данный факт означает, что на внутренних границах волновода коэффициент Пуассона меняется. Причиной может быть наличие пропластков пород разного состава или, что более правдоподобно, наличие насыщенных флюидами слоев.

Рассмотрим теперь некоторые примеры, которые позволяют охарактеризовать свойства корового волновода с других точек зрения и тем самым определить его возможную природу. Наиболее информативными в этом отношении являются профиль Кемь-Ухта, вдоль которого выполнены наблюдения ОГТ, и профиль "Кварц", поскольку он ближе всех находится к Кольской сверхглубокой скважине. Указанные профили интересны и с точки зрения сопоставления сейсмических материалов по волноводам с данными магнитотеллурического зондирования.

### **2.1.2. Сопоставление данных ГСЗ и ОГТ по внутренней структуре волновода**

Наиболее строгие сопоставления данных преломленных и закритических отраженных волн (ГСЗ) и субвертикальных отражений (ОГТ) можно провести по материалам профиля Кемь-Ухта, расположенного в восточной части щита (рис. 10). Профиль пересекает зону глубинного разлома, разделяющего Карельский протократон от Беломорского орогенного пояса. Вдоль профиля выполнены детальные работы не только методом ГСЗ, но и методом отраженных волн (ОГТ), т.е. на его примере можно рассмотреть, как коровые волноводы выглядят в поле докритических отражений и можно ли их выделить по этим отражениям.

Работы ГСЗ на профиле Кемь-Ухта были выполнены в 60 годы [Литвиненко и др., 1981] по описанной выше методике непрерывного профилирования с многоканальными станциями и с расстоянием между приборами в 100 м. Материалы по данному профилю сохранились. Они были пересмотрены на основе современных методов интерпретации (Берзин, Павленкова, 2001).

Наблюдаемые волновые поля из всех пунктов взрыва имеют много общего (рис. 19 и 20). Выделяется несколько опорных волн. В первых вступлениях регистрируется волна  $P_g$ , кажущаяся скоростью которой постепенно увеличивается при удалении от источника от 5,8 до 6,3 км/сек. На удалении 80 – 100 км эта волна затухает. На смену ей с некоторым временным сдвигом в первые вступления выходит волна  $K_1$  со скоростью 8,3 – 6,4 км/сек. На расстоянии более 200 км в первых вступлениях регистрируется преломленная волна от мантии – волна  $P_n$  с кажущейся скоростью 8,0 км/сек.

В последующих вступлениях выделяется большое число осей синфазности (которые являются следствием отражения от внутрикоровых границ) с кажущейся скоростью большей, чем у первых волн. Как правило, они непротяженны и изменчивы

по амплитуде. Но среди них выделяются относительно устойчивые волны K1 и K2 и доминирующая по интенсивности отраженная от границы М волна PmP (рис. 19).

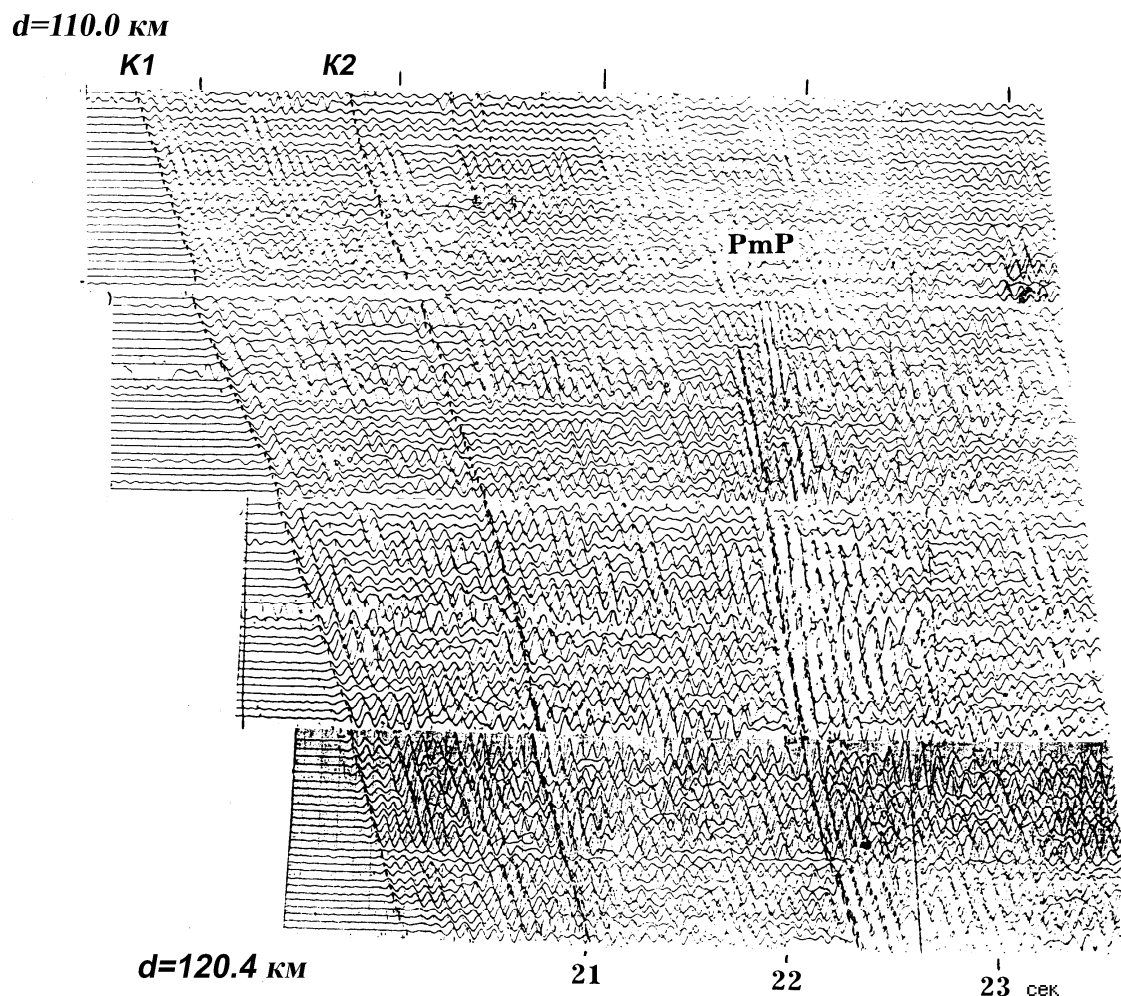


Рис. 19. Монтаж сейсмограмм непрерывного сейсмического профилирования по профилю Кемь-Ухта (рис. 10), характеризующий опорные волны от границ внутри коры K1 и K2 и от границы М (PmP),  $d$  – расстояние от источника.

По всем пунктам взрыва четко виден разрыв первых вступлений на удалении 80 – 90 км и смещение их по оси времен почти на полсекунды, что является признаком существования в коре слоя с пониженной скоростью. Надежно коррелируется и отраженная волна K1, соответствующая его подошве. Особенностью волновой картины для этого профиля является наличие отражения от горизонта внутри волновода, которое несколько закрывает зону тени.

Полученный в результате математического моделирования разрез (рис. 20) следующим образом характеризует общую структуру всей земной коры. В верхней ее части до глубины 5 км скорость нарастает от 5,9 до 6,3 км/сек, затем наблюдается зона инверсии скорости. Как отмечалось выше, величине  $\Delta t$  может соответствовать серия моделей с зоной инверсии разной мощности и с разной скоростью внутри зоны. Как и в предыдущих случаях, скорость в волноводе была задана: 6,1 – 6,2 км/сек, что соответствует величинам, измеренным на данной глубине в Кольской сверхглубокой скважине. Мощность волновода была определена в результате математического моделирования. Глубина до подошвы волновода, границы K1, изменяется вдоль профиля от 16 км

на западе до 10 км на востоке. Скорость под этой границей тоже меняется от 6,5 км/сек на западе до 6,3 км/сек на востоке.

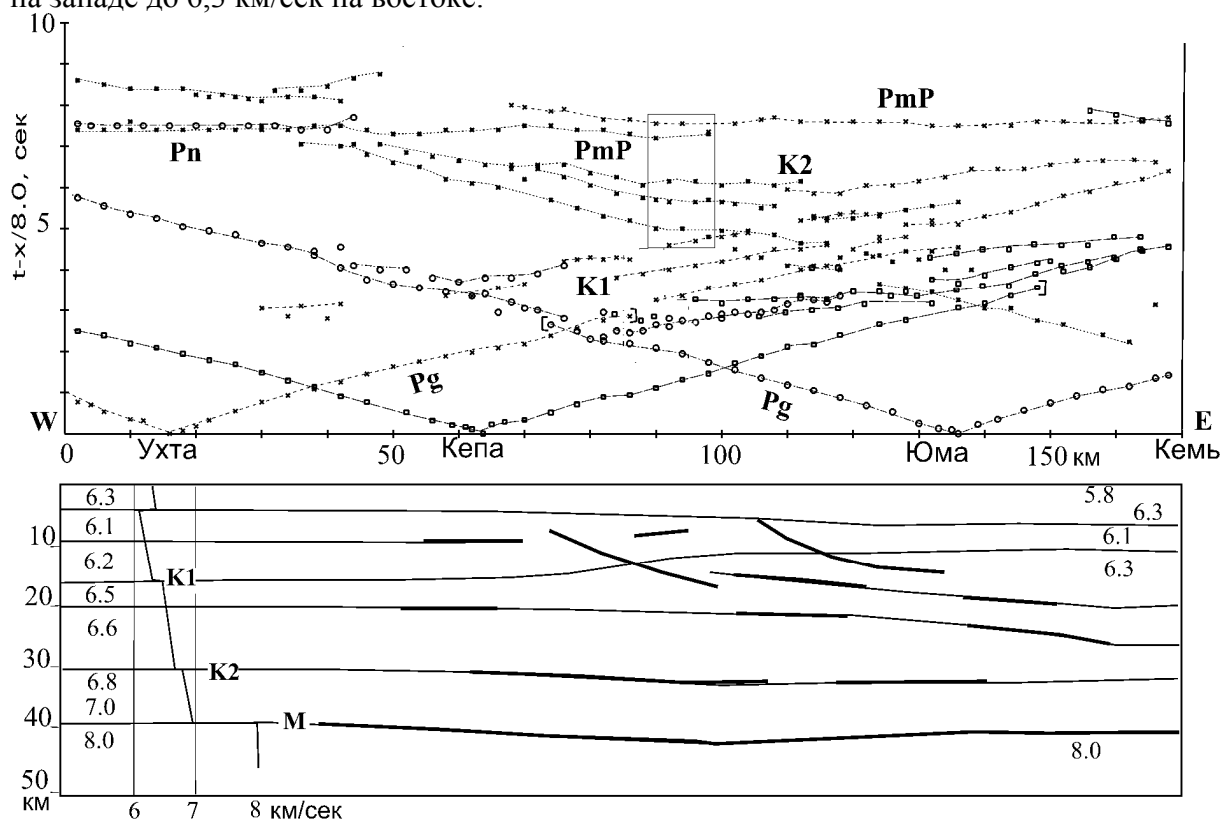


Рис. 20. Наблюдаемые годографы и сейсмический разрез земной коры (со скоростной моделью) по профилю Кемь-Ухта [Берзин, Павленкова, 2001]. Отражающие площадки показаны утолщенными линиями.

Работы ОГТ были выполнены вдоль профиля Кемь-Ухта в 1999 г. [Берзин и др., 2001a,b]. Получен материал хорошего качества с большим числом отражений от границ в коре, характеризующих структуру зоны сочленения двух разновозрастных блоков щита на всю глубину земной коры. На рис. 21 представлен немигрированный временной разрез ОГТ, полученный по профилю Кемь-Ухта. Наиболее яркой особенностью разреза являются наклонные на восток отражающие горизонты, секущие почти всю кору. Они соответствуют разломной зоне, разделяющей Карельский протократон от Беломорского подвижного пояса.

По материалам ОГТ на указанном профиле была сделана попытка – определить скоростной разрез коры, хотя расчеты скорости по коротким годографам субвертикальных отражений не отличаются большой точностью. Только благодаря большой статистике можно было оценить общие черты скоростной модели изучаемой среды. Результаты расчетов, выполненных в работе [Берзин и др., 2001a,b], приведены на рис. 22. В интервале глубин 8 – 17 км (время от 2,5 до 5,5 сек), где расположен волновод, зарегистрировано большое число отражений. Они свидетельствуют о существенной гетерогенности данной части коры и о резком увеличении скорости на глубине, соответствующей границе K1 (время на разрезе 5 сек). В этом плане данные ОГТ согласуются с моделью ГСЗ. Более того, они позволяют обосновать наличие резкого скачка скорости

на границе K1, что немаловажно при выборе оптимальной модели зоны инверсии скорости из множества возможных решений.

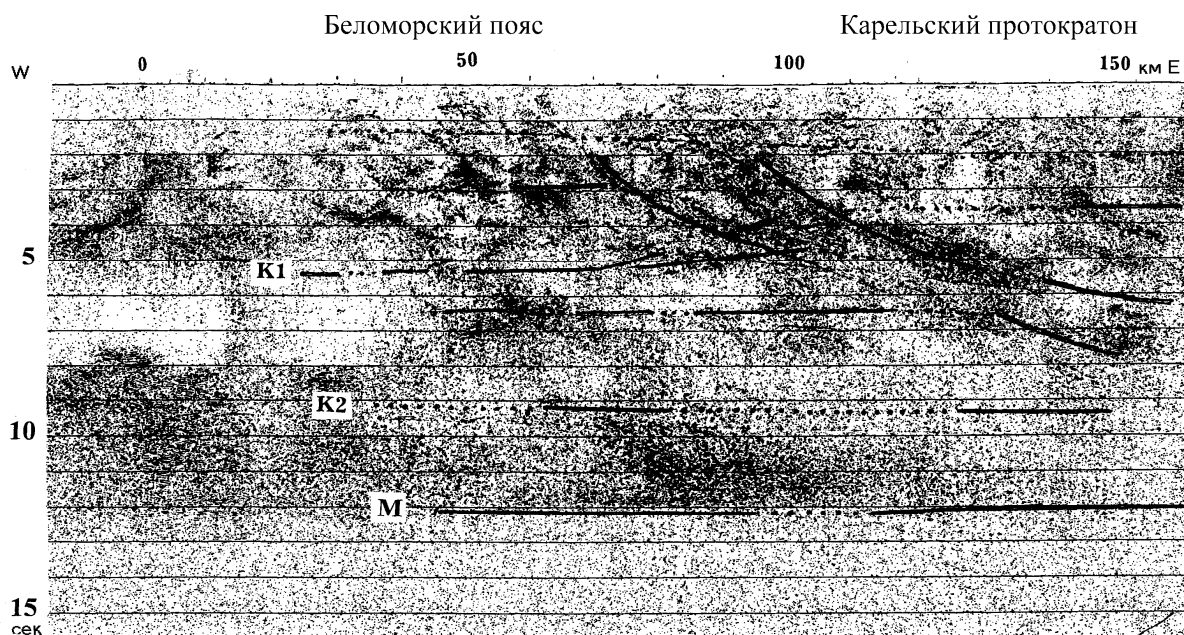


Рис. 21. Временной разрез земной коры по данным ОГТ вдоль профиля Кемь-Ухта [Берзин и др., 2001a,b]. Сплошными линиями даны времена, рассчитанные для границ по разрезу ГСЗ, приведенному на рис. 20.

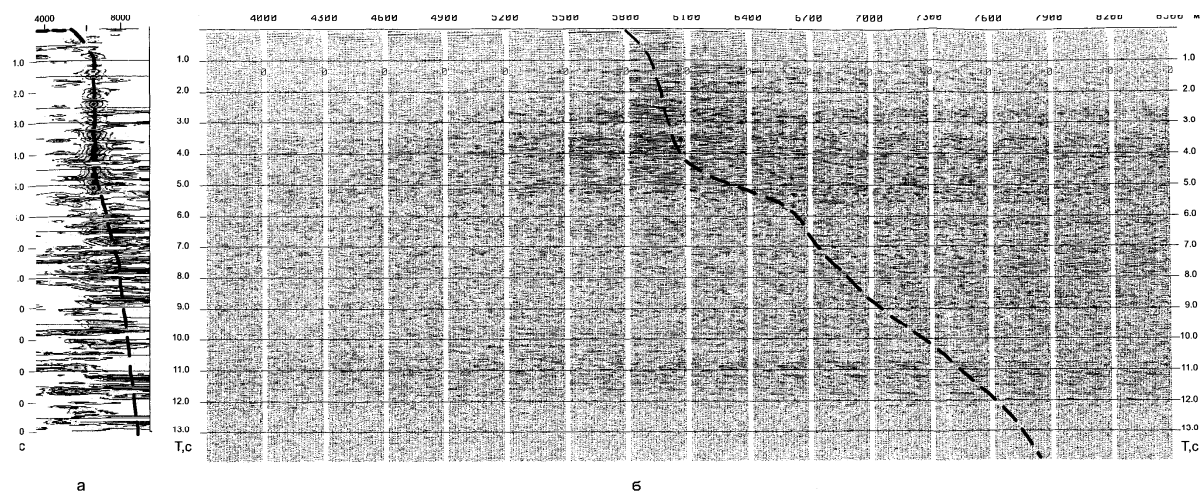


Рис. 22. Результаты скоростного анализа данных метода отраженных волн по профилю Кемь-Ухта (перебор скорости в интервале 4000 – 8500 м/сек) [Берзин и др., 2001a,b].

На временной разрез ОГТ на рис. 21 нанесены основные границы скоростной модели ГСЗ. Последние рисуют, в основном, субгоризонтальную расслоенность коры с закономерным изменением скоростных параметров среды с глубиной. На разрезе ОГТ внутри коры такую же закономерную смену общей картины с глубиной отметить трудно. Некоторые горизонтальные границы между слоями с разными отражающими свой-

ствами можно выделить, но они, как правило, не совпадают с выделенными по ГСЗ границами. Исключение составляет лишь граница М, на которой резко меняется насыщенность разреза отражающими элементами.

Никак не выражен на разрезе ОГТ и волновод. Он пересекает наклонные площадки и зоны разной внутренней неоднородности. Это очень важный результат, необходимый для понимания природы волновода. Он означает, что уменьшение скорости в волноводе и наличие субгоризонтальных границ К1 и К2 не связаны с древней тектоникой. Они представляют собой наложенные более молодые структуры.

### 2.1.3. Данные магнитотеллурического зондирования

Магнитотеллурические зондирования выполнены на Балтийском щите в большом объеме. В российской части щита эти работы проводились систематически с начала 80-х годов сотрудниками кафедры физики Земли Санкт-Петербургского Университета [Ковтун и др., 1986, 1994]. В западных странах наиболее крупные исследования были выполнены по международным проектам под руководством финских исследователей [Hjelt, Vanyan, 1989; Korja et al., 1989].

Для нас наибольший интерес представляют данные МТЗ, полученные по сейсмическим профилям или вблизи них. Так, для сопоставления результатов МТЗ и ГСЗ по волноводу в верхней коре особый интерес представляют профили "Кварц", Кемь-Ухта и Polar. Магнитотеллурические зондирования, проведенные вдоль них или вблизи них, показали резкое падение кажущегося сопротивления в интервале периодов вариаций  $10^{-2} - 1$  сек, которое служит четким свидетельством уменьшения удельного электрического сопротивления на глубине 8 – 12 км (рис. 23). Кажущееся сопротивление достигает минимума вблизи периода в 1 сек, а при дальнейшем увеличении периода вариаций возрастает в несколько раз.

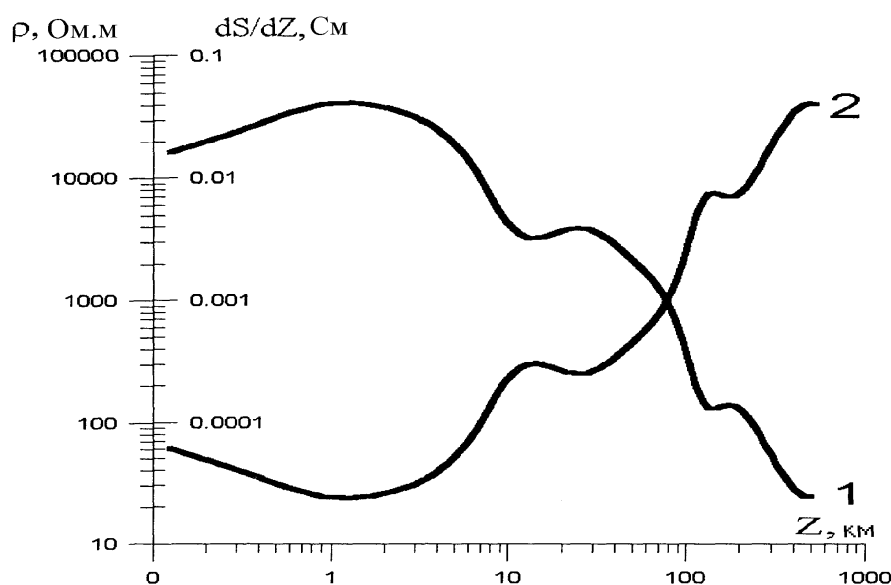


Рис. 23. Кривые кажущегося сопротивления (1) и интегральной электропроводности (2) для профиля Кемь-Ухта [Ковтун и др., 2001] Локальные минимумы кажущегося сопротивления отмечаются на глубине около 10 и 100 км.

Работами кафедры физики Земли и Карельского филиала РАН установлено практически повсеместное распространение этого слоя в земной коре Кольского полуострова.



ва и Карелии, хотя его интегральная электропроводность может изменяться на исследуемой территории больше, чем на порядок [Ковтун и др., 1986, 1994, 2001; Голод и др., 1986].

На рис. 24 проводящий слой на глубине 10 – 20 км прослеживается вдоль меридионального профиля длиной около 1000 км от побережья Баренцева моря до Ладожского озера. В Мурманском блоке на глубине 10 км удельное сопротивление уменьшается в 2500 раз (с  $5 \cdot 10^5$  до 200 Ом·м). Мощность проводящего слоя – 10 км, что соответствует интегральной электропроводности 50 См. На глубине 20 км удельное сопротивление вновь возрастает до  $5 \cdot 10^3$  Ом·м [Вагин и др., 1985]. В Северной Карелии в пунктах, расположенных вблизи сейсмического профиля Кемь-Ухта, удельное электрическое сопротивление достигает 40000 Ом·м. В верхней коре оно спадает до 1500 Ом·м на глубине около 10 км и возрастает в 2 раза на подошве проводящей зоны, интегральная электропроводность которой составляет примерно 10 См [Ковтун и др., 2001].

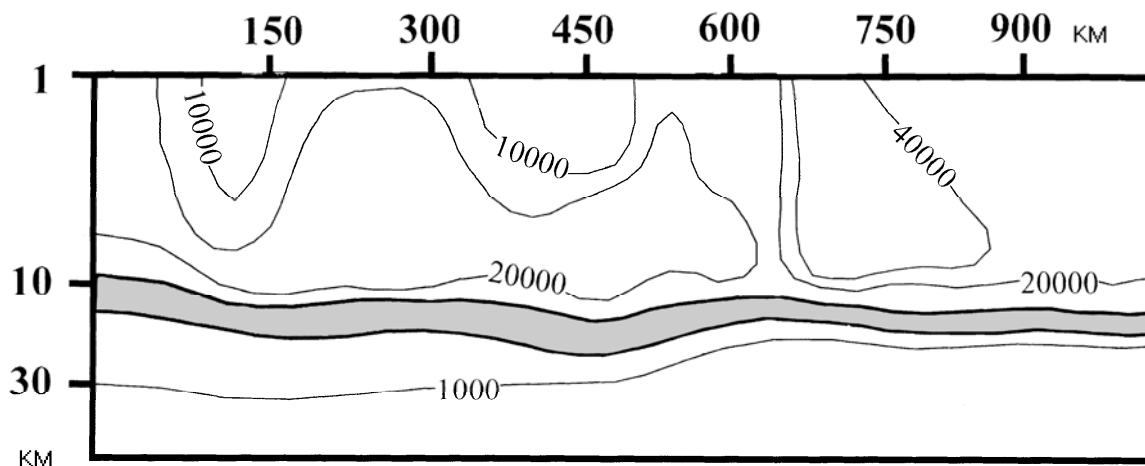


Рис. 24. Геоэлектрический разрез земной коры вдоль сводного субмеридионального профиля магнитотеллурических зондирований Териберка – Лоймола [Ковтун и др., 1986]. Выделен проводящий слой в интервале глубины 8 – 15 км.

Глубина и мощность проводящего слоя в Карелии и на Кольском полуострове хорошо согласуются с соответствующими параметрами слоя пониженной скорости продольных волн. Естественно сделать вывод об общей причине, вызвавшей снижение как сейсмической скорости, так и электрического сопротивления. Данной причиной может быть, например, увеличение содержания соленой воды в поровом пространстве волновода по сравнению с верхней корой.

Сопоставление данных сейсмических и геоэлектрических исследований дает возможность оценить пористость верхней части земной коры. В работе [Ваньян, Павленкова, 2001] такая оценка проведена следующим образом.

Верхние 10 км коры Балтийского щита характеризуются низкой пористостью. Однако даже исчезающе малое содержание воды в порах резко понижает электрическое сопротивление, что дает возможность оценить пористость  $f$  с помощью закона Арчи (1.6.1). В застойной зоне кристаллического фундамента можно ожидать высокую минерализацию поровой воды. Существует ряд прямых свидетельств в пользу насыщенных рассолов, удельное сопротивление которых при температуре верхней коры падает до 0,03 Ом·м. При данном значении удельного сопротивления и его среднем значении в верхней коре  $3 \cdot 10^4$  Ом·м дается оценка пористости  $f = 0,1\%$ . Указанное значение соответствует общепринятой оценке пористости гранитов по данным лабораторного изучения образцов. Оно может слегка увеличиться, если поры и трещины заполнены не на-

сыщенным, а более пресным раствором. Таким образом, чувствительность геоэлектрических измерений к увлажнению пород оказывается достаточной, чтобы почувствовать пористость, измеряемую долями процента.

Иначе обстоит дело со скоростью сейсмических волн. Влияние воды в порах изучено недостаточно, хотя и рассматривалось многими авторами с использованием теоретических моделей и лабораторных измерений [Лебедев и др., 1989; Kern, 1982]. Используя формулы, приведенные в работе [Ляховицкий и др., 1984], можно показать, что содержание флюида в верхних 10 км земной коры (примерно 0,1%) понизит скорость продольных волн на 0,018 км/сек. Эта величина лежит за пределами разрешающей способности ГСЗ.

В целом, понижение удельного сопротивления в основании верхней коры в среднем на 2 порядка указывает согласно закону Арчи на увеличение пористости примерно до 1%, т.е. на порядок по сравнению со средним значением в верхних 10 км. Понижение скорости продольных волн на 0,2 км (относительное уменьшение примерно на 3%) соответствует согласно грубой оценке такой же величине пористости 1%. Разумеется, это совпадение нельзя понимать буквально, учитывая определенную неоднозначность интерпретации магнитотеллурических и сейсмических зондирований, о которой говорилось выше. Тем не менее, можно сделать вывод: геоэлектрическая и сейсмическая модели согласуются между собой не только качественно, но и количественно. Оба метода указывают на повышение содержания воды до 1% в слое мощностью 5 – 10 км на глубине около 10 км. Близкая величина 1,19% получена для этих глубин и по данным Кольской сверхглубокой скважины [Козловский (ред.), 1984].

Поскольку верхняя кора находится в области хрупких деформаций, то речь, по-видимому, может идти об увеличении трещинной пористости. Иными словами, мы имеем дело с влажным слоем пониженной прочности.

За рубежом магнитотеллурические зондирования проводились в пределах Балтийского щита с применением более низкочастотной аппаратуры, и поэтому проводящий слой в верхней коре не был отмечен в центральной и западной частях щита. Но повышенная электропроводность отмечалась в зонах глубинных разломов, которые чаще всего имели листрическую форму и выполаживались на глубине 10 – 20 км. Примером может служить профиль Polar. По данным геоэлектрических измерений на нем четко прослежен известный по геологическим данным глубинный разлом (рис. 25), который выполаживается на глубине 15 – 20 км [Korja et al., 1989]. По сейсмическим данным на этом профиле выделен мощный волновод, создающий разрыв в годографах первых вступлений в 1 – 2 сек (рис. 9, 11, 12, 17).

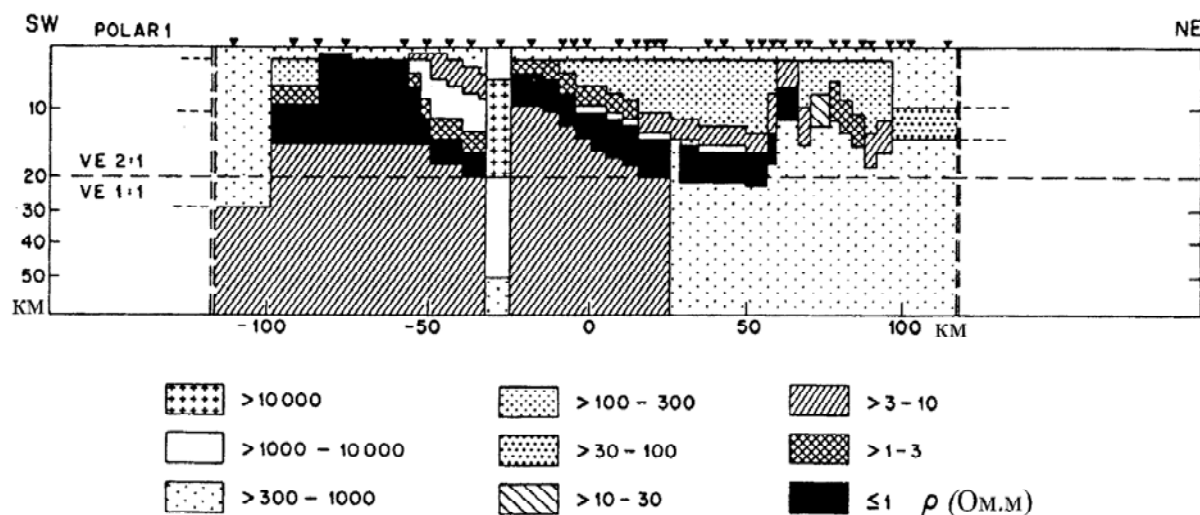


Рис. 25. Двумерная модель электропроводности земной коры по профилю Polar (рис. 10) в Северной Финляндии [Corja et al., 1993].

Проводящий слой был отмечен и в низах коры Балтийского щита, например, по профилю Sveka (рис. 26) [Corja et al., 1993]. Но определенных данных, соответствует ли указанному проводящему слою волновод, не получено. Можно предположить, что глубокие инверсии скорости, как отмечалось выше, очень трудно обнаружить по сейсмическим данным.

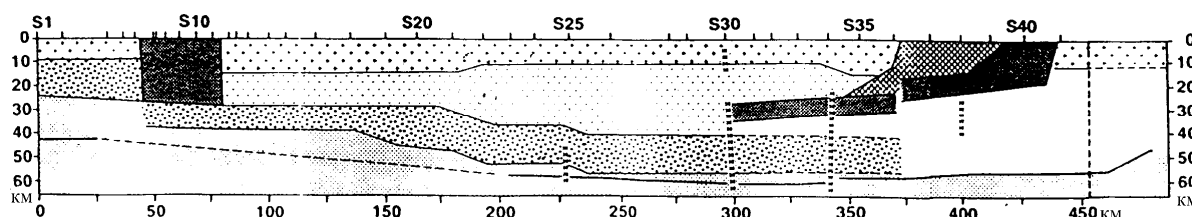


Рис. 26. Модель электропроводности земной коры по профилю Sveka (рис. 10) в южной Финляндии [Corja et al., 1993]. Области повышенной электропроводности отмечены более густым крапом.

## 2.2. Украинский щит

В 50-ые годы на Украинском и Балтийском щитах были проведены глубинные сейсмические исследования. В частности, было проведено непрерывное профилирование многоканальными станциями с расстоянием между приборами 100 м. Земная кора Украинского щита имеет сходное строение с Балтийским щитом: мощность коры 40 – 45 км, средняя скорость в ней 6,5 км/сек. Так же, как и Балтийский щит, он является областью низкого теплового потока. Сходство щитов проявляется и в том, что оба они имеют участки с аномально большой толщиной коры (до 55 км).

Именно на Украинском щите впервые были выделены слои с пониженными скоростями в средней части коры на глубине 10 – 15 км [Павленкова, 1973]. В то время эти данные были восприняты как маловероятные, поскольку коровые волноводы связывались тогда только с тектонически активными регионами с высоким тепловым потоком. Объяснялись они влиянием высокой температуры, понижающей сейсмическую скорость, что было неприемлемо для Украинского щита. Однако волновая картина с типичной для инверсии скорости зоной тени и смещением ветвей годографов первых волн почти на полсекунды была настолько очевидной, что отказаться от модели с волноводом (пусть и неясной природы) было невозможно.

К сожалению, работы в те годы проводились с однокомпонентными приборами, и записи поперечных волн были получены на вертикальных приборах лишь до удалений в 80 – 100 км. Это не позволило оценить свойства волновода по S-волнам.

На рис. 27 приведен монтаж сейсмограмм по профилю вдоль Украинского щита. Зона тени особенно четко наблюдается на удалениях от источника в 80 – 100 км. Данный профиль был обработан методом редуцированных годографов. Полученные со скоростью редукции 6,5 км/сек годографы, приведенные к середине расстояния взрыв-прибор (рис. 28а), четко оконтуривают кровлю волновода и его подошву. На рис. 28б приведен полученный в результате математического моделирования скоростной разрез земной коры.

Позже было показано, что слой с пониженной скоростью прослеживается и на других профилях Украинского щита [Ильченко, 1987; Trypolsky, Kaluzhnaya, 2001]. На рис. 29 приведены монтажи сейсмограмм из встречных пунктов взрыва по профилю, пересекающему Коростеньский плутон. На обоих монтажах на одних и тех же удалениях от источника первые волны затухают, и в последующих вступлениях прослеживается интенсивная отраженная волна K1. Глубина до соответствующего слоя пониженной скорости оценена здесь в 7 км, а до границы K1 – в 15 км.

Для Украинского щита были отмечены интересные структурные особенности корового волновода. По данным метода отраженных волн было показано, что большинство глубинных разломов, выявленных геологическими методами, имеет листрическую форму и выполаживается на глубине порядка 10 – 15 км [Шаров, 1987]. Субгоризонтальная часть разломов формирует в этом интервале глубин расслоенную пачку. Именно такие зоны повышенной расслоенности и создают, очевидно, отражающий горизонт K1.

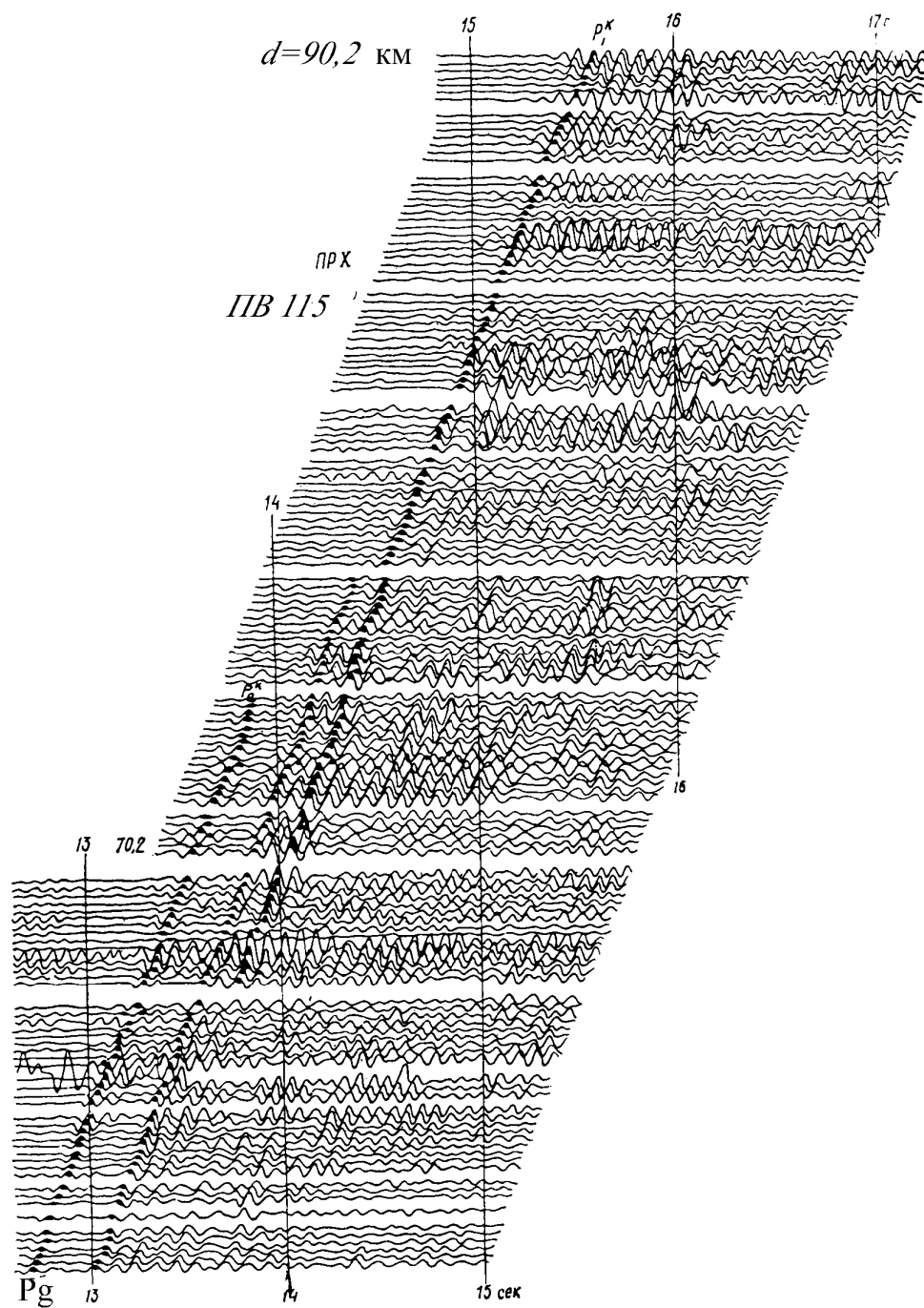


Рис. 27. Монтаж сейсмограмм по профилю непрерывного профилирования вдоль Украинского щита для расстояний от источника 65 – 90 км, характеризующих область "зоны тени" по волне Pg и надежность выделения волновода.

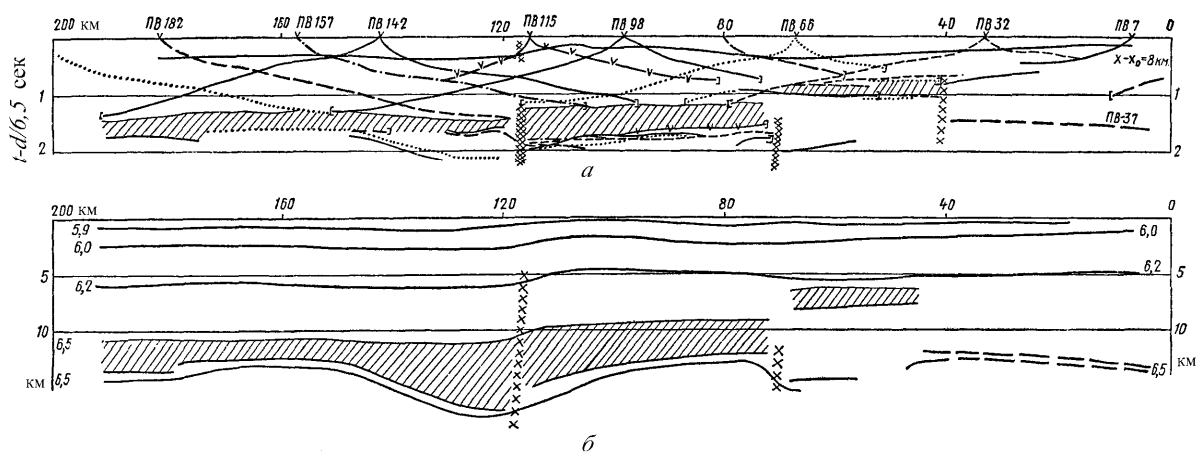


Рис. 28. а – редуцированные годографы, приведенные в середине расстояния прибор-источник; б – скоростной разрез земной коры по профилю вдоль Украинского щита [Павленкова, 1973]. Заштрихованы область "зоны тени" и слой с пониженной скоростью.

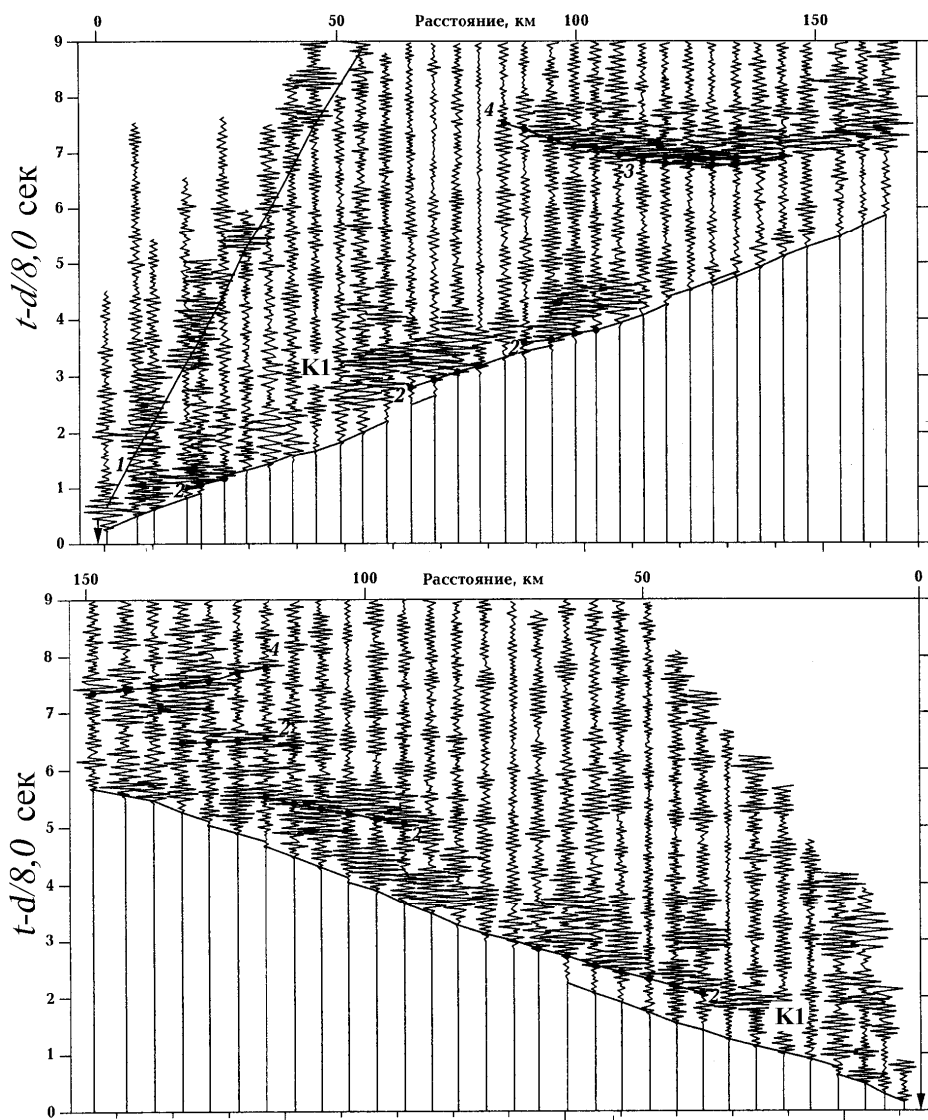


Рис. 29. Монтажи сейсмограмм для встречных пунктов взрыва по профилю ГСЗ в районе Коростеньского плутона на Украинском щите, на которых четко видны зоны тени, соответствующие волноводу на глубине около 10 км, и интенсивные отраженные волны от его подошвы K1 [Ильченко, 1987].

Так же, как и на Балтийском щите, проведенные на Украинском щите магнитотеллурические зондирования подтверждают связь волноводов со слоями повышенной электропроводности [Четаев и др., 1984; Белявский и др., 2001]. Здесь выявлены проводящие слои на глубине 10 км и в низах коры. Есть разрезы, где эти слои не разделены, и вся область глубин от 10 до 30 км характеризуется повышенной электропроводностью.

### 2.3. Русская плита

Структура земной коры Русской плиты мало отличается от коры Балтийского и Украинского щитов. Мощность коры колеблется от 40 до 50 км, ее средняя скорость стабильна и характеризуется величиной 6,5 км/сек. Различие лишь в наличии осадочного чехла, мощность которого обычно не превышает 3 – 4 км.

Однако степень изученности Русской плиты детальными сейсмическими исследованиями гораздо ниже, чем Балтийского и Украинского щитов. В своей большей части профили, выполненные на громадной территории этой платформы, являются рекогносцировочными. К ним относятся профили ГЕОНа ("Кварц", "Рубин" и др.) с расстоянием между станциями в 10 км [Егоркин, 2000] и профиль "Гранит", выполненный Уральскими геофизическими организациями также по редкой сети наблюдений [Геотраверс..., 2002]. Выделение по таким наблюдениям тонких особенностей волновой картины, связанных с волноводами, затруднено. Задача осложняется и изменчивой формой фундамента, который искажает записи глубинных волн.

Правда, по профилям ГЕОНа построены детальные разрезы, на которых в коре выделено множество слоев с пониженными скоростями. Однако, как отмечалось выше, достоверность этих слоев, полученных после скоростной фильтрации, невысокая, и мы не могли строить свое обобщение на такой информации. Более того, ни один из волноводов, выделенных на профилях ГЕОНа, не был обоснован первичными записями.

Фактически на Русской плите существуют лишь два достаточно детальных профиля ГСЗ, по которым возможно восстановить скоростную структуру земной коры. Это – старый профиль непрерывного профилирования Черное море – Воронежский щит, выполненный в 60-ые годы [Соллогуб и др., 1978], и новый международный профиль Eurobridge [EUROBRIDGE..., 1999], являющийся частью программы "Европроба".

На обоих этих профилях в земной коре были выделены слои с пониженной скоростью примерно на той же глубине, что и на щитах. Например, в районе Воронежского массива по профилю Черное море – Воронежский массив волновод выделен на глубине 10 – 15 км и так же, как на щитах, он подстилается четким отражающим горизонтом со скоростью порядка 6,5 км/сек [Павленкова, 1973].

По международному профилю Eurobridge, который пересекает западную часть Восточно-Европейской платформы от Балтийского моря до Припятского грабена, получена достаточно полная информация о волновых полях как по Р-, так и по S-волнам. Работы на нем были проведены с цифровыми станциями, с трехкомпонентной регистрацией при расстоянии между станциями в 2 – 3 км. По данному профилю на такой же глубине 10 – 15 км был выявлен слой с пониженными скоростями (рис. 30). Соотношение скоростей продольных и поперечных волн в этом слое оценено в 1,71, такое же, как для окружающей слой среды.

В пределах Русской плиты выполнены большие работы по магнитотеллурическому зондированию. К сожалению, нет наблюдений, проведенных вдоль одних и тех же профилей методами МТЗ и ГСЗ. Однако сопоставление результатов оказалось вполне возможным. На большей части профилей МТЗ вблизи профиля Eurobridge выделен проводящий слой на глубине порядка 10 – 15 км [Астапенко, Файнберг, 1999]. Такое

совпадение данных независимых наблюдений ГСЗ и МТЗ, выполненных в разных регионах платформы, включая щиты, не может быть случайным. Несомненно, что слой с пониженной скоростью и с повышенной электропроводностью на глубине порядка 10 – 15 км является характерной особенностью земной коры всей Восточно-Европейской платформы.

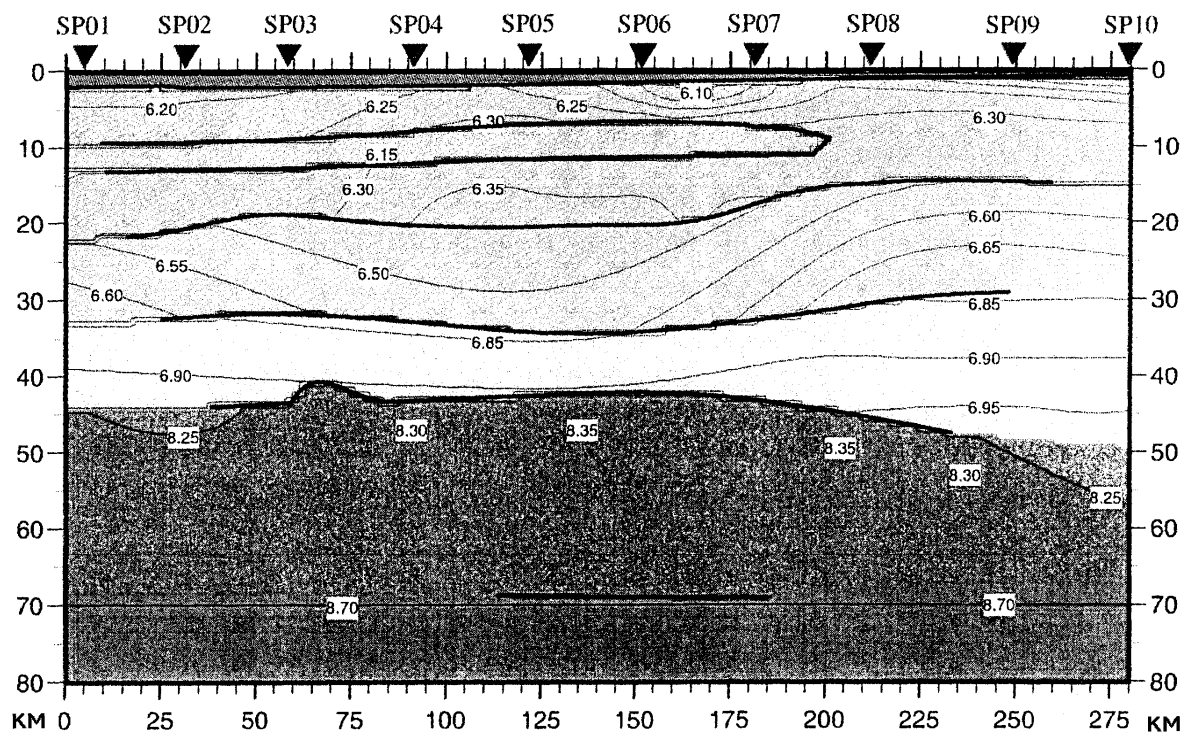


Рис. 30. Сейсмический разрез земной коры по профилю Eurobridge вдоль западной окраины Восточно-Европейской платформы [EUROBRIDGE..., 1999].

## 2.4. Западно-Европейские плиты

Земная кора в Западной Европе существенно отличается от коры Восточно-Европейской платформы [Белоусов, Павленкова, 1989; Белоусов В.В. и др., 1991]. Она тоньше: 30 – 35 км по сравнению с 40 – 45 км на востоке континента. Средние скорости в ней тоже несколько ниже: 6,3 – 6,4 км/сек по сравнению с 6,5 – 6,6 км/сек на древней платформе. Отличается она и по возрасту (она относится к молодым плитам, в основном, герцинского возраста), и по характеру геофизических полей. Тепловой поток в этих регионах повышен (в среднем 50 мВт/м<sup>2</sup> по сравнению с 30 – 40 мВт/м<sup>2</sup> на Восточно-Европейской платформе).

По-другому выглядит и внутренняя структура земной коры Западной Европы. Ее отличительной особенностью является четкое деление на верхнюю относительно прозрачную кору и нижнюю – существенно расслоенную. Данное свойство было выявлено на основании большого числа профилей ОГТ, которыми покрыт практически весь этот регион.

Природе расслоенности нижней коры молодых плит посвящено много работ [Mereu et al., 1989; Fountain et al., 1993; Meissner et al., 1991], и до сих пор она продолжает обсуждаться. По ряду признаков это – реологически ослабленная часть коры, характеризующаяся часто повышенной электропроводностью. Однако, сказать, что ниж-



няя кора Западной Европы подобна средней коре с волноводом древних платформ, нельзя, так как скорости сейсмических волн здесь существенно выше относительно верхней коры: на 0,5 – 0,6 км/сек.

Гораздо большее сходство между молодыми и древними платформами получено по структуре внутрикорового волновода. На международном Европейском геотраверсе, который пересекает всю Европу от Балтийского щита до Средиземноморья, были выполнены комплексные геофизические исследования: работы ОГТ и ГСЗ с трехкомпонентной записью, магнитотеллурические зондирования, детальная магнитная и гравиметрическая съемка [Aichruth et al., 1992]. В результате этих работ в районе Рейнского массива в земной коре на глубине 8 – 12 км был выделен волновод, по всем характеристикам сходный с волноводом Восточно-Европейской платформы. Мощность его около 5 км, скорость уменьшается на 0,1 – 0,2 км/сек (рис. 31).

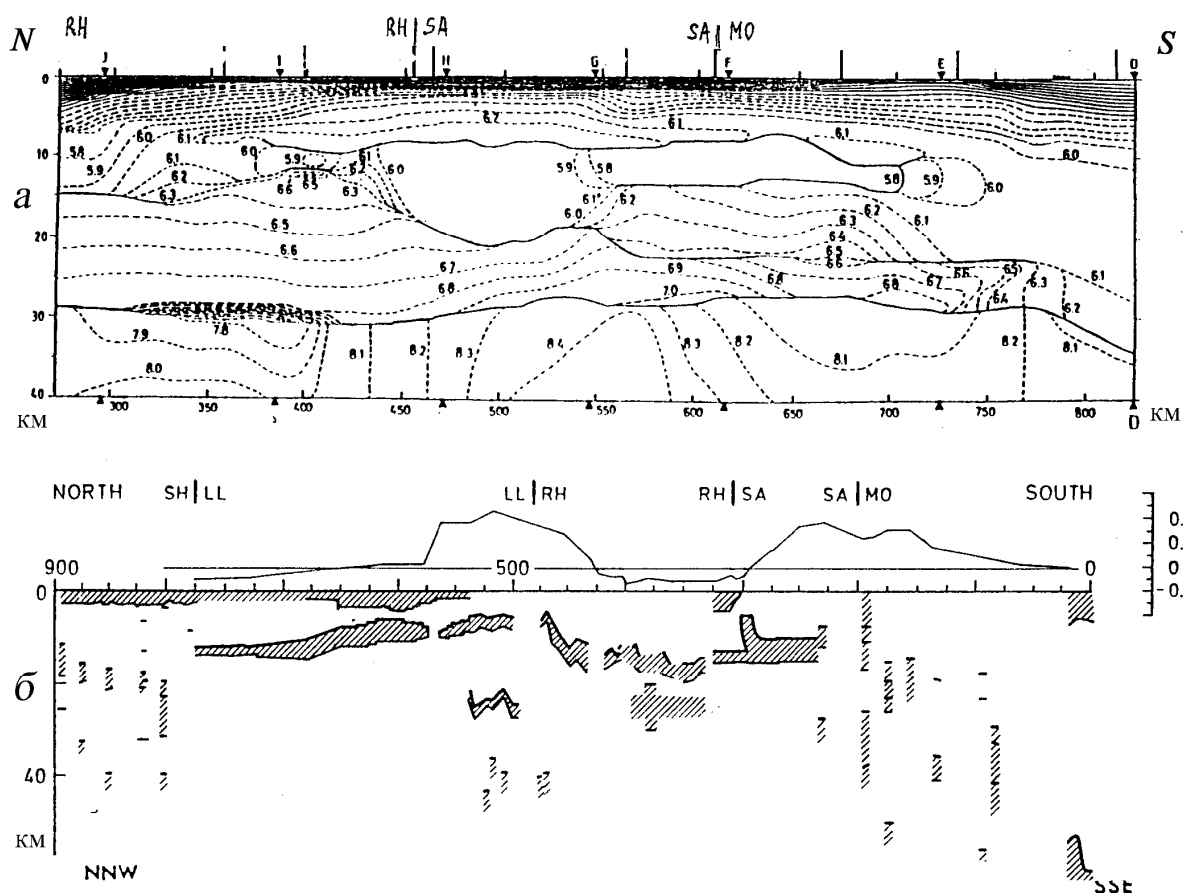


Рис. 31. Сейсмический (а) и геоэлектрический (б) разрезы по Европейскому геотраверсу для центральной части Западной Европы: рейнских герценид (RH), саксонской (SA) и малдынубинской (MO) зон [Aichruth et al., 1992]. Цифрами дана скорость продольных волн в км/сек, заштрихован слой повышенной электропроводности.

Детальные исследования методами ГСЗ и МТЗ были проведены на профилях DECORP-2N в районе Рейнского массива. В результате были получены разрезы со слоем пониженной скорости и повышенной электропроводности на глубине порядка 15 км: 5 сек на разрезе рис. 32 [Volbers et al., 1990]. Важно отметить, что и здесь так же, как и на Украинском и Балтийском щитах, к волноводу выполаживаются наклонные отражающие площадки, а зоне пониженных скоростей соответствует повышенная электропроводность.

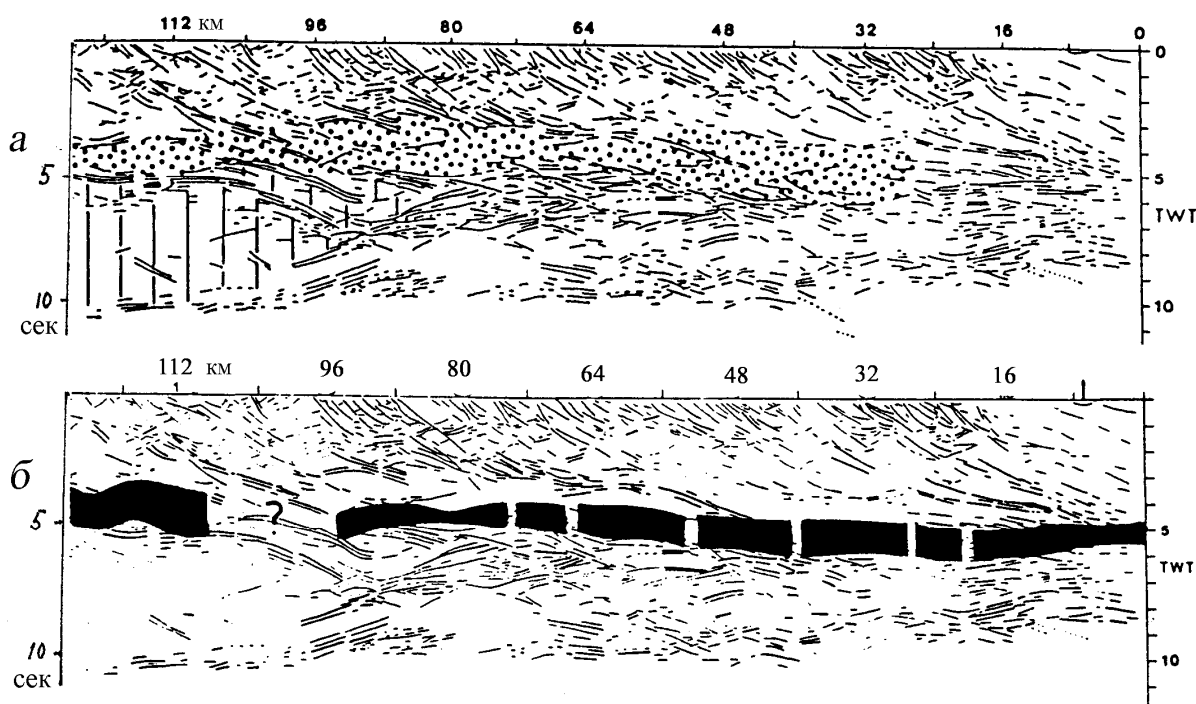


Рис. 32. Сопоставление данных сейсмического и магнитотеллурического зондирования с материалами метода отраженных волн для профиля DECORP-2N [Volbers et al., 1990]. На временном разрезе ОГТ точками показан слой пониженных скоростей (а) и черной прерывистой лентой слой пониженного электрического сопротивления (б).

## 2.5. Сибирская платформа

На Сибирской платформе не было проведено достаточно детальных работ ГСЗ, как в Европе. Опорная сеть профилей ГЕОНа носила, как отмечалось, рекогносцировочный характер, и выделенные на них отдельные прослои с пониженными скоростями нельзя считать достаточно обоснованными. Для того, чтобы убедиться, существуют ли слои с пониженной скоростью в коре Сибирской платформы, была проведена переинтерпретация данных по профилю "Рифт" без применения скоростной фильтрации [Ravlenkova et al., 2002]. Последнее означает, что построенная модель коры основана только на волнах, которые видны на экспериментальных записях без какого-либо суммирования трасс. К ним относятся, в основном, первые вступления: волна  $P_g$ , отраженные и иногда преломленные волны от границы М.

Профиль "Рифт" пересекает западную часть Сибирской платформы от полуострова Ямал до Байкала. Его длина более 2700 км, он характеризует всю платформу и области ее сочленения с Западно-Сибирской плитой и с Байкальской рифтовой зоной.

Структура земной коры в пределах Сибирского кратона более однородна, чем на стыке с Западно-Сибирской плитой в северной части профиля. Однако существуют очевидные различия в строении северной, центральной и южной частей кратона (рис. 33). Мощность коры изменяется незначительно, в пределах от 40 до 43 км. Более значимые изменения наблюдаются для мощности осадков: от 1 до 3 км на большей части кратона и до 10 км в Нижне-Ангарской впадине. Диапазон скоростей волн  $P_mP$  в коре северной части кратона, определенных по асимптоте годографа отраженной волны от границы М, составляет 6,8 – 7,0 км/сек по сравнению с 6,4 – 6,6 км/сек в южной части кратона и под Нижне-Ангарской впадиной. Амплитуда волны  $P_mP$  больше на юге, чем на севере, также благодаря низкому градиенту скорости в южной части коры и, возможно, изменению в структуре Мохо. Скорость волны  $P_n$  в северной и южной частях

Сибирского кратона 8,4 – 8,5 км/сек, а в центральной части профиля – 8,0 – 8,1 км/сек. В нижней коре и в верхах мантии южной части Нижне-Ангарской впадины выявлены наклонные к северу отражающие площадки. Такая картина может соответствовать древней разломной зоне с пододвиганием южного блока кратона под северный.

Южная оконечность профиля "Рифт" представляет структуру земной коры Байкальского рифта. В этом регионе осадки или незначительны по мощности, или отсутствуют. Скорости, а также градиент скорости в коре, значительно ниже, чем под кратоном, граница Мохо поднимается до 35 км, а скорость волны Pn составляет 8,0 км/сек.

При сравнении данной модели коры с построенной ранее моделью А.В. Егоркина [Егоркин и др, 1996] с применением скоростной фильтрации оказалось, что параметры коры, полученные по первым вступлениям и отражениям от Мохо (глубина фундамента, диапазон скоростей коровых волн, скорости в верхах мантии и мощность коры), одинаковы в обеих моделях. Другими словами, их определение не зависит от методов интерпретации, и они являются наиболее стабильными параметрами земной коры. Тем не менее, новая модель коры [Pavlenkova et al., 2002] существенно отличается от модели А.В. Егоркина. Последняя представляет собой множество мелких блоков с различными скоростями. Мы считаем выделение этих мелких неоднородностей ненадежным и опираемся лишь на крупные аномалии скоростей, выделенные непосредственно по экспериментальным записям.

Эти построения дают основание полагать, что в коре Сибирской платформы существуют слои с пониженной скоростью, но их глубина и выразительность меняется по площади. Наиболее выразительный слой выделен в Енисейском блоке, глубина которого примерно такая же, как и на Восточно-Европейской платформе. На рис. 33, 34 приведены наблюденные годографы и скоростной разрез данной части профиля. Мощность волновода в Енисейском блоке оценивается в 10 км. Соответствующая ему зона тени наблюдается на расстоянии 60 км от источника и охватывает расстояния в десятки километров. Запаздывание первых волн после зоны тени составляет около секунды.

Енисейский блок расположен на северо-западной окраине Сибирской платформы на северном продолжении Енисейского кряжа. Строение коры в нем отражает, возможно, не платформенный, а орогенный этап развития геоструктуры. Тогда выделенный внутрикоровый волновод может отличаться по своей природе от описанных выше волноводов древних платформ.

В коре центральной части Сибирского кратона тоже выделен волновод, но на глубине 4 – 8 км. Соответствующий ему разрыв годографов наблюдается на удалении 60 км от источника (рис. 33). Природа данного волновода может отличаться от природы описанных выше волноводов. Сибирская платформа покрыта плато-базальтами, и не исключено, что слои с пониженными скоростями соответствуют здесь не ослабленным насыщенным флюидами зонам, а высоко метаморфизованным осадкам, перекрытым базальтами.

На Сибирской платформе проведен также большой объем электромагнитных исследований. Однако на значительной части платформы исследования электропроводности средней и нижней коры оказались невозможными из-за значительного экранирующего эффекта осадочного чехла и проводящего слоя, выявленного на глубине 3 – 5 км [Vanjan et al., 1989]. В регионах, где не было значительных экранов, в нижней коре на глубине 30 – 40 км выделен слой повышенной электропроводности (350 – 650 См). Мощность коры в этих регионах составляет 45 – 50 км, т.е. этот слой не совпадает по глубине с описанным выше слоем пониженной скорости.

Исключение составляет край платформы, граничащий с Байкальской рифтовой зоной. Здесь по данным [Попов, 1987] на глубине 20 – 35 км выделен проводящий слой, который продолжается в рифтовую зону и совпадает там со слоем пониженной скорости.

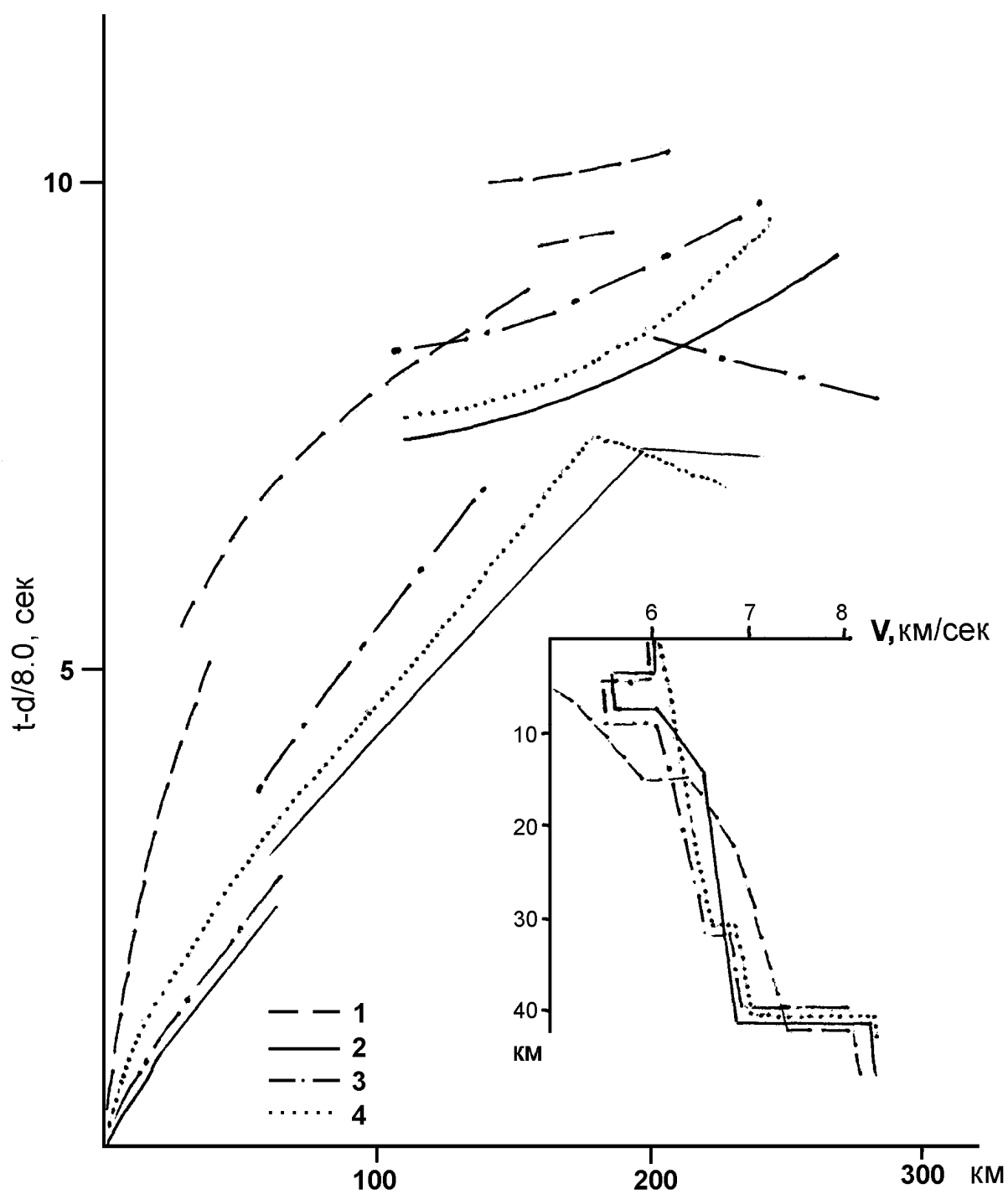


Рис. 33. Наблюдаемые географы и скоростные модели основных геоструктур, пересекаемых профилем "Рифт": 1 – Пур-Гыданская впадина, 2 – запад Тунгусской впадины, 3 – Енисейский блок, 4 – Прибайкальский блок.

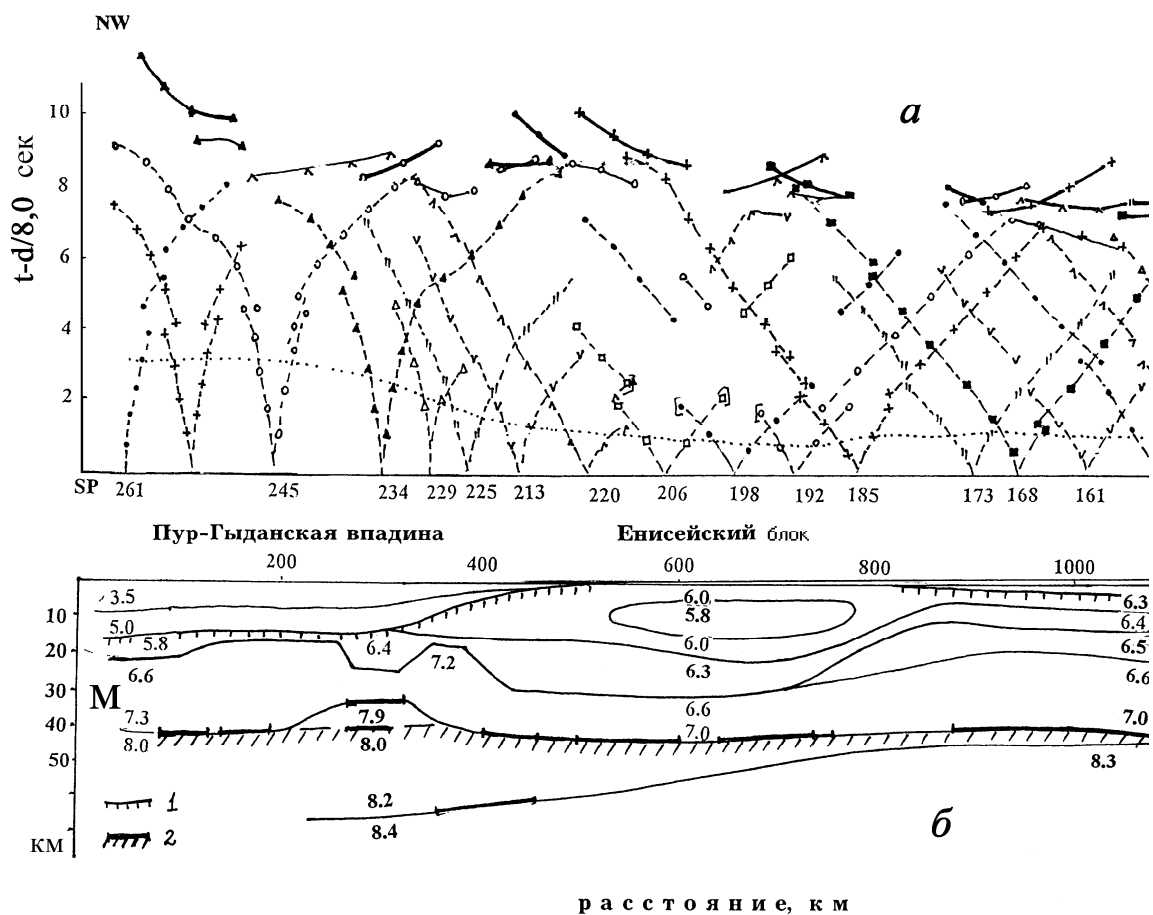


Рис. 34. Наблюдаемые годографы (а) и сейсмический разрез (б) северо-западной окраины Сибирской платформы по профилю "Рифт" [Pavlenkova et al., 2002]. На годографах утолщенными линиями показаны годографы отраженных волн, точечной линией соединены точки годографов с одинаковым расстоянием от источника. На разрезе штриховкой показаны поверхность фундамента (1) и граница М (2), утолщенными линиями – отражающие площадки.