

## СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ, ПОЛУЧЕННЫМ НА СВЕРХДЛИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОФИЛЯХ

**Н.И. Павленкова**

*Институт физики Земли РАН, 123810, Москва, ул. Бол. Грузинская, 10, Россия*

В пределах Сибирской платформы отработаны несколько сверхдлинных сейсмических профилей с ядерными взрывами. Совместная обработка этих данных вместе с химическими источниками позволила определить новые особенности структуры верхней мантии этого региона. Построение сейсмических разрезов было выполнено методом математического моделирования. Для построения качественной стартовой модели предложен метод  $\tau(V, x)$ . Он основан на временных разрезах  $\tau(V, x)$ , составленных по временам прихода преломленных и закритических отраженных волн ( $\tau$  — это величина  $t_0$  для скоростного уровня  $V = \text{const}$ ). Обнаружена существенная неоднородность верхов мантии с аномально повышенной (до 8,4—8,5 км/с) скоростью под древней Сибирской платформой и пониженной — под молодыми плитами. Установлена расслоенность верхней мантии, проявляющаяся в наличии региональных отражающих границ на глубинах около 100, 150, 240 и 320 км. Наиболее выдержанной из них является граница N1 на глубине 70—120 км, которая часто подстилает слои с пониженными скоростями. Природа зон инверсии скоростей и отражающих границ может быть объяснена наличием на определенных глубинах литосферы флюидонасыщенных зон, что означает ее реологическую расслоенность. Граница между литосферой и астеносферой по сейсмическим данным не выявлена.

*Верхняя мантия, сейсмические профили, обратная двумерная задача, Сибирская платформа.*

### LONG-RANGE PROFILE DATA ON THE UPPER-MANTLE STRUCTURE IN THE SIBERIAN PLATFORM

**N.I. Pavlenkova**

Several long-range profiles were shot with nuclear explosions within the Siberian Platform. The seismic records of both chemical- and nuclear-explosion profiles have revealed new peculiarities of the upper-mantle structure in the region. Seismic sections were constructed by mathematical modeling (ray tracing). To build the most informative starting model, the  $\tau(V, x)$  method was applied, which implies construction of  $\tau$ -time sections using the refraction and wide-angle reflection traveltimes for several velocity lines  $V = \text{const}$ . The modeling has revealed abnormally high (up to 8.4–8.5 km/s) upper-mantle velocities beneath the ancient Siberian Platform and low ones beneath the young West Siberian Plate. The upper mantle is shown to be of layered structure, with reflecting boundaries at depths of about 100, 150, 240, and 320 km. The boundary N1 at depths of 70–120 km is the most persistent; it often underlies low-velocity zones. The existence of velocity inversion zones and reflecting boundaries might be accounted for by fluid concentration at particular depths of the lithosphere, which suggests its rheological layering. The asthenosphere–lithosphere boundary has not been recognized in the velocity sections.

*Upper mantle, seismic profiles, 2D inverse problem, Siberian Platform*

### ВВЕДЕНИЕ

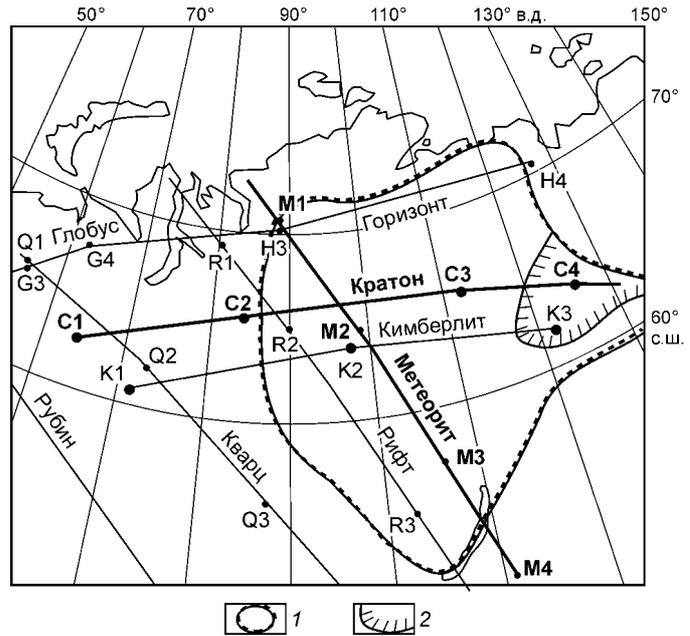
Сибирская платформа пересечена несколькими сверхдлинными сейсмическими профилями (рис. 1), отработанными Центром ГЕОН Мингео СССР с химическими и мирными ядерными взрывами для детального исследования структуры верхней мантии и переходной зоны до глубины 700 км [1—4].

Данные по отдельным профилям обрабатывались несколькими российскими и зарубежными специалистами [5]. Полученные разными авторами модели достаточно серьезно различаются между собой, что объясняется общей неоднозначностью решения обратных сейсмических задач, но главным образом различиями в объеме используемой информации и методиках обработки экспериментальных волновых полей. Так, некоторые исследователи получали только одномерные скоростные модели мантии [6] или использовали только первые волны для томографических построений [7], другие, напротив, применяли скоростную фильтрацию для выделения как можно большего числа последующих волн [1, 8]. В целом структура мантии определялась большинством исследователей по материалам только ядерных взрывов без использования записей от химических источников.

В течение нескольких лет в Институте физики Земли РАН проводится переобработка таких материалов для построения скоростных моделей земной коры и верхней мантии по единой методике и с использованием всех имеющихся записей от обоих видов источников. Совместная обработка этих данных по всем профилям позволила выявить общие черты в структуре верхней мантии для всей изученной территории, в частности, выделить опорные границы, увязать модели в точках пересечения профилей и

**Рис. 1. Схема расположения сверхдлинных сейсмических профилей, секущих Сибирскую платформу.**

Утолщенными линиями отмечены профили, обсуждаемые в данной работе, буквами — пункты ядерных взрывов. Контуры: 1 — Сибирской платформы, 2 — Вилюйской синеклизы.



тем самым повысить общую достоверность построений. Некоторые результаты этого обобщения опубликованы [9—11]. В настоящей работе представлены результаты такой обработки для профилей „Кратон“ и „Метеорит“ (см. рис. 1). При этом, согласно общей направленности данного выпуска журнала, особое внимание уделено методическим проблемам построения двумерных сейсмических моделей.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ

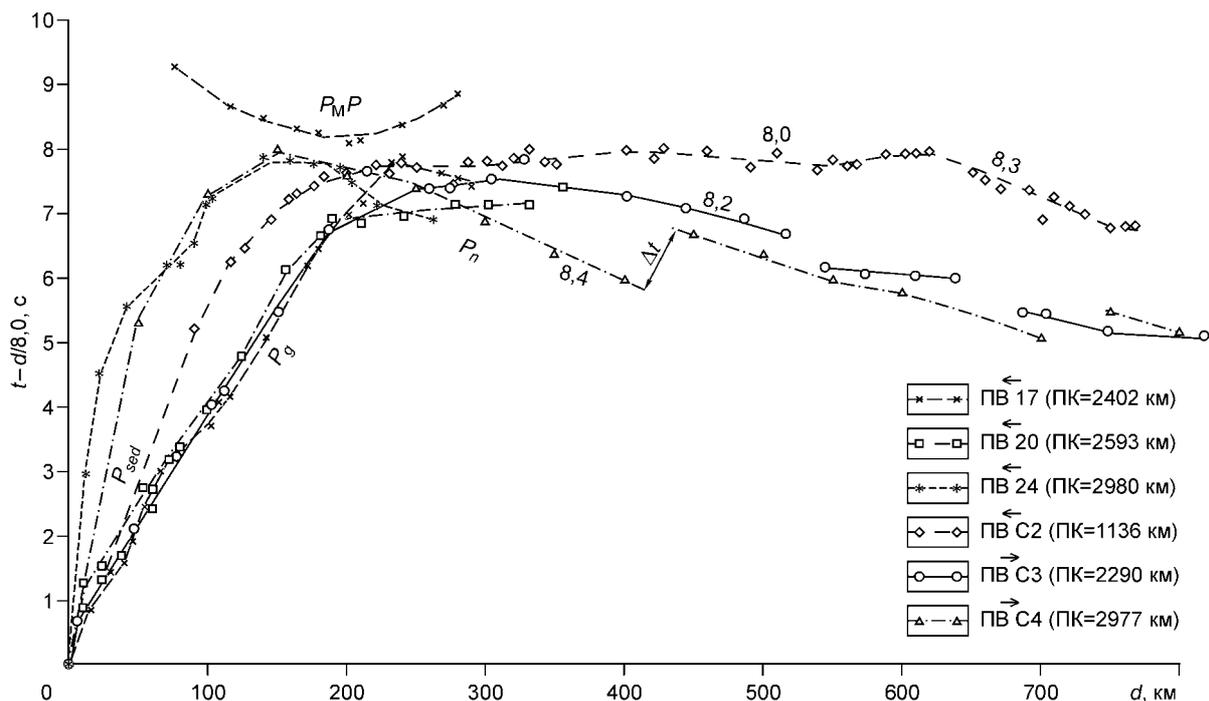
Профили „Кратон“ и „Метеорит“ пересекают Сибирскую платформу с севера на юг и с запада на восток и достаточно полно характеризуют структуру верхней мантии всего региона. Их длина составляет около 3000 км. На профилях были выставлены до 300 трехкомпонентных аналоговых сейсмических станций, которые обеспечили запись волн на всю длину профиля примерно через каждые 10 км. На обоих профилях отработаны по 4 ядерных взрыва (см. рис. 1) и около 30 химических.

Средняя длина годографов от химических взрывов составляет 200—250, иногда 350 км. При расстоянии между станциями в 10 км надежные записи были получены только для основных групп  $P$ -волн, характеризующих структуру земной коры (рис. 2). В первых вступлениях регистрируются волны, преломленные в осадочном чехле ( $P_{sed}$ ), в консолидированной коре ( $P_g$ ) и в верхах мантии ( $P_n$ ), во вторых вступлениях — отраженные волны от границы Мохо ( $P_M P$ ). При малой мощности осадков волна  $P_g$  выходит в первые вступления со скоростью 6,0 км/с на удалениях от источника 0—20 км. На расстоянии 150—200 км ее скорость увеличивается до 6,5 км/с, но иногда наблюдаются и более высокие скорости — 6,6 км/с. В Западной Сибири и в районе Вилюйской синеклизы на удалениях 10—40 км годографы первых вступлений характеризуются скоростью 3,5—5,0 км/с (волны  $P_{sed}$ ), затем в интервале от 40 до 140 км регистрируются волны  $P_g$  со скоростью 6,0—6,4 км/с. Волна  $P_n$  выходит в первые вступления на удалениях от источника 170—230 км со скоростью 8,0—8,4 км/с. Лишь от некоторых химических взрывов удалось получить достаточно протяженные, до удалений 350 км, годографы волны  $P_n$  (см. рис. 2).

От ядерных источников получены достаточно интенсивные записи на расстояниях от источника 3000 км, что позволило зарегистрировать волны от переходной зоны между верхней и нижней мантией (глубина 420—680 км). Монтажи сейсмограмм (рис. 3 и 4) отражают сложный характер поля мантийных волн с резкой изменчивостью кажущихся скоростей и амплитуд первых вступлений и большого количества высокоамплитудных последующих вступлений.

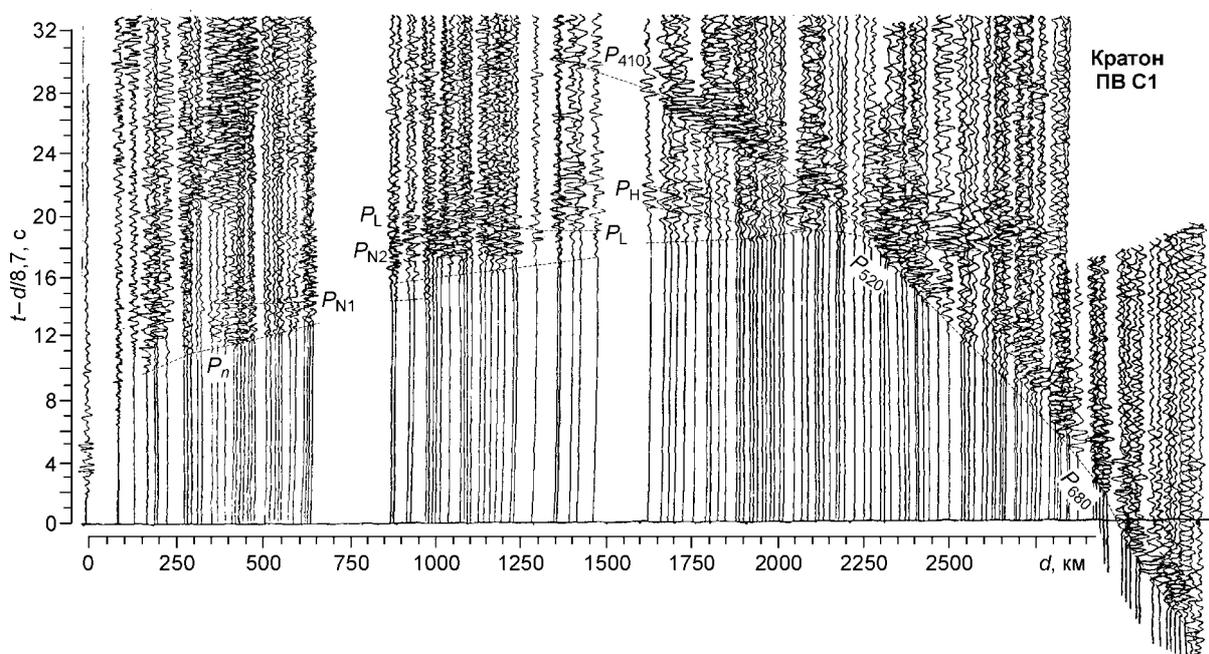
Наиболее четко выделяются известные в сейсмологии основные волны:  $P_n$  — преломленные в верхах мантии и волны от границ переходной зоны между верхней и нижней мантией  $P_{410}$ ,  $P_{520}$  и  $P_{680}$  (индекс волны означает глубину залегания (км) соответствующей границы). Эти волны существенно различаются по кажущейся скорости ( $V_k$ ):  $P_{410}$  ( $V_k = 10$  км/с),  $P_{520}$  ( $V_k = 10,5$  км/с) и  $P_{680}$  ( $V_k = 11$  км/с). Кроме этих основных волн в последующих вступлениях регистрируются несколько отраженных волн от границ внутри верхней мантии:  $P_{N1}$ ,  $P_{N2}$ ,  $P_L$  и  $P_H$ . Отметим, что кажущиеся скорости мантийных волн существенно выше истинных из-за кривизны поверхности Земли.

Кажущаяся скорость волн  $P_n$  изменяется в широком диапазоне от (7,8 до 8,5 км/с). В результате годографы для нее от разных пунктов взрыва различаются на 2—3 с. Наиболее высокая скорость (до 8,5 км/с) наблюдается в восточной части Сибирской платформы из ПВ С4. Пониженная скорость (8,1—



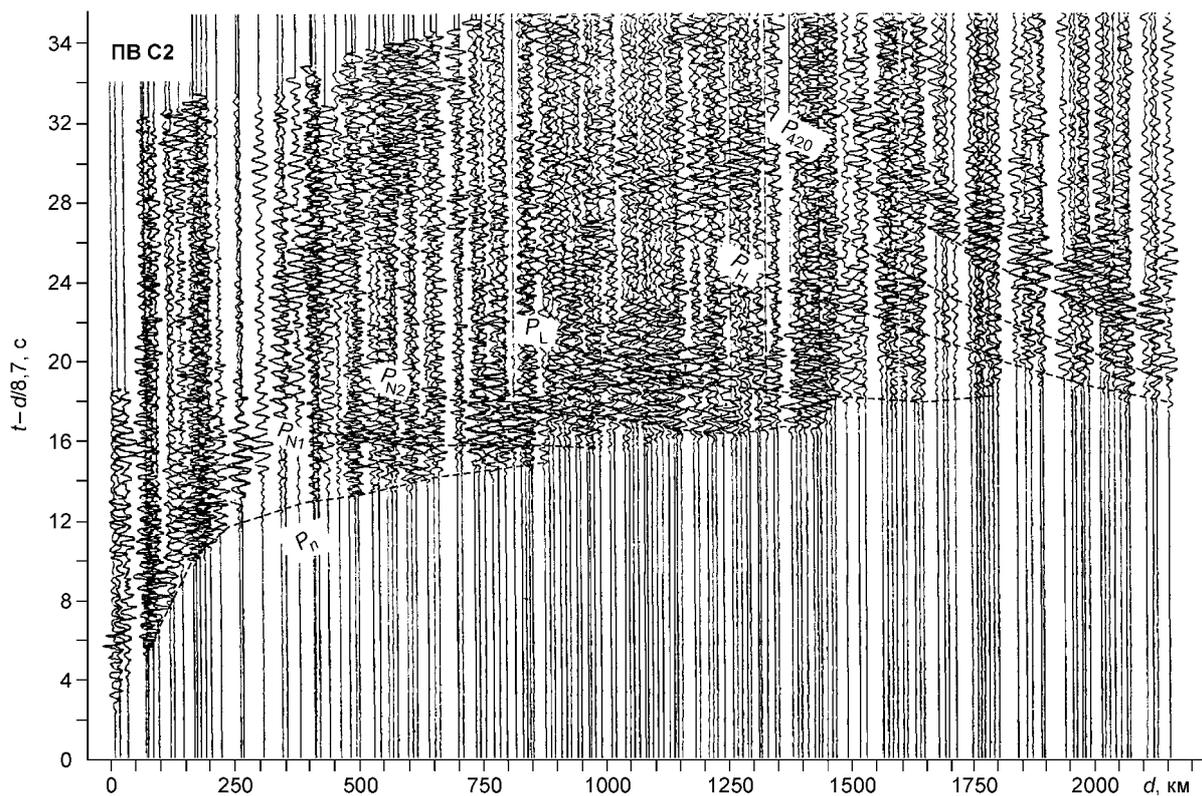
**Рис. 2.** Редуцированные годографы волн, зарегистрированных от химических (ПВ 17, 20, 24) и ядерных (ПВ С2, С3 и С4) источников на профиле „Кратон“.

$t$  — время,  $d$  — расстояние от источника, скорость редукции 8 км/с. Цифры у годографов — кажущиеся скорости (км/с). Волны: преломленные в осадочном чехле —  $P_{sed}$ , в консолидированной коре —  $P_g$ , в верхах мантии —  $P_n$ , отраженные от границы М —  $P_M P$ .  $\Delta t$  — разрыв годографов первых волн, связанный с инверсией скорости. ПВ — пункты взрыва, ПК — пикеты профиля (км).



**Рис. 3.** Монтаж сейсмограмм мантийных волн по профилю „Кратон“, ПВ С1 (см. рис. 1).

Скорость редукции 8,7 км/с. Обозначение волн:  $P_n$  — преломленная волна в верхах мантии,  $P_{N1}$ ,  $P_{N2}$ ,  $P_L$  и  $P_H$  — отраженные волны от опорных границ в верхней мантии,  $P_{410}$ ,  $P_{520}$  и  $P_{680}$  — волны от переходной зоны между верхней и нижней мантией (индекс волны означает глубину залегания (км) соответствующей границы). Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.



**Рис. 4. Монтаж сейсмограмм по профилю „Кратон“, ПВ С2.**

Скорость редукции 8,7 км/с. Усл. обозн. см. на рис. 3.

8,2 км/с) характерна для северо-восточной части платформы (ПВ С2 и М1) и для Западно-Сибирской плиты (ПВ С1).

Волна  $P_n$  из ряда источников отличается не только аномально высокой скоростью, ее годографы часто имеют ступенеобразную форму, отражающую чередование в верхах мантии слоев с аномально высокой и низкой скоростями. Так, характерной особенностью записи волн  $P_n$  от ПВ С1 и С4 является их затухание на удалении 400—600 км (см. рис. 2 и 3). Это может быть признаком зоны инверсии скорости или уменьшения вертикального нарастания скорости на глубине около 100 км.

Вследствие затухания волн  $P_n$  (ПВ С1) на удалениях 1000—1500 км удается выделить волну  $P_{N1}$  в виде слабых первых вступлений со скоростью около 8,5 км/с. Следующая волна  $P_{N2}$  имеет большую амплитуду и кажущуюся скорость 8,6—8,7 км/с. На записях из ПВ С2 (см. рис. 4) наблюдается другая волновая картина. Здесь отсутствует четкое затухание волны  $P_n$  и нет разрыва во времени между волнами  $P_n$  и  $P_N$ , а группу  $P_N$  трудно разделить на отдельные волны.

Волна  $P_L$  наблюдается в первых вступлениях на удалениях 1500—1800 км. Ее кажущаяся скорость (8,6—8,7 км/с) выше, чем у волны  $P_N$ . Если в первых вступлениях эта волна слабая, то в последующих на удалениях 800—1300 км ее интенсивность возрастает. Иногда эти волны являются непосредственным продолжением многофазной записи волны  $P_{N2}$ , и тогда их очень трудно разделить (см. рис. 3 и 4).

Волна  $P_H$  была выделена достаточно надежно лишь на профиле „Кратон“. Она присутствует на удалении от источника 1600—2200 км в основном в последующих вступлениях.

Таким образом, наиболее регулярными из последующих волн являются  $P_{N2}$  и  $P_L$ , которые имеют интенсивную запись и часто формируют первые вступления с кажущейся скоростью 8,5 и 8,7 км/с. Все выделенные волны имеют сложную многофазовую запись, и корреляция их неоднозначна.

#### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАТЕРИАЛОВ ГСЗ

Современная система интерпретации материалов ГСЗ состоит из нескольких этапов с многочисленными обратными связями: 1) обработка сейсмических записей с различными видами фильтрации, 2) корреляция регулярных волн, 3) анализ годографов и определение их природы, 4) построение стар-

товых скоростных моделей и решение обратных задач, 5) математическое моделирование (решение прямой задачи для стартовых моделей) и выбор оптимальных решений.

Фильтрация сейсмических записей направлена на улучшение разрешенности записи и выделение регулярных волн. Возможности частотной фильтрации для выделения коровых отражений показаны, например, в работе [12], а возможности скоростной фильтрации в работах А.В. Егоркина [8]. Несмотря на все эти процедуры корреляция волн в ГСЗ остается крайне неоднозначной. Это связано со сложным характером записи всех волн, продолжительной кодой и их интерференцией. В таком поле провести фазовую корреляцию невозможно, выделяются обычно фронты высокоамплитудных пачек и только тех, которые имеют значительный интервал прослеживания и могут быть продолжены в первых вступлениях. Такие волны относятся к регулярным и включаются в решения обратных задач.

Выделение первых вступлений кажется более надежной операцией, поэтому некоторые исследователи отдают предпочтение полученным по ним решениям обратной задачи [13]. Но опыт глубинных исследований показал, что это не так. Очень часто первые волны имеют малую амплитуду и не видны на сейсмограммах (см. рис. 3). Последующие вступления часто более интенсивны и могут выделяться как видимые первые вступления, что приводит к большим ошибкам при решении обратных задач.

Важным этапом интерпретации данных ГСЗ является анализ годографов регулярных волн и определение их природы. Как правило, он включает в себя все известные методы, разработанные в КМПВ (сопоставление нагоняющих годографов, построение сводных годографов и линий  $t_0$  для опорных волн и т. д. [14]), и затем продолжается в течение всего процесса интерпретации, особенно на этапе математического моделирования. Только многочисленные расчеты лучей, годографов и синтетических сейсмограмм для серии разных моделей позволяют понять природу регистрируемых волн и уточнить их корреляцию.

Математическое моделирование является основным методом построения скоростных разрезов ГСЗ. Оно заключается в решении прямой задачи для некоторых стартовых моделей и в сопоставлении результатов расчета с наблюдаемыми полями. Если получаются расхождения, то в модель вводятся исправления и снова проводятся расчеты до тех пор, пока расчетные и наблюдаемые времена не совпадут с точностью 0,1—0,2 с, а синтетические сейсмограммы не будут правильно отражать соотношение интенсивности основных волн. Большинство программ решения прямой двумерной задачи основано на лучевом методе [15], который, благодаря своей простоте и физической наглядности, широко распространен. Он удобен для массовых расчетов и, что особенно важно, для анализа волнового поля. В данной работе использовалась программа, изложенная в [16].

Точность и надежность построения скоростной модели методом математического моделирования определяется не только степенью сходимости расчетных и наблюдаемых полей, но и всеми предыдущими этапами интерпретации. Особенно они зависят от качества стартовых моделей, с которых начинается моделирование. Начинать моделирование „с чистого листа“ — это неблагоприятная и долгая процедура. Практика показала, что чем ближе стартовая модель к окончательному решению и чем меньше она содержит мелких, мало обоснованных деталей, тем достовернее получается это решение.

Для построения двумерной стартовой модели используются различные подходы. Часто ее составляют из одномерных решений по каждому пункту взрыва. При этом очень часто получаются модели, осложненные множеством мелких неоднородностей, на фоне которых трудно выделить главные и наиболее достоверные особенности разреза. Это связано с тем, что экспериментальные годографы обычно искажены резкими приповерхностными неоднородностями, которые при одномерных построениях переносятся в глубокие части среды. При малодетальных системах наблюдений избавиться от таких ложных неоднородностей в процессе математического моделирования трудно, чаще всего в модель вводятся дополнительные неоднородности, компенсирующие эффект первых, и модель еще больше усложняется. Один из примеров таких построений обсуждается в работе [17].

Более обоснованные стартовые модели получаются в результате построения сейсмических разрезов различными приближенными методами или при решении обратных задач. Методов решения двумерных обратных задач сейсмологии разработано множество, особенно в России. Это известные работы ленинградской и новосибирской школ геофизиков-теоретиков [18—22]. На западе популярны томографические решения [7, 13], которые начали использоваться и в отечественном ГСЗ [23]. Однако модели, полученные в результате решения двумерных обратных задач, обычно ограничены монотонно возрастающей с глубиной скоростной функцией, т. е. не включают слои с пониженными скоростями и резкие границы. Ограничены эти решения и объемом используемой информации: построения основаны главным образом на годографах первых волн. Как отмечалось выше, при ГСЗ видимые первые вступления часто сформированы более интенсивными последующими волнами, и для них типична сложная форма с многочисленными разрывами. Для таких годографов трудно использовать классические решения обратных задач. По этой причине в ГСЗ широко используются традиционные приемы, основанные на построении разрезов „вручную“ (по сводным годографам, по  $t_0$  и т. д.). Кроме этого, развиваются приближенные методы

решения обратных задач, рассчитанные на сложные двумерные модели и включающие этапы анализа наблюдаемых годографов.

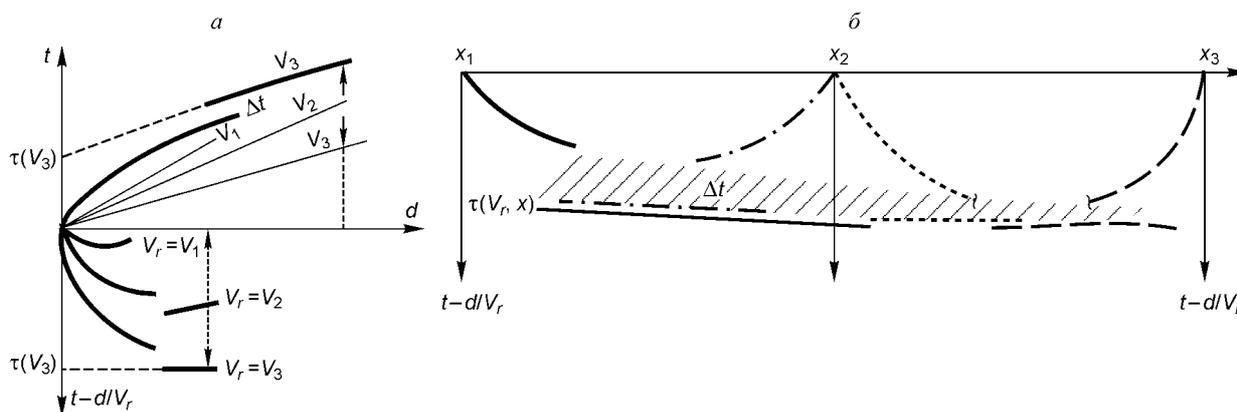
Наиболее развитым в этом плане является метод специальных полей времен, разработанный учеными новосибирской школы под руководством Н.Н. Пузырева [24, 25]. Специальное поле времен строится для первых волн, которые рассматриваются как рефрагированные и для опорных отражающих границ (например, границы М). При этом времена прихода этих волн относятся к середине расстояния источник—приемник  $d/2$  и точки полученных годографов на одинаковых расстояниях  $d = \text{const}$  соединяются линиями  $t(d, x)$ . Эти линии и описывают специальное поле времен, которое позволяет провести анализ наблюдаемых годографов, исключить локальные аномалии, связанные с приповерхностными неоднородностями, и получить решение обратной задачи [26].

Однако этот метод ограничен объемом используемой информации, так как поля времен строятся лишь для первых волн или отражений от региональных границ. Для анализа всего волнового поля и построения стартовой модели на основе первых и последующих волн предлагается еще один метод временных разрезов, метод  $\tau(V, x)$ .

#### МЕТОД $\tau(V, x)$

Метод был предложен автором еще в 70-е годы [27, 28] и тогда получил название метод редуцированных годографов. Название определялось одной из процедур построения временного разреза: наблюдаемые годографы редуцировались с разными скоростями редукции  $V_r$ , трансформировались к середине расстояния источник—приемник и находились огибающие этих годографов. Было показано, что эти огибающие являются линиями  $t_0$  для сейсмических границ со скоростями, равными скорости редукции.

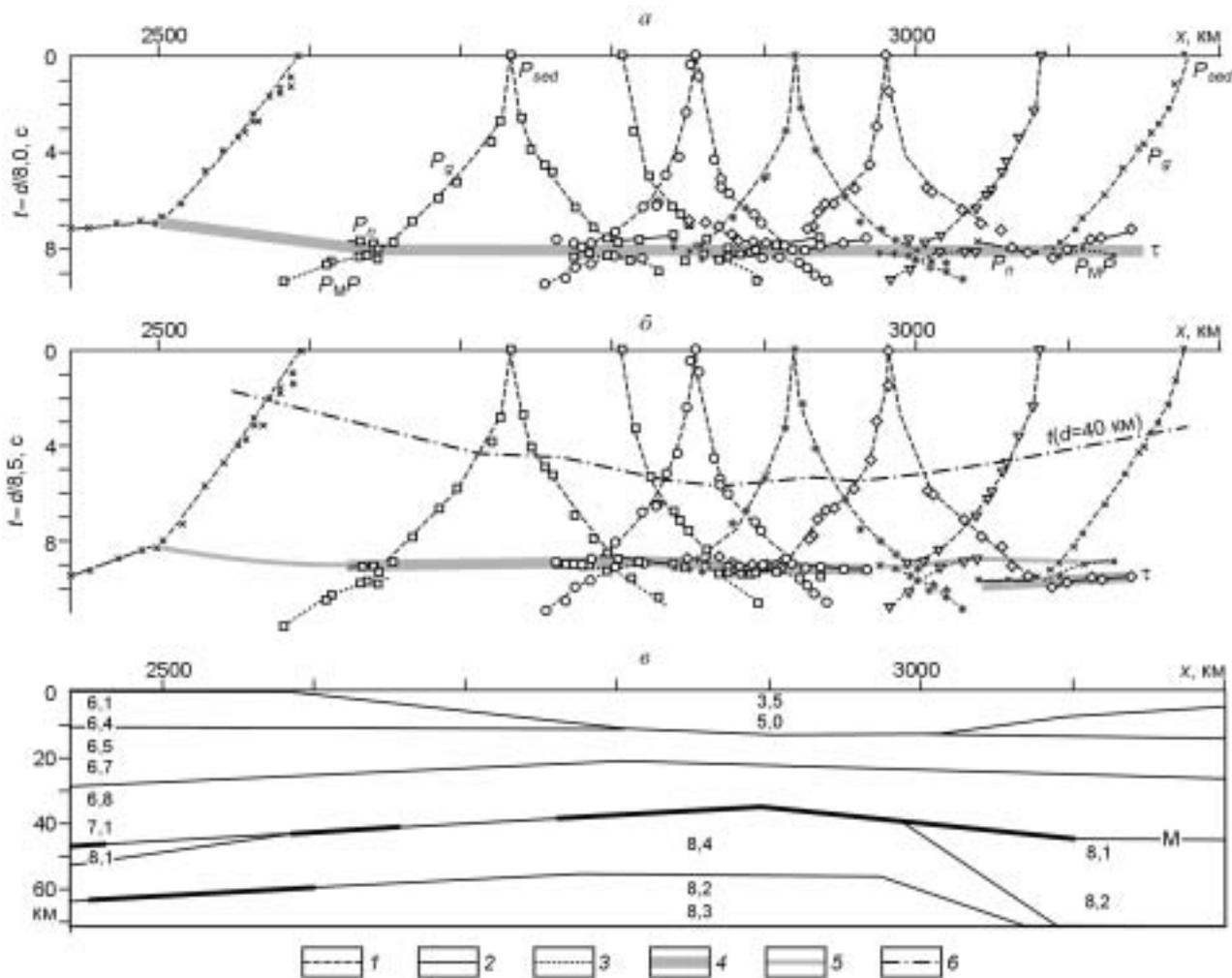
На рис. 5 этот процесс иллюстрируется примером годографов рефрагированных и закритических отраженных волн для модели со слоем пониженной скорости: такому слою соответствует разрыв годографа с последующим увеличением времени на величину  $\Delta t$ . Ее можно назвать „интенсивностью инверсии“, так как она определяется мощностью инверсионной зоны и степенью уменьшения скорости в ней. Ветвь годографа со скоростью  $V_3$  соответствует подошве этого слоя (символом  $\tau$  обозначено  $t_0$  этой ветви). На рис. 5,а одиночный годограф редуцирован с разными скоростями  $V_r = V_1, V_2$  и  $V_3$ , и полученные значения времен  $t - d/V_r$  отнесены к середине расстояния от источника. Как видим, отрезок годографа с кажущейся скоростью  $V_3$  при редукции  $V_r = V_3$  расположен на времени  $\tau(V_3)$ .



**Рис. 5. Пояснения к методике построения временного разреза  $\tau(V, x)$ .**

а — годограф первых вступлений для модели со слоем пониженной скорости и с соответствующим ему  $\Delta t$  (ось времен направлена вверх) и его представление  $t - d/V_r$  со скоростью редукции  $V_r = V_1, V_2$  и  $V_3$ , приведенные к середине источник—приемник  $d/2$  (ось времен направлена вниз).  $\tau(V_r)$  — это  $t_0$  для отдельных ветвей годографа рефрагированной волны с кажущейся скоростью, равной скорости редукции  $V_r$ .

б — система трех редуцированных годографов (пункты взрыва  $x_1, x_2, x_3$ ), трансформированных к середине источник—приемник для модели с наклонным и уменьшающимся по мощности слоем пониженной скорости, подошвой которого является граница со скоростью  $V = V_r$ . Линия  $\tau(V, x)$  — это огибающая годографов или линия  $t_0$  для этой границы (заштрихована область разрыва годографов  $\Delta t$ , связанных с инверсией скорости).



**Рис. 6.** Редуцированные годографы со скоростями редукции  $V_r = 8,0$  (а) и  $8,5$  км/с (б) и скоростной разрез земной коры и верхов мантии (в) по профилю „Кратон“ в районе Виллюйской синеклизы.

1, 2 — годографы преломленных волн в коре ( $P_g$ ) и в мантии ( $P_n$ ); 3 — отраженных от границы М —  $P_M P$ ; 4 — огибающие редуцированных годографов — линии  $\tau(x, V_r)$ , проведенные по областям смены волн  $P_g$  и  $P_n$ ; 5 — построенные как касательные отраженных  $P_M P$  волн; 6 — линия специального поля времен, соединяющая точки годографов на одинаковом удалении от источника ( $d = 40$  км). Утолщенными линиями на (в) показаны участки границ, от которых получены надежные отражения. Значки на линиях годографов — разные ПВ, см. рис. 2.

На рис. 5,б дана система из трех редуцированных и трансформированных к середине расстояния взрыв—прием годографов для модели с наклонным слоем пониженной скорости и переменной мощности. Огибающая для встречных и нагоняющих годографов, редуцированных со скоростью  $V_r$ , является линией  $\tau(V_r, x)$ , характеризующей форму скоростного уровня  $V = V_r$  вдоль оси  $x$ . С этой огибающей совпадают протяженные ветви годографов первых и последующих волн, что указывает на резкую границу со скоростью  $V_r$  на подошве зоны инверсии, от которой получены квазиголовные и закритические отраженные волны.

Линии  $\tau(V_r, x)$  описывают изменение значений  $t_0$  вдоль профиля для каждого скоростного уровня  $V = V_r$  и могут быть пересчитаны в глубину до этих уровней, т. е. в двумерный скоростной разрез.

Представленные в таком виде редуцированные годографы позволяют также анализировать волновое поле и определять природу волн, например, приуроченность отраженных и квазиголовных волн к тому или иному скоростному уровню. В этом случае годографы головных волн совпадают с огибающей  $\tau(V_r, x)$ , а отраженных — касаются ее снизу.

На рис. 6 приведен пример определения описанным методом граничной скорости вдоль границы М на участке профиля „Кратон“ в районе Виллюйской синеклизы. Приведены годографы, редуцированные

со скоростями 8,0 и 8,5 км/с. В первом случае годографы для  $P_n$  не совпадают с огибающей (линией  $\tau$ ), они отклоняются вверх, поэтому скорость по границе М должна быть выше 8,0 км/с. Во втором случае, при скорости редукции 8,5 км/с, годографы волны  $P_n$  в центральной части профиля (ПК 2800—3000 км) ложатся на огибающую (линию  $\tau$ ), и годографы отраженных волн  $P_M P$  касаются этой линии снизу, не пересекая ее. На пикетах профиля более 3000 км годографы отраженной волны располагаются выше линии  $\tau$  ( $V = 8,5$  км/с), поэтому граничная скорость по границе М на ПК 2800—3000 км равна 8,5 км/с, восточнее она меньше. Скоростной разрез (см. рис. 6, в), построенный в результате математического моделирования, подтвердил эти построения. Пример расчетных годографов для этой модели приведен на рис. 7.

Процедура построения редуцированных и трансформированных годографов, а также их огибающих осуществлялась раньше „вручную“. Развитие вычислительных технологий позволяет представить сейчас численный вариант этого метода, дополненный решением двумерной обратной сейсмической задачи. Этот метод назван методом  $\tau(V, x)$  по аналогии с  $\tau(p)$ -методом решения одномерной задачи [29]. Символом  $\tau$  здесь также обозначено  $t_0$  годографа рефрагированной волны с параметром  $p$  луча, приходящего на поверхность в точке годографа с кажущейся скоростью  $V$  ( $p$  равно обратной величине скорости  $1/V$ , это кажущаяся „медленность“). Функции  $\tau(V)$  или  $\tau(p)$  описывают годограф рефрагированной волны, который может быть использован для определения одномерной скоростной модели. Эти функции могут иметь разрывы со смещением  $\Delta t$ , если в среде имеются зоны инверсии скорости или участки резкого изменения градиента скорости.

Каждое вертикальное сечение временного разреза  $\tau(V, x)$  — это функции  $\tau(V)$ , по которым можно получить серию одномерных решений обратной задачи и по ним составить двумерную модель. Одномерные решения в  $\tau(p)$ -методе получаются по формуле Гервера—Маркушевича [30], которая в отличие от формулы Чибисова учитывает наличие слоев с пониженной скоростью:

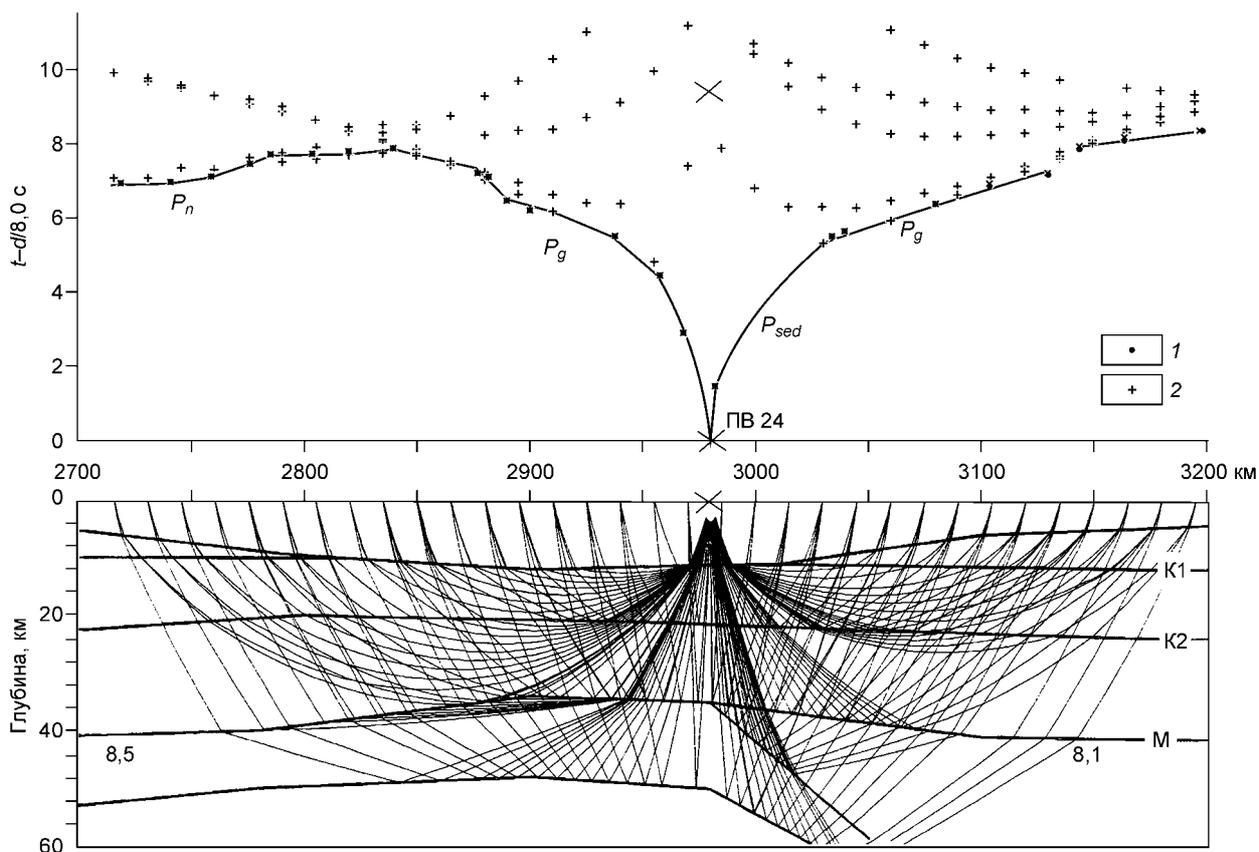


Рис. 7. Пример расчетов лучей и годографов преломленных волн в верхах мантии для ПВ 24 (химический взрыв), район Вилуйской синеклизы.

1 — наблюдаемые, 2 — расчетные.

$$Z(p) = \frac{2}{\pi} \int_p^1 \frac{x(q)}{\sqrt{q^2 - p^2}} dq + \frac{2}{\pi} \sum_{z_i^b}^{z_i^l} \arctg \sqrt{\frac{v^{-2}(z) - q_i^2}{q_i^2 - p^2}} dz,$$

где  $q = v^{-1}(z)$ ;  $q(x) = dt/dx$  ( $x$  изменяется от 0 до  $x_l$ ),  $p = dt/dx$  в точке  $x_l$ ;  $x(q)$  — расстояние от источника,  $l$  — число слоев с пониженной скоростью;  $z_i^b$  и  $z_i^l$  — глубины до кровли и подошвы слоя  $l$  с пониженной скоростью. Второй член этой формулы определяет мощности слоев с пониженной скоростью.

Для приближенных вычислений, когда в зоне инверсии скоростей задается некоторое среднее значение скорости, мощность этой зоны можно определить по величине „интенсивности инверсии“  $\Delta t$ :

$$\Delta z = \Delta t \sqrt{v^{-2}(z) - p_i^2}.$$

Полученное таким образом решение является приближенным еще и потому, что при трансформации редуцированных годографов к середине источник—приемник временные аномалии, связанные с поверхностными неоднородностями, переносятся в более глубокие части разреза и при малой плотности наблюдений они могут остаться даже после осреднения разреза. Однако по сравнению с другими методами решения обратной двумерной задачи  $\tau(V, x)$ -метод имеет ряд преимуществ. Он применим к построениям скоростных моделей, содержащих зоны инверсии скоростей, позволяет использовать все волновое поле, включая отдельные закритические отраженные волны (их годографы касаются линий  $\tau(V, x)$  в критических точках). Тем самым не только определяется, к какому скоростному уровню относится та или иная отражающая площадка, но и осуществляется ее построение.

Учитывая, что решение обратной двумерной задачи по временному разрезу  $\tau(V, x)$  является приближенным и используется лишь как стартовая модель для последующего математического моделирования, вычисление глубин по величинам  $\tau(V, x)$  можно проводить по простым формулам для  $t_0$ . В условиях ГСЗ, когда достаточно определить структуру небольшого числа слоев, такие вычисления вполне оправданы. Пересчет линий  $\tau(V, x)$  проводится при этом или по формулам для  $t_0$  с использованием приближенных значений средних скоростей для каждого скоростного уровня  $V_k$ , или по формулам Н.Н. Пузырева [31], учитывающим пластовые скорости между скоростными уровнями  $v_i$ ,

$$z_1 = \frac{t_{01}}{2 \sqrt{v_1^{-2} - v_2^{-2}}}, \quad z_i = \frac{t_{0i} - \sum_{k=1}^{i-1} r_{ki}}{2 \sqrt{v_i^{-2} - v_k^{-2}}},$$

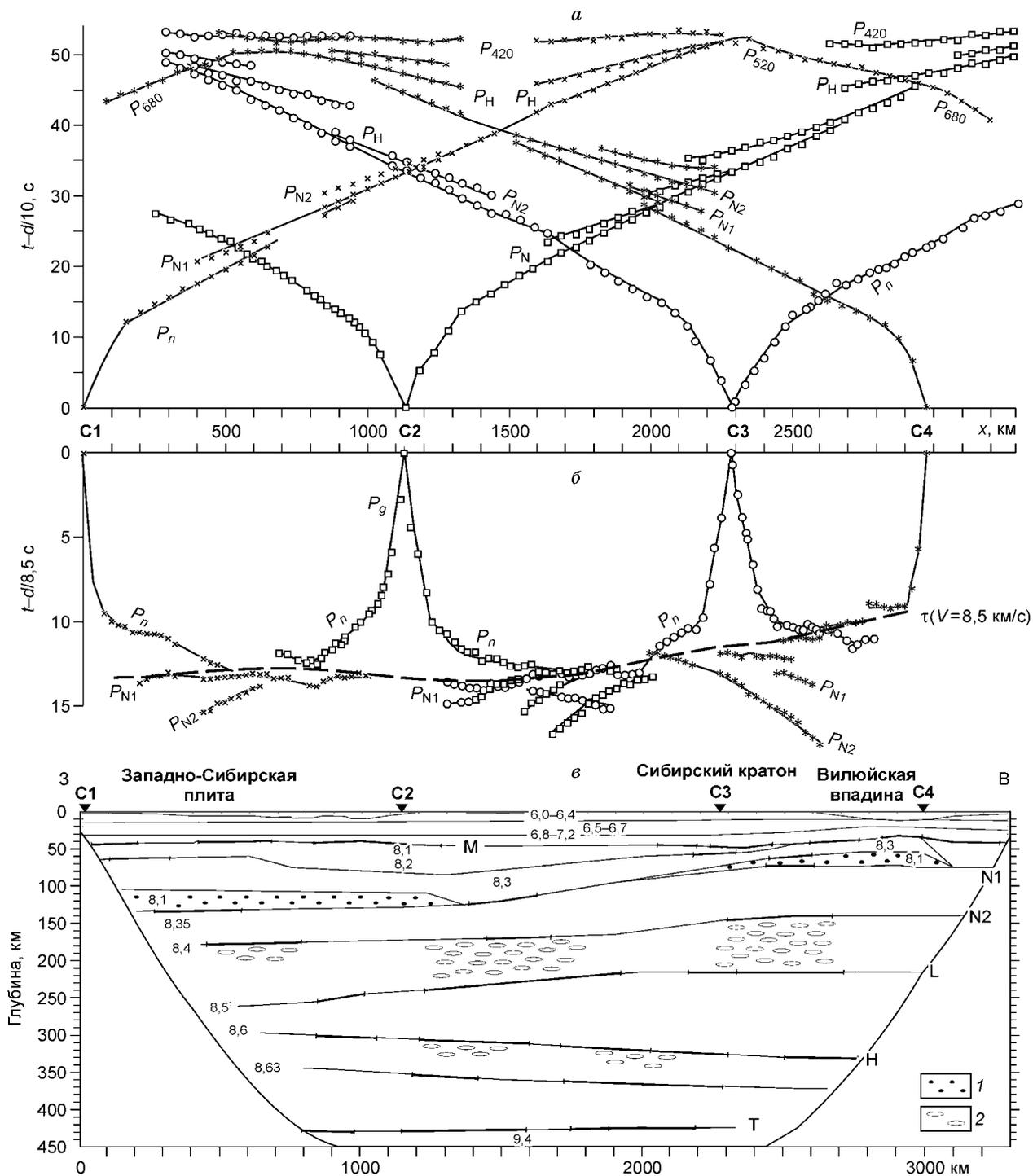
где  $t_{0i} = t_{i-1} - \frac{x_i t_{i+1} - x_{i-1} t_i}{x_i - x_{i-1}}$ ;  $r_{ki} = 2z_i \sqrt{v_i^{-2} - v_k^{-2}}$ ;  $v_i$  — значение скорости в промежуточных слоях,  $v_k$  — кажущаяся скорость в точке  $x_i$ ,  $t_i$  — время в точке  $x_i$ ,  $z_i$  — глубина, на которой скорость равна  $v_k$ .

Временные разрезы позволяют построить удобные для моделирования скоростные модели в изолиниях скоростей или в виде границ с постоянной скоростью вдоль них. Скорость в такой модели изменяется линейно между границами. В процессе численного моделирования подбирается глубина до границ и их форма. Но главное, построенные таким образом разрезы являются объективной информацией, так как в них отмечены скоростные неоднородности, непосредственно вытекающие из наблюдаемых аномалий времен. Уточнение таких разрезов не занимает много времени и избавляет интерпретатора от лишних расчетов по отбраковке заведомо далеких от действительности неоднородностей.

#### СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ПРОФИЛЯМ „КРАТОН“ И „МЕТЕОРИТ“

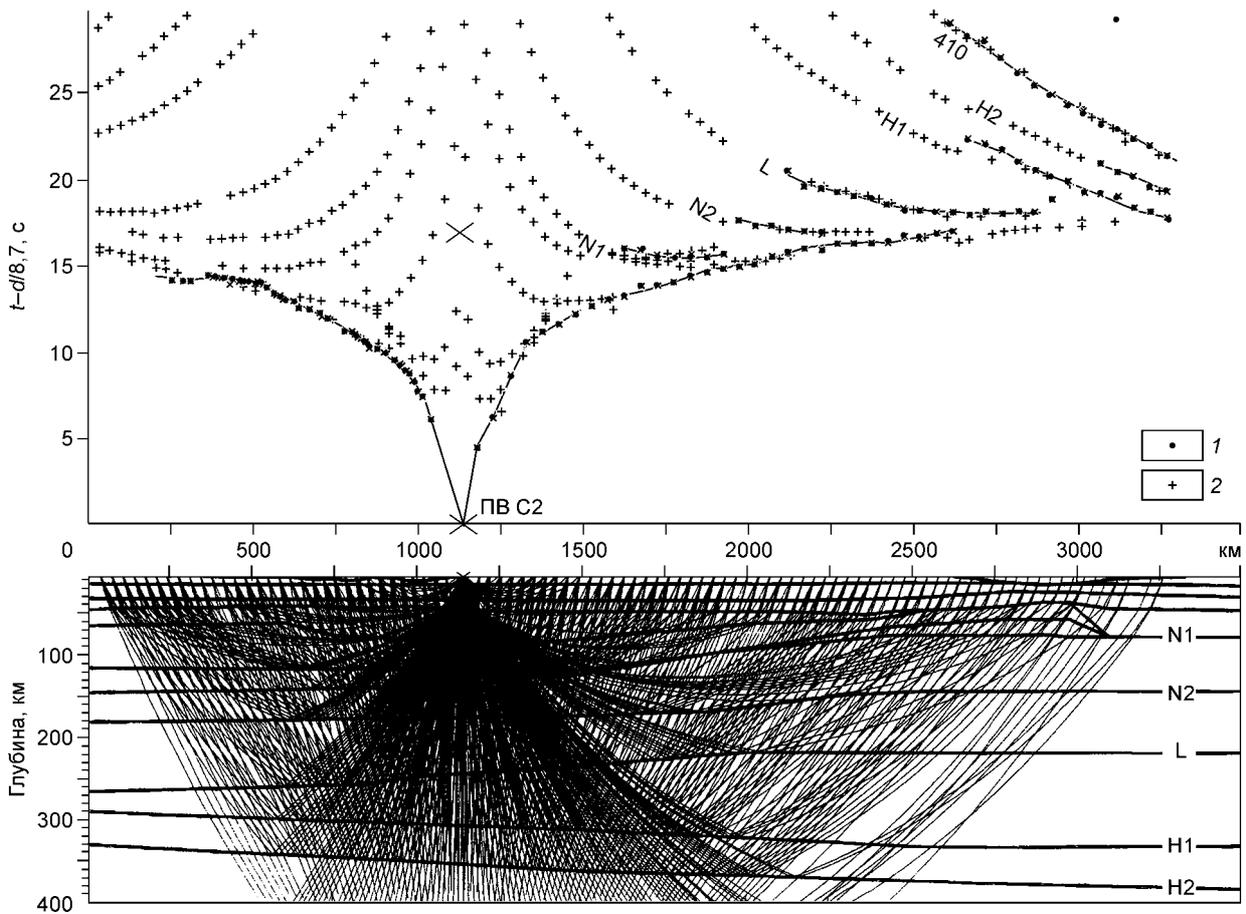
**Профиль „Кратон“.** На рис. 8 приведены наблюдаемые годографы и полученный по ним разрез верхней мантии по профилю „Кратон“. Анализ годографов с разными скоростями редукиции показал, что выделенные на сейсмограммах опорные волны чаще всего приурочены к определенным уровням  $V = \text{const}$ : волна  $P_{N1}$  с кажущейся скоростью  $V_k = 8,3—8,4$  км/с приурочена к скоростному уровню  $V = 8,35—8,4$  км/с (граница N1); волна  $P_{N2}$  с  $V_k = 8,4—8,6$  км/с — к границе N2 ( $V = 8,40—8,45$  км/с), волна  $P_L$  с  $V_k = 8,6—8,7$  км/с к границе L ( $V = 8,5$  км/с) и волна  $P_H$  с  $V_k = 8,7—8,9$  км/с к границе H ( $V = 8,6$  км/с). Различие в кажущихся и граничных скоростях связано, как отмечалось, с эффектом сферичности Земли.

Редуцирование годографов и построение временных разрезов позволили также определить структуру основных границ. Например, редуцирование со скоростью 8,5 км/с (см. рис. 8,б) показало, что соответ-



**Рис. 8. Наблюдаемые годографы мантийных волн по профилю „Кратон“:**

*a* — со скоростью редуции 10 км/с; *б* — приведенные к середине расстояния источник—приемник и со скоростью  $V_r = 8,5$  км/с (штриховая линия — огибающая годографов или линия  $t_0$  для скоростного уровня 8,5 км/с; обозначения волн см. на рис. 2 и 3); *в* — сейсмический разрез верхней мантии по профилю „Кратон“; тонкие линии — границы слоев с разной скоростью (км/с), утолщенные — участки сейсмических границ, от которых получены интенсивные отраженные волны; C1—C4 — пункты ядерных взрывов: 1 — зоны инверсии скорости, 2 — области повышенной гетерогенности (расслоенности) среды.



**Рис. 9.** Пример расчетов лучей и годографов волн, распространяющихся в верхней мантии вдоль профиля „Кратон“, ПВ С2 (ядерный взрыв).

Волны обозначены индексами соответствующих им отражающих границ. 1 — наблюдаемые, 2 — расчетные.

ствущая этой скорости граница не является горизонтальной. Четко отмечается закономерное изменение времен вступлений волн  $P_{N1}$  от Сибирской платформы к Западно-Сибирской плите: огибающая годографов первых волн, линия  $\tau(x, V = 8,5 \text{ км/с})$  располагается в восточной части Сибирской платформы на времени 11 с, а в пределах Западно-Сибирской плиты на 13 с. Это не связано со структурой земной коры или с меньшей скоростью волн в осадочном чехле Западно-Сибирской впадины, так как время выхода в первые вступления волны  $P_n$  практически одинаковое для всех пунктов взрыва — около 9—10 с на редуцированных годографах. Подобная картина наблюдается и на параллельном профиле „Кимберлит“ [11], но там резкое изменение времени  $\tau(x, V = 8,5 \text{ км/с})$  отмечается непосредственно на границе между Западно-Сибирской плитой и Сибирской платформой. Здесь же это изменение происходит плавно и не на границе разновозрастных структур, а в центральной части кратона.

Сейсмический разрез по профилю „Кратон“ (см. рис. 8,в) построен в результате математического моделирования с использованием данных не только по ядерным, но и по химическим взрывам. Невязка расчетных годографов с наблюдаемыми для первых волн находится в пределах 0,1 с. Для последующих вступлений, корреляция которых часто неоднозначна из-за многофазовой формы записи, расхождения между наблюдаемыми и расчетными временами иногда достигают 0,2 с (рис. 9).

Полученный разрез отражает следующие главные особенности строения земной коры и верхней мантии Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты. Скоростная модель земной коры состоит из четырех слоев: осадочного чехла и трех слоев консолидированной коры со скоростями 6,0—6,4 км/с в верхней коре, 6,5—6,7 км/с в средней и 6,8—7,0 км/с в нижней. Мощность осадков для большей части профиля небольшая (0—3 км), но она увеличивается до 10 км в районе Вилюйской синеклизы с осадочным чехлом, характеризующимся скоростью 3,5—5,0 км/с. В остальных частях платформы, наоборот, скорости в осадках высокие — 4,5—5,0 км/с.

Структура кристаллической коры также существенно изменяется в основном в районе Виллойской синеклизы. Верхняя кора со скоростью 6,0—6,4 км/с имеет мощность 10 км в платформенной части, а под синеклизой она отсутствует. Мощность средней коры со скоростью 6,5—6,7 км/с также изменяется вдоль профиля и составляет 20 км в платформенной части и только 10 км под синеклизой. Нижняя кора имеет мощность 15—17 км вдоль всего профиля.

Средняя глубина до границы Мохо изменяется вдоль профиля в пределах 40—45 км, уменьшаясь до 36 км под Виллойской синеклизой. Значения скорости под границей Мохо в среднем составляют 8,1—8,2 км/с, кроме интервала профиля 2450—2900 км, где они увеличиваются до 8,4 км/с. Этот аномальный высокоскоростной блок расположен в западной части синеклизы и его восточное ограничение совпадает с областью наиболее резкого погружения фундамента (см. рис. 6).

Из полученной модели видно, что наибольшая неоднородность скоростного разреза характерна для верхних 200 км мантии. Кроме высокоскоростного блока, в верхних 50 км мантии в западной части профиля, на глубине 100—140 км и в восточной — на глубине 60—70 км выделены слои пониженной скорости. В центральной части профиля инверсии скорости не наблюдаются. Существенно меняется глубина до границы N1 от 140 км в западной части профиля до 70 км в восточной.

Границы N2, L и N1 имеют подобную структуру. Они поднимаются с запада на восток, но амплитуда поднятия уменьшается с глубиной. Глубина границы N2 составляет 180 км на западе и 140 км на востоке, граница L залегает на глубине 260 км в западной части профиля и поднимается до глубины 220 км в восточной.

Граница H почти горизонтальна, но все-таки прослеживается некоторая тенденция к погружению ее с запада на восток в противоположность подъему верхних границ.

Все перечисленные границы не являются простыми границами первого рода. Это многослойные гетерогенные пачки, которые создают сложные многофазовые отраженные волны. На рис. 8,в эти области показаны особым знаком — овальными кружочками.

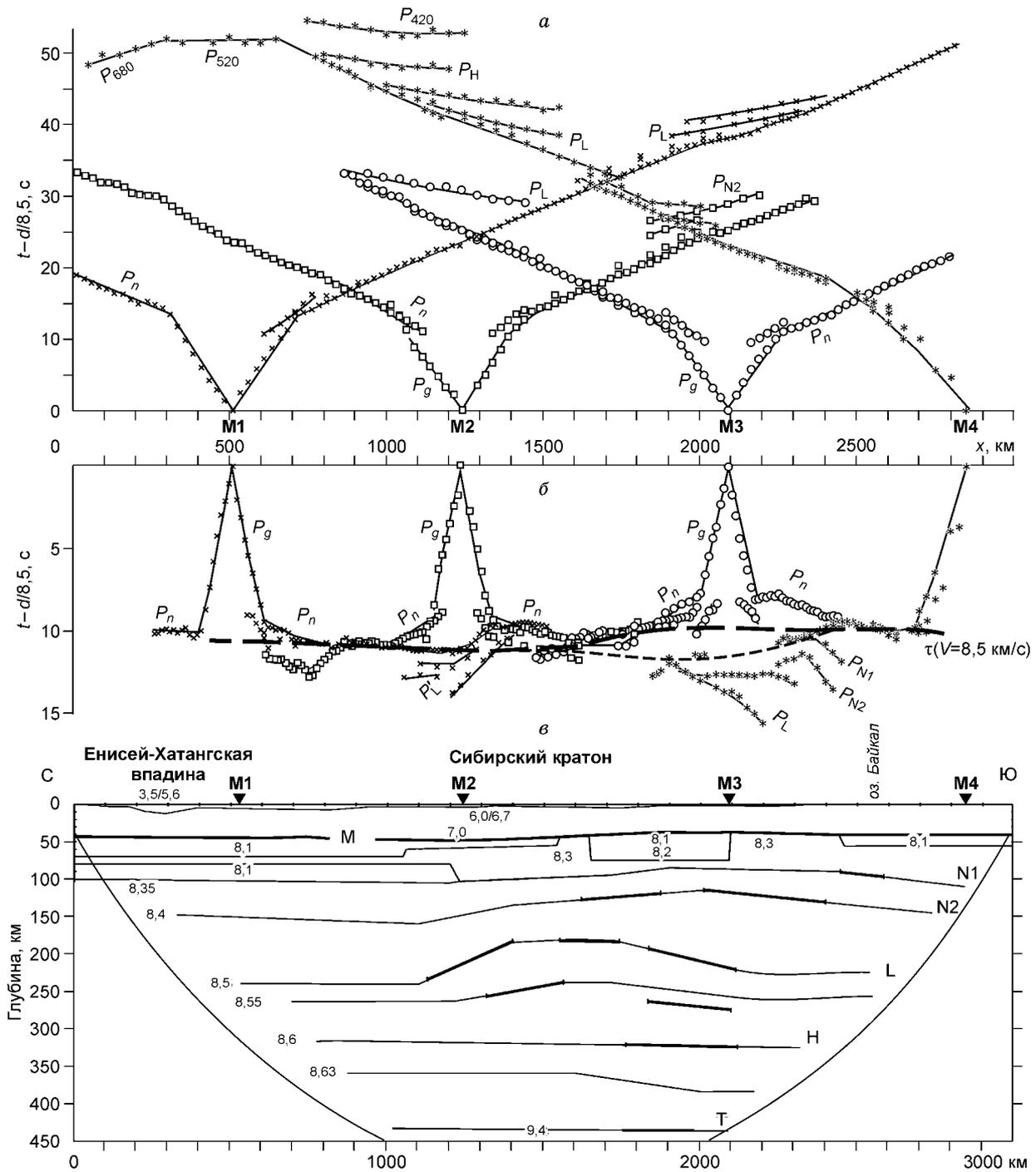
Структура переходной зоны не показана на рисунках, так как она изучена только на небольшой части профиля в интервале пикетов 1000—2000 км. Все границы в этой зоне залегают практически горизонтально (интервалы их глубин: 410—430, 500—520 и 660—680 км соответственно).

**Профиль „Метеорит“.** На рис. 10 представлены наблюденные годографы по профилю „Метеорит“ в обычном и трансформированном виде и полученный по ним скоростной разрез. Структура верхней мантии по этому профилю во многом схожа с описанной выше по профилю „Кратон“. Наиболее неоднородной является верхняя часть мантии, характеризующейся блоковым строением при перепадах скорости между ними от 8,1 до 8,3 км/с. Высокоскоростные блоки четко выделяются непосредственно по наблюденным годографам: на одних и тех же интервалах профиля наблюдаются закономерные изменения кажущихся скоростей разных волн. Так, на интервале профиля 2100—2400 км кажущиеся скорости на всех встречных и нагоняющих годографах увеличиваются (см. рис. 10,а). Эта особенность указывает на наличие здесь высокоскоростного мантийного блока непосредственно под Мохо. Другой высокоскоростной блок выявлен в верхах мантии на участке 1000—1500 км. Но как видно из редуцированных годографов, только в интервале 1500—1600 км его кровля выходит на поверхность Мохо.

В северной части профиля на глубине 80—100 км выделен слой с пониженной скоростью. С ним связано резкое уменьшение кажущейся скорости первых волн из ПВ М2 на интервале профиля 300—600 км и затухание волн из ПВ М3 на ПК 900 км.

Рельеф мантийных границ гораздо сложнее на этом профиле, чем на описанном выше. Это следует из редуцированных со скоростью 8,5 км/с годографов, приведенных к середине источник—приемник (см. рис. 10,б). Границы N1, N2 и L характеризуются близкой скоростью, и часто трудно отождествить соответствующие им годографы из-за отмеченных выше резких изменений кажущейся скорости первых вступлений и неоднородностей верхов мантии. Кроме этого линия  $\tau(x, V = 8,5 \text{ км/с})$  раздваивается под ПВ М3, что указывает здесь на зону пониженной скорости или на уменьшение градиента скорости между границами N2 и L. Последнее более вероятно, так как эти границы имеют здесь инверсионную форму рельефа. Глубина границы N2 составляет 150 км в северной части, затем она круто поднимается до 120 км на пикете 2000 км и опускается вниз под Байкальской рифтовой зоной. Граница L также поднимается с севера на юг, особенно резко в интервале ПК 1100—1400 км. Но этот подъем наблюдается только до пикета 1600 км, затем граница L прогибается под поднятием вышележащих границ (ПК 1600—2200 км). Глубина границы H практически не изменяется вдоль профиля и составляет 310 км. Кроме этих опорных границ в низах верхней мантии прослежены и другие отражающие горизонты, которые еще больше усложняют разрез.

Выше отмечалось, что материалы по некоторым сверхдлинным профилям Сибири обрабатывались несколькими интерпретационными группами. При этом использовались различающиеся объемы экспериментальных данных и подходы к их интерпретации. Некоторые исследователи получали только скоростные одномерные модели мантии, используя записи от одного, но наиболее качественного взрыва



**Рис. 10. Наблюдаемые годографы мантийных волн по профилю „Метеорит“:**

*a* — с редукцией 10 км/с; *б* — приведенные к середине расстояния источник—приемник (скорость редукции 8,5 км/с); *в* — сейсмический разрез верхней мантии по профилю „Метеорит“. Пояснения см. на рис. 2, 3, 8.

[6]. Другие использовали только первые волны для томографических построений [7]. Наиболее детальные построения были выполнены А.В. Егоркиным для профиля „Кратон“, но отдельно для химических и ядерных источников. При этом для выделения последующих волн применялась скоростная фильтрация [1, 8]. Сопоставление полученных моделей показало, что в региональном плане (по одномерным моделям и по характеристике различий в скоростных моделях верхней мантии крупных геоструктур) они принципиальным образом не различаются. По всем моделям примерно на одной и той же средней глубине выделяются три границы в переходной зоне мантии и отмечается существенное различие в скоростях

между Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой. Отличаются построения разной детальностью. Разрезы земной коры, выполненные А.В. Егоркиным, представлены сложной системой мелких блоков, полученных в результате выделения множества внутрикоровых отражений с помощью скоростной фильтрации. Применение такой фильтрации к материалам с расстоянием между трассами в 10 км и более, когда выделенные отражения получены путем сложения максимум 7—10 трасс, представляется необоснованным. Представленные выше модели земной коры построены по первичным записям, на которых не всегда можно выделить даже первые волны и относящиеся к наиболее интенсивным отражения от границы М. Поэтому они получились очень схематичными. Но более полно использованы данные химических источников по первым вступлениям мантийных волн. Вместе с данными ядерных взрывов они позволили определить форму высокоскоростных блоков в верхах мантии, которые раньше выделялись лишь по величине граничной скорости вдоль границы М.

Применение скоростной фильтрации для корреляции мантийных волн, обнаруживаемых и на первичных записях, более обоснованно. В результате такой процедуры по профилю „Кратон“ были выделены расслоенные зоны с пониженной скоростью [2], располагающиеся примерно на тех же глубинах, что и границы N1, N2 и L. Но залегают они почти горизонтально, а скорости между ними существенно изменяются по горизонтали. Это осложняет сопоставление скоростных моделей и определение их общих черт или различий. Но нужно подчеркнуть, что в нашем случае определение формы сейсмических границ проводилось с помощью объективной информации (временных разрезов), а соответствие отражающих площадей тем или иным скоростным уровням контролировалось независимыми построениями по разным профилям с сопоставлением результатов в точках их пересечения. Все это обеспечило более высокую надежность структурных построений по сравнению с предыдущей интерпретацией отдельных профилей.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, обработка данных по сверхдлинным сейсмическим профилям показала, что для верхней мантии Сибирской платформы характерна существенная неоднородность как по вертикали, так и по горизонтали. Это выражается в изменчивости сейсмических скоростей, рельефа сейсмических границ, степени расслоенности и локальной неоднородности. В целом описанные выше материалы с учетом других профилей, обработанных такими же методами [9, 11], показывают следующие главные особенности структуры верхней мантии.

1. Для верхов мантии (до глубины 100—120 км) характерна существенная горизонтальная неоднородность по сейсмическим скоростям. Относительно пониженной скоростью характеризуются области повышенного теплового потока (Западная Сибирь), повышенной — области низких температур. Однако эта общая закономерность нарушается в северной части Сибирской платформы, где скорость в мантии понижена относительно средней для всей платформы. Можно предположить, что мантия северной части Сибирской платформы в настоящее время активизирована, но глубинное тепло еще не достигло поверхности. Тепловую активизацию можно объяснить близостью арктического шельфа, что согласуется с общей закономерностью уменьшения скорости сейсмических волн в верхней мантии от центральных частей континентов к их окраинам. Возможно, это влияние Енисей-Хатангской активизированной области, однако не менее активизированная Байкальская рифтовая зона проявляется в мантии южной окраины Сибирской платформы не столь значительно.

2. Необычным свойством верхов мантии Сибирской платформы является наличие блоков с аномально высокой скоростью (до 8,4 км/с), которые никак не проявляются в геофизических полях. Объяснить их петрологической неоднородностью трудно, так как все известные разновидности мантийных пород имеют сходную величину сейсмической скорости [32, 33], но различаются по плотности. Можно предложить два возможных объяснения: или вещество мантии в высокоскоростных блоках обеднено содержанием железа или для них характерна анизотропия скоростей, когда скорости по горизонтали существенно выше, чем по вертикали.

Малое содержание железа в верхах мантии можно было бы объяснить его выносом в земную кору при площадных излияниях базальтов. Но тогда почему высокоскоростные блоки расположены по краям всей платформы, а не в западной ее части, где наблюдается основная масса платобазальтов. Анизотропия скоростей представляется в этой связи более вероятной и ее можно связывать с высокими напряжениями в узловых точках платформы.

3. В верхней мантии изученной территории выделено несколько опорных сейсмических границ с достаточно выдержанными граничными скоростями  $V$ : граница N1 ( $V = 8,35—8,4$  км/с, глубина 70—120 км), N2 ( $V = 8,40—8,45$  км/с, глубина 140—170 км), L ( $V = 8,5$  км/с, глубина 220—250 км) и H ( $V = 8,6$  км/с, глубина 280—320 км). Из них наиболее значимой со структурной точки зрения является граница N1, имеющая, возможно, глобальный характер [10, 11, 34]. Она подстилает обычно слои с пониженной скоростью и неоднородные по горизонтали верхи мантии (см. рис. 8 и 9).

Все выделенные в верхней мантии границы не являются границами первого рода, это многослойные пакки с чередованием слоев повышенной и пониженной скорости. Природа этих границ не ясна, так как на глубинах, где они прослежены, не выявлено каких-либо фазовых переходов [35]. Правда, в работе [36] отмечается, что в ксенолитах из кимберлитов Сибирской платформы на уровнях глубин залегания сейсмических границ обнаружены признаки пленочного плавления. В сухой мантии при пониженной температуре объяснить частичное плавление трудно. Следовательно, такие слои могут быть связаны с областями повышенного содержания воды или других флюидов, понижающих температуру плавления.

4. Данные по сверхдлинным профилям по-новому осветили проблему литосферы—астеносферы. Так, особенностью модели верхней мантии является отсутствие четко выраженной зоны пониженной скорости, которую можно было бы связывать с астеносферным слоем. Отсюда и мощность литосферы определить по сейсмическим разрезам трудно. Это можно сделать только приближенно, по характеру распределения скоростных неоднородностей среды. Блоковая структура верхов мантии предполагает, что жесткая часть литосферы ограничена глубиной около 100 км. Глубже горизонтальные неоднородности исчезают, и это означает, что нижняя часть литосферы может быть представлена реологически ослабленным материалом. При этом подошва литосферы маркируется границей L, глубже которой наблюдается изостатическая компенсация подъемов этой границы прогибами более глубокой границы N. Это возможно лишь при существенной пластичности материала, не свойственной литосфере.

Выделяемые в пределах самой литосферы слои с пониженной скоростью и сейсмические границы могут представлять флюидонасыщенные зоны, поэтому верхнюю мантию следует характеризовать не системой литосфера—астеносфера, а системой относительно жестких слоев, разделенных тонкими реологически ослабленными зонами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 04-05-64526).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. **Егоркин А.В.** Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР / Ред. В.П. Белоусов, Н.И. Павленкова, Г.Н. Квятковская. М., Наука, 1991, с. 118—135.
2. **Егоркин А.В.** Изучение мантии на сверхдлинных геотраверсах // Физика Земли, 1999, № 7—8, с. 114—130.
3. **Егоркин А.В., Зюганов С.К., Павленкова Н.А., Чернышев Н.М.** Результаты исследования структуры литосферы на профилях в Сибири // Геология и геофизика, 1988 (5), с. 120—128.
4. **Егоркин А.В., Павленкова Н.И., Романюк Т.В., Солодилов Л.Н.** Структура верхней мантии по профилю Байкал—Ямал („Рифт“), полученная с применением мирных ядерных взрывов // Геология и геофизика, 1996, т. 37(9), с. 66—76.
5. **Upper mantle heterogeneities from active and passive seismology** / Ed. K. Fuchs // NATO ASI Series, v. 117, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 1997, 366 p.
6. **Priestly K., Cipar J., Egorikin A.V., Pavlenkova N.I.** Upper mantle velocity structure beneath the Siberian Platform // Geophys. J. Ins., 1994, v. 118, p. 364—378.
7. **Nielsen L., Thybo H., Solodilov L.** Seismic tomographic inversion of Russian PNE data along profile Kraton // Geophys. Res. Lett., 1999, v. 26, № 22, p. 3413—3416.
8. **Егоркин А.В.** Глубинные сейсмические исследования с трехкомпонентной регистрацией смещения почвы // Физика Земли, 1999, № 7—8, с. 44—64.
9. **Pavlenkova G.A., Priestley K., Cipar J.** 2D model of the crust and uppermost mantle along rift profile, Siberian craton // Tectonophysics, 2002, v. 355, p. 171—186.
10. **Павленкова Н.И.** Структура земной коры и верхней мантии и механизм движения глубинного вещества // Проблемы глобальной геодинамики, Вып. 2 / Ред. Д.В. Рунквист. М., Изд-во РАН, 2003, с. 168—182.
11. **Павленкова Г.А., Павленкова Н.И.** Результаты сейсмических исследований верхней мантии на территории России // Сейсмические исследования земной коры (сборник докладов Международной научной конференции, Новосибирск, Академгородок, 23—25 ноября 2004, ред. С.В. Гольдин и др). Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2004, с. 237—243.
12. **Carbonel R., Leserf D., Itzin V. et al.** Mapping the Moho beneath the southern Urals // Geophys. Res. Lett., 1998, v. 25, № 22, p. 4229—4232.
13. **Zelt C.A., Smith R.B.** Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure // Geophys. J. Int., 1992, v. 108, p. 16—34.
14. **Гамбурцев Г.А., Ризниченко Ю.В., Берзон И.С. и др.** Корреляционный метод преломленных волн. М., Изд-во АН СССР, 1952, 239 с.

15. **Алексеев А.С., Гельчинский Б.Я.** О лучевом методе вычислений полей волн в случае неоднородных сред с криволинейными границами раздела // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, Т. 3. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1959, с. 11—37.
16. **Červený V., Pšenčík I.** SEIS83 — Numerical modelling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method // Documentation of earthquake algorithms / Ed. E.R. Engdahl. Boulder, 1983, Rep. SE-35, p. 36—40.
17. **Павленкова Н.И., Ушаков А.Л.** О проблемах неоднозначности интерпретации данных ГСЗ на примере профиля Fennologa (Балтийский щит) // Физика Земли, 2005, № 2, с. 41—51.
18. **Азбель И.Я., Кейлис-Борок В.И., Яновская Т.Б.** Методика совместной интерпретации годографов и амплитудных кривых при изучении верхней мантии // Вычислительная сейсмология, Вып. 2. М., Наука, 1966, с. 3—45.
19. **Алексеев А.С., Белоносова А.В., Белоносов А.С., Цецохо В.А.** Об алгоритмах решения двумерных и трехмерных обратных кинематических задач сейсмологии // Материалы междунар. конф. по вычислительной математике (МКВМ-2004, 21—25 июня 2004 г., Новосибирск, Академгородок). Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2002, с. 361—369.
20. **Гольдин С.В., Киселева Л.Г., Пашков В.Г., Черняк В.С.** Двумерная кинематическая интерпретация сейсмограмм в слоистых средах. Новосибирск, Наука, 1993, 209 с.
21. **Goldin S.V.** Seismic traveltime inversion // Investigation in geophysics, № 1. Society of Exploration of Geophysicists. Tulsa, USA, 1986, 360 p.
22. **Яновская Т.Б., Прохорова Л.Н.** Обратные задачи геофизики. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1983, 210 с.
23. **Сакулина Т.С., Рослов Ю.В., Иванова Н.М.** Глубинные сейсмические исследования в Баренцевом и Карском морях // Физика Земли, 2003, № 6, с. 5—20.
24. **Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П.** Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск, Наука, 1975, 157 с.
25. **Суворов В.Д.** Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. Новосибирск, Наука, 1993, 135 с.
26. **Мишенькина З.Р., Шелудько И.Ф., Крылов С.В.** Использование линеаризованной постановки обратной кинематической задачи для двумерных полей времен  $t(x, l)$  рефрагированных волн // Численные методы в сейсмических исследованиях. Новосибирск, Наука, 1983, с. 32—44.
27. **Павленкова Н.И.** Волновые поля и модели земной коры. Киев, Наук. думка, 1973, 215 с.
28. **Pavlenkova N.I.** The intercept-time method: possibilities and limitations // J. Geophys., 1982, № 51, p. 85—95.
29. **Бессонова Э.Н., Ситникова Г.А., Фишман В.М.** Решение обратной кинематической задачи ГСЗ методом  $\tau(p)$  // Вычислительная сейсмология, Вып. 6. М.: Наука, 1973, с. 28—40.
30. **Гервер М.Л., Маркушевич В.М.** Определение по годографу скорости распространения сейсмической волны // Вычислительная сейсмология, Вып. 3. М., Наука, 1967, с. 3—51.
31. **Пузырев Н.Н.** Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., Гостоптехиздат, 1969, 251 с.
32. **Sobolev S.V., Fuchs K.** Seismic velocities and density in the deep continental lithosphere from the composition of xenoliths // Terra Nova, 5: Abstract suppl.1 EUG V11. Strasbourg, 1993, p. 333—334.
33. **Kern H.M.** Physical properties of crustal and upper mantle rocks with regards to lithosphere dynamics and high pressure mineralogy // Phys. Earth Planet. Inter., 1993, v. 79, p. 113—136.
34. **Thybo H. and Perchuc E.** The seismic 80 discontinuity and partial melting in continental mantle // Science, 1997, v. 275, p. 1626—1629.
35. **Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Ryan C.G. et al.** Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle // Structure and Evolution of the Australian Continent / Eds. J. Braun et al. AGU Geodynam. Ser., 1998, v. 26, p. 1—25.
36. **Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В. и др.** Кимберлиты и кимберлитовые породы; вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск, Наука, 1994, 256 с.

*Поступила в редакцию  
31 октября 2005 г.*