

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВЕРХНЕМАНТИЙНЫЕ КОРНИ СТРУКТУР ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ПРОФИЛЮ РИФТ

В.Д. Суворов, З.Р. Мишенькина, Е.А. Мельник

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

По данным ядерных взрывов представлен сейсмический разрез верхней мантии, отличающийся от предыдущих построений рассмотрением только основных кинематических особенностей волн в первых вступлениях. Разрез построен двумерным лучевым моделированием непосредственно в сферической модели Земли. Показано, что традиционное использование плоской модели с последующим введением поправок, рассчитанных в сферически симметричной модели, не всегда может быть корректным при горизонтальных неоднородностях. Выявлена отчетливая корреляция между скоростными неоднородностями верхней мантии, прослеженными до глубины 200—220 км и крупными структурами фундамента платформы. Под впадинами скорость в верхней мантии понижена, под поднятиями повышена. Наиболее контрастное понижение скорости до 8.0—8.1 км/с наблюдается под венд-нижнекембрийской Присяно-Енисейской синеклизой. В интервале глубин 150—240 км выделен прерывистый слой с повышенной скоростью до 8.6—8.75 км/с. Под ним вплоть до границы 410 км скорость понижена до 8.5—8.55 км/с и на кровле переходной зоны равна 9.4—9.5 км/с.

Ядерные взрывы, верхняя мантия, Сибирская платформа, профиль Рифт.

UPPER MANTLE ROOTS OF SIBERIAN CRATON BASEMENT STRUCTURES ALONG THE RIFT DSS PROFILE

V.D. Suvorov, Z.R. Mishen'kina, and E.A. Mel'nik

We investigate the upper mantle velocity structure through processing first arrival data from peaceful nuclear explosions. The reported 2D model has been obtained by ray tracing for a spherical Earth, unlike the classical plane-approximation approach with subsequent spherical symmetry corrections, which is not always applicable to a laterally heterogeneous subsurface. The upper mantle velocity highs and lows imaged to 200–220 km depths show obvious correlation with major structures of the craton basement. Namely, low-velocity zones are observed beneath basins, the largest (to 8.0–8.1 km/s) under the Vendian–Cambrian Sayan–Yenisei syncline. A discontinuous high-velocity layer (8.6–8.7 km/s) at depths between 150 and 240 km is underlain by a zone of lower velocity (8.50–8.55 km/s) down to the 410 km discontinuity, where the velocity at the top of the transition zone is 9.4–9.5 km/s.

Peaceful nuclear explosions, upper mantle, Siberian craton, Rift DSS profile

ВВЕДЕНИЕ

Результаты изучения структуры верхней мантии Сибири по данным ядерных взрывов вдоль профилей, пересекающих территорию России в различных направлениях (рис. 1), опубликованы в большом количестве работ в российских и зарубежных журналах и сборниках статей. Основные из них можно найти в представленном ниже списке литературы. Мы не ставили своей целью сделать обзор полученных результатов. Наш интерес к этим построениям связан с данными от этих же ядерных взрывов, но зарегистрированных Алтае-Саянской сетью сейсмологических станций. Аналоговые сейсмограммы от 57 взрывов (архив Алтае-Саянского филиала Геофизической службы СО РАН), расположенных на территории Сибири и Казахстана были оцифрованы с целью использования их дополнительно к профильным наблюдениям для составления обоснованной трехмерной модели верхней мантии Сибири. Плотность таких наблюдений и, соответственно, детальность значительно меньше, чем на профилях, но иногда при заметно меньших расстояниях между пунктами взрыва. Целью использования таких данных является построение трехмерной модели верхней мантии, дополняющей имеющиеся построения, основанные на интерполяции двумерных моделей вдоль сети опорных профилей [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006].

Для решения такой задачи стартовую модель естественно было составить по двумерным профильным разрезам верхней мантии. Однако в 2D моделях присутствует много детальных аномальных особенностей, трассировать которые по более редкой сети наблюдений не представляется возможным. Сглаживание разрезов приведет к зависимости от способа построения, что затрудняет их использование для

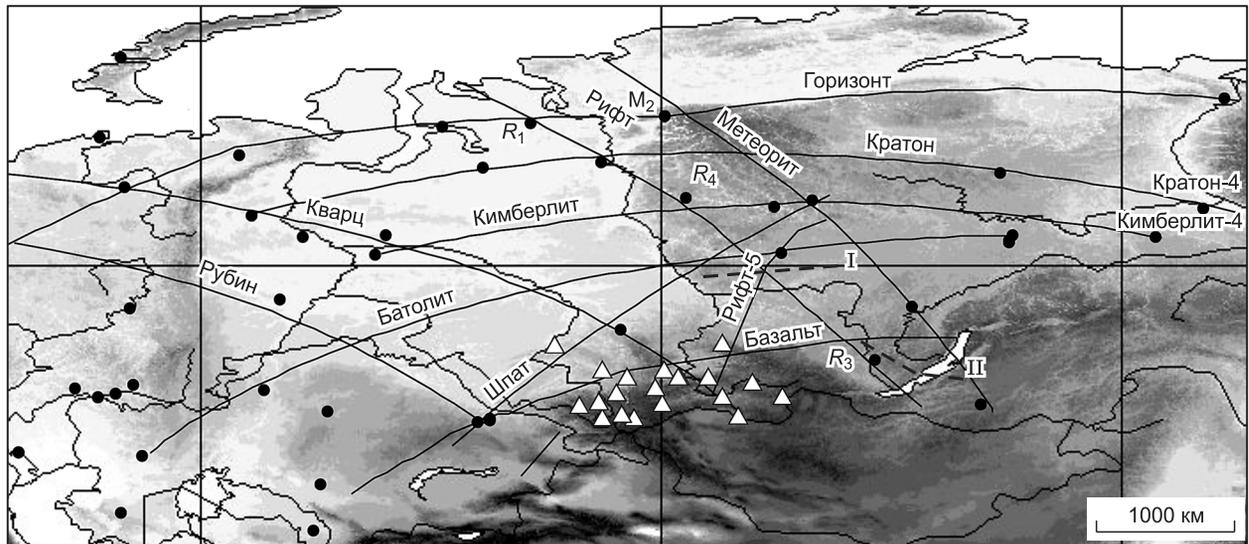


Рис. 1. Схема расположения ядерных взрывов (кружки), сейсмических профилей (линии) в Сибири.

Сейсмологические станции Алтае-Саянской сети показаны треугольниками. Штриховыми линиями показано положение профиля ГСЗ I, по [Крылов и др., 1967] и II, по [Сун Юншен и др., 1996].

нашей задачи. Кроме того, модели разных авторов заметно различаются, поэтому представилось целесообразным построить упрощенную модель верхней мантии, детальность которой соответствовала бы данным сейсмологических наблюдений. При этом обнаружилось значительные различия с данными предшествующих авторов. В опубликованных результатах наблюдающиеся аномалии волнового поля связывались в основном с вертикальной расслоенностью верхней мантии. Нами рассматривается возможность присутствия и горизонтальных неоднородностей.

На начальном этапе исследований рассмотрен профиль Рифт, пересекающий с северо-запада на юго-восток Западно-Сибирскую плиту, Сибирскую платформу и входящий в Байкальскую рифтовую зону (см. рис. 1). Большая часть профиля располагается в пределах платформы, где пересекает с севера на юг западный борт Курейской синеклизы, Байкитскую антеклизу, Присяжно-Енисейскую синеклизу и Ангаро-Ленскую ступень [Мегакомплексы..., 1987]. Начальная часть профиля располагается в северо-восточной части Западно-Сибирской плиты в пределах Приенисейской моноклинали. По профилю опубликованы четыре двумерные модели, три из которых построены преимущественно по волнам в первых вступлениях. Они различаются глубиной и положением изолиний скорости [Егоркин и др., 1996; Pavlenkova, 1996; Pavlenkova et al., 2002; Pavlenkova, Pavlenkova, 2006]. Четвертый разрез с существенно другими свойствами построен А.В. Егоркиным [2004], использовавшим наряду с первыми вступлениями и отраженные волны, выделенные специальным адаптивным фильтром. Авторы не отмечают изменений в корреляции волн в первых вступлениях и, к сожалению, не обсуждают причину имеющихся различий в разрезах. Однако при внимательном рассмотрении этих моделей можно сделать вывод о том, что основные особенности распределения скорости в мантии у всех авторов близки. Так, например, устойчивое значение скорости около 8.5 км/с начинается на глубине ~100 км, 8.6—8.7 км/с фиксируется на глубине 250—300 км. Глубина залегания границы 410 км со скоростью 9.4—9.6 км/с изменяется незначительно в интервале 410—430 км. Основные различия между разрезами связаны с их детальными особенностями, выделением и прослеживанием слоев с пониженной скоростью, которым все авторы уделяют особое внимание. Одномерные модели, построенные по данным от каждого из пунктов взрыва, также различаются, что свидетельствует о заметных горизонтальных неоднородностях [Cipar, Priestley, 1997; Mechie et al., 1997].

На профиле Рифт длиной около 2700 км расположены три пункта взрыва при минимальном расстоянии между ними около 700 и максимальном 1400 км [Pavlenkova, 1996; Егоркин, 1999; Sultanov et al., 1999] (см. рис. 1). Это в значительной степени определяет размер мантийных аномалий, которые можно надежно выделять по имеющимся данным. При столь редком расположении источников, задача разделения вертикальных (слоистости) и горизонтальных неоднородностей не может быть решена однозначно. Для локальных волновых аномалий (в том числе и отнесенных к отраженным волнам [Pavlenkova et al., 1996], как правило, отсутствуют как нагоняющие (нагоняемые) годографы с соответствующим взрывным интервалом, так и необходимые взаимные области наблюдений на прямых и/или встречных годографах.

И, наконец, важное методическое замечание. Обычно составление моделей верхней мантии путем лучевого моделирования (ray tracing) проводится в плоской модели верхней мантии, хотя наблюдения произведены на сферической поверхности. При длине профиля более 700—800 км необходимо вводить поправки за кривизну поверхности наблюдений. Во всех опубликованных работах подчеркивается присутствие значительных горизонтальных неоднородностей, выраженных изменениями глубины залегания границ и изолиний скорости, хотя поправки за сферичность Земли рассчитываются в одномерной (радиально симметричной) модели [Muller, 1971]. В таких условиях важно проверить корректность введения таких поправок.

Эти факторы определили необходимость построения новой модели с основными, наиболее крупными структурными и скоростными особенностями верхней мантии, проявляющиеся в контрастных и протяженных изменениях кажущейся скорости волн в первых вступлениях, присутствующих на нагоняющих и/или встречных годографах.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

На рис. 2 представлена модель верхней мантии, полученная по данным первых вступлений лучевым моделированием с непосредственным учетом сферической кривизны поверхности наблюдений, в которой присутствует ряд аномальных особенностей. Наиболее крупная из них представлена областью, пониженной до 8.0—8.1 км/с скорости на поверхности Мохо и протягивающейся на глубину около 200 км с нарастанием скорости с глубиной до 8.4 км/с. Она располагается под венд-нижнекембрийской Присяно-Енисейской синеклизой [Мегакомплексы..., 1987] и, таким образом, может рассматриваться как ее мантийная корневая структура. На юго-востоке эта аномалия ограничивается областью с повышенной скоростью на Мохо до 8.55 км/с, которой свойственно слабое нарастание скорости до 8.6 км/с на подошве, залегающей на глубине 200 км. В предбайкальской части платформы скорость на Мохо 8.3 км/с и возрастает на той же глубине до 8.35 км/с. Непосредственно в окрестности оз. Байкал скорость на Мохо оценивается величиной 7.8—8.0 км/с, соответствующей данным ГСЗ [Сун Юншен и др., 1996]. Вследствие расположения пункта взрыва (ПВ) R_3 вблизи края профиля, данные о скорости в верхах мантии под Байкальским рифтом и в Забайкалье не вполне уверенные, а на большей глубине отсутствуют.

С северо-запада область пониженной скорости ограничена участком протяженностью около 200 км, где на Мохо скорость ~8.3 км/с и увеличивается до 8.4—8.45 км/с на глубине около 150—170 км. Глубже,

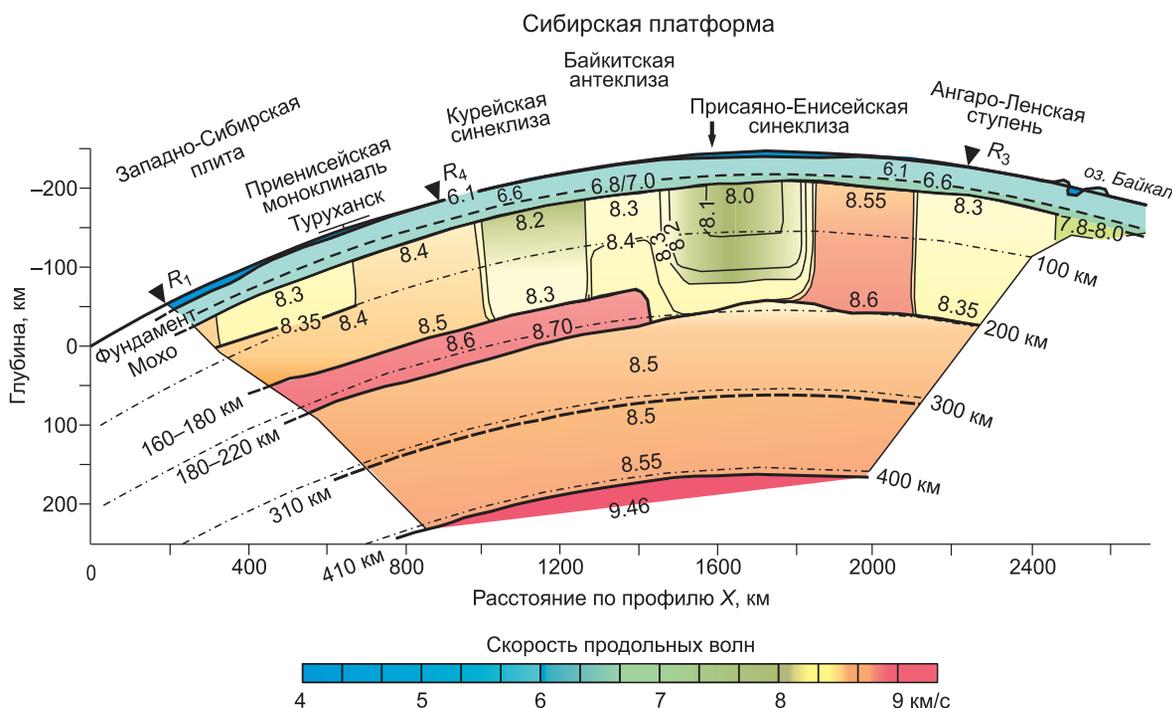


Рис. 2. Скоростная модель верхней мантии по профилю Рифт.

Тонкими линиями показаны изолинии скорости (км/с), толстыми и штриховыми — сейсмические границы со скачком скорости и с изменением ее градиента соответственно, треугольники — пункты взрыва. X — хорда сегмента большого круга Земли с длиной дуги $L = 3570$ км. Штриховыми линиями показаны уровни глубин 100—400 км. Стрелкой показано пересечение с профилем ГСЗ по данным [Крылов и др., 1967].

в интервале 160—230 км, залегает слой с повышенной скоростью 8.6—8.7 км/с, прослеживаемый в северо-западном направлении по всему профилю. Его мощность и глубина залегания изменяются по горизонтали в интервале 50—70 км. Под Ангаро-Ленской ступенью надежные данные об этом слое отсутствуют, но можно предполагать его значительное утонение или полное выклинивание.

Скорость на Мохо уменьшена до 8.2 км/с под северо-западным бортом Курейской синеклизы, на участке протяженностью около 250 км. С глубиной она возрастает до 8.35 км/с на кровле слоя с повышенной скоростью (на глубине ~180 км). Под Приенисейской моноклиной, при продвижении в сторону Западно-Сибирской плиты, скорость на Мохо уменьшается от 8.4 до 8.3 км/с. Глубже, до кровли высокоскоростного слоя (глубина 150—170 км), скорость нарастает до 8.5 км/с.

Вдоль всего разреза, на глубине свыше 200—250 км, под высокоскоростным слоем скорость уменьшена до 8.5 км/с и со слабым градиентом возрастает до 8.55 км/с на глубине 410 км, где скачком увеличивается до 9.4—9.5 км/с.

В целом наиболее неоднородная часть разреза верхней мантии наблюдается в интервале глубин от 40 до 200—220 км, заключенных между границей Мохо и толщей со скоростью 8.5 км/с, подстилающей слой с повышенной скоростью. В этом интервале скорость изменяется от 8.0—8.1 до 8.7 км/с со значительными вариациями и по горизонтали.

Несколько неожиданным является корреляция изменений скорости под Мохо, прослеживающихся на глубину до 150—220 км с крупными приповерхностными структурами архейского фундамента Сибирской платформы. Область пониженной до 8.0—8.1 км/с скорости в верхах мантии располагается под Присаяно-Енисейской синеклизой венд-нижнекембрийского возраста [Мегакомплексы..., 1987], что позволяет предполагать существование в верхах мантии ее корневой структуры. Понижение скорости до 8.2 км/с в верхах мантии наблюдается и под западной прибортовой частью Курейской синеклизы. Наоборот, под Байкитской антеклизой, Ангаро-Ленской ступенью и Приенисейской моноклиной скорость в верхах мантии повышена до 8.3—8.4 км/с, свидетельствуя, вероятно, о стабильном состоянии блоков верхней мантии. Аномальная область верхней мантии с высокой скоростью 8.55—8.6 км/с выпадает из наблюдающейся корреляции. Для изучения природы этой аномалии требуются дополнительные исследования. Можно только напомнить, что для Сибирской платформы высокая скорость на Мохо, достигающая 8.8 км/с, наблюдается и в пределах Якутской кимберлитовой провинции [Суворов и др., 1999; Suvorov et al., 2006]. Значения скорости в верхней мантии под Западно-Сибирской плитой по рассматриваемому профилю не являются достаточно представительными.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ВЫБОР СТАРТОВОЙ МОДЕЛИ

Монтажи сейсмограмм по профилю опубликованы во многих работах [Pavlenkova, 1996; Pavlenkova et al., 1996; Mechie et al., 1997; Егоркин, 1999; Pavlenkova et al., 2002; Pavlenkova, Pavlenkova, 2006], поэтому нет особой необходимости повторять их и здесь. Годографы первых вступлений опубликованы в работе [Pavlenkova et al., 1996] и частично в [Егоркин, 1999]. Нами они использованы в полной мере с некоторой корректировкой так, чтобы они более соответствовали опубликованным монтажах сейсмограмм и взаимные времена на годографах были одинаковы.

Основными особенностями годографов волн в первых вступлениях (рис. 3) являются: а) резкое увеличение времени пробега волн на участке профиля 1500—1700 км, регистрирующееся из пунктов взрыва R_1 и R_4 ; б) понижение величины кажущейся скорости от 8.9 до 8.3 км/с на конечной части годографа из ПВ R_4 , в окрестности расположения оз. Байкал; в) увеличение кажущейся скорости от 8.4 до 8.9—9.0 км/с на прямом из ПВ R_1 и встречном из ПВ R_3 годографах, начиная с расстояний взрыв—прием 1500—1700 км; г) интенсивная волна из ПВ R_1 с кажущейся скоростью около 10.0 км/с, в последующих вступлениях на расстоянии взрыв—прием более 2000 км (менее выразительная на встречном годографе из ПВ R_3), интерпретируемая всеми авторами как преломленно-рефрагированная на кровле переходной зоны, залегающей на глубине около 410 км. Эта волна наблюдается на участке, где контрастно затухают волны в первых вступлениях, что может быть отнесено к прямому признаку присутствия в разрезе слоя с пониженной скоростью.

Указанные особенности имеют принципиальное значение для выбора стартовой модели и уточнения ее параметров с целью удовлетворительного соответствия наблюдаемых и модельных времен пробега волн, поэтому необходимо обсудить их более подробно. Увеличение времени пробега волн на годографах из ПВ R_1 и R_4 наблюдается на фиксированном участке профиля 1500—1700 км при расстоянии между источниками около 700 км (см. рис. 3). Несмотря на то, что в пределах этого участка профиля на встречном годографе из ПВ R_3 наблюдения отсутствуют, такие свойства практически однозначно свидетельствуют о латеральной неоднородности, связанной с прогибом фундамента в Присаяно-Енисейской синеклизе и/или в верхней мантии.

Понижение кажущейся скорости до 8.3 км/с на годографе из ПВ R_4 (на расстоянии взрыв—прием свыше 1400 км) в окрестности оз. Байкал может быть также обусловлено локальной горизонтальной не-

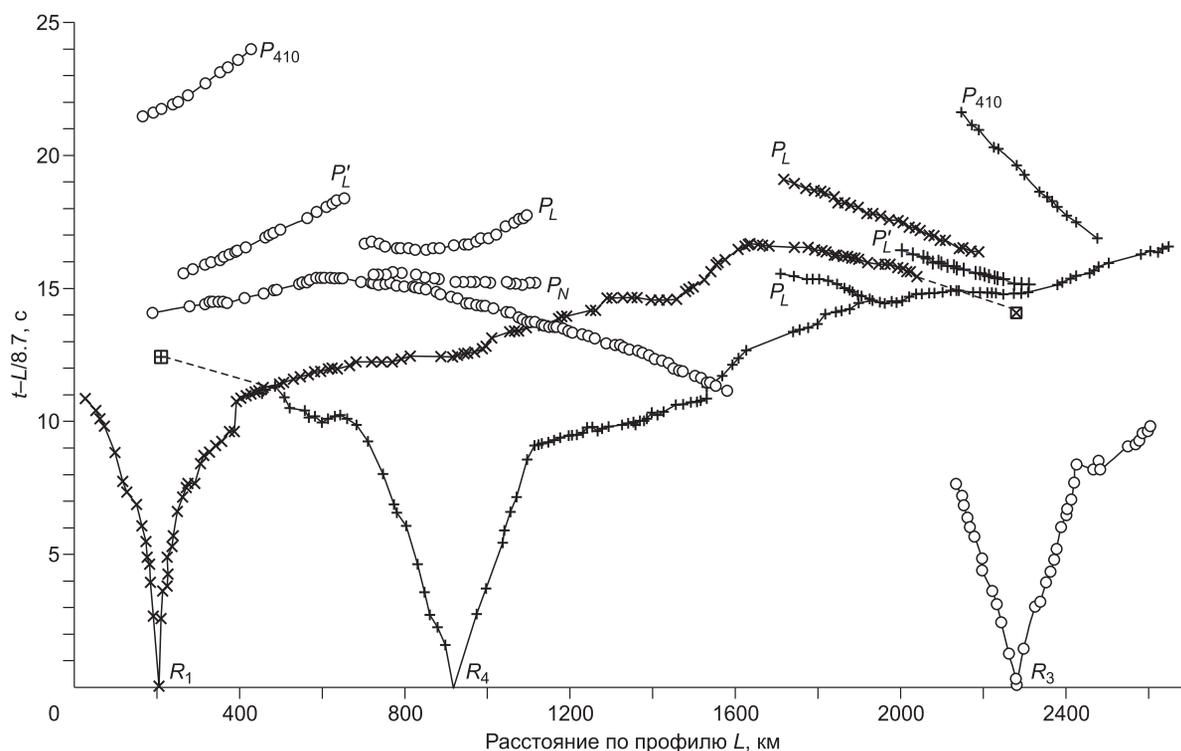


Рис. 3. Наблюдаемые годографы волн в первых вступлениях по профилю Рифт в редуцированном масштабе времен по данным [Pavlenkova et al., 1996; Егоркин, 1999] с изменениями.

L — расстояние источник—приемник в сечении большого круга Земли (км). Из ПВ R_1 в последующих вступлениях на расстоянии более 2000 км выделяется интенсивная волна от границы 410 км. Дополнительно отмечены оси синфазности интенсивных волн с повышенной кажущейся скоростью [Pavlenkova et al., 2002]. Нумерация пунктов взрыва дана в соответствии с [Sultanov et al., 1999]. Отдельным знаком (прямой крестик в квадрате) показаны взаимные времена для годографов из ПВ R_1, R_4 .

однородностью, так как на встречном годографе из ПВ R_3 при таких же расстояниях взрыв—прием подобная аномалия отсутствует. Вместе с тем на прямом годографе из ПВ R_3 при значительно меньшем расстоянии взрыв—прием 200—250 км кажущаяся скорость волны, преломленной на границе Мохо, также понижена до 8.0 км/с (см. рис. 3).

Увеличение скорости до 8.9—9.0 км/с на расстояниях взрыв—прием свыше 1500 км наблюдается на прямом (ПВ R_1) и встречном (ПВ R_3) годографах. Но оно отсутствует на нагоняемом прямом годографе из ПВ R_4 , что также может указывать на ограничение области повышенной скорости в верхней мантии с юго-востока. Интенсивная группа колебаний с кажущейся скоростью около 10 км/с выделяется из ПВ R_1 на фоне пониженной интенсивности первых вступлений, что является прямым признаком присутствия области с пониженной скоростью. Эти колебания соответствуют преломленно-рефрагированной волне от границы 410 км и проникающей в толщу переходного слоя. В последующих вступлениях из ПВ R_3 (ПК профиля 200—600 км) выделена ось синфазности P_{410} с кажущейся скоростью около 9.5 км/с, также отнесенная в работе (см. рис. 8 в работе [Pavlenkova et al., 2002]) к рассматриваемой волне. Хотя она динамически менее выразительна и, времена регистрации этой оси синфазности больше, чем это следовало бы ожидать по взаимному времени на годографе из ПВ R_1 . В этой работе показаны и другие оси синфазности в последующих вступлениях, отнесенные к отраженным волнам от границ в верхней мантии (см. рис. 3).

Параметры земной коры в стартовой модели выбраны в соответствии с данными [Егоркин и др., 1987; Егоркин, 2004], которые получены по более плотно размещенным 32 химическим взрывам с интервалом 35—160 км. Нами использована трехслойная модель коры с верхним слоем осадочных пород и двумя слоями консолидированной коры. Средняя скорость в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты изменяется от 3.8 до 4.2 км/с по горизонтали в зависимости от глубины кристаллического фундамента. На Сибирской платформе скорость в осадках значительно выше и изменяется в интервале 4.7—5.2 км/с также коррелируясь с глубиной поверхности архейского фундамента. Различие скорости на кровле и подошве осадков принято равным 0.1 км/с. В верхнем более градиентном слое консолидированной коры (между поверхностью фундамента и уровнем 30 км) скорость изменяется с глубиной от 6.1 до 6.6 км/с.

В нижнем слое (между 30 км и Мохо) она нарастает от 6.8 до 7.0 км/с. При этом средняя скорость в консолидированной коре изменяется в интервале 6.5—6.6 км/с, что находится в полном соответствии с данными [Егоркин, 2004].

Для обоснования стартовой модели верхней мантии использованы близкие по свойствам годографы из ПВ R_1 и ПВ R_3 . Схема рассуждений следующая. Начиная от выхода волны P_n в первые вступления (расстояние взрыв—прием 180—200 км), кажущаяся скорость изменяется в интервале 8.2—8.4 км/с на расстоянии от источника до 1500—1700 км, что можно связать со слоем, залегающим непосредственно под границей Мохо. Подошва этого слоя предварительно была размещена на глубине 170 км. Подстилающий слой будет соответствовать в этом случае ветви годографа с кажущейся скоростью до 9.0 км/с. Подошву этого высокоскоростного слоя расположим предварительно на уровне 200 км. Глубже должен находиться слой с пониженной скоростью, соответствующий «зоне тени» на прямом и встречном годографах, и определяемый резким увеличением времени пробега волны с кажущейся скоростью около 10 км/с. Для возможных изменений в степени нарастания скорости с глубиной в этом слое зададим промежуточную границу на глубине 310 км. Подошвой слоя пониженной скорости является граница 410 км.

И, наконец, нужна промежуточная граница в переходном слое мантии, чтобы задать градиент скорости под границей 410 км, и ограничить разрез. Таким образом, получаем модель, состоящую из восьми слоев (три в земной коре и пять в верхней мантии). Эти значения глубин отсчитывались вдоль радиуса Земли. В процессе моделирования изменялся рельеф заданных границ и скорость в слоях в соответствии с условием минимизации различия между теоретическими и наблюдаемыми временами пробега волн.

ЛУЧЕВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИ СФЕРИЧЕСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ НАБЛЮДЕНИЙ

Лучевое моделирование и подбор параметров разреза проведены с помощью программы Ray84PC (Thybo, Luetgert, 1984), составленной в Геологическом институте Копенгагенского университета и Геологической разведке США, Менло Парк (US Geological Survey Menlo Park). Для непосредственного учета сферичности поверхности наблюдений и сейсмических границ координаты точек расположения ПВ и наблюдений пересчитывались в прямоугольную систему координат. В этом случае дневная поверхность и ее превышения (вместе с действительным рельефом) отсчитываются от горизонтальной нулевой линии. Аналогичным образом определяется и глубина сейсмических границ. С целью наиболее аккуратной аппроксимации сферических границ ломаными линиями и распределения скорости (сеть вертикальных линий пересекающих границы), использовался постоянный шаг между узлами на границах и в скоростной модели 62.4 км (ограничение связано с программной реализацией, в которой доступно максимальное количество 60 узлов). Расчет времен пробега тестировался в сферических моделях с линейным нарастанием скорости с глубиной (по радиусу), для которой имеется аналитическое решение задачи, и в JASP91 [Kennet, Engdahl, 1991].

На рис. 4, А представлены результаты лучевого моделирования для данных из ПВ R_1 , полученного методом проб и ошибок при подборе скорости и глубины залегания сейсмических границ, минимизирующих невязки между наблюдаемыми и модельными временами пробега волн. Значение этой величины, как правило, не более 0.4—0.6 с, что является вполне удовлетворительным при преобладающем видимом периоде колебаний 0.3—0.5 с. Заметим также, что для каждого из годографов отдельно такие расхождения можно сделать еще меньше. Однако уменьшение невязок на одном из годографов приводит к их увеличению на встречных ветвях годографов. Нами приняты параметры разреза, при которых различия между наблюдаемыми и рассчитанными временами пробега волн примерно одинаковы для всех годографов.

При моделировании для всех пунктов взрыва плотность выхода сейсмических лучей из источника была одинаковой и равной 26.1 1/градус при минимальных размерах лучевой трубки, обеспечивающей покрытие всего интервала прослеживания волн. Для волн в первых вступлениях, распространяющихся в земной коре, плотность лучей примерно в пять раз больше.

Соответствие между наблюдаемыми и теоретическими временами пробега волн в первых вступлениях из ПВ R_1 несколько изменяется с увеличением расстояния взрыв—прием (см. рис. 4, А). До расстояний 700 км (ПК профиля 900 км) годографы практически совпадают, но в интервале расстояний 700—1500 км различие между теоретическими и наблюдаемыми временами пробега сложное. На локальных участках модельные значения понижены на величину до 0.5—0.8 с относительно наблюдаемых, на других они совпадают или повышены. Попытки уменьшить эти невязки приводят к увеличению различия между теоретическими и наблюдаемыми временами на встречных годографах из ПВ R_3 и R_4 . На оставшейся части годографов результаты моделирования вполне удовлетворительные. При этом экспериментальное затухание первых вступлений, начиная с ПК 2000 км, можно объяснить выклиниванием высокоскоростного слоя на участке профиля 1500—1900 км. Волна с высокой кажущейся скоростью в

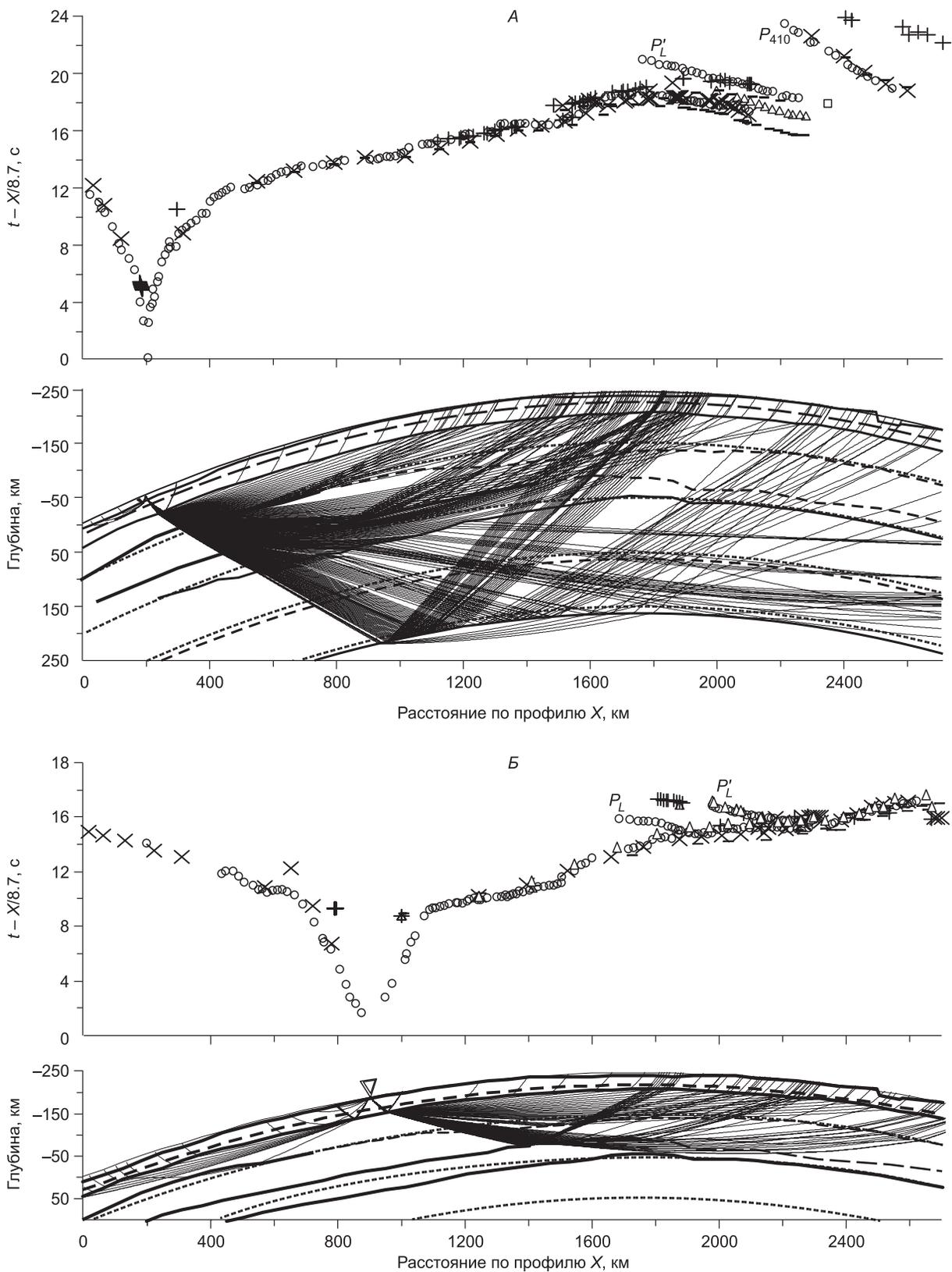
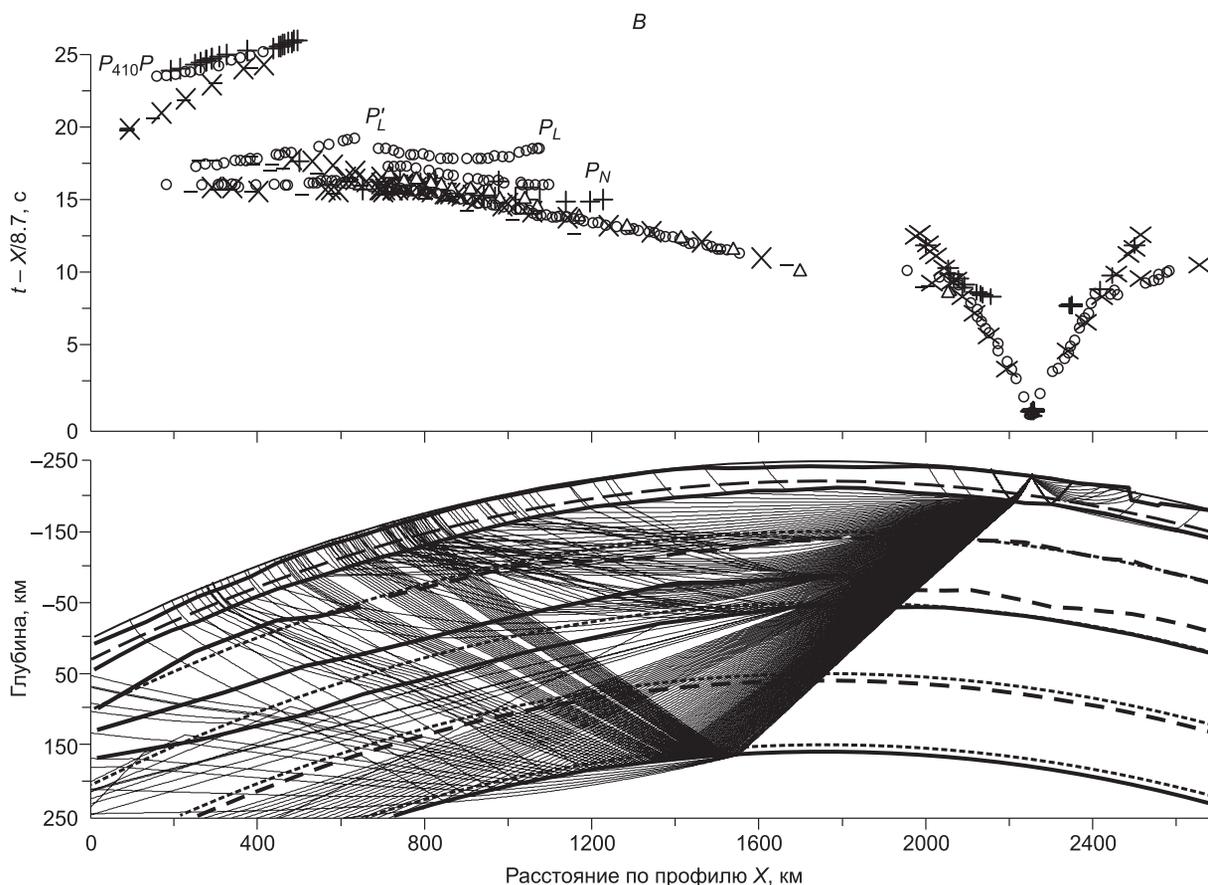


Рис. 4. *A* — соотношение наблюдаемых (кружки и отдельно квадратиком показано взаимное время из ПВ R_2) и теоретических годографов преломленно-рефрагированных (косые крестики) и отраженных (прямые крестики) волн для ПВ R_1 в сферической модели.

Штрихами показаны теоретические времена пробега волн при увеличении скорости на 0.1 км/с в аномальной области (участок профиля 1500—1800 км), треугольниками — при уменьшении скорости на 0.1 км/с в аномальном слое. Лучевая схема (внизу)



для 177 лучей, выходящих из источника в прямом направлении, и 14 лучей для обратного годографа. Сейсмические границы (со скачком скорости) показаны толстыми линиями, условные (с изменениями градиента скорости или без такового) — тонкими штриховыми. Пояснения к другим обозначениям см. в тексте.

Б — соотношение наблюдаемых (кружки) и теоретических годографов для ПВ R_4 .

Лучевая схема (внизу) для 70 лучей из источника в прямом направлении, для коры по 13—20 лучей для годографов в прямом и встречном направлениях. Усл. обозн. см. на рис. 4, А и пояснения в тексте.

В — соотношение наблюдаемых (кружки) и теоретических годографов для ПВ R_3 (вверху) и лучевая схема (внизу) при 177 встречных лучах для верхней мантии и 20—25 лучах для земной коры в прямом направлении.

Штрихами показаны теоретические времена пробега при увеличении скорости на 0.1 км/с под Байкитской антеклизой (отрезок профиля 1300—1500 км), треугольниками при уменьшении скорости на 0.1 км/с в аномальной области (на участке 1500—1800 км). Остальные усл. обозн. см. на рис. 4, А и пояснения в тексте.

последующих вступлениях (ПК 2100—2600 км) надежно связывается с преломляющей границей 410 км, где скорость скачком изменяется от 8.55 до 9.46 км/с (см. рис. 2).

Годографы закритических отраженных волн от кровли слоя с высокой скоростью наблюдаются на участке профиля ПК 1100—1400 км с временами пробега практически совпадающими с первыми вступлениями (обозначены прямыми крестиками). Отражения от подошвы этого слоя наблюдаются на ПК 1400—1800 км с временами пробега на 0.8—1.0 с больше, чем у первых вступлений. Для оси синфазности P'_L [Pavlenkova et al., 2002] на участке профиля ПК 1800—2200 км (см. рис. 4, А) соответствующих модельных отражений не наблюдается.

Дополнительно на рис. 4, А приведены расчетные времена (показаны штрихами), полученные в контрольной модели со скоростью, повышенной на 0.1 км/с в области верхней мантии на участке профиля 1500—1800 км. Это приводит к регулярному уменьшению времен пробега волн, пересекающих эту аномалию на 0.5—0.7 с (см. участок профиля 1550—2100 км, рис. 4, А). Кроме того, если уменьшить скорость в слое с повышенной скоростью на 0.1 км/с времена пробега волн, распространяющихся в этом же слое, возрастают на 0.8 с (треугольники на рис. 4, А) и область ее прослеживания удаляется от пункта взрыва примерно на 200 км.

Сходимость наблюдаемых и расчетных времен пробега волн из ПВ R_4 достаточно высокая, невязки между наблюдаемыми и расчетными временами пробега не более 0.4 с (см. рис. 4, *Б*). Главная особенность этих данных заключается в аномальном понижении кажущейся скорости в окрестности оз. Байкал на расстоянии взрыв—прием 1300—1600 км (ПК профиля 2300—2600 км). Она объясняется областью с пониженной скоростью под Присяно-Енисейской синеклизой (ПК 1500—1900 км, см. рис. 2). Повышенных значений кажущейся скорости в первых вступлениях на этом годографе не наблюдается, что указывает на резкое утонение или полное выклинивание слоя с повышенной скоростью на глубине 160—230 км (см. рис. 2, 4, *Б*). Если бы этот слой существовал и под Ангаро-Ленской ступенью (см. рис. 3), в первых вступлениях обязательно присутствовала бы ветвь годографа с высокой кажущейся скоростью. Хотя и при выклинивании слоя, на краю профиля в Забайкалье, в первых вступлениях может присутствовать рефрагированная волна с пониженными временами пробега (см. рис. 4, *Б*). При ее отсутствии следует ожидать пониженную скорость не только на Мохо, но прослеживающуюся в глубь верхней мантии. Очевидно, чтобы разрешить эту неоднозначность имеющихся данных недостаточно. Но можно заметить, что, по данным [Детальные..., 1993; Сунн Юншен и др., 1996], под Байкальской рифтовой зоной выделена область пониженной скорости в верхней мантии, ограниченная краем Сибирской платформы.

Представляет определенный интерес оценить надежность относительного повышения скорости до 8.3 км/с на Мохо под Байкитской антеклизой на участке протяженностью до 200 км. Для этого проведен расчет годографов, в контрольной модели, в которой скорость в верхах мантии такая же, как и под западным бортом Курейской синеклизы (см. рис. 2). Получающиеся значения (треугольники на рис. 4, *Б*) оказываются завышенными относительно наблюдаемых времен пробега рефрагированной волны на величину до 0.4—0.5 с. В исходной модели (см. рис. 3) времена пробега волн в первых вступлениях занижены в некоторых частях годографов примерно на такую же величину. Следовательно, разрешающую способность по одиночному годографу можно оценить величиной в 0.1 км/с для блоков мантии с горизонтальными размерами около 200 км. Ниже будут показаны результаты расчетов в этой модели на встречном годографе из ПВ R_3 .

Как и по данным из пункта R_1 , ось синфазности P'_L , выделенная в работе [Pavlenkova et al., 2002], может быть отнесена в нашей модели к отраженной волне от кровли слоя с повышенной скоростью. Это хорошо видно по данным, рассчитанным в контрольной модели. Этот пример указывает также на высокую чувствительность распределения областей прослеживания отраженных волн, регистрирующихся в последующих вступлениях с высокой кажущейся скоростью, к локальным скоростным неоднородностям и рельефу отражающих границ. Нужно отметить также, что подбор времен пробега отраженных волн специально не производился и их соответствие модельным результатам получается без дополнительных усилий, хотя это происходит не во всех случаях. Так, закритическая отраженная волна P_L из ПВ R_4 , выделенная в той же работе, в нашей модели не наблюдается (см. рис. 4, *Б*).

Главной особенностью встречного годографа волн в первых вступлениях из ПВ R_3 является повышенная кажущаяся скорость на наиболее удаленной части годографа, аналогичная наблюдаемой из ПВ R_1 (см. рис. 4, *Б*). Это указывает на прослеживание слоя с повышенной скоростью вдоль профиля в северо-западном направлении. Важно, что мощность слоя оценивается относительным положением годографа, его длиной и кажущейся скоростью. При мощности слоя 40—70 км длина пути волны в нем оказывается значительной (см. рис. 4, *А*) и время ее пробега существенно зависит от скорости, а длина годографа от градиента изменения скорости в нем. Интервал прослеживания волны в первых вступлениях ограничивается, как и на прямом годографе из ПВ R_1 , областью затухания интенсивности этой волны [Pavlenkova et al., 2002]. Принятая величина нарастания скорости в слое 0.1 км/с и ее изменения до 0.05 км/с как в сторону уменьшения, так и увеличения может уменьшить (увеличить) длину модельного годографа на 100—150 км. При этом время пробега изменяется на 0.3—0.5 с.

Ближняя к пункту взрыва ветвь годографа на участке профиля 600—1600 км отличается монотонным изменением времен пробега с расстоянием, ограничивающим возможности подбора параметров модели для более точного соответствия наблюдаемых и теоретических годографов в прямом направлении (см. рис. 4, *Б*). При этом повышенные значения скорости в верхней мантии под Байкитской антеклизой, как в принятой модели, приводят к более близкому соответствию наблюдаемых и теоретических годографов. В контрольной модели, где это повышение отсутствует, времена пробега волн в первых вступлениях (см. рис. 4, *Б* показаны треугольниками), оказываются закономерно завышенными.

На участке профиля 2200—2700 км (расстояние взрыв—прием более 1400 км) годограф из ПВ R_4 характеризуется пониженной до 8.3 км/с скоростью, в то время как на встречном годографе из ПВ R_3 на расстояниях взрыв—прием свыше 1600 км наблюдается, наоборот, повышенная кажущаяся скорость около 9.0 км/с (см. рис. 3). Из результатов моделирования (см. рис. 4, *А, Б*) следует, что понижение скорости из ПВ R_4 может быть обусловлено низкоскоростной неоднородностью, расположенной под Присяно-Енисейской синеклизой (см. рис. 2). Волны с глубиной проникания до 150—180 км пересекают эту неоднородность и при отсутствии слоя повышенной скорости с задержкой времени пробега регистриру-

ются в первых вступлениях (см. рис. 4, *Б*). Прослеживание области с пониженной скоростью до глубины около 200 км обусловлено увеличенными временами пробега волн на нагоняемом и нагоняющем годографах, наблюдающимися на одном и том же участке профиля (1500—1700 км), хотя расстояние взрыв—прием для этих годографов различается на 700 км (рис. 3). Увеличение мощности осадочных отложений в синеклизе до 5—9 км не компенсирует наблюдающиеся задержки времен (тем более, при инверсионной форме рельефа Мохо под синеклизой [Егоркин, 2004]). Размер и скорость в верхней части мантийной неоднородности контролируются также и временами пробега на встречном годографе из ПВ R_3 (см. рис. 4, *Б*) хотя начальная часть годографа преломленной волны на Мохо отсутствует [Pavlenkova et al., 2002]. При этом времена пробега волн, проникающих в верхнюю мантию на большую глубину, будут значительно уменьшены по сравнению с наблюдениями, если предполагать отсутствие в разрезе аномалии пониженной скорости (см. рис. 4, *Б*).

При увеличении скорости во всей аномальной области на 0.1 км/с времена пробега пересекающихся ее волн уменьшаются на 1.2—1.5 с (см. рис. 4, *Б*, штрихи). Столь контрастное изменение времен пробега обусловлено увеличенным поперечным размером аномалии, достигающим 400 км. Вообще учитывая, что в этой части разреза волны распространяются главным образом по близгоризонтальным траекториям, ее горизонтальный размер может быть уменьшен при соответствующем уменьшении скорости. Отсутствие наблюдений преломленной волны от границы 410 км в центральной части профиля (см. рис. 3) не позволяет сузить эту неоднозначность. Так, минимальный размер неоднородности (за счет передвижения северо-западной границы области) может достигать 250 км при скорости в ней 7.8—8.0 км/с по всей глубине. Однако в этом случае очень трудно объяснить природу столь низкой скорости (и практическое отсутствие ее градиента) на глубинах до 150—200 км. Таким образом, принятый нами горизонтальный размер аномалии около 400 км является максимально возможным, а скорость в ней наибольшая.

Что касается осей синфазности с высокой кажущейся скоростью, то годограф P_N может соответствовать отраженной волне от кровли высокоскоростного слоя (см. рис. 4, *Б*). Если увеличить плотность лучей, то соответствие теоретических и наблюдаемых годографов волны P_N будет отчетливее. Сложнее ситуация связана с предполагаемым отражателем P'_L . Годографы этой волны из ПВ R_1 и R_3 увязываются во взаимных точках (см. рис. 3), однако модельное отражение от кровли высокоскоростного слоя наблюдается только в прямом направлении из ПВ R_1 (см. рис. 4, *А*). На встречном годографе из ПВ R_3 теоретические отражения от кровли высокоскоростного слоя, отсутствуют. Как отмечалось выше, отражения P'_L из ПВ R_1 ограничены на ПК профиля 2050 км локальным подъемом отражающей границы, а ПВ R_3 располагается на ПК 2256 км, что находится за пределами области ее прослеживания. Модельные отражения для годографа P'_L не наблюдаются. Вообще возникает сложная задача согласования данных по коротким осям синфазности с протяженными структурами, выделяемыми по первым вступлениям. Здесь заметную роль могут играть боковые отражения, возникающие вследствие трехмерности среды. Оценить это по имеющимся данным не представляется возможным.

Особое значение имеет совпадение времен пробега теоретических отражений и наблюдаемых данных P_{410} (см. рис. 3, 4, *Б*). Существует известная неоднозначность определения глубины залегания границы 410 км по наблюдениям только первых вступлений из-за присутствия вышележащего слоя с пониженной скоростью (волновода). Непосредственные сведения о скорости в слое, залегающем между 200—250 и 410 км (скорость в нем оценена при такой глубине в 8.5—8.55 км/с), отсутствуют, так как в этой толще пород не образуется рефрагированных волн, возвращающихся к поверхности наблюдений. При этом мощность слоя и скорость в нем не могут быть определены однозначно, для этого необходимо иметь данные отраженных волн от кровли и подошвы слоя. Поэтому совпадение оси синфазности в последующих вступлениях (волна P_{410} , по данным [Pavlenkova et al., 2002]) с временами пробега за критической отраженной волны от границы 410 км ($P_{410}P$) свидетельствует о правильном подборе скорости и мощности волновода (см. рис. 4, *Б*). Следовательно, интенсивная преломленно-рефрагированная волна от границы 410 км наблюдается только на прямом годографе из ПВ R_1 , а на встречном (ПВ R_3) обнаружены лишь за критические отражения.

ПОПРАВКИ ЗА СФЕРИЧНОСТЬ ПРИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЯХ

Обычно разрез верхней мантии моделируется в плоской модели, в которую затем вводятся поправки, рассчитанные в предположении о сферически симметричном изменении скорости [Muller, 1971]. Для оценки корректности введения таких поправок в присутствии горизонтальных неоднородностей полученный в результате моделирования разрез (см. рис. 2) был трансформирован в плоскую модель по формулам из той же работы. В результате преобразования скорость значительно увеличивается, поправки в глубине менее существенны. Для такого разреза рассчитывались теоретические годографы и сравнивались с наблюдаемыми данными. При этом размеры лучевых трубок, количество и плотность сейсмических лучей для каждого ПВ в сферической и плоской модели были одинаковыми так, чтобы можно было сравнить не только величину времен пробега волн, но и характер распределения лучей. Уместно напом-

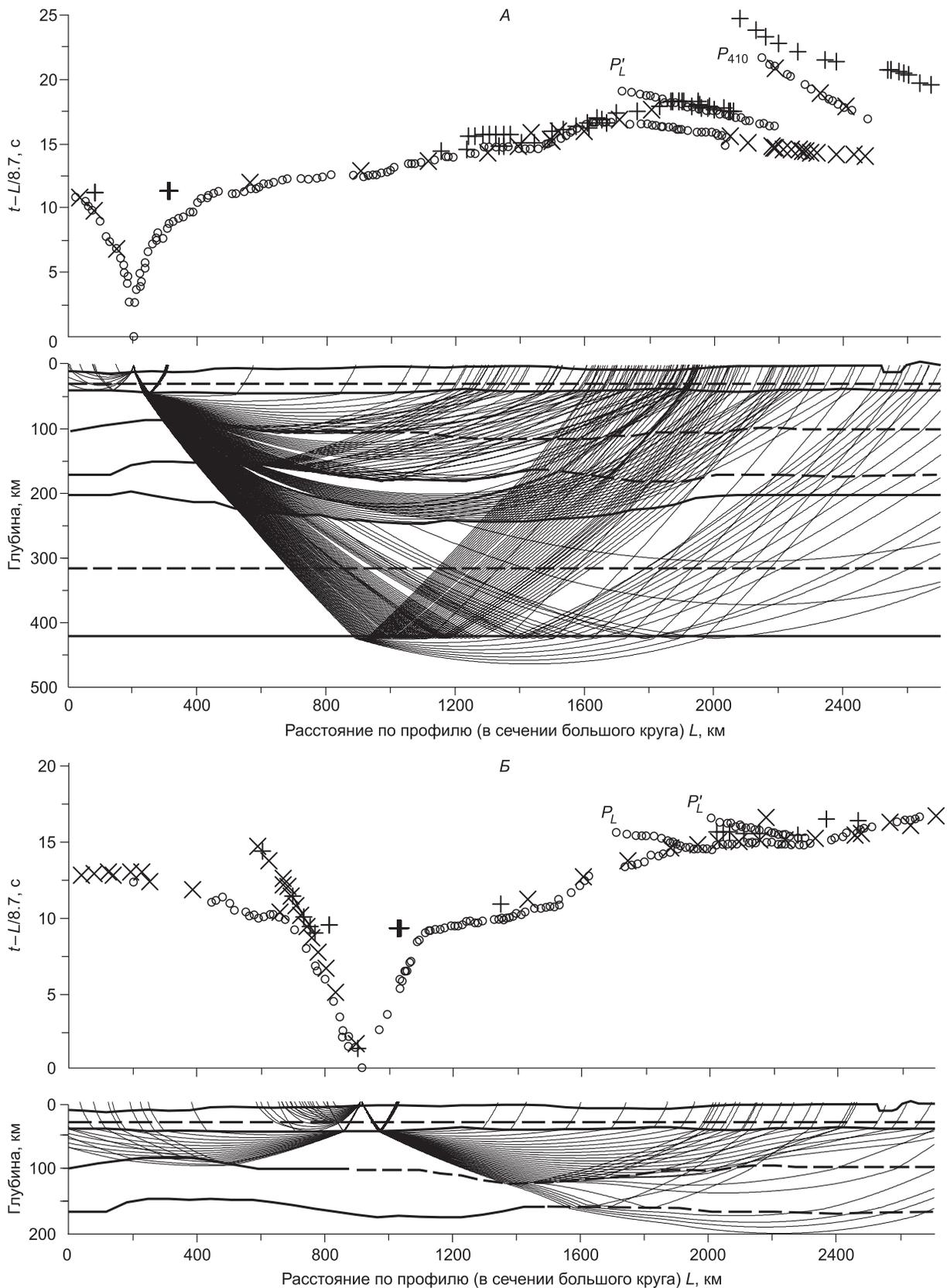
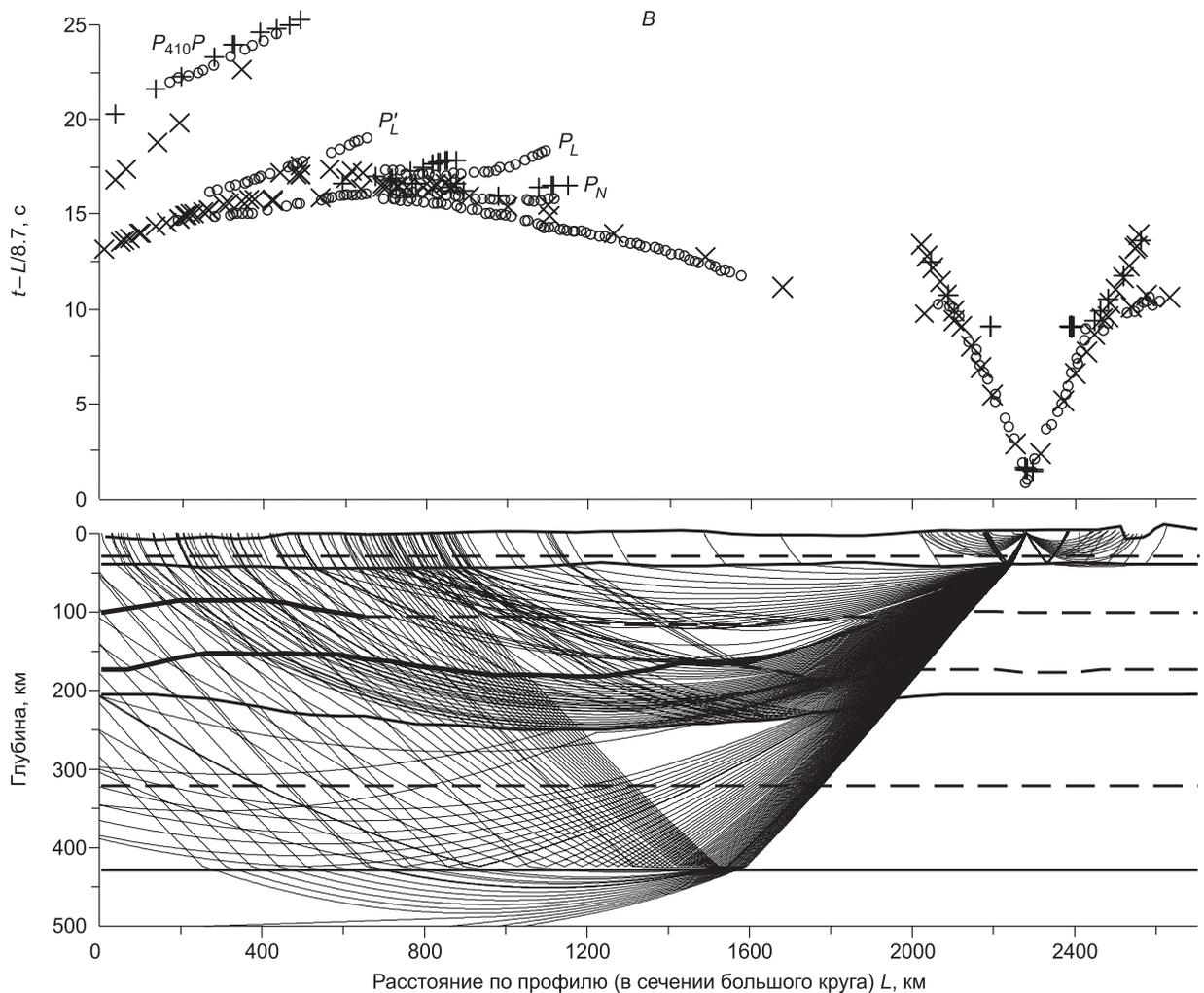


Рис. 5. А — соотношение наблюдаемых (кружки) и теоретических годографов преломленно-рефракгированных (косые крестики) и отраженных (прямые крестики) волн для ПВ R_1 в плоской модели (вверху) и лучевая схема (внизу).

Сейсмические границы показаны толстыми линиями, условные — тонкими штриховыми и количество лучей из источника такое же, как на рис. 4, А. Другие обозн. см. на рис. 4, А.



Б — соотношение наблюдаемых (кружки) и теоретических годографов рефрагированных (косые крестики) и отраженных (прямые крестики) волн в плоской модели (вверху) и лучевая схема (внизу) для ПВ R_4 .

Количество лучей из источника такое же, как на рис. 4, Б. Другие обозн. см. на рис. 4, А.

В — соотношение наблюдаемых (кружки) и теоретических годографов рефрагированных (косые крестики) и отраженных (прямые крестики) волн и лучевые схемы в плоской модели для ПВ R_3 (внизу).

Количество лучей из источника такое же, как на рис. 4, В. Другие обозн. см. на рис. 4, А.

нить, что редуцированные времена пробега волн в плоской и сферической моделях отличаются за счет разных расстояний взрыв—прием. В сферической модели, величина X определяется координатами источника и приемника вдоль оси абсцисс, а в плоской модели по дуге большого круга.

На рис. 5, А представлены результаты лучевого моделирования в плоской модели для данных из ПВ R_1 . Как видно, в целом соответствие наблюдаемых и теоретических времен пробега волн можно считать удовлетворительным. Более того, на участке профиля ПК 1000—1800 км соответствие с наблюдаемыми временами пробега заметно лучше, чем в сферической модели. Вместе с тем имеются и существенные различия. Так, ветвь годографа первых вступлений с повышенной кажущейся скоростью наблюдается на ПК 1700—2100 км, а теоретический годограф смещен на большее расстояние взрыв—прием (ПК профиля 2100—2500 км). Различие связано с изменением траектории в слое лучей, расположенных в первой его части (см. рис. 4, А). В плоской модели волна распространяется в нижней части слоя и при соответственно различном пути пробега в области аномальной мантии (см. рис. 5, А). Отражения от кровли и подошвы слоя с повышенной скоростью фиксируются примерно на тех же участках профиля. Различие наблюдается для волны с временами пробега, совпадающими с годографом P'_L . Эта волна име-

ет сложную траекторию распространения, когда восходящий рефрагированный луч встречает полого восстающий участок границы и, отражаясь от нее, резко изменяет траекторию. Существенно, что длина годографа этих отражений зависит от локального рельефа отражающей границы и малым изменениям наклона соответствуют значительные перемещения области прослеживания волны на поверхности наблюдений.

На прямом годографе из ПВ R_4 в плоской модели времена пробега волн в первых вступлениях (интервал профиля 1300—2200 км) повышены на 0.6—0.8 с по сравнению с наблюдаемыми данными, тогда как в сферической модели они практически одинаковы (см. рис. 4, *Б*, 5, *Б*). Других различий между годографами для этого ПВ в сферической и плоской моделях не наблюдается. Присутствуют отражения P'_L и, так же как и в сферической модели, отсутствует теоретическое подтверждение отражений P_L .

Для данных из ПВ R_3 различия между результатами моделирования в сферической и плоской моделях также достаточно заметны (см. рис. 4, *Б*, 5, *Б*). В плоской модели времена пробега волн в первых вступлениях на интервале профиля 500—1200 км завышены по отношению к наблюдаемым данным на 0.6—0.8 с (в сферической модели расчетные и наблюдаемые данные практически совпадают). Область прослеживания волны, распространяющейся в слое с повышенной скоростью, сместилась относительно наблюдаемых данных к началу профиля примерно на 150 км. При этом увеличилась и кажущаяся скорость по сравнению с наблюдаемым годографом (см. интервал профиля ПК 0—600 км, см. рис. 5, *В*). Эти эффекты произошли за счет изменений траектории лучей в слое повышенной скорости (см. лучевые схемы на рис. 4, *В* и 5, *В*). По этой же причине в сравнении со сферической моделью изменилось соответствие между годографами отраженной волны от кровли слоя с высокой скоростью P_N . Вместе с тем появились отражения от подошвы этого слоя с временами пробега, близкими к волне P_L . Напомним, что они отсутствуют в сферической модели (см. рис. 4, *В*).

В плоской модели, как и в сферической, не находит подтверждения ось синфазности P'_L , выделенная в последующих вступлениях [Pavlenkova et al., 2002]. Пункт взрыва R_3 , как указывалось выше, располагается в зоне тени для этой волны из-за кривизны отражающей границы.

Таким образом, в условиях горизонтальных неоднородностей при поправках, рассчитанных в условиях радиально симметричной модели, скорость в среде может быть несколько завышенной или заниженной (различие во временах пробега волн ± 0.5 —1.2 с) в зависимости от положения пункта взрыва и области регистрации волн относительно неоднородностей. Это хорошо видно при сравнении рис. 4 и 5. Например, в сферической модели наименьшие невязки времен между наблюдаемыми и теоретическими годографами характерны для данных из ПВ R_4 (рис. 5, *В*). Для этого ПВ времена пробега волн в плоской модели оказываются завышенными на величину до 0.5—1.0 с на большей части годографа и соответствуют наблюдениям только на дальней его ветви. Характер распределения невязок времен, по данным из ПВ R_3 , оказывается несколько другим (см. рис. 5, *В*). Невязки между наблюдаемыми и теоретическими временами пробега волн оказываются завышенными на 0.5—0.7 с. При этом в сферической модели соответствие между наблюдаемыми и теоретическими годографами заметно лучше (см. рис. 4, *В*). Как следует из сравнения результатов моделирования в сферической и плоской моделях различия во временах пробега волн определяются изменениями в траекториях распространения волн и сопутствующими смещениями областей их прослеживания.

Другая особенность расхождения между результатами моделирования в сферической и плоской модели, связанных с присутствием горизонтальных неоднородностей, заключается в изменении распределения плотности лучей внутри лучевой трубки, что видно при сравнении рис. 4 и 5. Определенную закономерность выделить трудно, но ясно, что на локальных участках изменения плотности лучей могут быть значительными, что важно учитывать при анализе интенсивности колебаний.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Нами проведено лучевое моделирование в условиях горизонтальных неоднородностей при непосредственном учете кривизны дневной поверхности и сейсмических границ, не требующее введения каких-либо поправок. Сравнение результатов с традиционным моделированием в плоской модели и последующим введением поправок за сферичность показало, что такой способ расчетов может быть не всегда корректным. Влияние горизонтальных неоднородностей на величину поправки за сферичность зависит от их контрастности и расположения источников возбуждения и пунктов приема по отношению к ним. Неполная корректность введения поправок, рассчитанных в сферически симметричной модели, может проявиться как в отдельных годографах, так и их частях, достигая 0.7—1.2 с. Прогнозировать такую некорректность затруднительно, поэтому целесообразно проводить моделирование задаваемой структуры среды в естественной ее форме. Кроме того, плотность распределения сейсмических лучей в сферической и плоской моделях может различаться, что следует из сопоставления рис. 4 и 5. При этом, если различие годографов в сферической и плоской моделях отсутствует, распределение лучей оказывается практически одинаковым.

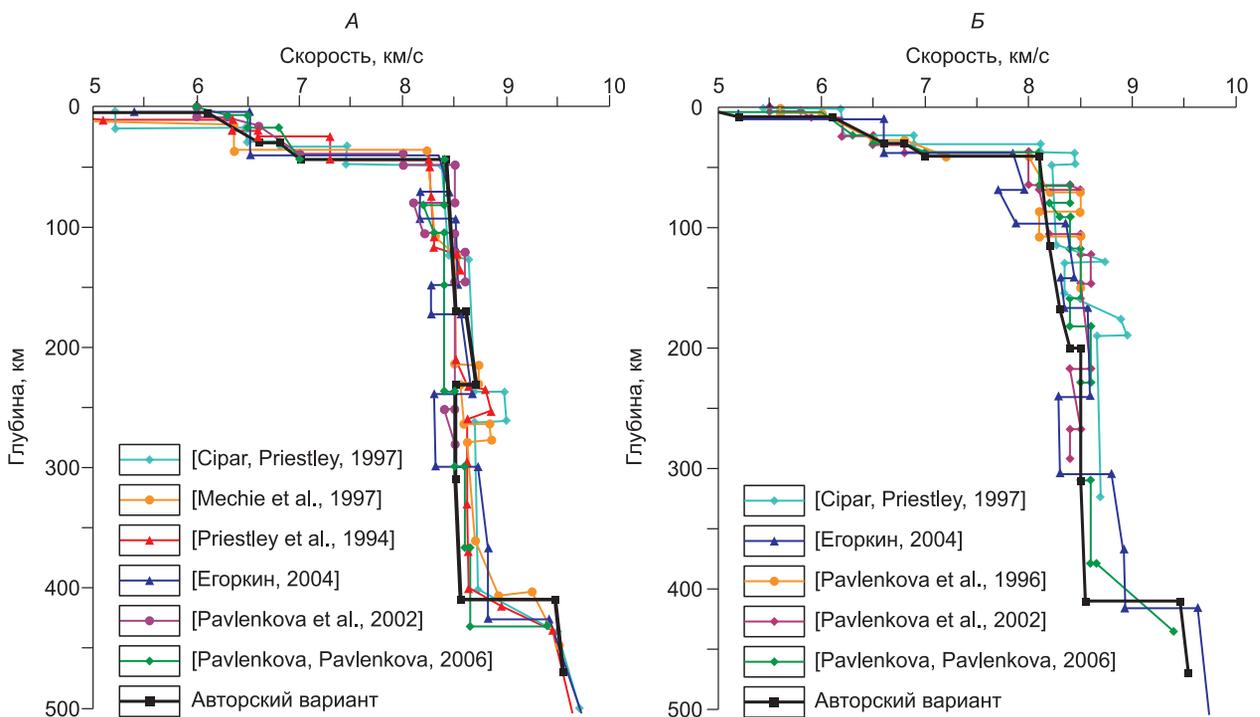


Рис. 6. Скоростные колонки разреза верхней мантии на пикетах профиля 800 км (А) и 1600 км (Б).

Представляемая нами модель заметно отличается от опубликованных ранее двумерных и одномерных разрезов верхней мантии по профилю Рифт. Поэтому следует обсудить имеющиеся различия и, по возможности, причины их обусловившие. С этой целью на рис. 6 представлены вертикальные колонки скорости, характеризующие модели в сечениях профиля 800 и 1600 км. Для одномерных моделей эти сечения соответствуют данным, полученным для пунктов взрыва R_1 и R_4 соответственно. Для двумерных моделей в этих сечениях присутствуют главные характеристики разрезов.

На пикете профиля 800 км в разрезе верхней мантии наблюдается как сходство, так и различие в скоростных характеристиках, представленных авторами в различных приближениях (одномерные и двумерные модели [Pavlenkova et al., 2002]). Так, в одномерных моделях отсутствует слой пониженной до 8.15 км/с скорости на глубине 120—125 км, выделяемый при двумерном моделировании. Тонкий слой на глубине 120—145 км со скоростью 8.6 км/с имеется в модели [Pavlenkova et al., 2002], но отсутствует в [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006], так же как и в других моделях. Слой с пониженной до 8.27 км/с скоростью на глубине 148—175 км выделен только А.В. Егоркиным [2004]. В одномерных моделях [Priestley et al., 1994; Cipar, Priestley, 1997; Mechie et al., 1997] на примерно одинаковой глубине 235—280 км выделен слой с повышенной до 8.85—9.0 км/с скоростью, отсутствующий в двумерных моделях. Наоборот, в несколько большем интервале глубин 240—300 км А.В. Егоркин [2004] выделяет слой с пониженной до 8.3 км/с скоростью, выше которого на глубине 175—240 км залегает слой с повышенной до 8.6—8.7 км/с скоростью. Нужно отметить, что в данной работе вследствие использования отраженных волн (выделены специальной адаптивной фильтрацией), разрез верхней мантии представлен горизонтально-слоистой неоднородной моделью.

Ниже глубины 300 км скорость в разных моделях изменяется в пределах 8.5—8.8 км/с и граница 410 км залегает в интервале глубин 405—430 км при мало различающейся во всех моделях скоростью 9.4—9.5 км/с.

Авторская модель в этом сечении разреза до глубины 170 км практически усредняет предыдущие построения. В интервале глубины 170—240 км, как и в модели [Егоркин, 2004], выделен слой с повышенной до 8.6—8.7 км/с скоростью (в модели А.В. Егоркина скорость изменяется от 8.56 до 8.7 км/с). Ниже скорость оценивается величиной 8.5—8.55 км/с при глубине залегания подошвы волновода 410 км.

В сечении профиля на ПК 1600 км ситуация другая. Так, скорость на границе Мохо в авторской модели понижена до 8.0—8.1 км/с по сравнению с 8.3—8.5 км/с во всех моделях, за исключением данных [Егоркин, 2004], в которой понижение скорости до 7.7—7.85 км/с распространяется до почти 100 км. Наиболее заметно отличается одномерная модель [Cipar et al., 1997] присутствием слоев относительно

малой мощности с повышенной скоростью до 8.4 км/с под Мохо, до 8.7 км/с на глубине около 120 км и до 9 км/с на глубине 155—190 км. Глубже до глубины 300 км в этой модели толща мантии характеризуется относительно повышенной до 8.7 км/с скоростью. Другие модели различаются между собой локальными изменениями скорости не более чем на 0.3 км/с без особо характерных особенностей, проявляя чередование слоев с повышенной и пониженной скоростью. Можно также заметить некоторые различия примерно в этих же пределах между моделями [Pavlenkova et al., 2002] и [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006].

В авторской модели верхи мантии в интервале глубин 40—230 км в этом сечении существенно отличаются от всех предыдущих по двум главным особенностям. Во-первых, полученные нами значения скорости в верхней мантии до глубины 200 км оказываются минимальными для практически всех моделей, исключая только данные А.В. Егоркина [2004], где под Мохо скорость еще более низкая (см. рис. 6, Б). Во-вторых, пониженная скорость на Мохо 8.0—8.1 км/с прослеживается до глубины 200 км с небольшим ее нарастанием до 8.2—8.3 км/с и отсутствует слой повышенной до 8.7 км/с скорости на глубине 170—240 км. Понижение скорости связано с локальным, но контрастным увеличением времени пробега волн в первых вступлениях (до 1.5—1.7 с) из ПВ R_1 и R_4 на отрезке профиля 1500—1650 км (см. рис. 3). При этом остается не вполне понятным, каким образом в модели [Pavlenkova et al., 1996] удалось компенсировать эту аномалию без существенного понижения скорости в верхней мантии. Более того, в модели [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006] в этой части профиля в интервале глубин 120—230 км присутствуют слои с относительно повышенной до 8.5—8.6 км/с скоростью.

Тем не менее результат, наиболее близкий к нашему, получен в работе [Pavlenkova et al., 1996], где на рассматриваемом участке профиля на глубине 40—90 км существует локально низкая скорость до 8.0 км/с, возрастающая до 8.3 км/с на глубине около 70 км. Начиная с пикета профиля 1300 км и далее в юго-восточном направлении в интервале глубин 90—110 км, выделен слой с пониженной до 8.1 км/с скоростью (на фоне значений 8.5 км/с). По-видимому, эти аномалии были введены, чтобы скомпенсировать рассматриваемое увеличение времен пробега. Однако сопоставления наблюдаемых и расчетных времен пробега волн и для этой модели в работе не были представлены, что затрудняет сделать более определенные выводы.

В точке пересечения профилей Рифт и рекогносцировочного широтного профиля ГСЗ [Крылов и др., 1967], выполненного вдоль р. Ангара (см. рис. 1), значения скорости на Мохо близки. На профиле Рифт в этой точке (1700 км, см. рис. 2) скорость на Мохо около 8.0—8.1 км/с, в то время как на профиле ГСЗ она равна 8.1 км/с.

Другой результат относится к юго-восточному краю профиля, где данных о свойствах мантии под Байкальской рифтовой зоной и в Забайкалье было получено недостаточно (см. рис. 3). Это хорошо видно также и на рис. 4, А, Б, где юго-восточное ограничение разреза проведено по траектории лучей, соответствующих последней точке наблюдений в Забайкалье, что иллюстрирует практическое отсутствие данных о свойствах мантии под Байкальским рифтом глубже 50—70 км. Вместе с тем в моделях [Pavlenkova et al., 1996; Егоркин, 2004] уменьшение кажущейся скорости до 8.3 км/с на годографе из ПВ R_4 (см. рис. 3, 4, Б) объясняется аномалией пониженной скорости 7.8 км/с под Байкальским рифтом, которая прослежена до глубины 70—100 км и распространяется под Сибирскую платформу. В нашей модели оно связано с понижением скорости не только на Мохо под рифтом, но и под венд-нижнекембрийской Присяяно-Енисейской синеклизой, удаленной от кайнозойского рифта на расстояние в 700—900 км и, по всей видимости, не связанной с рифтовой зоной. Вблизи юго-восточного окончания профиля Рифт проходит профиль ГСЗ Байкал—Северо-Восточный Китай [Сун Юншен и др., 1996] (см. рис. 1). По этим и другим данным [Детальные..., 1993], пониженная до 7.7—7.8 км/с скорость в верхней мантии под Байкальской рифтовой зоной ограничена субвертикально по краю Сибирской платформы и прослежена до глубины 80 км и более (в локальной зоне). Скорость на Мохо в пределах Сибирской платформы на этом профиле равна 8.2 км/с, что близко и к нашим оценкам.

К новому результату можно отнести корреляцию между крупными приповерхностными геологическими структурами и особенностями строения верхней мантии. В частности это относится к венд-нижнекембрийской Присяяно-Енисейской синеклизе, где фундамент погружается на глубину до 8—9 км [Егоркин, 2004], а в верхней мантии пониженная скорость до 8.0—8.1 км/с прослеживается до глубины почти 180—200 км (см. рис. 2, 6). Верхи мантии под Приенисейской моноклиналию и Байкитской антеклизой характеризуются относительно повышенной скоростью 8.3—8.4 км/с, увеличивающейся до 8.5 км/с на глубине 160—180 км, и ограниченной кровлей высокоскоростного слоя. Под Ангаро-Ленской ступенью скорость под Мохо также повышена до 8.55 км/с и практически не изменяется до глубины 200 км. Наоборот, под западным бортом Курейской синеклизы и в Предбайкальском прогибе, скорость на кровле и в верхах мантии также относительно понижена до 8.2 км/с и возрастает до 8.3—8.4 км/с на глубине около 180 км. В сечении рассматриваемого профиля данные о свойствах мантии под Западно-Сибирской плитой нельзя считать представительными, чтобы делать какие-либо определенные выводы.

В целом существующие различия в моделях следует, по-видимому, объяснять неоднозначностью решения обратной кинематической задачи. Наиболее ярко это проявляется в невозможности четко разделить наиболее контрастные кинематические особенности годографов первых вступлений на обусловленные вертикальной расслоенностью мантии или горизонтальными неоднородностями. Также это относится и к локальным особенностям волнового поля, не прослеживаемым на взаимно увязанных прямых и встречных годографах. Наибольшее внимание в ранее опубликованных работах уделялось слоям пониженной скорости, выраженных в локальных затуханиях волн в первых вступлениях и соответствующих уменьшения кажущейся скорости относительно участков, где амплитуды колебаний повышены. Это привело к чередованию участков с повышенной и пониженной кажущейся скоростью, интерпретируемых последовательностью протяженных слоев [Priestley et al., 1994; Pavlenkova et al., 1996; Mechie et al., 1997; Cipar, Priestley, 1997; Pavlenkova et al., 2002; Егоркин, 2004; Павленкова, 2006]. Однако аналогичные особенности, как правило, не наблюдаются в соответствующих областях на прямых и/или встречных годографах. Следовательно, они являются локальными, а имеющаяся система наблюдений всего из трех пунктов взрыва при длине профиля около 2700 км не позволяет провести однозначное определение природы таких аномалий.

Определенное значение в различиях в структуре верхней мантии может быть связано с использованием отраженных волн [Pavlenkova et al., 1996, 2002]. Наиболее отчетливо это проявляется в последней модели, предложенной в работе [Егоркин, 2004]. Частичные результаты, иллюстрирующие правомерность их выделения получены и в нашей модели. Так, три из пяти годографов в последующих вступлениях, выделенные Н.И. Павленковой, нашли подтверждение и в нашей модели без введения дополнительных особенностей в структуру мантии. Тем не менее задача определения природы коротких интенсивных осей синфазности с повышенной кажущейся скоростью в последующих вступлениях далека от решения. Возможно также, что их присутствие связано с трехмерностью среды и задача требует специальных исследований. Во всяком случае, представляется надежно установленным фактом, что присутствие осей синфазности в последующих вступлениях, характеризующихся повышенной кажущейся скоростью по сравнению с первыми вступлениями, связано с присутствием в разрезе слоя с аномальной скоростью 8.6—8.7 км/с.

В данной работе использованы наиболее крупные особенности изменения времен пробега волн на годографах первых вступлений, которые, как представляется авторам, являются достаточно обоснованными. Для них найдены соответствующие скоростные аномалии в верхней мантии, подтверждаемые результатами численного лучевого моделирования. Показано, что верхняя мантия может быть представлена двумя этажами. Верхний до глубины около 200 км характеризуется контрастными латеральными скоростными неоднородностями в интервале 8.0—8.7 км/с. Сведения о нижнем этаже фрагментарны, но можно предполагать, что в интервале 200—410 км он представлен практически однородной средой с незначительным нарастанием скорости с глубиной от 8.5 до 8.55 км/с. На это указывают прямые признаки присутствия волновода, выражающиеся в отчетливой зоне тени, на расстоянии взрыв—прием свыше 1600 км. Такое аномальное явление может быть признаком существования астеносферы.

Проводить какую-либо дополнительную интерпретацию полученных результатов представляется преждевременным. Существует достаточно много сейсмотомографических и иных данных о строении верхней мантии Сибирской платформы, анализ которых требует использования полного комплекса наблюдений. Необходимо выполнить обработку данных по всем профилям и определиться с возможностью устойчивого обнаружения и картирования крупных аномалий в верхней мантии, изучение природы которых и будет предметом дальнейших исследований.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ (грант 06-05-64584) и гранта Президента РФ для поддержки молодых ученых МК 4054.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

Детальные сейсмические исследования литосферы на *P*- и *S*-волнах / Ред. Н.Н. Пузырев. Новосибирск, Наука, 1993, 199 с.

Егоркин А.В. Изучение мантии на сверхдлинных геотраверсах // Физика Земли, 1999, № 7—8, с. 114—130.

Егоркин А.В. Строение мантии Сибирской платформы // Физика Земли, 2004, № 5, с. 37—46.

Егоркин А.В., Зюганов С.К., Чернышев Н.М. Некоторые результаты многоволновых региональных исследований в Сибири // Многоволновые сейсмические исследования. Новосибирск, Наука, 1987, с. 125—131.

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.

Крылов С.В., Крылова А.А., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д., Янушевич Т.А. Глубинные сейсмические исследования в области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1967 (2), с. 3—15.

Мегакомплекс и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы / Ред. В.С. Сурков. М., Недра, 1987, 204 с.

Павленкова Н.И. Структура верхней мантии Сибирской платформы по данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (5), с. 630—645.

Суворов В.Д., Парасотка Б.С., Черный С.Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутии // Физика Земли, 1999, № 7—8, с. 94—114.

Сун Юншен, С.В. Крылов, Ян Баоцзюнь, Лю Цай, Дун Шисюэ, Лян Течен, Ли Цзинчжи, Сюй Синчжуи, З.Р. Мишенькина, Г.В. Петрик, И.Ф. Шелудько, В.С. Селезнев, В.М. Соловьев. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на международном трансекте Байкал—Северо-Восточный Китай // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (2), с. 3—15.

Cipar J., Priestley K. Central Siberia upper mantle cross-section from deep seismic sounding explosions / Ed. K. Fuchs. Upper mantle heterogeneities from active and passive seismology. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 1997, p. 75—87.

Kennet B.L.N., Engdahl T.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // Geoph. J. Int., 1991, v. 105, p. 429—465.

Mechie J., Egorkin A.V., Solodilov L., Fuchs K., Lorenz F., Wenzel F. Major features of the mantle velocity structure beneath northern Eurasia from long-range seismic recordings of peaceful nuclear explosions // Proceedings of the NATO advanced research workshop on upper mantle heterogeneities from active and passive seismology / Ed. K. Fuchs. M., 1997, p. 33—50.

Muller G. Approximate treatment of elastic body waves in media with spherical symmetry // Geophys. J. R. Astr. Soc., 1971, v. 23, p. 435—449.

Pavlenkova N.I. General features of the upper mantle stratification from long-range seismic profiles // Tectonophysics, 1996, v. 264, p. 261—278.

Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I. Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data // Tectonophysics, 2006, v. 416, p. 33—52.

Pavlenkova N.I., Pavlenkova G.A., Solodilov L.N. High velocities in the uppermost mantle of the Siberian craton // Tectonophysics, 1996, v. 262, p. 51—65.

Pavlenkova G.A., Priestly K., Cipar J. 2-D model of the crust and uppermost mantle along Rift profile, Siberian craton // Tectonophysics, 2002, v. 355, p. 171—186.

Priestley K., Cipar J., Egorkin A., Pavlenkova N. Upper mantle velocity structure beneath the Siberian platform // Geophys. J. Int., 1994, v. 118, p. 369—378.

Sultanov D.D., Murphy J.R., Rubinstein Kh.D. A seismic source summary for Soviet peaceful nuclear explosions // Bull. Seismol. Soc. Amer., 1999, v. 89, № 3, p. 640—647.

Suvorov V.D., Melnik E.A., Thybo H., Perchuc E., Parasotka B.S. Seismic velocity model of the crust and uppermost mantle around the Mirnyi kimberlite field // Tectonophysics, 2006, v. 420, № 1—2, p. 49—73.

*Рекомендована к печати 4 марта 2010 г.
В.С. Селезевым*

*Поступила в редакцию 12 января 2009 г.
после доработки — 9 февраля 2010 г.*