

## СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В АЗИИ ПО ФАЗОВЫМ И ГРУППОВЫМ СКОРОСТЯМ РЕЛЕЕВСКИХ ВОЛН

© 2008 г. Т. Б. Яновская<sup>1</sup>, В. М. Кожевников<sup>2</sup>, О. А. Соловей<sup>2</sup>, К. Р. Акчурин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет,

*e-mail: yanovs@geo.phys.spbu.ru*

<sup>2</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск,

*e-mail: kozh@crust.irk.ru*

Поступила в редакцию 11.12.2007 г.

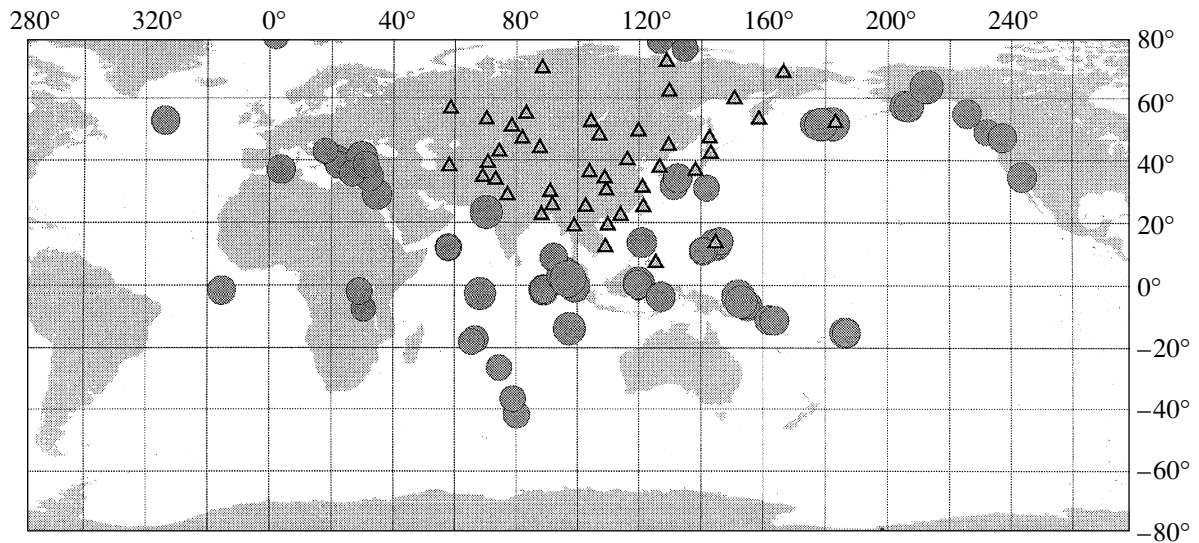
Методом спектрально-временного анализа определены дисперсионные кривые фазовых скоростей релеевских волн на 43 межстанционных трассах в регионе Центральной Азии в интервале периодов 10–200 с. В связи с тем, что совместное использование фазовых и групповых скоростей существенно уменьшает неоднозначность в определении скоростных разрезов поперечных волн, по этим же трассам вычислены групповые скорости на основе выполненных авторами предыдущих томографических построений [Яновская, Кожевников, 2003; 2006], и определены скоростные разрезы средние вдоль этих трасс. Построение разрезов выполнялось двумя методами: Монте-Карло и линейной инверсии, которые дали согласованные результаты. По полученным значениям скоростей на фиксированных глубинах методом двумерной томографии оценены латеральные вариации скоростей на этих глубинах, что позволило построить сглаженные вертикальные скоростные разрезы в отдельных точках территории. Полученные разрезы использовались в качестве начальных приближений для построения локальных скоростных разрезов только по определенным ранее локальным дисперсионным кривым групповых скоростей в области, ограниченной широтами 32–56° с.ш. и 80–120° в.д. На основе этих разрезов построены карты латерального распределения вариаций скорости на глубинах от 75 до 400 км в верхней мантии, а также вариации скорости вдоль трех вертикальных профилей. Полученные вариации скорости находятся в хорошем согласии с данными о тектонике региона.

PACS: 91.30.Ab

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Авторами ранее [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003] были определены латеральные вариации скоростей поперечных волн в Азиатском регионе по данным о групповых скоростях релеевских волн. Исследование проводилось по стандартной схеме поверхностно-волновой томографии: вначале по скоростям релеевских волн, измеренным по разным трассам и соответствующим определенному периоду, методом двумерной томографии [Дитмар, Яновская, 1987] строились карты латеральных вариаций скорости, соответствующей данному периоду, затем, по этим данным определялись “локальные” дисперсионные кривые групповой скорости в отдельных точках региона, и путем одномерной инверсии по этим дисперсионным кривым строились вертикальные скоростные разрезы для поперечных волн. Такой подход позволил выявить определенные закономерности в верхней мантии региона (поднятие низкоскоростного вещества в рифтовой зоне Байкала, высокие скорости под Сибирской платформой и резкую границу вдоль 105°-ого меридиана на глубинах 250–300 км).

Однако это исследование страдало определенными ограничениями. Во-первых, дисперсионные кривые определялись в интервале периодов 10–150 с, что не позволило с достаточной степенью уверенности строить разрезы на глубинах более 250–300 км. Во-вторых, построение скоростного разреза по дисперсионной кривой групповой скорости является неоднозначным: решение может сильно зависеть от начального приближения. В частности, понятно, что одной и той же кривой групповой скорости в ограниченном диапазоне периодов может соответствовать множество кривых фазовой скорости, а им соответственно будет соответствовать множество скоростных разрезов, различающихся абсолютными значениями скорости. В то же время дисперсионная кривая групповой скорости имеет то преимущество, что она отражает изменение производной фазовой скорости по частоте, которое практически невозможно выявить измерением фазовой скорости из наблюдений, и тем самым дает возможность выявить характер изменения скорости с глубиной. Но при этом, как было отмечено выше, абсолютные значения скорости определяются неоднозначно. Поэтому естественно ожидать значитель-



**Рис. 1.** Положение эпицентров использованных в работе землетрясений (кружки) и сейсмических станций (треугольники).

но более надежных результатов при совместном использовании фазовых и групповых скоростей.

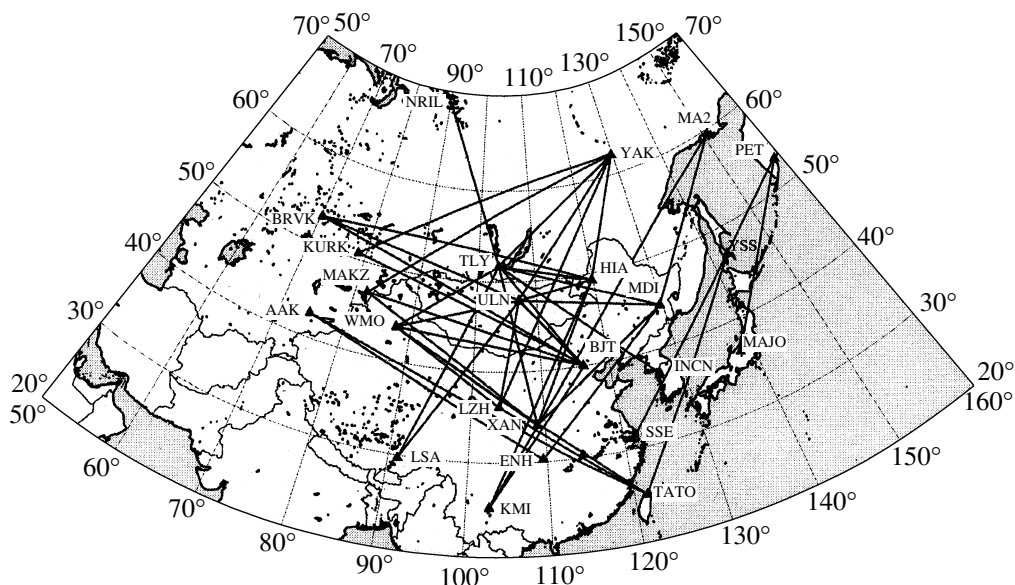
В данной работе к данным о групповых скоростях добавлены измеренные на трассах между парами станций фазовые скорости в интервале 10–200 с. Поскольку таких данных мало (43 трассы), томографическое восстановление латеральных вариаций фазовых скоростей будет характеризоваться очень слабым разрешением: получаемые “локальные” дисперсионные кривые фазовых скоростей будут представлять результат их сглаживания по значительно более широким областям, чем при использовании большого числа данных о групповых скоростях. Но чтобы использовать и эту информацию, по полученным ранее результатам томографии для групповых скоростей [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003] вдоль тех же трасс были рассчитаны средние групповые скорости. Далее методом одномерной инверсии определялись скоростные разрезы средние вдоль трасс между станциями уже по данным совместно фазовых (измеренных) и групповых (рассчитанных по данным томографии) скоростей. По этим результатам методом двумерной томографии строились вариации скоростей поперечных волн на последовательных глубинах. Это позволило определить вертикальные скоростные разрезы в отдельных точках территории. Конечно, эти разрезы получились весьма сглаженными из-за малого числа трасс. Поэтому они использовались в качестве начального приближения при определении разрезов по локальным дисперсионным кривым групповых скоростей, полученных путем двумерной томографии при использовании достаточно большого числа данных: использованных ранее в работе [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003] и предоставлен-

ных нам Центром Томографических Исследований (CIEI, Боулдер, Колорадо). Общее количество использованных данных варьировало от 1500 до 4000 в зависимости от периода. По уточненным таким способом разрезам получены распределения скоростей на отдельных глубинах, что дало возможность более надежно судить о латеральных вариациях структуры.

## 2. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

При вычислении фазовых скоростей исходными данными служили записи поверхностных волн Релея от удаленных землетрясений с магнитудами не менее 6.0 на широкополосных каналах (LZH) цифровых сейсмических станций сетей IRIS, расположенных в Азии. Землетрясения выбирались таким образом, чтобы их эпицентры находились в створе с профилями, образованными парами сейсмических станций. При этом соблюдалось условие, чтобы для каждой из таких пар разность эпицентральных расстояний мало отличалась от расстояний между станциями. Иными словами, эпицентры землетрясений должны были располагаться вблизи дуг больших кругов, проходящих через пары станций. Всего в работе было использовано 69 землетрясений, зарегистрированных в период с 1994 по 2006 гг. (рис. 1). Диапазон расстояний от эпицентров, выбранных для анализа землетрясений, до регистрирующих станций составлял 5000–15 000 км, что в подавляющем большинстве случаев позволило выделять основные моды волн Релея в пределах диапазона периодов колебаний от 10 до более чем 200 с.

Межстанционные фазовые скорости, соответствующие выбранной частоте колебаний  $\omega$ , вы-



**Рис. 2.** Карта, отражающая покрытие области исследования межстанционными сейсмическими трассами (треугольники – сейсмические станции).

числялись следующим образом. С помощью метода спектрально-временного анализа [Levshin et al., 1972; Russel et al., 1988] для каждого из землетрясений, зарегистрированных парой станций, были получены очищенные от “помех” записи основных мод волн Рэлея. Далее, для этой же пары станций вычислялись двумерные представления рассматриваемых сигналов  $Y_1(t_i, \omega_j)$  и  $Y_2(t_i, \omega_j)$ , по которым для каждой из частот  $\omega_j$  можно было вычислить значения фазовых спектров  $\arg[Y_1(t_i', \omega_j)]$  и  $\arg[Y_2(t_i'', \omega_j)]$  в точках  $t_i'$  и  $t_i''$ , находящихся на гребнях рельефов диаграмм спектрально-временного анализа, соответствующих одной и той же моде (в данном случае на дисперсионной кривой групповых скоростей отфильтрованных сигналов). В этом случае фазовая скорость на участке между сейсмическими станциями 1 и 2 для частоты  $\omega_j$  вычисляется по формуле:

$$C(\omega_j) = \frac{\omega_j(\Delta_2 - \Delta_1)}{\omega_j(t_i'' - t_i') + \arg Y_1(t_i', \omega_j) - \arg Y_2(t_i'', \omega_j) \pm 2\pi N'}$$

где  $\Delta_1$  и  $\Delta_2$  – эпицентральные расстояния для 1 и 2-й станций, причем  $\Delta_2 \geq \Delta_1$ .

В результате была получена выборка из 173 дисперсионных кривых фазовых скоростей для 43 пар станций (рис. 2). Для каждой пары вычислялось по несколько дисперсионных кривых от землетрясений, эпицентры которых располагались по разные стороны профиля, образуемого этими станциями, с последующим их усреднением и оцен-

кой погрешностей определения фазовых скоростей.

Следует также отметить, что интервал периодов, в пределах которого были вычислены дисперсионные кривые фазовых скоростей, в подавляющем большинстве случаев составлял 10–200 с. Соответственно глубинность метода для периода колебаний 200 с близка к ~600 км.

Оценка ошибок определения фазовых скоростей осуществлялась по воспроизводимости дисперсионных кривых: дисперсионные кривые для профиля, образованного парой станций, усреднялись и вычислялись стандартные отклонения скоростей на соответствующих им периодах от их средних значений. В качестве погрешностей определения принимались удвоенные значения этих отклонений.

Пример индивидуальных определений дисперсионной кривой и результат их усреднения показан на рис. 3. Там же приведена дисперсионная кривая фазовых скоростей основной моды волн Рэлея для стандартной модели PREM [Dziewonski, Anderson, 1981]. Практика вычисления фазовых скоростей многими исследователями показывает, что на периодах близких к 200 секунд дисперсионные кривые мало отличаются одна от другой и величины скоростей на этих периодах близки к величинам, вычисленным по параметрам стандартной модели PREM. Как правило, различия между дисперсионными кривыми на периодах порядка 200 секунд и более не превосходят 2%. Поэтому данная кривая использовалась в качестве контрольной для длиннопериодных участков экспериментальных дисперсионных кривых. Дисперсион-

ные кривые, отличающиеся от модельной более чем на 2%, из рассмотрения либо исключались, либо, в том случае, когда согласованность между ними на относительно короткопериодных участках была приемлемой, обрезались.

Анализ ошибок определения фазовых скоростей показал, что наименьшие относительные ошибки (0.5–2%) приурочены к интервалу периодов 30–120 с. На периодах от 120 до 200 с их величины возрастают и находятся в пределах 1–3%. Наибольшие ошибки определения (5–7%) отмечены на периодах 10–15 с. На основании этого можно заключить, что фазовые скорости на периодах 10–15 секунд являются малонадежными. Однако использование их для вычисления скоростных разрезов практически не отражается на мантийных скоростях волн  $S$ , являющихся предметом исследований в данной работе.

### 3. МЕТОДИКА

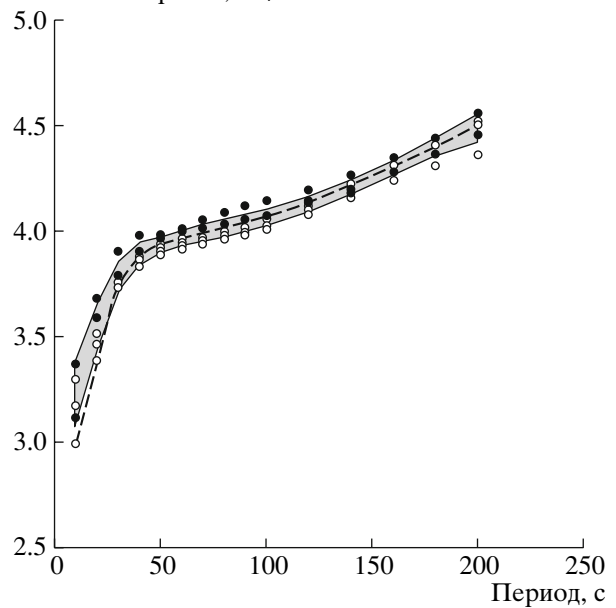
Чтобы определить дисперсионную кривую групповой скорости на тех же трассах, на которых получены дисперсионные кривые фазовой скорости, были использованы результаты томографического восстановления групповой скорости релейевских волн для отдельных периодов [Яновская, Кожевников, 2006] на рассматриваемой территории. Групповые скорости были определены в точках сетки  $2^\circ$  по широте  $\times 5^\circ$  по долготе. Средняя групповая скорость  $\bar{u}_{ij}$  на трассе между станциями с координатами  $(\varphi_i, \lambda_i)$  и  $(\varphi_j, \lambda_j)$  определялась путем численного интегрирования вдоль дуги большого круга, соединяющего эти точки:

$$\frac{1}{\bar{u}_{ij}} = \frac{1}{L_{ij}} \int_{(\varphi_i, \lambda_i)}^{(\varphi_j, \lambda_j)} \frac{ds}{u(\varphi, \lambda)}$$

Функция  $u(\varphi, \lambda)$  определялась билинейной интерполяцией между значениями в углах соответствующей ячейки,  $L_{ij}$  – длина трассы. В результате на всех трассах между теми парами станций, на которых определены фазовые скорости (рис. 2), были получены и дисперсионные кривые групповой скорости. Фазовые скорости, как уже было отмечено в разделе 2, определялись в интервале периодов 10–200 с, тогда как данные о групповых скоростях имелись только в интервале 10–150 с.

Дисперсионные кривые фазовой и групповой скоростей на трассах обращались в скоростные разрезы, которые уже фактически не зависели от выбранного начального приближения. Поскольку фазовые скорости были определены для достаточно больших периодов  $T$  (до 200 с), при построении разрезов учитывалась сферичность

Фазовая скорость, км/с



**Рис. 3.** Дисперсионные кривые фазовых скоростей основной моды волн Релея вычисленные на участках сейсмических трасс между парой сейсмических станций Якутск – Улан-Батор. Сплошные кружки относятся к данным от землетрясений с южного направления (Индийский океан), полые – с северного направления (Аляска, Алеуты). Серым цветом затуманена полоса, окружающая усредненную дисперсионную кривую в пределах стандартного отклонения. Пунктир – дисперсионная кривая, отвечающая разрезу PREM.

Земли: фазовые скорости пересчитывались по приближенной формуле [Bolt and Dorman, 1961]:

$$c_{сф} \approx c_{пл}(1 + 0.00016T).$$

На основе этой же формулы выполнялся пересчет групповых скоростей, хотя даже для периода 150 с поправка за сферичность оказывалась пренебрежимо малой.

Важность учета фазовых скоростей при построении скоростного разреза демонстрируется рис. 4, на котором приведены три варианта групповых и фазовых скоростей (рис. 4а) и соответствующих им скоростных разрезов поперечных волн (рис. 4б). Фазовые и групповые скорости рассчитывались в тех же интервалах периодов, которые получены из наблюдений. Видно, что групповые скорости для всех вариантов практически совпадают: различия между ними значительно меньше реальных ошибок наблюдений. Но соответствующие им дисперсионные кривые фазовой скорости существенно различаются, и так же различаются скоростные разрезы (рис. 4б). Это показывает, что только при использовании дисперсионной кривой групповой скорости невозможно однозначно построить скоростной разрез, это можно сделать только в случае, когда хорошо известно начальное приближение для разреза.

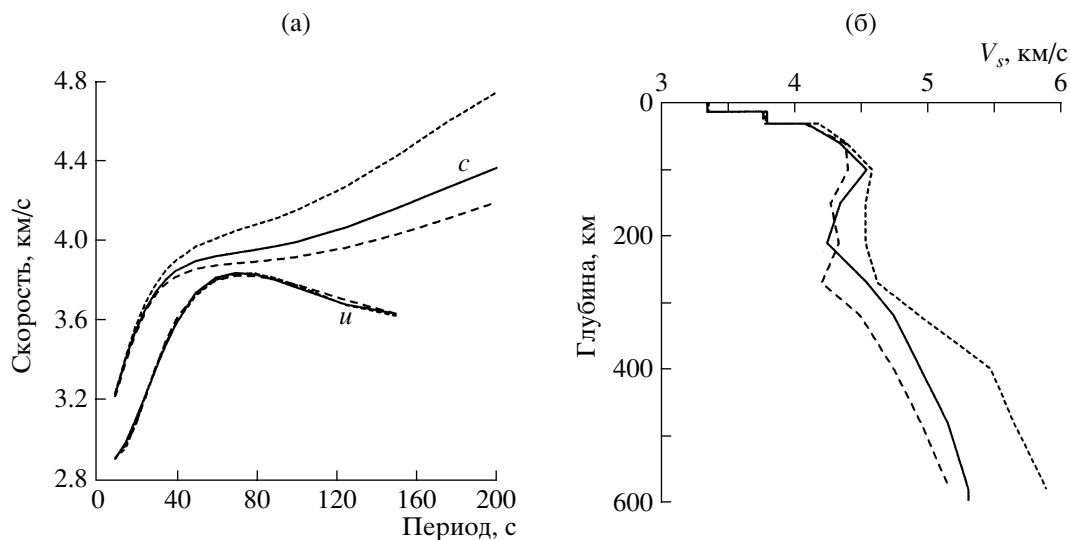


Рис. 4. Дисперсионные кривые фазовой  $c$  и групповой скорости  $u$  (а), рассчитанные для скоростных разрезов (б).

В то же время совместное использование фазовых и групповых скоростей приводит практически к единственному решению.

Построение скоростных разрезов выполнялось методом линейной инверсии исходя из некоторого заданного начального приближения, поиск минимума целевой функции (среднеквадратичного отклонения дисперсионных кривых) проводился методом сопряженных градиентов. Но для контроля единственности решение строилось еще и методом Монте-Карло [Tarantola, 1987], который позволял одновременно оценить и ошибку полу-

чаемого решения. Пример такого решения на трассе между станциями ВТ-WMQ приведен на рис. 5. В широкой светло-серой области производился поиск разрезов. Темно-серая полоса определяет область возможных решений (среднее значение  $\pm$  стандартное отклонение), а белая линия – решение, полученное методом линейной инверсии.

Далее методом двумерной томографии по этим данным, полученным на 43 трассах, строились горизонтальные распределения скорости на глубинах 50–450 км. Конечно, они получились очень сглаженными, так как число трасс невелико, но полученные результаты дали возможность выбрать достаточно хорошо начальные приближения в отдельных точках территории для инверсии локальных дисперсионных кривых групповых скоростей, которые были получены ранее на сетке  $2^\circ \times 5^\circ$ . К сожалению, территория, покрытая межстанционными трассами (рис. 2) занимает только среднюю часть рассмотренной ранее области ( $32^\circ$ – $56^\circ$  по широте и  $80^\circ$ – $120^\circ$  по долготе), что включает северную часть Тибета, Таримский бассейн, Алтай, Байкальский рифт и Китайско-Корейскую Платформу. На этой части можно было уверенно обращаться дисперсионные кривые в точках сетки. При этом обращении мощность слоев коры принималась в соответствии с моделью CRUST5.1 [Mooney et al., 1998], но скорости в слоях коры варьировались до получения наилучшего совпадения с наблюдаемой дисперсионной кривой.

Примеры полученных скоростных разрезов в нескольких характерных точках приведены на рис. 6. Видно, что Сибирская платформа характеризуется высокой скоростью в верхней мантии, в то время как в области Байкальского рифта скорости под корой вплоть до глубины  $\sim 250$  км очень

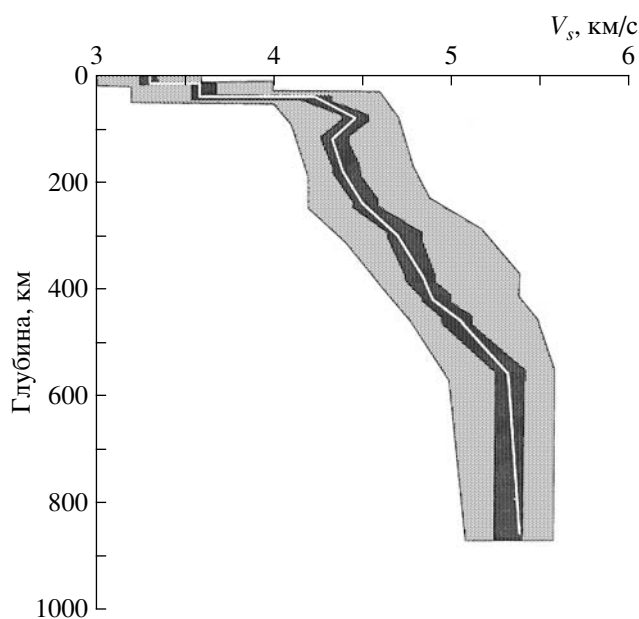


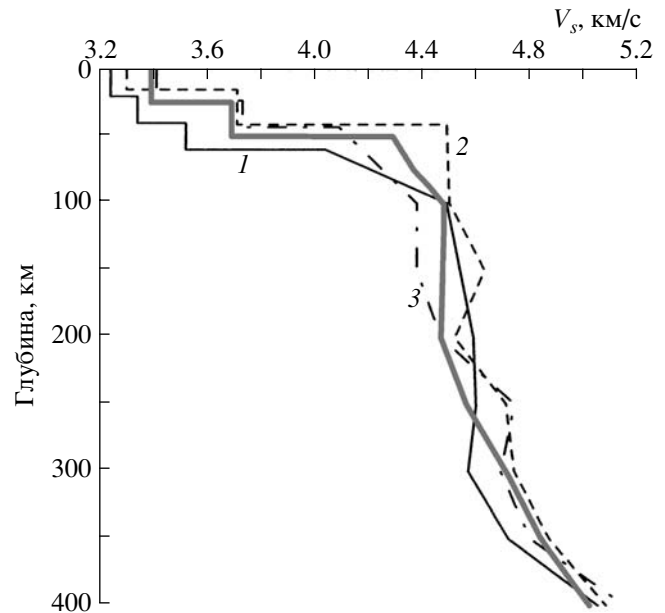
Рис. 5. Пример определения скоростного разреза на трассе ВТ-WMQ.

низкие. Тибет характеризуется утолщенной корой и отсутствием астеносферного слоя, причем в мантии начиная с глубины ~100 км скорости становятся достаточно высокими.

#### 4. РЕЗУЛЬТАТЫ

По полученным вертикальным скоростным разрезам строились горизонтальные сечения вариаций скорости относительно среднего для всей территории скоростного разреза, изображенного на рис. 6. Примеры горизонтального распределения вариаций скорости на глубинах 100–350 км приведены на рисунке 7. Как и в предыдущей работе авторов [Яновская, Кожевников, 2003], на глубинах 250–300 км прослеживается отчетливая граница между низкоскоростной зоной на востоке и высокоскоростной на западе приблизительно вдоль меридиана 105°. Низкоскоростную зону можно интерпретировать как продолжение океанической астеносферы под континент. Наиболее отчетливо это продолжение астеносферы проявляется на глубине 150 км в виде языка в интервале широт 40–50°. На глубинах 100–150 км выделяется область пониженных скоростей под Байкальским рифтом, что является подтверждением поднятия разогретого, и соответственно низкоскоростного вещества под этой зоной. Это же видно и из рис. 6, на котором структура под Байкальским рифтом характеризуется сильно пониженными скоростями.

Вариации скорости вдоль вертикальных сечений, проходящих через три профиля, секущих основные тектонические структуры, приведены на рис. 8. Профиль AA' пересекает зону Байкальского рифта, а западная его часть захватывает край Сибирской платформы. В западной части профиля наблюдается повышение скоростей, тогда как в восточной имеет место внедрение низкоскоростной астеносферы со стороны океана в интервале глубин 100–200 км. В центральной части профиля низкие скорости локализируются в основном на глубинах 200–300 км, что, по-видимому, указывает на разогрев вещества на этих глубинах. Кроме того, низкоскоростное вещество подходит и к поверхности на глубине около 100 км. Такое распределение скорости находится в соответствии с выдвинутой в работе [Zorin et al., 2003] гипотезой об образовании плюма в зоне Байкальского рифта. Похожее распределение скорости наблюдается и вдоль профиля ВВ': повышенные скорости в западной части и поднятие низкоскоростного вещества к поверхности в области Хангайского поднятия. Иная картина отмечается вдоль профиля СС', проходящего через Тибет. До глубин 300 км, особенно в интервале 150–250 км, наблюдаются повышенные по сравнению со средним разрезом скорости. Это указывает на отсутствие под Тибетом астеносферного слоя. От-



**Рис. 6.** Примеры скоростных разрезов: 1 – Тибет, 32°N, 90°E; 2 – Сибирская Платформа, 56°N, 85°E; 3 – Байкальский рифт 50°N, 100°E. Жирной линией изображен средний для рассматриваемой территории разрез, относительно которого определялись вариации скорости.

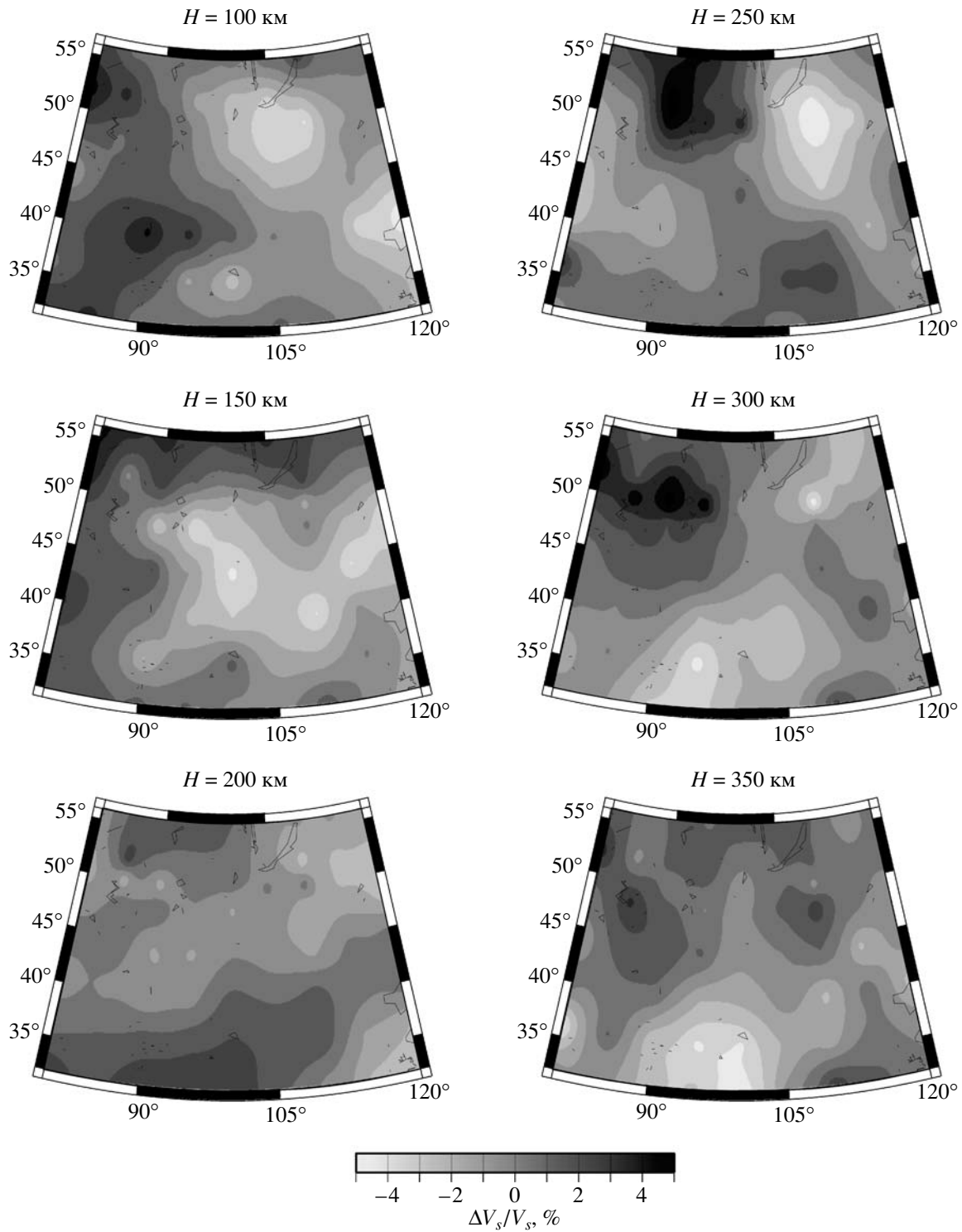
рицательные поправки к скорости ниже 300 км с одной стороны указывают на некоторое понижение скорости в этом регионе, но главным образом они обусловлены тем, что средняя скорость на этих глубинах довольно резко возрастает (см. рис. 6), в то время как соответствующее возрастание под Тибетом происходит на больших глубинах.

#### 5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследованию структуры верхней мантии Азии по данным поверхностных волн посвящено довольно много работ [Bourjot, Romanowicz, 1992; Wu, Levshin, 1994; Ritzwoller, Levshin, 1998; Griot et al., 1998; Villasenor et al., 2001; Friederich, 2003; Priestley et al., 2006; Яновская, Кожевников, 2006; и др.]. При этом использовались либо групповые, либо фазовые скорости, а также волновые формы, которые содержат информацию о тех и других скоростях. Результаты этих исследований различаются в деталях, но основные общие выводы о структуре, полученные во всех таких работах, сводятся к следующему:

– высокие скорости в верхней мантии под Сибирской платформой;

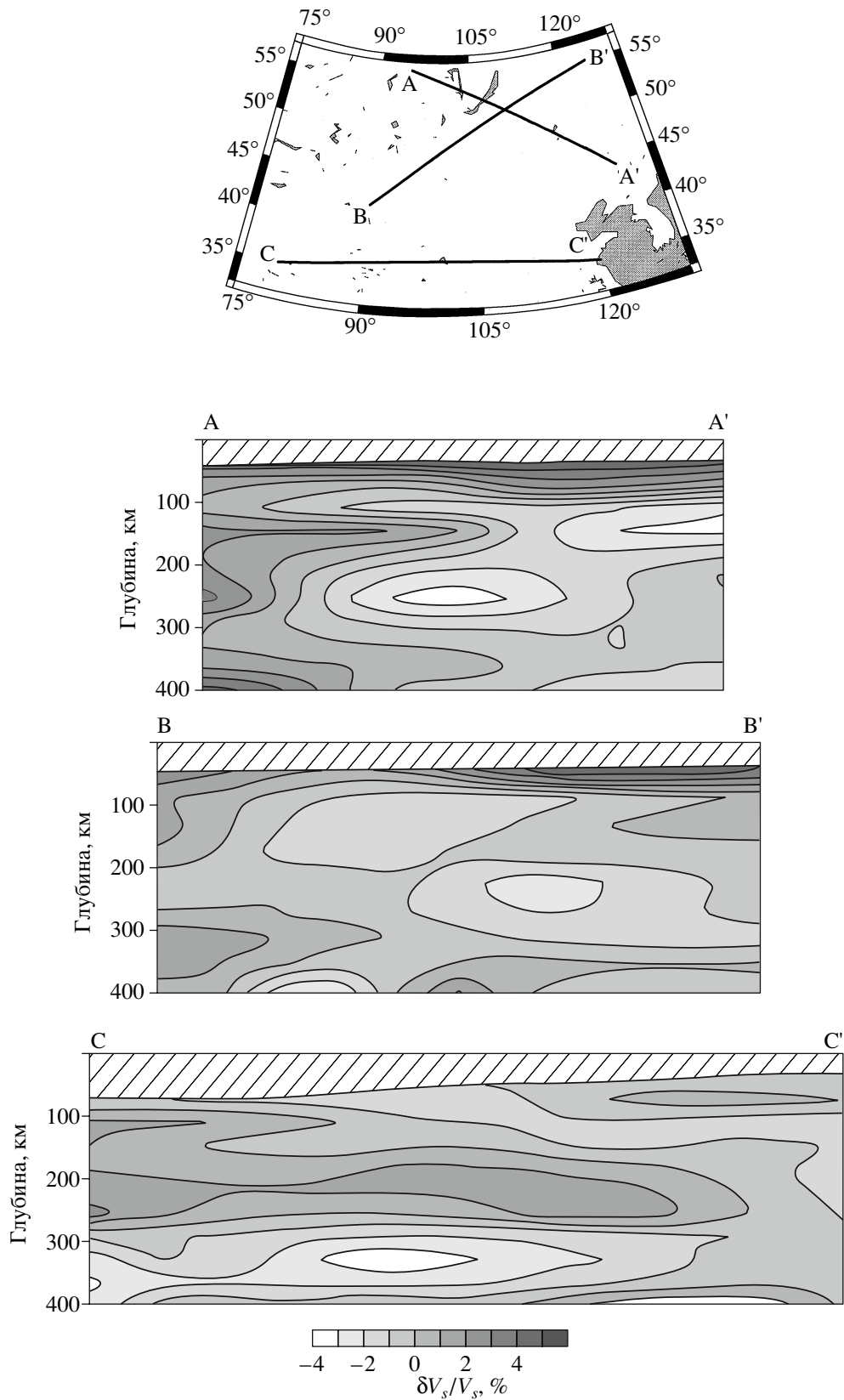
– пониженные скорости в области Байкальского рифта;



**Рис. 7.** Вариации скоростей поперечных волн на глубинах 100–350 км относительно средних значений для рассматриваемой территории: 100 км – 4.49 км/с, 150 км – 4.48 км/с, 200 км – 4.47 км/с, 250 км – 4.57 км/с, 300 км – 4.72 км/с, 350 км – 4.85 км/с.

– утолщенная кора в Тибете, под которой скорости относительно высокие и практически отсутствует астеносфера.

Наиболее полные результаты, основанные на большом количестве данных, содержатся в недавно опубликованной работе К. Пристли [Priestley



**Рис. 8.** Профили, вдоль которых определялись скоростные разрезы и вариации скорости поперечных волн в верхней мантии вдоль этих профилей. Штриховкой обозначена кора.



et al., 2006], где в качестве исходных данных использовались волновые формы, включающие основную и четыре высших моды волны Релея. Волновые формы в каком-то смысле можно считать содержащими информацию и о фазовых, и о групповых скоростях, а также и о вариациях амплитуд, определяемых вариациями структуры. Однако, волновые формы подвержены влиянию целого ряда дополнительных факторов, главным образом, механизму очага и спектру очагового излучения, что приводит к нестабильности их амплитудных характеристик. В этом отношении скорости (фазовые и групповые) являются значительно более устойчивыми характеристиками поверхностных волн, тем более, если они определяются путем усреднения по одним и тем же (или очень близким) трассам. Поэтому интересно сопоставить результаты, полученные в настоящей и работе и в упомянутой работе К. Пристли.

Результаты томографического восстановления трехмерного распределения скорости поперечных волн в работе К. Пристли получены для более широкого региона, чем в настоящем исследовании, но его центральная область совпадает с той, которая рассматривалась нами. На глубинах 100–200 км тенденция изменения скоростей оказывается похожей, но в работе К. Пристли величины вариаций оказались значительно больше – диапазон вариаций на этих глубинах составляет 28% (от –10% до +18%), тогда как у нас только 11% (от –5 до +6%) (рис. 4). Преобладание положительных вариаций в работе К. Пристли объясняется тем, что они определялись относительно сглаженной модели PREM, в которой скорости ниже средних для рассматриваемой территории приблизительно на 0.1 км/с. Надо заметить, что значения вариаций, полученные в работе [Priestley et al., 2006], представляются нереально большими, что может быть следствием различий в наблюдаемых волновых формах, обусловленных влиянием очагов. С другой стороны, значительно меньшие значения в нашей работе могут объясняться сглаживанием в процедуре томографического обращения. Другое существенное различие состоит в том, что у нас на глубинах больше 200 км порядок величины вариаций скорости вплоть до глубин 350–400 км остается практически тем же, тогда как в работе К. Пристли вариации скорости становятся значительно меньше.

В работе Фридриха [Friederich, 2003], для исследования структуры мантии восточной Азии использовались волновые формы поверхностных и поперечных волн, при этом учитывалось то, что луч имеет конечную ширину. В результате была получена значительно более сглаженная структура, в которой вариации скорости в интервале до 200 км находятся в пределах от –2.5

до +2.5%, а ниже – порядка 1%. Но при этом основные закономерности были получены такими же, как и в настоящей работе, т.е. подъем вещества в Байкальской рифтовой зоне, причем он начинается с больших глубин (от 600 км). Такая глубинность в этой работе получена за счет использования поперечных волн. Из этого делается вывод о том, что Байкальская рифтовая зона является плюмовидным образованием [Zogin et al., 2003].

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 05-05-64164, 06-05-64117.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дитмар П.Г., Яновская Т.Б.* Обобщение метода Бэйкуса-Гильберта для оценки горизонтальных вариаций скорости поверхностных волн // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1987. № 6. С. 30–40.
- Яновская Т.Б., Кожевников В.М.* Анизотропия верхней мантии Азиатского континента по групповым скоростям волн Релея и Лява // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 5. С. 622–629.
- Bolt B., Dorman J.* Phase and group velocities of Rayleigh waves in a spherical, gravitating Earth // Journal of Geophys. Res. 1961. V. 66. № 9. P. 2965–2981.
- Bourjot L., Romanowicz B.* Crust and upper mantle tomography in Tibet using surface waves // Geophys. Res. Lett. V. 19. P. 881–884.
- Curtis A., Trampert J., Snieder R., Dost B.* Eurasian fundamental mode surface wave phase velocities and their relationship with tectonic structures // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 26919–26947.
- Griot D., Montagner J., Tapponier P.* Phase velocity structure from Rayleigh and Love waves in Tibet and its neighboring regions // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 21215–21232.
- Dziewonski A., Anderson Don L.* Preliminary reference Earth model // PEPI. 1981. V. 25. P. 297–356.
- Friederich W.* The S-velocity structure of the East Asian mantle from inversion of surface waveforms // Geophys. J. Int. 2003. V. 153. P. 88–102.
- Levshin A.L., Pisarenko V.F., Pogrebinsky G.A.* On a frequency-time analysis of oscillations // Ann. Geophys. 1972. V. 28. P. 211–218.
- Mooney W.D., Laske G., Masters G.* CRUST5.1: a global crustal model at  $5^\circ \times 5^\circ$  // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 727–747.
- Priesley K., Debayle E., McKenzie D., Pilidou S.* Upper mantle structure of eastern Asia from multimode surface waveform tomography // Journal of Geophys. Res. 2006. V. 111. B10304, doi: 10.1029/2005JB004082, P.
- Ritzwoller M., Levshin A.* Eurasian surface wave tomography: Group velocities // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 4839–4878.

- Russel D.W., Herrman R.B., Hwang H.* Application of frequency-variable filters to surface wave amplitude analysis // BSSA. 1988. V. 78. P. 339–354.
- Tarantola A.* Inverse Problem Theory. N.Y.: Elsevier. 1987.
- Villasenor A., Ritzwoller M., Levshin A., Barmin M., Engdahl E., Spakman W., Trampert J.* Shear velocity structure of central Eurasia from inversion of surface wave velocities // PEPI. 2001. V. 123. P. 169–184.
- Wu F., Levshin A.L.* Surface wave group velocity tomography of East Asia // PEPI. 1994. V. 84. P. 59–77.
- Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M.* 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // PEPI. 2003. V. 138. P. 263–278.
- Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V., Kozevnikov V.M., Yanovskaya T.B., Treusov A.V.* The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // Tectonophysics. 2003. V. 371. P. 153–173.