

МЕТОДИКА ПОВЕРХНОСТНО-ВОЛНОВОЙ ТОМОГРАФИИ, ОСНОВАННАЯ НА ИСПОЛЬЗОВАНИИ ДАННЫХ ОТ УДАЛЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2009 г. Т. Б. Яновская

Санкт-Петербургский государственный университет

E-mail: yanovs@geo.phys.spbu.ru

Поступила в редакцию 05.05.2008 г.

Стандартный метод поверхностно-волновой томографии предполагает использование данных о скоростях поверхностных волн, измеренных на трассах, целиком расположенных внутри исследуемого региона и ориентированных в разных направлениях. Если для этой цели используются данные о групповых скоростях, полученных на региональной сети станций, то очаги землетрясений также должны находиться в пределах этого региона. Если регион имеет небольшие размеры, то это требование ограничивает диапазон периодов поверхностных волн, и соответственно глубинность исследований. Использование данных от удаленных землетрясений расширяет диапазон периодов, но при этом не позволяет использовать обычный метод томографии из-за несоответствующей конфигурации системы трасс: вне региона, в котором расположены станции, трассы не пересекаются, но в то же время трассы от одного очага к разным станциям сети весьма близки на большом протяжении, и средняя поправка и скорости на участках трасс вне сети станций может быть принята одинаковой. Это предположение положено в основу предлагаемой модификации метода поверхностно-волновой томографии, использующей групповые скорости, измеренные на станциях локальной сети от удаленных землетрясений. В пределах сети определяются латеральные вариации скорости, а на участках трасс вне сети – средние поправки к скорости на трассах от разных очагов. На распределение вариаций скорости накладывается условие гладкости, а на величины поправок к скорости – условие малости суммы их квадратов. Опробование такой методики на модельных примерах и на реальных данных, полученных на сети станций в Тибете, показало ее преимущество перед стандартным методом томографии.

Ключевые слова: поверхностные волны, томография.

PACS: 91.30.Jk

1. ВВЕДЕНИЕ

Стандартный метод поверхностно-волновой томографии состоит в восстановлении скорости поверхностной волны (фазовой или групповой) по измеренным скоростям по трассам, пересекающим район исследования по разным направлениям. Определение латеральных вариаций скорости для отдельных периодов позволяет построить “локальные” дисперсионные кривые соответствующей скорости в отдельных точках, а затем, путем одномерной инверсии определить вертикальные скоростные разрезы в этих точках. Но при этом необходимо, чтобы все трассы, по которым измерены скорости поверхностной волны, располагались внутри изучаемого района, а район был бы достаточно густо покрыт трассами во всех его частях. В большинстве исследований используются данные о групповых скоростях на трассах между очагом и станцией, а такие данные могут быть получены в регионах, где имеется достаточно большое число станций и очагов. Примером такого региона является Центральная Азия, где оказывается возможным получить дисперсионные кривые групповой скорости по трассам,

плотно покрывающим этот район [Wu and Levshin, 1994; Ritzwoller, Levshin, 1998; Villasenor et al., 2001; Yanovskaya, Kozevnikov, 2003; Яновская, Кожевников, 2006]. При этом, из-за большого размера района исследований, протяженность трасс велика, и для них можно получить дисперсионные кривые до достаточно больших периодов (150–200 с). Это в свою очередь позволяет по локальным дисперсионным кривым, полученным в результате двумерной томографии, восстанавливать структуру до сравнительно больших глубин (300–400 км) и таким образом судить о строении верхней мантии в регионе. Однако, столь обширный регион, годный для глубинных исследований, фактически является единственным. В большинстве случаев район, характеризующийся высокой сейсмичностью, в котором имеется достаточно густая сеть станций, имеет сравнительно небольшие размеры, и по записям землетрясений в этом районе удастся построить дисперсионные кривые на относительно коротких трассах, что не дает возможность расширить диапазон периодов в сторону их увеличения. В результате при применении методов поверхностно-волновой томографии оказы-

вається возможным получать сведения только о строении коры и, возможно, верхов мантии.

С другой стороны, по локальной сети станций можно подобрать данные от удаленных землетрясений в разных азимутах так, чтобы отрезки трасс в пределах сети пересекались в разных направлениях и в целом составили бы конфигурацию, пригодную для томографического восстановления скорости. Но при этом возникает проблема учета времени пробега волн на протяженных участках от эпицентров до области, где расположены станции. В данной работе предлагается именно такая методика, которая может найти применение для изучения глубинного строения мантии в районах с густой сетью станций, и в частности в областях расположения временных станций.

2. МЕТОДИКА

В случае удаленного очага можно считать, что вне группы станций трассы от одного очага к станциям группы практически совпадают до некоторого расстояния L_k (рис. 1). В определенной степени это предположение оправдывается тем, что для конечных частот трасса не является бесконечно тонкой линией, и время пробега по ней определяется средней скоростью внутри некоторой полосы, ширина которой определяется размером зоны Френеля [Spetzler et al., 2001; 2002; Yoshizawa, Kennett, 2000, Ritzwoller et al., 2002; Zhou et al., 2005; Яновская, Манучарова, 2006]. Эти полосы для соседних трасс перекрываются, что нивелирует различия в вариациях скорости вдоль отдельных трасс. Поэтому на этом участке пути для всех трасс можно принять одинаковую среднюю поправку к скорости (или медленности). Обозначим относительную поправку к медленности для k -ого очага $\mu_k = \frac{\delta c_k^{-1}}{c_0^{-1}}$, где c_0 – средняя скорость для всей территории. А на площади, занимаемой группой станций, мы будем уже искать относительную вариацию медленности как функцию координат x, y : $m(x, y) = \frac{\delta c^{-1}(x, y)}{c_0^{-1}}$. Тогда временная невязка поправка на i -ой трассе от k -ого очага относительно модели с постоянной скоростью c_0 будет определяться следующим образом:

$$\delta t_{ki} = \frac{L_k}{c_0} \mu_k \int_{l_{ki}} m(x, y) \frac{ds}{c_0} = \frac{L_k}{c_0} \mu_k + \iint G_{ki}(x, y) m(x, y) dr, \quad (1)$$

где l_{ki} – длина части i -ой трассы, полученной вычетом общей для всех трасс длины L_k из полной трассы (рис. 1), а $G_{ki}(x, y)$ – функция, сингулярная на i -ом луче и равная нулю везде вне луча, причем

$$\iint G_{ki}(x, y) dr = t_{ki}^{(0)} = l_{ki}/c_0.$$

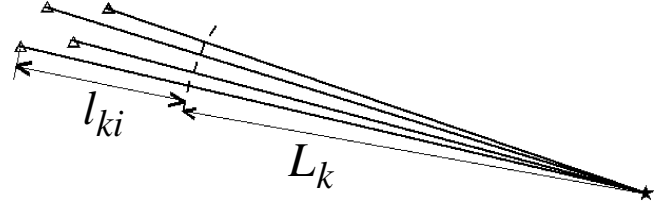


Рис. 1. Схема распространения волны от эпицентра (звездочка) к станциям (треугольники). Определения участков лучей L_k и l_{ki} даны в тексте.

В отличие от обычной томографии появляются новые неизвестные μ_k в выражении связи между временными невязками и вариациями скорости.

Для построения решения необходимо наложить ограничения на неизвестную функцию $m(x, y)$ и на переменные μ_k . На функцию $m(x, y)$ наложим условие гладкости, аналогично принятому в работах [Дитмар, Яновская, 1987; Yanovskaya, Ditmar, 1990]. А относительные невязки к медленности μ_k будем считать малыми. Таким образом это условие это условие может быть записано в виде

$$\iint |\nabla m|^2 dr + \beta \sum_k \mu_k^2 = \min, \quad (2)$$

где β – некоторый коэффициент, указывающий, в каком соотношении должны быть величины $\iint |\nabla m|^2 dr$ и $\sum_k \mu_k^2$. Обе эти величины безразмерные, и соответственно коэффициент β тоже будет безразмерным.

Минимизация (2) при условиях (1) приводит к нахождению абсолютного минимума следующего функционала:

$$\iint |\nabla m|^2 dr + \beta \sum_k \mu_k^2 + \sum_k \lambda_{ki} \times \left[\frac{L_k}{c_0} \mu_k + \iint G_{ki}(x, y) m(x, y) dr - \delta t_{ki} \right] = \min. \quad (3)$$

Как и в работах [Дитмар, Яновская, 1987; Yanovskaya, Ditmar, 1990], примем естественное условие на бесконечности $m = \text{const}$, тогда получим

$$\Delta m = \sum_{ki} \lambda_{ki} G_{ki}(\mathbf{r}), \quad (4a)$$

$$2\beta \mu_k = -\frac{L_k}{c_0} \sum_i \lambda_{ki}. \quad (4b)$$

Из (4a) и условия на бесконечности следует, как и раньше

$$m(\mathbf{r}) = \sum_{k,i} \lambda_{ki} \Psi_{ki}(\mathbf{r}) + C, \quad (5)$$

где

$$\Psi_{ki}(\mathbf{r}) = \int_{l_{ki}} g(\mathbf{r}, \mathbf{r}') \frac{ds'}{c_0} = \iint g(\mathbf{r}, \mathbf{r}') G_{ki}(\mathbf{r}') dr',$$

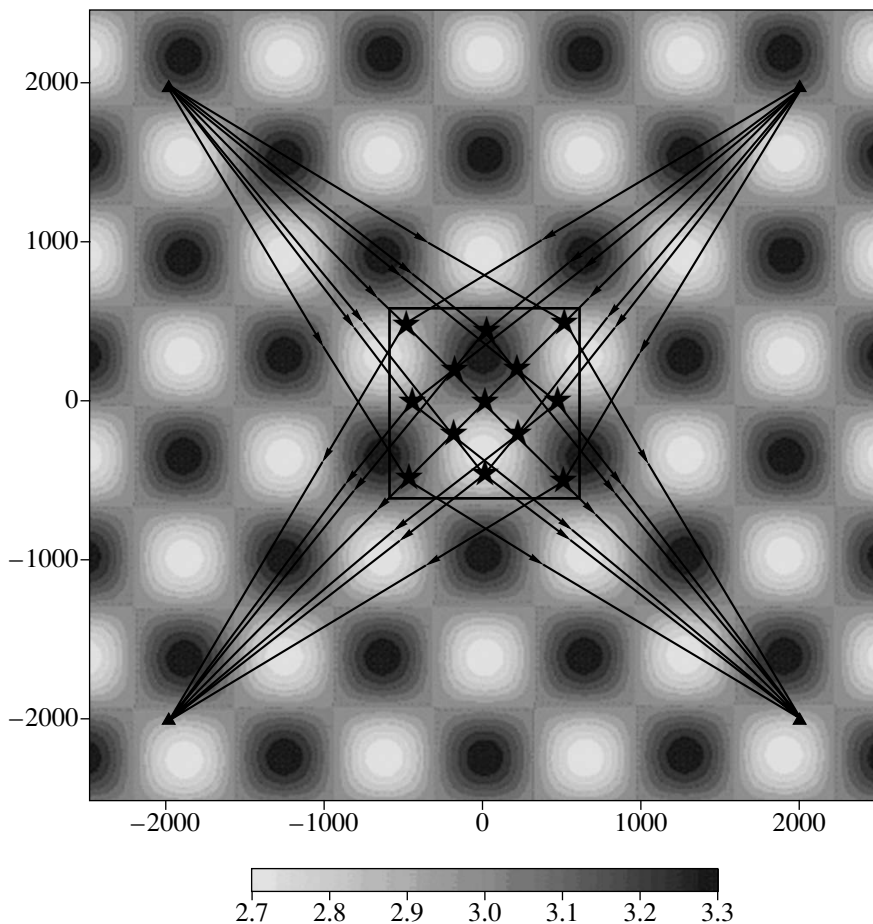


Рис. 2. Модель распределения скорости и система трасс, принятые для тестирования методики. Звездочками обозначены станции, треугольниками – эпицентры и точки на лучах, до которых средние поправки к скорости принимались постоянными. Квадратная область, в которой определялось латеральное распределение скорости, оконтурена жирной линией.

а $g(\mathbf{r}, \mathbf{r}')$ – функция Грина двумерного оператора Лапласа, равная $-\frac{1}{2\pi} \ln|\mathbf{r} - \mathbf{r}'|$ в плоском случае. Сферический случай рассмотрен в работе [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003]. Из условия на бесконечности следует также [Дитмар, Яновская, 1987]:

$$\sum_{k,i} \lambda_{ki} t_{ki}^{(0)} = 0. \quad (6)$$

Подставляя (5) и (4б) в (1), получаем систему уравнений для λ_{ki} и C :

$$\sum_{qj} \lambda_{qj} S_{qj,ki} + C t_{ki}^{(0)} - \frac{L_k^2}{2\beta c_0^2} \sum_i \lambda_{ki} = \delta t_{ki}, \quad (7)$$

где

$$S_{qj,ki} = \int_{l_{ki}} \Psi_{ki}(\mathbf{r}) G_{qj}(\mathbf{r}) \frac{ds}{c_0} = \iint_{l_{qj} l_{ki}} g(s_{qj}, s_{ki}) \frac{ds_{qj} ds_{ki}}{c_0^2}. \quad (8)$$

В этих обозначениях индексы k, q относятся к эпицентрам, а j, i – к трассам от соответствующих эпицентров к j, i станциям. Примем теперь сквозную ну-

мерацию для всех трасс (n от 1 до M), введем матрицу S ($N \times N$), элементы которой определяются формулой (8), и обозначим вектор неизвестных коэффициентов λ_n через Λ . Тогда уравнения (6, 7) в векторной форме можно записать в следующем виде:

$$\left(S - \frac{1}{2\beta} \mathbf{F} \right) \Lambda + C \mathbf{t}_0 = \delta \mathbf{t},$$

$$\Lambda^T \mathbf{t}_0 = 0,$$

где матрица \mathbf{F} имеет следующую структуру:

$$\mathbf{F} = \begin{pmatrix} \mathbf{T}_1 & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{T}_2 & \mathbf{0} & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{T}_3 & \mathbf{0} \\ \dots & \dots & \dots & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \mathbf{0} \end{pmatrix}.$$

Каждая из подматриц \mathbf{T}_k квадратная, имеющая все элементы равным $\frac{L_k^2}{c_0^2}$, и размер каждой из

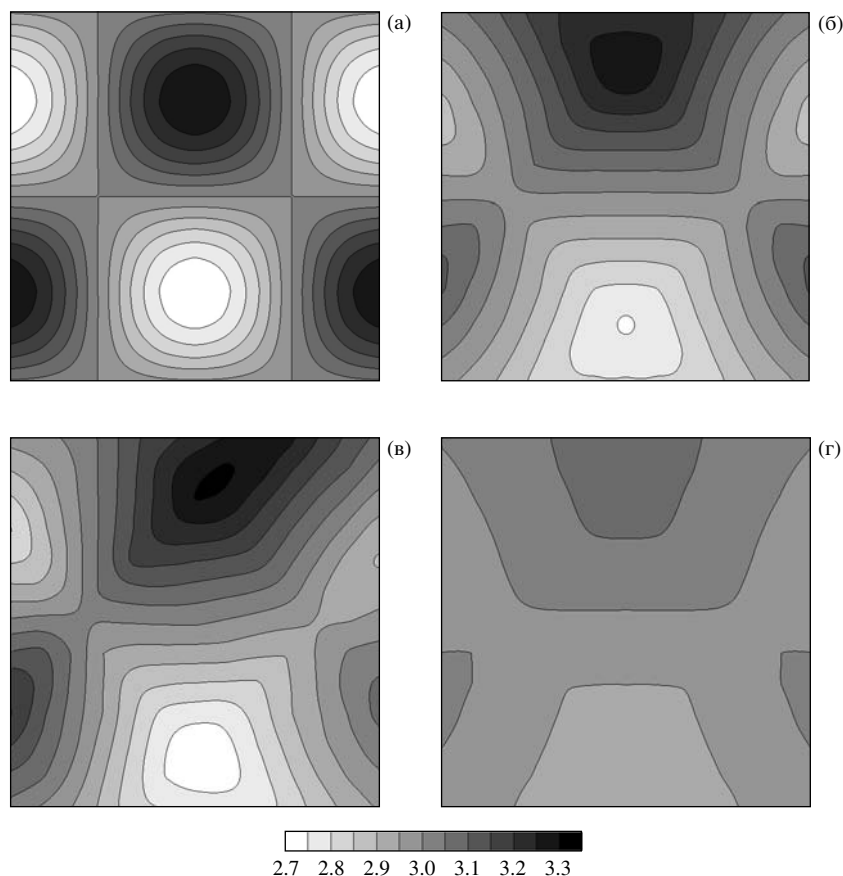


Рис. 3. Исходная модель и решения внутри области, указанной на рис. 2: (а) – модель; (б) – решение, полученное по описанной методике при использовании точных данных; (в) – на данные наложена случайная ошибка со среднеквадратичным отклонением 0.05; (г) – решение, полученное стандартной методикой на основе исходной системы трасс.

этих подматриц равен числу трасс от k -ого эпицентра.

3. МОДЕЛЬНЫЙ ПРИМЕР

Тестирование метода проводилось на ряде моделей, одна из которых изображена на рис. 2. По трассам от четырех эпицентров, помещенных в углы прямоугольной области, к 13-ти станциям, расположенным в центральной части области, были рассчитаны времена пробега волн. Времена вдоль каждой трассы рассчитывались путем усреднения в пределах ширины “зоны влияния”, определяемой длиной волны. В формуле $t = \int_V \frac{ds}{V(x,y)}$ скорость в точке луча $V(x, y)$ принималась не локальной, а усредненной по направлению перпендикулярному лучу в интервале шириной $q = \sqrt{\frac{4\lambda(L-x)x}{3L}}$, где λ – длина волны, x – расстояние от одного из концов луча, L – полная длина луча [Яновская, Манучарова, 2006].

Скорость восстанавливалась внутри квадрата, ограниченного жирной линией на рис. 2. Восстановление проводилось как по точным данным, так и с наложенной случайной ошибкой. Результаты восстановления приведены на рис. 3. Несмотря на небольшое число трасс (52) скорость восстанавливается удовлетворительно, даже в случае, когда данные содержат ошибки.

Вариация величины параметра β в широких пределах (от 1 до 100) в формуле (2) практически не влияет на величину и характер распределения скорости в области станций, но влияет на оцениваемые значения величин μ_k : как и следует ожидать, уменьшение β приводит к увеличению μ_k , но при этом знаки μ_k , определяющие выше или ниже средней оказывается средняя скорость на лучах, выходящих из одного эпицентра, остаются неизменными.

Если применить обычный томографический подход к восстановлению скорости по исходным данным о скоростях на протяженных лучах, то результат восстановления в той же центральной области оказывается сильно сглаженным (рис. 3г).

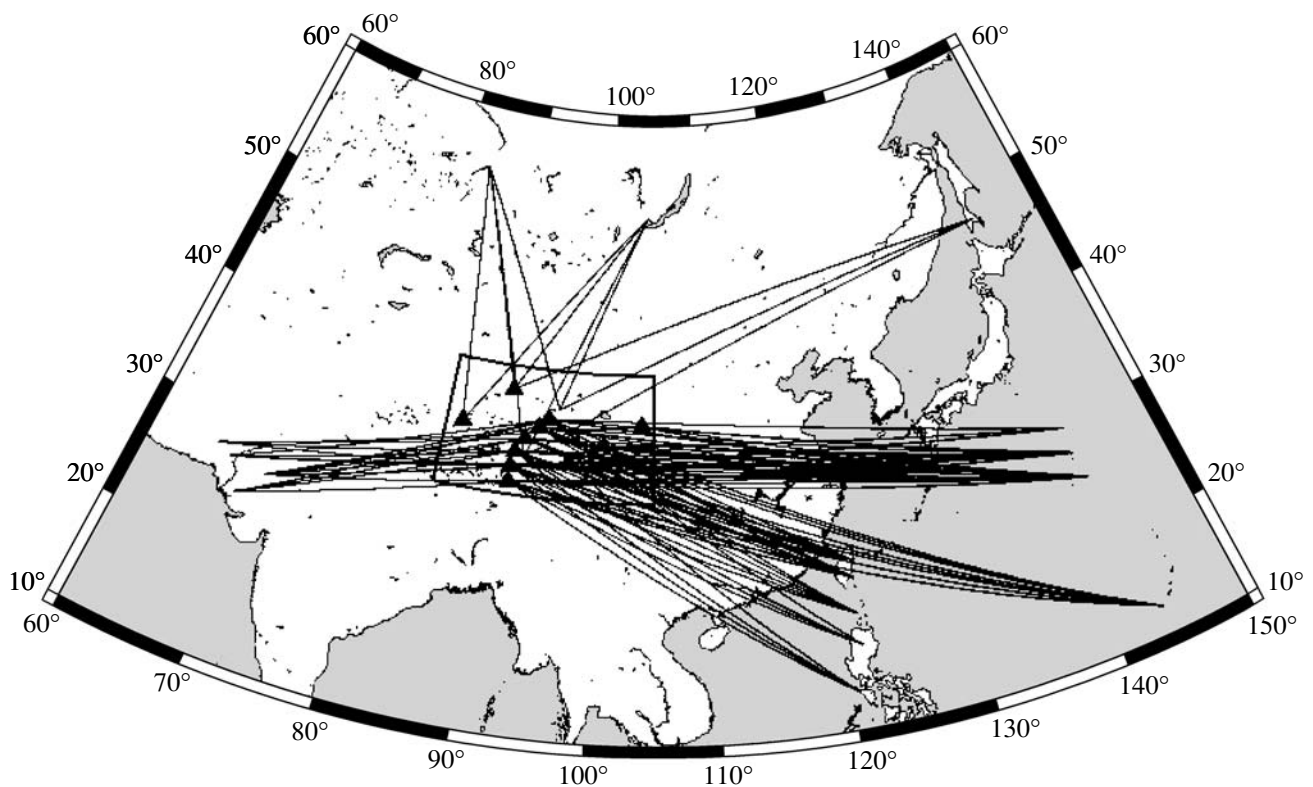
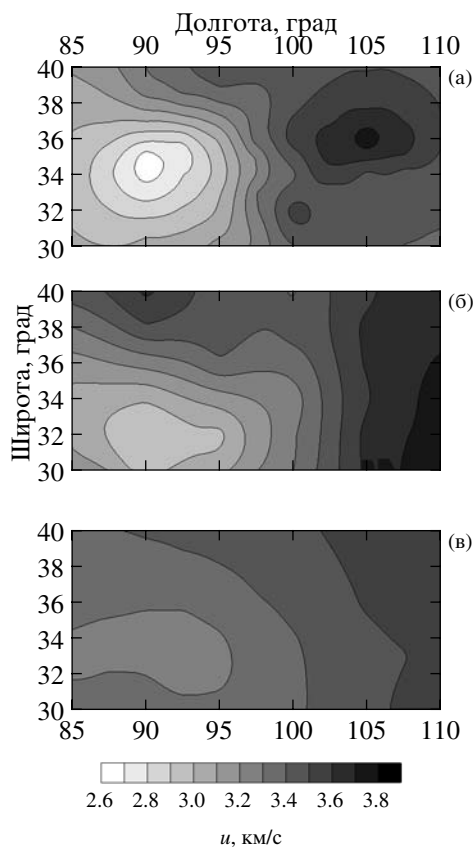


Рис. 4. Система трасс релейских волн для определения латерального распределения скорости в Тибете (область исследования оконтурена прямоугольником). Треугольниками обозначены станции в Тибете.



4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ В ОБЛАСТИ ТИБЕТА

Для проверки того, как методика будет работать на реальных данных, была взята выборка данных о групповых скоростях волн Релея по трассам в Центральной Азии для периода 50 с. Томографическое исследование строения верхней мантии в Азии было выполнено ранее по данным о групповых скоростях по трассам, пересекающим весь Азиатский регион [Яновская, Кожевников, 2006]. В этих исследованиях использовались данные по ~4000 трассам, которые плотно покрывали весь регион. Из этой выборки были взяты только трассы, отвечающие станциям в Тибете (рис. 4). Область, в которой производилось восстановление латеральных вариаций скорости, обозначена прямоугольником на рис. 4.

На рис. 5 изображены результат восстановления скорости по описанной методике (рис. 5а) по

Рис. 5. (а) – решение, полученное на основе данных по трассам, изображенным на рис. 4 с помощью предлагаемого метода; (б) – решение в этой же области, полученное по полному набору данных по ~4000 трасс с помощью стандартной методики, примененной ко всему региону Азии; (в) – решение, полученное с помощью стандартной методики при использовании данных по трассам, изображенным на рис. 4.

данным 114 трасс, латеральное распределение скорости в этой же области по всем трассам (б) из работы [Яновская, Кожевников, 2006], а также такое решение, которое получается по данным этих же 114 трасс, но при использовании стандартного метода (в). Видно, что результат хорошо совпадает с тем, который получен по всем трассам, при этом даже выявляются более отчетливые аномалии скорости. Но если применить обычный метод только к этим 114 трассам, то результат получается гораздо более сглаженным.

5. ВЫВОДЫ

Разработанный метод открывает возможность определения латеральных вариаций глубинного строения в районах повышенной сейсмичности, где имеется достаточно станций, по записям которых от удаленных землетрясений можно получать дисперсионные кривые групповых скоростей поверхностных волн в широком интервале периодов.

Работа поддержана грантом МНТЦ G-1303.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дитмар П.Г., Яновская Т.Б.* Обобщение метода Бейкуса-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.
- Яновская Т.Б., Манучарова Т.Ю.* Учет ширины луча в поверхностно-волновой томографии при использовании групповых скоростей // Вопросы геофизики. Вып. 39. СПбГУ. 2006. С. 3–19.
- Ritzwoller M.H., Levshin A.L.* Eurasian surface wave tomography: group velocities // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 4839–4878.
- Ritzwoller M., Shapiro N., Barmin M., Levshin A.L.* Global surface wave diffraction tomography // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. B12. 2335. doi: 10.1029/2002JB001777.
- Spetzler J. and Snieder R.* The effect of small-scale heterogeneity on the arrival times of waves // Geophys. J. Int. 2001. V. 145. P. 786–796.
- Spetzler J., Trampert J. and Snieder R.* The effect of scattering in surface wave tomography // Geophys. J. Int. 2002. V. 149. P. 755–767.
- Villasenor A., Ritzwoller M.H., Levshin A.L., Barmin M.P., Engdahl E.R., Spakman W., Trampert J.* Shear velocity structure of Central Eurasia from inversion of surface wave velocities // PEPI, 2001. V. 123. (2–4). P. 169–184.
- Wu F.T., Levshin A.L.* Surface wave group velocity tomography of East Asia // PEPI. 1994. V. 84. P. 59–77.
- Yanovskaya T.B., Ditar P.G.* Smoothness criteria in surface wave tomography // Geoph. J. Int. 1990. V. 102. P. 63–72.
- Yoshizawa K. and Kennett B.L.* Determination of the influence zone for surface wave paths // Geophys. J. Int. 2002. V. 149. P. 440–453.
- Zhou Y., Dahlen F.A., Nolet G., Laske G.* Finite-frequency effects in global surface-wave tomography // Geophys. J. Int. 2005. V. 163. P. 1087–1111.