

УДК 550.34

СТРОЕНИЕ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ТИХООКЕАНСКОЙ, СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ И ЕВРАЗИАТСКОЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

© 2009 г. Академик Е. И. Гордеев, С. Я. Дрознина, Н. М. Шапиро

Поступило 28.04.2009 г.

Исследования строения коры и верхней мантии всегда требовали значительных затрат, особенно для морских акваторий. Основными методами изучения строения среды были методы сейсмического просвечивания. Это метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), который позволял получить строение среды, в лучшем случае, в пределах глубин до подошвы земной коры [1–3]. Метод обменных волн с общей глубинной точкой (МОВ ОГТ) ограничен еще меньшими глубинами [4, 5]. Существует метод исследования строения среды с помощью обменных волн на границах земной коры и верхней мантии по записям удаленных землетрясений (так называемый метод “receiver function”), но этот метод позволяет определять строение среды непосредственно под сейсмической станцией, на которой записывается сигнал от землетрясения. Таким образом, исследования строения земной коры и верхней мантии могли проводиться в ограниченных районах и в основном на суше, так как на морских акваториях “receiver function” не применялся из-за отсутствия сейсмических станций, а любой метод сейсмического профилирования требовал использования морских судов и, соответственно, существенных затрат.

В последнее время с развитием наблюдений на широкополосных сейсмических станциях появилась возможность исследовать строение среды до значительных глубин по инверсии дисперсионных кривых для длиннопериодных сейсмических поверхностных волн от сильных землетрясений. Как известно, поверхностные волны обладают дисперсией, которая прямо зависит от слоистой

структуры коры и верхней мантии. Использование этих свойств поверхностных волн позволяет получить интегральные параметры скоростного строения среды вдоль трасс распространения волн от очага землетрясения до сейсмической станции.

Сильное землетрясение на севере Камчатки в апреле 2006 г. ($M_w = 7.6$) позволило по записям окружающих широкополосных сейсмических станций получить строение земной коры и верхней мантии (до глубин 100 км) для таких глобальных структур, как Командорская котловина, Охотоморский блок, Берингийский блок, Камчатка и континентальная часть Северо-Американской тектонической плиты.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОД ИНВЕРСИИ ДИСПЕРСИОННЫХ КРИВЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

20 апреля 2006 г. землетрясение с магнитудой 7.6 произошло в северной части Камчатки (Корякия). В течение месяца в эпицентральной зоне был зарегистрирован 21 афтершок с магнитудой 5 и более. Главное событие, названное Олюторским землетрясением, было сильнейшим в этом районе за все время инструментальных наблюдений [6]. Уникальное положение эпицентра землетрясения, хорошее окружение широкополосными сейсмическими станциями, наличие большого количества сильных афтершоков и поверхностное расположение гипоцентров как главного события, так и афтершоков позволили использовать записи поверхностных волн для построения скоростной структуры среды до глубин 100 км по трассам, пересекающим основные тектонические структуры в зоне взаимодействия Тихоокеанской, Северо-Американской и Евразийской литосферных плит (рис. 1).

Дисперсионные кривые групповых скоростей основных мод волн Рэлея и Лява вычислялись по записям Олюторского землетрясения и его сильнейших афтершоков на широкополосных сей-

*Институт вулканологии и сейсмологии
Дальневосточного отделения Российской Академии наук,
Петропавловск-Камчатский*

*Камчатский филиал Геофизической службы
Российской Академии наук,
Петропавловск-Камчатский*

Институт физики Земли, Париж, Франция

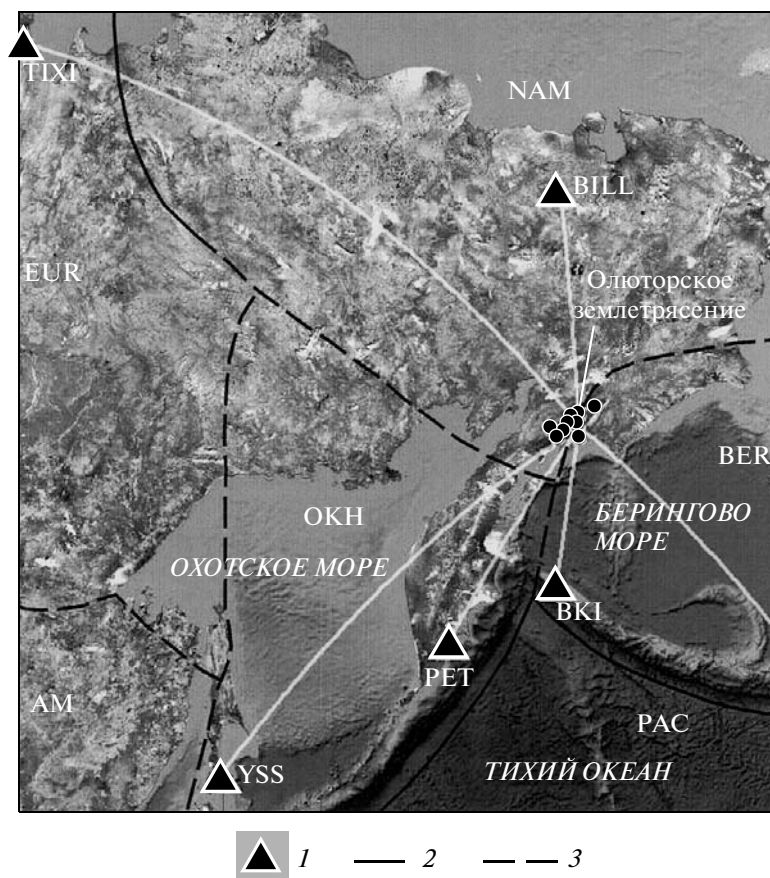


Рис. 1. Карта района исследований с положением эпицентров Олюторского землетрясения и его главных афтершоков. Отмечены границы литосферных плит, трассы сейсмических волн от эпицентра на сейсмические станции, а также основные тектонические структуры. BER – Берингийский блок, EUR – Евразийская плита, ОКН – Охотоморский блок, AM – Амурская плита, NAM – Северо-Американская плита, PAC – Тихоокеанская плита. 1 – сейсмические станции, 2 – границы плит, 3 – предполагаемые границы плит.

сейсмических станциях мировой сети IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology); <http://www.iris.edu>) и сети Камчатского филиала ГС РАН. Всего в работе использовано 9 землетрясений. Групповые скорости волн Рэлея вычислялись методом спектрально-временного анализа сейсмических сигналов на вертикальной компоненте [7–9]. Для каждой трассы получен набор дисперсионных кривых, которые далее усреднялись. При вычислениях групповых скоростей волн Лява использовались записи поверхностных волн на горизонтальных компонентах. Учитывая поляризацию волн Лява, необходимо было перейти от системы координат N–S, E–W к системе с радиальной и трансверсальной компонентами. Групповые скорости волн Лява вычислялись методом спектрально-временного анализа сейсмических сигналов на трансверсальной компоненте. Далее, так же как и для волн Рэлея, усреднялись дисперсионные кривые, полученные для одной трассы.

Скоростной разрез поперечных волн выполнен с помощью инверсии дисперсионных кривых методом Монте-Карло [10]. Разрез строился совместно по двум типам волн: по данным волн Рэлея и по данным волн Лява. В начальной модели было задано шесть слоев: три слоя в коре и три слоя в мантии. Для океанических трасс добавлялся верхний слой воды. Значения толщины слоев и скоростей в них взяты из модели, полученной для Камчатки в работе [11]. В процессе инверсии изменялись скорости поперечных волн и глубина слоев. При этом было принято, что отношение скоростей продольных и поперечных волн в каждом слое не меняется и составляет 1.73. Для каждой трассы просчитано более 40 000 моделей и найдено 2000 моделей, удовлетворяющих наблюдаемым данным. Этот набор приемлемых моделей использовался для оценки неопределенности инверсии дисперсионных кривых. Таким образом, были определены средние значения скоро-

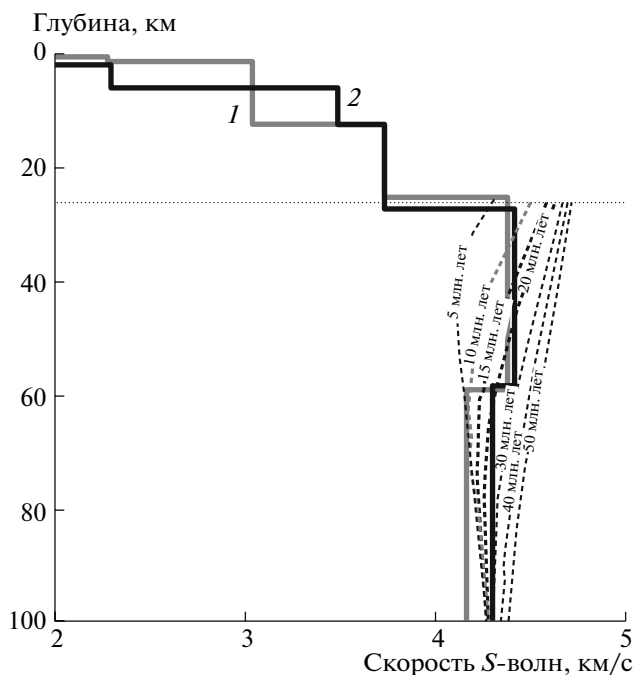


Рис. 2. Строение земной коры и верхней мантии по скоростям поперечных сейсмических волн для Берингийского (1) и Охотоморского (2) блоков. Штриховыми линиями показаны профили скоростей поперечных сейсмических волн, вычисленные для модели остывающего полупространства на океанической литосфере различных возрастов.

стей поперечных волн в каждом слое и глубина границ слоев.

СТРОЕНИЕ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Охотоморский блок и Берингово море. Окраинные моря по принятым геологическим представлениям являются зонами растяжения (раскрытия). Охотское и Берингово моря являются типичными окраинными котловинными морями. На рис. 2 показаны скоростные структуры по трассам, пересекающим Берингово море (эпицентр—ADK) и Охотское море (эпицентр—YSS). Осадочный слой как в Беринговом море, так и в Охотском имеет один и тот же диапазон скоростей поперечных волн ($V_{\max} = 2.3$ км/с), но толщина осадочного слоя в Охотском море значительно больше (2 км). Второй слой, который, возможно, состоит из консолидированных осадков, имеет диапазон скоростей 2.3–3.04 км/с для Берингова моря и 2.3–3.5 км/с для Охотского моря. Толщина этого слоя опять же значительно больше для Охотского моря (6 км) по сравнению с Беринговым морем (2 км). Такое различие в скоростях и толщине осадочных слоев может быть связано с тем, что возраст Охотоморского блока

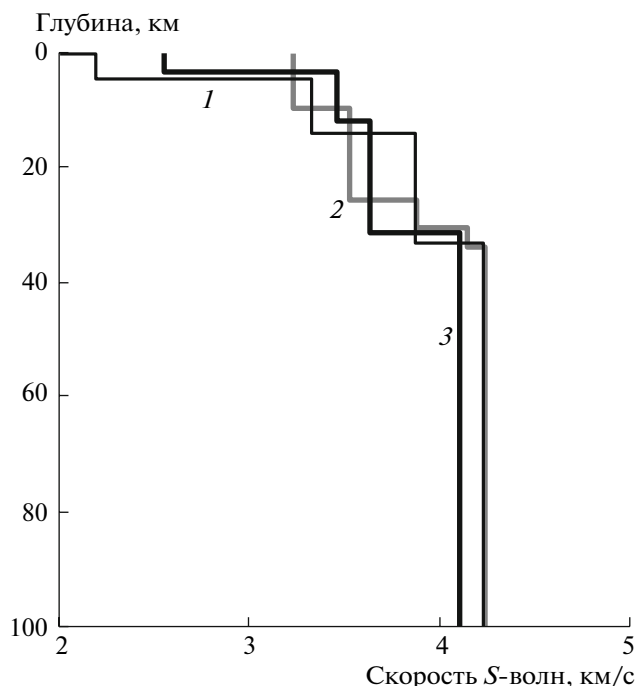


Рис. 3. Строение земной коры и верхней мантии по скоростям поперечных сейсмических волн для Северо-Американской плиты по трассам на Билибино (1) и Тикси (2), а также для Камчатки (3).

значительно больше, чем возраст Берингийского блока. Так называемая граница Конрада (условная граница между гранитным и базальтовым слоями земной коры) находится на одной и той же глубине (12.5 км) для обеих провинций. Толщина земной коры также одинакова и составляет 25–27 км, что соответствует переходному типу земной коры от океанической к континентальной. Диапазон скоростей поперечных сейсмических волн в коре также одинаков и составляет 3.7–4.4 км/с. В диапазоне глубин 25–60 км скорость поперечных сейсмических волн 4.4 км/с, что соответствует верхней литосфере с повышенной жесткостью. Интерес представляет пониженное значение скоростей до 4.2–4.3 км/с на глубинах более 60 км. Это означает наличие разогретого вещества в верхней мантии (60–100 км).

Северо-Американская плита и Камчатка. На трассах, пересекающих Северо-Американскую плиту (эпицентр—BILL и эпицентр—TIXI), отмечается некоторая разница в приповерхностном строении. В то время как на трассе, пересекающей Чукотский полуостров (кривая 1 на рис. 3), явно выделяется осадочный слой толщиной в 4 км со скоростями 2.2–3.3 км/с, на трассе до Тикси (TIXI) (кривая 2 на рис. 3) осадочный слой не существует и верхний слой толщиной 10 км состоит, скорее всего, из гранитов со ско-

ростями поперечных сейсмических волн 3.2 км/с. Граница между гранитным и базальтовым слоями для трассы на Билибино (BILL) находится на глубине 14 км. Толщина коры для обеих трасс почти одинакова (31 и 33 км), и скорости в верхней мантии (до 100 км) составляют 4.2 км/с. Такие относительно низкие значения скоростей поперечных волн свидетельствуют о том, что эта континентальная часть Северо-Американской плиты еще не сформировалась окончательно и имеет достаточно молодую историю тектонической активности.

Строение земной коры и верхней мантии по трассе, пересекающей Камчатку (эпицентр—РЕТ), практически совпадает со строением по трассам, пересекающим Северо-Американскую плиту. Слой толщиной 2.5 км и со скоростями 2.5–3.4 км/с (кривая 3 на рис. 3), скорее всего, представляет собой вулканогенные осадки. Толщина коры практически такая же (32 км), как и на трассах на Билибино и Тикси. Глубже 30 км скорости составляют 4.1 км/с.

Подобные значения толщины коры для Камчатки были получены с использованием дисперсии поверхностных волн по записям широкополосной станции “Петропавловск” (РЕТ) от землетрясений на Камчатке [11] и с применением обменных волн (метод “receiver function”) по записям от удаленных землетрясений на нескольких широкополосных станциях на территории Камчатки [12].

Командорская котловина. На рис. 4 представлен скоростной разрез по трассе через Командорскую котловину (эпицентр—ВКИ). Толщина коры составляет 17 км, что отвечает океаническому типу коры. Промежуточные слои на глубинах 2.5 км (скорости до 2.45 км/с) и 5 км (скорости 2.45–3.6 км/с), скорее всего, состоят из осадков разного возраста. Повышенные скорости в диапазоне глубин 17–40 км (скорость 4.5 км/с) соответствуют жесткой литосфере, а понижение скоростей до 4.1 км/с глубже 40 км вызвано разогретой вязкой литосферой. Таким образом, толщина коры и скоростная структура Командорской котловины соответствуют океанической коре.

Мы сравнили скоростную структуру поперечных сейсмических волн, полученную для Командорской котловины, с теоретическими профилями скоростей, вычисленными для океанической литосферы различных возрастов. Чтобы получить такие профили, необходимо преобразовать геотермальные профили, вычисленные для модели остывающего полупространства, в профили скоростей поперечных волн [13]. Для преобразования применялся метод [14], в котором используется осредненная по составу модель океаниче-

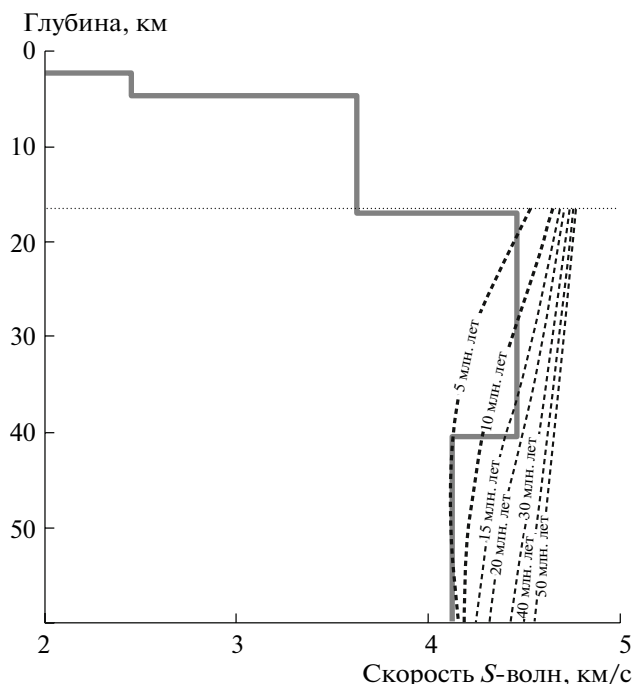


Рис. 4. Строение земной коры и верхней мантии по скоростям поперечных сейсмических волн для Командорской котловины. Штриховыми линиями показаны профили скоростей поперечных сейсмических волн, вычисленные для модели остывающего полупространства на океанической литосфере различных возрастов.

ской верхней мантии и термомеханические свойства основных мантийных минералов. Полученные профили скоростей поперечных сейсмических волн показаны на рис. 4 штриховыми линиями. Сравнение скоростной структуры, полученной по инверсии дисперсионных кривых, и теоретических профилей показывает, что возраст верхней мантии под Командорской котловиной является сравнительно молодым и составляет 5–10 млн. лет. Подобные оценки теоретических профилей поперечных сейсмических волн для Берингова и Охотского морей представлены на рис. 2 штриховыми линиями. Сравнение экспериментальных и теоретических скоростных профилей показывает, что возраст верхней мантии под Беринговым морем меньше, чем под Охотским морем, и составляет 10–15 млн. лет по сравнению с 20 млн. лет для Охотского блока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берзон И.С. Сейсмическая разведка вертикально-слоистых сред фундамента. М.: Недра, 1977. 320 с.
2. Гамбурцев Г.А. Основы сейсморазведки. М.: Гостехиздат, 1959. 378 с.
3. Ризниченко Ю.В. Сейсморазведка слоистых сред. М.: Недра, 1985. 184 с.

4. *Мешбей В.И.* Сейсморазведка методом общей глубинной точки. М.: Недра, 1973. 152 с.
5. *Пузырев Н.Н., Тригубов Ф.В., Бродов Л.Ю. и др.* Сейсмическая разведка методом поперечных и обменных волн. М.: Недра, 1985. 277 с.
6. *Рогожин Е.А., Гордеев Е.И., Чебров В.Н.* // Физика Земли. 2007. № 2. С. 12–20.
7. *Dziewonski A.M., Bloch S., Landisman N.* // Bull. Seism. Soc. Amer. 1969. V. 59. P. 427–444.
8. *Herrmann R.B.* Computer Programs in Seismology. V. 4. Surface Waves Inversion. Missouri: Saint Luis Univ., 1987.
9. *Levshin A.L., Yanovskaja T.B., Lander A.V. et al.* In: Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth. Kluwer Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1989. P. 131–182.
10. *Shapiro N.M., Campillo M., Paul A. et al.* // Geophys. J. Intern. 1997. V. 128. P. 151–166.
11. *Shapiro N.M., Gorbатов A.V., Gordeev E.I., Dominguez J.* // Earth Planets Space. 2000. V. 52. P. 573–577.
12. *Levin V., Park J., Brandon M. et al.* // Tectonophysics. 2002. V. 358. P. 233–265.
13. *Stein C.A., Stein S.* // Nature. 1992. V. 359. P. 123–129.
14. *Shapiro N.M., Ritzwoller M.H.* // Geophys. J. Intern. 2004. V. 157. doi: 10.1111/j.1365–246X.2004.02254.x.