

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХОВ МАНТИИ ВДОЛЬ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ ПО ТЕЛЕСЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2012 г. Л. В. Ананьин, В. В. Мордвинова

Представлено академиком Г.С. Голицыным 31.12.2011 г.

Поступило 23.12.2011 г.

Для изучения сложной в тектоническом отношении Байкальской рифтовой системы особенно важным является получение детальных сведений о скоростной структуре ее коры и самой верхней мантии. Такие сведения в настоящее время могут быть получены не только методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), но и телесейсмическим методом приемной функции продольных волн (receiver function P-to-S), анализ волновых форм в котором основан на некоторых приемах сейсморазведки, но используются записи сильных далеких землетрясений [1, 2]. Благодаря чувствительности обменных поперечных сейсмических волн к скоростным неоднородностям на различных глубинах данный подход хорошо зарекомендовал себя при исследовании скоростной структуры по записям временных станций на юге Сибири и в Монголии [3, 4].

В прошедшее десятилетие после перевода стационарной Байкальской сейсмической сети на цифровую регистрацию в Прибайкалье и Забайкалье накоплен богатый материал наблюдений, пригодный для исследования среды в районах сейсмостанций (рис. 1). Долговременные наблюдения постоянных станций могут конкурировать с краткосрочными сейсмическими экспериментами по количеству записей сильных далеких землетрясений, обеспечивая большую надежность получаемых на их базе скоростных моделей. В настоящей работе по этим данным методом функции приемника определены одномерные модели скоростей распространения S -волн до глубины 70 км. На основе одномерных моделей $V_S(h)$ вдоль протяженной Байкальской рифтовой системы на участках более плотного размещения станций построены двумерные модели — V_S -разрезы.

Для этого приемные функции продольных волн, формируемые обменными SV -волнами в

районе наблюдения, выделены нами на каждой станции Байкальской сети из записей землетрясений с магнитудой более 6.0, приходящих с расстояний 3000–9000 км. Принимая во внимание чрезвычайную сложность геоморфологии исследуемого региона и вероятное существование сейсмической азимутальной анизотропии не только в мантии, но и в земной коре [5], мы использовали записи далеких землетрясений с северо-восточного и юго-западного направлений. Таким образом, в работе анализировались только записи землетрясений, дающие возможность прозондировать скоростную структуру примерно под линиями станций, т.е. вдоль рифтовой зоны (рис. 1). Суммирование функций приемника с двух противоположных направлений нивелирует влияние нерегулярных неоднородностей, усиливая вклад основных особенностей строения в формирование волновых форм.

С помощью программы инверсии функций приемника, разработанной Г.Л. Косаревым [2], по выделенным приемным функциям восстановлены одномерные скоростные разрезы поперечных волн, $V_S(h)$. Детальность полученных скоростных моделей определяется их параметризацией, разработанной нами на основе численного моделирования [3]. Эксперименты с числовыми моделями показали, что оптимальным при восстановлении скоростных разрезов является разбиение зондируемой структуры в пределах земной коры на элементарные слои не толще 1 км. Для большей точности определения глубины коромантийной границы и ее характера (резкая или градиентная) в предполагаемых верхних 5–10 км мантии толщина элементарных слоев также близка 1 км. Далее в верхней мантии шаг по глубине может составлять 5 км и больше.

В качестве первого приближения в процедуре инверсии во всех случаях использована одна и та же сглаженная функция скорости $V_0(h)$, рассчитанная по осредненным результатам работ методом ГСЗ в Саяно-Байкальской горной области [6]. Согласно ГСЗ средняя скорость продольных

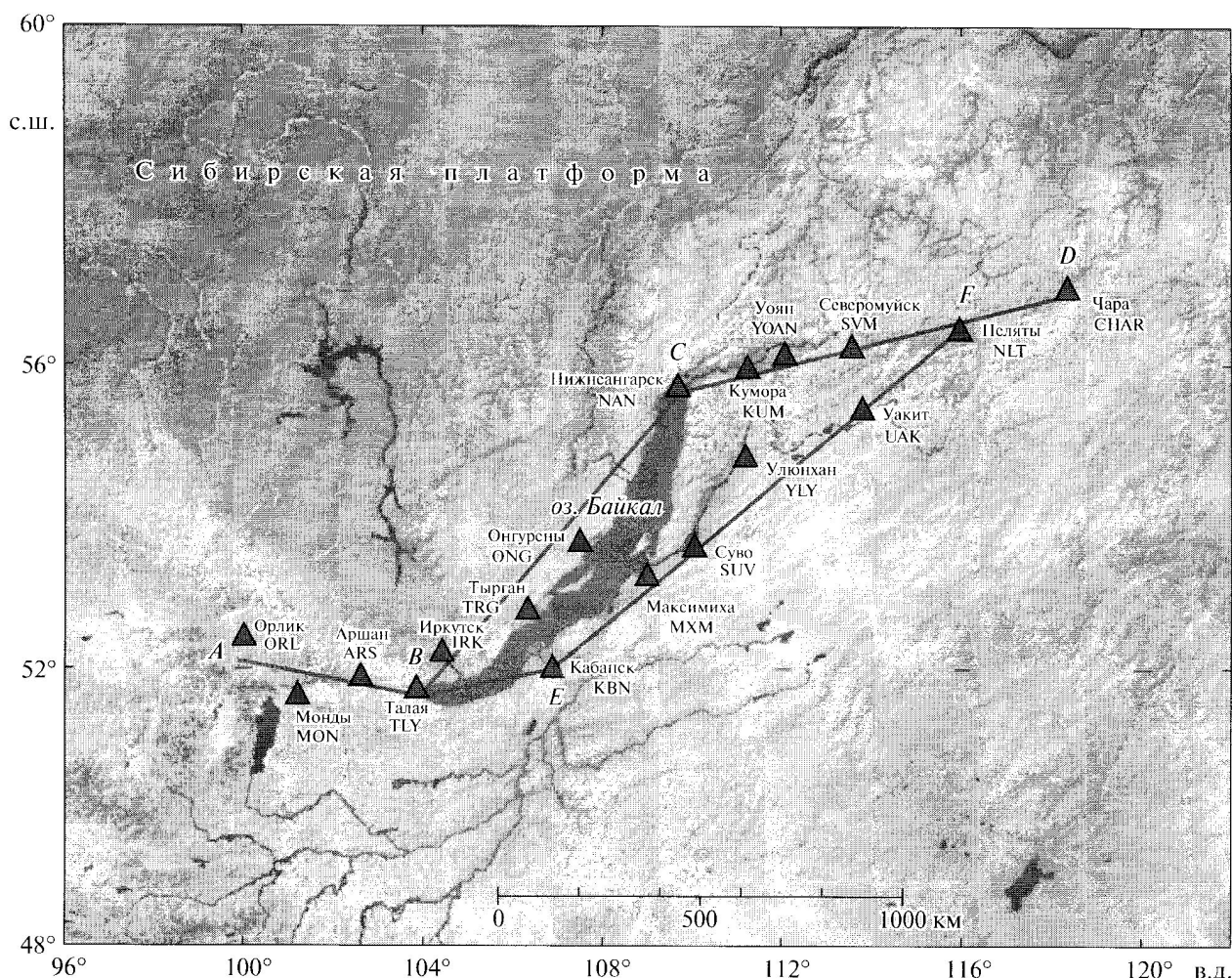


Рис. 1. Станции стационарной Байкальской сейсмической сети, участвующие в эксперименте. Место расположения станций обозначено треугольниками и принятой в работе латинской кодировкой; отрезки прямых, обозначенные латинскими буквами, соответствуют основному направлению блоков скоростных разрезов.

волн для земной коры в первом приближении задана равной 6.4 км/с, поперечных — 3.7 км/с. Мантийная скорость P -волн под корой принята равной 8.0 км/с, отношение $V_P/V_S = 1.80$. С помощью сплайна, использующего метод линейной интерполяции, по восстановленным одномерным станционным моделям $V_S(h)$ построены двумерные модели скоростной структуры (рис. 2). Модели состоят из нескольких блоков, каждый из которых сформирован одномерными V_S -моделями для станций, наименее удаленных от направления блока (см. рис. 1). Горизонтальное разрешение двумерных моделей, к сожалению, меняется вдоль профиля в зависимости от межстанционного расстояния.

Поскольку сеймостанции Байкальской сети удалены друг от друга на значительные расстояния (50–150 км) и каждая расположена в особых морфологических и тектонических условиях, то,

как и следовало ожидать, даже на соседних станциях наблюдаются существенные различия в моделях глубинной структуры. Однако отмечается и их принципиальное сходство. Впервые в нашей практике исследований вдоль профиля получена практически ровная граница Мохо на глубине 40 км, четко обозначившаяся сгущением изолиний 4.1–4.3 км/с. В отличие от этого, например, толщина коры вдоль 1000-километрового профиля MOBIL_2003 [4], протянувшегося от юга Сибирской платформы до Гоби-Алтая и пересекающего существенно различные тектонические структуры, изменяется от 36 до 59 км. По-видимому, при совпадении направления сейсмических лучей с линиями станций приходящие на станции вдоль рифтовой зоны сейсмические волны, как правило, не пересекают границы Мохо ни под плечами рифта с утолщенной корой, ни под центрами рифтовых впадин, где вероятны и утонение коры, и градиентный переход от мантии к коре [7].

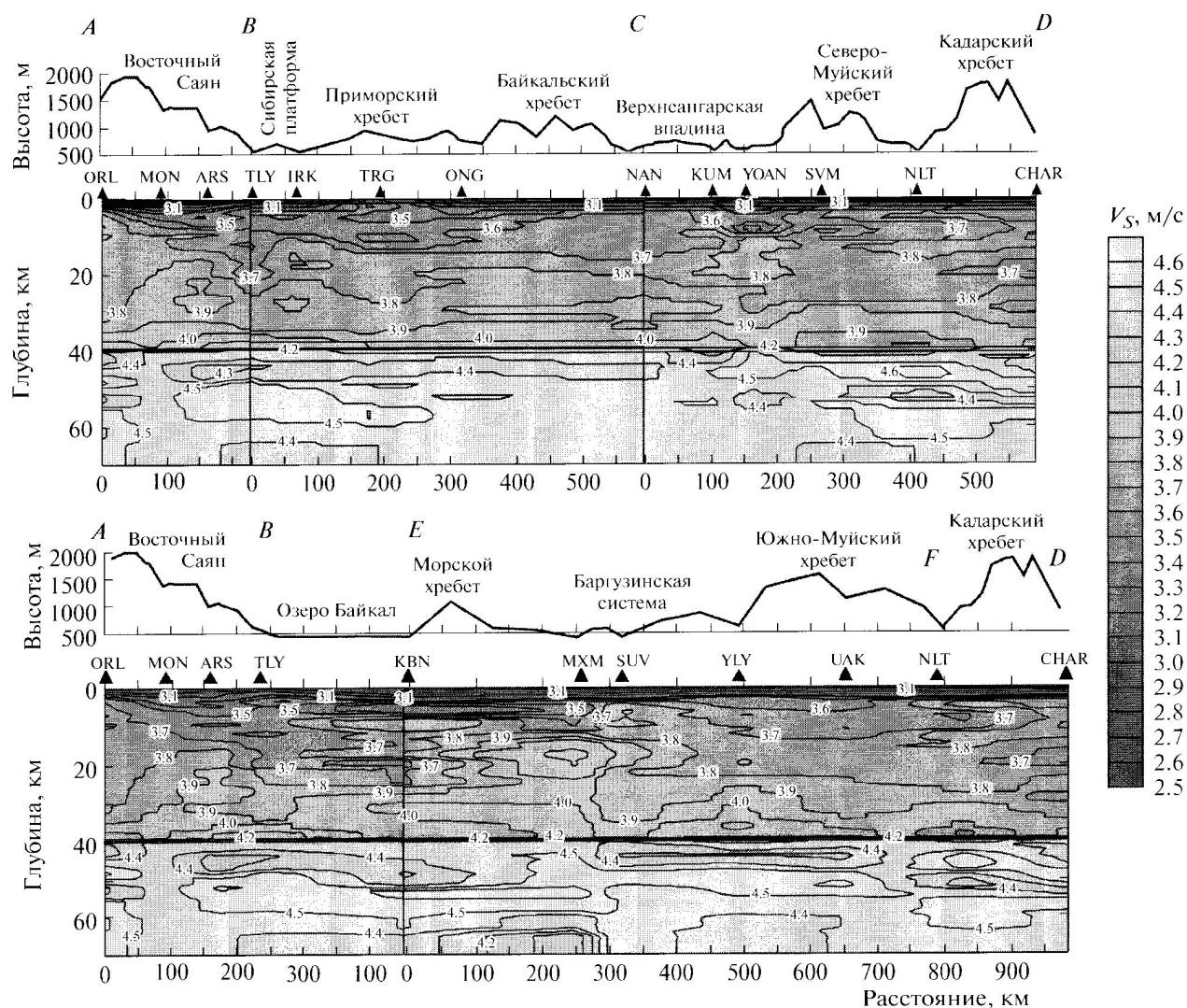


Рис. 2. Двумерные V_S -разрезы и топография вдоль Байкальской рифтовой системы. Треугольниками с соответствующими кодами отмечены позиции сейсмостанций; изолинии в интервале скоростей от 2.0 до 4.6 км/с проведены с шагом 0.1 км/с.

В верхней части двумерных моделей V_S -структура в некоторой степени отвечает представлению о разломно-блоковом строении коры Байкальской рифтовой зоны, основанном на системе поверхностных разломов [8]. В верхнем горизонте низкие скорости соответствуют провисшей кровле коры во впадинах, заполненных аккумулярованными осадками. Более высокие скорости относятся к межвпадинным перемышкам. Мощные низкоскоростные линзы до глубины 15 км и более могут соответствовать гранитоидам, развитым практически повсеместно вдоль рифта, что подтверждается «зеркальным отражением» рельефа в скоростных разрезах и плотностными моделями верхней части коры, рассчитанными по гравиметрическим данным [9]. Наиболее низкоскоростной является верхняя половина земной коры

блока AB (под Восточным Саяном). В плане это, по-видимому, довольно изометричная область, так как она имеет подобную конфигурацию вдоль субмеридионального разреза MOBAL_2003, построенного по записям юго-восточных землетрясений, сделанным временными станциями [4]. На примере надежной модели скоростной структуры этого блока можно сделать вывод об изостатической компенсации рельефа не на коромантийной границе, а в средней коре, что указывает на повышение пластичности земной коры начиная со скорости поперечных волн около 3.8 км/с.

В блоке модели CD на верхнем разрезе обращает на себя внимание высокоскоростная область ($V_S > 3.8$ км/с) в средней части коры под станцией YOAN, контактирующая с низкоскоростной ($V_S < 3.6$ км/с) областью в верхней части коры.

Подчеркнем, что участок Кумора—Уоян—Северомуйск (KUM—SVM) в нашем исследовании заслуживает особого внимания. Это один из редких пока случаев, когда относительная густота расположения стационарных сейсмостанций и направление используемых сейсмических лучей позволяют сравнить скоростные разрезы телесейсмического и локального методов (функции приемника и ГСЗ) не только в среднем, но и в деталях. Результаты ГСЗ по продольным волнам вдоль этого профиля через Верхнеангарскую рифтовую впадину хорошо известны [10]. Изолинии нашего S -скоростного разреза в верхних 20 км на этом участке модели практически повторяют изолинии V_p -волн по ГСЗ. На глубине 8–12 км, где по серии отражающих площадок по данным ГСЗ—ОГТ предполагается довольно круто падающий разлом, на V_S -разрезе (рис. 2) есть соответствующий излом изолинии (3.6 км/с). Общей чертой в моделях V_p (ГСЗ—ОГТ) и V_S (функции приемника) является и выпуклый по направлению к дневной поверхности коромантийный раздел с пониженной скоростью под ним в первых километрах мантии.

Мантийная часть V_S -разреза состоит из чередующихся высокоскоростных и низкоскоростных слоев на фоне нормальной мантийной скорости ($V_S = 4.45$ км/с, $V_p = 8.0$ км/с). Данные скоростные модели позволили нам впервые выявить линейные структуры в верхней мантии, которые могут участвовать в накоплении и передаче флюидов и/или в плутоническом магматизме [11].

Томографические модели, построенные по невязкам времен пробега сейсмических волн, как правило, дают самую общую, осредненную информацию о глубинах, явно недостаточную для исчерпывающего исследования современных процессов рифтогенеза. Полученные в работе сравнительно детальные двумерные разрезы обеспечивают дополнительную информацию о глубинах.

К сожалению, приходится признать, что это все еще фрагментарные сведения, которых также недостаточно, чтобы представить полную картину скоростного строения региона и делать на их основе адекватные геодинамические выводы. Ступение пунктов наблюдения и оснащение сети широкополосными станциями могли бы благоприятствовать получению более полных сведений о глубинном строении.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ 12–05–01024а, ОНЗ № 7.4 СО РАН, междисциплинарный интеграционный проект СО РАН № 111.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Vinnik L.P. // Phys. Earth and Planet. Inter. 1977. V. 15. P. 39–45.
2. Kosarev G.L., Petersen N.V., Vinnik L.P., et al. // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. № B3. P. 4437–4448.
3. Мордвинова В.В., Артемьев А.А. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 887–904.
4. Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т. и др. // Физика Земли. 2007. № 2. С. 11–22.
5. Гольдин С.В. Сейсмические волны в анизотропных средах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 375 с.
6. Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S-волнах / Под ред. Н.Н. Пузырева. Новосибирск: Наука, 1993. 199 с.
7. Ананьин Л.В., Мордвинова В.В., Гоць М.Ф. и др. // ДАН. 2009. Т. 428. № 2. С. 211–214.
8. Sherman S.I., Dem'yanovich V.M., Lysak S.V. // Tectonophysics. 2004. V. 380. P. 261–272.
9. Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V., Ananyin L.V. Large Igneous Provinces of Asia: Mantle Plumes and Metallogeny. Abstr. vol. Irkutsk: Petrographica, 2011. P. 281–283.
10. Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Селезнев В.С. и др. // Геология и геофизика. 1990. № 7. С. 17–27.
11. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. // ДАН. 2008. Т. 420. № 2. С. 239–242.