

СТРУКТУРА МАНТИИ И ПРОЦЕССЫ В ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

© 2022 г. Л. П. Винник¹, *, С. И. Орешин¹, Л. И. Макеева¹,
В. В. Мордвинова², Л. Р. Цыдыпова³

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

³Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

*E-mail: vinnik@ifz.ru

Поступила в редакцию 18.04.2022 г.

После доработки 13.05.2022 г.

Принята к публикации 13.05.2022 г.

С помощью *PRF* (приемных функций *P*-волн) для группы 10 стационарных сейсмических станций исследована скоростная структура мантии Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), которая представляет одну из самых активных континентальных рифтовых зон мира. К особенностям мантии БРЗ принадлежит вулканизм кайнозойского возраста в юго-западной части района, исчезающий в центральной и северо-восточной частях. Анализ сейсмических данных обнаруживает и другие признаки значительной латеральной неоднородности мантии БРЗ. На половине станций на глубине около 330 км наблюдается резкое возрастание скорости поперечных волн, сходное по описаниям с так называемой границей “X” или “300-км” границей. В центральном и северо-восточном районе на глубинах приблизительно от 350 до 410 км выделяется ярко выраженный слой низкой скорости поперечных волн, который практически отсутствует в юго-западной части БРЗ. Происхождение этого слоя, по-видимому, связано с процессом подъема и дегидратации вадслеита в переходной зоне мантии. На глубинах от 500–600 до 660 км в центральном и северо-восточном районе БРЗ обнаружен еще один хорошо выраженный низкоскоростной слой, который можно объяснить накоплением гарнетита в процессе субдукции Тихоокеанской литосферы. Этот слой относительно слабо выделяется в юго-западном районе. Разность времени пробега волн P_{660s} и P_{410s} (дифференциальное время) в юго-западном районе БРЗ (23.5 с) близко к величине для стандартной модели IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991]. В центральном и северо-восточном районах наблюдаемое дифференциальное время больше номинального времени на 1.0 с. Увеличение дифференциального времени можно связать с охлаждением или гидратацией переходной зоны плитами погруженной океанической литосферы. Полученные сейсмические данные позволяют предположить, что в мантийных процессах в центральном и северо-восточном сегменте БРЗ большая роль принадлежит процессам гидратации и дегидратации, но эта роль сравнительно мала в юго-западном районе.

Ключевые слова: переходная зона мантии, 300-км граница, субдукция, гарнетит, обменные волны, приемные функции.

DOI: 10.31857/S000233372206014X

ВВЕДЕНИЕ

Байкальская рифтовая зона (БРЗ), расположенная между Сибирским кратоном и Саяно-Монгольским складчатым поясом (рис. 1), представляет уникальное природное образование. Она принадлежит к числу наиболее активных континентальных рифтов. Озеро Байкал, занимающее около трети территории БРЗ, считается самым глубоким в мире (1620 м). Происхождение БРЗ имеет дискуссионный характер. Для понимания геодинамических процессов в БРЗ предпринимались неоднократные попытки исследовать структуру подстилающей мантии (например,

[Zhao et al., 2006]), но с переменным успехом. Ряд исследователей, (например, авторы работы [Zorin et al., 1993]) интерпретировали молодой вулканизм на территории БРЗ как эффект мантийного плюма. Другие, (в частности, авторы работы [Molnar, Tarronnier, 1975], связывали) происхождение БРЗ с воздействием отдаленных процессов, таких как столкновение Индии с Евразией.

Авторы работы [Liu, Gao, 2006] для решения этого вопроса использовали приемные функции продольных волн (*PRF*) далеких землетрясений, записанных сейсмической станцией TLY на юго-западе БРЗ (рис. 1). При этом был сделан вывод,

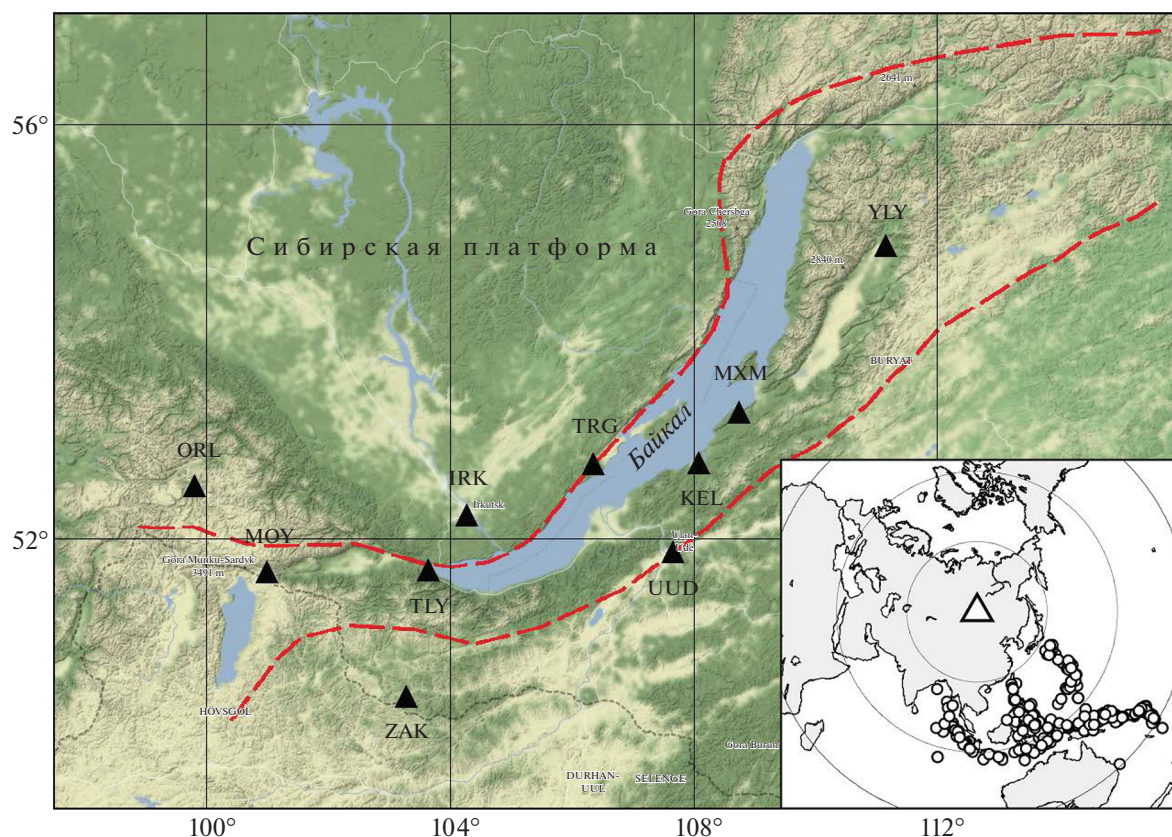


Рис. 1. Карта Байкальской рифтовой зоны с сейсмическими станциями (треугольники) и эпицентрами использованных землетрясений (вставка). Штриховыми линиями показана граница БРЗ.

что 410-км сейсмическая граница (верхняя граница переходной зоны) поднята в районе TLY относительно номинального значения (410 км) на 47 км. При идентификации сейсмических фаз P_{410s} или P_{660s} в качестве проходящих обменных волн P_s принимались колебания с наибольшей амплитудой в окне шириной 7 с и центром на теоретическом времени вступления волны P_{410s} или P_{660s} (IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991]). Насколько велико возможное отличие теоретического времени в модели IASP91 от реального времени и относятся ли выделенные таким способом колебания к сигналу или шуму остается не вполне ясным. Неизвестна также топография глубоких мантийных границ в БРЗ на удалении от станции TLY.

Одна секунда ошибки в оценке времени пробега проходящей обменной волны соответствует приблизительно 10 км в оценке глубины границы обмена. Поднятие 410-км границы на 47 километров требует понижения температуры в переходной зоне мантии на величину порядка 500°C . Эту температурную аномалию трудно совместить с представлением о мантийном термальном плюме как причине образования БРЗ.

В нашей работе проделан независимый анализ приемных функций продольных волн (PRF) для 10 сейсмических станций, находящихся в различных частях БРЗ (рис. 1).

АНАЛИЗ PRF : МЕТОД И РЕЗУЛЬТАТЫ

Приемные функции вычисляются в координатной системе LQ , где ось L соответствует главному направлению смещений в P -волне, а ось Q перпендикулярна L в плоскости распространения волны. Для стандартизации волновых форм различных землетрясений Q составляющие преобразуются деконволюцией во временной области. Для большинства записей применяется низкочастотный фильтр Баттерворта с угловым периодом 5 с. На станциях MOY и ZAK применялся фильтр с угловым периодом 6 с, на станции TRG – с периодом 7 с. Общее число использованных PRF составляет около 800, в среднем около 80 для одной станции (таблица). Эпицентры использованных землетрясений находятся преимущественно к юго-востоку от БРЗ в азимутальном секторе от 120 до 210 градусов (рис. 1) и в диапазоне эпицентральных расстояний от 30 до 90 градусов. Стандартизованные Q -составляющие интерпретиру-

Параметры *PRF*

Станция	<i>N</i>	<i>D</i> , °	<i>Az</i> , °	<i>tP410s</i> , с	Амп	<i>tP660s</i> , с	Амп	Δt , с
ORL	73	60	149	45.9	0.044	69.5	0.030	23.6
MOY	113	61	143	44.8	0.018	70.0	0.044	25.2
TLY	58	60	144	45.7	0.034	69.2	0.050	23.5
ZAK	124	61	143	45.3	0.037	67.7	0.026	22.4
IRK	67	63	140	46.1	0.022	69.1	0.048	23.0
TRG	51	60	146	45.2	0.023	69.3	0.038	24.1
KEL	37	65	143	44.8	0.049	69.7	0.030	24.9
MXM	74	63	150	44.4	0.033	69.4	0.033	25.0
UUD	129	64	149	45.0	0.041	68.8	0.034	23.8
YLY	115	62	150	44.1	0.031	70.7	0.049	26.6

Примечания: *N* – количество суммированных *PRF*; *D* – среднее эпицентральное расстояние; *Az* – средний азимут; *tP410s* – наблюдаемое время волны *P410s*; *tP660s* – наблюдаемое время волны *P660s*; Амп – амплитуды обменных фаз; Δt – дифференциальное время.

ются как обменные проходящие волны и суммируются с временными поправками (*move-out corrections*), компенсирующими зависимость времени пробега обменной волны от глубины границы. Суммарные трассы для каждой станции строятся для пробных значений глубины границы обмена от 0 до 800 км (рис. 2). Наибольшие амплитуды обменной волны при таком суммировании ожидаются на трассах, рассчитанных для глубин, близких к реальной глубине границы.

В суммарных приемных функциях (рис. 2) систематически выделяются волны, образованные обменом волн *Ps* на границе Мохо и на глубинах около 410 км и 660 км (сейсмические фазы *P410s* и *P660s*). Кроме того на половине суммарных приемных функций (TLY, ZAK, UUD, MXM, YLY) вступления волны *P410s* предваряются однотипными импульсами с положительной полярностью, которые опережают волну *P410s* приблизительно на 8 с. Амплитуда этой волны-предвестника близка к амплитуде *P410s* (в среднем около 0.035 или 3.5% от амплитуды *P*-волны), но иногда превышает амплитуду *P410s* (на станциях MXM и YLY). Приемные функции, содержащие описанный выше предвестник, и данные остальных станций разделены на рис. 2 на две группы, каждая из которых содержит приемные функции 5 станций. Примечательно, что суммирование приемных функций MXM, TLY, UUD, YLY, ZAK (рис. 3) не увеличивает отношение сигнал/шум для предвестника волны *P410s*. По-видимому, граница, на которой формируется предвестник, сильно меняется по латерали.

Другой метод анализа приемных функций состоит в объединении сейсмических станций в группы и совместном суммировании индивидуальных *PRF* нескольких различных станций. При выделении слабых волн этот метод может обеспечить высокое отношение сигнал/помеха. Рису-

нок 4 показывает проекции на поверхность Земли точек пересечения лучей волн *P410s* и *P660s* с границами на глубине 410 и 660 км. Точки пересечения с каждой из границ образуют две группы. Для построения каждой группы использованы приемные функции 5 станций: ORL, MOY, TLY, ZAK, IRK (первая группа) и TRG, KEL, MXM, UUD, YLY (вторая группа).

Из рис. 4 следует, что данные первой группы освещают мантию юго-западного района БРЗ. Лучи второй группы освещают центральную и северо-восточную часть. Рисунок 5 показывает, что в центральном и северо-восточном районе вступления волны *P410s* предваряются отчетливой волной с отрицательной полярностью и амплитудой, сравнимой с амплитудой *P410s*. Эта волновая форма означает, что непосредственно над 410-км границей в центральном и северо-восточном районе находится слой низкой скорости поперечных волн мощностью около 50 км. Юго-западный сегмент БРЗ отличается практическим отсутствием предвестника волны *P410s* с отрицательной полярностью (рис. 5). Отсутствие предвестника означает отсутствие или слабость низкоскоростного слоя в интервале глубин от 350 до 410 км.

Отчетливый предвестник предваряет на рис. 5 также волну *P660s*, образованную *Ps*-обменом на нижней границе переходной зоны в центральном и северо-восточном районе БРЗ. Волна-предвестник имеет отрицательную полярность, амплитуду, близкую к амплитуде *P660s*, и опережает *P660s* на 5 с. В данных первой группы этот предвестник не выделяется. Отрицательная полярность предвестника *P660s* свидетельствует о пониженной скорости поперечных волн в слое непосредственно над 660-км границей под центральным и северо-восточными районами БРЗ. Сходные наблюдения существуют для южной Африки [Shen, Blum, 2003] и Китая [Shen et al., 2008]. Понижение скорости

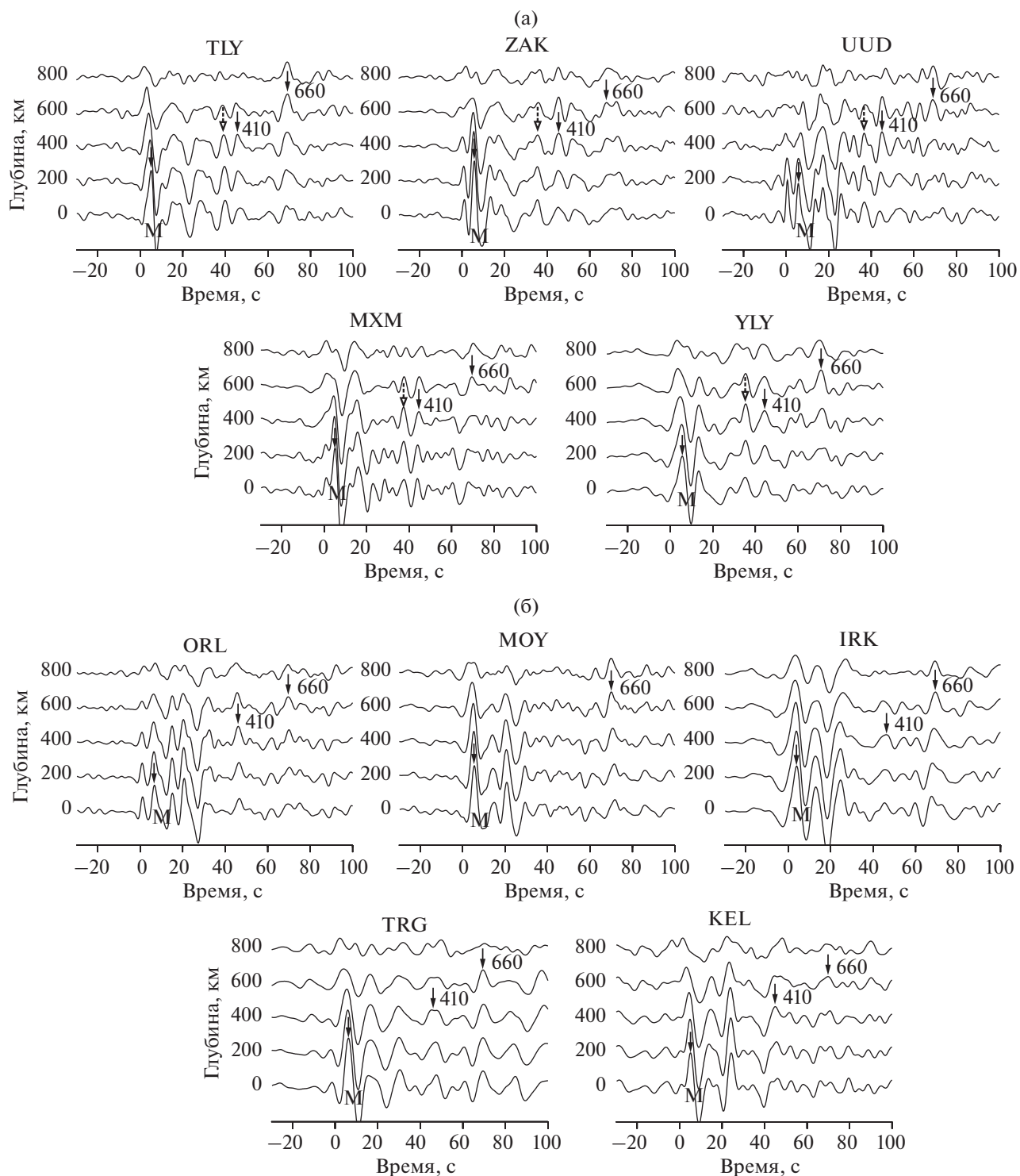


Рис. 2. Результаты суммирования приемных функций с временными поправками для станций: (а) – TLY, ZAK, UUD, MXM, YLY; (б) – ORL, MOY, IRK, TRG, KEL. Стрелки показывают вступления волн P410s и P660s (сплошные) и предвестников P410s с положительной полярностью (штриховые).

составляет около 3%. Практическое отсутствие предвестника в приемных функциях первой группы свидетельствует об отсутствии или слабости понижения скорости в мантии юго-западного района.

В другой версии этого метода сдвиги каждой трассы по времени определяются через медленность (величина, обратная скорости). Используются значения медленности в диапазоне от -0.20 до 0.10 с/град с интервалом 0.05 с/град (рис. 5б). Опти-

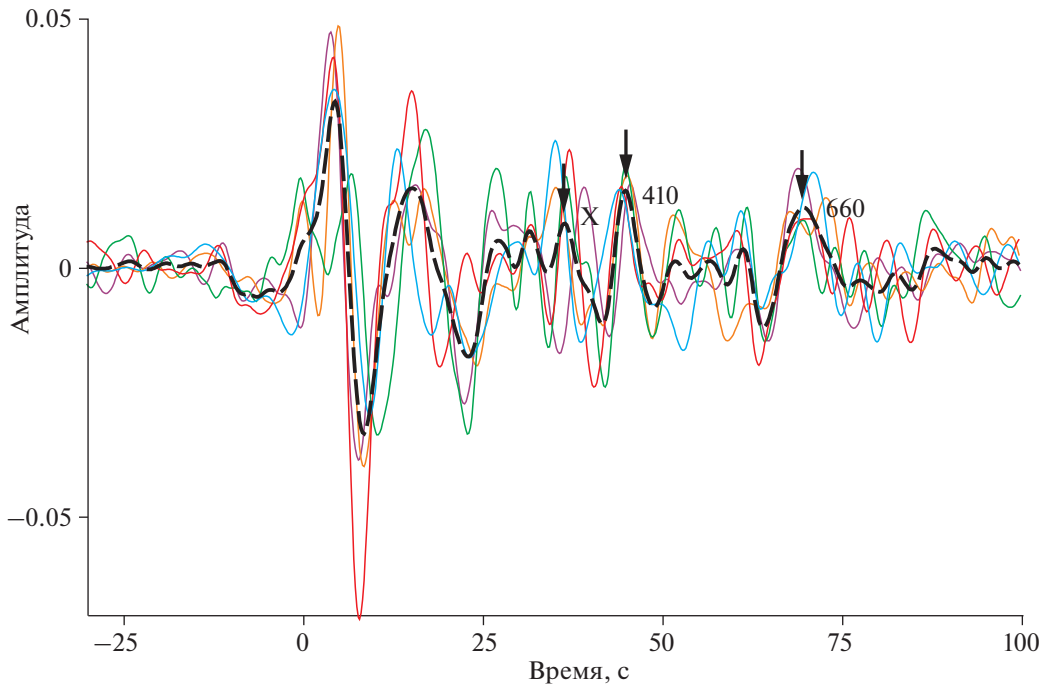


Рис. 3. Приемные функции для пробной глубины 400 км (сплошные цветные) для станций TLY, ZAK, UUD, MXM, YLY. Штрихом показана суммарная PRF для пробной глубины 400 км.

мальное значение медленности (максимальное значение амплитуды сигнала) составляет -0.15 с/град для $P660s$, -0.10 с/град для $P410s$, 0.00 с/град для предвестника $P410s$ и -0.05 с/град для предвестника $P660s$.

Наша интерпретация волн-предвестников основана на модели, предполагающей, что предвестники сформированы обменными проходящими волнами P_s . Кроме них на записях могут присутствовать многократные отраженные волны, например, за обменной волной от границы Мохо обычно следует продольная волна, сначала отраженная от свободной поверхности Земли, а затем отраженная и обменная от границы Мохо. Появление волн такого типа на временах от 40 с до 60 с требует сильных отражающих границ на глубине более 100 км. Однако обращение приемных функций P - и S - волн для станций БРЗ [Винник и др., 2017] не обнаруживает таких границ. Рассматриваемые фазы на станциях БРЗ являются простыми однотипными импульсами, не характерными для многократных отражений. Обменные волны и многократные отражения могут существенно отличаться также лучевыми параметрами. По совокупности признаков наша интерпретация предвестников более правдоподобна, чем сейсмическая реверберация.

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проделанного анализа приемных функций в районе БРЗ мы выделили три разно-

видности волн-предвестников сейсмических фаз $P410s$ и $P660s$.

На половине сейсмических станций (TLY, ZAK, UUD, MXM, YLY) отчетливо выделяется волна-предвестник сейсмической фазы $P410s$. Номинальное время волны $P410s$ в модели IASP91 составляет 44.0 с. Волна-предвестник с положительной полярностью вступает на пяти упомянутых станциях на времени от 35.3 до 39.2 с. Следует заметить что амплитуда предвестника измерена только для самых сильных сигналов. Амплитуда предвестника в среднем вероятно близка к амплитуде волны $P410s$ (0.015) или 1.5% от амплитуды P , но иногда превышает эту амплитуду (см. приемные функции для станций MXM и YLY на рис. 2).

Мы интерпретируем предвестник волны $P410s$ как обменную волну того же типа, что и $P410s$, но с обменом на глубине около 330 км. В литературе похожая граница упоминается под названием граница "X" или "300-км" граница (например, в работах [Williams, Revenaugh, 2005; Jakobsen et al., 2010]). Ее обнаруживают преимущественно под континентами и островными дугами. Опубликованные оценки глубины этой границы имеют разброс в интервале от 250 км до 350 км. Происхождение границы связывают с фазовым переходом коэсит – стишовит в свободном кремнеземе SiO_2 [Williams, Revenaugh, 2005] или формированием стишовита из клинопироксена, содержащего из-

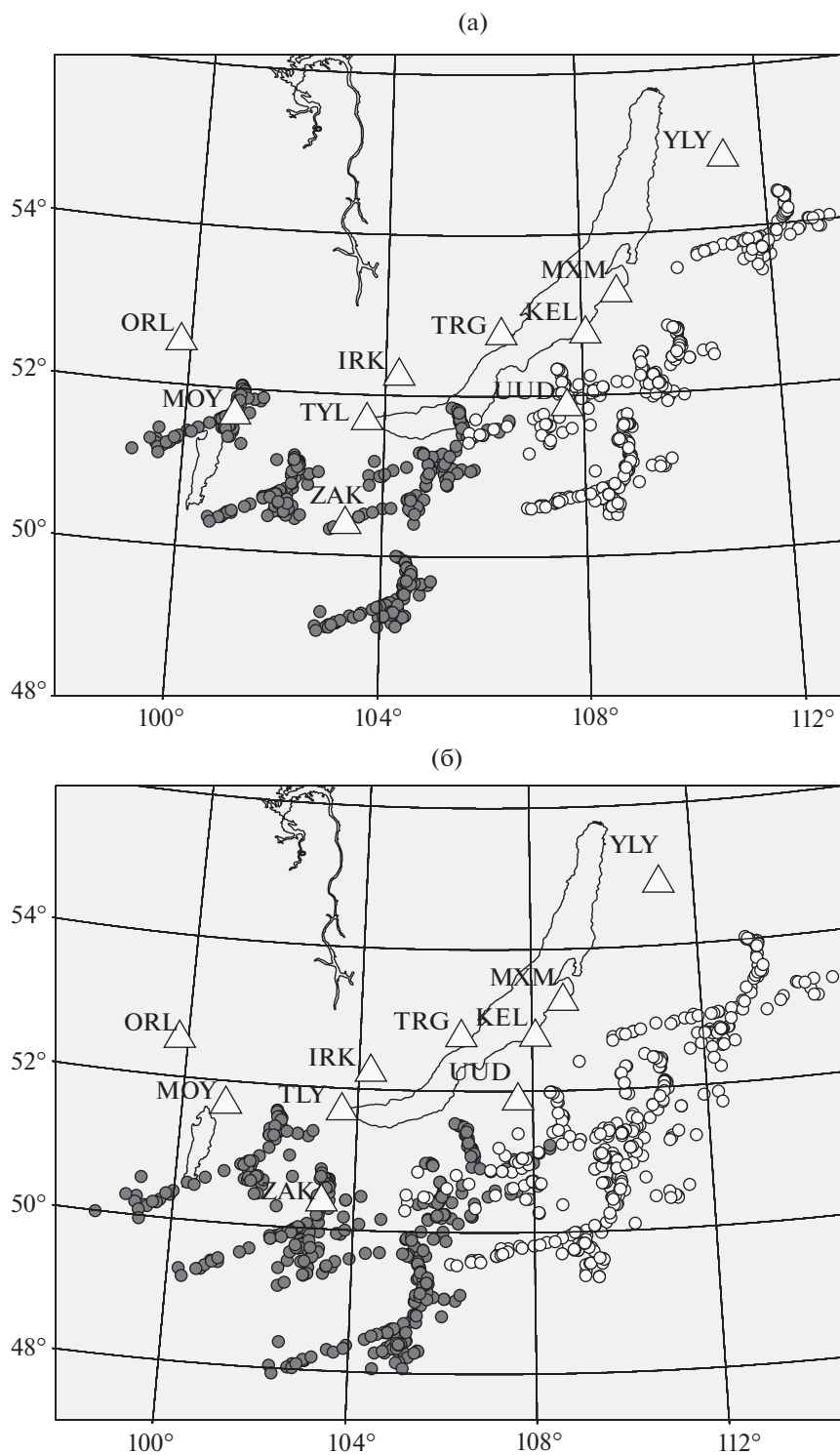


Рис. 4. Проекция на поверхность Земли точек пересечения лучей волн $P410s$ и $P660s$ с границами на глубине 410 (а) и 660 км (б). Точки пересечения для станций ORL, MOY, TLY, IRK, ZAK показаны залитыми кружками, для TRG, KEL, MXM, UUD, YLY – пустыми кружками.

быточное количество SiO_2 . Накопление свободного кремнезема (базальта) в переходной зоне может происходить в процессе субдукции океа-

нической литосферы. Для реалистического содержания кремнезема SiO_2 возрастание скорости поперечных волн при переходе коэзит – стишо-

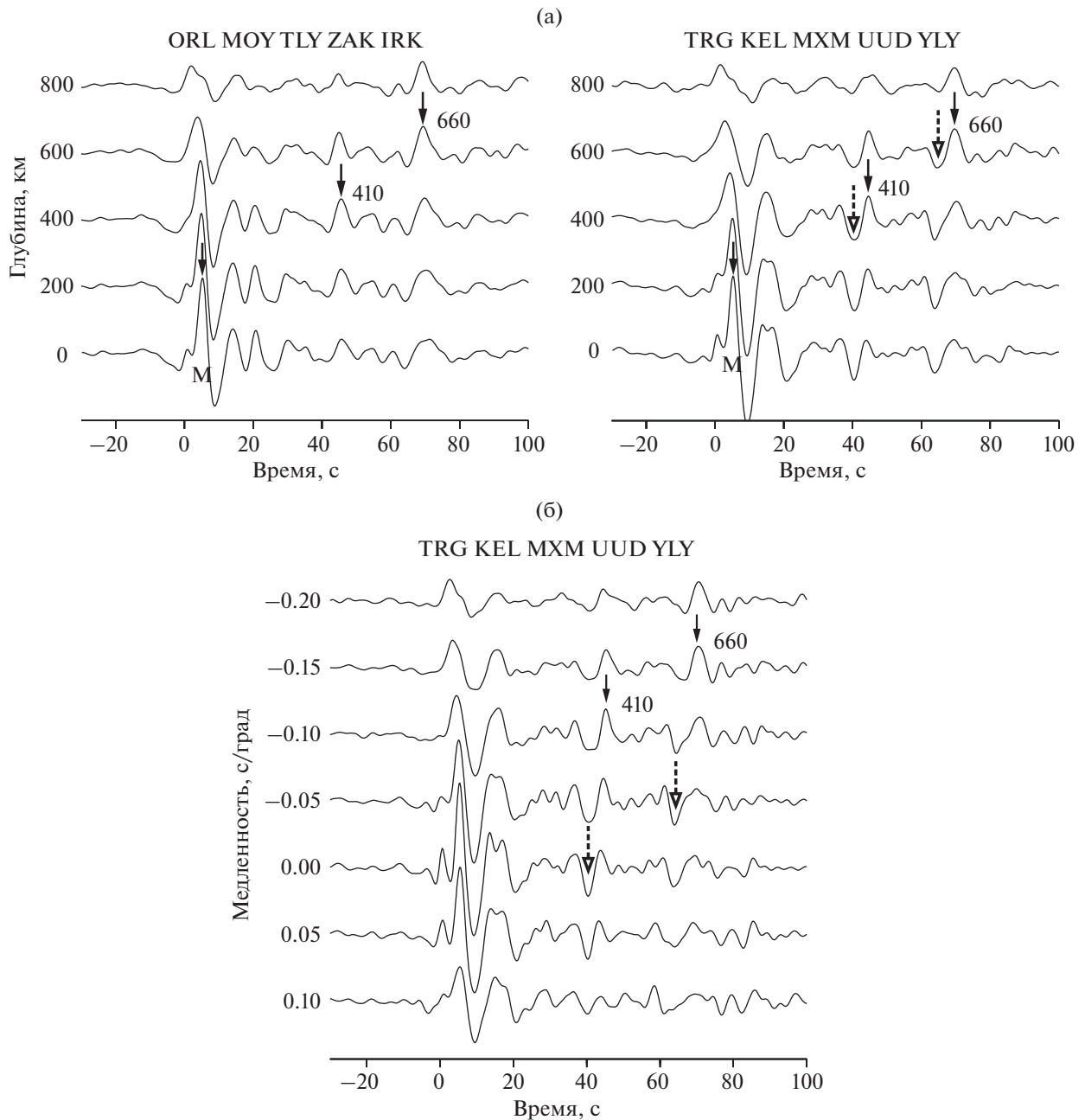


Рис. 5. Результаты суммирования *PRF* с временными поправками, рассчитанными для глубины обмена от 0 до 800 км (а) и для значений медленности от +0.1с/град до -0.2 с/град (б). Выделенные стрелками сейсмические фазы *P410s*, *P660s* и их предвестники отмечены на трассах с наибольшей амплитудой сигнала. Волны-предвестники с отрицательной полярностью отмечены штриховыми стрелками.

вит может составлять 1–2.5% [Williams, Revenaugh, 2005]. Это значение сопоставимо с возрастанием, необходимым для объяснения наблюдаемой нами амплитуды предвестника. Глубина границы *X* может служить чувствительным индикатором содержания воды [Jakobsen et al., 2010].

Высокое отношение сигнал – помеха имеют результаты объединения сейсмических станций в

группы и суммирования индивидуальных приемных функций с временными поправками. Результаты суммирования приемных функций двух групп станций, состоящих из пяти станций каждая, ORL, MOY, TLY, ZAK, IRK и TRG, KEL, MXM, UUD, YLY показаны на рис. 5. Записи первой группы освещают юго-западный район БРЗ, записи второй группы – центральный и северо-

восточный районы. В центральном и северо-восточном районах вступления волны $P410s$ предвращаются волной-предвестником с отрицательной полярностью и амплитудой, сравнимой с амплитудой $P410s$. Эта волновая форма означает, что непосредственно над 410-км границей находится слой с низкой скоростью поперечных волн. Мощность слоя составляет около 50 км. Таким образом, в интервале глубин от приблизительно 330 до 360 км присутствуют по меньшей мере две границы, на одной из которых (предположительно фазовом переходе от коэсита к стишовиту) скорость поперечных волн возрастает, а на второй падает с глубиной. Записи первой группы станций освещают юго-западный район БРЗ, где предвестник $P410s$ не наблюдается. Результаты нашего анализа означают, что в этом районе практически отсутствует низкоскоростной слой, характерный для центрального и северо-восточного районов.

Предполагаемая природа границы на глубине около 360 км, где скорость поперечных волн падает с глубиной, принципиально отличается от границы коэсит – стишовит на глубине около 330 км. Происхождение низкоскоростного слоя можно объяснить подъемом вещества мантии из переходной зоны в верхнюю мантию и фазовым переходом вадслеита в оливин на глубине 410 км [Vercovici, Karato, 2003]. При этом переходе высвобождается вода, которая понижает солидус оливина на несколько сотен градусов С и вызывает частичное плавление, сопровождаемое понижением скорости поперечных волн. Таким образом, сейсмические данные позволяют предполагать восходящее течение мантии из зоны фазовых переходов в верхнюю мантию в центральном и северо-восточном районах БРЗ, но это явление не наблюдается в юго-западном районе БРЗ.

Сейсмические данные обнаруживают также сильный предвестник волны $P660s$, образованный P_s -обменом в нижней части переходной зоны. Волна-предвестник имеет отрицательную полярность, амплитуду, близкую к амплитуде волны $P660s$, и опережает $P660s$ на несколько секунд. Предвестник выделяется в результате суммирования приемных функций второй группы (TRG, KEL, MXM, UUD, YLY) и не выделяется в данных первой группы. Отрицательная полярность предвестника свидетельствует о пониженной скорости поперечных волн на глубинах от 500–600 км до 660 км под центральной и северо-восточной частью БРЗ. Понижение скорости составляет около 3%. Аналогичная скоростная аномалия отсутствует в юго-западном районе БРЗ. Эти данные в общих чертах согласуются с идеей работы [Irfune, Ringwood, 1993] о том, что в зонах субдукции на глубинах от 650 до 750 км бывшая базальтовая кора имеет на 0.15 г/см^3 меньшую плотность, чем пиролит. Поэтому некоторые плиты

океанической литосферы не могут преодолеть барьер на глубине около 650 км и стагнируют в переходной зоне. Этот процесс приводит к образованию в переходной зоне слоя бывшей базальтовой коры (гарнетита), в котором скорость поперечных волн может быть понижена по сравнению с пиролитом [Shen, Blum, 2003]. Стагнирующие в переходной зоне океанические литосферные плиты обнаружены на большой территории восточной Азии [Fukao, Obayashi, 2013].

Анализ времени вступления волн $P410s$ и $P660s$ на станциях БРЗ позволяет рассмотреть вопрос о глубине 410-км и 660-км границ. Особый интерес представляет разность времени пробега волн $P660s$ и $P410s$, так как дифференциальное время зависит практически только от разницы в глубине границ и не чувствительно к скоростным неоднородностям на глубинах менее 410 км. Дифференциальное время для первой (юго-западной) группы станций ($23.5 \pm 0.2 \text{ с}$) близко к номинальному значению для модели IASP91 (23.9 с). Это сходство позволяет предполагать, что обе границы находятся близко к номинальной глубине. Времена вступления $P660s$ и $P410s$ равны 69.1 с и 45.1 с, соответственно, и обе волны запаздывают. Обе волны запаздывают по отношению к номинальным значениям на 1.2 с и 1.6 с, соответственно. Запаздывание легче всего объясняется низкой скоростью волн в верхней мантии юго-западного района БРЗ. Низкая скорость в верхней мантии этого района известна независимо по данным сейсмической томографии [Wu et al., 2021].

Дифференциальное время для второй группы станций ($25.0 \pm 0.2 \text{ с}$) на 1.1 с больше номинального времени в модели IASP91. Соответствующее увеличение ширины переходной зоны составляет около 10 км. Оно может означать пониженную на величину порядка 100°C температуру в переходной зоне и/или повышенное содержание воды. Эти особенности трудно совместить с представлениями о термальном плюме как причине образования Байкальского рифта. Пониженная температура и повышенное содержание воды могут быть связаны с субдукцией и присутствием в центральной и восточной частях БРЗ стагнирующей океанической литосферы. Понимание процессов в мантии юго-западного района БРЗ может потребовать других моделей.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны ФИЦ ЕГС РАН за предоставленные сейсмограммы станций Байкальской сети. Обработка сейсмических записей выполнена с помощью комплекса программ Seismic Handler К. Штаммлера.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Винник Л.П., Орешин С.И., Цыдыпова Л.Р., Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хритова М.А., Тубанов Ц.А. Кора и мантия Байкальской рифтовой зоны по данным приемных функций продольных и поперечных волн // Геодинамика и тектонофизика. 2017. № 4. С. 695–709.
- Bercovici D., Karato S. Whole-mantle convection and the transition-zone water filter // *Nature*. 2003. V. 425. P. 39–44.
- Fukao Y., Obayashi M. Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity // *J. Geophys. Res.* 2013. V. 118. P. 5920–5938. <https://doi.org/10.1002/2013JB010466>
- Irfune T., Ringwood A.E. Phase transformations in subducted oceanic crust and buoyancy relationships at depths of 600–800 km in the mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 1993. V. 117 (1–2). P. 101–110.
- Jacobsen S.D., Liu Z., Ballaran T.B., Littlefield E.F., Ehm L., Hemley R.J. Effect of H₂O on upper mantle phase transitions in MgSiO₃: Is the depth of the seismic X-discontinuity an indicator of mantle water content? // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2010. V. 183(1–2). P. 234–244.
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // *Geoph. J. International*. 1991. V. 105 (2). P. 129–455.
- Liu K.H., Gao S.S. Mantle transition zone discontinuities beneath the Baikal rift and adjacent areas // *J. Geoph. Res.* 2006. V. 111(B11391). <https://doi.org/10.1029/2005JB004099>
- Molnar P., Tapponnear P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // *Science*. 1975. V. 189(4201). P. 419–426.
- Shen Y., Blum J. Seismic evidence for accumulated oceanic crust above the 660-km discontinuity beneath southern Africa // *Geophysical Res. Lett.* 2003. V. 30(18). <https://doi.org/10.1029/2003GL017991>
- Shen X., Zhou H., Kawakatsu H. Mapping the upper mantle discontinuities beneath China with teleseismic receiver functions // *Earth Planets Space*. 2008. V. 60. P. 713–719.
- Williams Q., Revenaugh J. Ancient subduction, mantle eclogite, and the 300 km seismic discontinuity // *Geology*. 2005. V. 33(1). P. 1–4.
- Wu H., Huang Zh., Zhao D. Deep structure beneath the southwestern flank of the Baikal rift zone and adjacent areas // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2021. V. 310. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106616>
- Zhao D., Lei J., Yamada A., Gao S.S. Deep structure and origin of the Baikal rift zone // *Earth and Planetary Science*. 2006. V. 243(3–4). P. 681–691.
- Zorin Y., Turutanov E., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V., Yanovskaya T., Treussov A. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // *Tectonophysics*. 1993. V. 371(1–4). P. 153–173.

Mantle structure and Processes in Transition Zone of the Baikal Rift Zone

L. P. Vinnik^{a, *}, S. I. Oreshin^a, L. I. Makeyeva^a, V. V. Mordvinova^b, and L. P. Tsydypova^c^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*^b*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia*^c*Geological Institute, Siberian Branch of RAS, Ulan-Ude, Russia*

*e-mail: vinnik@ifz.ru

Velocity structure of the mantle under the Baikal Rift Zone (BRZ) is investigated with the *P*-wave receiver functions (*PRF*) for the group of 10 seismograph stations. The BRZ presents one of the world most active continental rift zones. Peculiarities of the BRZ include Cenozoic magmatism in the upper mantle of the south-western part of the BRZ disappearing in the central and north-eastern parts. The analysis of seismic data reveals other indications of significant lateral heterogeneity of the mantle beneath the BRZ. At the half of the stations there is evidence of a sharp rise of the S velocity with depth at a depth around 330 km, similar to the descriptions for the “X” or the “300-km” discontinuity. In the central and north-eastern regions at depths from about 350 to 410 km there is a well pronounced low S velocity layer which is practically missing in the south-western part. Origin of this layer is apparently related with the uplift and dehydration of wadsleyite in the transition zone. At depths from 500–600 to 660 km in the central and north-eastern regions there is another low velocity layer that may be explained by accumulation of garnetite in the process of subduction of the lithosphere of the Pacific. This layer is poorly pronounced in the south-western region. The difference between the travel times of the *P*_{410s} and *P*_{660s} seismic phases (differential time) in the south-western region (23.5 s) is close to the data for the standard model [Kennett, Engdahl, 1991]. In the central and north-eastern regions the observed differential time is larger than the nominal time by 1.0 s. The rise of the differential time may be related with cooling and/or hydration of the transition zone by the slabs of the subducted oceanic lithosphere. The obtained seismic data suggest a large role of processes of hydration and dehydration in the central and north-eastern regions but this role is comparatively small in the south-western region.

Keywords: mantle transition zone, 300-km discontinuity, subduction, garnetite, converted waves, receiver functions