

КАВКАЗ И КАСПИЙ: ТОПОГРАФИЯ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ

© 2021 г. Л. П. Винник^{1, *}, Г. Л. Косарев¹, Л. И. Макеева¹, С. И. Орешин¹

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

*E-mail: vinnik@ifz.ru

Поступила в редакцию 05.11.2020 г.

После доработки 19.01.2021 г.

Принята к публикации 29.01.2021 г.

Совместное обращение приемных функций P - и S -волн и дисперсионных кривых волн Рэлея для 16 сейсмических станций позволяет осветить структуру Кавказа до глубины 700 км. Мощность коры Кавказа находится в диапазоне от 30 до 50 км. В верхней коре систематически наблюдается аномально высокое (2.0 и более) отношение скоростей P - и S -волн. В верхней мантии выделяется слой с высокой скоростью поперечных волн (4.5–4.8 км/с, мантийная литосфера) и подстилающий низкоскоростной слой (4.0–4.2 км/с, астеносфера). Граница между литосферой и астеносферой (LAB) находится в диапазоне глубин от 90 до 145 км. Под восточным Кавказом глубина 410-км границы близка к стандартной (IASP91), а 660-км граница опущена в среднем на 10 км. Прогиб может быть связан с охлаждением и/или гидратацией переходной зоны мантии в результате субдукции литосферной плиты Нео-Тетиса. Под западной окраиной Каспия наблюдается структура, характерная для зон субдукции: низкоскоростная (V_s менее 4.2 км/с) астеносфера, находящаяся непосредственно под границей Мохо, на глубине 140 км подстилается слоем высокоскоростной (субдукированной) литосферы. Приемные функции S -волн свидетельствуют о прогибе 410-км границы под Каспийским морем с амплитудой около 10 км. Этот прогиб может быть эффектом повышенной на 100°С температуры. Поднятие 410-км границы обнаружено под Скифской плитой.

Ключевые слова: литосфера, астеносфера, верхняя мантия, приемные функции P - и S -волн, поверхностные волны, 410-км граница, 660-км граница, субдукция.

DOI: 10.31857/S0002333721040104

ВВЕДЕНИЕ

Кавказ (рис. 1) имеет сложную геологическую историю и разделяется на Большой Кавказ, Закавказье и Малый Кавказ. Одна из последних компиляций [Sosson et al., 2016] связывает формирование Кавказа с закрытием Нео-Тетиса. Субдукция океанической плиты Нео-Тетиса на север под континент Евразии началась в юре и продолжалась до позднего мела и раннего палеоцена. Конвергенция литосферных плит затем продолжалась в форме столкновения континентальных микроплит. Современный рельеф Кавказа с амплитудой около 4 км сформировался в течение последних нескольких миллионов лет. Современная скорость сокращения коры Кавказа составляет около 15 мм/год [Reilinger et al., 2006].

На востоке Кавказ граничит с Южно-Каспийской впадиной, одной из самых глубоких в мире. Ее фундамент интерпретируется как необычно мощная океаническая кора или тонкая континентальная кора. Сейсмичность и данные гравиметрии позволяют считать, что этот район нахо-

дится на ранней стадии субдукции [Allen et al., 2002].

Глубинная структура Кавказа и Каспия в течение десятилетий находится в фокусе геологических и геофизических исследований. Прогресс глубинных сейсмических исследований в последние 20 лет связан с применением томографии, приемных функций и других методов, использующих естественные волновые поля (например, [Lei, Zhao, 2007; Zor, 2008; Gök et al., 2011; Koulikov et al., 2012; Рогожин и др., 2015]). Тем не менее, детали глубинного строения Кавказа до сих пор изучены слабо. В частности, недостаточно исследованы латеральные вариации структуры мантии и их связь с тектоникой, глубинной сейсмичностью и вулканизмом. Почти не исследована топография границ в переходной зоне, зависящая от температуры.

Мы исследуем структуру коры, верхней мантии и переходной зоны под Кавказом и Каспийской впадиной до глубины порядка нескольких сотен километров с помощью приемных функций продольных и поперечных волн [Vinnik, 1977;

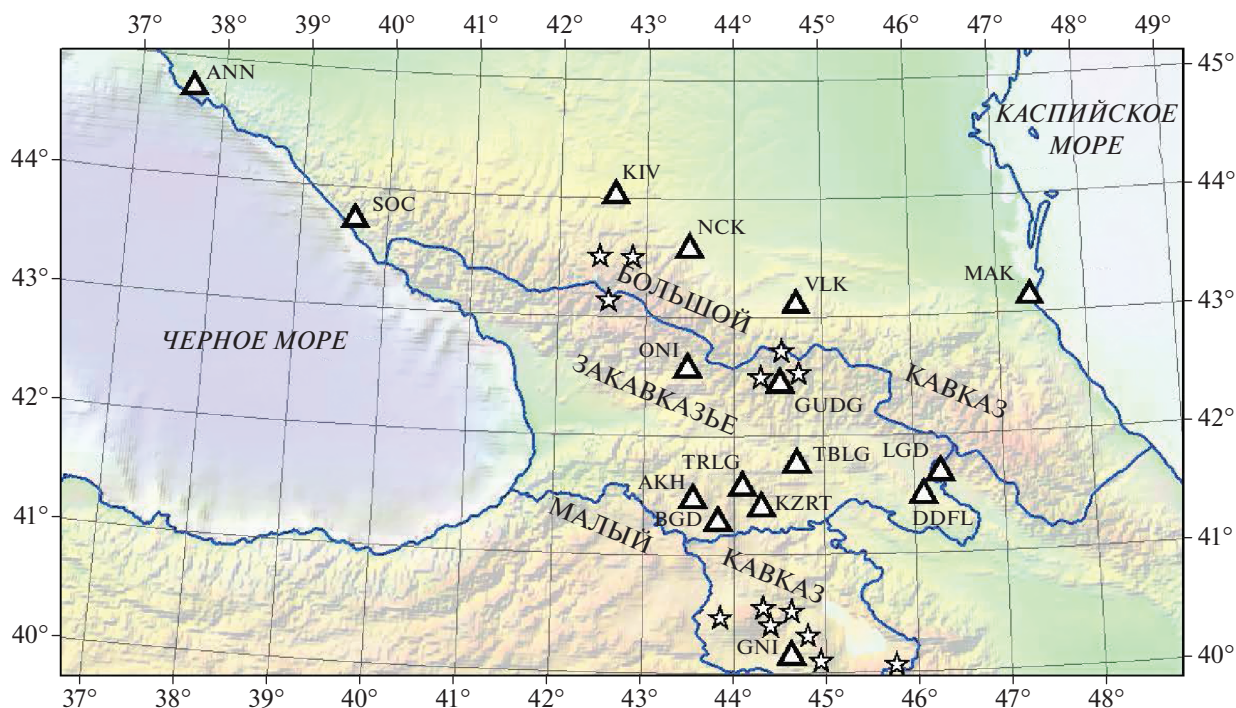


Рис. 1. Карта Кавказа с сейсмическими станциями (треугольники) и потухшими вулканами (звезды).

Farra, Vinnik, 2000]. Приемные функции получены по записям 16 сейсмических станций (рис. 1): AKH, ANN, BGD, GNI, GUDG, DDFL, KIV, KZRT, LGD, MAK, NCK, ONI, SOC, TBLG, TRLG, VLK. Станции GNI и KIV принадлежат мировой сейсмической сети GSN. Остальные станции принадлежат национальным сетям Грузии и России. Несколько доступных нам станций оказались очень шумными. Эти станции не показаны на рис. 1 и их записи исключены из рассмотрения. Мы объединили некоторые станции в группы: AKH + BGD, DDFL + LGD, KIV + NCK, ONI + GUDG + VLK, TBLG + TRLG + KZRT, AKH + BGD + TBLG + TRLG + KZRT. Записи станций ANN, SOC, MAK и GNI анализировались по отдельности.

ПРИЕМНЫЕ ФУНКЦИИ P -ВОЛН

Приемные функции продольных волн (PRF) позволяют получить волновые формы и времена пробега обменных волн P_s . PRF рассчитывается в системе координат LQ , где ось L параллельна главному направлению смещений в волне P , а ось Q направлена по нормали к оси L в плоскости распространения волны P . В нашей работе индивидуальные PRF получают в результате деконволюции Q -компоненты с помощью L -компоненты во временной области [Berghout, 1977]. Чтобы увеличить отношение сигнал/шум исходные записи подвергаются низкочастотной филь-

трации с угловым периодом около 5 с. Обменные волны P_s выделяются в Q -компоненте. Эпицентры землетрясений, использованных для вычисления PRF, находятся в азимутах от 0° до 120° (рис. 2). Представляющие интерес сейсмические сигналы выделяются миграцией PRF в диапазоне эпицентральных расстояний от 30° до 90° . Временные сдвиги при миграции вычисляются для проходящих обменных волн P_s , где глубина обмена d задается в интервале от 0 до 800 км (рис. 3). Число суммируемых функций обычно составляет около 100 (табл. 1).

В контексте данной статьи специальный интерес представляют времена обменных проходящих волн P_{410s} и P_{660s} с обменом на глубине около 410 и 660 км. По этим временам оценивается глубина соответствующих границ. Фаза P_{410s} выделяется в приемных функциях групп KIV + NCK, AKH + BGD, AKH + BGD + KZRT + TBLG + TRLG и одиночной станции MAK на времени около 44 с. Фаза P_{660s} выделяется на времени около 69 с в приемных функциях групп KIV + NCK, AKH + BGD, ONI + GUDG + VLK, KZRT + TBLG + TRLG, AKH + BGD + KZRT + TBLG + TRLG и одиночной станции ANN. Положение точек обмена P_{410s} и P_{660s} показано на рис. 4. Стандартная ошибка времени P_{410s} и P_{660s} , оцениваемая методом Bootstrap resampling [Efron, Tibshirani, 1991], составляет 0.2–0.3 с. На станциях DDFL + LGD, GNI и SOC фазы P_{410s} и P_{660s} не выделяются.

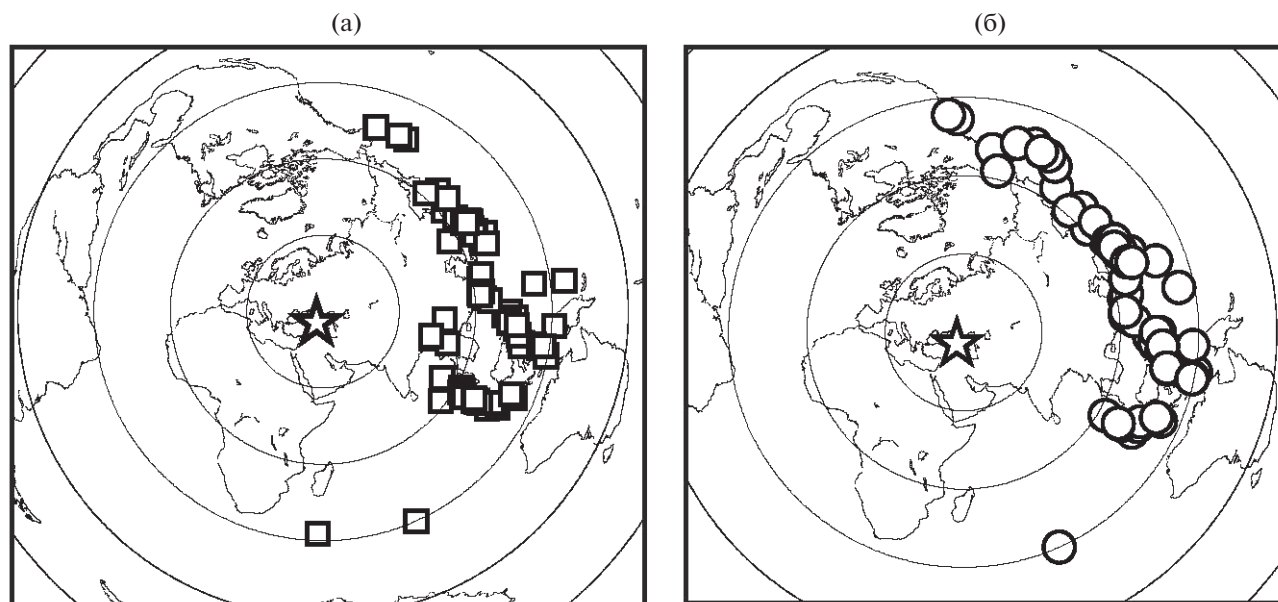


Рис. 2. Эпицентры землетрясений, использованных при построении приемных функций P -волн (квадраты) и S -волн (кружки).

Наклон кривой фазового равновесия на глубине 660 км составляет -2.1 МПа/К [Bina, Helffrich, 1994]. Зависимость глубины 660-км границы от температуры выражается как -0.05 км/К . Понижение температуры величиной -200 К приводит к прогибу границы на 10 км. Соответствующее увеличение времени пробега $P660s$ близко к 1 с. Понижение температуры повышает скорость распространения волн в переходной зоне и уменьшает время пробега $P660s$ на 0.3 с. Это небольшой эффект, которым допустимо пренебречь.

Помимо аномалий глубины 410-км и 660-км границ значительные аномалии времени $P410s$ и $P660s$ могут быть связаны с объемными скоростными неоднородностями на глубине менее 410 км. Чтобы определить глубину границ в переходной зоне по времени соответствующих фаз, необхо-

димо учесть эффект неоднородности на глубинах менее 410 км и ввести соответствующие поправки. Мы оцениваем аномалии времени, связанные со скоростными аномалиями в коре и верхней мантии, с помощью дисперсионных кривых групповой скорости основной гармоники волн Рэля в диапазоне периодов от 35 до 150 с. Дисперсионные кривые заимствованы из работы [Ritzwoller et al., 2002]. Значения групповой скорости получены для географических координат с шагом 2° по широте и долготе. Дисперсионные кривые используются для определения скорости поперечных волн как функции глубины для тех же координат [Herrmann, Ammon, 2002]. Полученные модели имеют хорошее разрешение на глубинах до 200 км. Телесейсмические аномалии времени пробега поперечных волн dTs оценены трассированием лучей

Таблица 1. Параметры PRF

Станция	N	$D, ^\circ$	$t(410), \text{ с}$	$T(410\text{с}), \text{ с}$	$h1, \text{ км}$	$t(660), \text{ с}$	$T(660\text{с}), \text{ с}$	$h2, \text{ км}$
ANN	53	73				67.8	67.8	-1
KIV + NCK	110	72	44.3	44.1	1	69.1	68.8	9
ONI + GUDG + VLK	139	71				69.3	68.8	9
AKH + BGD	116	72	44.3	43.6	-4	70.3	69.6	17
KZRT + TRLG + TBLG	96	71				69.1	68.4	5
AKH + BGD + KZRT + TRLG + TBLG	212	72	44.1	43.4	-6	69.9	69.2	13
МАК	47	69	45.0	44.7	7			

Примечание: N – количество суммированных PRF; D – среднее эпицентрально расстояние; $t(410)$ – наблюдаемое время волны $P410s$; $t(410\text{с})$ то же, что $t(410)$, но с поправкой за объемную скоростную неоднородность коры и верхней мантии; $h1$ – аномалия глубины 410-км границы; $t(660)$ – то же, что $t(410)$, но для 660-км границы; $t(660\text{с})$ – то же, что $t(660)$, но с поправкой за объемную скоростную неоднородность коры и верхней мантии; $h2$ – аномалия глубины 660-км границы.

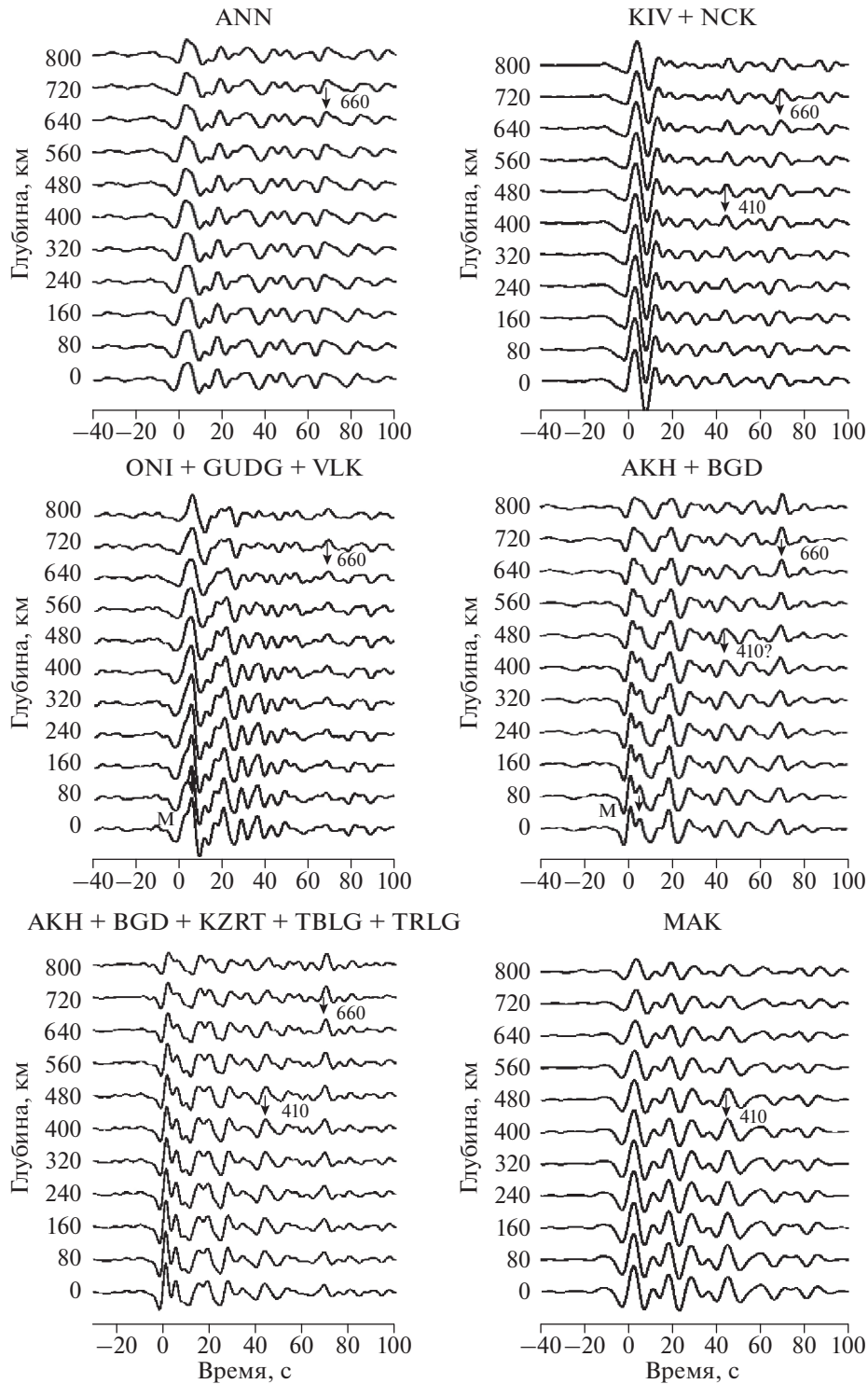


Рис. 3. Результаты миграции PRF. Вступления сейсмических фаз P410s и P660s помечены стрелками.

для медленности 6.4 с/град. Полученные значения dT_s относительно модели IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991] показаны для тех же географических координат, что и значения групповой скорости (рис. 5). Аномалии времени пробега P -волн

определяются из соотношения $dT_s/dT_p = 3.0$. Это приблизительное соотношение основано на многочисленных исследованиях аномалий времени пробега телесеismicческих P - и S -волн, например [Robertson, Woodhouse, 1997]. Аномалии времени

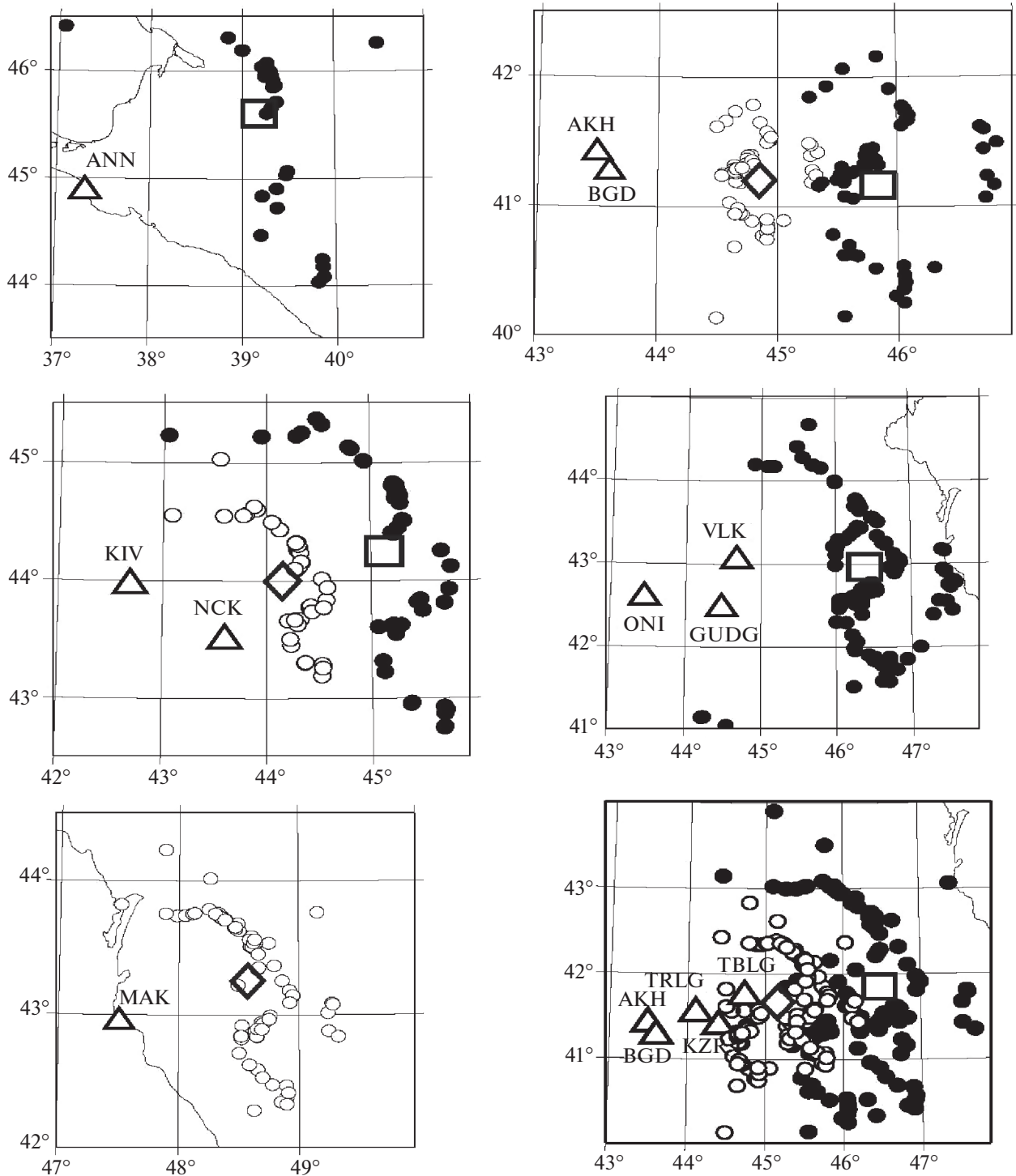


Рис. 4. Точки обмена волн P410s и P660s на глубине 410 и 660 км показаны соответственно пустыми и черными кружками. Сейсмические станции показаны треугольниками. Среднее положение точек обмена P410s и P660s показано ромбами и квадратами.

обменных волн P410s и P660s оцениваются как $dTps = dTs - dTp$.

Исправленные значения времени для сейсмических фаз P410s и P660s показаны в табл. 1. Время

P410s для группы KIV + NCK (44.1 с) практически совпадает со стандартным временем (44.0 с). Время для группы AKH + BGD (43.6 с) на 0.4 с меньше стандартного времени, время для группы

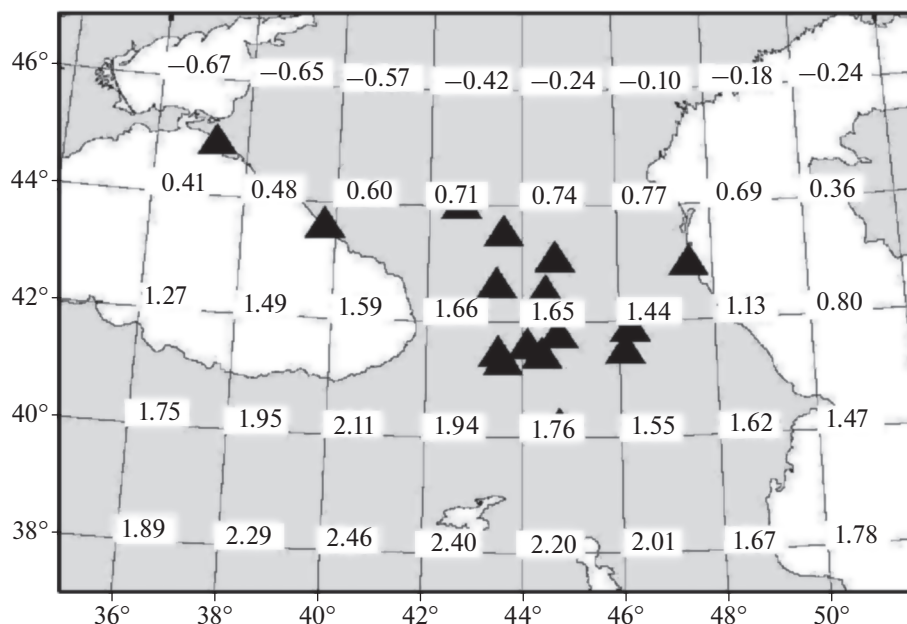


Рис. 5. Аномалии времени пробега S -волн (dT_s) в секундах, рассчитанные по групповым скоростям волн Рэлея.

АКН + BGD + KZRT + TBLG + TRLG (43.4 с) на 0.6 с меньше стандартного времени. Полученные оценки означают, что время P410s на станциях восточного Кавказа в среднем на 0.3 с меньше стандартного времени, а 410-км граница приподнята на 3 км. Эта величина сравнима с погрешностями оценок. На станции МАК, освещающей западную окраину Каспия, волна P410s запаздывает относительно стандартного времени на 0.7с, а 410-км граница погружена примерно на 7 км.

Время P660s для станции ANN (67.8 с), находящейся на крайнем севере района, практически за пределами Кавказа, совпадает со стандартным временем (67.9 с). Остальные оценки относятся к восточному Кавказу. Время для группы KIV + NCK (68.8 с) на 0.9 с больше стандартного времени. Эта аномалия требует погружения 660-км границы на 9 км. Сходная аномалия (0.9 с) присутствует в данных группы ONI + GDG + VLK. Время группы АКН + BGD (69.6 с) содержит аномалию величиной 1.7 с, которой соответствует прогиб 660-км границы на 17 км. Время группы TBLG + TRLG + KZRT (68.4 с) больше стандартного на 0.5 с, а граница на 5 км глубже стандартной. Время группы АКН + BGD + KZRT + TBLG + TRLG (69.2 с) на 1.3 с больше стандартного, а глубина границы на 13 км больше стандартной. Средняя величина аномалии времени составляет около 1.0 с, значительно больше статистической ошибки измерения. Средняя глубина 660-км границы для восточного Кавказа превышает стандартную глубину на 10 км.

ПРИЕМНЫЕ ФУНКЦИИ S -ВОЛН И СОВМЕСТНОЕ ОБРАЩЕНИЕ PRF И SRF

Обменные волны Pds от глубоких границ вступают на тех же временах, что и многократно отраженные волны от неглубоких границ. В частности, проходящие обменные волны от границы LAB вступают на временах, характерных для многократных волн от границы Мохо. Проблема интерференции с многократно отраженными волнами решается использованием приемных функций S -волн [Farrg, Vinnik, 2000]. В этих приемных функциях многократно отраженные волны вступают много позже проходящих волн. Расчет приемных функций S -волн (SRF) включает разложение сейсмограммы на Q - и L -компоненты, но они определяются иначе, чем в PRF. Ось Q соответствует главному направлению смещений в плоскости распространения волны. Ось L направлена по нормали к Q в той же плоскости и оптимальна для выделения обменных волн Sp . В принципе способ построения SRF сходен со способом построения PRF и включает деконволюцию L -компоненты во временной области и миграцию – суммирование стандартизованных L -компонент с временными поправками. Временные поправки вычисляются как произведения отклонения медленности обменной волны от медленности S -волны (дифференциальная медленность) и отклонения эпицентрального расстояния от референтного расстояния (дифференциальное расстояние). Используемые землетрясения находятся в интервале эпицентральных расстояний от 65° до 95° (рис. 2). Для повышения

Таблица 2. Параметры SRF

Станция	N	D , (°)	$t(410)$, с	$t(410с)$, с	h , км
ANN	40	80	–52.1	–54.0	399
SOC	55	78	–52.9	–56.4	390
KIV + NCK	138	79	–56.3	–55.4	417
ONI + GUDG + VLK	45	79	–57.0	–56.0	421
AKH + BGD + KZRT + TRLG + TBLG	78	80	–55.6	–54.0	420
GNI	62	79	–57.0	–55.3	422

Примечание: N – количество суммированных SRF; D – референтное эпицентральное расстояние; $t(410)$ – наблюдаемое время волны S410p; $t(410с)$ – расчетное время волны S410p для комбинированной скоростной модели; h – оценка реальной глубины 410-км границы.

отношения сигнал/помеха записи подвергаются низкочастотной фильтрации с угловым периодом 8 с и приемные функции суммируются в количестве нескольких десятков для одной станции или группы станций (табл. 2).

Миграция показана для 7 групп и отдельных станций (рис. 6). При изображении SRF мы принимаем, что отрицательная полярность обменной волны S_p отвечает увеличению скорости поперечной волны на границе обмена в направлении сверху вниз. Наибольшую амплитуду (около 0.1 или 10% от амплитуды S -волны) среди выделяемых фаз имеет волна S_p от границы кора–мантия, опережающая поперечную волну на 3–5 с. Как правило, эту волну предваряет вступление с противоположной полярностью и сравнимой амплитудой. В литературе это вступление часто интерпретируется как волна S_p от границы литосфера–астеносфера или от границы внутри литосферы. Однако в действительности оно может быть боковым лепестком волны S_p от границы Мохо, возникающим в результате низкочастотной фильтрации. Интерпретация этой сейсмической фазы в терминах отдельной границы ошибочна. Избежать этой ошибки можно с помощью строгого обращения SRF и PRF.

В шести случаях SRF на рис. 6 на времени около –54 с содержит отчетливую фазу с отрицательной полярностью и наибольшей амплитудой при медленности 0.4–0.6 с/град. Это волна S410p от глобальной границы на глубине около 410 км. Стандартная ошибка оценки времени этой волны составляет 0.4–0.5 с. Ее амплитуда обычно составляет около 0.03 при амплитуде шума менее 0.01. В приемных функциях для группы DDFL + LGD эта фаза не видна, но есть фаза с противоположной полярностью, вступающая с запозданием на несколько секунд. Это может быть обменная волна от кровли низкоскоростного слоя над 410-км границей [Vinnik, Farra, 2007]. Данные о волне S410p собраны в табл. 2, а точки обмена показаны на рис. 7.

PRF, SRF и телесеismicические аномалии времени S - и P -волн обращаются в скоростные разрезы методом Монте-Карло, который ранее применялся в нескольких исследованиях (например, [Vinnik et al., 2007]). Кора и мантия предполагаются локально латерально однородными. L -составляющие PRF используются для расчета синтетических Q составляющих методом Томсона–Хаскелла [Haskell, 1962] для плоских волн и плоско-слоистой среды. Для применения к реальной среде применяется уплощение [Biswas, 1972]. Сходным образом Q -составляющие SRF используются для расчета синтетических L -составляющих. Моделируемая среда представляет пачку из 9 слоев. Каждый слой характеризуется тремя параметрами: скоростью S - и P -волн (V_s и V_p) и толщиной. Плотность определяется по скорости P -волн законом Берча. Для стабилизации обращения используются аномалии времени пробега телесеismicических S - и P -волн (dTs и dTp). Способ определения dTs и dTp описан в предыдущем разделе.

Поиск оптимальных значений параметров модели выполняется для нескольких случайно выбранных начальных точек в пространстве моделей с использованием итеративной процедуры, сходной с имитацией отжига [Mosegaard, Vestergaard, 1991]. Степень близости между наблюдаемыми и синтетическими функциями определяется среднеквадратическим значением разности. Для каждой начальной точки рассматривается 10^5 скоростных моделей. Чтобы дополнительно стабилизировать обращение, скорости в моделях на глубине 300 км фиксируются на значениях модели IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991]. Последние 5% тестированных моделей используются для оценки постериорного распределения параметров модели. Мы разделяем пространство моделей на ячейки и представляем результаты поиска решения количеством попаданий в каждую ячейку.

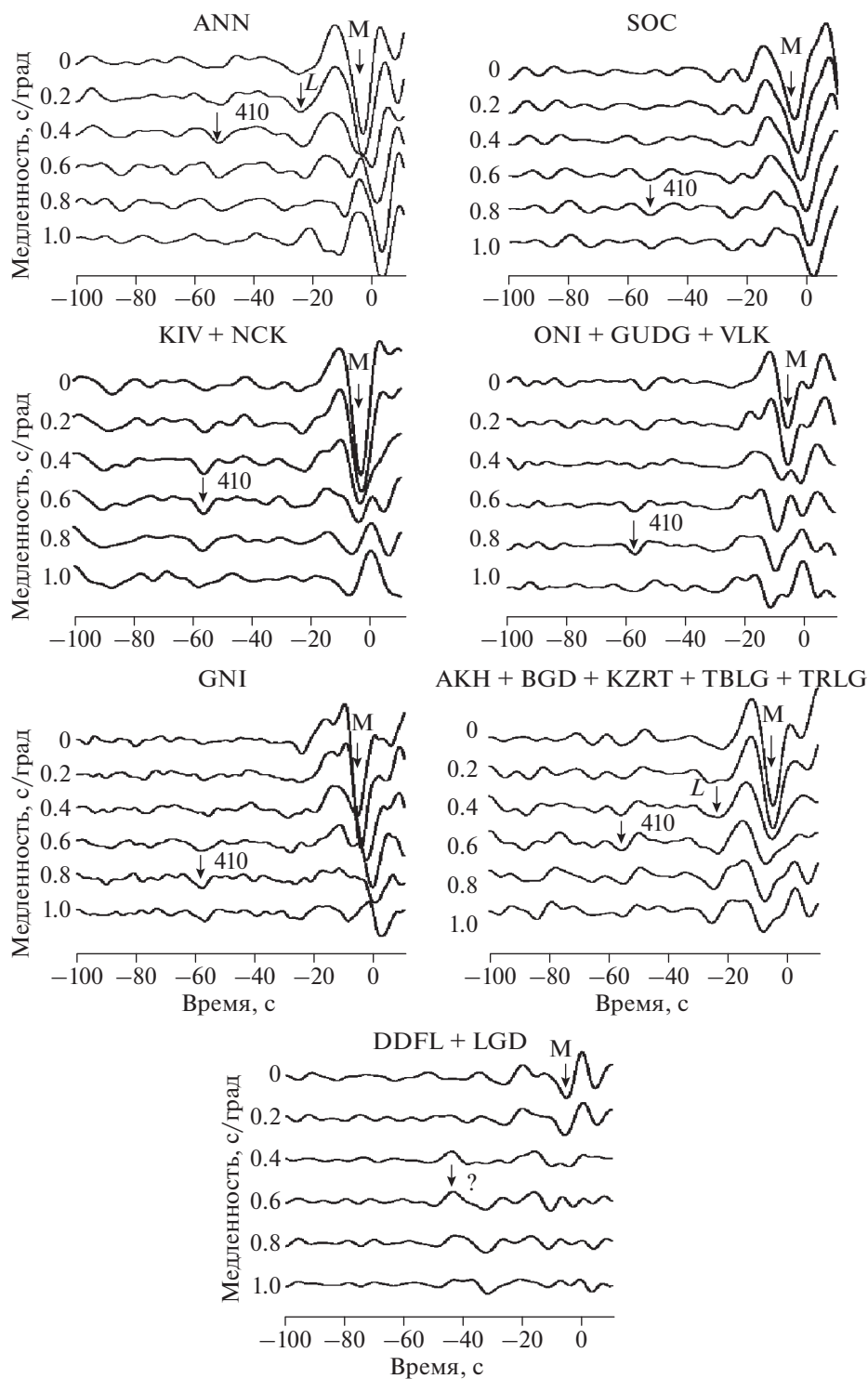


Рис. 6. Результаты миграции SRF. Выделенные сейсмические фазы показаны стрелками. Вступления волны S410p наблюдаются на времени около -54 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАЩЕНИЯ

Полученные профили V_p , V_s и V_p/V_s (рис. 8–рис. 10) показывают, что разброс значений V_s существенно меньше, чем V_p , и при анализе результатов мы принимаем во внимание более высокую

точность оценок V_s . Мощность коры меняется в пределах от 30 км (станции ANN, SOC, KIV + NCK) до 50 км (ONI + GUDG + VLK). На почти всех станциях отношение V_p/V_s в верхней коре (верхние 15–20 км) аномально велико (2.0 и более), то-

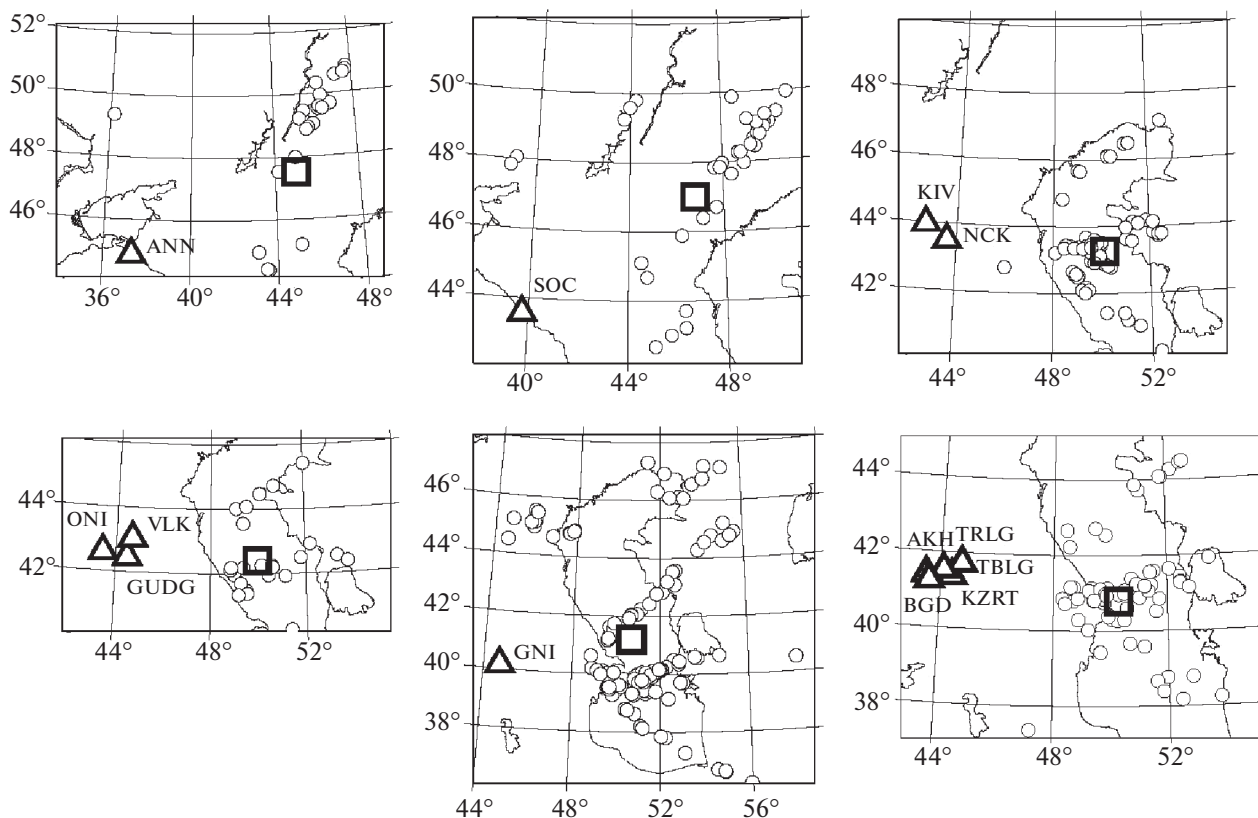


Рис. 7. Точки обмена волны S410p (кружки). Среднее положение точек обмена показано квадратами. Сейсмические станции показаны треугольниками.

гда как стандартная величина составляет около 1.7. Высокое отношение скоростей обычно сопровождается низким (около 3.0 км/с) значением V_s .

На ряде станций в подкоровом слое наблюдается высокая скорость поперечных волн (4.5–4.8 км/с), характерная для мантийной литосферы. Ниже находится слой пониженной скорости поперечных волн (4.0–4.2 км/с) – астеносфера. Литосфера и астеносфера разделяются сейсмической границей LAB. Характерная глубина LAB в условиях Кавказа составляет 90–100 км. Такая глубина получена для группы AKH + BGD (90 км), AKH + BGD + KZRT + TBLG + TRLG (90 км), ONI + GUD + VLK (100 км), SOC (100 км). Существенно большая глубина (130 км) наблюдается на станции ANN, но эта станция находится на крайнем севере района, практически за пределами Кавказа. Относительно большая глубина получена на станции GNI и группе DDFL + LGD, соответственно 120 и 145 км. В обоих случаях подкоровая литосфера имеет более сложную, чем обычно, двухслойную структуру. Мы предполагаем, что в этих случаях наблюдаются поддвижки литосферы под соседние сооружения. Отношение V_p/V_s в верхней мантии на глубинах до 100 км в

большинстве случаев аномально низкое (1.5–1.6) в сравнении с 1.8 для модели IASP91.

Необычный скоростной разрез для поперечных волн получен под западной окраиной Каспия (станция MAK). Низкая скорость (менее 4.2 км/с), характерная для астеносферы, обнаружена между границей Мохо (40 км) и глубиной 140 км. В диапазоне от 140 до 300 км этот слой подстилается слоем высокой скорости (около 4.8 км/с). Заметим, что модель верхней мантии, полученная по записям группы KIV + NCK к северу от Большого Кавказа, не обнаруживает астеносферы с отчетливой верхней границей. Возможно, что кровля этой астеносферы находится в коре.

Чтобы обратить время сейсмической фазы S410p в глубину 410-км границы, наблюдаемое время надо исправить за эффект объемных скоростных неоднородностей на глубинах менее 410 км (рис. 8–рис. 10). Коррекция времени выполняется следующим образом. Мы рассчитываем методом рефлективности [Fuchs, Müller, 1971] синтетические SRF для комбинированной скоростной модели. Верхняя часть комбинированной модели от поверхности Земли до глубины 300 км соответствует медианам апостериорных скоростных моделей P - и S -волн на рис. 8–рис. 10 и соответству-

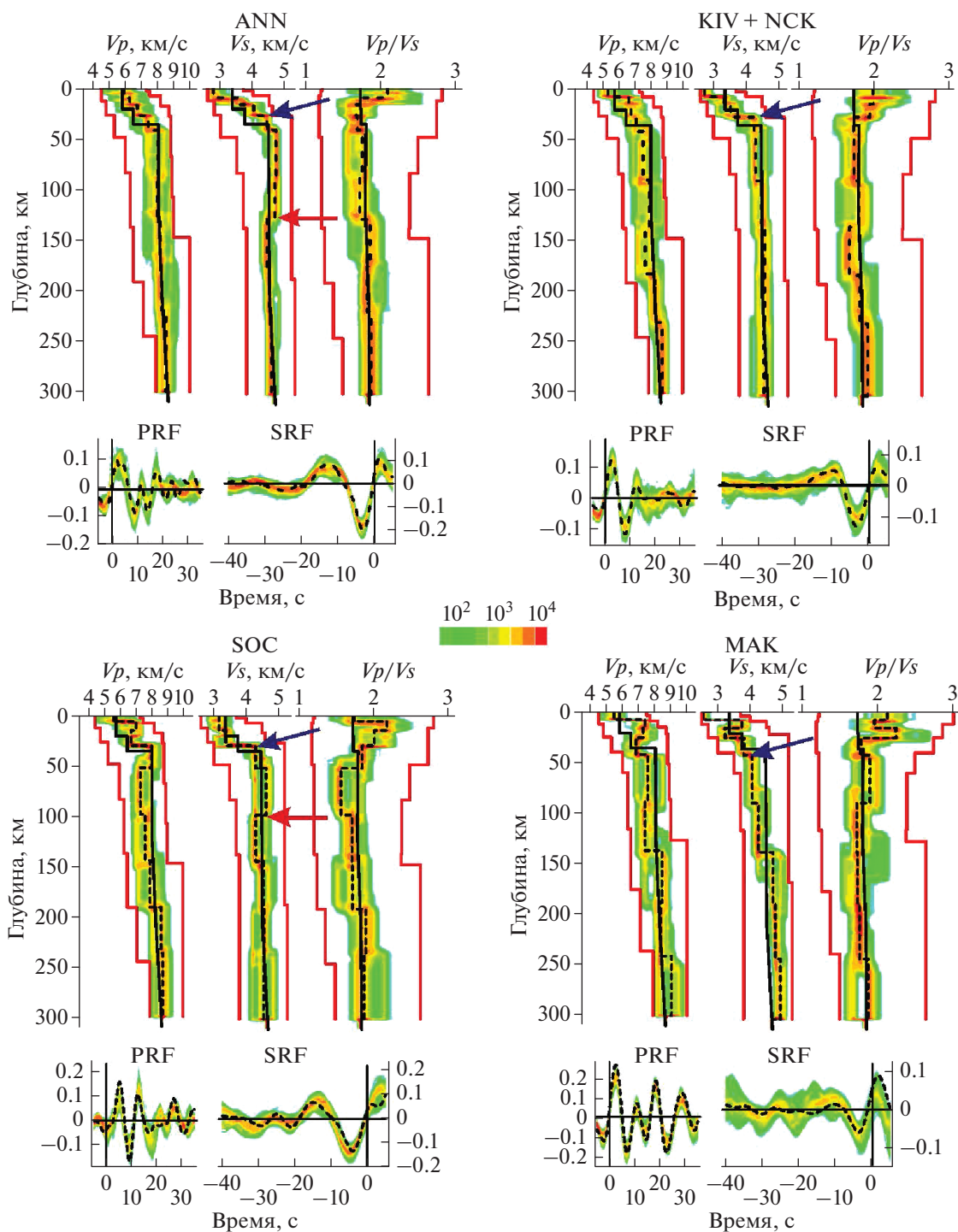


Рис. 8. Скоростные разрезы, полученные совместным обращением PRF, SRF, dTs и dTp для станций ANN, SOC, KIV + NCK, MAK. Постериорное распределение Vs , Vp , Vp/Vs показано цветовым кодом. Медианы показаны пунктиром. Границы поиска показаны красными линиями. Значения модели IASP91 показаны черными линиями. Границы Мохо и LAB отмечены стрелками. Распределение синтетических PRF и SRF показано тем же цветовым кодом, что и параметры модели; значения, полученные миграцией реальных данных, показаны пунктиром.

ющей плотности. Глубже 300 км комбинированная модель соответствует модели IASP91 со стандартной глубиной 410-км границы. Мы рас-

считываем синтетические SRF для этой модели и находим время S410p. Найденные таким образом времена S410p как правило отличаются от наблю-

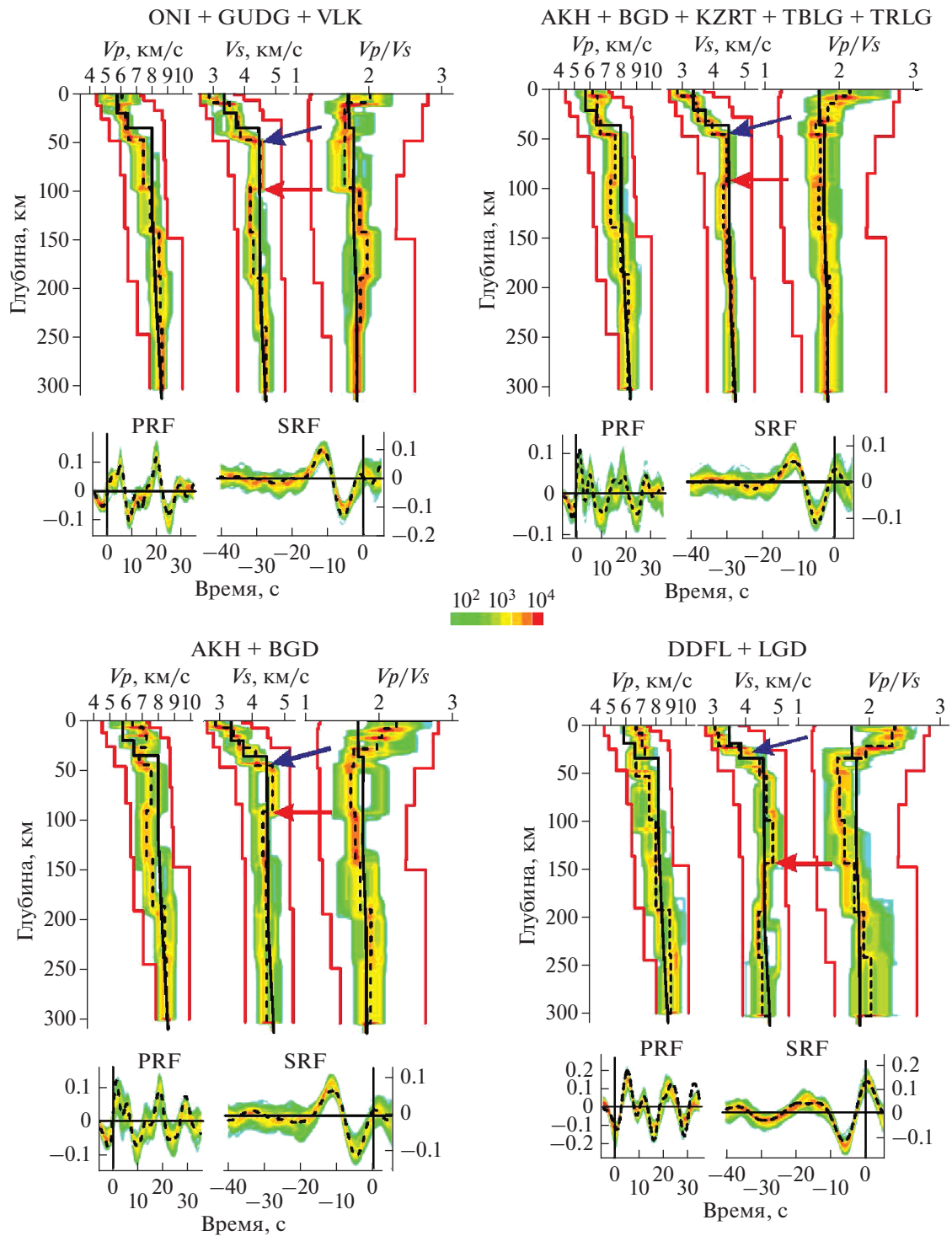


Рис. 9. То же что на рис. 8, но для станций ONI + VLK + GUDG, AKH + BGD, AKH + BGD + KZRT + TBLG + TRLG, DDFL + LGD.

денных значений в табл. 2, и, чтобы устранить расхождение, мы изменяем глубину 410-км границы методом проб и ошибок. Найденные значения глубины приведены в табл. 2, а точки обмена показаны на рис. 7.

Данные табл. 2 и рис. 7 показывают что под Скифской плитой к западу от северного Каспия 410-км граница поднята на 11 км (данные станции ANN) или 20 км (станция SOC). Данные других станций (KIV + NCK, ONI + GDG + VLK, AKH +

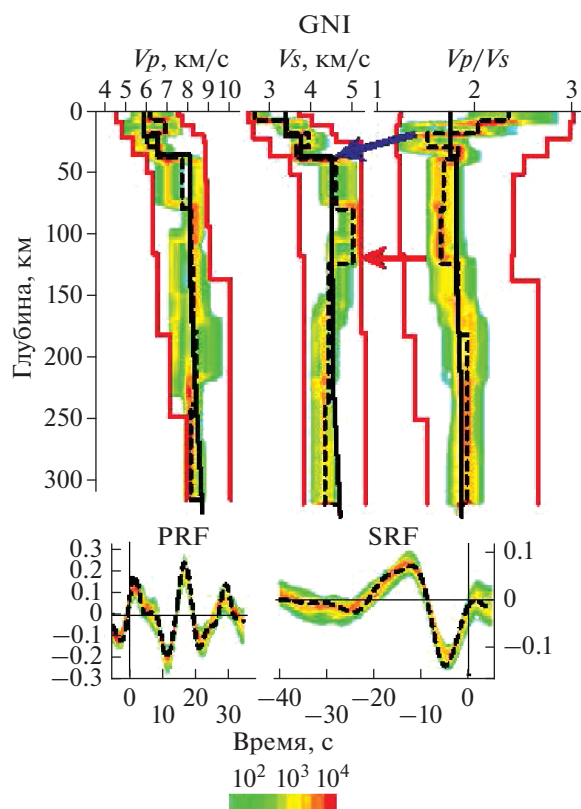


Рис. 10. То же, что и на рис 8, но для станции GNI.

+ BGD + KZRT + TBLG + TRLG, GNI) согласованно свидетельствуют о прогибе 410-км границы под центральным Каспием примерно на 10 км.

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наш анализ обнаруживает в районе исследования ранее неизвестные особенности структуры коры и верхней мантии. В верхней коре на большинстве станций отношение V_p/V_s составляет около 2.0 и больше, много больше стандартного значения 1.7–1.8. Высокое отношение сопровождается низким значением скорости S -волн (около 3.0 км/с) и меньше. Эти свойства верхней коры легче всего объяснить присутствием открытых и заполненных водой трещин и пор. Примечательно, что большинство землетрясений в коре Кавказа происходит в том же диапазоне глубин (до 25 км).

В верхних горизонтах подкорового слоя V_s обычно находится в диапазоне от 4.5 до 4.7 км/с. Слой высокой скорости подстилается слоем пониженной до 4.0–4.2 км/с скорости поперечных волн. Эти слои разделяются сейсмической границей, которую мы интерпретируем как границу литосферы и астеносферы (LAB). Резкость границы (около 10 км) указывает на частичное плавление как возможную причину понижения скорости. Глубина LAB находится в диапазоне от 90

до 145 км. Наибольшая глубина LAB отмечается под восточным Кавказом. Она практически совпадает с наибольшей глубиной мантийных землетрясений (150 км), известных в этой части Кавказа [Шевченко, Лукк, 2020]. Наименьшая на Кавказе глубина LAB (90 км) наблюдается в Закавказье. Если LAB ассоциируется с началом частичного плавления в присутствии воды, температура на глубине LAB близка к 1100°C [Vinnik et al., 2016].

В большинстве разрезов верхней мантии полученное отношение V_p/V_s на глубинах менее 100 км составляет 1.5–1.6, значительно меньше стандартного значения 1.8. Низкое отношение скоростей представляет возможный эффект высокого содержания ортопироксена (энстатита) в обедненной мантии [James et al., 2004].

Самый необычный разрез скорости поперечных волн в верхней мантии обнаружен под западной окраиной Каспия (станция MAK). Значения V_s в диапазоне глубин от границы Мохо до 140 км составляют менее 4.2 км/с, тогда как скорость 4.8 км/с наблюдается на глубинах от 140 до 300 км. Весьма вероятно, что высокоскоростное тело на глубинах от 140 до 300 км представляет результат субдукции литосферы южного Каспия. Эта интерпретация согласуется с данными о сейсмичности и гравитационном поле [Allen et al., 2002].

Времена P410s и P660s в PRF накладывают ограничения на рельеф 410-км и 660-км границ. 410-км граница имеет стандартную глубину к северу от Большого Кавказа (станции KIV + NCK) и приподнята на 4–6 км в Закавказье (AKH + BGD + KZRT + TBLG + TRLG). Для 660-км границы характерна повышенная глубина. Самая глубокая депрессия 660-км границы (17 км) найдена в восточном Закавказье (станции AKH + BGD). Средняя амплитуда прогиба по данным всех станций составляет около 10 км. Депрессия 660-км границы наблюдается в районе направленной к северу субдукции плиты Нео-Тетиса [Sosson et al., 2016]. Эта граница соответствует фазовому переходу рингвудита в перовскит и магнезиовюстит с отрицательным наклоном кривой фазового равновесия. Поэтому прогиб границы может быть связан с понижением температуры. Переход оливин–вадслеит на глубине 410 км имеет положительный наклон фазового равновесия с большей абсолютной величиной. Относительно глубокий прогиб на глубине 660 км и небольшой эффект на глубине 410 км, которые наблюдаются на Кавказе, возможны, если холодная субдуктированная плита стагнирует на глубине около 660 км. Это в общих чертах согласуется с результатами анализа тектоники [Sosson et al., 2016]. Качественно близкая картина наблюдается под Альпами [Lombardy et al., 2009]. Заметим, что опускание 660-км границы может быть результатом не только низкой

температуры, но и присутствия воды [Karato, 2011].

Наши наблюдения содержат данные о глубине 410-км границы под впадиной Каспия. В частности, анализ PRF показывает, что 410-км граница под западной окраиной Каспия опущена на 7 км (данные станции МАК). Другие районы Каспийской впадины освещаются волной S410p в SRF (рис. 7). Данные SRF о глубине 410-км границы суммированы в табл. 2. Станции KIV + NCK, ONI + GUDG + VLK, AKH + BGD + KZRT + TBLG + TRLG, GNI согласованно свидетельствуют о погружении 410-км границы под Каспийским морем (417, 421, 422, 420 км при нормальной глубине 410 км). Эти данные хорошо согласуются с данными PRF на станции МАК. Погружение 410-км границы может быть эффектом повышенной на величину порядка 100°C температуры. Таким образом, сейсмические данные содержат намек на возможное присутствие горячей точки под Каспийским морем.

Под Скифской плитой к западу от Каспийской впадины 410-км граница поднята на 11 км (по данным SRF на станции ANN) и 20 км (по данным SRF на станции SOC). Это может быть эффектом пониженной температуры или воды в переходной зоне. Происхождение этой аномалии требует дополнительных исследований.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН.

БЛАГОДАРНОСТИ

Сейсмограммы станций AKH, BGD, DDFL, GNI, GUDG, KZRT, LGD, ONI, TBLG и TRLG получены от IRIS DMC. Сейсмограммы станций ANN, SOC, KIV, МАК, NCK и VLK получены от геофизической службы России, г. Обнинск. Выражаем благодарность за помощь в получении этих данных Р.А. Дягилеву и за помощь в получении данных о скоростях волн Рэлея — А.Л. Левшину и М.П. Бармину. Обработка сейсмических записей выполнена с помощью программы Seismic Handler К. Штаммлера.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Рогожин Е.А., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Овсяченко А.Н., Андреева Н.В., Харазова Ю.В. Структура и современная геодинамика мегаантиклинория Большого Кавказа в свете новых данных о глубинном строении // Геотектоника. 2015. № 2. С. 36–49.

Шевченко В.И., Лукк А.А. Глубокофокусные мантийные землетрясения восточной части Кавказского пещейка // Физика Земли. 2020. № 2. С. 50–68.

Allen M.B., Jones St., Ismail-Zadeh A., Simmons M., Anderson L. Onset of subduction as the cause of rapid Pliocene-

Quaternary subsidence in the South Caspian basin // Geology. 2002. V. 30(9). P. 775–77.

Berkhout A.J. Least-squares inverse filtering and wavelet deconvolution // Geophysics. 1977. V. 42 (7). P. 1369–1383.

Bina C.R., Helffrich G. Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography // J. Geophys. Res. 1994. V. 99(B8). P. 15853–15860.

Biswas N.N. Earth-flattening procedure for the propagation of Rayleigh wave // Pure Appl. Geophys. 1972. V. 96. P. 61–74.

Efron B., Tibshirani R. Statistical data analysis in the computer age // Science. 1991. V. 253(5018). P. 390–395.

Farra V., Vinnik L. Upper mantle stratification by P and S receiver functions // Geophys. J. Int. 2000. V. 141(3). P. 699–712.

Fuchs K., Müller G. Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations // Geophys. J. Int. 1971. V. 23(4). P. 417–433.

Gök R., Mellors R.J., Sandvol E., Pasyanos M., Hauk T., Takedatsu R., Yetirmishl G., Teoman U., Turkell N., Godoladze T., Javakishviri Z. Lithospheric velocity structure of the Anatolian plateau-Caucasus-Caspian region // J. Geophys. Res., 2011. V. 116(B05303). <https://doi.org/10.1029/2009JB000837>

James D.E., Boyd F.R., Schutt D., Bell D.R., Carlson R.W. Xenolith constraints on seismic velocities in the upper mantle beneath southern Africa // Geochem., Geophys., Geosyst. 2004. V. 5(1). <https://doi.org/10.1029/2003GC000551>

Haskell N.A. Crustal reflection of plane P and SV waves // J. Geophys. Res. 1962. V. 67(12). P. 4751–4768.

Hermann R.B., Ammon C.J. Computer Programs in Seismology: Surface Waves, Receiver Functions and Crustal Structure, Version 3.30. St Louis, MO, USA: Saint Louis University. 2002. 110p.

Karato S.-I. Water distribution across the mantle transition zone and its implications for global material circulation // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 301(3–4). P. 413–423.

Kennett B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // Geophys. J. Int. 1991. V. 105(2). P. 429–465.

Koulakov I., Zabelina I., Amanatashvili I., Meskhia V. Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region // Solid Earth. 2012. V. 3. P. 327–337.

Lei J., Zhao D. Teleseismic evidence for a break-off subducting slab under Eastern Turkey // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 257(1–2). P. 14–28.

Lombardi D., Braunmiller J., Kissling E., Giardini D. Alpine mantle transition zone imaged by receiver functions // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 278(3–4). P. 163–174.

Mosegaard K., Vestergaard P.D. A simulated annealing approach to seismic model optimization with sparse prior information // Geophys. Prospect. 1991. V. 39(5). P. 599–611.

Reilinger R., McClusky S., Vernant Ph., Lawrence S. et al. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // J. Geophys. Res. 2006. V. 111(B05411). <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>

Ritzwoller M.E., Shapiro N.M., Barmin M.P., Levshin A.L. Global surface wave diffraction tomography // J. Geophys.

Res. 2002. V. 107(B12).

<https://doi.org/10.1029/2002JB001777>

Robertson G.S., Woodhouse J.H. Comparison of P and S station corrections and their relationship to upper mantle structure // J. Geophys. Res. 1997. V. 102(B12). P. 27355–27366.

Sosson M., Stephenson R., Sheremet Ye., Rolland Y. et al. The eastern Black Sea-Caucasus region during the Cretaceous: New evidence to constrain its tectonic evolution // C. R. Geosci. 2016. V. 348(1). P. 23–32.

Vinnik L., Farra V. Low S velocity atop the 410-km discontinuity and mantle plumes // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 262(3–4). P. 398–412.

Vinnik L., Singh A., Kiselev S., Ravi Kumar M. Upper mantle beneath foothills of the western Himalaya: subducted lithospheric slab or a keel of the Indian shield? // Geophys. J. Int. 2007. V. 171(3). P. 1162–1171.

Vinnik L., Kozlovskaya E., Oreshin S., Kosarev G., Piiponen K., Silvennoinen H. The lithosphere, LAB, LVZ and Lehmann discontinuity under central Fennoscandia from receiver functions // Tectonophysics. 2016. V. 667. P. 189–198.

Zor E. Tomographic evidence of slab detachment beneath eastern Turkey and the Caucasus // Geophys. J. Int. 2008. V. 175(3). P. 1273–1282.

The Caucasus and the Caspian: Topography of the Deep Seismic Boundaries

L. P. Vinnik^{a, *}, G. L. Kosarev^a, L. I. Makeeva^a, and S. I. Oreshin^a

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

**e-mail: vinnik@ifz.ru*

The joint inversion of the *P*- and *S*-wave receiver functions and the Rayleigh wave dispersion curves for 16 seismic stations illuminates the structure of the Caucasus down to a depth of 700 km. The thickness of the Caucasus crust ranges from 30 to 50 km. In the upper crust, an anomalously high (2.0 and higher) *P*- to *S*-wave velocity ratio is systematically observed. In the upper mantle, a layer with a high *S*-wave velocity (4.5–4.8 km/s, mantle lithosphere) and an underlying low-velocity layer (4.0–4.2 km/s, asthenosphere) are revealed. The boundary between the lithosphere and the asthenosphere (LAB) lies in the depth interval from 90 to 145 km. Beneath the Eastern Caucasus, the depth of the 410-km boundary is close to the standard (IASP91) whereas the 660-km boundary is, on average, by 10 km lower than the standard. The depression can be associated with cooling and/or hydration of the mantle transition zone as a result of the subduction of the Neo-Tethys lithospheric plate. The structure beneath the western margin of the Caspian is characteristic of the subduction zones: here, a low-velocity asthenosphere (*V_s* below 4.2 km/s) located directly below the Moho is underlain by a high-velocity (subducted) lithospheric layer at a depth of 140 km. The *S*-wave receiver functions indicate a depression of the 410-km boundary beneath the Caspian Sea with amplitude of about 10 km. This depression can probably be the effect of the increase in temperature by 100°C. An uplift of the 410-km boundary is established below the Scythian plate.

Keywords: lithosphere, asthenosphere, upper mantle, *P*- and *S*-wave receiver functions, surface waves, 410-km boundary, 660-km boundary, subduction