

УДК 550.347

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЛКАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2021 г. Л. П. Винник^{1,*}, Г. Д. Георгиева², С. И. Орешин¹, Л. И. Макеева¹,
Д. Н. Драгомиров³, В. Д. Бучакчиев³, Л. Д. Димитрова³

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

²Университет им. Св. Климента Охридского, г. София, Болгария

³Национальный институт геофизики, геодезии и географии, г. София, Болгария

*E-mail: vinnik@ifz.ru

Поступила в редакцию 31.05.2021 г.

После доработки 23.06.2021 г.

Принята к публикации 23.06.2021 г.

Выполнен анализ P - и S -приемных функций для 19 сейсмических станций на Балканском полуострове. Половина станций находится в Болгарии. Мощность коры меняется в пределах от 28–30 до 50 км. Отношение скоростей продольных и поперечных волн в верхней коре местами достигает 2.0. На юго-западе района исследований 410-километровая сейсмическая граница поднята на 10 км относительно нормальной глубины. Причиной поднятия может быть гидратация и/или охлаждение переходной зоны мантии под влиянием Эллинской зоны субдукции. Над 410-км границей может находиться связанный с ней слой низкой скорости S -волн. В северо-западной части района исследований этот слой присутствует, несмотря на практическое отсутствие самой границы. Сходный парадокс был ранее отмечен в центральной Анатолии. Наблюдаются признаки низкоскоростного слоя на глубине более 410 км. Совместное обращение приемных функций двух типов (P и S) и фазовых скоростей волн Рэлея обнаруживает сильное (на 7–9%) понижение скорости S -волн в верхней мантии южной Болгарии и северной Греции. Мощность низкоскоростного слоя (астеносферы) составляет около 50 км. Граница литосферы и астеносферы (LAB) находится на глубинах от 40 до 60 км. В терминах тектоники эта зона характеризуется как Южно–Балканская система растяжения. Севернее 43° N скорость S -волн в верхней мантии, как правило, не меньше 4.4 км/с, и LAB не выделяется или выделяется на глубине более 80 км. Анализ азимутальной анизотропии методом SKS обнаруживает в верхней мантии латеральную зональность, коррелированную со скоростной зональностью. Вероятно, механически слабая низкоскоростная мантия Южно-Балканской системы легко деформируется, а азимут быстрого направления анизотропии (20°) указывает направление растяжения. На северных станциях быстрое направление (около -30°) может быть отражением более древнего процесса.

Ключевые слова: приемные функции, кора, верхняя мантия, переходная зона, литосфера, астеносфера, частичное плавление.

DOI: 10.31857/S0002333721060120

1. ВВЕДЕНИЕ

Начиная с позднего юрского периода, тектонические процессы в районе Балканского полуострова (рис. 1) определяются столкновением Арабо-Азиатской и Европейской плит. Между главными плитами находятся фрагменты континентов, образованные рифтогенезом Пангеи в раннем Мезозое. Альпийский ороген возник в результате столкновения одного из этих фрагментов (Апулийского) с юго-восточной окраиной Европы [Dinter, 1994]. На Балканском полуострове геометрическим местом элементов Альпийского шва считается офиолитовая Вардарская зона. К западу и юго-западу от Вардарской зоны находятся

деформированные элементы Апулийского фрагмента – Динарские и Эллинские Альпы. Они простираются параллельно восточному побережью Адриатического моря и представляют крайнюю часть Эллинской субдукционной системы, активной на протяжении большей части Неогена. Между Карпато-Балканской и Динаро-Эллинской ветвями Альпийского орогена расположены тектонические зоны Родопы, Средна Гора, Стара Планина, Предбалканский надвиг и Мизийская платформа.

Родопский массив граничит на севере с зоной Средна Гора, представляющей часть большого позднемелового магматического пояса, сформирова-

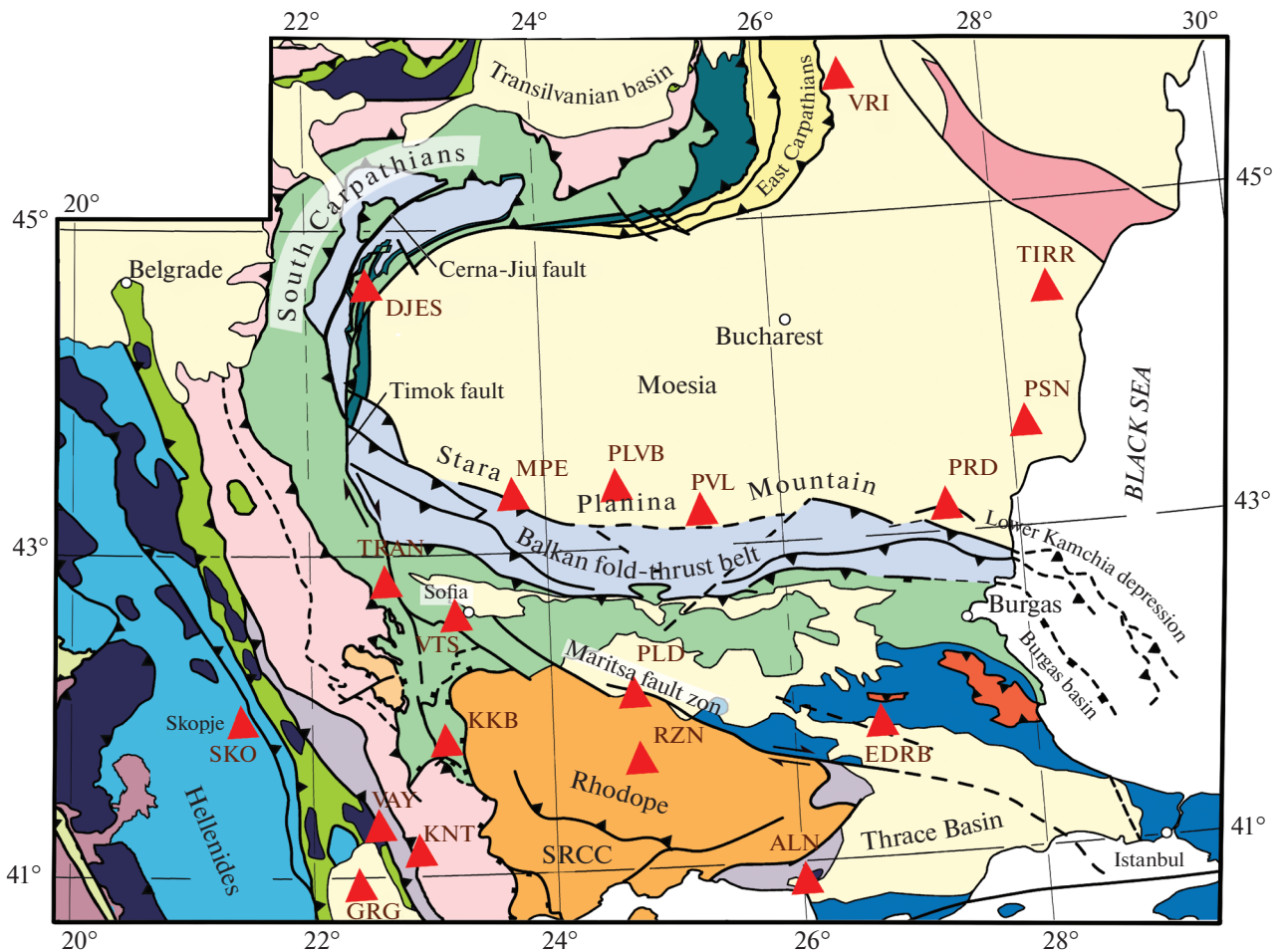


Рис. 1. Расположение сейсмических станций. Тектоническая основа – модификация схемы из работы [Koupinov et al., 2018].

рованного над погружающейся к северу плитой Нео-Тетиса. В поздне меловое время в этом районе наблюдалась фаза растяжения. В дальнейшем эта зона была вовлечена в альпийскую фазу сжатия вместе с Балканской складчатой зоной к северу. На юге Балканского полуострова выделяют [Burchfiel et al., 2008] Южную Балканскую систему растяжения, которая находится к северу от Северо-Анатолийской разломной зоны и к югу от плохо определенной тектонической границы в северной Болгарии. Кора в этом районе испытала утолщение, нагрев и понижение вязкости. Растяжение доминировало в этом районе, начиная с позднего палеогена и вплоть до голоцена. В настоящее время этот район отделен от более активной зоны растяжения в Эгейском районе к югу от Северо-Анатолийской разломной зоны.

Глубинная структура коры и мантии Балканского полуострова в общих чертах известна по данным геофизических исследований. Глубинным сейсмическим зондированием показано, что мощность коры находится в диапазоне от 30 км

для Мизийской платформы до 50 км для массива Родопы [Вольвовский и др., 1985]. Оценки скоростных неоднородностей для *P*-волн получены до глубины около 250 км [Botev, Spassov, 1990]. Анализом дисперсионных кривых поверхностных волн получены оценки мощности коры и скорости *S*-волн в верхней мантии до глубины около 300 км [Raykova, Panza, 2015]. Совместным анализом сейсмических и гравитационных данных оценивался рельеф 410-км границы [Yegorova et al., 1998], представляющей кровлю переходной зоны мантии. По оценкам этой работы 410-км плотностная граница под зоной Средна Гора поднята на 50 км относительно нормальной глубины (410 км) в соседних районах. Вопросы строения коры и переходной зоны мантии рассматривались в статьях [Georgieva, 2015; Georgieva, Nikolova, 2013].

Задача нашего исследования заключается в более детальном анализе неоднородностей коры, верхней мантии и переходной зоны мантии Балканского полуострова по сейсмическим данным. Основным инструментом нашего анализа служит

метод приемных функций, позволяющий исследовать сейсмические границы и анализировать глубинную структуру с более высоким разрешением, чем это было возможно ранее. Наиболее употребительный вариант этого метода использует приемные функции P -волн (PRF). Основная трудность использования PRF состоит в том, что проходящие волны P_s от границ в верхней мантии регистрируются почти одновременно с сильными многократно отраженными волнами в коре, играющими роль шума. Эта проблема в принципе решается с помощью SRF – приемных функций S -волн [Fraga, Vinnik, 2000], но в методе SRF есть свои проблемы. Из проходящих волн S_p в методе SRF наибольшую амплитуду имеет волна от границы Мохо. В результате длиннопериодной фильтрации эта волновая форма приобретает боковой лепесток, похожий по времени и амплитуде на волну S_p от границы литосфера–астеносфера (LAB) и вызывающий ошибки интерпретации. Обе проблемы (многократные отражения и боковые лепестки) автоматически решаются при совместном обращении PRF и SRF . Поэтому в применяемой нами версии метода совместно используются приемные функции P - и S -волн. Дополнительно используются волны Рэлея и выполнен анализ азимутальной анизотропии верхней мантии на основе записей волн SKS и $SKKS$.

2. ПРИЕМНЫЕ ФУНКЦИИ: МЕТОДЫ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В нашей работе использованы записи 19 широкополосных сейсмических станций (рис. 1). Станции принадлежат различным сетям и действовали в течение нескольких лет. Около половины станций находятся на территории Болгарии. Эпицентры большинства использованных далеких землетрясений находятся к востоку от Балканского полуострова (рис. 2). Для каждой сейсмической станции построено от 45 до 90 приемных функций продольных (PRF) и от 25 до 50 приемных функций поперечных (SRF) волн на эпицентральных расстояниях от 30° до 90° для PRF и от 65° до 95° для SRF .

При построении PRF используется координатная система LQ . Ось L параллельна главному направлению смещений в P -волне в плоскости распространения волны. Ось Q перпендикулярна к L в той же плоскости. Для подавления шума записи фильтруются низкочастотным фильтром с угловым периодом около 5 с. Волновые формы различных землетрясений стандартизируются с помощью деконволюции во временной области [Berkhout, 1977] и к стандартизованному компонентам для выделения полезных сигналов применяется миграция. Поправки времени при миграции рассчитаны на выделение границ обмена от верхней коры до 800 км.

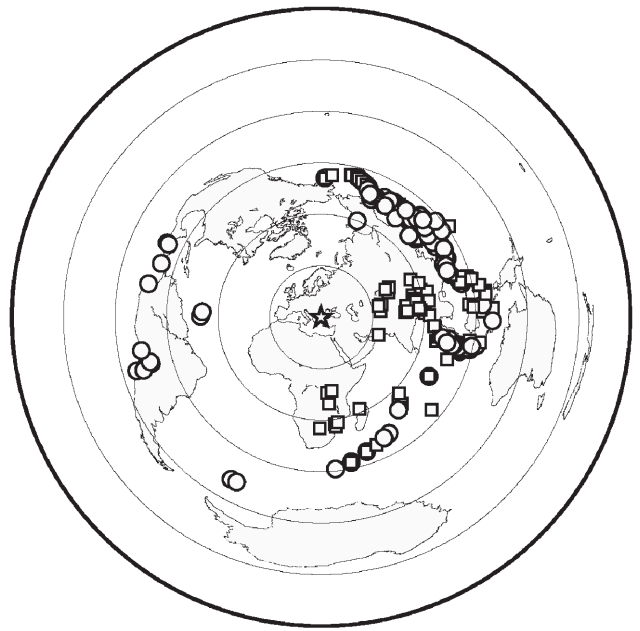


Рис. 2. Эпицентры землетрясений для построения приемных функций P - и S -волн (PRF – квадраты, SRF – кружки).

При построении SRF ось Q параллельна главному направлению смещения в S -волне в плоскости распространения волны. Ось L ориентирована по нормали к оси Q в той же плоскости. Применяемый низкочастотный фильтр имеет угловой период 8 с. Волновые формы, как и в случае PRF , стандартизируются с помощью деконволюции во временной области и выделяются с помощью миграции. Временные поправки при миграции вычисляются как произведение отклонения медленности S_p -волны от медленности S -волны (дифференциальная медленность) и отклонения эпицентрального расстояния от референтного расстояния (дифференциальное расстояние).

Результаты построения PRF показаны на рис. 3. Сейсмические станции разделены на 4 группы: 1 – GRG, KKB, KNT, SKO, VAY; 2 – ALN, EDRB, RZN, PLD; 3 – DJES, MPE+PLVB, TRAN, VTS; 4 – TIRR, PRD, PSN, PVL. Использование групп вместо одиночных станций позволяет повысить отношение сигнал/помеха. Миграция на рис. 3 позволяет наблюдать отчетливые вступления волн $P410s$ и $P660s$. Стандартная ошибка оценки времени $P410s$ и $P660s$ в группах, оцениваемая методом Бутстрап [Efron, Tibshirani, 1986], составляет около 0.2 с. Стандартные времена вступления этих волн для модели IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991] при медленности 6.4 с/° или эпицентрального расстояния 67° для поверхностного источника составляют 44.0 и 67.9 с, соответственно. Дифференциальное время (интервал между вступлениями волн $P660s$ и $P410s$) составляет 23.9 с. Времена

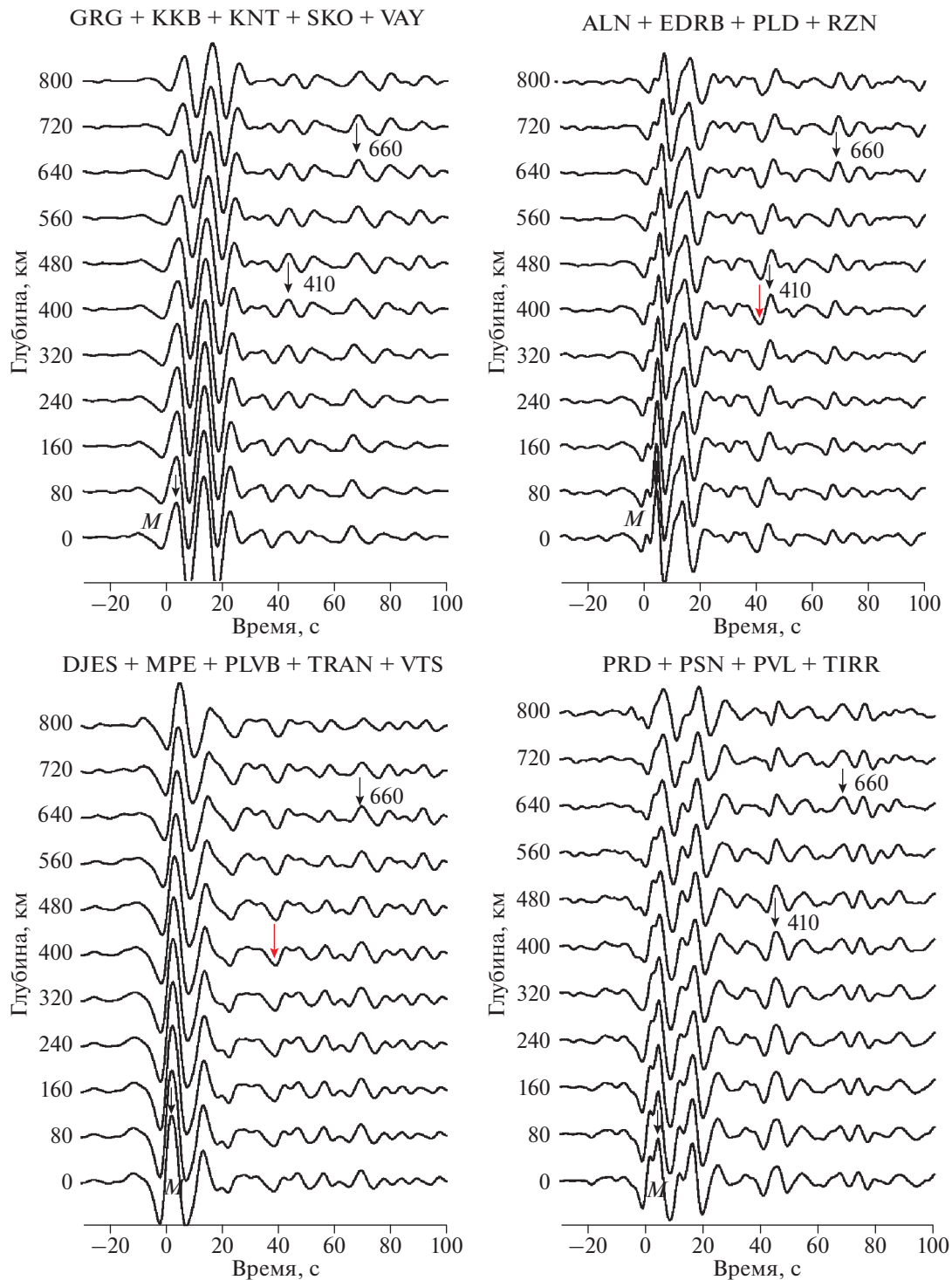


Рис. 3. Миграция PRF. Красными стрелками отмечены вступления P_s -волн от низкоскоростного слоя. Черными стрелками показаны вступления P_s -волн от границы Мохо, 410 и 660-км границ.

вступления волн в модели IASP91 служат хорошей аппроксимацией для данных большинства континентальных станций [Chevrot et al., 1999].

Время в группе 1 составляет для P_{410s} и P_{660s} соответственно 43.0 и 68.0 с. Дифференциальное

время равно 25.0 с, на 1.1 с больше стандартного времени. Эти данные означают, что 410-км граница приподнята примерно на 10 км, тогда как 660-км граница находится практически на стандартной глубине. В результате дифференциаль-

ное время увеличено на величину около 1 с, а время $P410s$ сокращено на такую же величину. Дифференциальное время для второй группы составляет 23.9, т.е. в точности соответствует стандартному значению. Сейсмические фазы $P410s$ и $P660s$ вступают на временах 45.0 и 68.9 с, т.е. с запозданием на 1 с относительно стандартных значений. Запоздание объясняется низкой скоростью волн на глубинах менее 410 км.

Сейсмическую фазу $P410s$ в данных второй группы предваряет фаза с примерно такой же амплитудой и противоположной полярностью. Эта фаза образована на верхней границе низкоскоростного (частично расплавленного) слоя, расположенного над 410-км сейсмической границей. В третьей группе волна $P410s$ не выделяется из-за слабости сигнала, но хорошо выделяется волна от кровли низкоскоростного слоя над 410-км границей на времени 39.0 с. Глубина этой границы составляет около 360 км. Очень похожее волновое поле (волна с отрицательной полярностью при отсутствии $P410s$) наблюдается на станциях в центральной Анатолии [Vinnik et al., 2014]. Образование низкоскоростного слоя над 410-км границей объясняется дегидратацией при подъеме вещества мантии и фазовом переходе вадслеита в оливин при пересечении 410-км границы [Bercovicic, Karato, 2003]. Необычное волновое поле в третьей группе свидетельствует о сложном процессе не только над 410-км границей, но и под ней. Наконец, в 4-й группе выделяются фазы $P410s$ и $P660s$ с дифференциальным временем 23.4 с, на 0.5 с меньше стандартного. Интерпретация этих данных затрудняется сложной волновой формой $P660s$.

Результаты миграции SRF для четырех групп показаны на рис. 4. Принятое правило знаков требует отрицательной полярности волны S_p , образованной на границе между средами с низкой скоростью S -волн над границей и высокой скоростью под границей. Волна с отрицательной полярностью на времени -3 с образуется на границе Мохо. Предваряющая эту волну фаза с положительной полярностью и меньшей амплитудой представляет боковой лепесток волны от Мохо. На времени около -53 с в приемных функциях выделяется волна с отрицательной полярностью и максимальной амплитудой около 0.03 при медленности $0.4-0.6$ с/°. Это — волна S_p , образованная на 410-км границе. Импульс с отрицательной полярностью предваряется в группах 2, 3 и 4 волной со сравнимой амплитудой и положительной полярностью. Мы интерпретируем эту особенность как волну S_p , образованную на дне низкоскоростного слоя в интервале глубин от 450 до 510 км. Большая амплитуда, сравнимая с амплитудой $S410p$, не позволяет интерпретировать эту волну как боковой лепесток сейсмической фазы $S410p$. Признаки этого слоя ранее обнаружива-

лись в нескольких других районах (например, [Vinnik et al., 2012]). В нашем случае аномалия переходной зоны мантии находится под Черным морем. Теоретическое время фазы $S410p$ для модели IASP91 на четырех группах составляет -52.3 , -52.9 , -52.3 и -52.3 с, соответственно. Реальная волна вступает раньше на 0.8, 0.5, 0.8 и 1.5 с. Раннее вступление может вызываться повышенным отношением скоростей продольных и поперечных волн или опусканием на несколько километров 410-км границы [Vinnik et al., 2010].

3. СОВМЕСТНОЕ ОБРАЩЕНИЕ PRF , SRF И АНОМАЛИЙ ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА P - И S -ВОЛН

Для совместного обращения мы используем ранее описанный метод (например, [Vinnik et al., 2007]). Мы принимаем, что в окрестности сейсмической станции исследуемая среда может быть представлена латерально однородной, изотропной слоистой пачкой. Латеральная неоднородность может быть описана как мозаика однородных блоков. Поиск оптимальных моделей выполняется с помощью итеративной процедуры, сходной с процедурой имитации отжига [Mosegaard, Vestergaard, 1991]. Пробные синтетические PRF и SRF для построения целевой функции вычисляются методом Томсона—Хаскелла [Haskell, 1962] с уплощением [Biswas, 1972]. Слоистая пачка обычно состоит из 9 слоев, каждый из которых описывается тремя свободными параметрами: скоростью продольных волн (V_p), скоростью поперечных волн (V_s) и мощностью. Плотность выражается через V_p с помощью закона Берча. Рассматривается несколько произвольно выбираемых начальных моделей, для каждой из которых генерируется итеративная последовательность 10^5 пробных моделей. Мы принимаем, что скоростные неоднородности мантии находятся на глубинах, не превышающих 300 км. Поэтому значения V_p и V_s на глубине 300 км и глубже закрепляются на параметрах стандартной модели IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991]. Последние 5% моделей используются для оценки апостериорного распределения параметров. Мы разбиваем пространство параметров модели на ячейки и представляем результаты обращения количеством попаданий в каждую ячейку.

Приемные функции чувствительны к изменениям скорости с глубиной и в меньшей степени — к абсолютным значениям скорости. Для повышения чувствительности к абсолютным значениям целесообразно совместное обращение приемных функций и независимо измеренных отклонений времени пробега P - и S -волн далеких землетрясений от стандартных значений. Простейший способ оценки аномалий основан на знании, что во

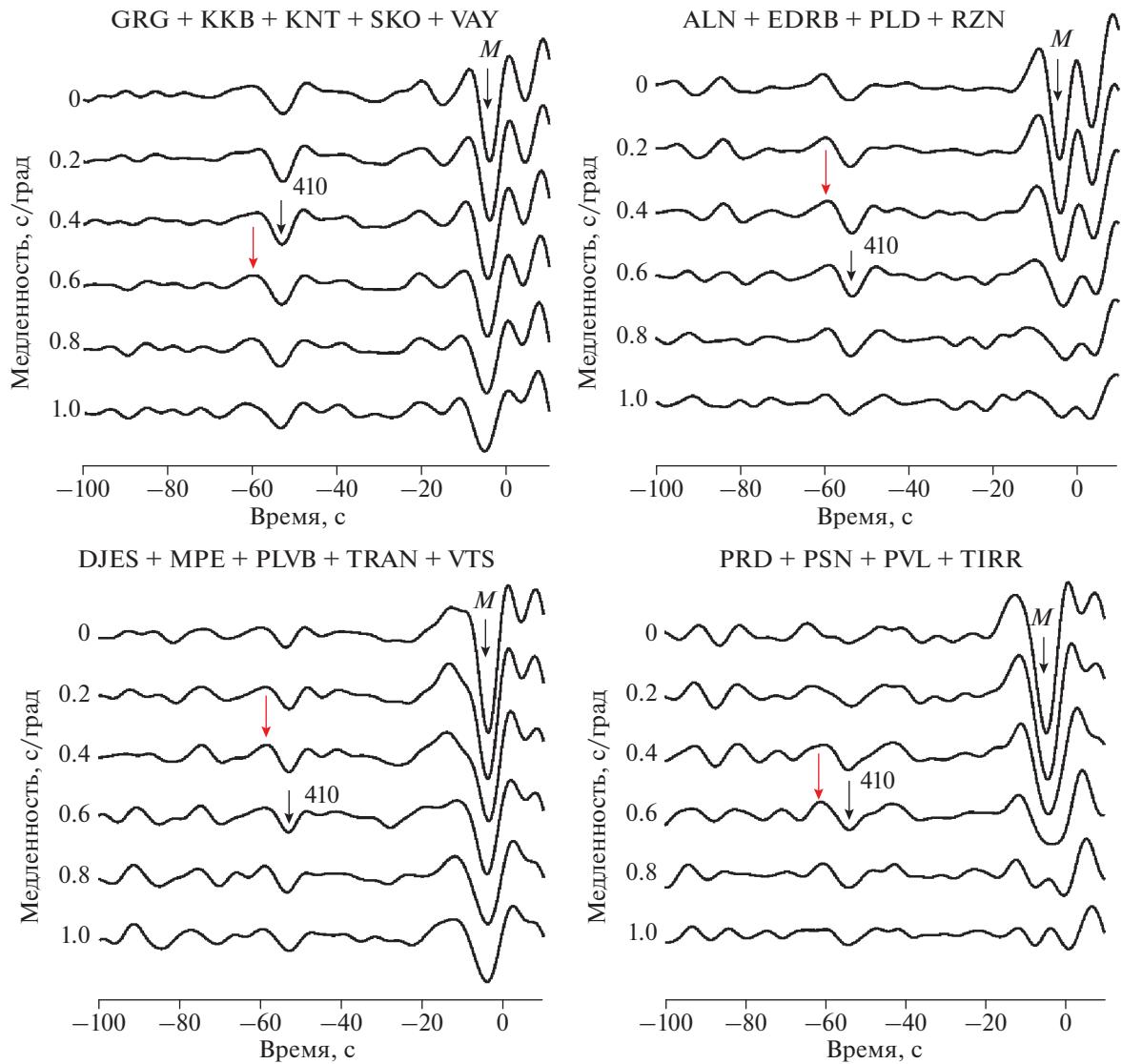


Рис. 4. Миграция *SRF*. Красными стрелками отмечены вступления S_p -волн от низкоскоростного слоя. Черными стрелками показаны вступления S_p -волн от границы Мохо и 410-км границы.

многих районах мира основные сейсмические границы в переходной зоне (410- и 660-км) находятся практически на одной и той же глубине. Существенная латеральная неоднородность этих границ известна главным образом в зонах субдукции и горячих точках. Самая большая латеральная неоднородность верхней мантии обычно обнаруживается на глубинах менее 300 км. При этом $dTps$ – отклонение времени прихода Ps -волны, образованной на границе в переходной зоне, от стандартного значения можно представить как $dTps = dTs - dTp$, где dTs и dTp – искомые телесеismicкие аномалии S - и P -волн. Это соотношение можно переписать как

$$dTp = dTps / (K - 1), \quad dTs = dTps (1 + 1 / (K - 1)),$$

где K – отношение аномалий времени пробега S - и P -волн. Оценки значения K неоднократно обсуждались в литературе (например, [Vinnik et al., 1999]). Большинство опубликованных значений K находится в диапазоне от 3.0 до 4.0. Значительное, порядка 1 с, отклонение дифференциального времени от стандартного значения (23.9) свидетельствует о латеральной неоднородности переходной зоны. В этом случае оценки телесеismicких аномалий времени пробега P - и S -волн можно получить иначе, из наблюдений поверхностных волн Рэлея.

Мы получили оценки аномалий времени пробега для нашей сети с помощью данных о фазовой скорости основной гармоники волн Рэлея в диапазоне периодов от 35 до 150 с [Ritzwoller et al., 2002]. Сходным образом ранее был выполнен

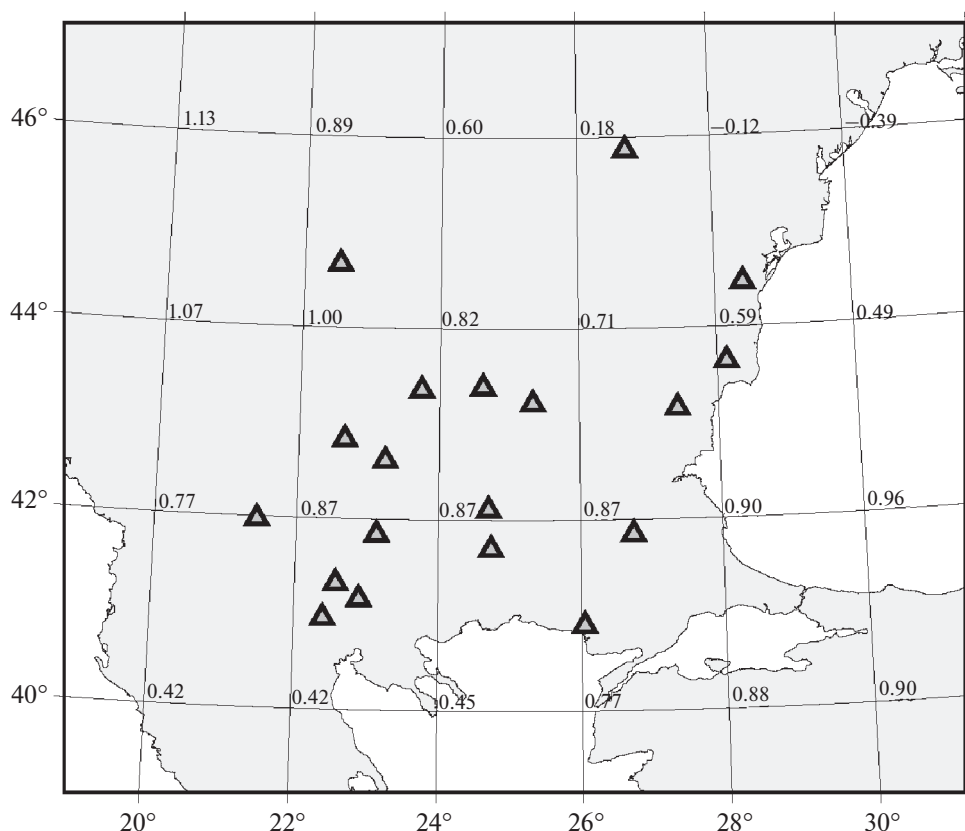


Рис. 5. Телесеismicкие аномалии dT_s (с), полученные по данным работы [Ritzwoller et al., 2002].

анализ наблюдений в районе центрального Анатолийского плато [Винник и др., 2014]. Значения фазовой скорости получены в узлах координатной сетки с шагом 2° . Значения скорости поперечных волн в функции глубины получены для тех же узлов методом [Herrmann, Ammon, 2002]. Полученные скоростные разрезы имеют хорошую чувствительность к фазовой скорости до глубины 200 км, т.е. в том диапазоне глубин, где находится литосфера и астеносфера. Телесеismicкие аномалии dT_s (рис. 5) определяются вычитанием времени для модели IASP91. Аномалия dT_p определяется из соотношения $dT_s/dT_p = K$.

Пример совместного обращения приемных функций двух типов и аномалий времени пробега dT_s и dT_p показан на рис. 6 для станции ALN. Показан на рис. 6а результат обращения без аномалий времени пробега dT_s и dT_p . В этом случае в разрезе для S -волн выделяется граница LAB на глубине 60 км со скачком скорости S -волн около 0.4 км/с (9%). Нижняя граница низкоскоростного слоя (астеносферы) находится на глубине 100 км. Граница Мохо находится на глубине 30 км. Отношение скоростей V_p и V_s в верхнем 10-км слое коры близко к 1.9. Ширина зеленого коридора для V_p и V_s составляет более 1 км/с. При использова-

нии dT_s и dT_p (рис. 6б, 6в) ширина зеленого коридора для V_s сокращается в несколько раз, тогда как для V_p она сохраняется без больших изменений. Главные особенности разреза V_s , включающие глубину основных границ и отношение V_p/V_s в верхней коре, сохраняются. Коричневый коридор приобретает более отчетливый характер. Изменение $K = dT_s/dT_p$ с 3.0 (рис. 6б) до 4.0 (рис. 6в) почти не влияет на результат обращения.

Далее мы рассматриваем на рис. 7 результаты для V_s при $K = 3$ как наиболее надежные. Область верхней мантии, освещаемая сейсмическими данными, смещена относительно станции на северо-восток на расстояние около 100 км. Станция SKO представляет исключение, так как в этом случае сейсмические источники находятся преимущественно к западу от станции. В первую группу полученных моделей входят разрезы V_s для станций GRG, ККВ, KNT, SKO, VAY (рис. 7а) в юго-западной части района исследований. Граница Мохо для всех разрезов этой группы находится на глубине 28–30 км. LAB находится на глубине 40, 55, 60, 55 и 40 км соответственно. Скорость S -волн в астеносфере составляет 4.0–4.2 км/с, на 7–9% ниже стандартной величины IASP91. Вторую группу образуют разрезы для

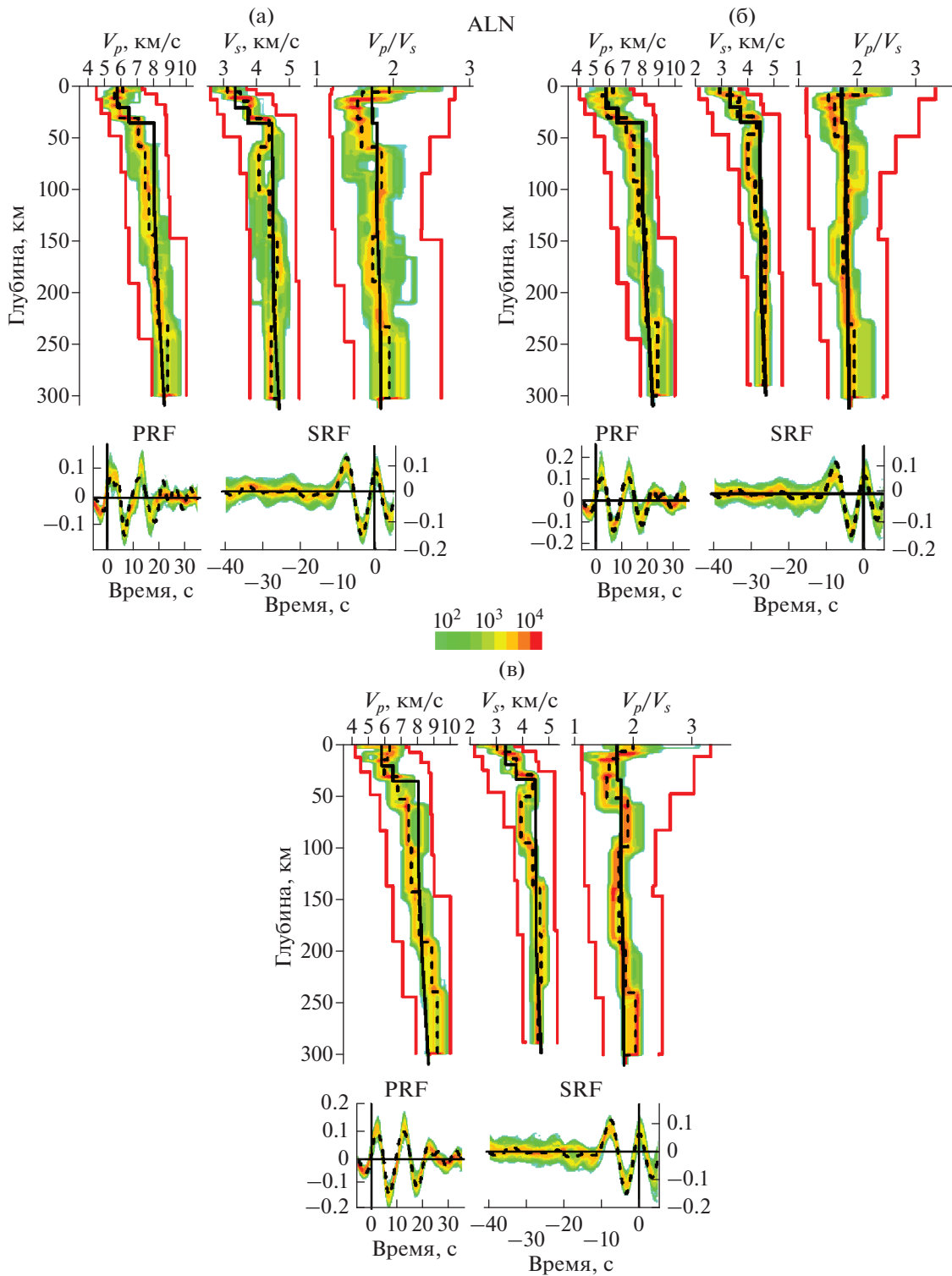


Рис. 6. Пример обращения приемных функций (станция ALN): (а) – *PRF* и *SRF*; (б) – *PRF*, *SRF* и аномалии времени пробега, $K=3$; (в) – *PRF*, *SRF* и аномалии времени пробега, $K=4$. Апостериорное распределение V_s , V_p , V_p/V_s показано цветовым кодом. Медианы показаны пунктиром. Границы поиска показаны красными линиями. Значения модели IASP91 показаны черными линиями. Распределение синтетических приемных функций показано тем же цветовым кодом, что и параметры модели. Значения, полученные миграцией реальных данных, показаны пунктиром.

станций ALN, EDRB, RZN, PLD (рис. 7б) в юго-восточной части района. Глубина границы Мохо во всех разрезах составляет 30 км. LAB находится на глубине 40 км (ALN), 58 км (EDRB), 50 км (RZN) и на неопределенной глубине (станция PLD). В случае станции PLD о глубине LAB трудно судить, так как низкая скорость S -волн, характерная для астеносферы (4.1 км/с), наблюдается непосредственно под границей Мохо. Разрезы 3-ей группы (станции DJES, MPE + PLVB, TRAN, VTS, рис. 7в) характеризуют северо-западную часть района. Граница Мохо находится на глубине 50, 28, 40 и 35 км соответственно. LAB выделяется только на станции TRAN на глубине 85 км. В остальных разрезах верхней мантии не наблюдаются существенные изменения скорости S -волн с глубиной и скорость волн от границы Мохо до глубины 200–300 км находится в литосферном диапазоне значений (4.4–4.5 км/с). Четвертая группа разрезов (станции TIRR, PRD, PSN, PVL, VRI, рис. 7г) находится в северо-восточной части района. Граница Мохо находится на глубинах 30, 32, 47, 30, 35 км соответственно. Отмечается странность в положении границы Мохо на станции PSN (47 км): на соседних станциях (TIRR, PRD, PVL) наблюдаются значительно меньшие глубины. На глубине 140 км под станцией PSN происходит возрастание V_s от 4.4 до 4.7 км/с. На станции VRI наблюдается резкий рост V_s на 1 км/с на глубине 20 км, и постепенный рост на глубине 35–40 км. На глубине 90 км наблюдается резкий скачок V_s от 4.4–4.5 км/с до 4.8 км/с. На ряде станций, независимо от группы, наблюдается возрастание V_p/V_s в верхней и средней коре до 1.9–2.0 и более: ALN, EDRB, GRG, KNT, SKO, DJES, VTS, PVL и др. Типичным примером может служить станция ALN (рис. 6).

4. АЗИМУТАЛЬНАЯ АНИЗОТРОПИЯ

Исследование неоднородности мантии Балканского полуострова дополнено анализом азимутальной анизотропии, частично с использованием той же сейсмической сети. Из-за низкого качества записей несколько станций замещены новыми. В табл. 1 приведены параметры использованных записей и полученные результаты, которые также показаны на рис. 8. Пример анализа записей показан на рис. 9. В случае азимутальной анизотропии поперечная волна расщепляется на две ортогонально поляризованные квазипоперечные волны. При этом поляризация квазипоперечных волн определяется упругими модулями среды, в которой распространяется поперечная волна. Основным минералом, от которого зависит расщепление поперечной волны в верхней мантии, является оливин. Записи волн SKS и SKKS используются для определения α и δt – направления поляризации быстрой расщепленной

Таблица 1. Оценки параметров азимутальной анизотропии

| Станция | Координаты станций | | N | $\alpha(^{\circ})$ | $\delta t, c$ |
|---------|---------------------|---------------------|-----|--------------------|---------------|
| | с.ш. ($^{\circ}$) | в.д. ($^{\circ}$) | | | |
| ALN | 40.90 | 26.05 | 4 | 20 | 1.5 |
| DJES | 44.67 | 22.52 | 1 | 160 | 1.1 |
| EDRB | 41.85 | 26.74 | 7 | 50 | 1.0 |
| ELND | 42.92 | 25.85 | 5 | 160 | 1.3 |
| JMB | 42.47 | 26.58 | 1 | 10 | 1.5 |
| KAVA | 41.00 | 24.51 | 6 | 20 | 1.3 |
| KDZ | 41.63 | 25.34 | 5 | 10 | 1.0 |
| LOZB | 43.37 | 26.59 | 6 | 160 | 1.2 |
| MMB | 41.55 | 23.75 | 7 | 20 | 1.1 |
| PGB | 42.55 | 24.17 | 3 | 180 | 1.1 |
| PLD | 42.10 | 24.70 | 9 | 0 | 1.0 |
| PLVB | 43.39 | 24.62 | 9 | 160 | 1.2 |
| PRD | 43.16 | 27.41 | 1 | 160 | 0.7 |
| RAZG | 43.57 | 26.51 | 12 | 150 | 1.0 |
| RZN | 41.69 | 24.74 | 9 | 10 | 1.1 |
| SKO | 41.97 | 21.43 | 4 | 160 | 0.9 |
| VAY | 41.32 | 22.57 | 1 | 120 | 0.5 |
| VRI | 45.87 | 26.73 | 6 | 170 | 0.9 |
| VTS | 42.61 | 23.23 | 2 | 130 | 1.4 |

Примечание: N – количество событий.

волны и времени запаздывания медленной расщепленной волны [Винник и др., 1984]. Полученные оценки азимутальной анизотропии характеризуют область в радиусе нескольких десятков километров от станции.

Наши оценки получены методом [Vinnik et al., 1989], предполагающим поперечно-изотропную модель с горизонтальной осью симметрии. Параметры анизотропии определяются минимизацией целевой функции, представляющей средний квадрат разности наблюдаемой T -составляющей SKS или SKKS и теоретической T -составляющей, синтезированной по наблюдаемой радиальной (R) составляющей. Оптимальные параметры α и δt определяются в результате перебора всех возможных значений в узлах плотной сетки и для всех записей SKS и SKKS с приемлемо низким уровнем шума. Стандартная ошибка оценки быстрого направления по одной записи хорошего качества составляет около 10° , но мы, как правило, используем несколько записей одной станции и получаем меньшую погрешность.

Результаты анализа (рис. 8) показывают, что по направлению поляризации быстрой волны станции разделяются на две группы. В южной группе (станции ALN, EDRB, JMB, KAVA, KDZ, MMB, RZN) азимут α составляет около 20° . На

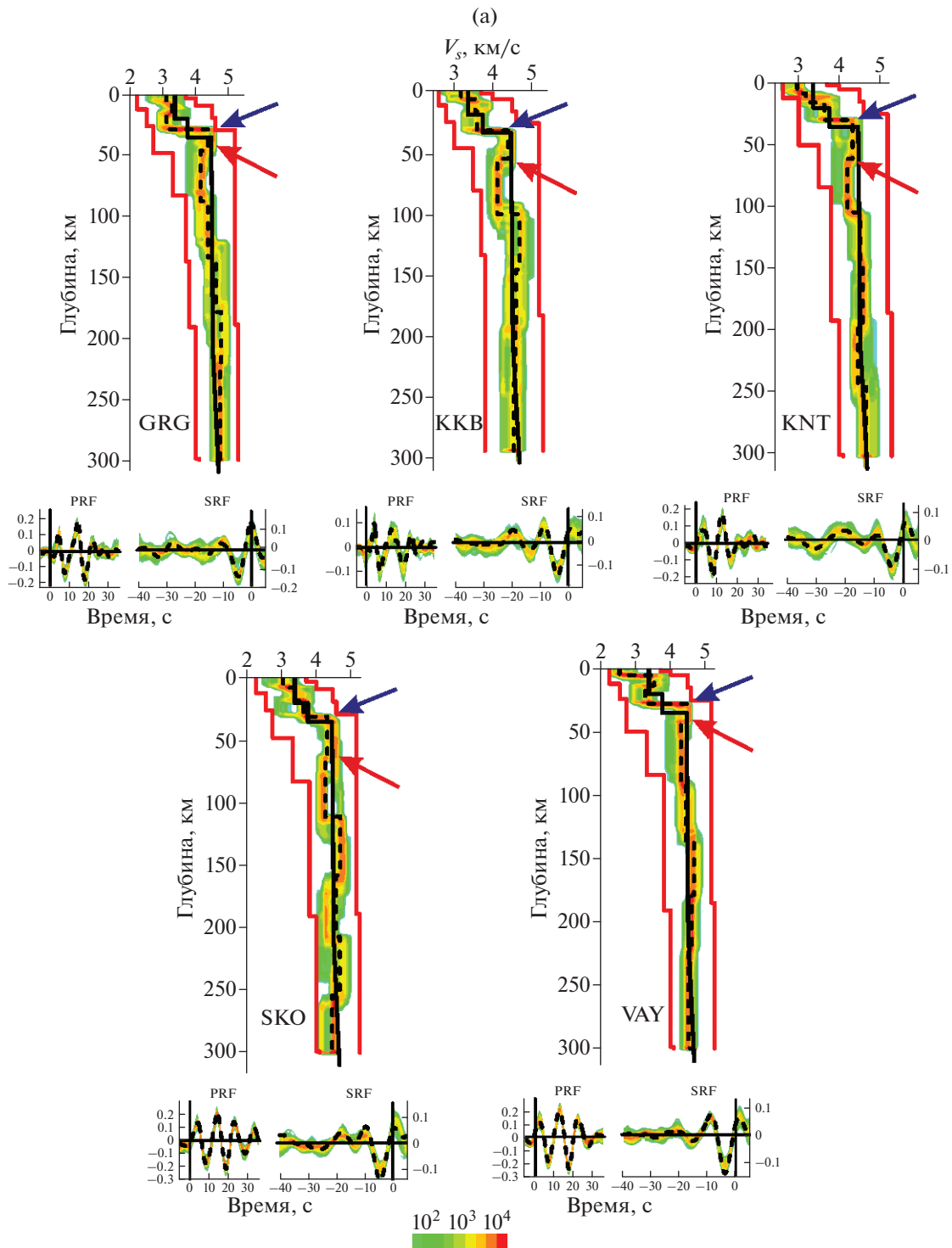


Рис. 7. (а) – Скоростные разрезы для S -волн для первой группы станций – GRG, ККВ, КНТ, SKO, VAY. Апостериорное распределение V_s показано цветовым кодом. Медианы показаны пунктиром. Границы поиска показаны красными линиями. Значения модели IASP91 показаны черными линиями. Синими и красными стрелками отмечены границы Моно и LAB . Распределение синтетических приемных функций показано тем же цветовым кодом, что и параметры модели. Значения, полученные миграцией реальных данных, показаны пунктиром; (б) – то же самое для группы 2 – станции ALN, EDRF, PLD, RZN; (в) – то же самое для группы 3 – станции DJES, MPE+PLVB, TRAN, VTS.; (г) – то же самое для группы 4 – TIRR, PRD, PSN, PVL, VRI.

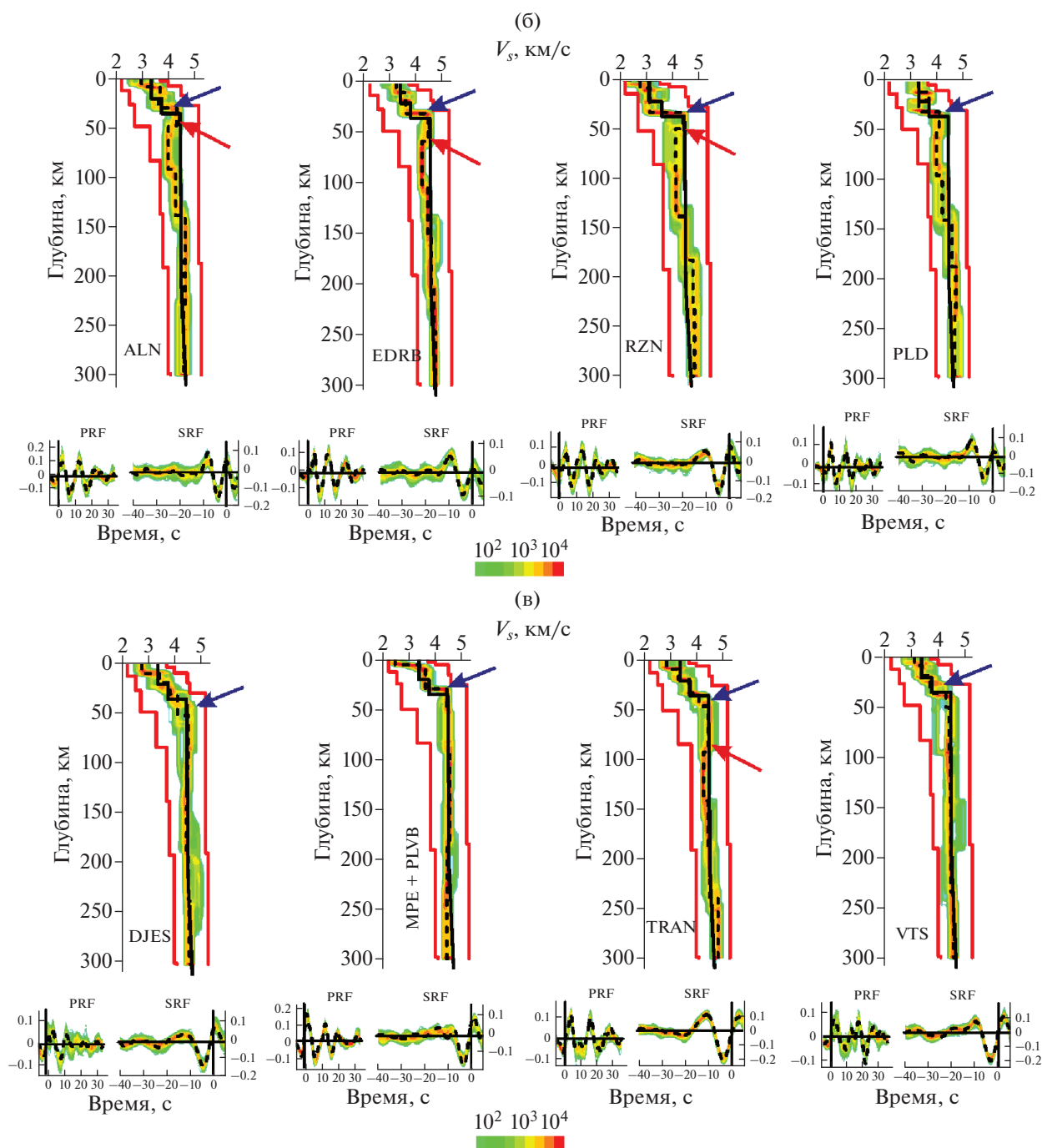


Рис. 7. Продолжение.

большинстве остальных станций, находящихся преимущественно к северу и западу от первой группы (станции DJES, ELND, LOZB, PLVB, PRD, RASG, SKO, VTS1, VAY), азимут α составляет около -30° . Разделение станций на две группы напоминает зональность по величине скорости S -волн в верхней мантии. Быстрое направление около 20° характерно для станций в районе Южной Балканской системы растяжения с низкой скоростью поперечных волн. Верхняя мантия в этом рай-

оне должна легко деформироваться и азимут поляризации быстрой волны может указывать направление растяжения. Быстрое направление около -30° приурочено к высокоскоростной зоне.

5. ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наш анализ обнаруживает поднятие 410-километровой сейсмической границы в районе Родоп на ~ 10 км. Поднятие могло произойти в результа-

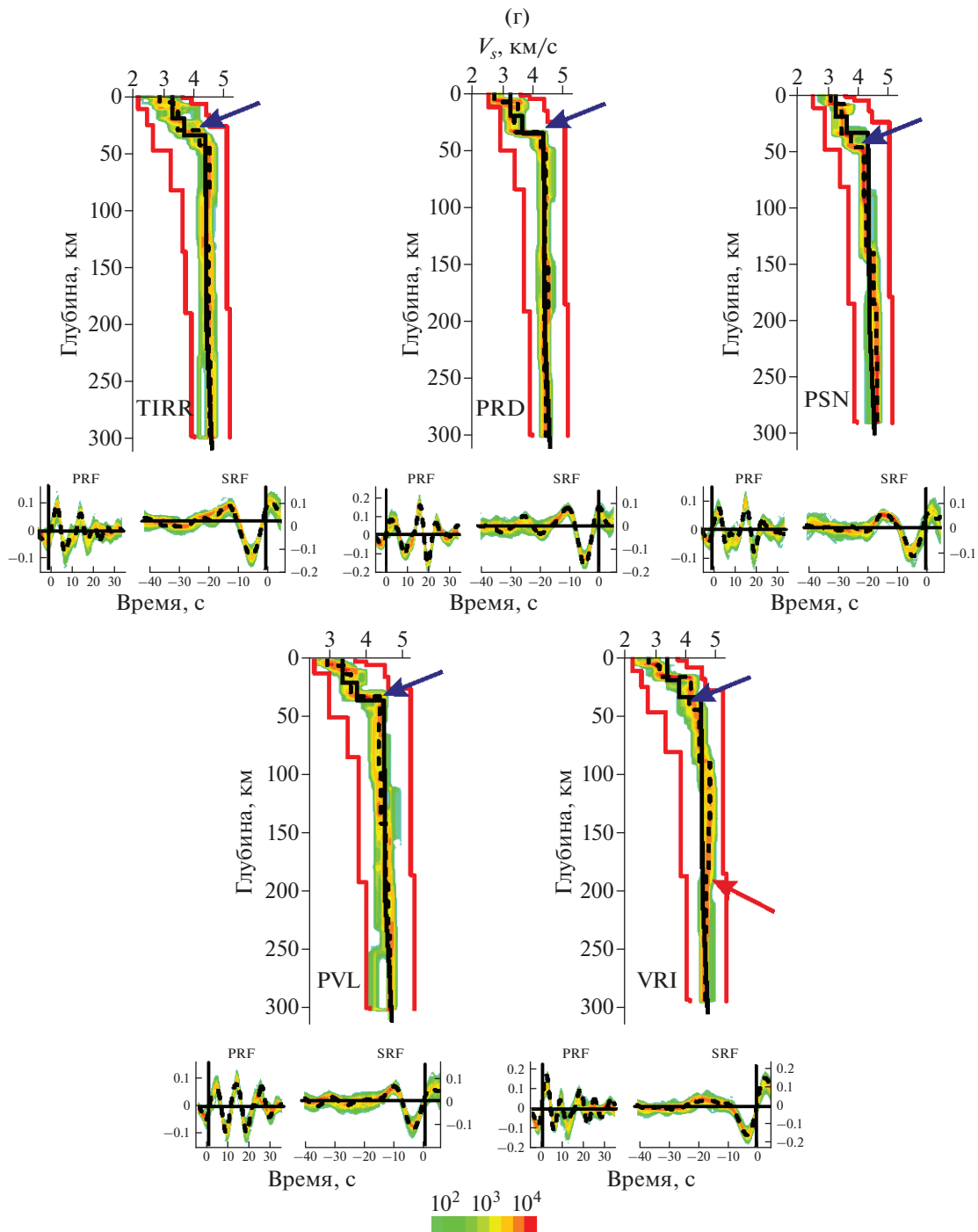


Рис. 7. Окончание.

те понижения температуры или гидратации [Karato, 2011] переходной зоны мантии. Понижение температуры, необходимое для поднятия границы на 10 км, составляет около 100°C. Эллинская зона субдукции с простираем вдоль Адриатического побережья ориентирована благоприятно для перемещения холодного материала литосферы на 200–300 км к востоку, где понижение температуры

в переходной зоне проявляется в сейсмических данных.

Второе заслуживающее внимания наблюдение связано с низкоскоростным слоем непосредственно над 410-км границей. Происхождение этого слоя связывают с поднятием вещества мантии, при котором происходит фазовый переход вадслеита в оливин, сопровождаемый высвобождением

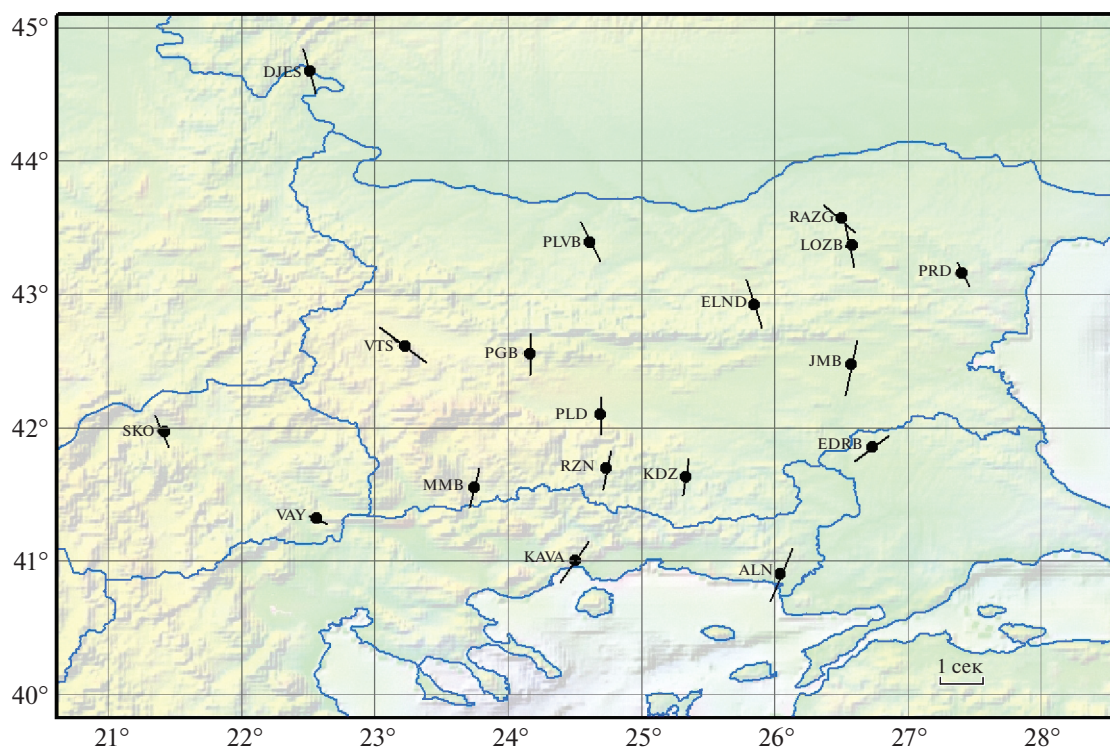


Рис. 8. Результаты измерения азимутальной анизотропии. Для каждой станции показан азимут поляризации быстрой волны и запаздывание медленной волны.

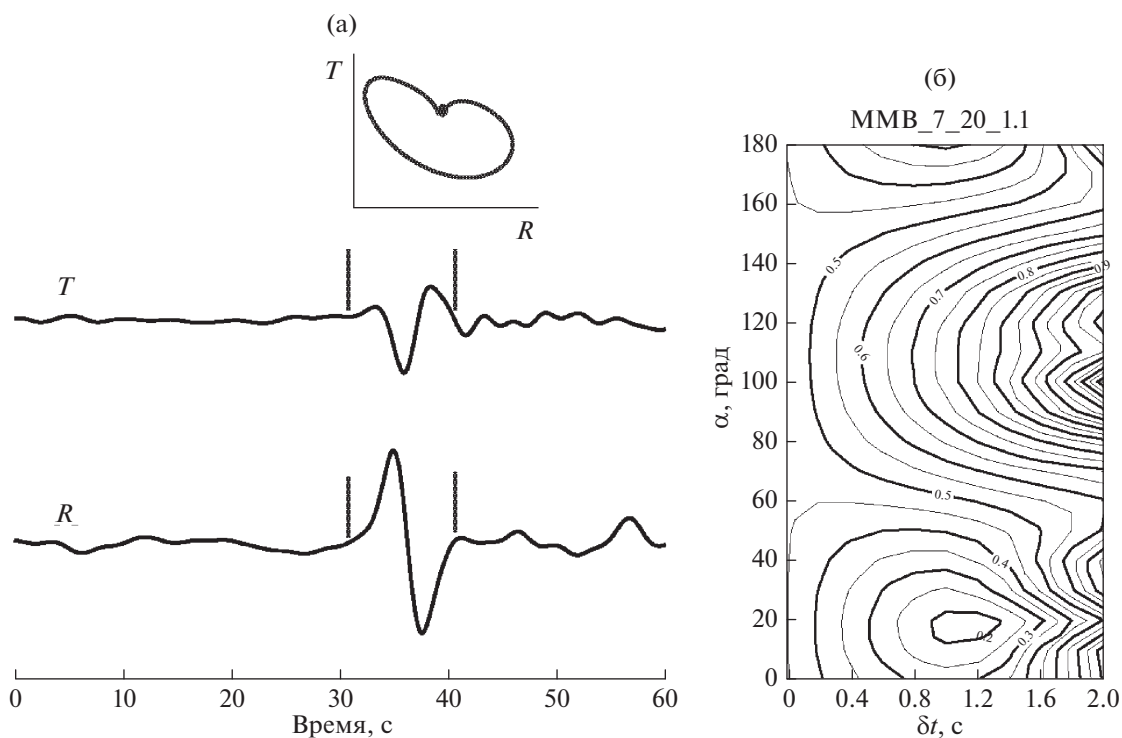


Рис. 9. (а) – R - и T -компоненты записи землетрясения 02.12.2014 г. на станции ММВ. Вертикальными линиями показан интервал анализа волны SKS , сверху – траектория движения; (б) – изолинии значений целевой функции для станции ММВ по 7 событиям ($\alpha = 20^\circ$, $\delta t = 1.1$ с).

дением воды и частичным плавлением [Bercovici, Karato, 2003]. Нормальная структура перехода иллюстрируется данными группы станций ALN, EDRB, RZN, PLD на юго-востоке района исследований (рис. 76). В этом случае сейсмическую фазу $P410s$ с положительной полярностью предвзывает такая же фаза, но с отрицательной полярностью. Это и есть волна от верхней границы частично расплавленного слоя. Необычную картину представляет фазовый переход в районе станций DJES, MPE + PLVB, TRAN, VTS. В этом случае хорошо наблюдается фаза с отрицательной полярностью, но отсутствует нормальная волна $P410s$ с положительной полярностью, хотя обе фазы связаны и должны существовать одновременно. Аналогичная аномалия обнаружена на станциях центральной Анатолии [Винник и др., 2014].

Еще одно заслуживающее внимания наблюдение сделано при анализе записей волны $S410p$. В этом случае наблюдается волна-предвестник $S410p$ с противоположной полярностью (рис. 4). Для объяснения этого предвестника следует предположить существование низкоскоростного слоя в интервале глубин от 450 до 510 км. Авторы работы [Keshav et al., 2011] сообщали о резком падении температуры солидуса карбонатной мантии при давлениях, соответствующих этому слою. 520-км граница, происхождение которой имеет дискуссионный характер, может соответствовать подошве этого слоя [Vinnik et al., 2012].

Совместное обращение приемных функций двух типов (P и S) и фазовых скоростей волн Рэлея обнаруживает сильное (7–9%) понижение скорости S -волн в верхней мантии южной Болгарии и северной Греции. По тектоническим признакам область низкой скорости характеризуется как система растяжения [Burchfiel et al., 2008], а понижение скорости поперечных волн может быть вызвано частичным плавлением при декомпрессии. Мощность частично расплавленного слоя (астеносферы) составляет около 50 км. Граница литосферы и астеносферы (LAB) выделяется на глубинах от 40 до 60 км. Другими словами, частичное плавление мантии может происходить вблизи от границы Мохоровичича. Севернее $43^\circ N$ скорость S -волн в верхней мантии, как правило, составляет не менее 4.4 км/с и LAB не выделяется или выделяется значительно глубже, чем на юге. В частности, понижение скорости S -волн, характерное для астеносферы, не обнаруживается на станциях DJES, TIRR и VTS или выделяется на глубине 85 км (станция TRAN) и на глубине 200 км (станция VRI).

Выполненный нами анализ азимутальной анизотропии методом SKS обнаруживает в верхней мантии зональность, сходную со скоростной зональностью. В южной группе станций азимут поляризации быстрой волны α составляет около

20° . На большинстве остальных станций азимут α составляет около -30° . Большая часть группы южных станций находится в районе, который по тектоническим признакам характеризуется как система растяжения. Верхняя мантия этого района находится в состоянии частичного плавления. Азимут поляризации быстрой волны в этом районе вероятно характеризует главное направление растяжения. Вторая группа станций находится в зоне влияния Мизийской платформы с мощной литосферой. Сходная ориентация анизотропии была ранее обнаружена в соседних районах Восточно-Европейской платформы [Dricker et al., 1999]. Для лучшего понимания динамики этих районов следует изучить анизотропию как функцию глубины.

БЛАГОДАРНОСТИ

Использовались сейсмограммы следующих сейсмических сетей: <https://doi.org/10.7914/SN/BS>, <https://doi.org/10.7914/SN/HT>, <https://doi.org/10.7914/SN/RO>, <https://doi.org/10.7914/SN/KO>, doi:10.14470/TR560404. Выражаем благодарность за данные о скоростях волн Рэлея – А.Л. Левшину и М.П. Бармину. При анализе сейсмограмм использовался Seismic Handler (автор K. Stammer).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Это исследование выполнено в рамках совместного проекта, поддержанного Национальным Научным Фондом Болгарии (грант № КП-06-РУСИЯ/27.09.2019) и Российским Фондом Фундаментальных Исследований (РФФИ, грант № 19-55-18008 Болг_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Винник Л.П., Косарев Г.Л., Макеева Л.И. Анизотропия литосферы по наблюдениям волн SKS и SKKS // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 6. С. 1335–1339.
- Винник Л.П., Эрдуран М., Орешин С.И., Косарев Г.Л., Кутлу Ю.А., Чакир О., Киселев С.Г. Совместное обращение P и S приемных функций и дисперсионных кривых волн Рэлея: результаты для Центрального Анатолийского Плато // Физика Земли. 2014. № 5. С. 33–43.
- Вольвовский И.С., Дачев Хр., Попова О.Г. Строение земной коры Болгарии по профилю Петрич-Никопол // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 4. С. 929–934.
- Bercovici D., Karato S. Whole mantle convection and the transition-zone water filter // Nature. 2003. V. 425. P. 39–44.
- Berkhout A.J. Least-squares inverse filtering and wavelet deconvolution // Geophysics. 1977. V. 42. № 7. P. 1369–1383. <https://doi.org/10.1190/1.1440798>
- Biswas N.N. Earth-flattening procedure for the propagation of Rayleigh wave // Pure and Applied Geophysics. 1972. V. 96. P. 61–74.

- Botev E., Spassov E.* Deep velocity structure of crust and upper mantle in the central parts of Balcan Region // *Geologica Balcanica*. 1990. V. 20. № 2. P. 71–79.
- Burchfiel B.C., Nakov R., Dumurdzanov N., Papanikolaou D., Tzankov T., Serafimovski T., King R.W., Kotzev V., Todosov A., Nurce B.* Evolution and dynamics of the Cenozoic tectonics of the South Balkan extensional system // *Geosphere*. 2008. V. 4. № 6. P. 919–938.
- Chevrot S., Vinnik L., Montagner J.-P.* Global scale analysis of the mantle Pds phases // *J. Geophysical Research*. 1999. V. 104. № B9. P. 20.203–20.219.
- Dinter D.A.* Tectonic evolution of the Rhodope metamorphic core complex. Northeastern Greece. MIT. 1994.
- Dricker I., Vinnik L., Roecker S., Makeyeva L.* Upper-mantle flow in Eastern Europe // *Geoph. Research. Letters*. 1999. V. 26. № 9. P. 1219–1222.
- Efron B., Tibshirani R.* Bootstrap methods for standard errors, confidence intervals, and other measures of statistical accuracy // *Statistical Science*. 1986. V. 1. № 1. P. 54–75.
- Farra V., Vinnik L.* Upper mantle stratification by *P* and *S* receiver functions // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 141. № 3. P. 699–712.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00118.x>
- Georgieva G.D.* Mantle transition zone beneath Bulgaria and surrounding countries // *Comptes rendus de l'Academie bulgare des Sciences*. 2015. V.68. № 6. P. 755–760.
- Georgieva G.D., Nikolova S.* The Moho depth and crustal structure beneath Bulgaria obtained from Receiver function analysis // *Comptes rendus de l'Academie bulgare des Sciences*. 2013. V. 66. № 5. P. 725–732.
- Haskell N.A.* Crustal reflection of plane *P* and *SV* waves // *J. Geophys Res.* 1962. V. 67. № 12. P. 4751–4767.
- Hermann R.B., Ammon C.J.* Computer Programs in Seismology: Surface Waves, Receiver Functions and Crustal Structure, Version 3.30. Saint Louis University. St. Louis. 2002. 110 p.
- Karato S.* 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.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x>
- Keshav S., Gudfinnsson G.H., Presnall D.C.* Melting phase relations of simplified carbonated peridotite at 12–26GPa in the systems CaO–MgO–SiO₂–CO₂ and CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–CO₂: highly in the transition zone of the Earth // *J. Petrol.* 2011. V. 52. P. 2265–2291.
- Kounov A., Gerdjikov I., Vangelov D., Balkanska E., Lazarova A., Georgiev S., Stockli D., Blunt E.* First thermochronological constraints on the Cenozoic extension along the Balkan Fold-Thrust Belt (Central Stara Planina Mountain, Bulgaria) // *International J. Earth Sciences*. 2018. V. 107. № 4. P. 1515–1535.
- Mosegaard K., Vestergaard P.D.* A simulated annealing approach to seismic model optimization with sparse prior information // *Geophysical Prospecting*. 1991. V. 39. № 5. P. 599–611.
- Raykova R.B., Panza G.* Vs structure of the crust and upper mantle in the Balkan Peninsula region. 7th BgGS National Conference With International Participation “Geophysics 2015”. 2015.
- Ritzwoller M.H., 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>
- Vinnik L., Chevrot S., Montagner J.-P., Guyot F.* Teleseismic travel time residuals in North America and anelasticity of the asthenosphere // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1999. V. 116. P. 93–103.
- Vinnik L.P., Farra V., Romanowicz B.* Azimuthal anisotropy in the Earth from observations of SKS at GEOSCOPE and NARS broadband stations // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1989. V. 79. № 5. P. 1542–1558.
- Vinnik L., Ren Y., Stutzmann E., Farra V., Kiselev S.* Observations of S410p and S350p phases at seismograph stations in California // *J. Geophysical Research*. 2010. V. 115(B05303).
- Vinnik L., Silveira G., Kiselev S., Farra V., Weber M., Stutzmann E.* Cape Verde hotspot from t6he upper crust to the top of the lower mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. V. 319–320. P. 259–268.
- 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.
- Yegorova T.P., Kozlenko V.G., Starostenko V.I., Shen E.L., Boiev E.A.* Density inhomogeneities of the upper mantle of the Central Balkans // *Geophys. J. Int.* 1998. V. 132. P. 283–294.

Deep Structure and Dynamics of the Central Balkan Peninsula from Seismic Data

L. P. Vinnik^{a,*}, G. D. Georgieva^b, S. I. Oreshin^a, L. I. Makeyeva^a,
D. N. Dragomirov^c, V. D. Buchakchiev^c, L. D. Dimitrova^c

^aSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia

^bSofia University “St. Kliment Ohridski”, Faculty of Physics, Sofia, 1164 Bulgaria

^cNational Institute of Geophysics, Geodesy and Geography, Sofia, 1113 Bulgaria

*e-mail: vinnik@ifz.ru

Analysis of *P*- and *S*- receiver functions for 19 seismic stations on the Balkan Peninsula has been performed. Half of the stations are in Bulgaria. The crustal thickness varies from 28–30 to 50 km. The ratio of longitudinal and shear wave velocities in the upper crust reaches 2.0 in some places. In the southwest of the study area, the 410-km seismic boundary is uplifted by 10 km relative to nominal depth. The elevation may be caused by

hydration and/or cooling of the mantle transition zone under the influence of the Hellenic subduction zone. A low S wave velocity layer related to the 410-km boundary may be located atop this boundary. In the north-western part of the study area this layer is present in spite of the absence of the 410-km boundary. A similar paradox has been previously noted in central Anatolia. Indications of a low-velocity layer are present at a depth exceeding 410 km. The simultaneous inversion of the receiver functions of the two types (P and S) and the Rayleigh wave phase velocities reveals a large (7–9%) decrease in the S -wave velocity in the upper mantle of southern Bulgaria and northern Greece. The thickness of the low-velocity layer (asthenosphere) is about 50 km. The lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) is at depths of 40 to 60 km. In terms of tectonics, this zone is characterized as the South Balkan extension system. To the north of 43° N, the S -wave velocity in the upper mantle is usually at least 4.4 km/s and the LAB is not detected or is detected at a depth of over 80 km. The SKS analysis of azimuthal anisotropy reveals lateral zoning in the upper mantle that is correlated to velocity zoning. Probably, the mechanically weak low-velocity mantle of the South Balkan system is easily deformed, and the azimuth of the fast direction of anisotropy (20°) indicates the direction of extension. At the northern stations, the fast direction (about –30°) may be a reflection of an older process.

Keywords: receiver functions, crust, upper mantle, transition zone, lithosphere, asthenosphere, partial melting