

РАДИАЛЬНАЯ АНИЗОТРОПИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЕВРОПЫ ПО ДАННЫМ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

© 2019 г. Т. Б. Яновская^{1*}, Е. Л. Лыскова¹, Т. Ю. Королева¹

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: t.yanovskaya@spbu.ru

Поступила в редакцию 11.05.2018 г.

Принята в печать 10.09.2018 г.

Построены дисперсионные кривые групповых скоростей волн Релея и Лява по трассам, пересекающим европейский континент, в интервале периодов 10–100 с при использовании записей как землетрясений, так и сейсмического шума. По этим данным оценивалась радиальная анизотропия верхней мантии Европы. Вначале по каждой трассе вычислялись средние скоростные разрезы волн SV (по данным волн Релея) и SH (по данным волн Лява). По этим разрезам для каждой трассы определялся средний коэффициент анизотропии в четырех интервалах глубин (кора + три 30-километровых слоя верхней мантии). Эти результаты использовались для выявления латеральных вариаций анизотропии в исследуемом регионе с помощью томографической инверсии. Такой подход был использован для того, чтобы исключить разную степень сглаженности латеральных вариаций скоростей SV - и SH -волн, если эти вариации определяются отдельно по волнам Релея и Лява – в этом случае возможны большие ошибки в величине коэффициента анизотропии из-за различия трасс. Разрешающая способность данных, использованных для томографии, оценивалась с помощью «теста шахматной доски», который показал возможность разрешения неоднородностей линейным размером 1200–1300 км в центральной области исследования – приблизительно $15\text{--}50^\circ$ по долготе и $40\text{--}65^\circ$ по широте. Результаты томографического восстановления латеральных вариаций коэффициента анизотропии показали, что в континентальной части области коэффициент анизотропии на всех глубинах в верхней мантии равен нулю в пределах погрешности, а в области Черного и Балтийского морей он положителен и составляет 4–4.5% в подкоревой мантии на глубинах 34–64 км. В нижележащем слое в области Балтийского моря он близок к нулю, а под Черноморской впадиной остается положительным, хотя и уменьшается до 2–3%. В самом нижнем слое анизотропия не отмечается во всей области, хотя это может быть следствием недостатка данных для больших периодов. Положительная анизотропия ($V_{SH} > V_{SV}$) характерна для океанических областей, что может свидетельствовать в пользу океанической гипотезы происхождения Черноморской впадины.

Ключевые слова: анизотропия, скорости волн Релея и Лява, поверхностно-волновая томография, верхняя мантия, Европа

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-3337201923-14>

1. ВВЕДЕНИЕ

Еще в 60-х годах прошлого столетия при интерпретации дисперсионных кривых волн Релея и Лява на периодах до 200 с было обнаружено, что полученные из наблюдений данные невозможно объяснить единым скоростным разрезом S -волн [Anderson, 1966; Mitchell, 1984; Nishimura, 1989]. Дисперсионные кривые волн Лява приводили к завышенным значениям скоростей на глубинах до ~ 200 км по сравнению с теми, которые получались из результатов для волн Релея. Из этого был сделан вывод об анизотропии скоростей в верхней мантии.

Сведения о радиальной анизотропии скоростей поперечных волн в Земле были включены в модель PREM [Dziewonski, 1981], но при этом они основывались, в основном, на данных вдоль океанических трасс – с одной стороны, как на более однородных, а с другой – как охватывающих большую часть земного шара [Forsyth, 1975; Schlue, 1977; Yu, 1979]. Поскольку модель PREM изначально строилась как сферически-симметричная, то понятно, что модель анизотропии могла быть только трансверсально-изотропной (радиально-анизотропной). Истинная анизотропия вещества Земли, безусловно, гораздо более

сложная, и, конечно, и сама модель, и ее параметры должны зависеть от латеральных координат. В частности, наблюдения поверхностных волн показывают и существование азимутальной анизотропии [Smith, 1973; Montagner, 1986; Shaeffer, 2016], хотя она и менее ярко выражена. В модели PREM, основанной на полученных к тому времени данных, различие в скоростях SH - и SV -волн под границей Мохо достигает $\sim 4\%$, уменьшается с глубиной и исчезает ниже границы 200 км. Анизотропия различна в разных областях земного шара, и она может характеризовать свойства вещества наряду со значениями скоростей, а также историю развития данной структуры и современные процессы. Так, в работе [Anderson, 1983] было показано, что в океанической мантии величина анизотропии коррелирует с возрастом океанического дна.

Развитие методов томографии и накопление данных привело к возможности регионализировать скоростные разрезы, получаемые по данным волн Лява и Релея, и, соответственно, делать выводы о латеральных вариациях анизотропии. В работе [Zhou, 2006] авторы построили трехмерную модель радиальной анизотропии для земного шара на основе данных о фазовых задержках волн Релея и Лява, используя разработанный ими метод томографии [Zhou, 2004], основанный на приближении однократного (борновского) рассеяния. В полученной ими глобальной модели анизотропии, в отличие от модели PREM, оказалось, что в среднем в Земле до глубины 220 км, как и в модели PREM, скорость волн SH превышает скорость SV , а ниже — наоборот, $V_{SV} > V_{SH}$. Выявлены были также латеральные вариации коэффициента анизотропии. В дальнейшем, правда, такой подход к томографической реконструкции не получил распространения — для выявления анизотропии используются вариации групповых скоростей волн Релея и Лява. В работе [Яновская, 2006] по данным о дисперсии групповых скоростей волн Релея и Лява вдоль трасс, пересекающих азиатский континент, были построены латеральные вариации скоростей, и в отдельных точках территории определены скоростные разрезы волн SV (по результатам для волн Релея) и SH (по результатам для волн Лява). Было выявлено превышение скорости SH по сравнению с SV на глубинах 100–200 км в верхней мантии в области Байкальского рифта и в Тибете (до 6%) и практическое отсутствие анизотропии под Сибирской Платформой.

Сведения об анизотропии под континентальными областями крайне скудные, что объясняется, по-видимому, более существенными

вариациями строения коры и верхней мантии континентов по сравнению с океаническими областями. В работе [Chen, 2009] исследовалась радиальная анизотропия в Тибете по данным волн Релея и Лява, и было обнаружено, что имеет место как превышение скорости волн SH по отношению к SV , так и обратное соотношение $V_{SV} > V_{SH}$, при этом коэффициент анизотропии варьировал от -10% до $+10\%$. Подобный же результат, касающийся радиальной анизотропии коры в Гималаях и Тибете, получен в работе [Guo, 2012].

Относительно причин радиальной анизотропии высказываются разные мнения: это может быть следствием (1) конвективных потоков вещества в верхней мантии; (2) деформации вещества в результате тектонических процессов за сотни миллионов лет, сохранившиеся в современной литосфере. Первая причина, по-видимому, описывает анизотропию океанической верхней мантии, где всегда наблюдается превышение V_{SH} , тогда как вторая — континентальную мантию, где возможны разные соотношения между V_{SH} и V_{SV} .

В настоящей работе исследована радиальная анизотропия подкорковой мантии в центральной части европейского континента по дисперсионным кривым волн Релея и Лява, полученным как по записям землетрясений, так и по данным сейсмического шума.

2. ПОДХОДЫ К РЕШЕНИЮ

Информация о существовании радиальной анизотропии верхней мантии была получена в 60-х годах прошлого столетия в результате построения скоростных разрезов поперечных волн по дисперсионным кривым волн Релея и Лява на трассах, пересекающих в основном океанические структуры. По каждой из трасс вычислялся коэффициент анизотропии на разных глубинах. Обобщение таких данных по земному шару привело к созданию сферически симметричной модели Земли PREM. В 80–90-х годах появляются методы сейсмической томографии, позволяющие выявлять латеральные отклонения строения реальной Земли от модели со сферической симметрией. Томографические методы, использующие данные о дисперсии поверхностных волн, сводились к выявлению латеральных вариаций скоростей этих волн для разных периодов, определению по таким данным либо региональных дисперсионных кривых и получению качественных выводов о глубинном строении региона, либо к определению более тонких

деталей латеральных вариаций, получению «локальных» дисперсионных кривых и последующему восстановлению по ним «локальных» скоростных разрезов поперечных волн. Так называемые «локальные дисперсионные кривые» в действительности являются результатом сглаживания по некоторой области в окрестности данного места, а область усреднения зависит от количества и взаимного расположения трасс, по которым определяются дисперсионные кривые, и от используемого метода томографии. Очевидно, что получаемые в результате таких построений пространственные распределения скорости поперечных волн являются весьма сглаженными и дают представление о крупномасштабных скоростных аномалиях, но не о деталях их формы. Очевидно, что сведения о пространственном распределении коэффициента анизотропии, получаемые путем сравнения результатов интерпретации дисперсии волн Релея и Лява, будут характеризоваться значительной неопределенностью. Степень сглаженности скоростных распределений волн, получаемых по данным волн Релея (SV) и волн Лява (SH), будет разной как за счет различий в величине и форме областей сглаживания, так и за счет ошибок измерений скоростей, что, безусловно, будет приводить к ошибкам в окончательных скоростных разрезах волн SV и SH , пусть даже и небольшим — по отношению к значениям скоростей. Но эти ошибки могут быть сравнимы с величиной коэффициента анизотропии, который составляет несколько процентов скорости поперечной волны. Эта неопределенность существенно возрастает за счет неточного определения дисперсии волны Лява из-за ее возможной интерференции с волной Релея, о чем более подробно описано в следующем разделе.

При построении дисперсионных кривых по корреляционной функции шума ошибки могут вноситься еще и за счет неравномерности пространственного распределения источников шума, что оказывается весьма существенным на периодах больших 20–40 с, где главными источниками шума являются землетрясения [Yanovskaya, 2016]. И хотя в этой же работе предложен способ снижения влияния неравномерности распределения источников шума, полностью избавиться от такого эффекта не удастся. В то же время отказаться от использования записей шума для определения параметров анизотропии в верхней мантии нецелесообразно из-за того, что трассы между станциями на континентах (в частности, в Европе) более густо покрывают исследуемую территорию, чем

трассы от землетрясений, эпицентры которых сосредоточены в отдельных локализованных областях.

Чтобы уменьшить ошибки в определении пространственного распределения коэффициента анизотропии, вызываемые вышеуказанными причинами, мы предлагаем вернуться к первоначальному подходу в определении средней анизотропии Земли, т. е. определять коэффициент анизотропии отдельно по каждой трассе. А далее не усреднять полученные результаты для всей Земли, а использовать 2D-томографию, но не отдельно для скоростей SV и SH , а непосредственно для коэффициента анизотропии. Из-за достаточно большой погрешности в определении коэффициента анизотропии на отдельных глубинах, предлагается вначале усреднять полученные для каждой отдельной трассы значения этого коэффициента в некоторых интервалах глубин, и далее выполнять томографическую инверсию уже для средних интервальных значений коэффициента анизотропии. Такой подход исключает недостаток в схеме 2D + 1D, определяемый тем, что используемые дисперсионные кривые волн Релея и Лява по каждой трассе могут относиться к разным интервалам периодов. Поэтому в результате томографии для разных периодов разрешающая способность данных (и, соответственно, степень сглаженности) будет разной. Это не позволит сопоставлять локально сглаженные дисперсионные кривые волн Релея и Лява, что, в свою очередь, может приводить к ошибкам в определении локальных значений коэффициента анизотропии.

Иначе говоря, схему 3D-инверсии в виде $3D \rightarrow 2D + 1D$, используемую для определения скоростных распределений, мы предлагаем для оценки пространственного распределения коэффициента анизотропии заменить схемой $3D \rightarrow 1D + 2D$.

3. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

В настоящем исследовании дисперсия волн Лява и Релея определялась из записей землетрясений и сейсмического шума. Каждый из этих двух типов данных имеет свои преимущества и недостатки. Преимуществом использования данных сейсмического шума является то, что при наличии большого числа станций в исследуемом районе (что имеет место на европейском континенте) можно получить данные по большому числу трасс, ориентированных в разных

направлениях, что важно для томографической инверсии. Тогда как данные от землетрясений ограничены расположением очагов — приуроченностью их к локализованным сейсмогенным структурам. В то же время данные от землетрясений имеют то преимущество, что отношение сигнал/шум в поверхностных волнах от достаточно сильных землетрясений велико, и дисперсионные кривые поверхностных волн могут быть получены с более высокой точностью.

Для решения поставленной задачи — исследования радиальной анизотропии верхней мантии — следует получать дисперсионные кривые в достаточно широком интервале периодов. Для построения скоростных разрезов до глубин $\sim 120\text{--}150$ км необходимо иметь дисперсионные кривые групповых скоростей волн Релея в интервале периодов до 80 с, а волн Лява — до 100 с [Яновская, 2015]. Оказывается, что для построения дисперсионных кривых в таком интервале периодов каждый из двух типов данных имеет свои собственные недостатки.

Остановимся вначале на данных, получаемых по записям землетрясений. Дисперсионные кривые скоростей волн Релея определяются по записи вертикальной компоненты смещений, а для получения дисперсионных кривых волн Лява используется трансверсальная компонента записи, которая определяется преобразованием N - и E -компонент поворотом на угол, соответствующий геометрическому азимуту подхода волны. В большинстве случаев геометрический азимут, отвечающий трассе вдоль дуги большого круга, действительно, практически совпадает с истинным азимутом прихода волны на станцию.

Однако для относительно небольших периодов (до $\sim 20\text{--}30$ с), за счет сильной латеральной неоднородности верхних слоев — коры и подкоревой мантии — истинный азимут может довольно сильно отличаться от геометрического. В этом случае трансверсальная компонента смещения (полученная исходя из геометрического азимута) может содержать кроме волны Лява еще и некоторый вклад от волны Релея. Это может приводить к существенным искажениям, особенно в области периодов около 20–40 с, где скорости волн Релея и Лява в ряде случаев могут оказаться близки [Levshin, 2017].

Два таких примера приведены на рис. 1. Близость скоростей волн Лява и Релея может еще усугубляться тем, что эти волны к станции приходят по разным путям.

Чтобы в таких случаях исключить наложение волн Релея на волны Лява, можно использовать поляризационный анализ. Это осуществляется следующим образом. Для серии азимуты α , близких к геометрическому, вычисляется радиальная компонента записи R_α , и определяются коэффициенты корреляции каждой такой записи, сдвинутой по фазе на четверть периода, с записью вертикальной компоненты, которую можно рассматривать как «чистую» волну Релея. Азимут $\bar{\alpha}$, для которого коэффициент корреляции достигает максимума, можно рассматривать как азимут прихода волны Релея. Соответственно, в перпендикулярном к нему азимуте волна Релея будет отсутствовать. Хотя этот азимут может и не совпадать с истинным азимутом прихода волны Лява, но компонента записи в этом азимуте будет максимально очищена от волны

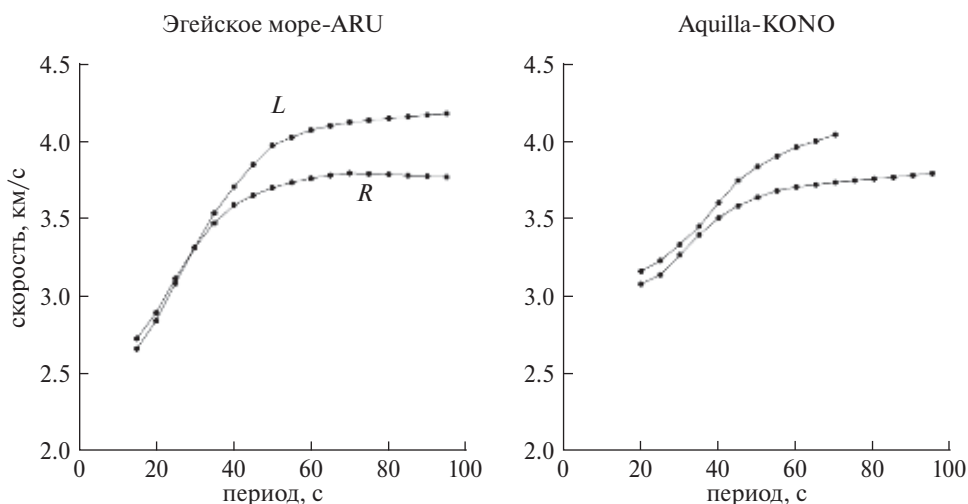


Рис. 1. Примеры дисперсионных кривых волн Релея и Лява. Слева — вдоль трассы между эпицентром землетрясения в Эгейском море с координатами $\varphi = 38.11^\circ\text{E}$, $\lambda = 26.96^\circ\text{N}$ и станцией ARU, справа — между землетрясением в Аквиле (координаты $\varphi = 42.37^\circ\text{E}$, $\lambda = 13.32^\circ\text{N}$) и станцией KONO.

Релея. Так, например, на станции Ловозеро (LVZ) от землетрясения в Аквиле (06.04.2009 г., $M_w 6.3$) на периоде 20 с оказалось, что истинный азимут волны Релея отличается от геометрического на 15° .

К сожалению, для массовых расчетов такой способ оказывается чересчур трудоемким, тем более, что эту процедуру следует выполнять для каждого периода. Поэтому дисперсионные кривые волны Лява, получаемые исходя из геометрического азимута прихода волны, могли содержать ошибки, связанные с наложением на запись волны Релея.

Другой сложностью при определении дисперсионных кривых волн как Релея, так и Лява, оказывались участки в окрестности фазы Эйри, где групповая скорость имеет минимум. Трудности в определении групповой скорости в окрестности фазы Эйри были отмечены еще в работе [Яновская, 1959]. Использование пространственно-временного анализа для построения дисперсионных кривых поверхностных волн [Levshin, 1972] в интервалах частот, где скорость приблизительно постоянна, не устраняет этого недостатка. Как показано в работе [Ландер, 1978], включение таких участков в дисперсионную зависимость приводит к получению псевдоособенностей строения рассматриваемого района.

Наконец, еще один недостаток при анализе записей землетрясений, с которым пришлось столкнуться, — это влияние механизма очага на запись поверхностной волны. Так, при обработке записей от очагов в районе Турции–Ирана обнаружилось, что на многих станциях Европы удается получить дисперсионные кривые волн Лява в необходимом частотном диапазоне, тогда как волны Релея выявляются в гораздо более

узком диапазоне — лишь в окрестности периода 20 с, на других частотах их интенсивность оказывалась на уровне шума (рис. 2). Это являлось следствием того, что смещение в этих очагах было типа горизонтального сдвига по разломам, ориентированным приблизительно в широтном направлении. Поэтому на станциях Европы, расположенных в направлении NW по отношению к очагам этого района, регистрировалась сильная волна Лява, а волна Релея оказывалась значительно слабее, что не позволяло определить ее дисперсию в необходимом частотном диапазоне.

Все указанные особенности приводили к тому, что значительная часть данных отбраковывалась. Для дальнейшей обработки оставлялись только достаточно качественные записи (рис. 3).

Теперь остановимся на особенностях построения дисперсионных кривых по записям сейсмического шума. В работе [Yanovskaya, 2016] на основе анализа корреляционных функций шума (ККФ) в сравнении с распределением очагов землетрясений было показано, что вертикальная составляющая шума на периодах выше 30–40 с является следствием землетрясений. Соответственно, было сделано заключение, что для получения корректных дисперсионных кривых волны Релея в интервале периодов 10–100 с желательно усреднять данные за достаточно большой интервал времени — как минимум за 3 года, — причем за такие годы, в течение которых не было серий сравнительно сильных землетрясений, локализованных в одной области (кластеров). В настоящей работе мы усредняли данные за 2001, 2002 и 2003 или 2007, 2008 и 2010 годы в зависимости от времени работы станций. Для получения дисперсионных кривых по записям сейсмического шума

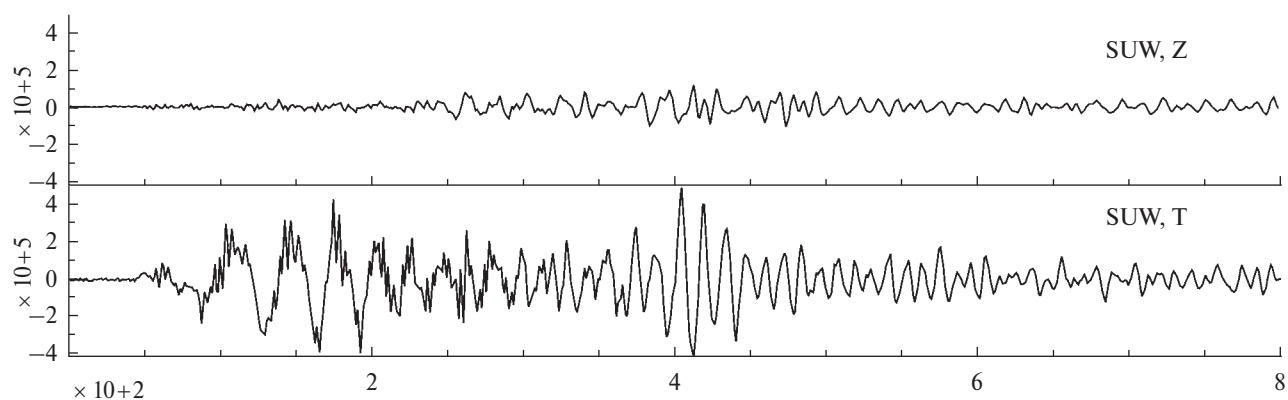


Рис. 2. Вертикальная и трансверсальная компоненты записи землетрясения в Турции (12.11.1999, $M_w 7.2$) на станции SUW (Польша).

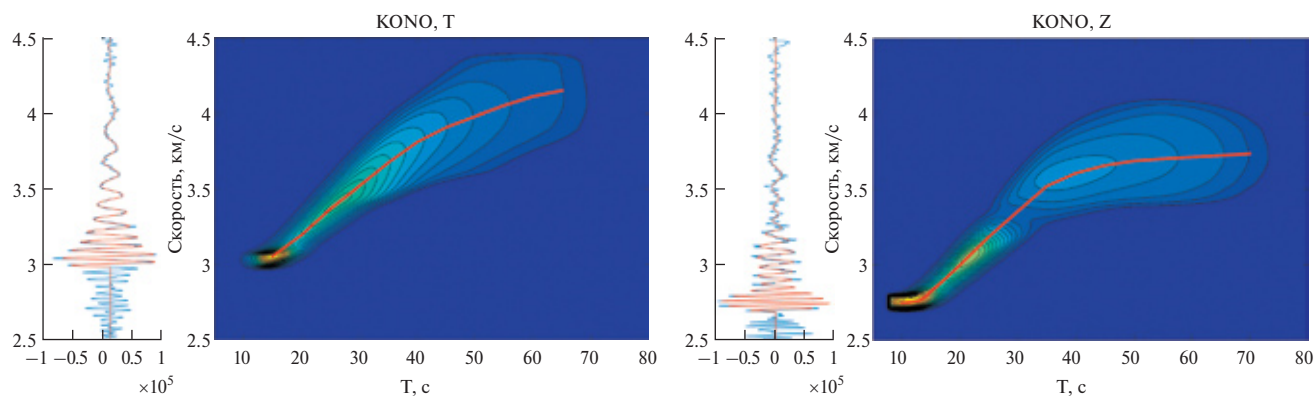


Рис. 3. Трансверсальная (слева) и вертикальная (справа) компоненты записи землетрясения в Эгейском море (14.11.1997 г., $M_w 6.0$) на станции KONO и соответствующие спектрально-временные диаграммы. Синим показаны исходные записи, красным — записи, полученные в результате фильтрации.

использовалась методика, описанная в работе [Bensen, 2007], модифицированная следующим образом: непосредственно перед построением ККФ сейсмический шум также фильтровался в узких диапазонах частот. Это позволяло, во-первых, еще на этапе анализа ККФ определить, в каком интервале периодов поверхностные волны Релея и Лява вообще выделяются, а во-вторых, строить дисперсионные кривые по максимумам огибающих, при этом скорость, отвечающая максимуму, приписывалась периоду, соответствующему центральной частоте фильтра [Королева, 2009]. Такая процедура является аналогом спектрально-временного анализа.

Для контроля использовалась также процедура AFTAN (<http://ciei.colorado.edu/Products>) являющаяся аналогом спектрально-временного анализа, в которой входными данными является кросс-корреляционная функция шума. К сожалению, эта программа дает удовлетворительные результаты только для периодов до 35–40 с. Кроме того, для дополнительного контроля использовался тот же программный модуль для пространственно-временного анализа с плавающей фильтрацией, что и для землетрясений. Окончательно дисперсионные кривые принимались для дальнейшего анализа в тех интервалах периодов, где наблюдалось согласие результатов построения дисперсионных кривых по всем методикам обработки.

Оказалось, что в интересующем нас интервале периодов 10–100 с удалось построить очень небольшое число дисперсионных кривых волн Лява. В большинстве случаев верхняя граница интервала периодов, в котором выделялась волна Лява, достигала 60–70 с, а в некоторых случаях даже не превышала 50 с. И в ряде других работ [Stehly, 2009; Bensen, 2008; Королева,

2010], где анализировались кросс-корреляционные функции компонент шума, отмечалось, что ККФ T - T -компонент оказывается более зашумленной, чем Z - Z , и выделяется на меньших периодах. Объяснить это можно, по-видимому, тем, что случай Z - Z является фактически скалярным, поэтому для подавления сигналов от источников, расположенных вне продолжений трассы, достаточно было требования равномерного распределения этих источников по площади. Это можно было достичь простым усреднением ККФ за длительный промежуток времени. Случай T - T уже является векторным: чтобы подавить вклады от таких источников необходимо потребовать, чтобы и направленности излучения были бы распределены равномерно по всем азимутам. При этом вклад в ККФ будет происходить только от источников на линии продолжения трассы, излучающих сигналы, поляризованные перпендикулярно трассе. Этот вопрос еще требует дальнейшего рассмотрения, но представляется, что достичь хорошего выделения волны Лява из корреляционной функции T - T -компонент можно будет за счет увеличения выборки данных (не за три года, а, по крайней мере за 5–6 лет), что, соответственно, требует увеличения вычислительных ресурсов.

В связи с вышесказанным по поводу использования данных как землетрясений, так и сейсмического шума, было решено на первом этапе не усовершенствовать методы и процедуры обработки, а ограничиться результатами, получаемыми стандартными способами, несмотря на то, что результаты, получающиеся из дисперсионных кривых, полученных с невысокой точностью, будут характеризоваться значительными ошибками. Уменьшить такие ошибки можно было только увеличением объема выборки данных.

4. ИНВЕРСИЯ ДИСПЕРСИОННЫХ КРИВЫХ ЛЯВА И РЕЛЕЯ В СКОРОСТНЫЕ РАЗРЕЗЫ SV И SH

Обратная задача о восстановлении скоростного разреза поперечной волны по дисперсионной кривой групповой скорости является существенно нелинейной. Следствием этого является то, что решение часто оказывается зависящим от выбора начального приближения. Поскольку в данном случае задачей является выявление различий в скоростях SH и SV , получаемых по дисперсионным кривым двух разных волн, то необходимо по возможности исключить эффект зависимости решений от начального приближения. Поэтому построение скоростных разрезов волн SH и SV выполнялось следующим образом. Вначале – при некотором (среднем для региона) начальном приближении – определялся средний разрез для поперечной волны путем совместной интерпретации обеих дисперсионных кривых – для волн Релея и волн Лява. Полученное решение принималось

в качестве нового начального приближения для последующих определений скоростных разрезов волн SH и SV по отдельности. Эти разрезы усреднялись, полученный разрез принимался в качестве нового начального приближения. Такой процесс повторялся до стабилизации решения. Обычно решение стабилизировалось после трех итераций.

Искомые скоростные разрезы представлялись в виде двух слоев постоянной скорости, аппроксимирующих земную кору и кусочно-линейного изменения скорости в нижележащей мантии. Параметрами такого разреза были значения скоростей в слоях коры и значения скоростей на некоторых выбранных глубинах в мантии, между которыми скорость принималась изменяющейся линейно. Для численных расчетов групповой скорости линейное изменение скорости заменялось набором большого числа однородных слоев [Villasenor, 2001; Yanovskaya, 2003].

Примеры таких построений приведены на рис. 4. На этом рисунке показаны случаи, когда

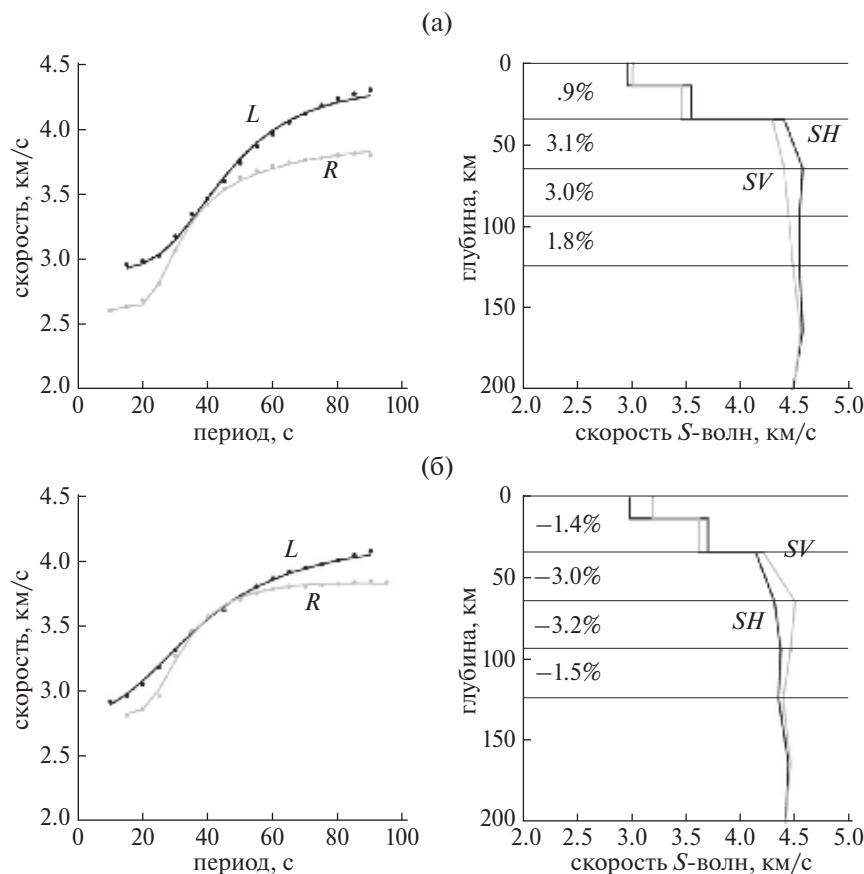


Рис. 4. Примеры дисперсионных кривых волн Релея (R) и Лява (L) и соответствующие им скоростные разрезы волн SV и SH : (а) – по данным землетрясения с очагом в Южной Греции ($\varphi = 36.35^\circ$, $\lambda = 22.10^\circ$), зарегистрированного станцией KIEV; (б) – по данным ККФ сейсмического шума между станциями ISP и BVRK. Точки на рисунках с дисперсионными кривыми – данные наблюдений, линии – дисперсионные кривые, соответствующие разрезам SV и SH по отдельности. На рисунках справа тонкими линиями показаны границы слоев, в которых определялось среднее значение коэффициента анизотропии. Цифры – значения коэффициента анизотропии в этих слоях.

скорость волны SH превышает скорость SV , что характерно для океанических трасс (рис. 4а), и наоборот, когда скорость SV превышает скорость SH (рис. 4б).

Принятый для расчетов скоростных разрезов способ аппроксимации, а также ошибки в исходных данных, не позволяющие определить разрезы с приемлемой точностью, не дают возможности надежно определить значение коэффициента анизотропии $\alpha = \frac{V_{SH} - V_{SV}}{V_{SH}}$ на отдельных глубинах. Используемые в настоящем исследовании данные позволяют сделать выводы лишь о весьма сглаженном распределении α как по глубине, так и по горизонтальным координатам. Были выбраны четыре интервала глубин, внутри которых усреднялись значения α , полученные по скоростным разрезам V_{SV} и V_{SH} , а именно – вся кора, которая при решении обратной задачи принималась двухслойной, общей мощностью 34 км, далее три 30-километровых слоя – от границы Мохо до глубины 64 км, и слои 64–94 км, и 94–124 км. Внутри этих слоев для каждой трассы по полученным скоростным разрезам определялись средние значения α , которые далее использовались для томографического восстановления латеральных распределений этого коэффициента в каждом из четырех слоев. Для примера на рис. 4 указаны средние по трассе значения α в выбранных слоях. Необходимость такого грубого усреднения коэффициента анизотропии определялась еще и недостатком данных – были использованы данные всего по 190 трассам.

Дисперсионные кривые групповых скоростей волн Лява и Релея определялись в интервале периодов 10–100 с. Однако далеко не для всех трасс удалось построить дисперсионные кривые во всем этом интервале. Причины этого рассмотрены в разделе 3. В основном, не удавалось построить дисперсионные кривые для больших периодов 70–100 с, которые несут информацию о скоростях на глубинах 80–120 км, а также часто не удавалось точно определить групповые скорости на малых периодах 10–15 с, которые отражают строение коры. Максимальное число данных относилось к среднему интервалу 15–60 с, которые отражают структуру верхней мантии до глубины ~ 80 –90 км. Иначе говоря, только в верхних двух слоях подкоревой мантии можно было получить достаточно надежные результаты томографического восстановления коэффициента анизотропии.

Разрешающая способность этих данных оценивалась методом «шахматной доски». Для синтетической модели распределения коэффициента α , составленной из расположенных в шахматном порядке значений $+6\%$ и -6% внутри квадратных областей с линейным размером 1300 км, рассчитывались средние по использованным трассам значения α (рис. 5).

Модель, схема трасс и результаты томографической инверсии на основе рассчитанных по этим трассам данных приведены на рис. 5. Видно, что чередование положительных и отрицательных значений, соответствующее принятой модели, наблюдается в средней части области, оконтуренной на рис. 5 коричневой

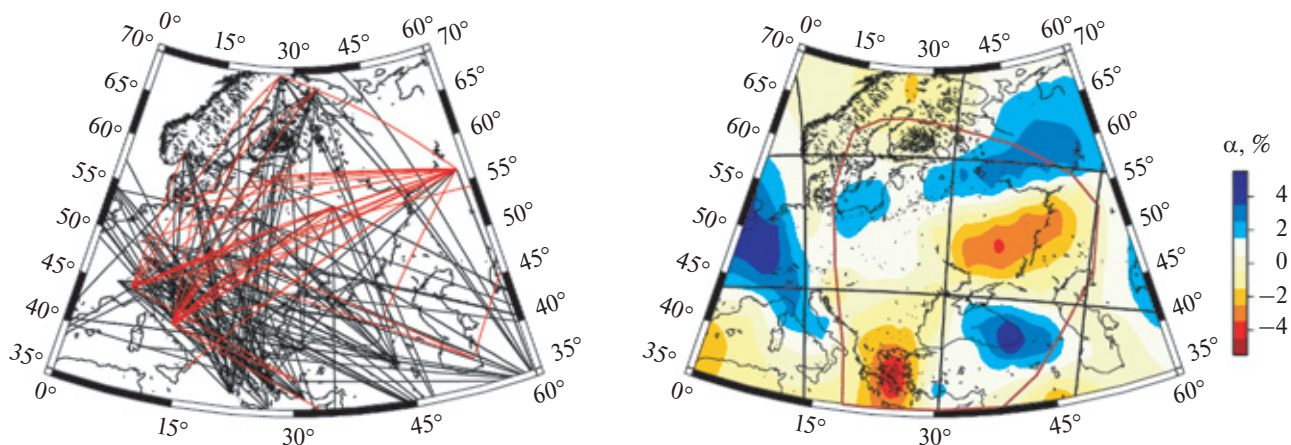


Рис. 5. Результаты томографического восстановления синтетических данных (коэффициентов анизотропии), рассчитанных по трассам, приведенным слева (черные линии означают трассы от землетрясений, красные – межстационарные трассы, на которых дисперсионные кривые определялись по корреляционной функции шума). Справа – результат томографического восстановления синтетических данных. Черные линии – границы ячеек «шахматной доски».

линией. Поэтому можно утверждать, что в области внутри этого контура и по реальным данным могут быть разрешены аномалии выbranного размера.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ ТОМОГРАФИИ

Для решения задачи 2D-томографии, т. е. для нахождения латеральных распределений коэффициента анизотропии в выбранных интервалах глубин использовался метод, основанный на предположении о гладкости получаемого решения [Дитмар, 1987]. Поскольку область, занятая трассами, оказалась достаточно большой, решение строилось непосредственно на сферической поверхности [Yanovskaya, 2000].

Результаты томографического восстановления данных о средних вдоль трасс значениях коэффициента анизотропии в интервалах глубин 34–64 км и 64–94 км, для которых было получено наибольшее число данных (180–190) приведены на рис. 6. В результате томографической инверсии невязка снизилась почти вдвое – среднеквадратичная остаточная ошибка коэффициента анизотропии составила 1.6%, тогда как для исходных данных она составляла 2.9%. С учетом этой ошибки можно считать, что в континентальной части области приемлемого разрешения анизотропия отсутствует. А под морскими областями (Черное и Балтийское моря) коэффициент анизотропии положителен, причем он велик (порядка 4–4.5%) непосредственно в подкорковой литосфере, и уменьшается с глубиной – под Черным морем он еще остается положительным на глубинах 64–94 км, а под Балтийским морем на этих глубинах анизотропия уже

не проявляется. Для третьего слоя (94–124 км) данных оказалось недостаточно чтобы выявить латеральные вариации, при этом коэффициент анизотропии варьировал от -1.5% до $+1.5\%$, что находится в пределах ошибки. Таким образом, можно утверждать, что на этой глубине анизотропия под континентальной частью Европы отсутствует. Отсутствие зон с отрицательным значением коэффициента анизотропии несмотря на то, что на некоторых трассах наблюдались отрицательные значения (см., например, рис. 4б) объясняется с одной стороны тем, что таких данных было сравнительно мало, и сами значения α по абсолютной величине были не слишком велики, так что они просто могли быть результатом ошибки измерений.

Результаты для коры оказались недостаточно надежными, поскольку, как было указано выше, на дисперсионных кривых в большинстве случаев отсутствовали данные для периодов 10–15 с, что не позволяло уверенно определить скорости SV - и SH -волн в верхнем слое коры, а это влияло на средние скорости в коре.

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ограниченное число данных и большие относительные ошибки в значениях исходных данных о величине коэффициента анизотропии не позволили детально определить распределение коэффициента анизотропии в верхней мантии европейского континента. Но и те результаты, которые получены для области, в которой разрешающая способность данных оказалась приемлемой, дают возможность сделать уверенные выводы относительно радиальной анизотропии

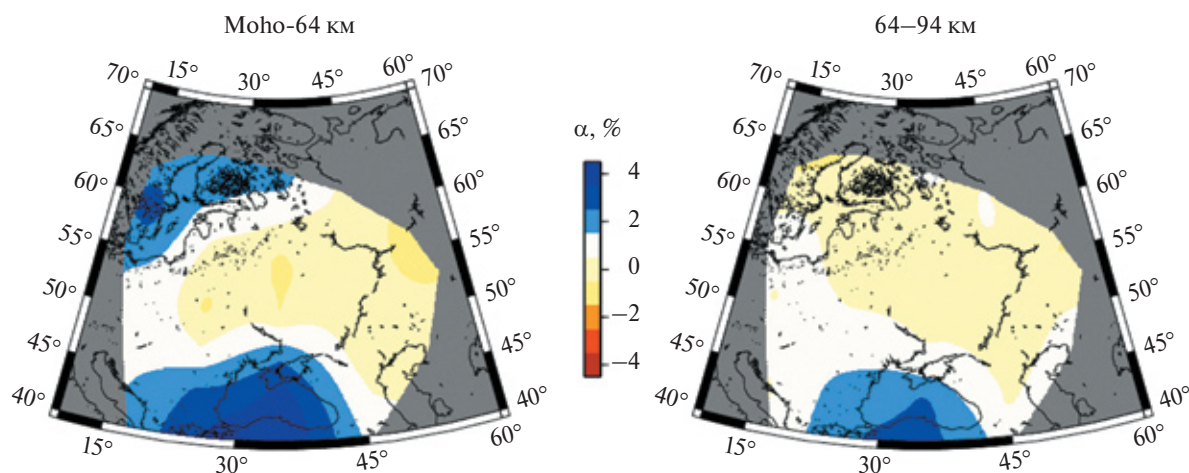


Рис. 6. Латеральные распределения коэффициента анизотропии α в области приемлемого разрешения в двух 30-километровых интервалах глубин под границей Мохоровичича.

в центральной части Европы. Оказалось, что на континентальной части области исследования радиальная анизотропия отсутствует либо очень незначительна. А в морских областях она аналогична океанической верхней мантии. Совершенно четко она проявляется в подкоровой литосфере, достигая приблизительно 4% (это соответствует модели PREM, основанной на данных по океаническим трассам) и уменьшается с глубиной. При этом под Черным морем она еще остается отличной от нуля на глубинах до 94 км, где составляет 2–3%, а под Балтийским морем полностью исчезает.

Полученные результаты для Черноморской впадины предоставляют новую информацию по вопросу ее происхождения и возраста, что до сих пор остается предметом дискуссии. Одни исследователи считают, что Черноморская впадина является реликтом «первичного», позднедокембрийско-палеозойского океана Тетис, другие рассматривают Черноморскую впадину как новообразованную структуру, возникшую в результате рифтинга и погружения фундамента в более позднюю эпоху [Адамия, 1974; Dewey, 1973; Zonenshain, 1986].

Как следует из оценок [Anderson, 1983], полученные значения коэффициента анизотропии на глубинах 64–94 км под Черным морем могут соответствовать возрасту океанической литосферы 20–50 млн лет. Поэтому можно предполагать, что верхняя мантия Черноморского бассейна — это реликтовая литосфера океана Тетис, закрытие которого произошло в палеогене приблизительно 30 млн лет назад. Данный факт не противоречит представлению о формировании самой впадины в результате процессов в коре в более позднее время.

Все данные, использованные в этом исследовании, были загружены из центров данных IRIS (<https://www.iris.edu/hq>) и GEOFON (<https://geofon.gfz-potsdam.de>).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 17-05-00522.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Латеральная зональность базальтоидов Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта // Докл. АН СССР. 1974. V. 216. № 4. С. 901–903.

Дитмар П.Г., Яновская Т.Б. Обобщение метода Бэйкуса-Гильберта для оценки горизонтальных вариаций

скорости поверхностных волн // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1987. № 6. С. 30–40.

Королева Т.Ю., Яновская Т.Б., Патрушева С.С. Стрoение верхней мантии Восточно-Европейской платформы по данным сейсмического шума // Физика Земли. 2009. № 5. С. 3–14.

Королева Т.Ю., Яновская Т.Б. О природе источников длиннопериодного сейсмического шума // Вопросы геофизики. 2010. Выпуск 43. (Ученые записки СПбГУ. № 443). С. 3–9.

Ландер А.В. Некоторые методические вопросы измерения спектральных характеристик и интерпретации поверхностных волн. Вопросы прогноза землетрясений и строения Земли. М.: Наука. 1978. С. 93–110. (Вычислит. сейсмол.; Вып. II).

Яновская Т.Б. К вопросу об исследовании диспергирующих поверхностных волн в окрестности минимума групповой скорости // Изв. АН СССР. Серия геофизическая. 1959. № 12. С. 1754–1760.

Яновская Т.Б. Поверхностно-волновая томография в сейсмологических исследованиях. СПб.: Наука. 2015. 167 с.

Яновская Т.Б., Кожевников В.М. Анизотропия верхней мантии Азиатского континента по групповым скоростям волн Релея и Лява // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 5. С. 622–629.

Anderson D.L. Recent evidence concerning the structure and composition of the Earth's mantle. Physics and Chemistry of the Earth. 1966. V. 6. Pergamon Press. Oxford. P. 1–131.

Anderson D.L., Regan J. Upper mantle anisotropy and the oceanic lithosphere // Geoph. Res. Lett. 1983. V. 10. № 9. P. 841–844.

Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Levshin A.L., Lin F., Moschetti M.P., Shapiro N.M., Yang Y. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements // Geophys. J. Int. 2007. V. 169. P. 1239–1260. doi:10.1111/j.1365246X.2007.03374.x

Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Shapiro N.M. Broad-band ambient noise surface wave tomography across the United States // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. B05306. doi:10.1029/2007JB005248

Chen Y., José Badal., Zhang Zh. Radial anisotropy in the crust and upper mantle beneath the Qinghai-Tibet Plateau and surrounding regions // Journal of Asian Earth Science. 2009. V. 36. P. 289–302.

Dewey J.F., Pittman W.C., Ryan W.B.F., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system // Geol. Soc. Am. Bull. 1973. V. 84. P. 3137–3180.

Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary reference Earth model // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. V. 25. P. 297–356.

Forsyth D.W. The early structural evolution and anisotropy of the oceanic upper mantle // Geophys. J. R. astr. Soc. 1975. V. 43. P. 103–162.

- Guo Zh., Gao X., Wei Wang, Yao Zh. Upper- and mid-crustal radial anisotropy beneath the central Himalaya and southern Tibet from seismic ambient noise tomography // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 189. P. 1169–1182.
- Levshin A.L., Pisarenko V.F., Pogrebinsky G.A. On a Frequency–Time Analysis of Oscillations // *Ann. Geophys.* 1972. V. 28. P. 211–218.
- Levshin A.L., Barmin M.P., Ritzwoller M.H. Tutorial review of seismic surface waves' phenomenology // *Journal of Seismology.* 2017. doi.org/10.1007/s10950-017-9716-7
- Mitchell B.J. On the inversion of Love- and Rayleigh-wave dispersion and implications for the Earth structure and anisotropy // *Geoph.J. Roy.Astr. Soc.* 1984. V. 76. P. 233–341.
- Montagner J.-P., Nataf H.C. On the inversion of the azimuthal anisotropy of surface waves // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 511–520.
- Nishimura C.E., Forsyth D.W. The anisotropic structure of the upper mantle in the Pacific // *Geoph.J. Int.* 1989. V. 96. P. 203–229.
- Schlue J., Knopoff L. Shear-wave polarization anisotropy in the Pacific basin // *Geophys. J.R. Astr.Soc.* 1977. V. 49. P. 145–165.
- Shaeffer A.J., Lebedev S., Becker T.W. Azimuthal seismic anisotropy in the Earth's uppermantle and the thickness of tectonic plates // *Geoph.J. Int.* 2016. V. 207. Is. 2. P. 901–933.
- Smith M.L., Dahlen F.A. The azimuthal dependence of Love and Rayleigh wave propagation in a slightly anisotropic medium // *J. Geophys. Res.* 1973. V. 78. P. 3321–3333.
- Stehly L., Fry B., Campillo M., Shapiro N.M., Guilbert J., Boschi L., Giardini D. Tomography of the Alpine region from observations of seismic ambient noise // *Geophys. J. Int.* 2009. V. 178. P. 338–350.
- Villasenor A., Ritzwoller M., Levshin A., Barmin M., Engdahl E., Spakman W., Trampert J. Shear velocity structure of central Eurasia from inversion of surface wave velocities // *PEPI.* 2001. V. 123. P. 169–184.
- Yanovskaya T.B., Antonova L.M., Kozhevnikov V.M. Lateral variations of the upper mantle structure in Eurasia from group velocities of surface waves // *Phys. Earth and Planet. Int.* 2000. V. 122. P. 19–32.
- Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // *PEPI.* 2003. V. 138. P. 263–278.
- Yanovskaya T., Koroleva T. and Lyskova E. Effect of earthquakes on ambient noise surface wave tomography in upper-mantle studies. *Geophys. J. Int.* 2016. V. 205. P. 1208–1220. DOI: 10.1093/gji/ggw083
- Yu G., Mitchell B.J. Regionalized shear velocity models of the Pacific upper mantle from observed Love and Rayleigh wave dispersion // *Geophys.J.R.astr.Soc.* 1979. V. 57. P. 311–341.
- Zhou Y., Nolet G., Dahlen F.A., Laske G. Global upper-mantle structure from finite-frequency surface-wave tomography // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. B04304. doi:10.1029/2005 JB003677
- Zhou Y., Dahlen F.A., Nolet G. Three-dimensional sensitivity kernels for surface wave observables // *Geophys.J. Int.* 2004. V. 158. P. 142–168.
- Zonenshain L.P., Le Pichon X. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of the Mesozoic back-arc basins // *Tectonophysics.* 1986. V. 123. P. 181–212.

Radial Anisotropy in the European Upper Mantle from Surface Waves

T. B. Yanovskaya^{a,*}, E. L. Lyskova^a, and T. Yu. Koroleva^a

^aSt. Petersburg State University, St. Petersburg, 199034 Russia

*E-mail: t.yanovskaya@spbu.ru

Received May 11, 2018

The group velocity dispersion curves of the Rayleigh and Love waves are constructed along the paths intersecting the European continent in the interval of periods from 10 to 100 s from the records of earthquakes and seismic noise. The radial anisotropy of the European upper mantle is estimated from these data. Primarily, along each path, the average velocity sections of the *SV*- and *SH*-waves were calculated from the Rayleigh and Love wave data, respectively. Based on these sections, the average anisotropy coefficient was determined for each path in four depth intervals (the crust + three 30-km upper mantle layers). These results were used for identifying variations in lateral anisotropy in the studied region based on tomographic inversion. This approach eliminates different degree of smoothness of lateral variations of the *SV*- and *SH*-waves when these variations are determined separately from the Rayleigh and Love waves: in this case, the anisotropy coefficient can have large errors due to the different sets of the paths. The resolution of the data used for tomography was estimated by a “checkerboard test,” which demonstrated the possibility to resolve structural features with a linear size of 1200 to 1300 km in the central part of the studied area, i.e., approximately 15°–50° in longitude and 40°–65° in latitude. The tomographic inversion of lateral variations in the anisotropy coefficient

shows that in the continental part of the studied region, the anisotropy coefficient at all depths in the upper mantle is zero within the error limits, whereas in the region of the Black and Baltic seas, it is positive and equal to 4–4.5% in the subcrustal mantle at the depths of 34 to 64 km. In the underlying layer in the Baltic Sea region, this coefficient is close to zero, whereas beneath the Black Sea Basin it remains positive albeit decreases to 2–3%. In the lowermost layer, anisotropy is not observed anywhere in the entire region; however, this can be due to the lack of the data for the large periods. Positive anisotropy ($V_{SH} > V_{SV}$) is typical of the oceanic areas, which can testify in favor of the oceanic hypothesis of the origin of the Black Sea basin.

Keywords: anisotropy, Rayleigh and Love wave velocities, surface wave tomography, upper mantle, Europe