

УДК 550.347.6+550.344.56

Пространственное распределение коэффициента анизотропии в верхней мантии Европы

© 2020 г. Е.Л. Лыскова, Т.Б. Яновская, Т.Ю. Королева

СПбГУ, г. Санкт-Петербург, Россия

Аннотация. Радиальная (трансверсальная) анизотропия верхней мантии Земли была обнаружена из сравнения скоростных разрезов поперечных волн, определяемых путём инверсии дисперсионных кривых волн Релея и Лява. Если в океанической мантии скорость волн SH , получаемая по данным волн Лява, оказывается, как правило, больше скорости волн SV , определяемой по волнам Релея, то данные об анизотропии континентов – значительно более скудные и противоречивые. Это объясняется сильной латеральной неоднородностью коры и верхней мантии континентов. Для оценки анизотропии верхней мантии Европы была использована методика, предложенная авторами ранее и опробованная на сравнительно небольшом материале наблюдений. Были выявлены две зоны в подкорковой мантии, где $V_{sv} > V_{sh}$. В данной работе выборка данных была существенно увеличена за счёт использования данных по достаточно длинным трассам (до 90–100°), что позволило оценивать скоростные разрезы волн SV и SH , а, соответственно, и коэффициент анизотропии до глубин ~150 км. Из-за занижения коэффициента анизотропии, получаемого по данным сейсмического шума, такие данные были исключены из рассмотрения. Подтверждено наличие в европейском регионе двух зон с отрицательными значениями коэффициента анизотропии на глубинах ~60–100 км, расположенных в центральной части ВЕП и Южной Италии. Оценены вариации анизотропии с глубиной в этих зонах. Предлагается гипотеза, объясняющая наличие зон, в которых $V_{sv} > V_{sh}$.

Ключевые слова: анизотропия, волны Релея и Лява, верхняя мантия, сейсмотомография, Европа.

Для цитирования: Лыскова Е.Л., Яновская Т.Б., Королева Т.Ю. Пространственное распределение коэффициента анизотропии в верхней мантии Европы // Российский сейсмологический журнал. – 2020. – Т. 2, № 1. – С. 18–26. DOI: <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2020.1.02>

Введение

Ещё в 60-х годах прошлого столетия было показано, что верхняя мантия характеризуется вертикальной (трансверсальной) анизотропией [Anderson, 1965; Anderson, Regan, 1983; Mitchell, 1984]. Дисперсионные кривые волн Релея и Лява, определяемые по записям океанических трасс, оказалось невозможным объяснить одним и тем же скоростным разрезом поперечных волн. Выяснилось, что скорость волн SH превышает скорость волн SV , при этом относительная разность этих скоростей (так называемый «коэффициент анизотропии») максимальна непосредственно под границей Мохоровичича, где она составляет ~ 4 %, и убывает до нуля на глубине около 200 км. Эти данные об анизотропии были включены в стандартную модель Земли PREM [Dziewonski, Anderson, 1981]. Такая модель основывалась только на данных, полученных по океаническим трассам, с одной стороны, поскольку

океаны занимают большую часть земной поверхности, а с другой – благодаря тому, что строение коры и мантии в океанических областях наиболее однородно. Сведения об анизотропии верхней мантии континентов гораздо более скудные и противоречивые [Chen et al., 2009; Chang et al., 2010; Schivardi, Morelli, 2011] – либо выявляются зоны, где скорость SV превышает скорость SH , либо анизотропия практически отсутствует. Такая неопределённость объясняется тем, что строение верхней мантии континентов крайне неоднородно, латеральные вариации скорости в верхней мантии могут достигать 6–8 % [Яновская, 2015; Yanovskaya et al., 2016]. Кроме того, обычно для оценки коэффициента анизотропии выполняется отдельно томография скоростей волн Лява и Релея для набора периодов, затем по ним восстанавливаются скоростные разрезы волн SH и SV , и по полученным разрезам в разных точках территории оценивается коэффициент анизотропии. А поскольку томография

скоростей волн Лява и Релея выполняется, как правило, по разным выборкам трасс, то получающиеся скоростные разрезы SH и SV оказываются сглаженными по областям разной формы и размера. Учитывая отмеченную выше значительную латеральную неоднородность верхней мантии континентов, можно предполагать, что разности скоростей SH и SV будут содержать значительные ошибки, которые и приводят к неопределённости в получаемых таким способом коэффициентах анизотропии.

Все сказанное выше привело нас к необходимости использовать дисперсионные кривые волн Релея и Лява по одним и тем же трассам и изменить порядок инверсии [Королева и др., 2017; 2018; Яновская и др., 2019]. На первом этапе по дисперсионным кривым волн Релея и Лява путём одномерной инверсии строятся средние по трассе скоростные разрезы волн SV и SH , и по их разности оцениваются также средние по данной трассе значения коэффициента анизотропии в последовательных интервалах глубин. Далее выполняется 2D-томография полученных таким образом коэффициентов анизотропии в каждом интервале глубин. В результате строятся карты распределения значений коэффициентов анизотропии. Такой подход должен исключить ошибки, вызванные разной степенью сглаженности скоростных распределений, которые могут быть сравнимы с различием скоростей волн SV и SH за счёт анизотропии.

Данные и методика обработки

В предыдущих работах мы использовали дисперсионные кривые, полученные как по запи-

сам землетрясений, так и из кросскорреляционных функций сейсмического шума [Королева и др., 2017; 2018; Яновская и др., 2019; Yanovskaya et al., 2020]. В 2009 г. в Аквилле (Италия) произошло землетрясение ($M=6.3$), эпицентр которого находился недалеко от места расположения сейсмической станции AQU, входящей в сеть MedNet (международный код сети MN). Данное обстоятельство позволило проанализировать в деталях дисперсионные кривые на ряде станций, определённые как по записям землетрясения, так и из кросскорреляционных функций сейсмического шума (рис. 1).

Анализ показал, что скорости поверхностных волн, получаемые из сейсмического шума, оказываются, как правило, завышенными в области длинных периодов. Это может быть связано с тем, что на периодах более 40–50 с основным источником сейсмического шума являются землетрясения, а их распределение по поверхности неравномерно из-за возникновения землетрясений в локализованных сейсмических зонах. Это приводит в некоторых случаях к переоценке скорости поверхностных волн из-за влияния источников, расположенных вне межстанционной дуги: разница во времени прихода волн от таких источников меньше, чем в случае, когда источники расположены на линии «станция1–станция2». Существует ещё одна трудность при использовании данных сейсмического шума – сложность в выделении чистой дисперсионной кривой волны Лява из кросскорреляционных функций Т–Т. Поэтому для сохранения однородности выборки мы использовали только данные, получаемые по записям землетрясений, записанных

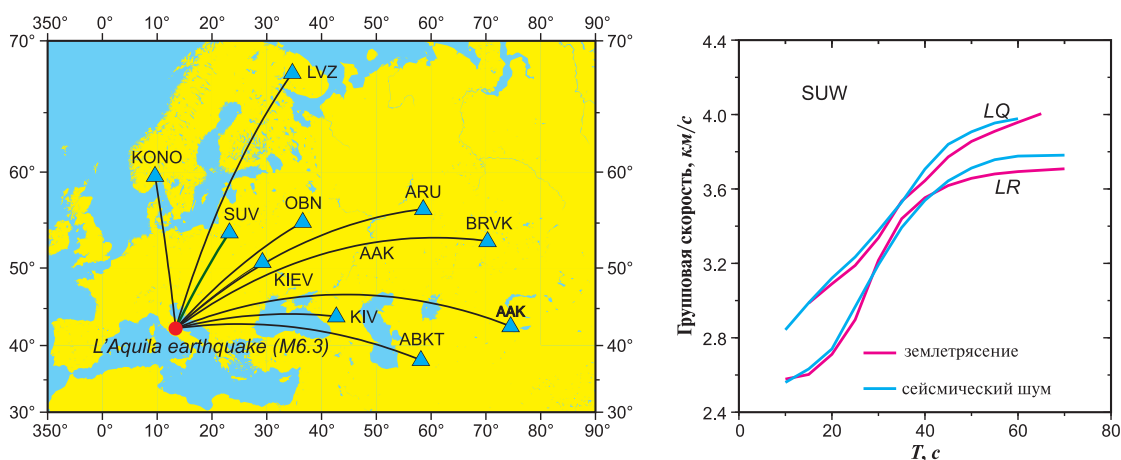


Рис. 1. Слева – трассы, вдоль которых было выполнено сопоставление дисперсионных кривых Лява и Релея от землетрясения в Аквилле (зелёной линией отмечена трасса «эпицентр–SUW»). Справа – дисперсионные кривые Лява (LQ) и Релея (LR), полученные по записям землетрясения (красные линии) и сейсмического шума (синие линии) на станции SUW (Польша)

широкополосными сейсмометрами STS-1 с высоким динамическим диапазоном (140 Дб) и полосой частот 0.00278–10 Гц. Выборка данных от землетрясений была существенно расширена по сравнению с использованной в [Yanovskaya et al., 2020] за счёт привлечения данных по длинным трассам и включения в выборку землетрясений с эпицентрами в срединно-океанических хребтах Северо-Европейского бассейна. В [Lyskova et al., 1998] было показано, что в зонах срединно-океанических хребтов преобладают сдвиговые и сбросовые события, у которых область излучения максимума энергии сдвинута в область длинных периодов, и поэтому их спектры богаты длинными периодами. Включение подобных событий позволило определять дисперсионные кривые до периодов 90–100 с и получать скоростные разрезы до глубины ~ 150 км.

На рис. 2 приведён пример удалённого сейсмического события. Землетрясение с магнитудой 6.2 произошло 25.05.2012 г. в Гренландском море и было зарегистрировано сейсмическими станциями сети MedNet.

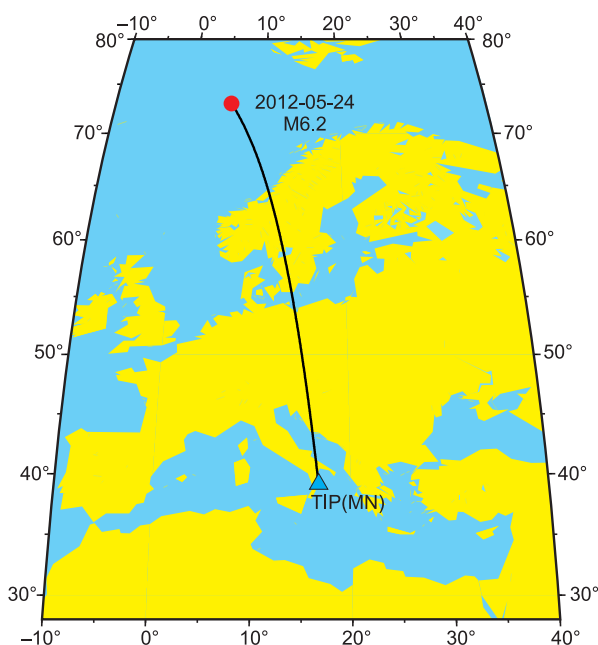


Рис. 2. Пример трассы «эпицентр удалённого землетрясения в Гренландском море — сейсмическая станция TIP (MN)»

В качестве примера на рис. 3 изображены записи вертикальной (волны Релея) и трансверсальной (волны Лява) компонент записи землетрясения на станции TIP (Италия).

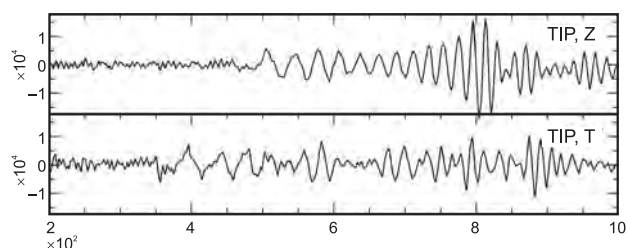


Рис. 3. Вертикальная и трансверсальная компоненты записи землетрясения в Гренландском море (рис. 2) на станции TIP

Для получения дисперсионных кривых групповых скоростей волн Лява и Релея был применён спектрально-временной анализ с плавающей фильтрацией. На рис. 4 слева синим цветом показаны исходные записи, красным — записи, полученные в результате фильтрации. На центральной панели продемонстрированы спектрально-временные диаграммы, а полученные дисперсионные кривые изображены красными линиями. Дисперсионные кривые групповых скоростей волн Лява и Релея определялись с помощью спектрально-временного анализа в интервале периодов 10–100 с.

Далее для каждой трассы по дисперсионным кривым вычислялись скоростные разрезы волн SV (по данным волн Релея) и SH (по данным волн Лява). Искомые скоростные разрезы представлялись в виде двух слоёв постоянной скорости, аппроксимирующих земную кору общей мощностью 35 км, и кусочно-линейного изменения скорости в нижележащей мантии. Весь интервал глубин в верхней мантии — от границы Мохоровичича до глубины 155 км, — был разбит на пять слоёв (три слоя мощностью 20 км и два слоя мощностью 30 км), в которых изменение скорости с глубиной принималось линейным, а коэффициенты анизотропии вычислялись как средние в каждом из слоёв. На рис. 5 показаны результаты инверсии дисперсионных кривых в скоростные разрезы волн SV и SH , а также вычисленные по этим разрезам коэффициенты анизотропии в пяти слоях для областей с положительным и отрицательным коэффициентом анизотропии. На верхней панели рис. 5 приведены дисперсионные кривые и скоростные разрезы для трассы, изображённой на рис. 2 и демонстрирующей преобладание скорости V_{SH} над V_{SV} во всём интервале глубин. На нижней панели показаны дисперсионные кривые и скоростные разрезы для землетрясения в Греции, зарегистрированного сейсмической станцией PAB (IU) в Испании. Здесь картина обратная — во всех слоях коэффициент анизотропии отрицательный.

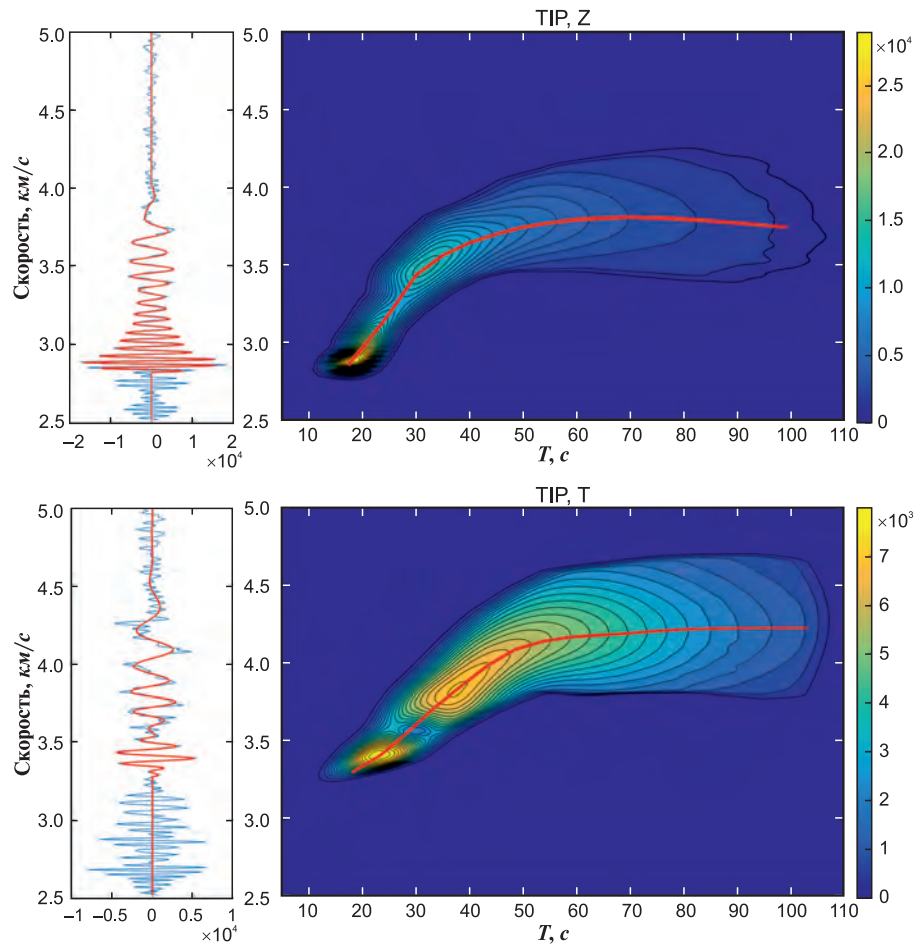


Рис. 4. Вертикальная (сверху) и трансверсальная (снизу) компоненты записи землетрясения с эпицентром в Гренландском море на станции TIP, и соответствующие спектрально-временные диаграммы.

Синим показаны исходные записи, красным — записи, полученные с помощью плавающей фильтрации

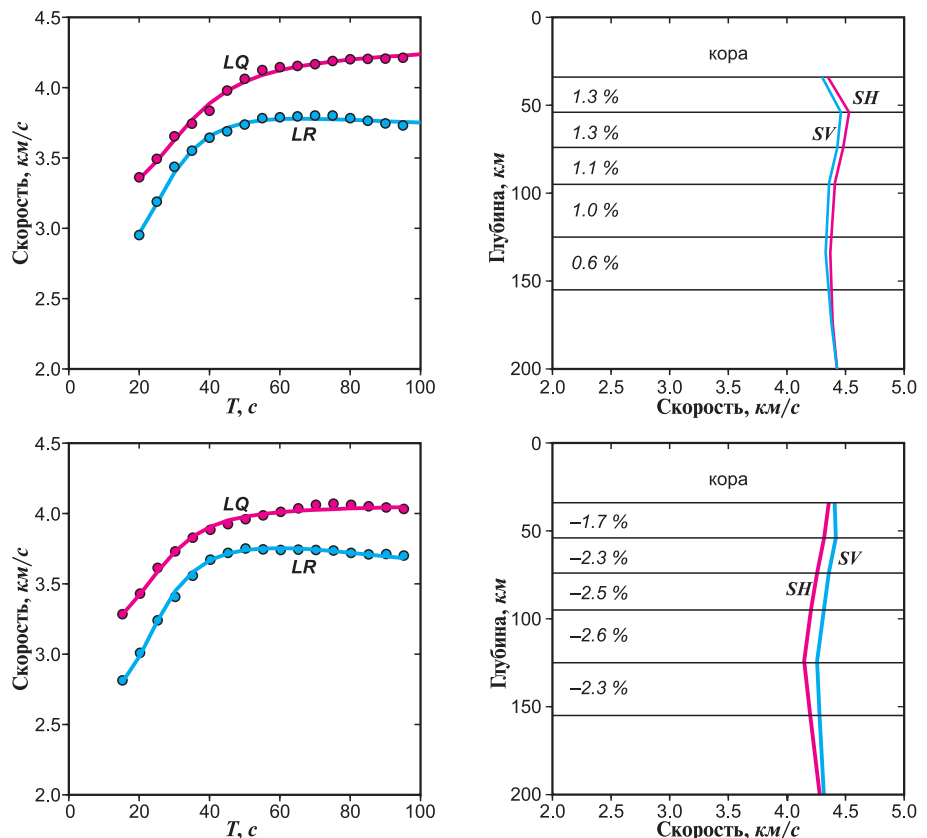


Рис. 5. Дисперсионные кривые волн Релея (*LR*) и Лява (*LQ*) и соответствующие им скоростные разрезы волн *SV* и *SH* для двух трасс: верхняя панель — для трассы «эпицентр в Гренландском море — станция TIP (Италия)», нижняя — для трассы «эпицентр в Греции — станция PAB (Испания)».

Точки на левом рисунке — данные наблюдений, линии — кривые, соответствующие разрезам *SV* и *SH* по отдельности. На рисунке справа горизонтальными линиями показаны границы слоёв, в которых определялось среднее значение коэффициента анизотропии

По значениям полученных таким способом средних вдоль трасс коэффициентов анизотропии методом сейсмической томографии [Дитмар, Яновская, 1987] определялись латеральные вариации этих коэффициентов в каждом слое. Разрешающая способность данных оценивалась величиной радиуса области сглаживания [Яновская, 2015; Дитмар, Яновская, 1987] (в предположении, что область сглаживания является круго-

вой) и величиной так называемой эллиптичности (в предположении, что эта область является эллиптической) [Яновская, 1997]. Решение считалось приемлемым, если радиус сглаживания не превышал 600 км, а эллиптичность (отношение размеров полуосей эллипса к радиусу области сглаживания) была бы меньше 0.5. Внутри таких областей строилось решение (рис. 6).

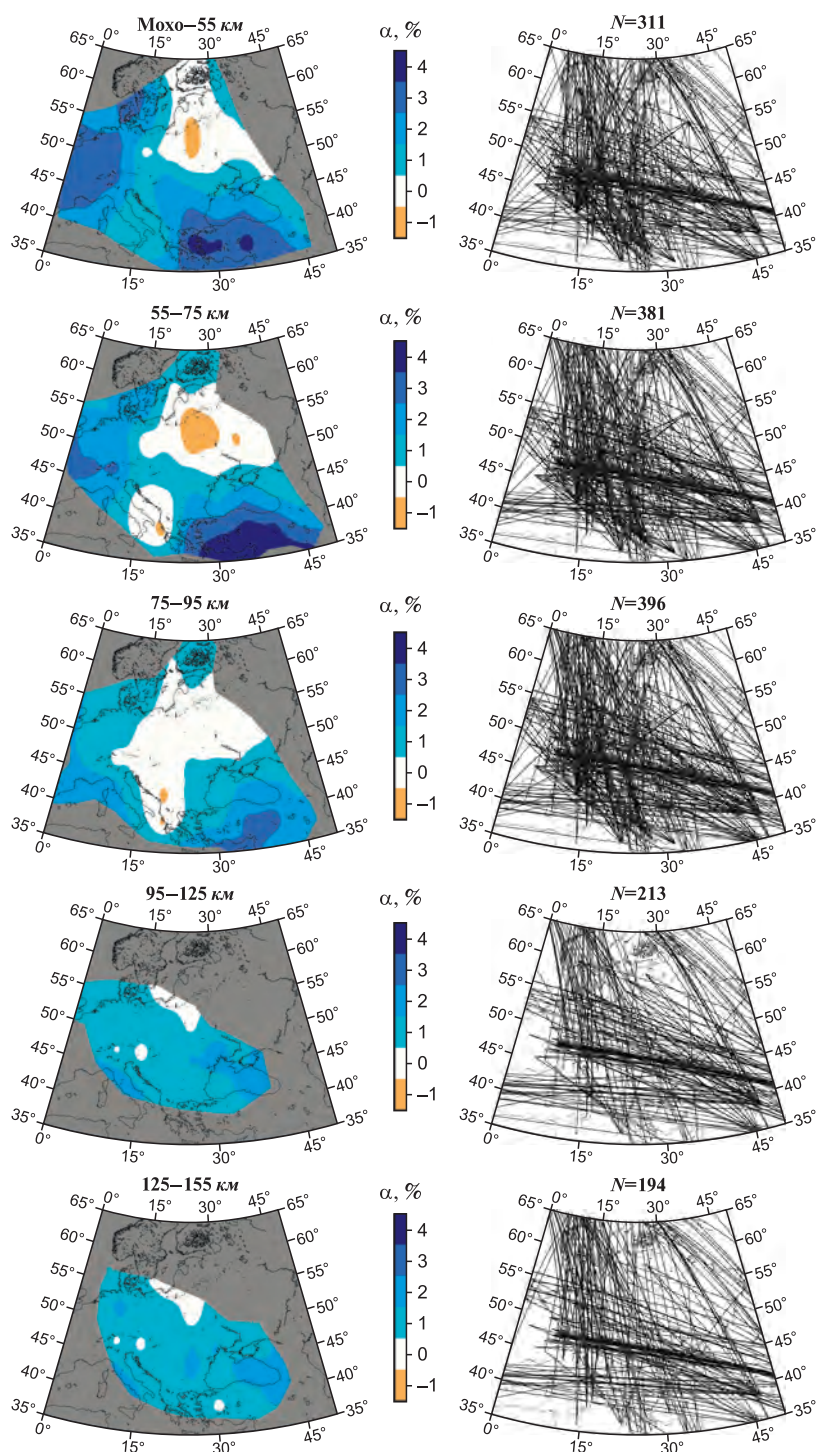


Рис. 6. Латеральные распределения коэффициента анизотропии α в области приемлемого разрешения в пяти интервалах глубин под границей Мохоровичича

Обсуждение результатов

Анализ результатов, представленных на рис. 6 (верхний слой Мохо – 55 км), указывает на тот факт, что районы современной сейсмичности попадают в области положительных значений коэффициента анизотропии, тогда как для платформенных областей величина коэффициента близка нулю.

Обращает на себя внимание то, что в верхних трёх слоях выявляются области, в которых $V_{SV} > V_{SH}$, то есть коэффициент анизотропии – отрицательный. Одна такая область обнаруживается в центральной части Восточно-Европейской платформы, другая – на юге от Апеннинского полуострова и Адриатики. Изменение с глубиной коэффициента анизотропии α , среднего внутри зон размером $5 \times 5^\circ$, изображено на рис. 7. Низкие значения α в обоих случаях отмечаются на глубинах 40–70 км. В [Yanovskaya et al., 2020] по данным значительно меньшей выборки трасс в этих же районах также были обнаружены зоны, характеризующиеся отрицательным коэффициентом анизотропии. В четвёртом и пятом слоях (глубины 95–155 км) латеральные вариации коэффициента анизотропии гораздо менее выразительные, при этом средние значения составляют на этих глубинах около +1 %, что согласуется с моделью PREM.

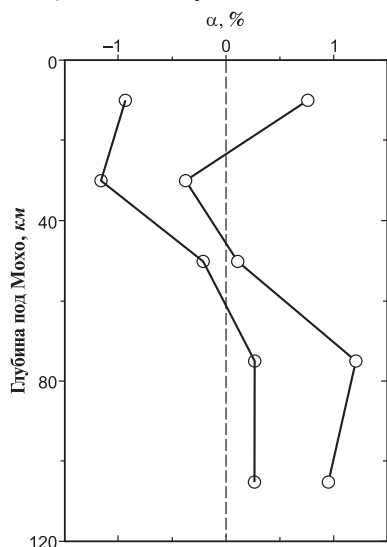


Рис. 7. Изменение коэффициента анизотропии с глубиной внутри областей $5 \times 5^\circ$ для центральной части ВЕП (левая кривая) и юга Апеннинского полуострова (правая кривая)

Возможным объяснением полученного поведения анизотропии под континентом Европы может быть следующее рассуждение.

В общем случае для анизотропной среды связь между напряжением и деформацией задаётся в следующем виде: $\tau_{ij} = C_{ijkl} \cdot \epsilon_{kl}$. Для трансверсально-

изотропной среды, в отличие от изотропной среды, где тензор упругих параметров содержит только две независимые компоненты λ и μ , тензор упругих параметров будет задаваться пятью упругими параметрами (A, C, F, L и N), а компоненты тензора напряжений можно представить как:

$$\begin{aligned} \tau_{xx} &= Ae_{xx} + Fe_{zz} + (A-2N)e_{yy}; \\ \tau_{yy} &= (A-2N)e_{xx} + Fe_{zz} + Ae_{yy}; \\ \tau_{zz} &= Fe_{xx} + Ce_{zz} + Fe_{yy}; \\ \tau_{xz} &= Le_{xz}; \\ \tau_{yz} &= Le_{yz}; \\ \tau_{xy} &= Le_{xy}. \end{aligned}$$

В рамках трансверсально-изотропной модели характерный для океанических областей случай $V_{SH} > V_{SV}$ соответствует связи между модулями сдвига $L < N$. И наоборот, $V_{SV} > V_{SH}$ соответствует $L > N$. Первый случай означает, что деформация сдвига во всех горизонтальных направлениях должна быть больше по сравнению с вертикальной. Это облегчает горизонтальный поток масс в верхней мантии океана, что полностью согласуется с концепцией тектоники плит. Случай $L > N$ (отрицательный коэффициент анизотропии) означает, что среда подвергается горизонтальному сжатию.

Сжатие в литосфере Восточно-Европейской платформы могло быть унаследованным от эпохи герцинской складчатости, когда происходило встречное движение Восточно-Европейской и Западно-Сибирской плит, приведшее к образованию Уральских гор. А сжатие в зоне Южных Апеннин является следствием современных движений – раскрытия Средиземноморского бассейна и образования Альпийской складчатой системы.

Заключение

Для оценки анизотропии верхней мантии Европы была использована новая методика. На первом этапе по дисперсионным кривым волн Релея и Лява путём одномерной инверсии строились средние по трассе скоростные разрезы волн SV и SH , и по их разности оценивались средние по данной трассе значения коэффициента анизотропии в последовательных интервалах глубин. Далее выполнялась 2D-томография полученных таким образом коэффициентов анизотропии в каждом интервале глубин. Такой подход исключает ошибки, вызванные разной степенью сглаженности скоростных распределений SV - и SH -волн. Выборка данных была существенно увеличена за счёт использования данных по достаточно длинным трассам (до $90-100^\circ$), что позволило оценивать скоростные разрезы

волн SV и SH , а, соответственно, и коэффициент анизотропии до глубин ~ 150 км. Подтверждено наличие в европейском регионе двух зон с отрицательными значениями коэффициента анизотропии на глубинах ~ 60 – 100 км, расположенных в центральной части ВЕП и Южной Италии. Оценены вариации анизотропии с глубиной в этих зонах. Предлагается гипотеза, объясняющая наличие зон, в которых $V_{SV} > V_{SH}$.

Авторы выражают благодарность центрам данных IRIS (<https://www.iris.edu/hq>) и GEOFON (<https://geofon.gfz-potsdam.de>) за возможность использовать цифровые данные.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 17-05-00522).

Литература

- Дитмар П.Г., Яновская Т.Б. Обобщение метода Бэйкуса-Гильберта для оценки горизонтальных вариаций скорости поверхностных волн // Физика Земли. — 1987. — № 6. — С. 30–40.
- Королева Т.Ю., Лыскова Е.Л., Яновская Т.Б. Оценка анизотропии верхней мантии Европы по данным землетрясений и сейсмического шума. Проблемы и перспективы // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XII Международной сейсмологической школы / Отв. ред. А.А. Маловичко. — Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2017. — С. 194–197.
- Королева Т.Ю., Лыскова Е.Л., Яновская Т.Б. Радиальная анизотропия подкоровой мантии Европы по данным землетрясений и сейсмического шума // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XIII Международной сейсмологической школы / Отв. ред. А.А. Маловичко. — Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2018. — С. 132–135.
- Яновская Т.Б. Оценка разрешения в задачах лучевой сейсмической томографии // Физика Земли. — 1997. — № 9. — С. 76–80.
- Яновская Т.Б. Поверхностно-волновая томография в сейсмических исследованиях. — СПб.: Наука, 2015. — 187 с.
- Яновская Т.Б., Лыскова Е.Л., Королева Т.Ю. Радиальная анизотропия верхней мантии Европы по данным поверхностных волн // Физика Земли. — 2019. — № 2. — С. 3–14.
- Anderson D.L. Recent evidence concerning the structure and composition of the Earth's mantle // Phys. Chem. Earth. — 1965. — V. 6. — P. 1–131.
- Anderson D.L., Regan J. Upper mantle anisotropy and the oceanic lithosphere // Geophys. Res. Lett. — 1983. — V. 10, N 9. — P. 841–843.
- Chang S.J., van der Lee S., Matzel E., Bedle H. Radial anisotropy along the Tethyan margin // Geophys. J. Int. — 2010. — V. 182, N 2. — P. 1013–1024.
- Chen Y., Badal J., Zhang Z. Radial anisotropy in the crust and upper mantle beneath the Qinghai-Tibet Plateau and surrounding regions // J. Asian Earth Sci. — 2009. — V. 36. — P. 289–302.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary reference Earth model // Phys. Earth Planet. Inter. — 1981. — V. 25. — P. 297–356.
- Lyskova E.L., Yanovskaya T.B., Duda S.J. Spectral characteristics of earthquakes along plate boundaries // Geofizika. — 1998. — V. 15. — P. 69–81.
- Mitchell B.J. On the inversion of Love- and Rayleigh-wave dispersion and implications for Earth structure and anisotropy // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. — 1984. — V. 76, N 1. — P. 233–341.
- Schivardi R., Morelli A. EPmantle: a 3-D transversely isotropic model of the upper mantle under the European Plate // Geophys. J. Int. — 2011. — V. 185, N 1. — P. 469–484.
- Yanovskaya T., Koroleva T., Lyskova E. Effect of earthquakes on ambient noise surface wave tomography in upper-mantle studies // Geophys. J. Int. — 2016. — V. 205, N 2. — P. 1208–1220.
- Yanovskaya T.B., Lyskova E.L., Koroleva T.Y. Anisotropy of the uppermost mantle in Europe as obtained from surface wave data // Problems of Geocosmos-2018. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Proceedings of the XII International School Conference. — Springer, 2020. — P. 229–239. (In Press).

Сведения об авторах

Лыскова Евгения Леонидовна, канд. физ.-мат. наук, доцент Федерального государственного бюджетного образовательного учреждения высшего образования «Санкт-Петербургский государственный университет» (СПбГУ), г. Санкт-Петербург, Россия. E-mail: e.lyskova@spbu.ru

Яновская Татьяна Борисовна, доктор физ.-мат. наук, с 1986 г. по декабрь 2019 г. профессор Федерального государственного бюджетного образовательного учреждения высшего образования «Санкт-Петербургский государственный университет» (СПбГУ), г. Санкт-Петербург, Россия.

Королева Татьяна Юрьевна, канд. физ.-мат. наук, доцент Федерального государственного бюджетного образовательного учреждения высшего образования «Санкт-Петербургский государственный университет» (СПбГУ), г. Санкт-Петербург, Россия. E-mail: tanchik18@yandex.ru

Spatial distribution of the anisotropy coefficient in the European upper mantle

© 2020 E.L. Lyskova, T.B. Yanovskaya, T.Yu. Koroleva

SPbSU, Saint-Petersburg, Russia

Abstract The radial (transversal) anisotropy of the Earth's upper mantle was found by comparing the velocity sections of transverse waves obtained by inverse of the dispersion curves of Rayleigh and Love waves. Information on variations in anisotropy with depth was obtained from dispersion curves on fairly uniform oceanic paths. In the oceanic mantle the SH wave velocities obtained from the Love wave data is greater than the SV wave velocities determined from Rayleigh waves, so that the anisotropy coefficient is positive and is about 4 % under the Moho boundary and decreases to zero at a depth of about 200 km. The information about the anisotropy of the continents is much more scarce and often contradictory due to a strong lateral inhomogeneity of the crust and upper mantle of the continents. In the European region some authors reveal the zones where $V_{SV} > V_{SH}$ in the upper mantle, whereas some others confirm $V_{SH} > V_{SV}$ to be everywhere. The uncertainty in the observed values of the anisotropy coefficient is explained by the fact that it was always determined from the results of the Rayleigh and Love wave velocity tomography carried out on the basis of different samples of paths. Accordingly, the values of the SH and SV wave velocities turned out to be averaged over different regions, which led to errors in the estimates of the anisotropy coefficient. To reduce these errors, we proposed an alternative method for estimating the spatial distribution of the anisotropy coefficient: to estimate the anisotropy coefficient in the beginning at each path and then to fulfill the tomographic inversion for this coefficient. Preliminary results on the distribution of the anisotropy coefficient in the upper mantle of Europe were presented according to earthquake and seismic noise. However analysis of the anisotropy coefficient values obtained from the earthquake data and seismic noise have shown that those obtained from noise are usually underestimated. Therefore, in the present study we used only the data obtained from earthquakes. It was shown that the anisotropy coefficient under the continental part of the European region is close to zero but two areas where $V_{SV} > V_{SH}$ are detected - in central part of EEP and in the southern Italy. In both cases the negative values of the anisotropy coefficient are observed within the interval of ~60-100 km depth.

Keywords anisotropy, Rayleigh and Love waves, upper mantle, seismic tomography, Europe.

For citation Lyskova, E.L., Yanovskaya, T.B., & Koroleva, T.Yu. (2020). [Spatial distribution of the anisotropy coefficient in the European upper mantle]. *Rossiiskii seismologicheskii zhurnal* [Russian Journal of Seismology], 2(1), 18-26. (In Russ.). DOI: <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2020.1.02>

References

- Anderson, D.L. (1965). Recent evidence concerning the structure and composition of the Earth's mantle. *Physics and Chemistry of the Earth*, 6, 1-131. doi: 10.1016/0079-1946(65)90013-3
- Anderson, D.L., & Regan, J. (1983). Upper mantle anisotropy and the oceanic lithosphere. *Geophysical Research Letters*, 10(9), 841-843. doi: 10.1029/GL010i009p00841
- Chang, S.J., van der Lee, S., Matzel, E., & Bedle, H. (2010). Radial anisotropy along the Tethyan margin. *Geophysical Journal International*, 182(2), 1013-1024. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04662.x
- Chen, Y., Badal, J., & Zhang, Z. (2009). Radial anisotropy in the crust and upper mantle beneath the Qinghai-Tibet Plateau and surrounding regions. *Journal of Asian Earth Sciences*, 36, 289-302. doi:10.1016/j.jseaes.2009.06.011
- Ditmar, P.G., & Yanovskaya, T.B. (1987). A generalization of the Backus-Gilbert method for estimation of lateral variations of surface wave velocity. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 23(6), 470-480.
- Dziewonski, A.M., & Anderson, D.L. (1981). Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25, 297-356.
- Koroleva, T.Yu., Lyskova, E.L., & Yanovskaya, T.B. (2017). [Assessment of anisotropy of the upper mantle of the Europe according to earthquakes and seismic noise. Problems and prospects]. In *Materialy XII Mezhdunarodnoi seismologicheskoi shkoly "Sovremennye metody obrabotki i interpretatsii seismologicheskikh dannyykh"* [Proceedings of the XII International Seismological Workshop "Modern Methods of Processing and Interpretation of Seismological Data"] (pp. 194-197). Obninsk, Russia: GS RAS Publ. (In Russ.).
- Koroleva, T.Yu., Lyskova, E.L., & Yanovskaya, T.B. (2018). [Radial anisotropy of European upper

- mantle from earthquake and seismic noise data]. In *Materialy XIII Mezhdunarodnoi seismologicheskoi shkoly "Sovremennye metody obrabotki i interpretatsii seismologicheskikh dannyykh"* [Proceedings of the XIII International Seismological Workshop "Modern Methods of Processing and Interpretation of Seismological Data"] (pp. 132-135). Obninsk, Russia: GS RAS Publ. (In Russ.).
- Lyskova, E.L., Yanovskaya, T.B., & Duda, S.J. (1998). Spectral characteristics of earthquakes along plate boundaries. *Geofizika*, 15, 69-81.
- Mitchell, B.J. (1984). On the inversion of Love- and Rayleigh-wave dispersion and implications for Earth structure and anisotropy. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical*, 76(1), 233-341. doi: 10.1111/j.1365-246X.1984.tb05040.x
- Schivardi, R., & Morelli, A. (2011). EPmantle: a 3-D transversely isotropic model of the upper mantle under the European Plate. *Geophysical Journal International*, 185(1), 469-484. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.04953.x
- Yanovskaya, T.B., Lyskova, E.L., & Koroleva, T.Y. (2020). Anisotropy of the uppermost mantle in Europe as obtained from surface wave data. In *Problems of Geocosmos-2018. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Proceedings of the XII International School Conference* (pp. 229-239). Springer (In Press).
- Yanovskaya, T.B. (2015). *Poverkhnostno-volnovaya tomografiya v seismicheskikh issledovaniyakh* [Surface Wave Tomography in Seismological Studies]. Saint Petersburg, Russia: Nauka Publ., 187 p. (In Russ.).
- Yanovskaya, T.B. (1997). [Resolution estimation in the problems of seismic ray tomography]. *Fizika Zemli* [Izvestiya. Physics of the Solid Earth], 33(9), 762-766. (In Russ.).
- Yanovskaya, T.B., Lyskova, E.L., & Koroleva, T.Yu. (2019). Radial anisotropy in the European upper mantle from surface wave data. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 55(2), 195-204. (In Russ.). doi: 10.1134/S1069351319020137
- Yanovskaya, T., Koroleva, T., & Lyskova, E. (2016). Effect of earthquakes on ambient noise surface wave tomography in upper-mantle studies. *Geophysical Journal International*, 205(2), 1208-1220. doi:10.1093/gji/ggw083

Information about authors

Lyskova Evgeniia Leonidovna, PhD, Associate Professor of the Federal State Budgetary Educational Institution of Higher Education "Saint-Petersburg State University" (SPbSU), Saint-Petersburg, Russia. E-mail: e.lyskova@spbu.ru

Yanovskaya Tat'iana Borisovna, Dr, Professor of the Federal State Budgetary Educational Institution of Higher Education "Saint-Petersburg State University" (SPbSU) from 1986 to December 2019, Saint-Petersburg, Russia.

Koroleva Tat'iana Yur'evna, PhD, Associate Professor of the Federal State Budgetary Educational Institution of Higher Education "Saint-Petersburg State University" (SPbSU), Saint-Petersburg, Russia. E-mail: tanchik18@yandex.ru