

ОБ АНИЗОТРОПИИ СКОРОСТИ ВО ВНУТРЕННЕМ ЯДРЕ ЗЕМЛИ

В.М. Овчинников, П.Б. Каазик

Приведен метод анализа дифференциальных времен пробега сейсмических волн РКР(DF) и РКР(BC), позволяющий определить размеры области и вариацию скорости во внешнем ядре совместно с оценкой вклада, вносимого в дифференциальные времена анизотропией внутреннего ядра. Показано, что невязки дифференциальных времен пробега относительно стандартной модели ak135 для волн, зондирующих область земного ядра под Африкой, хорошо описываются моделью, которая включает слабую 0,5% аномалию скорости во внешнем ядре и 1,6% анизотропию во внутреннем ядре.

Введение

В начале 80-х годов было установлено, что времена пробега волн РКР(DF), проходящих через все оболочки Земли – кору, мантию, внешнее и внутреннее ядро, зависят от угла между направлением сейсмического луча в точке максимального погружения и осью вращения Земли [Roupinet et al., 1983]. Для полярных трасс, почти параллельных оси вращения Земли, время пробега примерно на 2–3 с меньше, чем для экваториальных трасс. Объяснение этого экспериментально установленного факта связывают с цилиндрической анизотропией внутреннего ядра [Morelli et al., 1986] – физическим свойством среды, при котором упругие модули зависят от направления прихода сейсмического возмущения. Другим аргументом в пользу анизотропии послужили данные о расщеплении собственных частот собственных колебаний Земли [Woodhouse et al., 1986]. Считается, что анизотропия создается по механизму предпочтительной ориентации кристаллов железа, из которого состоит внутреннее ядро, однако общепринятая теория пока отсутствует.

По мере накопления экспериментальных данных появилось больше деталей, которые привели к значительному усложнению модели анизотропии внутреннего ядра. Наиболее существенной особенностью является крупномасштабная неоднородность анизотропии, делящая внутреннее ядро на два полушария – восточное и западное – по меридиану примерно 40 градусов восточной долготы [Tanaka&Hamaguchi, 1997]. Такая структура может быть обусловлена латеральными вариациями в скорости затвердевания внутреннего ядра благодаря потокам во внешнем ядре, управляемым тепловыми неоднородностями в мантии [Sumita&Olson, 1999; 2002].

Опираясь на новые данные о дифференциальных временах пробега волн РКР(DF) и РКР(BC) на станциях в Антарктиде, авторы [Leykam et al., 2010; Tkalčić, 2010] сделали вывод, что внутреннее ядро представляет конгломерат областей с различными анизотропными свойствами. Возникают также трудности в объяснении большого

уровня ($\sim 3\%$) анизотропии, так как для ее достижения требуется высокая степень упорядоченности кристаллов железа во внутреннем ядре. Необходимость согласования особенностей сейсмических данных с возможными динамическими процессами в ядре привела к новым геодинамическим моделям, в которых асимметрия достигается за счет плавления восточной части ядра и кристаллизации западной части [Monnereau et al., 2010; Gubbins et al., 2011] при одновременном росте внутреннего ядра. При этом возникает медленное течение вещества в восточном направлении, которое управляет процессом кристаллизации в верхней части внутреннего ядра и приводит к асимметричному распределению размеров кристаллов во внешней части ядра (крупные размеры в западной части и малые размеры или расплав в восточной).

Однако возможна другая интерпретация, когда часть невязок времени пробега сейсмических волн может быть обусловлена не только свойствами внутреннего ядра, но и внешнего. Например, в [Овчинников и др., 2012] приведены экспериментальные данные, которые согласуются с наличием аномалии скорости во внешнем ядре. В настоящей работе приведен метод анализа дифференциальных времен пробега сейсмических волн РКР(DF) и РКР(BC), позволяющий определить размеры и вариацию скорости во внешнем ядре совместно с оценкой вклада, вносимого в дифференциальные времена анизотропией внутреннего ядра. Показано, что наблюдаемые дифференциальные времена пробега для волн, зондирующих область земного ядра под Африкой, хорошо описываются моделью, которая включает слабую $0,5\%$ аномалию скорости во внешнем ядре и $1,6\%$ анизотропию во внутреннем ядре.

Метод

Положим, что измерения дифференциальных времен пробега $\tau_i^{mes} = t_i^{bc} - t_i^{df}$ можно представить в виде суммы дифференциального времени, соответствующего сферически симметричной модели, и поправок, обусловленных влиянием мантии τ_i^m , внешнего ядра τ_i^{oc} и внутреннего ядра τ_i^{ic} :

$$\tau_i^{mes} = \tau_i^{ak} + \tau_i^m + \tau_i^{oc} + \tau_i^{ic} + \varepsilon_i \quad 1 \leq i \leq n, \quad (1)$$

где n – количество измерений, ε_i – случайная ошибка измерения.

Первое слагаемое – дифференциальное время пробега в соответствии с референсной (базовой) сферически симметричной моделью, которая является нулевым приближением. В данной работе используется модель АК135. Остальные слагаемые определяют отклонения от сферической симметрии, имеющие место в различных оболочках Земли.

Мантийная поправка считается известной из независимых данных – 3D томографической модели. Относительно поправки τ_i^{oc} предполагается, что она связана с аномалией скорости во внешнем ядре [Овчинников и др., 2012], которая характеризуется радиусом цилиндра R и относительной аномалией скорости $\delta v/v$:

$$\tau_i^{oc} = \tau_i^{oc}(R, \delta v/v).$$

Поправка может быть как положительной, так и отрицательной, в зависимости от взаимного расположения станции и очага относительно аномалии скорости.

Поправка τ_i^{ic} связана с цилиндрической (поперечно-изотропной) анизотропией скорости продольных волн во внутреннем ядре и может быть представлена в аналитическом виде:

$$\tau_i^{ic} = (b \cos^2 \xi_i + c \cos^4 \xi_i) t_i,$$

где ξ_i – угол между направлением сейсмического луча в точке максимального погружения во внутреннее ядро и осью вращения Земли, t_i – время пробега волны РКР(DF) в анизотропной части внутреннего ядра, b и c – параметры, подлежащие определению. Эта поправка имеет только неотрицательные значения по определению.

Таким образом, модель измерений принимает вид

$$\tau_i^{mes} = \tau_i^{ak} + \tau_i^m + \tau_i^{oc}(R, \delta v/v) + \tau_i^{ic}(b, c) + \varepsilon_i, \quad (2)$$

где ε_i – случайная ошибка измерений.

Дополнительное ограничение $\tau_i^{ic}(b, c) \geq 0$.

Приведем модель (2) к другому виду, перенеся известные слагаемые из правой части в левую.

$$\tau_i^{red} = \tau_i^{mes} + \tau_i^{ak} + \tau_i^m = \tau_i^{oc}(R, \delta v/v) + \tau_i^{ic}(b, c) + \varepsilon_i. \quad (3)$$

Четыре неизвестных параметра в формуле (3) определяются из условия минимума функции

$$S(R, \delta v/v, b, c) = \min \left\{ \sum_{i=1}^n (\tau_i^{red} - \tau_i^{oc}(R, \delta v/v) - \tau_i^{ic}(b, c))^2 \right\}. \quad (4)$$

(если ε_i имеет нормальное распределение с нулевым средним, то оценка параметров будет оптимальной).

Для мантийных поправок использована трехмерная блоковая томографическая модель MITP08. Отметим, что величины поправок $|\tau_i^m| < 0,3$ для всех использованных сейсмических лучей и не оказывает существенного влияния на особенности дифференциальных времен, показанных на рис. 1.

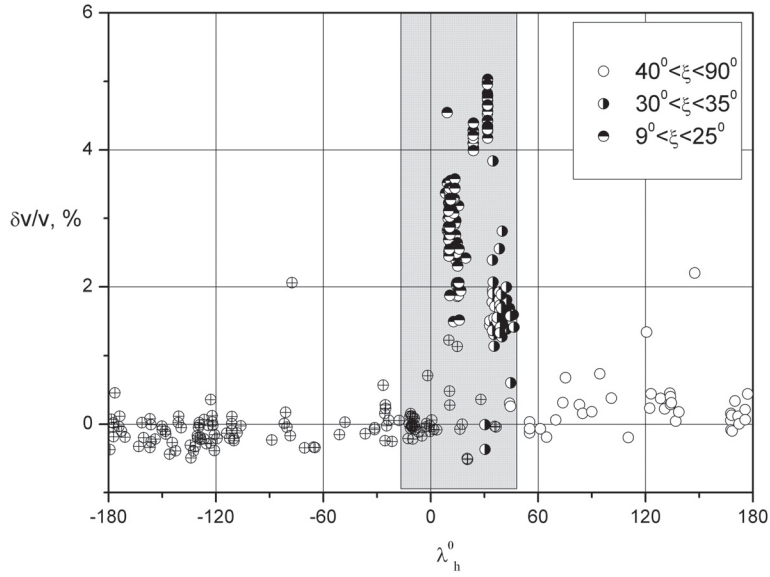


Рис. 1. Зависимость относительной невязки дифференциального времени пробега от долготы точки максимального погружения сейсмического луча.

Область под Африкой закрашена серым цветом. Кружки с крестиками и светлые кружки – данные для экваториальных трасс. Остальные данные относятся к полярным трассам и зависят от угла между направлением сейсмического луча в точке максимального погружения и осью вращения Земли.

Данные и результаты

Мы использовали данные о дифференциальных временах пробега для сейсмических лучей, зондирующих земное ядро под Африкой, описание которых приведено в работе [Овчинников и др., 2012], для обоснования гипотезы об аномалии скорости продольных волн во внешнем ядре. На рис. 1 показана зависимость измеренных относительных дифференциальных времен пробега $\delta\tau/t = \delta v/v$ от долготы точки максимального погружения сейсмического луча. Здесь $\delta\tau = (t_{bc} - t_{df})^{mes} - (t_{bc} - t_{df})^{ak135}$ – невязка между измеренным дифференциальным временем и дифференциальным временем в стандартной модели ak135, t – время пробега волны РКР (DF) во внутреннем ядре по модели ak135. Область, показанная серой тонировкой, расположена под Африкой. Основная особенность данных – ковшеобразная форма невязок на станции NNET, которая плохо согласуется с гипотезой, что отклонения от сферически симметричной модели обусловлены исключительно анизотропией внутреннего ядра.

Воспользуемся другими особенностями экспериментальных данных для упрощения задачи (4). Данные станции NNET соответствуют сейсмическим лучам, зондирующим небольшую область порядка 1-ой зоны Френеля (линейный размер порядка 100 км). В этом случае угол ξ_i и t_i для данной станции и ограниченной области очагов, расположенных в районе Ю. Сандвичевых о-вов, будут меняться слабо.

Поэтому в первом приближении поправку $\tau_i^{ic}(b, c)$ можно положить равной постоянной μ , подлежащей определению. В результате задача (4) сводится к более простой, в которой подлежат определению только три неизвестных параметра

$$S(R, \delta v/v, \mu) = \min \left\{ \sum_{i=1}^n (\tau_i^{red} - \tau_i^{oc}(R, \delta v/v) - \mu)^2 \right\}. \quad (5)$$

Дифференцируя (5) по μ при фиксированных значениях двух других параметров, получим явное выражение для этой переменной

$$\mu = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \{ \tau_i^{red} - \tau_i^{oc}(R, \delta v/v) \}. \quad (6)$$

Так как мы не имеем аналитического выражения для τ_i^{oc} , задача (5–6) решалась перебором на сетке значений $1225 \leq R \leq 1475$ (шаг 25 км) и $0 \leq \delta v/v \leq 0,01$ (шаг 0,001).

Результаты решения задачи (5–6) по данным подгруппы NNET, которые удовлетворяют отмеченным выше ограничениям на изменение угла ξ_i , показаны на рис. 2. На рисунке приведены три сечения функции S : одно проходит через точку минимума ($R = 1375$ км), два других – по обе стороны от минимума. Из него следует, что минимум функции S достигается при $\delta v/v = 0,5\%$ и $R = 1375$ км. При этом величина анизотропии сейсмических продольных волн на станции NNET $\mu = 1,1\%$.

Для других подгрупп данных, полученных на станциях SNA, NVL, TDJR, MINR, μ и S определены на основе параметров модели, установленной по данным подгруппы NNET.

Результаты расчета для других групп данных приведены в Таблице. Как видно μ_k увеличиваются с уменьшением угла ξ_k , что является одним из признаков анизотропии скорости во внутреннем ядре.

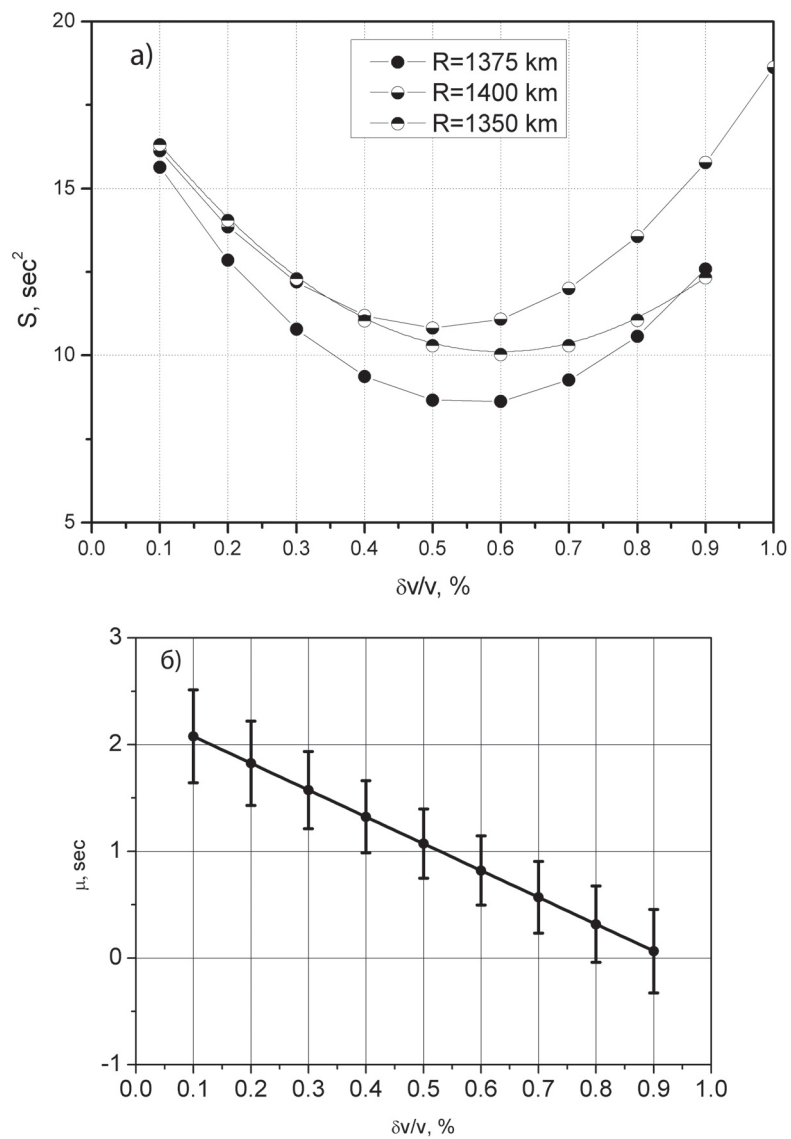


Рис. 2. Результаты определения а) – вариации скорости, радиуса цилиндрической аномалии во внешнем ядре и б) – анизотропии внутреннего ядра.

Таблица

Станция (подгруппа)	Model	n_k	ξ_k	μ_k	S_k
NNET	2	82	23	0,92	8,0
NVL	2	21	6	1,485	0,55
SNA	2	10	8	1,556	0,09
MINR	2	31	30	0,603	8,42
TDJR	2	17	31	0,483	0,32

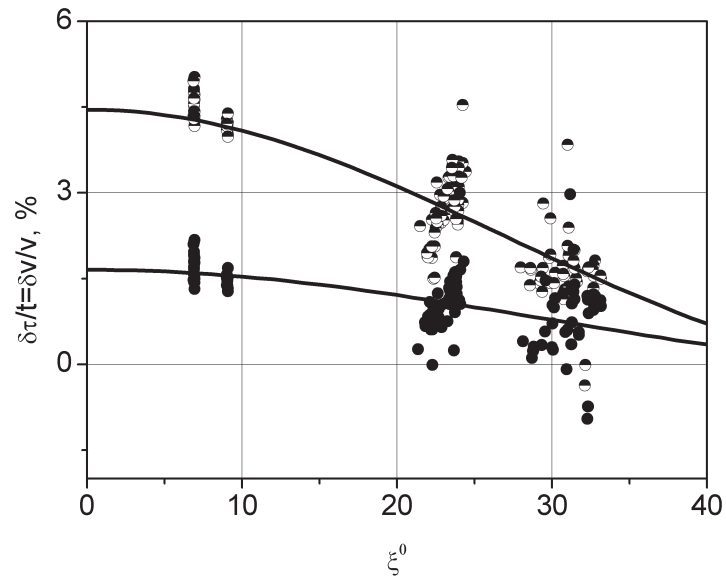


Рис. 3. Оценки анизотропии внутреннего ядра для двух моделей.

Полутемные кружки и аппроксимирующая зависимость – наблюдаемые дифференциальные времена пробега обусловлены только анизотропией внутреннего ядра; темные кружки и аппроксимирующая зависимость – наблюдаемые дифференциальные времена пробега обусловлены анизотропией внутреннего ядра и аномалией скорости во внешнем ядре.

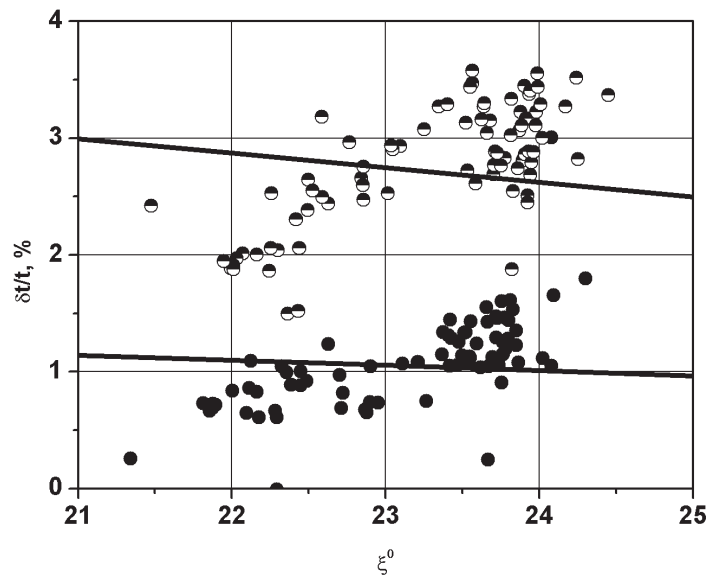


Рис. 4. Оценка анизотропии внутреннего ядра для двух моделей на станции NNET.

Полутемные кружки и аппроксимирующая зависимость (черная линия) – наблюдаемые дифференциальные времена пробега обусловлены только анизотропией внутреннего ядра; темные кружки и аппроксимирующая зависимость (черная линия) – наблюдаемые дифференциальные времена пробега обусловлены анизотропией внутреннего ядра и аномалией скорости во внешнем ядре.

На заключительном шаге обработки экспериментального материала была получена зависимость для анизотропии внутреннего ядра, которая описывается следующей формулой:

$$\delta v/v = 1,63\cos^2 \xi - 0,95\sin^2 2\xi. \quad (7)$$

Результаты этого шага иллюстрируются рис. 3. На нем для сравнения приведены результаты для двух моделей. В первой особенности данных связаны только с анизотропией внутреннего ядра. В этом случае величина анизотропии составляет 4,3%.

Введение аномалии скорости во внешнем ядре приводит к уменьшению величины анизотропии внутреннего ядра до 1,63%. На рис. 4 приведен фрагмент рис. 3, показывающий только данные станции NNET. Из него видно, что во втором случае данные образуют более компактную группировку относительно кривых, описывающих анизотропию внутреннего ядра. В первом случае сумма квадратов отклонения экспериментальных данных от аппроксимирующей кривой составила 30, а во втором варианте – 8.

Выводы

Рассмотрена комплексная модель, включающая аномалию скорости во внешнем ядре и анизотропию скорости продольных волн во внутреннем ядре. Получена предварительная оценка анизотропии внутреннего ядра, составившая 1,63%, что существенно отличается от полученных ранее оценок (порядка 3–4%) анизотропии внутреннего ядра под Африкой.

Литература

- Овчинников В.М., Каазик П.Б., Краснощеков Д.Н. Слабая аномалия скорости во внешнем ядре Земли из сейсмических данных // Физика Земли. 2012. № 3.
- Gubbins D., B. Sreenivasan, J. Mound, S. Rost. Melting of the Earth's inner core. *Nature*. 2011. v. 473. # 361.
- Leykam, D., Tkalčić, H. & Reading, A.M. Core structure re-examined using new teleseismic data recorded in Antarctica: evidence for, at most, weak cylindrical seismic anisotropy in the inner core // *Geophys. J. Int.* 2010. v. 180. P. 1329–1343. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04488.x.
- Monnereau M., Calver M., Margerin L. Souriau A. Lopsided growth of Earth's inner core // *Scienceexpress* / www.scienceexpress.org/15 April 2010.
- Morelli, A., Dziewonski, A.M. & Woodhouse, J.H. Anisotropy of the core inferred from PKiKP travel times // *Geophys. Res. Lett.* 1986. v. 13. P. 1545–1548.
- Poupinet, G., R. Pillet, and A. Souriau. Possible heterogeneity in the Earth's core deduced from PKiKP travel times // *Nature*, 1983, v. 305, p. 204–206.
- Tanaka, S., H. Hamaguchi. Degree one heterogeneity and hemispherical variation of anisotropy in the inner core from PKP (BC)-PKP (DF) times // *J. Geophys. Res.*, 1997, v. 102, p. 2925–2938.
- Sumita I., Olson P. Rotating thermal convection experiments in a hemispherical shell with heterogeneous boundary heat flux: Implications for the Earth's core // *Journal of Geophysical Research* 2002.107: 10.1029/2001JB000548.
- Sumita I., Yoshida S. Thermal interactions between the mantle, outer and inner cores, and the resulting structural evolution of the core. In: Dehant V, Kenneth C, Shunichiro K, et al.

(eds.) Geodynamics Series, 31: Earth's Core: Dynamics, Structure, Rotation pp. 213–232, 2003.

Tkalčić, H. Large variations in travel times of mantle-sensitive seismic waves from the South Sandwich Islands: Is the Earth's inner core a conglomerate of anisotropic domains? // Geoph. Res. Lett. 2010. v. 37, L14312, doi:10.1029/2010GL043841. ashington: AGU. 2003.

Woodhouse, J.H., Giardini, D. & Li, X.-D. Evidence for inner core anisotropy from free oscillations // Geophys. Res. Lett. 1986.v. 13, p.1549–1552.