

УДК 550.311:550.341

ВРЕМЕННЫЕ ТРЕНДЫ НЕВЯЗОК ВРЕМЕН ПРОБЕГА СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЗЕМНОМ ЯДРЕ И ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОЕ ВРАЩЕНИЕ ВНУТРЕННЕГО ЯДРА

В.М. Овчинников, П.Б. Каазик

На основе экспериментальных данных о временных трендах дифференциальных невязок времен пробега волн PKP_{DF} , PKP_{BC} и PKP_{AB} на 10 сейсмических станциях получена интервальная оценка скорости дифференциального вращения внутреннего ядра $0,3 < \alpha < 0,7$ градуса в год.

Введение

Сейсмические исследования дифференциального вращения внутреннего ядра были в значительной степени инициированы поисками механизма эволюции и поддержания магнитного поля Земли. В моделях геодинамо, содержащих внутреннее ядро с конечной электропроводностью, может осуществляться обращение магнитного поля [Glatzmaier and Roberts, 1995], а внутреннее ядро имеет скорость вращения, отличную от скорости вращения мантии. Величина скорости дифференциального вращения важна также для объяснения геодинамических процессов, для механизмов диссипации энергии внутри Земли, для определения свойств внутреннего ядра, в частности вязкости, уровня неоднородности, механизма возникновения анизотропии. Выполненные к настоящему времени исследования привели к противоречивым результатам.

Оценки скорости дифференциального вращения по временам пробега объемных волн находятся в интервале от 0 до 3 градусов в год [Song and Richards, 1996; Su et al., 1996; Creager, 1997; Овчинников и др., 1998; Souriau, 1998; Dziwonski and Su, 1998; Song and Li, 2000; Isse and Nakanishi, 2000; Souriau and Poupinet, 2000; Vidale et al., 2000; Collier and Hellfrich, 2001; Souriau, 2003; Li and Richards, 2005; Zhang et al., 2005; Овчинников, Каазик, 2008].

Оценки скорости на основе собственных колебаний Земли лежат в интервале от $-2,5$ до $-0,5$ градусов в год [Sharrok and Woodhouse, 1998] и от $-0,8$ до $0,5$ с наиболее вероятным интервалом от $-0,2$ до $0,2$ градуса в год [Laske and Masters, 1999].

Один из используемых методов [Song and Richards, 1996] опирается на анизотропию внутреннего ядра, свойством которой является зависимость времени пробега сейсмических волн от угла между направлением сейсмического луча во внутреннем ядре и направлением оси анизотропии. При этом, если ось анизотропии наклонена относительно оси вращения внутреннего ядра, то время пробега сейсмической волны будет зависеть от времени проведения измерений. Имеющиеся оценки пространственного положения оси анизотропии по данным различных работ имеют широкие пределы изменения. Например, долгота оси анизотропии, приведенная к одному и тому же времени, характеризуется значительными вариация-

ми от 90 до 180° в.д. [Song, 1997]. Кроме того, применение метода ограничивалось интерпретацией временной зависимости невязок либо на отдельной сейсмической станции, либо на группе близко расположенных станций, сейсмические лучи к которым зондируют небольшую ограниченную область внутреннего ядра.

В настоящей работе мы, во-первых, представляем новые данные по временным трендам дифференциальных времен пробега на станциях NRI, ILT. Во-вторых, применительно к рассматриваемой методике совместной оценки скорости дифференциального вращения по материалам нескольких станций модифицируем ранее опубликованные данные, полученные на станциях в Антарктиде SNA, SBA [Li and Richards, 1998], NVL [Овчинников и др., 1998], DRV [Souriau, 1998]. В-третьих, оцениваем скорость дифференциального вращения внутреннего ядра и пространственного положения оси анизотропии на основе совместной интерпретации временных трендов на 10 сейсмических станциях, расположенных на Аляске, Чукотке, в Антарктиде и Восточной Сибири.

Полученная скорость дифференциального вращения составила 0,4 градуса в год. Ось анизотропии скорости во внутреннем ядре в 1989 г. занимала положение 155° в.д. с наклоном относительно оси вращения Земли в 20°.

Метод

Сейсмологическими наблюдениями установлено, что во внутреннем ядре волны, распространяющиеся в плоскости, близкой к меридиональной, имеют скорость на 3–4% больше, чем в экваториальной плоскости. Детальные исследования показали, что $\frac{2}{3}$ внешней части внутреннего ядра имеет цилиндрическую симметрию (анизотропия с поперечной изотропией), ось которой составляет угол около 10° с осью вращения Земли [Song, 1997]. Центральная часть ядра, по-видимому, имеет другое направление оси анизотропии [Ishi and Dziewonski, 2003; Sun and Song, 2008].

Анизотропная среда с поперечной изотропией может быть описана пятью параметрами A , C , F , L и N [Morelli et al., 1986]. Параметры A и C характеризуют упругие модули продольных волн в направлениях, параллельных и перпендикулярных оси анизотропии, параметры L и N – аналогичные модули упругости для поперечных волн, а F – модуль упругости в других направлениях. В случае слабой анизотропии среды для продольных волн справедливо соотношение:

$$\rho V^2 + 2\rho V^2 \frac{\delta V}{V} = A - 2(A - F - 2L)\cos^2 \xi + (A + C - 2F - 4L)\cos^4 \xi,$$

где ρ – плотность, δV – возмущающая поправка к скорости, ξ – угол между сейсмическим лучом и осью анизотропии. Полагая $\rho V^2 = A$, и вводя три параметра a , b и c такие, что

$$\delta V/V = b \cos^2 \xi + c \cos^4 \xi + a \quad (1)$$

где параметры b и c связаны с параметрами Лява

$$b = (C - A)/A \text{ и } c = (-A - C + 2F + 4L)/A \quad (2)$$

Параметр a описывает неточности в описании среды референсной моделью.

Если внутреннее ядро обладает дифференциальным вращением и имеет цилиндрическую анизотропию, ось симметрии которой наклонена относительно оси вращения Земли, то угол ξ в формуле (1) является функцией времени и зависит от

скорости вращения внутреннего ядра. На рис. 1 показана схема, демонстрирующая идею использования анизотропных свойств внутреннего ядра для обнаружения и оценки скорости дифференциального вращения, которая была предложена в работе [Song and Richards, 1996].

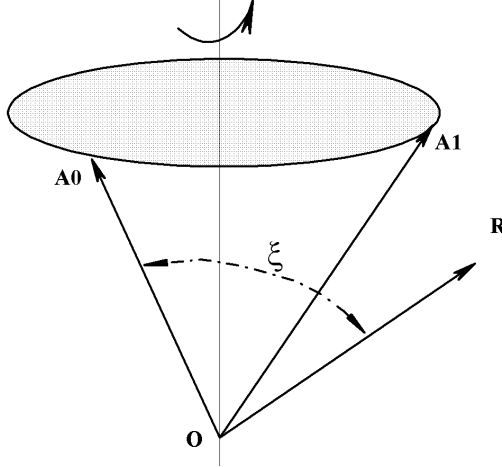


Рис. 1. Схематическое представление дифференциального вращения.

OR – вектор, характеризующий направление сейсмического луча; A0 и A1 – векторы, показывающие последовательное положение оси анизотропии при вращении с запада на восток в различные моменты времени; ξ – угол между направлением сейсмического луча и осью анизотропии.

Предполагая далее, что угол наклона оси анизотропии относительно оси вращения Земли и скорость дифференциального вращения малы, вращение происходит с постоянной скоростью вокруг оси вращения Земли, можно получить следующее выражение для изменения относительной невязки $e = \delta V/V$ во времени¹

$$e(T_0, \varphi_a, \lambda_a, \alpha) = \alpha(T - T_0)(2b \cos \xi + 4c \cos^3 \xi)(-R_x A0_y + R_y A0_x) \quad (3)$$

где R_x, R_y и $A0_x, A0_y$ – соответственно, направляющие косинусы вектора R, задающего направление сейсмического луча во внутреннем ядре в точке его максимального погружения и вектора A0, определяющего положение оси анизотропии в момент времени T_0 .

Изменение относительной невязки при этих условиях является линейной функцией времени, коэффициент наклона которой зависит от скорости дифференциального вращения внутреннего ядра.

С другой стороны экспериментальные данные о невязках могут быть представлены временной регрессионной зависимостью вида

$$e(T) = e_0 + k(T - T_0) \quad (4)$$

Из (3) и (4) следует, что скорость дифференциального вращения при сделанных выше предположениях

$$\alpha = k / \{ (2b \cos \xi + 4c \cos^3 \xi)(-R_x A0_y + R_y A0_x) \} \quad (5)$$

В общем случае, кроме скорости дифференциального вращения α , неизвестны также координаты оси анизотропии φ_a и λ_a , которые будем искать из условия достижения минимума взвешенной суммы квадратов

$$F(\alpha, \varphi_a, \lambda_a) = \sum_{i=1}^n w_i [\alpha d_i - k_i]^2 \rightarrow \min_{\alpha, \varphi_a, \lambda_a}, \quad (6)$$

¹ В формуле (3), приведенной в [Song, 2000], допущена ошибка.

где w_i – весовые коэффициенты,

$d_i = (2b \cos \xi + 4c \cos^3 \xi)(-R_x A0_y + R_y A0_x)$ (в правой части индекс i опущен, чтобы не усложнять запись).

Если зафиксировать в формуле (6) переменные φ_a и λ_a , то для оценки α получаем простое выражение

$$\alpha = \frac{\sum_b w_i k_i d_i}{\sum_b w_i d_i^2}. \quad (7)$$

Подставляя (7) в (6) и перебирая все возможные значения φ_a и λ_a , определяем минимальное значение функции $F(\varphi_a, \lambda_a)$ и соответствующее этому минимуму значение α .

Таким образом, для применения изложенного метода оценки скорости и направления оси анизотропии требуется конкретизировать параметры b и c в формуле (2) и определить экспериментальные линейные зависимости от времени типа (4).

Количественные значения параметров, входящих в формулу (3)

Коэффициенты a , b , c , характеризующие анизотропные свойства среды в трех основных районах внутреннего ядра, – под Центральной Америкой, Африкой и Австралией, – приведены в табл. 1.

Таблица 1

Параметры анизотропии для различных областей внутреннего ядра

b	c	a		$2b + 4c$	Автор
–3,83	6,44	–0,09	Западное полушарие	18,1	Creager, 1999
–2,56	5,17		Центральная Америка	15,56	Song, Richards, 1996
–4,35	7,32	0,51	Центральная Америка	20,58	Souriau and Poupinet, 2003
–5,9	9,0	0,1	Австралия	24,2	Isse, Nakanishi, 2001
–5,36	9,68	0,35	Африка	28,0	Овчинников и др., 2010
–3,92	7,08	0,14	Африка	20,48	Souriau and Poupinet, 2003
–5,6	8,88		Теоретическая оценка	24,32	Stixrude and Cohen, 1995

Из формулы (5) видно, что при малых углах ξ оценка скорости дифференциального вращения зависит от величины $2b + 4c$, численные значения которой приведены в табл. 1. Чем меньше значение $2b + 4c$, тем больше скорость. Использование двух предельных значений 15,56 и 28,0 даст различие в скорости примерно в 1,75 раза. Для дальнейших расчетов были использованы параметры b и c , полученные в [Isse and Nakanishi, 2002], которые хорошо согласуются с теоретическими расчетами [Stixrude and Cohen, 1995], основанными на том, что анизотропия обусловлена упорядочением кристаллов железа с гексагональной упаковкой. Другим обстоятельством послужило то, что в работе [Isse and Nakanishi, 2002] было принято во внимание, что верхняя часть внутреннего ядра изотропна. Влияние этого фактора рассмотрено в [Garcia and Souriau, 2000] и показано, что его учет позволяет рассматривать остальную часть внутреннего ядра как среду с однородной анизотропией.

Экспериментальные данные о временных трендах и результаты оценки скорости дифференциального вращения внутреннего ядра

Относительное возмущение скорости связано с невязкой времени пробега, определяемой из экспериментальных данных, соотношением

$$\delta t = - \int_s \delta V / V^2 ds = -t_s \delta V / V, \quad (10)$$

где интегрирование осуществляется по длине пути в возмущенной среде, а t_s – время пробега в невозмущенной среде на пути s .

Приведем некоторые пояснения, касающиеся использования формулы (10). Оценка дифференциального вращения внутреннего ядра по сейсмическим данным усложнена за счет того, что сейсмические лучи волн РКР_{DF}, РКР_{BC} и РКР_{AB} проходят через вышележащие структуры в коре, мантии и внешнем ядре и, следовательно, несут также информацию и об особенностях этих структур. Для примера, на эпицентральных расстояниях от 150 до 180° время пробега фазы РКР_{DF} во внутреннем ядре составляет только от 11 до 18% полного времени пробега. Чтобы уменьшить влияние вышележащих структур, будем использовать анализ дифференциальных времен пробега, то есть разности времен вступлений пары сейсмических фаз. Если оба луча проходят через одни и те же скоростные аномалии, то при вычитании это влияние будет устраняться (ослабляться). Для пары фаз РКР_{DF} – РКР_{BC} такой подход очень эффективен, так как расстояние между этими лучами во всем диапазоне расстояний, на которых возможно их наблюдение, не превышает 300 км в коре и мантии. Другим преимуществом является то, что углы выхода сейсмического излучения из источника для этих фаз близки и поэтому смещение в координатах гипоцентра оказывает слабое влияние на дифференциальные времена пробега. Недостаток состоит в том, что экспериментальное наблюдение дифференциальных времен возможно только в достаточно узком диапазоне эпицентральных расстояний от 146 до 154°. Для расширения количества наблюдений приходится использовать дифференциальные времена $t_{DF} - t_{AB}$. Углы выхода для таких фаз на расстоянии 165° отличаются на 20° и, таким образом, эта пара фаз оказывается чувствительной к смещению в положении эпицентра. Лучи этих фаз отклоняются на расстояние 2800 км в основании мантии. Так как луч фазы РКР_{AB} пересекает зону D'' под углами, близкими к скольжению вдоль границы, то дифференциальные времена оказываются чувствительными к латеральным вариациям глубинных мантийных структур. Таким образом, выводы относительно особенностей структуры внутреннего ядра и скорости дифференциального вращения, полученные по этой паре сейсмических фаз, оказываются менее надежными. В настоящей работе используются результаты, полученные на основе дифференциальных невязок времен пробега обоих типов, а в качестве референсной модели служит модель АК135.

В формулу (10) входит путь s сейсмического луча, по которому ведется интегрирование. Во многих работах невязка времени пробега распределялась на всю длину пути во внутреннем ядре. Однако верхняя часть внутреннего ядра изотропна или имеет очень слабую анизотропию, причем мощность изотропного слоя в различных областях внутреннего ядра различна [Ouzounis and Creager, 2001; Garcia and Souriau, 2000]. Не учет этого фактора приводит к более низкому уровню анизотропии и, как следствие, к более высоким значениям скорости дифференциального вращения. Это хорошо видно из табл. 1, где приведены параметры модели (3), полученные для трех регионов ядра – под Африкой, Австралией и Центральной Америкой.

В качестве исходных данных о параметрах временного тренда относительных невязок использованы три группы данных, трассы которых показаны на рис. 2.

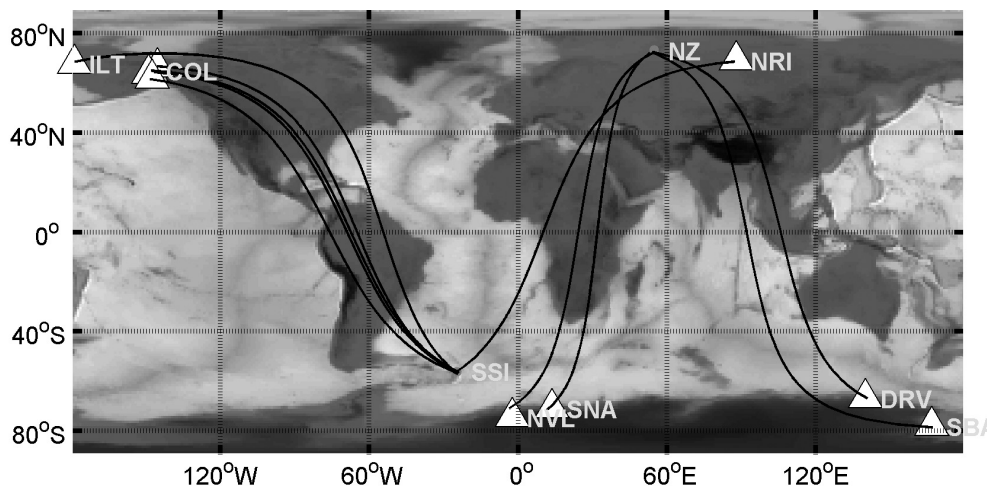


Рис. 2. Взаимное расположение районов сейсмических источников (точки) и сейсмических станций (треугольники), соединенные дугами большого круга, проходящего через станцию и эпицентр. Коды трех станций на Аляске FYU, MCK и SCM, расположенных вблизи станции COL, на карте не показаны.

1) Данные о дифференциальных невязках времен пробега $\delta\tau = t_{AB} - t_{DF}$ на станции ILT на Чукотке от землетрясений на Ю. Сандвичевых о-вах за период с 1965 по 1993 гг. и на станции SBA в Антарктиде от взрывов на о. Новая Земля за период с 1966 по 1984 гг.

2) Данные о дифференциальных невязках времен пробега $\delta\tau = t_{BC} - t_{DF}$ на станциях NVL, SNA и DRV в Антарктиде по сейсмограммам ядерных взрывов, проведенных на о. Новая Земля за период с 1966 по 1989 гг., и на станции NRI за 25 лет с 1966 по 2000 гг. по записям землетрясений на Ю. Сандвичевых о-вах.

3) В эту группу входят литературные данные о временных трендах на 4-х станциях на Аляске, зарегистрировавших землетрясения на Ю. Сандвичевых о-вах [Song, 2000].

Экспериментальные данные и результаты определения параметров линейного тренда для двух первых групп данных приведены на рис. 3, а в табл. 2 – полный набор данных, использованный для оценки скорости дифференциального вращения внутреннего ядра.

Приведенные на рис. 3 данные показывают, что измерения дифференциальных времен пробега по сейсмограммам взрывов (SNA, NVL, DRV, SBA) имеют меньший разброс, чем по записям землетрясений (ILT, NRI). Результаты, полученные на станции SNA малонадежные, но, тем не менее, общий характер уменьшения с течением времени согласован с более надежными данными станции NVL. Отрицательный тренд получен также на станции NRI. Область внутреннего ядра, зондируемая этими станциями, расположена под Африкой. На станции ILT временной тренд положительный, как и для других станций COL, FYU, MCK, SCM (табл. 2), зондирующих область ядра под Центральной Америкой. Наконец, на станциях DRV и SBA наблюдаются отрицательный временной тренд. Данные с этих станций дают

информацию о свойствах внутреннего ядра под Австралией. Присутствие данных, как с положительным, так и с отрицательным трендом указывает на возможное изменение во времени положения оси анизотропии: при дифференциальном вращении внутреннего ядра с Запада на Восток для станций с отрицательным трендом угол ξ в соотношении (1) увеличивается, а с положительным трендом уменьшается.

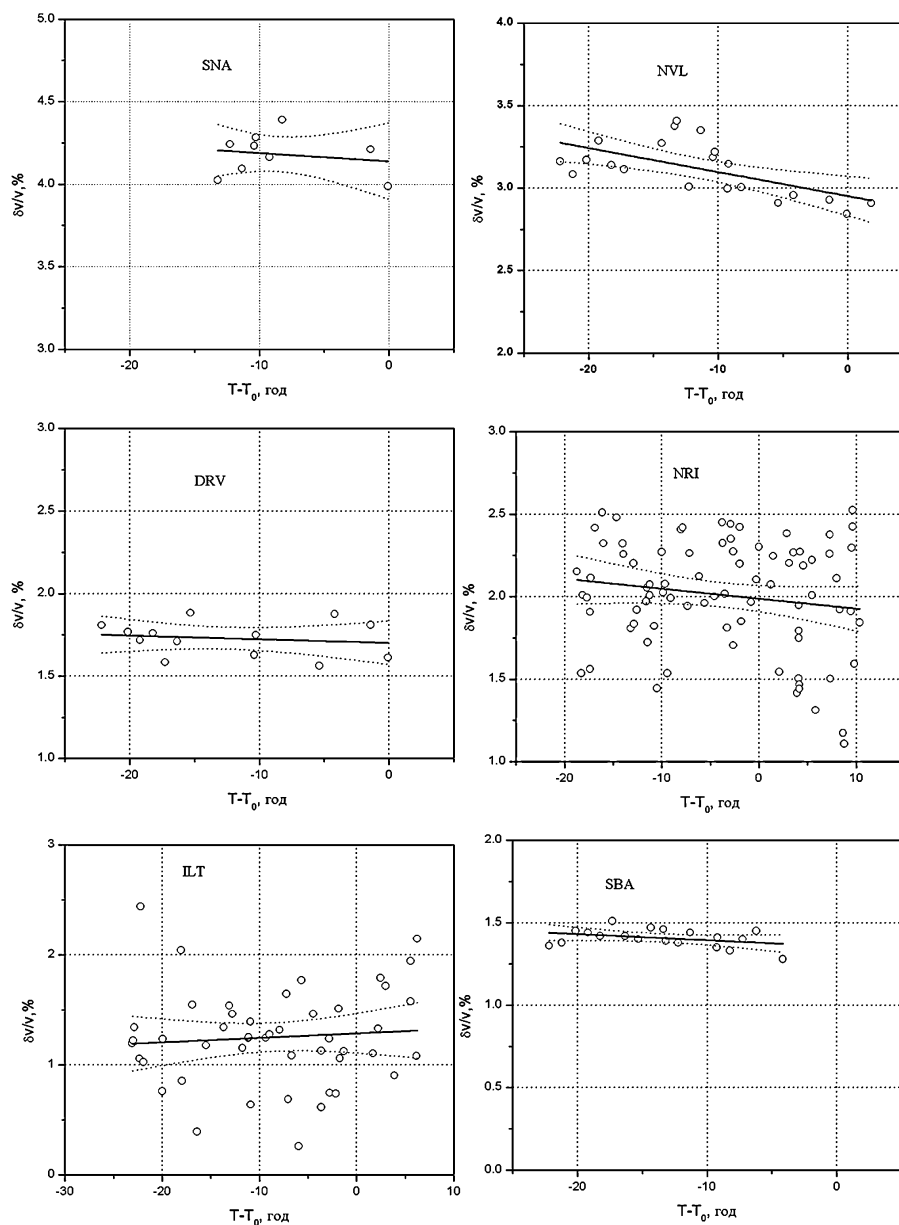


Рис. 3. Линейные тренды дифференциальных невязок на станциях SNA, NVL, DRV, NRI, ILT, SBA.

Среднее значение угла между направлением сейсмического луча в ядре и осью вращения Земли составляет 6, 9, 14, 23, 27 и 12°, соответственно.

Таблица 2

**Основные параметры временного тренда
и некоторые общие характеристики использованных данных**

Код станции	Число измерений	k , %/год	σ_k	Диапазон расстояний	Временной интервал
COL	54	0,013	0,00117	150,2–152,3	1951–1995
FYU	15	0,014	0,00226	149,5–151,1	1974–1995
MCK	26	0,0115	0,00249	149,9–152	1974–1998
SCM	14	0,0115	0,00197	148,9–150,4	1975–1998
NVL	21	–0,018	0,00747	146,4–146,52	1966–1990
SNA	9	–0,0051	0,01	147,94–148	1966–1988
NRIL	83	–0,0115	0,0041	148,41–151,87	1966–2002
ILT	47	0,01324	0,0093	161,52–163,6	1965–1993
DRV	13	–0,0018	0,002	150,3–150,39	1966–1988
SBA	19	–0,0037	0,0022	163,38–163,49	1966–1984

Используя количественные значения параметров из таблиц 1 и 2, получена оценка скорости дифференциального вращения внутреннего ядра по формулам (6) и (7). Рельеф нормированной целевой функции (6), показанный на рис. 4, имеет длинный овраг, в котором находится глобальный минимум $F = 0,6$.

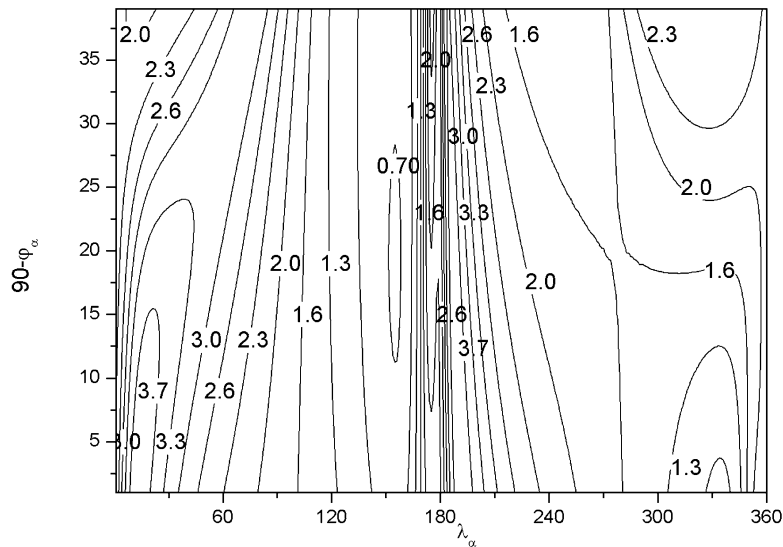


Рис. 4. Рельеф целевой функции $F(\varphi_\alpha, \lambda_\alpha)$, показывающий наличие глобального минимума.

Ему соответствует значение скорости дифференциального вращения $\alpha = 0,45^\circ$ в год. При этом ось анизотропии в 1989 г. занимала положение с долготой 155° и углом наклона относительно оси вращения Земли 20° . Значение угла наклона оси анизотропии отличается от имеющихся оценок других авторов, которые не превышают 10° [см. например, Creager, 1992; Song, 1997]. Однако надежность нашего определения угла наклона невелика из-за слабого изменения целевой функции

вдоль оврага. Интервальная оценка координат оси анизотропии при доверительной вероятности 0,9 составляет $12^\circ < \varphi_a < 30^\circ$, а $151^\circ < \lambda_a < 158^\circ$. Соответствующая интервальная оценка для скорости дифференциального вращения $0,3 < \alpha < 0,7$ градуса в год.

Другой локальный минимум целевой функции $F = 0,9$, расположенный вблизи 330° по долготе, по абсолютной величине отличается от глобального в 1,5 раза. Если его рассматривать также в качестве возможного решения, то скорость дифференциального вращения $\alpha = 0$, а ось анизотропии совпадает с осью вращения Земли.

Таким образом, совместная интерпретация временных трендов, полученных на различных станциях, позволила значительно сузить диапазон возможных значений пространственного положения оси анизотропии по долготе.

В целом, приведенные результаты скорее поддерживают гипотезу о дифференциальном вращении внутреннего ядра Земли. Однако не снимают противоречий о величине скорости и наклоне оси анизотропии в силу ограниченности имеющихся в настоящее время экспериментальных данных за достаточно длинные 25–30 лет временные интервалы.

Литература

Овчинников В.М., Адушкин В.В., Ан В.А. О скорости дифференциального вращения внутреннего ядра Земли // ДАН. 1998. Т. 362. № 5. С. 683–686.

Овчинников В.М., Каазик П.Б. Скорость дифференциального вращения внутреннего ядра Земли из сейсмических данных станции Иультин // Локальные и глобальные проявления воздействий на геосферы: сб. научных трудов ИДГ РАН. 2008. С. 133–144.

Collier J.D., Helffrich G. Estimate of inner core rotation rate from United Kingdom regional seismic network data and consequences for inner core dynamical behaviour // Earth and Planetary Sciences Letters, 2001, V. 93. P. 523–537.

Creager K.C. Anisotropy of the inner core from differential travel times of the phases PKP and PKiKP // Nature. 1992. V. 356. P. 309–314.

Creager K.C. Inner core rotation rate from small-scale heterogeneity and time-varying travel times // Science. 1997. V. 278. P. 1284–1288.

Creager K.C. Large-scale variations in inner core anisotropy // J.Geophys. Res., 1999, v. 104, p. 23127–23139.

Ishii M., Dziewonski A.M. Distinct seismic anisotropy at the centre of the Earth // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2003. № 140, p. 203–217.

Isse T., Nakanishi I. Inner-core anisotropy beneath Australia and differential rotation // Geophys.J. Int. 2002. v. 151, p. 255–263.

Garcia R., Souriau A. Inner core anisotropy and heterogeneity level // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. P. 3121–3124.

Glatzmaier G.A., Roberts P.H. A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal // Nature. 1995. V. 337. P. 203–209.

Laske G., Masters T.G. Rotation of the inner core from a new analysis of free oscillations // Nature. 1999. V. 402. P. 3397–3400.

Li A., Richards P.G. Study of inner core travel times from nuclear explosion data. 1998. EOS 79. F 80. AGU Fall meeting.

Morelli A., Dziewonski A.M., Woodhouse J.H. Anisotropy of the inner core inferred from PKiKP travel times // Geophys. Res. Lett. 1986. v. 13, p. 1545–1548.

Ouzounis A., Creager K. Isotropy overlying anisotropy at the top of the inner core Geophys. Res. Let. 2001. v. 28. № 22, p. 4331–4334.

Sharrock D., Woodhouse J. Investigation of time dependent inner core structure by the analysis of free oscillation spectra // Earth Planets Space. 1998. v. 50, p. 1013–1018.

- Song X.* Anisotropy of the Earth's inner core // *Rev. Geophys.*, 1997, 35, p. 297–313.
- Song X.* Joint inversion for inner core rotation, inner core anisotropy, and mantle heterogeneity // *J. Geophys. Res.*, 2000. V. 105. P. 7931–7944.
- Song X., Li A.* Support for differential inner core super-rotation from earthquakes in Alaska recorded at South Pole // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. P. 623–630.
- Song X., Richards P.G.* Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core // *Nature*. 1996. V. 382. P. 221–224.
- Souriau A.* New seismological constraints on differential rotation of the inner core from Novaya Zemlya events recorded at DRV, Antarctica // *Geophys. J. Int.* 1998. V. 134. P. F1–F5.
- Souriau A.* Inner core rotation: A Critical Appraisal// in *Earth's core Dynamics, Structure, Rotation*. Geodynamics Series. Vol. 32. Editors: V. Dehant, K.C. Creager, S. Karato, S. Zatman. American Geophysical Union, 2003, p. 65–82.
- Souriau A., Poupinet G.* Inner core rotation: a test at the worldwide scale // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2000. V. 118. P. 13–27.
- Souriau A., Poupinet G.* Inner core rotation: A critical appraisal // *Earth's core: Dynamics, Structure, Rotation*. 2003. Geodynamic Series 31. ed. V. Dehant, K.C. Creager, S. Karato, S. Zatman. p. 31–44.
- Stixrude L. Cohen R.E.* High pressure elasticity of iron and anisotropy of Earth's inner core // *Science*. 1995. v. 267, p. 1972–1975.
- Su W.-J., Dziewonski A.M., Jeanloz R.* Planet within a planet: rotation of the inner core of the Earth // *Science*. 1996. V. 274. P. 1883–1887.
- Sun X. Song X.* Tomographic inversion for three-dimensional anisotropy of Earth's inner core // *Phys. Earth. Plan. Int.*, 2008, v.167, p. 53–70. doi:10.1016/j.pepi.2008.02.011.
- Vidale J.E., Dodge D.A., Earle P.S.* Slow differential rotation of the Earth's inner core indicated by temporal changes in scattering // *Nature*. 2000. V. 405. P. 445–447.
- Zhang J., Song X., Li Y., Richards P.G., Sun X., Waldhauser F.* Inner core differential motion confirmed by earthquake waveform doublets // *Science*, 2005, V. 309, p. 1357–1360.