

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЯДРА ЗЕМЛИ

© 2021 г. В. М. Овчинников¹, *, **, Д. Н. Краснощеков¹

¹Институт динамики геосфер им. акад. М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: ovtch@idg.chph.ras.ru

**E-mail: ovtch1@yandex.ru

Поступила в редакцию 27.04.2020 г.

После доработки 17.05.2020 г.

Принята к публикации 30.05.2020 г.

В статье содержится обзор наиболее важных в концептуальном плане результатов сейсмологических исследований ядра Земли и их интерпретация с позиций геодинамики по трем направлениям: анизотропия скорости и затухания сейсмических волн, структурные особенности переходной зоны от внешнего к внутреннему ядру Земли и дифференциальное вращение внутреннего ядра.

Ключевые слова: анизотропия скорости, затухание сейсмических волн, внутреннее ядро, внешнее ядро.

DOI: 10.31857/S000233721020083

ВВЕДЕНИЕ

Земное ядро имеет отношение к широкому спектру научных проблем, решаемых в геофизике, геохимии, геомагнетизме, астрометрии и других науках. Под влиянием тепловых и химических процессов в нем могут возникать внутренние напряжения, которые приводят к возникновению конвекции, деформаций и анизотропных эффектов. Внешнее ядро является источником магнитного поля, а внутреннее ядро играет большую роль в стабилизации магнитного поля. Два главных процесса определяют динамику земного ядра и формирующиеся за счет этого структурные особенности: конвекция (тепловая и композиционная) во внешнем ядре и рост внутреннего ядра. Улучшение наших знаний о структуре земного ядра представляется чрезвычайно важным для понимания процессов дифференциации вещества, установления химической и минералогической природы расплава железа, из которого состоит центральная часть планеты. В численном моделировании геодинамо было показано, что внутреннее ядро может иметь скорость вращения, отличную от скорости вращения мантии [Glatzmaier, Roberts, 1995].

Почти все, что известно к настоящему времени о земном ядре, получено из сейсмологических данных или в виде косвенных выводов из работ по геомагнетизму, геодинамике и геохимии. В отечественной научной периодике обзор результатов сейсмических исследований свойств внутреннего ядра – анизотропии скорости продольных волн, был опубликован двадцать три

года назад [Кузнецов, 1997]. С тех пор было выполнено достаточно много работ, в значительной мере дискуссионных, расширяющих наши представления о его свойствах. В зарубежной печати такие обзоры появляются с завидной регулярностью (например, в работах [Deuss, 2014; Tkalčić, 2015]), однако результатам, полученным отечественными авторами, в них обычно уделяется мало внимания. Для изложения всех аспектов сейсмических исследований ядра Земли потребуется написать несколько книг: например, в работе [Литасов, Шацкий, 2016] представлены преимущественно минералогические данные, а в работе [Tkalčić, 2017] – обзор сейсмологических исследований внутреннего ядра. В этой связи, в настоящем обзоре мы представляем лишь наиболее важные в концептуальном плане результаты и их интерпретацию с позиций геодинамики в основном по трем направлениям: анизотропия скорости и затухание сейсмических волн, структурные особенности наиболее динамично развивающейся переходной зоны от внешнего к внутреннему ядру Земли и весьма противоречивую дискуссию, ведущуюся в последние 25 лет, о дифференциальном вращении внутреннего ядра.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ СВОЙСТВА ВНУТРЕННЕГО ЯДРА

К началу 80-х гг. сложилось достаточно детальное представление о внутреннем строении Земли, известное под названием модели PREM (Preliminary Reference Earth Model) [Dziewonski, Anderson, 1981]. В этой модели внутреннее ядро

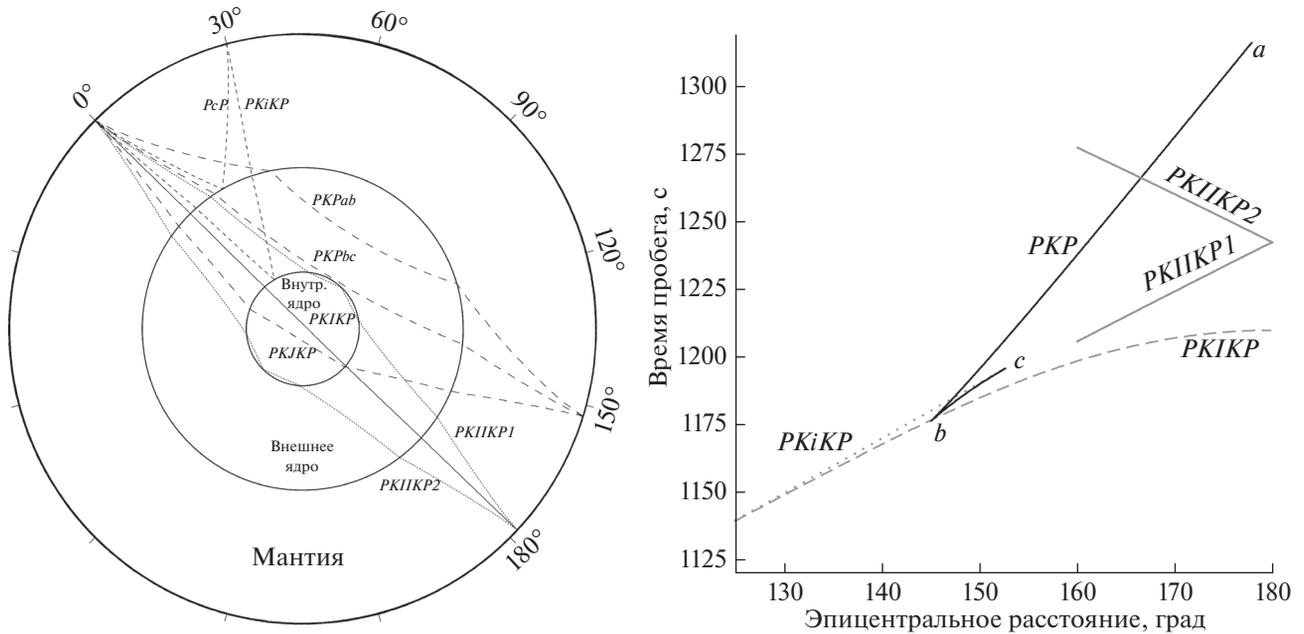


Рис. 1. Слева: геометрия лучей основных типов сейсмических волн, используемых для изучения внутреннего ядра, регистрируемых на расстояниях 30, 152 и 178°; справа: стандартные годографы сейсмических волн для модели PREM и диапазона эпицентральных расстояний 125–180°; *PKIKP1* – волна, распространяющаяся по короткому пути от эпицентра к станции наблюдения и имеющая меньшее время пробега, а *PKIKP2* – по длинному пути, соответствующему встречной ветви годографа.

представляет собой сферически симметричное твердое тело с объемом менее 1% от объема Земли, находящееся в состоянии адиабатического и гидростатического равновесия; небольшим его сжатием (1/427) за счет действия сил, обусловленных вращением Земли, пренебрегается. Другие силы, действующие на жидкое и твердое ядро, считаются малыми, не вносят значимого вклада и не нарушают гидростатического равновесия. Достаточно сильные конвективные движения в жидком ядре основательно перемешивают жидкость, поддерживая адиабатическое состояние. Увеличение давления с глубиной сопровождается увеличением температуры, которая на границе внутреннего ядра составляет около 5300° К.

В соответствии с PREM на границе между внешним и внутренним ядром плотность меняется скачком от 12.16 г/см³ в жидком ядре до 12.76 г/см³ – в твердом. Из-за того, что эти плотности близки к плотности железа при давлении, имеющем место в ядре, считается, что внутреннее ядро преимущественно состоит из железа. Радиус внутреннего ядра составляет 1221.5 км. На границе ядра скорость продольных волн изменяется скачком от 10.36 км/с во внешнем ядре до 11.03 км/с с последующим слабым увеличением до 11.26 км/с в центре ядра Земли. Скорость поперечных волн на границе меняется скачком от 0 до 3.5 км/с и возрастает до 3.66 км/с в центре Земли.

Наличие указанных особенностей приводит к существованию нескольких основных типов волн, свойства которых используются для изучения структуры и свойств внутреннего ядра (рис. 1). На различных эпицентральных расстояниях (от 0 до 180°) можно наблюдать несколько сейсмических волн – *PKIKP* (также называемую *PKPdf*), *PKiKP*, *PKJKP*, *PKIKP*, характеристики которых несут информацию о свойствах внутреннего ядра, а волны *PcP*, *PKPab*, *PKPbc* играют вспомогательную роль.

Фаза *PKiKP* (или в других обозначениях *PKPdc*) – волна, отраженная от границы внутреннего ядра. На докритических расстояниях ее свойства используются совместно с волной *PcP* для ослабления влияния коры и верхней мантии. Фаза *PKIKP*, или *PKPdf*, – волна, рефрагированная во внутреннем ядре. Имеются также две фазы *PKPbc* и *PKPab*, связанные с особенностями скоростного разреза во внешнем ядре, который представляет собой область с низкими скоростями по отношению к мантии и внутреннему ядру. Фаза *PKPbc* глубоко погружается во внешнее ядро и на некоторых расстояниях достигает границы внутреннего ядра. Фаза *PKPab* распространяется на меньших глубинах во внешнем ядре, чем фаза *PKPbc*. Фазы *PKPbc* и *PKPab* используются совместно с фазой *PKIKP*, чтобы путем измерения дифференциальных времен пробега и дифференциальных амплитуд ослабить влияние земной коры и мантии на ха-

рактеристики волн *PKIKP*. Вышеперечисленная номенклатура составляет основной набор сейсмических фаз, используемых для изучения внутреннего строения земного ядра.

Имеются также другие волны, которые из-за малости амплитуд трудно обнаружить на сейсмограммах: волны *PKJKP*, позволяющие получить информацию о скорости поперечных волн во внутреннем ядре, волны *PKIKP*, амплитуда которых зависит от скачка скорости поперечных волн на границе внутреннего ядра, и дифрагированные волны *PKPc-dif* и *PKPb-dif*. Возможности обнаружения и измерения параметров этого набора значительно возросли в связи с оснащением сейсмических станций цифровыми широкополосными сейсмометрическими каналами, позволяющими увеличить глубину и детальность обработки сейсмограмм, а также возможностью создания виртуальных систем группирования пространственно-распределенных сейсмических станций.

О СПОСОБАХ ОСЛАБЛЕНИЯ ВЛИЯНИЯ ВНЕШНИХ ОБОЛОЧЕК НА ИЗМЕРЯЕМЫЕ ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН, ПРОШЕДШИХ ЧЕРЕЗ ВНУТРЕННЕЕ ЯДРО

Оценка структурных особенностей, механических свойств и дифференциального вращения внутреннего ядра по сейсмическим данным усложнена за счет того, что сейсмические волны 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 149 до 180° время пробега фазы *PKIKP* во внутреннем ядре составляет от 10 до 18% полного времени пробега. Чтобы уменьшить влияние вышележащих структур используется три подхода.

В первом в наблюдаемые времена пробега волн *PKIKP* вводятся поправки путем переопределения координат землетрясений и поправки, учитывающие крупномасштабные асферические структуры в мантии [Su, Dziewonski, 1995].

Во втором способе используется статистический подход [Shearer, 1994], когда проводится усреднение по множеству лучей, зондирующих ограниченную область внутреннего ядра. Если эти лучи проходят через верхние слои Земли, которые отличаются по своим свойствам, то такое усреднение сглаживает влияние верхних структур на измеренные времена пробега.

Третий способ состоит в использовании и анализе дифференциальных времен пробега, т.е. разности времен вступлений пары сейсмических фаз. Если оба луча проходят через одни и те же скоростные аномалии коры и мантии, то при вычитании это влияние будет устраняться. Для пары фаз *PKPdf-PKPbc* такой подход очень эффективен,

так как расстояние между этими лучами в коре и верхней мантии во всем диапазоне расстояний, на которых возможно их наблюдение, не превышает 400 км. 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 использование этих разностей возможно только в достаточно узком диапазоне эпицентральных расстояний от 146 до 152°, что соответствует исследуемым глубинам до 400 км во внутреннем ядре.

Для расширения количества используемых данных часто используют дифференциальные времена *PKPdf-PKPab*. Углы выхода для таких фаз на расстоянии 165° отличаются на 20° и, таким образом, эта пара фаз оказывается чувствительной к смещению в положении эпицентра [Helffrich, Sacks, 1994]. Лучи этих фаз отклоняются на расстояние 2800 км в основании мантии. Так как луч фазы *PKPab* 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, чем по паре волн *PKPdf* и *PKPbc*.

АНИЗОТРОПИЯ СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН ВО ВНУТРЕННЕМ ЯДРЕ

Анизотропия – зависимость скорости распространения сейсмических волн в точке наблюдения от угла между направлением сейсмического луча во внутреннем ядре и осью симметрии анизотропии, которая близка к оси вращения Земли, – является не только важным параметром, определяющим динамику ядра, но и дает возможность оценить скорость дифференциального вращения. Для изучения анизотропии используется два типа сейсмических данных – объемные волны (*PKIKP*, *PKJKP*, *PkiKP*, *PKPbc*, *PKPab*) в диапазоне частот 0.01–10 Гц и собственные колебания Земли, моды которых чувствительны к особенностям структуры, упругим и поглощающим свойствам внутреннего ядра (сфероидальные моды ${}_mS_n$ в диапазоне частот 1–5 мГц).

Внутреннее ядро, открытое более 85 лет назад датским сейсмологом Инге Леманн [Lehmann, 1936], длительное время рассматривалось как сферическое тело, лишённое каких-либо специфических особенностей. В частности, общепризнанные базовые одномерные эталонные модели Земли (PREM, ak135, IASPE91) описывают внутреннее ядро как латерально однородную сферу

[Dziewonski, Anderson, 1981; Kennett et al., 1995]. Первые доказательства сложности внутреннего строения ядра были получены из измерения расщепления собственных колебаний Земли [Masters, Gilbert, 1981]. По мере накопления большего количества данных о временах пробега волн *PKIKP* в начале 1980-х гг. стало ясно, что однородная сфера, представляющая внутреннее ядро, не может объяснить аномальные наблюдения времен пробега волн *PKIKP*, первоначально проинтерпретированные влиянием неоднородности в твердом ядре [Roupinet et al., 1983]. Более полный анализ был выполнен в работе [Morelli et al., 1986] при изучении изотропных неоднородностей внутреннего ядра на основе инверсии времен пробега волн *PKIKP* из бюллетеня Международного сейсмологического центра (ISC). Выполнив корректировку на структурные особенности в мантии и топографию границы ядро–мантия и предположив, что оставшиеся особенности времени пробега волн *PKIKP* вызваны неоднородностью в твердом ядре, они обнаружили ярко выраженную зональную картину неоднородности (положительный сдвиг у полюсов и отрицательный на экваторе) для волн, зондирующих значительную часть объема внутреннего ядра. Вывод их работы состоял в том, что было бы физически неправдоподобно объяснить 2–3 с аномалии времен пробега изотропной неоднородностью вблизи центра Земли. Вместо этого утверждалось, что цилиндрическая анизотропия с быстрой осью, параллельной оси вращения Земли, является более предпочтительной гипотезой, не исключающей также существования изотропной неоднородности во внутреннем ядре. Очевидно, что для объяснения времени пробега волн *PKIKP*, был допущен большой компромисс между изотропными и анизотропными скоростными структурами во внутреннем ядре, но привлекательность гипотезы заключалась в простоте модели цилиндрической анизотропии, которая на сегодняшний день выглядит как относительно несложная модель внутреннего ядра.

Цилиндрическая анизотропия с быстрой осью, параллельной оси вращения Земли, была также подтверждена из рассмотрения расщепления некоторых обертоновых мод собственных колебаний Земли [Woodhouse et al., 1986]. Вместе с тем, были представлены и другие интерпретации [Giardini et al., 1987], например связанные с топографическими особенностями масштаба более 25 км на границах ядро–мантия и внутреннее–внешнее ядро и 6% аномалией скорости в основании внешнего ядра, либо принятием пока трудно объяснимой с физической точки зрения существенной плотностной неоднородности во внешнем ядре. Позже анизотропия внутреннего ядра была подтверждена на более обширном материале. В работе [Tromp, 1995] был рассмотрен вопрос

о возможности цилиндрической анизотропии внутреннего ядра на основе аномально сильного расщепления следующих 18 мод: ${}_2S_3$, ${}_3S_2$, ${}_6S_3$, ${}_8S_5$, ${}_9S_3$, ${}_{11}S_4$, ${}_{11}S_5$, ${}_{13}S_2$, ${}_{13}S_3$, ${}_{14}S_4$, ${}_{15}S_3$, ${}_{16}S_6$, ${}_{18}S_4$, ${}_{20}S_5$, ${}_{21}S_6$, ${}_{23}S_5$, ${}_{25}S_2$ и ${}_{27}S_2$.

Таким образом, первоначальное рассмотрение изменений изотропной скорости во внутреннем ядре фактически привело к одной из наиболее заметных концептуальных гипотез в его исследованиях за последние несколько десятилетий [Tromp, 1993], хотя в ее рамки не укладывались свойства сфероидальной гармоник собственных колебаний ${}_0S_2$. За этой новаторской сейсмологической гипотезой последовали многие исследования, в том числе в области физики минералов и разработки геодинамических моделей, а также был предложен ряд механизмов возникновения анизотропии, основанных на динамических процессах внутреннего ядра.

Простейшая модель изменения относительной скорости распространения продольной волны в ядре, учитывающая анизотропию, в предположении, что основной вещественный состав внутреннего ядра – железо с гексагональной симметрией кристаллов (Fe-hcp) – имеет вид:

$$\frac{\delta v(\xi)}{v} = (2\beta - \gamma) \cos^2(\xi) + (0.5\alpha - 2\beta + \gamma) \cos^4(\xi), \quad (1)$$

где: ξ – угол между осью анизотропии и направлением сейсмического луча, проходящего через внутреннее ядро; $\alpha = (C - A)/A_0$; $\beta = (L - N)/A_0$; $\gamma = (A - 2N - F)/A_0$. A , C , N , L , F – упругие параметры анизотропной среды. $A_0 = (k + 4/3\mu)/\rho$, где k – модуль всестороннего сжатия, μ – модуль сдвига, ρ – плотность в центре Земли. Параметры C и A соответствуют скорости распространения продольных волн параллельно и перпендикулярно оси анизотропии, в то время как L и N аналогичные скорости поперечных волн. Параметр F определяет скорость при других направлениях распространения волны. В публикациях по анизотропии, определяемой по объемным волнам, используются другие, эквивалентные уравнению (1), формы параметризации, наиболее часто в виде:

$$\frac{\delta v(\xi)}{v} = a + b \cos^2(\xi) + c \cos^4(\xi), \quad (2)$$

где: a – относительная поправка к скорости продольных волн в плоскости, перпендикулярной оси симметрии анизотропии; $b + c$ определяют силу анизотропии в направлении оси симметрии.

Если анизотропия мала, то относительная вариация скорости продольных волн связана с относительной вариацией времени пробега, измеренного на сейсмограмме, простым соотношением

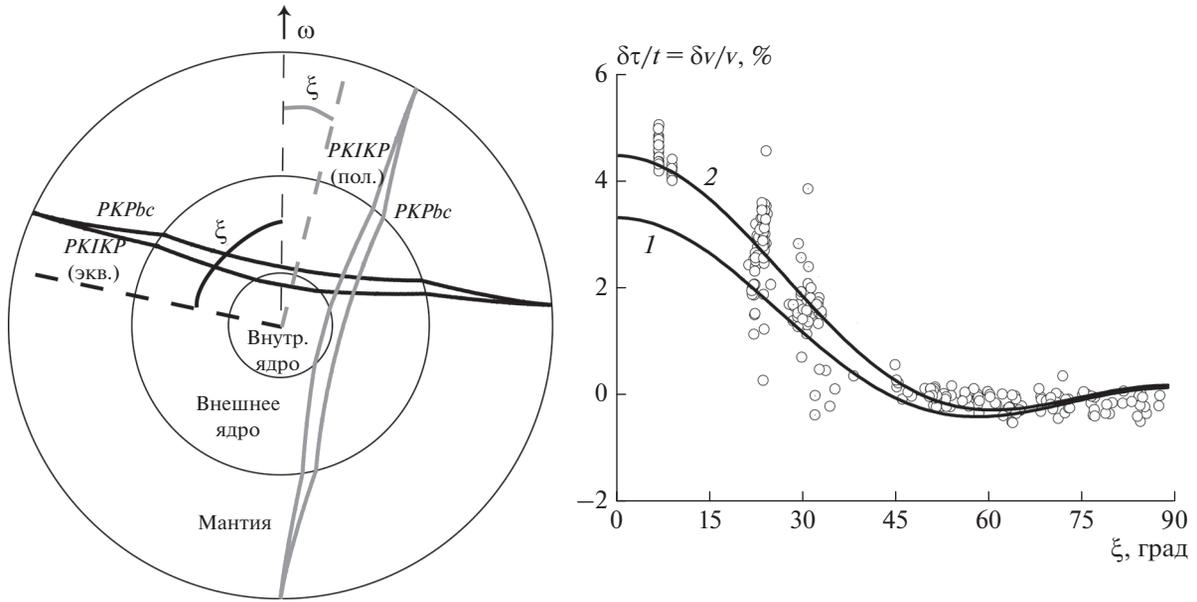


Рис. 2. Слева: геометрия сейсмических лучей в земном ядре, используемых для изучения анизотропии верхних 400 км внутреннего ядра для полярной (серый цвет трасс) и экваториальной (черный цвет трасс) конфигураций. Справа: экспериментальные данные (светлые кружки), демонстрирующие анизотропию скорости продольных волн. Углы $\xi < 35^\circ$ соответствуют полярным трассам; кривая 2 проведена в предположении, что верхние 100 км изотропны – данные из работы [Овчинников и др., 2012]; кривая 1 – модель анизотропии из работы [Souriau, Pourinet, 2003]).

$\delta v/v = -\delta\tau/t$. В этом соотношении $\delta\tau = t_{\text{меа}} - t_{\text{реф}}$ – дифференциальное время пробега в случае использования измерения абсолютных времен пробега волн *PKIKP* ($t_{\text{меа}}$) относительно $t_{\text{реф}}$ из стандартной (референсной) модели Земли, и $\delta\tau$ – невязка дифференциальных времен пробега в случае использования пары волн *PKIKP* и *PKPbc*, либо *PKIKP* и *PKPab*, t – время пробега волны по анизотропной области (в первых работах в качестве t использовалось полное время пробега во внутреннем ядре).

Оценки параметров α , β , γ в формуле (1), полученные из анализа расщепления собственных частот собственных колебаний [Woodhouse et al., 1986; Tromp, 1995; Durek, Romanowicz, 1999; Ishii et al., 2002; Veghein, Trampert, 2003], лежат в интервалах $3.5 < \alpha < 6.7\%$, $0.7 < \beta < 1.7\%$, $-2.7 < \gamma < 2.3\%$ и дают интервал значений анизотропии 1–2%. Из данных по собственным колебаниям Земли следовало, что сила анизотропии быстро уменьшается с увеличением глубины от границы внутреннего ядра.

В моделях анизотропии, основанных на временах пробега волн *PKIKP*, сила анизотропии в верхней части ядра составляет около 1.5–2%, значительно увеличиваясь до 3.4% в центральной, радиусом около 300 км, части ядра [Morelli et al., 1986; Shearer, 1994; Su, Dziewonski, 1995]. Недостаток этих моделей состоит в сильном влиянии ошибок определения координат гипоцентра землетрясений и невозможности полного учета влия-

ния неоднородностей в коре и мантии путем введения соответствующих поправок во времена пробега волн *PKIKP*.

Еще один тип моделей связан с использованием дифференциальных времен пробега волн *PKIKP* и *PKPbc*, которые позволяют изучать анизотропию в верхних 400 км [Shearer, Toy, 1991]. Для увеличения глубинности исследования используется также несвободная, как отмечалось ранее, от влияния мантийных особенностей пара волн *PKIKP* и *PKPab* [Song, Helmberger, 1993; Vinnik et al., 1994], которые можно наблюдать на расстояниях от 145 до 180° (рис. 1). Сила анизотропии для этого типа измерений составляет более 3%, и она увеличивается с глубиной.

На рис. 2 показана геометрия лучей волн *PKIKP* и *PKPbc* в экваториальной и меридиональной плоскостях, а также экспериментальные данные, демонстрирующие типичные особенности относительных невязок дифференциальных времен пробега *PKPbc*–*PKIKP*.

Сейсмические данные об анизотропии внутреннего ядра стимулировали исследования в области геодинамики, в которых были предложены различные механизмы формирования анизотропии. Считается, что анизотропия формируется по механизму предпочтительной ориентации кристаллов железа. Физические причины для упорядочивания кристаллов во внутреннем ядре не очень хорошо известны, но основные первоначальные гипотезы можно разделить на две груп-

пы: одни связаны с процессом затвердевания и ростом внутреннего ядра, другие — с процессом посткристаллизационной деформации или перекристаллизации.

В первую группу входят: анизотропия парамагнитной восприимчивости [Karato, 1993]; внутреннее ядро—монокристалл [Stixrude, Cohen, 1995]; дендрический рост кристаллов [Bergman, 1997]. Вторая группа представлена гипотезой тепловой конвекции во внутреннем ядре [Jeanloz, Wenk, 1988]; рассогласованием между гравитационным эквипотенциалом и термодинамической фигурой равновесия внутреннего ядра [Yoshida et al., 1996]; радиальным движением во внутреннем ядре, возникающим за счет максвелловских напряжений [Karato, 1999]; азимутальным (латеральным) движением во внутреннем ядре за счет максвелловских напряжений [Buffet, Venk, 2001]. Каждая из этих гипотез имеет право на существование и должна быть принята во внимание при интерпретации сейсмологических данных и вытекающих из них выводов.

Вместе с тем, можно указать на ряд спорных аспектов некоторых гипотез. Например, упорядочение кристаллов железа за счет процесса посткристаллизации (крип). Если внутреннее ядро растет быстрее в экваториальной области, чем в полярных областях, за счет более быстрого отвода тепла, то в результате нарушается гидростатическое равновесие, и внутреннее ядро начнет медленную коррекцию формы для достижения равновесия. Однако возникающие напряжения вряд ли будут достаточны для получения текстуры с 3% анизотропией, которая следует из наблюдаемых невязок времен пробега сейсмических волн, и такой процесс занял бы длительное время, превосходящее возраст внутреннего ядра [Tkalčić, 2015]. С другой стороны, если анизотропия внутреннего ядра является исключительно следствием затвердевания, то более глубокие части внутреннего ядра имели бы больше времени для формирования анизотропии, и, следовательно, анизотропия должна увеличиваться с глубиной. Однако такой эффект не наблюдается в сейсмологических данных.

Лабораторные эксперименты [Bergman, 2003] подтверждают гипотезу (дендрический рост) о том, что внутреннее ядро может состоять из столбчатых кристаллов с цилиндрической, а не сферической симметрией. Кристаллы растут в виде столбцов, перпендикулярных оси вращения Земли. Если кристаллографическая ось c соответствует быстрой оси, то анизотропия должна бы зависеть от того, как эти оси ориентируются в процессе затвердевания. Для экваториального пути волны *PKIKP* это означает, что должна быть зависимость анизотропии от глубины.

Результаты лабораторных экспериментов по определению анизотропии, связанной с ориентацией осей c , весьма противоречивы. В работах [Stixrude, Cohen, 1995; Bergman, 1998] было показано, что кристаллографическая ось c соответствует большей скорости, чем в базовой плоскости. Но в других экспериментах [Mao et al., 1998], было установлено, что самое быстрое направление имеет угол 45° с осью c , а направление вдоль оси c соответствует более медленной скорости, чем скорость в базовой плоскости [Steinle-Neuman, 2001]. К сожалению, эта неоднозначность результатов физики твердого тела делает сейсмологическую интерпретацию очень сложной. Тем не менее, сейсмологические наблюдения с использованием времени пробега сейсмических волн имеют первостепенное значение в изучении анизотропных свойств внутреннего ядра.

КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АНИЗОТРОПНЫХ И ИЗОТРОПНЫХ СВОЙСТВ ВНУТРЕННЕГО ЯДРА

По мере накопления экспериментальных данных появилось больше деталей, которые привели к значительному усложнению в описании анизотропии внутреннего ядра. Наиболее существенной особенностью является крупномасштабная неоднородность анизотропии, делящая внутреннее ядро на два квазиполушария — восточное и западное — по меридиану примерно 40° в.д. [Tanaka, Hamaguchi, 1997]. В дальнейшем будут использоваться термины квазивосточное и квазизападное полушарие, под которыми понимаются две области, ограниченные меридиональными плоскостями 10° – 40° в.д. слева и 179° – 180° в.д. справа для квазивосточного, и область к Западу от 10° – 40° в.д. до 180° з.д. для квазизападного. Ранее, меньшая, порядка 1%, величина анизотропии в квазивосточном полушарии была получена в работе [Shearer, Toy, 1991]. Такое разделение иллюстрируется рис. 3, где показаны проекции трасс во внутреннем ядре на поверхность Земли от сейсмических источников (ядерные взрывы), параметры которых известны из несейсмологических данных [Овчинников, 2004] и землетрясений на Южных Сандвичевых о-вах [Song, Richards, 1996] в меридиональных плоскостях (слева) и экваториальной плоскости (справа).

Численные значения анизотропии скорости продольных волн в квазивосточном и квазизападном полушариях, полученные по свободным от ошибок координат гипоцентра наблюдениям за ядерными взрывами, приведены в табл. 1. Данные из табл. 1 и рис. 3 демонстрируют, что в квазизападном полушарии большему уровню анизотропии соответствует меньшая изотропная скорость (большие невязки), а в восточном — наоборот.

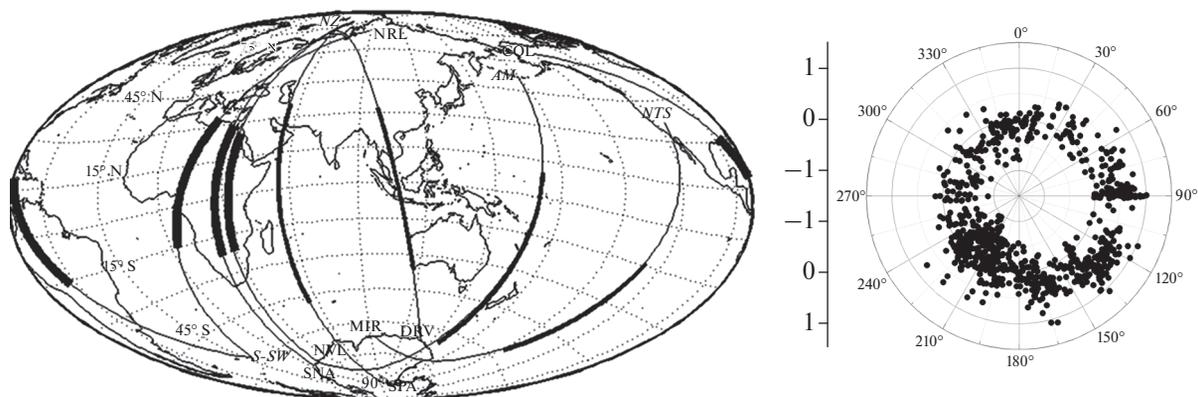


Рис. 3. (а) – Полусферные неоднородности анизотропии скорости продольных волн во внутреннем ядре (данные из работы [Овчинников, 2004]); (б) – зависимость дифференциальной невязки времен пробега волн *PKIKP* и *PKPbc* в экваториальной плоскости ($\xi > 35^\circ$) от долготы (данные из работ [Ткачић, 2017; Krasnoshchekov et al., 2016; Овчинников и др., 2012]).

Из анализа дифференциальных невязок времен пробега волн *PKIKP* и *PKPbc* [Song, Helmberger, 1998], зондирующих верхние части внутреннего ядра, было показано отсутствие зависимости от угла между направлением сейсмического луча во внутреннем ядре и осью вращения Земли, что привело к выводу об изотропии верхней части внутреннего ядра. Для согласования указанных двух экспериментальных фактов была предложена асимметричная модель анизотропии внутреннего ядра [Creager, 1999], в которой область анизотропии внутреннего ядра перекрыта сверху изотропным слоем различной толщины: от 50–80 км на Западе [Song, Helmberger, 1995; Ouzounis, Creager, 2001; Garcia, 2002; Yu, Wen, 2007; Waszek, Deuss, 2011], до 300–600 км на Востоке [Su, Dziewonski, 1995; Song, Helmberger, 1998; Creager, 2000; Garcia, Souriau, 2000; Isse, Nakanishi, 2002; Song, Xu, 2002; Овчинников, 2004; Sun, Song 2008].

Необходимость устранить противоречия между сейсмическими данными, указывающими на

существенную асимметрию свойств внутреннего ядра, и осесимметричными геодинимическими моделями привела к новым моделям геодинимических процессов, в которых происходит рост внутреннего ядра, а асимметрия достигается за счет плавления в восточной части ядра и кристаллизации в западной части [Monnereau et al., 2010; Gubbins et al., 2011]. На рис. 4 для примера показана динамика развития процессов в трансляционной модели [Monnereau et al., 2010].

В трансляционной модели асимметрия обеспечивается за счет смещения внутреннего ядра к западу относительно геометрического центра Земли. В этой модели за счет смещения, обусловленного плавлением на востоке и кристаллизацией на западе, 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

Таблица 1. Анизотропия внутреннего ядра по данным станций в Антарктиде

Код станции/(код эпицентра*)	Количество измерений	Эпицентральное расстояние, Δ°	Глубина погружения сейсмического луча в ядро, км	Средняя невязка дифференциального времени пробега, с	Время пробега сейсмической волны во внутреннем ядре, с	Анизотропия, $\delta v/v, \%$
MIR (NTS)	7	146.2	102	0.36	102.0	0.25 ± 0.04
NVL (NZ)	21	146.5	147	3.32	103.3	3.21 ± 0.1
SNA (NZ)	10	148.0	173	3.35	111.8	3.0 ± 0.06
DRV (NZ)	20	150.3	222	1.24	125.0	0.56 ± 0.04
NVL (AM)	3	159.7	490	0.69	172.9	0.4 ± 0.1
SBA (NZ)	19	163.5	616	2.09	188.9	1 ± 0.04

*Примечание: NTS – Невадский испытательный полигон, NZ – испытательный полигон на архипелаге Новая Земля, AM – испытательный полигон на о-ве Амчитка.

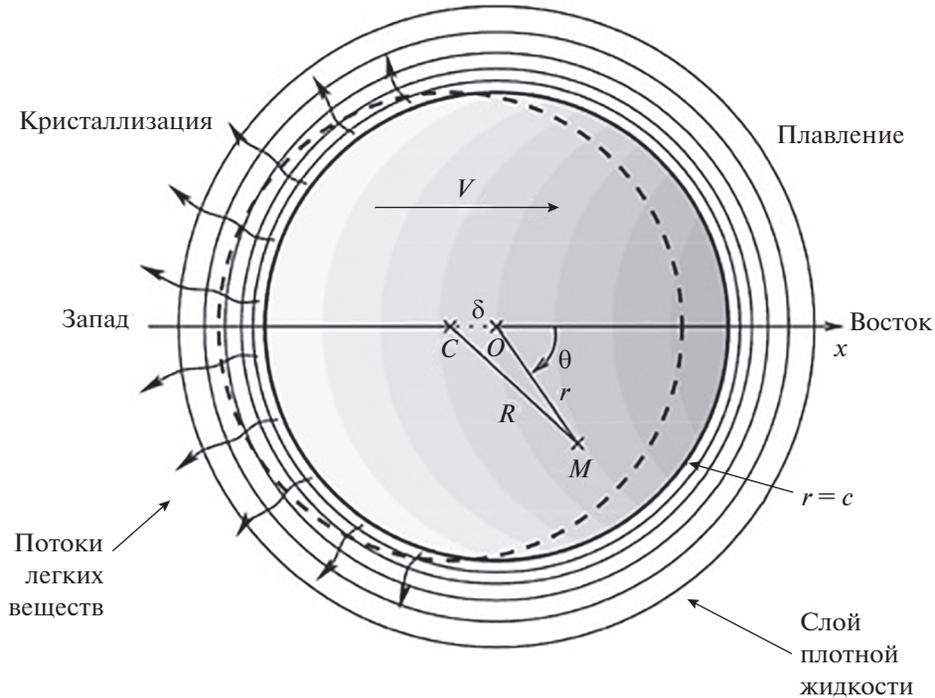


Рис. 4. Трансляционная модель динамических процессов во внутреннем ядре Земли.

малые размеры или расплав в восточной). В другой модели [Gubbins et al., 2011] плавление восточной части внутреннего ядра обеспечивается за счет транспортировки тепла от мантии.

Для этих моделей принципиально определение двух элементов: (i) где расположены границы перехода от плавления к кристаллизации, и (ii) является ли изменение механических свойств среды в верхней части внутреннего ядра резким или плавным. Например, с трансляционной моделью динамики земного ядра трудно согласовать целый ряд результатов, полученных по сейсмическим данным: это и резкое изменение механических свойств верхней части внутреннего ядра при переходе от западной к восточной части (около 14° в.д. и 151° з.д.) [Waszek, Deuss, 2011], и сложная структура, включающая аномалии скорости меньшего масштаба при переходе от восточной части к западной (180° в.д.) [Waszek, Deuss, 2015], и, наконец, обнаруженный блок среды с анизотропией скорости продольных волн и поглощения в центральной части восточного квазиполушария (120° – 140° в.д.) [Каазик и др., 2015; Krasnoshchekov et al., 2016a; 2016b]. А в работе [Iritani et al., 2019] по невязкам времен пробега и характеру изменения поглощения показано, что переход представляет область шириной 600 км в виде изменяющейся глубины изотропного слоя, простирающегося от экватора (координаты 0° с.ш., 159° з.д.) до крайнего севера (79° с.ш., 110° в.д.).

В некоторых работах [Breger et al., 1999; 2000] полагают, что локализованные неоднородности, в частности в нижней мантии, более предпочтительны для объяснения сложного пространственного распределения невязок времен пробега, чем сложные модели анизотропии. Например, в работе [Calvet et al., 2006] продемонстрирована неоднозначность сейсмологической модели анизотропии внутреннего ядра. Авторы показали, что, по крайней мере, три различные модели могут объяснить один и тот же набор сейсмических данных, и каждая модель приводит к различным причинам возникновения анизотропии внутреннего ядра Земли. Опираясь на данные о дифференциальных временах пробега волн *PKIKP* и *PKPbc* на станциях в Антарктиде, авторы работы [Leykam et al., 2010], сделали вывод, что внутреннее ядро представляет конгломерат областей с различными анизотропными свойствами, что обеспечивается возможностью устойчивого существования во внутреннем ядре кристаллов железа как с гексагональной, так и с кубически центрированной симметрией [Matessini et al., 2013]. Эта гипотеза поддерживается также обнаруженным в восточной части внутреннего ядра локальным блоком с анизотропией скорости продольных волн и поглощения в нем [Каазик и др., 2015; Krasnoshchekov et al., 2016a; 2016b]. Более того, полагают, что квазивосточное полушарие является изотропным [Lythgoe et al., 2013], а если исключить из рассмотрения данные, полученные по землетрясениям на

Ю. Сандвичевых о-вах, то внутреннее ядро в целом можно считать изотропным, либо слабо анизотропным.

Наличие пространственных особенностей анизотропии внутреннего ядра на масштабе полусферы было также подтверждено данными по собственным колебаниям Земли [Deuss et al., 2010]. В ранних работах анализировали расщепление тонов с четными индексами, которые несли информацию об усредненной анизотропии по всему объему внутреннего ядра. Для оценки анизотропии по полушариям необходимо привлечение нечетных тонов совместно с анализом перекрестных пар ${}_nS_{l-n}, S_{l'}$, отличающихся по азимутальному порядку ($l-l'$) на нечетное число. В работе [Deuss et al., 2010] впервые приведены наблюдения расщепления перекрестных пар внутреннего ядра и показано, что такое расщепление соответствует модели с полусферными вариациями величины анизотропии. Более того, для большинства пар один из тонов соответствует внутреннему ядру. Это доказывает, что обнаруженный эффект не может возникать вследствие какой-либо структуры в мантии или внешнем ядре [Breger et al., 1999; 2000; Calvet et al., 2006]. Дополнительным доказательством служит тот факт, что область максимального проявления анизотропии была обнаружена в том самом месте под Северной и Южной Америкой, где она была ранее установлена по данным объемных волн без использования данных с Ю. Сандвичевых о-вов.

ОСОБЕННОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВНУТРЕННЕГО ЯДРА

На основе анализа данных о временах пробега волн *PKIKP*, взятых из бюллетеня ISC, во внутреннем ядре предполагается существование центральной части радиусом 300 км, в которой анизотропия отличается от остальной части твердого ядра [Ishii, Dziewonski, 2002]: направление быстрой оси анизотропии остается таким же как в верхней части, а направление с медленной скоростью составляет угол 45° относительно оси вращения Земли. Проверка этой гипотезы [Cormier, Strujkova, 2005] не подтвердила наличия резкой границы на 300 км от центра Земли, но было высказано предположение либо о существовании градиентного изменения анизотропии с глубиной, либо о наличии резкой границы на 450 км. В работе [Wang et al., 2015] были проанализированы записи 57 групп сейсмических станций, и на основе автокорреляции коды землетрясений на расстояниях меньше 20° были обнаружены сейсмические волны *PKIKPPKIKP* и *PKIKPPKIKP*, которые дважды прошли через внутреннее ядро Земли: практически до антипода и обратно. Оказалось, что измеренные времена пробега этих волн

поддерживают гипотезу существования центральной области во внутреннем ядре с радиусом чуть менее 600 км, в которой ось анизотропии лежит в экваториальной плоскости.

Приведенные данные требуют новых подтверждений гипотезы о присутствии специфической области в центре ядра и ее свойствах. Это очень важно, так как ее наличие может свидетельствовать о существовании нескольких этапов в формировании и эволюции ядра Земли, в частности, это может свидетельствовать о быстрой аккреции в течение 50–100 миллионов лет с последующим медленным ростом ядра за 1.5–2 млрд лет.

ЗАТУХАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ВО ВНУТРЕННЕМ ЯДРЕ

Затухание сейсмических волн во внутреннем ядре обусловлено неупругими характеристиками среды, к которым относятся мелкомасштабные неоднородности типа дислокаций в кристаллах, внутреннее трение и другие [Cormier, Li, 2002; Li, Cormier, 2002; Cormier, 2009]. Эти факторы принято называть внутренним (собственным) поглощением. С другой стороны, затухание связано также с эффектами рассеивания, которые являются упругими процессами перераспределения энергии за счет отражения, преломления и обмена на границах раздела в среде. Эти рассеивающие элементы, расположенные на трассе распространения, при их малом размере, приводят к уменьшению амплитуды сейсмической волны [Vidale et al., 2000; Koper et al., 2004; Poupinet, Kennet 2004; Krasnoshchekov et al., 2005; Leyton, Koper, 2007a; 2007b; Овчинников и др., 2007].

Количественной оценкой затухания сейсмической волны служит относительная потеря энергии за один цикл колебаний $Q = 2\pi \frac{\Delta E}{E}$ или обратная ей величина $q = \frac{1}{Q} = \frac{1}{Q_a} + \frac{1}{Q_c}$. (Здесь Q_a – неупругое поглощение, Q_c – фактор рассеяния). Неупругое поглощение очень чувствительно к изменению давления и температуры среды. Поэтому в условиях внутреннего ядра, где давление меняется слабо, пространственные вариации Q могут служить источником особенностей теплового режима ядра. Для определения Q во внутреннем ядре используют дифференциальные амплитуды спектров сейсмических волн *PKIKP* и *PKPbc* [Oreshin, Vinnik, 2004], которые связаны с Q соотношением:

$$\ln \left[\frac{A_{df}(f)}{A_{bc}(f)} \right] = a - \pi f t^*, \quad (3)$$

где $t^* = \int_s dt/Q = T_s/Q$, а T_s – время пробега по пути

S . Если Q не зависит от частоты, то приведенное соотношение в полулогарифмических координатах является линейной функцией частоты с угловым коэффициентом πt^* . Дифференциальная форма позволяет исключить из рассмотрения спектральную функцию источника и, частично, влияние геометрического расхождения за счет того, что в коре, мантии и внешнем ядре пути фаз $PKiKP$ и $PKPbc$ близки. Основным недостатком этого метода связан с интерференцией волн $PKiKP$ и $PKPbc$ на эпицентральных расстояниях 145° – 147° , т.е. при зондировании самой верхней части внутреннего ядра.

В другом способе оценки Q [Garcia et al., 2006] используется нелинейный метод анализа формы волны. В соответствии с ним модель сейсмограммы на расстояниях 145° – 152° можно представить суперпозицией трех импульсов:

$$S(t) = S_{bc}(t - \tau_{df}) * R(t) + S_{bc}(t) + AH(S_{bc}(t + \tau_{ab})), \quad (4)$$

где: τ_{df} и τ_{ab} – время опережения волны $PKiKP = S_{bc}(t - \tau_{df}) * R(t)$ и запаздывания волны $PKPab = AH(S_{bc}(t + \tau_{ab}))$ относительно волны $PKPbc$; $H(S_{bc}(t))$ – преобразование Гильберта волны $PKPbc$; $R(t)$ – импульсная реакция среды, описывающая поглощающие свойства верхней части внутреннего ядра; A – амплитуда волны $PKPab$, * – символ операции свертки. Форма волны $PKPbc = S_{bc}(t)$ принимается за эталонную форму волны, относительно которой определяются неизвестные параметры (при достаточно большом количестве сейсмограмм с различных станций форма волны $S_{bc}(t)$ может быть также включена в число определяемых параметров). Преимущество этого способа – возможность оценки Q верхней части ядра при наблюдениях на расстояниях 145° – 147° . В условиях, когда применимы оба метода оценки, например для области ядра под Охотским морем, получены $Q = 372 \pm 24$ из спектрального отношения и $Q = 324 \pm 17$ из инверсии волновых форм [Каазик и др., 2018].

Во многих работах отмечают полусферную неоднородность в затухании в верхней части внутреннего ядра, впервые опубликованную в работе [Tanaka, Hamaguchi, 1997], а позже подтвержденную многими исследованиями [Creager, 1999; Niu, Wen, 2001; Cao, Romanowicz, 2004a; 2004b; Yu, Wen, 2006a; 2006b; Tanaka, 2012]. Однако существуют различия между деталями профилей затухания во всех этих исследованиях [Niazi, Johnson, 1992; Bhattacharyya et al., 1993; Souriau, Roudil, 1995; Souriau, Romanowicz, 1997; Li, Cormier, 2002]. Восточное полушарие простирается от 44° до 177° в.д., а западное полушарие простирается от 183° з.д. до 43° в.д. [Tanaka, Hamaguchi, 1997]. В

других исследованиях для латеральной неоднородности затухания приводятся немного отличающиеся координаты [Oreshin, Vinnik, 2004; Irving, Deuss, 2011]. В ранних исследованиях величина Q изменяется в широких пределах от 200 на границе внутреннего ядра до 1000 в его центре [Doornbos, 1974; Cormier, 1981; Shearer, Masters, 1990], но с плохим разрешением по глубине. В верхних 80 км при зондировании внутреннего ядра в экваториальной плоскости $Q \sim 250$ [Wen, Niu, 2002] в западном полушарии, а в восточном ~ 600 . Также показано, что имеется корреляция Q с изотропной скоростью продольных волн: большему Q соответствуют большая скорость и наоборот.

Измерения амплитудного отношения $PKiKP/PKjKP$ на эпицентральных расстояниях от 134 до 144° [Cao, Romanowicz, 2004b] подтвердили полусферические различия на глубинах до 85 км под границей внутреннего ядра с более высоким затуханием в восточном полушарии ($Q_p \sim 160$), чем в западном ($Q_p \sim 335$). Кроме того, полученные данные предполагают переходную зону на востоке, где Q вначале уменьшается до глубины 32 км, а затем увеличивается до глубин около 85 км под границей внутреннего ядра. На западе такая закономерность отсутствует.

Полученную особенность связывают с возможным перепадом температуры на границе внутреннего ядра Земли [Singh et al., 2000], который приводит к различной пористости среды кристаллического ядра из-за различной скорости вымораживания легких фракций. Однако имеется другая точка зрения [Yu, Wen, 2006a] о том, что отношение амплитуд, основанное на такой сложной модели, невозможно отличить от амплитудного отношения в более простой модели с постоянным $Q = 600$ на Западе и $Q = 300$ на Востоке. Этот вывод был сделан из анализа отношений амплитуд волн $PKiKP/PKjKP$ на эпицентральных расстояниях 131 – 141° и волн $PKiKP/PKPbc$ на расстояниях 146 – 151° соответственно. Этот результат хорошо согласуется с другими данными [Tanaka, 2012]. Для района в северо-восточной части внутреннего ядра под Тихим океаном $Q = 370$ в верхней части твердого ядра с последующим уменьшением до 180 на глубинах 200–250 км, а затем увеличивается до глубин 450–500 км. 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], либо возможной конвекцией [Cormier, 2007].

Совместный анализ структурных особенностей внутреннего ядра по долготе, выполненный на основе корреляции скорости продольных волн и сейсмического затухания [Attanayake et al., 2014; Iritani et al., 2014a], указывает на более сложную струк-

туру из трех элементов: область с низкой скоростью и высоким затуханием (180° з.д.— 90° з.д.), низкая скорость и низкое затухание (90° з.д.— 45° в.д.) и высокая скорость и высокое затухание (45° в.д.— 180° в.д.).

Более детальное пространственное распределение Q во внутреннем ядре между широтами 45° ю.ш. и 45° с.ш. представлено в работе [Pejić et al., 2017] на основе томографии для 400-километрового слоя в его кровле. Высокое затухание с $Q \sim 200$ –300 наблюдается под Западной, Центральной и Северной Африкой, а также Центральной Атлантикой. Под Индией затухание наиболее сильное ($Q \sim 75$). Высокое затухание ($Q \sim 200$ –300) имеет место под Юго-Восточной Азией. Область высокого затухания с $Q \sim 140$ –345 далее простирается через весь Тихий океан к Центральной Америке. Блоки с низким затуханием расположены под Северной Атлантикой и восточной частью Канады, но эти области имеют слабое покрытие данными и большие погрешности определения Q . Представленные в этой работе данные не демонстрируют какого-либо различия между полусферами, но согласованы с результатами исследований [Atanayake et al., 2014; Iritani et al., 2014a; 2014b]. Результаты этих работ в какой-то мере разрушают сложившийся консенсус относительно полусферической неоднородности затухания, аналогичной скорости продольных волн.

Данные о Q , полученные по дифференциальным амплитудам объемных волн, не позволяют разделить упругое и неупругое затухание. Однако на основе подгонки формы волны на глобальной выборке волн $PKiKP$ было показано [Cormier, 2007], что расширение импульса, обусловленное диссипацией энергии, может быть одинаково хорошо описано либо полностью неупругим затуханием, либо полностью затуханием за счет рассеивания. Таким образом, рассеяние также может быть важным механизмом затухания сейсмических волн.

ПЕРЕХОД ВНУТРЕННЕЕ–ВНЕШНЕЕ ЯДРО ЗЕМЛИ

В исследованиях верхней части внутреннего ядра по дифференциальным временам пробега волн $PKiKP$ и $PKIKP$ было обнаружено локальное изменение во времени границы внутреннего ядра под Африкой [Wen, 2006; Yu, 2016], а в работе [Dai, Song, 2008] показано, что сейсмические данные несут информацию о движении флюида и неоднородности скорости во внешнем ядре, на которые указывают также данные о временах пробега отраженных волн $PKiKP$ [Koper et al., 2004]. В работах [Адушкин, Овчинников, 2004; Krasnoshchekov et al., 2005; Овчинников и др., 2007] была установлена мозаичная структура поверхности внутреннего ядра и предложены основные структурные элементы по наблюдениям

докритических отраженных волн $PKiKP$. Более поздние работы в этом направлении [Dai et al., 2011; Tian, Wen, 2017] подтверждают выводы о мозаичной структуре отражающей поверхности внутреннего ядра Земли.

Из наблюдений волн $PKiKP$ [Vidale, Earle, 2000], зарегистрированных на сейсмической группе LASA от подземных ядерных взрывов на архипелаге Новая Земля, был сделан вывод о том, что самая верхняя часть внутреннего ядра представляет собой “мягкую зону” с вариациями плотности в 1.2% и характерным размером неоднородности 2 км. Такая интерпретация опирается на наблюдения коды волн $PKiKP$, связанной с рассеиванием на мелкомасштабных неоднородностях. В первом приближении моделью такого рассеяния служит борновское приближение. Подтверждение механизма борновского рассеяния на мелкомасштабных неоднородностях было получено в работе [Krasnoshchekov et al., 2005], где показано, что, во-первых, частота коды $PKiKP$ в два раза выше частоты родительской фазы, и, во-вторых, кода $PKiKP$ имеет арочную форму. В другой работе [Poupinet, Kennett, 2004] нашли убедительное свидетельство, что механизм борновского рассеивания во внутреннем ядре не является единственным. Наблюдения волн $PKiKP$ на австралийских станциях не демонстрируют характерных особенностей рассеяния на неоднородностях во внутреннем ядре, а указывают на возможную связь со слоистой структурой на границе внутреннего ядра, или даже на границе ядро–мантия. Кода волны $PKiKP$ на группе WRA (Варрамунга) характеризуется огибающей, которая является более постоянной и меньшей по амплитуде, чем вступление $PKiKP$, в то время как в случае рассеяния на неоднородностях амплитуда коды растет с течением времени и достигает максимума после вступления $PKiKP$. Результаты [Poupinet, Kennett, 2004] предполагают, что процесс рассеивания сосредоточен вблизи границы внутреннего ядра и представляет своего рода канализацию энергии. Такая идея согласуется с тем, что во время уплотнения “осадков”, обусловленных ростом внутреннего ядра за счет затвердевания и “вымораживания” легких фракций, сложная, подобная земной коре область, может развиться на поверхности внутреннего ядра из-за слабой пористости в верхах внутреннего ядра [Sumita et al., 1996].

Физически допустимо, что сильные отражения волн $PKiKP$ от границы внутреннего ядра могут наблюдаться потому, что предполагаемая толщина так называемой “мягкой зоны” в вершине внутреннего ядра составляет несколько сотен метров [Loper, Fearn, 1983; Адушкин, Овчинников, 2004; Butler, Tsuboi, 2010], т.е. меньше, чем длина продольной волны во внутреннем ядре. Вклад твердой фракции быстро растет с глубиной, увеличиваясь на порядок величины на не-

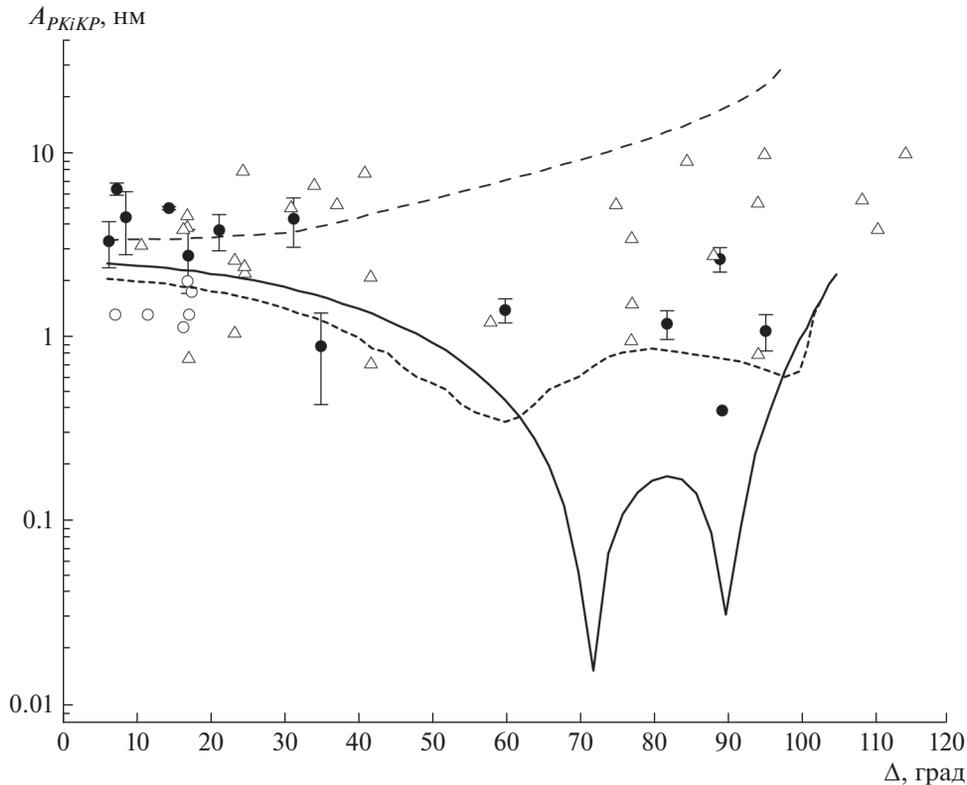


Рис. 5. Экспериментальные данные и модельные зависимости амплитуды волны *PKiKP* от эпицентрального расстояния из работ [Krasnoshchekov et al., 2005; 2006]. Сплошная кривая — зависимость амплитуды от расстояния в соответствии с моделью PREM, штриховая — модификация модели PREM, включающая тонкий высокоскоростной слой в основании внешнего ядра, пунктирная — модификация модели PREM, включающая тонкий высокоскоростной слой в вершине внутреннего ядра.

скольких сотнях метров. Однако есть также предположение о протяженности “мягкой зоны” на десятки километров вглубь ядра [Cao, Romanowicz, 2004a].

Наличие мягкой зоны должно приводить к уменьшению модуля сдвига и, как следствие, к уменьшению скорости поперечных волн во внутреннем ядре. Возможно, именно этим фактором может быть обусловлено то, что отраженные волны *PKiKP* могут наблюдаться в транспарентной зоне [Адушкин, Овчинников, 2004; Krasnoshchekov et al., 2005; Овчинников и др., 2007] — на эпицентральных расстояниях от 50 до 85°, где в соответствии со стандартными одномерными моделями Земли коэффициент отражения ничтожно мал (рис. 5). Однако возможен и другой механизм для объяснения больших амплитуд волн *PKiKP* [Helffrich, Mainprice, 2019], связанный с примерно 2% анизотропией верхней части внутреннего ядра с осью симметрии, отличной от оси симметрии его более глубоких частей. Результат этой работы не поддерживает гипотезу об изотропии по крайней мере верхних 50 км внутреннего ядра, которая была рассмотрена выше в разделе “анизотропия внутреннего ядра”.

СКАЧОК ПЛОТНОСТИ НА ГРАНИЦЕ ВНУТРЕННЕГО ЯДРА

Контрасты плотности на границе между мантией и внешним ядром, а также внешним и внутренним ядром важны для понимания его тепловой эволюции, так как отражают процессы гравитационной дифференциации Земли и затвердевания внутреннего ядра. Основным инструментом получения оценок плотности по характеристикам объемных волн является отношение амплитуд волн A_{PKiKP}/A_{PcP} . Опубликованные значения скачка плотности на границе внутреннего ядра лежат в широком интервале значений. Низкие величины 0.2–0.5 г/см³ в ряде районов наблюдения приведены в работах [Koper, Pyle, 2004; Koper, Dombrovskaya, 2005; Krasnoshchekov et al., 2019]. В других работах приводятся более высокие значения: 1.8 г/см³ [Bolt, Qamar, 1970], 1.35–1.66 г/см³ [Souriau, Souriau, 1989], 1.1–1.2 г/см³ [Tkalčić et al., 2009], 0.6–1.0 г/см³ [Shearer, Masters, 1990; Адушкин и др., 1997; Краснощекоев, Овчинников, 2018] и 0.85 г/см³ [Cao, Romanowicz, 2004a].

При анализе амплитудного отношения волн *PKiKP* и *PcP* в целях определения плотностного

контраста на границе внутреннего ядра Земли необходимо учитывать возможный вклад целого ряда факторов, оказывающих различное воздействие на амплитуды этих волн при их распространении в вышележащих оболочках Земли. Так, в недавней работе [Krasnoshchekov et al., 2019], впервые представившей статистически значимые выборки измерений A_{PKiKP}/A_{PcP} для двух фрагментов поверхности внутреннего ядра (под Южной Америкой и Дальним Востоком Евразии), показано, что на эпицентральных расстояниях свыше 17° влияние коры и мантии на анализируемое соотношение может быть столь велико, что оно полностью определяет зависимость дифференциальных времен пробега $PKiKP-PcP$ от расстояния. Кроме того, результаты моделирования [Краснощекоев, 2019] показывают, что присутствие скоростных неоднородностей вертикального простирания мощностью около 350 км под источником или станцией может приводить к искусственному завышению оценок скачка плотности при использовании данных одиночных станций на эпицентральных расстояниях свыше 14° . При анализе амплитудного отношения также рассматриваются следующие факторы влияния: 1) волны $PKiKP$ зондируют латерально изменяющуюся мозаичную структуру поверхности внутреннего ядра [Krasnoshchekov et al., 2005]; 2) различное воздействие зоны D'' на волны $PKiKP$ и PcP (например, трассы $PKiKP$ и PcP зондируют области D'' с различным плотностным или скоростным контрастом на границе ядро–мантия [Tkalčić et al., 2009]); 3) изменение затухания, вызванное текстурой кровли внутреннего ядра [Cormier, 2007]; 4) ослабление $PKiKP$ из-за рельефа поверхности твердого ядра [Attanayake et al., 2018; deSilva et al., 2017]; 5) латеральные вариации скорости поперечных волн в вершине внутреннего ядра [Краснощекоев и др., 2019]; 6) влияние слоя F в подошве жидкого ядра [Waszek, Deuss, 2015]. Анализ всех этих факторов в работе [Krasnoshchekov et al., 2019] указывает на трехкратную разницу между скачком плотности на границе внутреннего ядра под Южной Америкой и Дальним Востоком Евразии (0.9 и 0.3 г/см³ соответственно), при этом показано, что обнаруженное различие является статистически значимым.

СКОРОСТЬ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН ВО ВНУТРЕННЕМ ЯДРЕ

Скорость поперечных волн – наименее изученный параметр внутреннего ядра. По данным собственных колебаний Земли она составляет $3.4–3.6$ км/с [Dziewonski, Anderson, 1981]. Прямые измерения скорости поперечных волн могут быть получены из свойств волн $PKJKP$, но имеющиеся к настоящему времени публикации немногочисленны [Julian, 1972; Okal, Cansi, 1998; Cao, Romanowicz, 2005; 2009; Wookey, Helffrich,

2008], являются предметом оживленной дискуссии, а полученные оценки скорости находятся в достаточно широком интервале $2.5–3.6$ км/с [Souriau, Calvet, 2015]. Например, данные о волнах $PKJKP$ были представлены в работе [Wookey, Helffrich, 2008], в которой показано, что внутреннее ядро имеет 1% анизотропию скорости поперечных волн. Однако необходимо отметить, что обнаруженные вступления имеют удивительно высокую частоту (около 1 Гц) и очень большую амплитуду. Последнее предполагает, что затухание поперечных волн мало. Но это противоречит оценке затухания по данным продольных волн. Несмотря на это, результат получил более широкое признание, чем ранние публикации, указанные выше.

В недавней работе [Tkalčić, Pham, 2018] для скорости поперечных волн на низких частотах получены значения 3.42 ± 0.02 км/с вблизи границы внутреннего ядра и 3.58 ± 0.02 км/с в его центре, хорошо согласующиеся с данными из собственных колебаний Земли.

Развитие мировой сети цифровых сейсмических наблюдений и возможность применения современных методов обработки позволяет привлечь другие, пока слабо используемые, источники информации о скорости поперечных волн в зоне перехода от внешнего к внутреннему ядру Земли. Прилегающая к границе область со стороны внешнего ядра может быть исследована с помощью дифрагированных на твердом ядре волн $PKPc-dif$, а верхняя часть внутреннего ядра – с помощью отраженных от внутренней поверхности границы между внешним и внутренним ядром волн $PKiKP$ (рис. 1). Амплитуда волн $PKiKP$ чувствительна к малым вариациям скорости поперечных волн в кровле внутреннего ядра Земли [Cormier, 2015], а потому может рассматриваться как источник фактически прямых измерений скорости поперечных волн во внутреннем ядре наряду с волнами $PKJKP$.

Оптимистичные результаты обнаружения волн $PKiKP$ при нескольких землетрясениях были получены по данным сейсмических групп [Niu, Chen, 2008; Waszek, Deuss, 2015; Краснощекоев и др., 2019], а также измерены отношения амплитуд A_{PKiKP}/A_{PKiKP} на одиночных сейсмических станциях [Butler, Tsuboi, 2010; Cormier, 2015; Attanayake et al., 2018; Краснощекоев и др., 2019; Усольцева и др., 2020], которые указывают на более низкие значения скорости поперечных волн в верхних 40 км внутреннего ядра $1 < V_s < 3.1$ км/с, чем в стандартных моделях PREM, IASP91, ak135. Эти данные поддерживают гипотезу о мозаичной структуре переходной зоны от внешнего к внутреннему ядру, полученную на основе свойств волн $PKiKP$ докритически отраженных от поверх-

ности внутреннего ядра [Адушкин, Овчинников, 2004; Krasnoshchekov et al., 2005; Tian, Wen, 2017].

Вместе с тем следует отметить, что в работе [Wang, Song, 2019] интерпретация [Butler, Tsuboi, 2010; Cormier, 2015] аномальных вступлений на станции ТАМ в Северной Африке как волн $PKiKP$ считается ошибочной, а наблюдаемые особенности связаны с сильной локальной неоднородностью в мантии в зоне субдукции о-вов Тонга. Однако на это утверждение последовало контрвозражение [Tsuboi, Butler, 2020].

Полученные из амплитудных отношений A_{PKiKP}/A_{PKiKP} оценки скорости поперечных волн в верхних 40 км внутреннего ядра значительно ниже скорости в железе и его сплавах, из которого, как полагают, состоит кристаллическое ядро Земли, и, вероятно, характеризуют различную степень предплавления вещества ядра (гексагональное железо – Fe-hcp и кубически центрированное – Fe-bcc), приводящую к уменьшению модуля сдвига при температуре (T), близкой к температуре плавления T_m : $T/T_m > 0.95$ [Martorell et al., 2013; 2015]. Другой возможный механизм уменьшения модуля сдвига может быть связан с дефектами структуры Fe-bcc, которые становятся значительными при температуре и давлении внутреннего ядра [Belonoshko et al., 2007].

О ВОЗМОЖНЫХ ВАРИАЦИЯХ СКОРОСТИ ВО ВНЕШНЕМ ЯДРЕ

Существуют проблемы, связанные с интерпретацией анизотропии внутреннего ядра на основе собственных колебаний Земли. Известно, что наиболее сильно расщепляются те собственные колебания Земли, которые зондируют самую верхнюю часть внутреннего ядра, т. е. область, которая из наблюдений объемных волн считается изотропной. Более того, в рамках модели анизотропии нет объяснения свойств гармоник ${}_0S_2$, которая описывает цилиндрическую симметрию во внешнем ядре. Чтобы устранить это противоречие, в качестве альтернативной гипотезы было предложено [Romanowicz, Breger, 2000], что аномальное расщепление нормальных мод собственных колебаний можно объяснить структурой во внешнем ядре. В работе [Romanowicz et al., 2003] было установлено, что увеличение скорости P -волны на 0.5–1.0% внутри Тейлоровского цилиндра может объяснить наблюдаемые особенности в дифференциальных временах пробега сейсмических волн, в частности, L -образную форму зависимости дифференциальных невязок от угла между сейсмическим лучом и осью вращения Земли. Аналогичный результат был получен в работах [Овчинников и др., 2010; 2012], где на более широком наборе данных была получена ковшеобразная форма дифференциальных невязок

для $24^\circ < \xi < 26^\circ$, которую невозможно объяснить анизотропией внутреннего ядра и известными в настоящее время локализованными аномалиями скорости в мантии. Другие работы [Koper et al., 2004; Dai, Song, 2008; Krasnoshchekov et al., 2019], опирающиеся на дифференциальные времена волн $PKiKP$ и PcP , указывают на возможные аномалии скорости порядка десятых процента во внешнем ядре. Волны $PKiKP$, как и PcP , на малых эпицентральных имеют относительно небольшие амплитуды и потому выборка данных за исключением районов Юго-Восточной Азии с этими волнами невелика. Обнаружение этих волн требует применения специальных методов обработки улучшающих соотношение сигнал–шум.

В нижней части внешнего ядра, возможно, модуль сдвига отличен от нуля и скорость поперечных волн составляет 0.014 км/с на частоте 0.001 Гц [Tsuboi, Saito, 2002]. Ненулевой модуль сдвига, а также повышенный градиент скорости в подошве внешнего ядра были также предложены в работах [Бурмин, 2004; 2010].

ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОЕ ВРАЩЕНИЕ ВНУТРЕННЕГО ЯДРА

Активное изучение дифференциального вращения внутреннего ядра было начато около 25 лет назад в связи с проблемой возникновения и эволюции магнитного поля Земли. Одним из результатов численного моделирования инверсии магнитного поля Земли явилось вращение внутреннего ядра с запада на восток относительно мантии со скоростью 1.6° в год [Glatzmaier, Roberts, 1995]. Величина скорости дифференциального вращения представляет интерес для объяснения ряда геодинамических процессов, например таких, как наблюдаемое распределение сейсмичности, приуроченное к “критическим” широтам, где происходит изменение знака деформации, обусловленной вращением Земли. Одна из гипотез связывает эту особенность с вариациями скорости вращения Земли [Левин и др., 2013]. Более того, в работе [Хаин, 2010] указывается на необходимость более полного учета ротационного фактора в глобальной геодинамике и выделения отдельного направления – ротационной геодинамики.

В первой работе [Song, Richards, 1996], представившей сейсмологические доказательства дифференциального вращения внутреннего ядра, его скорость оценивалась в диапазоне 0.4 – 1.8° в год с наиболее вероятным значением 1.1° в год. Авторы использовали зависимость от календарного времени (T) невязок дифференциальных времен пробега $ddt = (t_{bc} - t_{df})_{mea} - (t_{bc} - t_{df})_{ref}$ объемных волн $PKiKP$ и $PKPbc$ (рис. 1) от землетрясений на Южных Сандвичевых о-вах, зарегистрированных на станции Колледж (COL) на Аляске на расстоянии около 151° . При этом пред-

полагалось, что внутреннее ядро анизотропно и ось анизотропии имеет наклон 10° относительно оси вращения Земли. В этом случае угол между направлением сейсмического луча и осью анизотропии при дифференциальном вращении зависит от времени (рис. 6).

В предположении слабой анизотропии явное выражение для скорости дифференциального вращения имеет следующий вид [Song, 2000]:

$$\alpha = k / \{ (2b \cos \xi + 4c \cos^3 \xi) \times (-R_x A_{0y} + R_y A_{0x}) \}, \quad (5)$$

где: R_x, R_y и A_{0x}, A_{0y} – соответствующие направляющие косинусы вектора R , задающего направление сейсмического луча во внутреннем ядре в точке его максимального погружения и вектора A_0 , определяющего положение оси анизотропии в момент времени T_0 ; k – угол наклона в уравнении линейной регрессии $ddt = (t_{bc} - t_{df})_{mea} - (t_{bc} - t_{df})_{ref} = e_0 + k(T - T_0)$, связывающего дифференциальные времена пробега и календарное время.

По дифференциальным временам пробега волн *PKIKP* из сейсмологического каталога ISC с использованием разложения по сферическим функциям была получена скорость 3.28° в год [Su et al., 1996] на основе изменения долготы полюса оси анизотропии на 70° за период в 25 лет:

$$\delta e(\lambda, \vartheta, \tau) = \sum_{l,m} \{ A_{lm} \cos[m(\lambda - \omega\tau)] + B_{lm} \sin[m(\lambda - \omega\tau)] \} p_{lm}(\cos\vartheta). \quad (6)$$

Результат этой работы характеризуется большим рассеянием данных и высокочастотными вариациями дифференциальных невязок. Критика этих результатов [Souriau et al., 1997] состояла в том, что отсутствуют надежные определения наклона в 10° оси анизотропии относительно оси вращения Земли, и это делает невозможным измерение скорости вращения внутреннего ядра.

Новый метод, учитывающий критику подхода к определению скорости дифференциального вращения, был вскоре предложен автором работы [Creager, 1997] на основе установленного по наблюдениям времен пробега от землетрясений на Ю. Сандвичевых о-вах на станциях на Аляске латерального градиента скорости во внутреннем ядре. С учетом дифференциального вращения Земли и квазистационарности трасс от землетрясений к станции COI на Аляске относительная вариация скорости Δv продольных волн может быть представлена в следующем виде:

$$\Delta v(\xi, \Delta) = \delta v_0 + \frac{\partial v}{\partial \xi} (\xi - \xi_0 - \alpha \gamma T_i) + \frac{\partial v}{\partial \Delta} (\Delta - \Delta_0), \quad (7)$$

где: T_i – время возникновения землетрясения; ξ – азимут; Δ – эпицентральное расстояние; α – скорость дифференциального вращения; γ – коэффициент, учитывающий изменение линейного

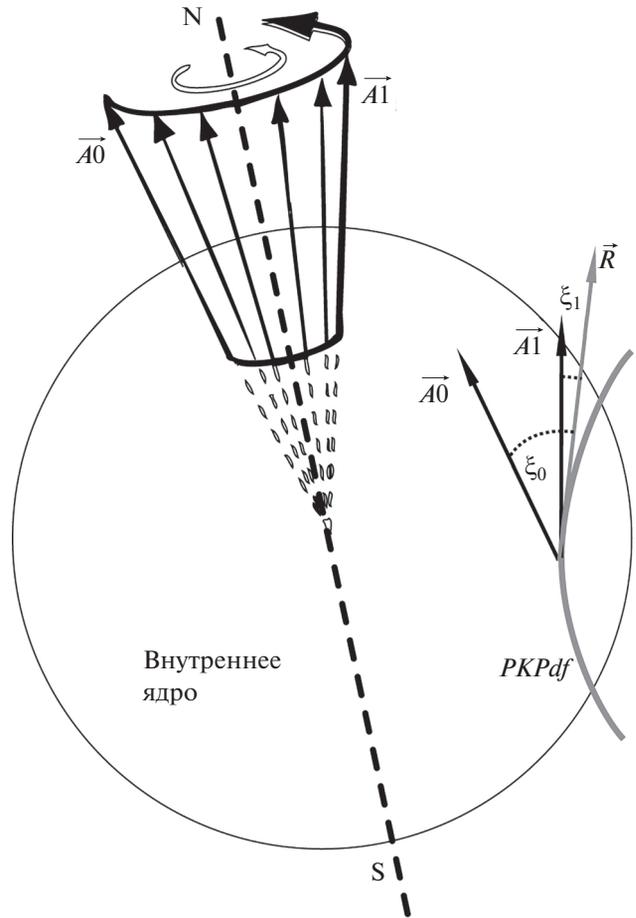


Рис. 6. Схематическое представление дифференциального вращения внутреннего ядра: R – вектор-направление луча *PKPdf* в точке максимального погружения; $A_0 \dots A_{11}$ – векторы, показывающие последовательное положение оси анизотропии при вращении внутреннего ядра с Запада на Восток в различные моменты времени; ξ – угол между направлением сейсмического луча *PKPdf* и положением оси анизотропии.

размера от широты. Полученная скорость дифференциального вращения составила $0.2-0.3^\circ$ в год, и хотя она оказалась меньше, чем предыдущие оценки, но подтверждала наличие дифференциального вращения. Этот результат был воспринят также критически [Souriau, 1998a] из-за возможных значительных неопределенностей в связи с неточностями определения координат землетрясений и весьма вероятными вариациями дифференциальных времен пробега волн *PKIKP* и *PKPbc*, обусловленными мелкомасштабными неоднородностями в земной коре и мантии.

Совместная инверсия вращения внутреннего ядра и неоднородностей в мантии подтвердила присутствие латерального градиента скорости в твердом ядре, а скорость дифференциального вращения составила $0.3-1.1^\circ$ в год [Song, 2000].

Таблица 2. Сводка оценок скорости дифференциального вращения внутреннего ядра по данным объемных волн и собственным колебаниям (СКЗ)

Публикация	Метод, измеряемый параметр	Направление и характер вращения	Оценка скорости, градус/год
[Song, Richards, 1996]	Наклон оси анизотропии <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток	0.4–1.8
[Su et al., 1996]	Наклон оси анизотропии <i>PKIKP</i> из ISC	Стационарное, на восток	3
[Creager, 1997]	Скоростной градиент <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток	0.2–0.3
[Souriau et al., 1997]	Разложение по сферическим функциям <i>PKPbc-PKIKP</i>	Нет вращения	Нет вращения
[Овчинников и др., 1998]	Локальная неоднородность <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток	0.4–1.8
[Souriau, 1998b]	Анализ ошибки метода на основе наклона оси анизотропии	Нет вращения	Нет вращения
[Souriau, 1998c]	Скоростной градиент <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток	≤1.1
[Sharrock, Woodhouse, 1998]	Расщепление нормальных мод СКЗ	Стационарное, на запад	≤2.5
[Laske, Masters, 1999]	Расщепление нормальных мод СКЗ	Стационарное, на восток или запад	±0.2
[Souriau, Poupinet, 2000]	Скоростной градиент <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток	≤1
[Poupinet et al., 2000]	События-двойники (<i>PKIKP</i>)	Стационарное, на восток или запад	±0.2
[Song, Li, 2000]	Скоростной градиент <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток	0.6
[Vidale et al., 2000]	Временные вариации коды <i>PKiKP</i>	Стационарное, на восток	0.05
[Collier, Helffrich, 2001]	Скоростной градиент <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное или осцилляторное ($T = 280$ дней)	от 0.45 ± 0.25 до 0.74 ± 0.29
[Laske, Masters, 2003]	Расщепление нормальных мод СКЗ	Стационарное, на восток	0.11 ± 0.13
[Li, Richards, 2003]	Скоростной градиент События-двойники <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток	0.4 ± 1.0
[Zhang et al., 2005]	Скоростной градиент События-двойники <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток	0.3 ± 0.5
[Vidale, Earle, 2005]	Рассеяние коды <i>PKP</i>	Стационарное, на восток	0.15
[Wen, 2006]	События-двойники	На восток Топография границы и рост внутреннего ядра	Не указано
[Zhang et al., 2008]	Скоростной градиент События-двойники <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток	Десятые доли градуса в год
[Lindner et al., 2010]	Байесовская инверсия <i>PKPbc-PKIKP</i>	Стационарное, на восток (возможно с ускорением)	0.39 ± 0.22 $0.24-0.56$ (за последние 55 лет)

Таблица 2. Окончание

Публикация	Метод, измеряемый параметр	Направление и характер вращения	Оценка скорости, градус/год
[Овчинников, Каазик, 2011]	Наклон оси анизотропии <i>PKPbc–PKIKP</i>	Стационарное, на восток	0.05
[Waszek et al., 2011]	Положение границы анизотропных полусфер	Стационарное, на восток	$(0.1–1) \times 10^{-6}$
[Tkalčić et al., 2013]	Скоростной градиент События-двойники	В среднем на восток (возм. с осцилляциями $T = 1^\circ/\text{год}$)	0.25–0.48
[Vidale, 2019]	Рассеяние кода <i>PKP</i>	Стационарное, на восток	0.07 ± 0.02
[Yao et al., 2019]	События-двойники <i>PKPbc–PKIKP</i>	Не установлено	либо ≥ 8.6 , либо нет вращения
[Tsuboi, Butler, 2020]	Локальная неоднородность <i>PKIKP</i> в антиподе	Стационарное, на восток	0.05

Аналогичный подход был использован в работе [Collier, Helffrich, 2001] по наблюдениям на сети станций в Великобритании землетрясений в районе о-вов Тонга. Оценка скорости лежит в пределах $0.47–0.77^\circ$ в год на временном интервале наблюдения 10 лет. Вместе с тем они отмечают возможность осцилляции с периодом 280 дней, при которой наблюдается вначале вращение к западу, а затем к востоку. В других аналогичных работах скорость составила $0.27–0.53^\circ$ в год [Zhang et al., 2005], $0 \pm 1^\circ$ в год [Song, Poupinet, 2007] по наблюдениям землетрясений в районе о-вов Тонга на станциях во Франции.

В работе [Овчинников и др., 1998] показано, что скачок в невязках дифференциальных времен пробега волн *PKIKP* и *PKPbc* в 0.3 с в период наблюдения с 1976 по 1979 гг. на станции NVL в Антарктиде от взрывов на о-ве Новая Земля, свободных от ошибок в координатах и времени в очаге, может быть связан с локальной скоростной неоднородностью во внутреннем ядре и ее движением со скоростью $0.4^\circ–1.8^\circ$ в год.

По изменениям коды волн *PKiKP* от взрывов на о. Новая Земля, зарегистрированных на сейсмической группе ЛАСА в шт. Монтана (США), скорость дифференциального вращения составила $0.05–0.15^\circ$ в год [Vidale et al., 2000; Vidale, Earle, 2005], а в пересмотренной интерпретации 0.07° в год [Vidale, 2019].

Ряд других работ был направлен на обоснование надежности наблюдаемой зависимости дифференциальных времен пробега от календарного времени с использованием землетрясений-двойников – событий, пространственное положение которых различается не более, чем на 2 км [Cao et al., 2007; Creager, 1997; Li, Richards, 2003; Zhang et al.,

2005; Wen, 2006; Tkalčić et al., 2013; Vidale, Earle, 2005; Lindner et al., 2010; Waszek et al., 2011; Yao et al., 2015]. Было показано, что наблюдаемая зависимость дифференциальных времен пробега от календарного времени не является следствием несовершенства технических средств наблюдения либо погрешностей техники измерения на аналоговых сейсмограммах. Более того, использование землетрясений-двойников позволяет устранить влияние неоднородностей в мантии на измеряемые дифференциальные параметры сейсмических волн [Li, Richards, 2003; Zhang et al., 2005]. При использовании этого подхода, по данным [Tkalčić et al., 2013], дифференциальное вращение происходит со скоростью $0.23–0.48^\circ$ в год с периодическим резким замедлением и ускорением до 1° в год, при этом малые значения скорости согласованы с наблюдениями из собственных колебаний Земли в том же интервале наблюдений.

С другой стороны, данные, представленные [Waszek et al., 2011; Mäkinen, Deuss 2011], указывают на разнонаправленный временной тренд в невязках времен пробега на близкорасположенных станциях, что невозможно объяснить твердотельным дифференциальным вращением внутреннего ядра, а из данных [Yao et al., 2019] следует, что либо вращение отсутствует, либо его скорость больше 8.6° в год, чему трудно дать физическое объяснение.

В работе [Waszek et al., 2011] на основе предположения, что полусферные особенности анизотропии скорости продольных волн во внутреннем ядре сохраняются в процессе его роста, из анализа погружающихся границ между полусферами получена скорость вращения $(0.1–1^\circ) \times 10^{-6}$ в год. В последней из серии работ [Tsuboi, Butler, 2020]

по оценке скорости дифференциального вращения получена величина 0.05° в год по временам пробега волн *PKiKP* в антиподе. При этом наблюдаемое изменение времени пробега ~ 0.2 с за 20 лет связывают с латеральной неоднородностью скорости поперечных волн в вершине внутреннего ядра. Основные опубликованные результаты, связанные с дифференциальным вращением, представлены в табл. 2.

Оценки скорости дифференциального вращения в работах по геодинاميке также претерпели существенное изменение: от 3° в год до $1^\circ \times 10^{-6}$ в год при учете гравитационной блокировки внутреннего ядра неоднородностями плотности в мантии и ограничений, полученных при анализе длительности земных суток [Dumberry, 2010; Aubert, Dumberry, 2010].

Таким образом, главной тенденцией в оценках скорости вращения внутреннего ядра по данным объемных волн является ее снижение по мере появления новых данных и исследований: от первоначальной оценки $1-3^\circ$ в год до 0.05° в год, а в некоторых исследованиях само существование дифференциального вращения внутреннего ядра Земли ставится под сомнение. Но даже если дифференциального вращения физически не существует, выполненные работы указывают на изменение механических свойств среды во внутреннем ядре и, следовательно, время становится еще одним параметром, который необходимо принимать во внимание при построении моделей Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Внутреннее ядро остается наиболее трудной для изучения оболочкой нашей планеты, единственной, в отношении которой так и не сложилось единой и непротиворечивой картины ее описания – как в целом, так и отдельных свойств. Для сейсмологии основные проблемы связаны с исключением из измеряемых характеристик сейсмического волнового поля факторов, обусловленных особенностями вышележащих оболочек Земли – коры, мантии и внешнего ядра, а также очень неравномерного по объему зондирования различных областей внутреннего ядра. Большая неопределенность в физических параметрах ядра значительно усложняет интерпретацию сейсмических данных. Тем не менее, прогресс продолжается по многим направлениям. Цифровые методы регистрации сейсмических колебаний от землетрясений позволяют проводить более глубокую обработку данных и получать новые, ранее недоступные, сведения о структуре и свойствах волнового поля. Рост производительности вычислительной техники позволяет применить ресурсозатратные методы расчета полноволновых теоретических сейсмограмм для трехмерных моделей Земли и восполнить недостатки наблюда-

тельных возможностей сейсмических сетей, а также повысить качество интерпретации натуральных сейсмических данных.

Дальнейший прогресс в достижении более целостного понимания смыслов и взаимосвязи динамических процессов во внутреннем ядре вряд ли возможен без развития междисциплинарных связей – геодинاميки, сейсмологии, геохимии, геомагнетизма. Из далеко не полного обзора следует, что наши представления о свойствах внутреннего ядра и динамике протекающих в нем процессов достаточно противоречивы и в сейсмических исследованиях наметился переход к более детальным исследованиям внутреннего ядра на меньших, чем полусферный, пространственных масштабах.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований – грант № 19-15-50080 (Экспансия).

Funding: The reported studies were funded RFBR, project № 19-15-50080.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Овчинников В.М.* О мозаичности отражающих свойств поверхности внутреннего ядра Земли // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 6. С. 815–817.
- Адушкин В.В., Ан В.В., Овчинников В.М., Краснощекоев Д.Н.* О скачке плотности на внутренней границе земного ядра по наблюдениям волн *PKiKP* на расстояниях около 6° // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 3. С. 382–385.
- Бурмин В.Ю.* Скорость распространения сейсмических волн в земном ядре // Физика Земли. 2004. №6. С. 26–41.
- Бурмин В.Ю.* Строение ядра и мантии Земли по данным мировой сети сейсмических станций // Геофизические исследования. 2010. № 11 (спецвыпуск). С. 41–71.
- Каазик П.Б., Краснощекоев Д.Н., Овчинников В.М.* Анизотропный блок во внутреннем ядре под Юго-Восточной Азией // Докл. РАН. 2015. Т. 465. № 1. С. 91–96.
- Каазик П.Б., Краснощекоев Д.Н., Овчинников В.М.* Поглощающие свойства и дифференциальные времена пробега во внутреннем ядре Земли из инверсии волновых форм. Динамические процессы в геосферах. Сб. научных трудов ИДГ РАН. 2018. № 10. М: ИДГ РАН. С. 21–28.
<https://doi.org/10.26006/IDG.2018.10.20156>
- Краснощекоев Д.Н.* О смещении оценок скачка плотности на границе внутреннего ядра Земли по амплитудному отношению *PKiKP/PcP*. Динамические процессы в геосферах. Сб. научных трудов ИДГ РАН. 2019. № 11. С. 43–47.
<https://doi.org/10.26006/IDG.2019.11.38628>
- Краснощекоев Д.Н., Овчинников В.М.* О скачке плотности на границе внутреннего ядра Земли в восточном и западном полушариях // Докл. РАН. 2018. Т. 478. № 4.

- С. 464–468.
<https://doi.org/10.7868/S0869565218040199>
- Краснощеков Д.Н., Овчинников В.М., Усольцева О.А.* О скорости поперечных волн в вершине внутреннего ядра Земли // Докл. РАН. 2019. Т. 488. №4. С. 434–438.
- Кузнецов В.В.* Анизотропия свойств внутреннего ядра Земли // УФН. 1997. Т. 167. С. 1001–1012.
- Левин Б.В., Сасорова Е.В., Доманский А.В.* Свойства “критических широт”, вариации вращения и сейсмичность Земли // Вестник ДВО РАН. 2013. № 3. С. 3–8.
- Литасов К.Д., Шацкий А.Ф.* Состав и строение ядра Земли. Новосибирск: изд-во СО РАН. 2016. 299 с.
- Овчинников В.М.* Анизотропия внутреннего ядра Земли по сейсмическим данным антарктических станций. Динамика взаимодействующих геосфер. Сб. научных трудов ИДГ РАН. М: ГЕОС. 2004. С. 123–127.
- Овчинников В.М., Каазик П.Б.* Временные тренды невязок времен пробега сейсмических волн в земном ядре и дифференциальное вращение внутреннего ядра. Динамические процессы в геосферах. Сб. научных трудов ИДГ РАН. М: ИДГ РАН. 2011. № 2. С. 10–19.
- Овчинников В.М., Адушкин В.В., Ан В.А.* О скорости относительного вращения внутреннего ядра земли // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 5. С. 683.
- Овчинников В.М., Краснощеков Д.Н., Каазик П.Б.* Новое представление о границе между внешним и внутренним ядром Земли // Докл. РАН. 2007. Т. 417. № 3. С. 389–392.
- Овчинников В.М., Каазик П.Б., Краснощеков Д.Н.* Об аномалии скорости во внешнем ядре // Докл. РАН. 2010. Т. 433. №6. С. 813–816.
- Овчинников В.М., Каазик П.Б., Краснощеков Д.Н.* Слабая аномалия скорости во внешнем ядре из сейсмических данных // Физика Земли. 2012. № 3. С. 34–45.
- Усольцева О.А., Овчинников В.М., Краснощеков Д.Н.* Об особенностях переходной зоны от внешнего к внутреннему ядру Земли из характеристик волн $PKIKP$ и PKP_{c-dif} // Физика Земли. № 1. 2021. С. 1–14.
- Хаин В.Е.* Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика. 2010. №6. С. 753–760.
- Attanayake J., Thomas C., Cormier V.F., Miller M.S., Koper K.D.* Irregular Transition Layer Beneath the Earth’s Inner Core Boundary From Observations of Antipodal $PKIKP$ and $PKJKP$ Waves // 3G. 2018. P. 3607–3622.
<https://doi.org/10.1029/2018GC007562>
- Attanayake J., Cormier V.F., deSilva S.M.* Uppermost Inner Core Seismic Structure – New Insights from Body Waveform Inversion // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 385. P. 49–58.
- Aubert J., Dumberry M.* Steady and fluctuating inner core rotation in numerical geodynamo models // Geoph. J. Int. 2010. V. 184. 1. P. 162–170.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04842.x>
- Belonoshko A.B., Skorodumova N.V., Davis S., Osipov A.N., Rosengren A., Johansson B.* Origin of the low rigidity of the Earth’s inner core // Science. 2007. V. 316. № 5831. P. 1603–1605.
<https://doi.org/10.1126/science.1141374>
- Bergman M.I.* Measurements of elastic anisotropy due to solidification texturing and the implications for the Earth’s inner core // Nature. 1997. V. 389. P. 60–63.
- Bergman M.I.* Estimates of the Earth’s inner core grain size // Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25. P. 1593–1596.
- Bergman M.I.* Solidification of the Earth’s core. In: V. Dehant, K. Creager, S. Zatman, S.-I. Karato (Eds.). Earth’s Core: Dynamics, Structure, Rotation. American Geophysical Union Geodynamics Series 31. 2003. P. 105–127.
- Beghein C., Trampert J.* Robust normal mode constraints on inner-core anisotropy from model space search // Science. 2003. V. 299. P. 552–555.
- Bhattacharyya J., Shearer P., Masters G.* Inner core attenuation from short-period PKP(bc) versus PKP(df) waveforms // Geophys. J. Int. 1993. V. 114. № 1. P. 1–11.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1993.tb01461.x>
- Bolt B.A., Qamar A.* An upper bound to the density jump at the boundary of the Earth’s inner core // Nature. 1970. V. 228. № 5267. P. 148–150.
- Breger L., Romanowicz B., Tkalcic H.* PKP(BC-DF) travel time residuals and short scale heterogeneity in the deep Earth // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 20. P. 169–172.
- Breger L., Tkalcic H., Romanowicz B.* The effect of D’’ on PKP(AB-DF) travel time residuals and possible implications for inner core structure // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 175. P. 133–143.
- Buffet B.A., Wenk H.R.* Texturing of the Earth’s inner core by Maxwell stresses // Nature. 2001. V. 413. P. 60–63.
- Butler R., Tsuboi S.* Antipodal seismic observations of temporal and global variation at Earth’s inner-outer core boundary // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. L11301.
<https://doi.org/10.1029/2010GL042908>
- Calvet M., Chevrot S., Souriau A.* P-wave propagation in transversely isotropic media II. Application to inner core anisotropy: effects of data averaging, parametrization and a priori information // Phys. Earth Planet. Inter. 2006. V. 156. P. 21–40.
- Cao A., Romanowicz B.* Constraints on density and shear velocity contrasts at the inner core boundary // Geophys. J. Int. 2004a. V. 157. № 3. P. 1146–1151.
- Cao A., Romanowicz B.* Hemispherical transition of seismic attenuation at the top of the earth’s inner core // Earth Planet. Sci. Lett. 2004b. V. 228. P. 243–253.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.09.032>
- Cao A., Romanowicz B.* Constraints on shear wave attenuation in the Earth’s inner core from an observation of PKJKP // Geoph. Res. Lett. 2009. V. 36. P. L09301.
<https://doi.org/10.1029/2009GL038342>
- Cao A., Masson Y., Romanowicz B.* Short wavelength topography on the inner-core boundary // Proc. Natl. Acad. Sci. USA 2007. V. 104. P. 31–35.
- Cao A., Romanowicz B., Takeuchi N.* An observation of PKJKP: inferences on inner core shear properties // Science. 2005. V. 308. P. 1453–1455.
- Collier J., Helffrich G.* Estimate of inner core rotation rate from United Kingdom regional seismic network data and consequences for inner core dynamical behaviour // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 193. P. 523–537.
- Cormier V.F.* Short-period PKP phases and the anelastic mechanism of the inner core // Phys. Earth planet. Inter. 1981. V. 24. P. 291–301.

- Cormier V.F.* Texture of the uppermost inner core from forward- and back-scattered seismic waves // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 258. P. 442–453.
- Cormier V.* A glassy lowermost outer core // *Geophys. J. Int.* 2009. V. 179. P. 374–380.
- Cormier V.F.* Detection of inner core solidification from observations of antipodal PKIKP // *Geophys. Res. Lett.* 2015. V. 42. №18. P. 7459–7466.
<https://doi.org/10.1002/2015GL065367>
- Cormier V., Li X.* Frequency-dependent seismic attenuation in the inner core 2. A scattering and fabric interpretation // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № B12. 2362.
<https://doi.org/10.1029/2002JB001796>
- Cormier V.F., Stroujkova A.* Waveform search for the innermost inner core // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 236. P. 96–105.
- Creager K.* Inner core rotation rate from small scale heterogeneity and time varying travel times // *Science.* 1997. V. 278. № 5341. P. 1284–1288.
- Creager K.* Large-scale variations in inner core anisotropy // *J. Geophysical Research.* 1999. V. 104. № B10. P. 23127–23139.
- Creager K.C.* Inner core anisotropy and rotation. *Earth's Deep Interior: Mineral Physics and Tomography from the Atomic to the Global Scale* / ed. S. Karato, A. Forte, R. Liebermann, G. Masters, L. Stixrude. P. 89–114. *Geophys. Monogr. Ser.* 117. Washington, DC: AGU. 2000.
- Dai W., Song X.* Detection of motion and heterogeneity in Earth's liquid outer core // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. L16311.
- Dai Z., Wanga W., Wen L.* Irregular topography at the Earth's inner core boundary // *PNAS.* 2012. V. 109. № 20. P. 7654–7658.
- Deuss A.* (2014). Heterogeneity and anisotropy of Earth's inner core // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences.* 2014. V. 42. P. 103–126.
<https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060313-054658>
- Deuss A., Irving J.C.E., Woodhouse J.H.* Regional variation of inner core anisotropy from seismic normal mode observations // *Science.* 2010. V. 328. P. 1018–1020.
- Doornbos D.J.* The anelasticity of the inner core // *Geophys. J. Int.* 1974. V. 38. P. 397–415.
- Dumberry M.* Gravity variations induced by core flows // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 180. P. 635–650.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04437.x>
- Durek J.J., Romanowicz B.* Inner core anisotropy inferred by direct inversion of normal mode spectra // *Geophys. J. Int.* 1999. V. 139. P. 599–662.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary reference Earth model. *Phys. of the Earth and Planetary Interiors.* 1981. V. 25. P. 297–356.
- Garcia R.* Constraints on upper inner-core structure from waveform inversion of core phases // *Geophys. J. Int.* 2002. V. 150. P. 651–664.
- Garcia R., Souriau A.* Inner core anisotropy and heterogeneity level // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. P. 3121–3124.
- Garcia R., Tkalčić H., Chevrot S.* A new global PKP data set to study Earth's core and deep mantle // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2006. V. 159. P. 15–31.
- Giardini D., Li X. D., Woodhouse J.H.* Three-dimensional structure of the Earth from splitting in free-oscillation spectra // *Nature.* 1987. V. 325. № 6103. P. 405–411.
- Glatzmaier G., Roberts P.H.* A three-dimensional convective dynamo solution with rotating and finitely conducting inner core and mantle // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1995. V. 91. P. 63–75.
- Gubbins D., Sreenivasan B., Mound J., Rost S.* Melting of the Earth's inner core // *Nature.* 2011. V. 473. № 7347. P. 361–363.
- Helffrich G., Mainprice D.* Anisotropy at the inner core boundary // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. № 21. P. 11959–11967.
<https://doi.org/10.1029/2019GL083644>
- Helffrich G., Sacks S.* Scatter and bias in differential PKP travel times and implications for mantle and core phenomena // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21. № 19. P. 2167–2170.
<https://doi.org/10.1029/94GL01876>
- Iritani R., Takeuchi N., Kawakatsu H.* Intricate heterogeneous structures of the top 300 km of the earth's inner core inferred from global array data: I. regional 1d attenuation and velocity profiles // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2014a. V. 230. P. 15–27.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.02.002>
- Iritani R., Takeuchi N., Kawakatsu H.* Intricate heterogeneous structures of the top 300 km of the earth's inner core inferred from global array data: II. frequency dependence of inner core attenuation and its implication // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 405. P. 231–243.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.08.038>
- Iritani R., Kawakatsu H., Takeuchi N.* Sharpness of the hemispherical boundary in the inner core beneath the northern Pacific // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 527.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115796>
- Irving J., Deuss A.* Hemispherical structure in inner core velocity anisotropy // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. № B4. B04307.
<https://doi.org/10.1029/2010JB007942>
- Ishii M., Dziewonski A.M.* The innermost inner core of the earth: evidence for a change in anisotropic behavior at the radius of about 300 km // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* 2002. V. 99. P. 14026–14030.
- Ishii M., Tromp J., Dziewonski A., Ekstrom G.* Joint inversion of normal mode and body wave data for inner core anisotropy: 1. Laterally homogeneous anisotropy // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № B12.
<https://doi.org/10.1029/2001JB000712>
- Isse T., Nakanishi I.* Inner-core anisotropy beneath Australia and differential rotation // *Geophys. J. Int.* 2002. V. 151. P. 255–263.
- Jeanloz R., Wenk H.R.* Convection and anisotropy of the inner core // *Geophys. Res. Lett.* 1988. V. 15. P. 72–75.
- Julian B.R., Davies D., Sheppard R.M.* Observations of PKJKP waves // *Nature.* 1972. V. 235. P. 317–318.
- Karato S.-I.* Inner core anisotropy due to the magnetic field-induced preferred orientation of iron // *Science.* 1993. V. 262. P. 1708–1711.
- Karato S.-I.* Seismic anisotropy of the Earth's inner core resulting from flow induced by Maxwell stresses // *Nature.* 1999. V. 402. P. 871–873.

- Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland R.* Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes // *Geophys. J. Int.* 1995. V. 122. P. 108–124.
- Koper K., Dombrovskaya M.* Seismic properties of the inner core boundary from PKiKP/P amplitude ratios // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 237. P. 680–694.
- Koper K., Pyle M.* Observations of PKiKP/PcP amplitude ratios and implications for earth structure at the boundaries of the liquid core // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. P. 03301.
- Koper K., Franks J., Dombrovskaya M.* Evidence for small-scale heterogeneities in the Earth's inner core from a global study of PKiKP coda waves // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 228. P. 227–241.
- Krasnoshchekov D.N., Kaazik P.B., Ovtchinnikov V.M.* Seismological evidence for mosaic structure of the surface of the Earth's inner core // *Nature.* 2005. V. 435. P. 483–487.
- Krasnoshchekov D.N., Kaazik P.B., Ovtchinnikov V.M.* Heterogeneity of the inner core boundary questioned by PKiKP amplitude dataset // *Eos. Trans. AGU. Fall Meet. Suppl.* 2006. V. 87. № 52. U41D-07.
- Krasnoshchekov D.N., Kaazik P.B., Ovtchinnikov V.M.* On observation of local strong heterogeneity in the Earth's inner core below southeastern Asia // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2016a. V. 261. part B. P. 187–195.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.10.008>
- Krasnoshchekov D., Kaazik P., Kozlovskaya E., Ovtchinnikov V.* Seismic Structures in the Earth's Inner Core Below Southeastern Asia // *Pure Appl. Geophys.* 2016b. V. 173. № 5. P. 1575–1591.
<https://doi.org/10.1007/s00024-015-1207-6>
- Krasnoshchekov D., Ovtchinnikov V., Polishchuk V.* Dissimilarity of the Earth's Inner Core Surface Under South America and Northeastern Asia Revealed by Core Reflected Phases // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2019. V. 124. № 5. P. 4862–4878.
<https://doi.org/10.1029/2019JB017408>
- Laske G., Masters G.* Limits on differential rotation of the inner core from an analysis of the Earth's free oscillations // *Nature.* 1999. V. 402. № 6757. P. 66–69.
<https://doi.org/10.1038/47011>
- Laske G., Masters G.* The Earth's Free Oscillations and the Differential Rotation of the Inner Core. In: D. Véronique, C.C. Kenneth, K. Shun'ichiro, Z. Stephen (Eds.). *Earth's Core: Dynamics, Structure, Rotation.* American Geophysical Union. 2003. P. 5–21.
<https://doi.org/10.1029/GD031p0005>
- Lehmann I.P.* *Publ. Bur. Cent. Seism. Intern. Travaux Sci. Ser. A.* 1936. V. 14. P. 87–115.
- 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. № 3. P. 1329–1343.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04488.x>
- Leyton F., Koper K.* Using PKiKP coda to determine inner core structure: 1. Synthesis of coda envelopes using single-scattering theories // *J. Geophys. Res.* 2007a. V. 112. B05316.
<https://doi.org/10.1029/2006JB004369>
- Leyton F., Koper K.* Using PKiKP coda to determine inner core structure: 2. Determination of Qc // *J. Geophys. Res.* 2007b. V. 112. P. B05317.
<https://doi.org/10.1029/2006JB004370>
- Li X., Cormier V.* Frequency-dependent seismic attenuation in the inner core, 1. a viscoelastic interpretation // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2002. № 107(B12). P. 2361.
<https://doi.org/10.1029/2002JB001795>
- Li A., Richards P.G.* Using earthquake doublets to study inner core rotation and seismicity catalog precision // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2003. V. 4. № 9. P. 1072.
<https://doi.org/10.1029/2002GC000379>
- Lindner D., Song X., Ma P., Christensen D. H.* Inner core rotation and its variability from nonparametric modeling // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. B04307.
- Loper D., Fearn D.* A seismic model of partially molten inner core // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. P. 1235–1242.
- Lythgoe K., Deuss A., Rudge J., Neufeld J.* Earth's inner core: innermost inner core or hemispherical variations? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 385. P. 181–189.
- Mao H.K., Shu J., Shen G., Hemley R.J., Li B., Singh A.K.* Elasticity and rheology of iron above 220 GPa and the nature of the Earth's inner core // *Nature.* 1998. V. 396. P. 741–743.
- Mäkinen A.M., Deuss A.* Global seismic body-wave observations of temporal variations in the Earth's inner core, and implications for its differential rotation // *Geophys. J. Int.* 2011. V. 187. № 1. P. 355–370.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05146.x>
- Martorell B., Vočadlo L., Brodholt J., Wood I.G.* Strong pre-melting effect in the elastic properties of hcp-Fe under inner-core conditions // *Science.* 2013. V. 342. P. 466–468.
- Martorell B., Vočadlo L., Brodholt J., Wood I.G.* The elastic properties of fcc-Fe and fcc-FeNi alloys at inner-core conditions up to the fcc–hcp phase transition // *Geophys. J. Int.* 2015. V. 202. P. 94–101.
- Masters G., Gilbert F.* Structure of the inner core inferred from observations of its spheroidal shear modes // *Geophys. Res. Lett.* 1981. V. 8. P. 569–571.
- Matessini M., Belonoshko A.B., Tkalčić H., Buforn E., Udias A., Ahuja R.* Candy Wrapper for the Earth's inner core // *Sci. Rep.* 2013. V. 3. P. 2096.
<https://doi.org/10.1038/srep02096>
- Monnereau M., Calver M., Margerin L., Souriau A.* Lopsided growth of Earth's inner core // *Science.* 2010. V. 328. № 5981. P. 1014–1017.
- Morelli A., Dziewonski A., Woodhouse J.* Anisotropy of the inner core inferred from PKiKP travel times // *Geophys. Res. Lett.* 1986. V. 13. P. 1545–1548.
- Niazi M., Johnson L.Q.* in the inner core // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1992. V. 74. P. 55–62.
- Oreshin S., Vinnik L.* Heterogeneity and anisotropy of seismic attenuation in the inner core // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L02613.
- Niu F., Chen Q.-F.* Seismic evidence for distinct anisotropy in the innermost inner core // *Nat. Geosci.* 2008. V. 314. P. 692–696.
<https://doi.org/10.1038/ngeo314>
- Niu F., Wen L.* Hemispherical variations in seismic velocity at the top of the Earth's inner core // *Nature.* 2001. V. 410. № 6832. P. 1081–1084.
<https://doi.org/10.1038/35074073>

- Okal E.A., Cansi Y.* Detection of PKJKP at intermediate periods by progressive multichannel correlation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164. P. 23–30.
- Ouzounis A., Creager K.* Isotropy overlying anisotropy at the top of the inner core // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. № 22. P. 4331–4334.
- Pejić T., Tkalčić H., Cormier V., Sambridge M., Benavente R.* Attenuation tomography of the upper inner core // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2017. V. 122. № 4. P. 3008–3032. <https://doi.org/10.1002/2016JB013692>
- Poupinet G., Kennett B.* On the observation of high-frequency PKiKP and its coda in Australia // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2004. V. 146. P. 497–511.
- Poupinet G., Pillet R., Souriau A.* Possible heterogeneity in the Earth's core deduced from PKiKP travel times // *Nature.* 1983. V. 305. P. 204–206.
- Poupinet G., Souriau A., Coutant O.* The existence of an inner core super-rotation questioned by teleseismic doublets // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2000. V. 118. № 1–2. P. 77–88. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(99\)00129-6](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(99)00129-6)
- Romanowicz B., Breger L.* Anomalous splitting of free oscillations: a reevaluation of possible interpretations // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. P. 21559–21578.
- Romanowicz B., Tkalčić H., Bréger L.* On the origin of complexity in PKP travel time data, in *Earth's Core: Dynamics, Structure, Rotation, Geodyn. Ser. V. 31* / Ed. by V. Dehant. Washington D.C.: AGU. 2003. P. 31–44.
- 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. <https://doi.org/10.1186/bf03352195>
- Shearer P.M.* Constraints on inner-core anisotropy from PKP(DF) travel-times // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. № B10. P. 19647–19659.
- Shearer P., Masters G.* The density and shear velocity contrast at the inner core boundary // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 102. P. 491–498.
- Shearer P.M., Toy K.M.* PKP(BC) versus PKP(DF) differential travel-times and aspherical structure in the Earth's inner core // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. № B2. P. 2233–2247.
- de Silva S., Cormier V., Zheng Y.* Inner Core Boundary Topography Explored with Reflected and Diffracted P waves // *Phys. Earth planet. Inter.* 2017. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.04.008>
- Singh S.C., Taylor M., Montagner J.* On the presence of liquid in the Earth's inner core // *Science.* 2000. V. 287. P. 2471–2472.
- Song X.* Joint inversion for inner core rotation, inner core anisotropy, and mantle heterogeneity // *J. Geoph. Res.* 2000. V. 105. P. 7931–7944.
- Song X., Helmberger D.V.* Anisotropy of Earth's inner core // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V. 20. P. 2591–2594.
- Song X., Helmberger D.V.* Depth dependence of anisotropy of Earth's inner core // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № B7. P. 9805–9816.
- Song X., Helmberger D.V.* Seismic evidence for an inner core transition zone // *Science.* 1998. V. 282. P. 924–927.
- Song X., Li A.* Support for differential inner core superrotation from earth- quakes in Alaska recorded at South Pole station // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2000. V. 105. № B1. P. 623–630.
- Song X., Poupinet G.* Inner core rotation from event-pair analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 261. P. 259–266.
- Song X., Richards P.G.* Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core // *Nature.* 1996. V. 382. № 6588. P. 221–224.
- Song X., Xu X.* Inner core transition zone and anomalous PKP(DF) waveforms from polar paths // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. № 4. P. 1–4. <https://doi.org/10.1029/2001GL013822>
- Souriau A.* Is the Rotation Real? // *Science.* 1998a. V. 281. № 5373. P. 55–56.
- Souriau A.* Detecting possible rotation of Earth's inner core, response to comments by P.G. Richards, X.D. Song, and A. Li // *Science.* 1998b. V. 281. № 5373. P. 55–56. <https://doi.org/10.1126/science.281.5373.55>
- Souriau A.* New seismological constraints on differential rotation of the inner core from Novaya Zemlya events recorded at DRV, Antarctica // *Geoph. J. Int.* 1998c. V. 134. № 2. F1–F5. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00637.x>
- Souriau A., Calvet M.* Deep earth structure: The Earth's cores. *Treatise on geophysics (second edition)* / Ed. G. Schubert. Oxford: Elsevier. 2015. V. 1. P. 725–757.
- Souriau A., Poupinet G.* Inner core rotation: a test at the worldwide scale // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2000. V. 118. № 1–2. P. 13–27. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(99\)00131-4](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(99)00131-4)
- Souriau A., Poupinet G.* Inner core rotation: A critical appraisal. In *Earth's Core: Geodynamics, Structure, Rotation, Geodyn. Ser. V. 31* / Ed. by V.M. Dehant. Washington, D.C.: AGU. 2003. P. 65–82.
- Souriau A., Romanowicz B.* Anisotropy in the inner core: relation between P-velocity and attenuation // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1997. V. 101. P. 33–47.
- Souriau A., Roudil P.* Attenuation in the uppermost inner core from broad-band GEOSCOPE PKP data // *Geophys. J. Int.* 1995. V. 123. P. 527–587.
- Souriau A., Souriau M.* Ellipticity and density at the inner core boundary from subcritical PKiKP and PcP data // *Geophys. J. Int.* 1989. V. 98. P. 39–54.
- Souriau A., Roudil P., Moynot B.* Inner core differential rotation: Facts and artefacts // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. № 16. P. 2103–2106.
- Steinle-Neumann G., Stixrude L., Cohen R., Gulseren O.* Elasticity of iron at the temperature of the Earth's inner core // *Nature.* 2001. V. 413. P. 57–60.
- Stixrude L., Cohen R. E.* High-pressure elasticity of iron and anisotropy in the Earth's core // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1995. V. 22. P. 221–225.
- Su W., Dziewonski A.* Inner core anisotropy in 3 dimensions // *J. Geophysical Research. Solid Earth.* 1995. V. 100. № B6. P. 9831–9852.
- Su W., Dziewonski A.M., Jeanloz R.* Planet Within a Planet: Rotation of the Inner Core of Earth // *Science.* 1996. V. 274. № 5294. P. 1883–1887. <https://doi.org/10.1126/science.274.5294.1883>

- Sumita I., Olson P.* A laboratory model for convection in Earth's core driven by a thermally heterogeneous mantle // *Science*. 1999. V. 286. P. 1547–1549.
- Sumita I., Yoshida S., Kumazawa M., Hamano Y.* A model for sedimentary compaction of a viscous medium and its application to the inner-core growth // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 124. P. 502–524.
- Sun X., Song X.* Tomographic inversion for three-dimensional anisotropy of Earth's inner core // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2008. V. 167. P. 53–70.
- Tanaka S.* Depth extent of hemispherical inner core from PKP(DF) and PKP(Cdiff) for equatorial paths // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2012. V. 210–211. P. 50–62. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.08.001>
- Tanaka S., Hamaguchi H.* Degree one heterogeneity and hemispherical variation in anisotropy in the inner core from PKP(BC)–PKP(DF) times // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 2925–2938.
- Tian D., Wen L.* Seismological evidence for a localized mushy zone at the Earth inner core boundary // *Nat. Commun.* 2017. V. 8. № 1. 165. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00229-9>
- Tkalčić H.* Complex inner core of the Earth: the last frontier of global seismology // *Rev. Geophys.* 2015. V. 53. № 1. P. 59–94. <https://doi.org/10.1002/2014RG000469>
- Tkalčić H.* The Earth's Inner Core Revealed by Observational Seismology. Cambridge, UK: Cambridge University Press. 2017. <https://doi.org/10.1017/9781139583954>
- Tkalčić H., Pham T.-S.*, Shear properties of Earth's inner core constrained by a detection of *J* waves in global correlation wavefield // *Science*. 2018. V. 362. № 6412. P. 329–332. <https://doi.org/10.1126/science.aau7649>
- Tkalčić H., Kennett B., Cormier V.* On the inner-outer core density contrast from PKiKP/PcP amplitude ratios and uncertainties caused by seismic noise // *Geophys. J. Int.* 2009. V. 179. P. 425–443.
- Tkalčić H., Young M., Bodin T., Ngo S., Sambridge, M.* The shuffling rotation of the Earth's inner core revealed by earthquake doublets // *Nat. Geosci.* 2013. V. 6. № 6. P. 497–502. <https://doi.org/10.1038/ngeo1813>
- Tromp J.* Support for anisotropy of the Earth's inner core from free oscillations // *Nature*. 1993. V. 366. P. 678–681.
- Tromp J.* Normal-mode splitting due to inner-core anisotropy // *Geophys. J. Int.* 1995. V. 121. № 3. P. 963–968. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb06451.x>
- Tsuboi S., Butler R.* Inner core differential rotation inferred from antipodal seismic observations // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2020. V.301. 106451. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106451>
- Tsuboi S., Saito M.* Existence of finite rigidity layer at the Earth's liquid outer core inferred from anomalous splitting of normal modes // *Earth, Planets Space*. 2002. V. 54. P. 167–171.
- Vidale J.*, Very slow rotation of Earth's inner core from 1971 to 1974 // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. № 16. P. 9483–9488. <https://doi.org/10.1029/2019GL083774>
- Vidale J., Earle P.* Fine-scale heterogeneity in the Earth's inner core // *Nature*. 2000. V. 404. P. 273–275.
- Vidale J., Earle P.* Evidence for inner-core rotation from possible changes with time in PKP coda // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. L01309. <https://doi.org/10.1029/2004GL021240>
- Vidale J., Dodge D., Earle P.* Slow differential rotation of the Earth's inner core indicated by temporal changes in scattering // *Nature*. 2000. V. 405. № 6785. P. 445–448. <https://doi.org/10.1038/35013039>
- Vinnik L., Romanowicz B., Breger L.* Anisotropy in the center of the inner-core // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21. P. 1671–1674. <https://doi.org/10.1029/94GL01600>
- Wang W., Song X.* Analyses of anomalous amplitudes of antipodal PKiKP waves // *Earth and Planetary Physics*. 2019. V. 3. P. 212–217. <https://doi.org/10.26464/epp2019023>
- Wang T., Song X., Xia H.H.* Equatorial anisotropy in the inner part of the Earth's inner core from autocorrelation of earthquake coda // *Nat. Geosci.* 2015. V. 8. P. 224–227. <https://doi.org/10.1038/ngeo2354>
- Waszek L., Deuss A.* Distinct layering in the hemispherical seismic velocity structure of Earth's upper inner core // *Journal Geophys. Res.* 2011. V. 116. P. B12313. <https://doi.org/10.1029/2011JB008650>
- Waszek L., Deuss A.* Observations of exotic inner core waves // *Geophys. J. Int.* 2015. V. 200. P. 1636–1650. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu497>
- Waszek L., Irving J., Deuss A.* Reconciling the hemispherical structure of Earth's inner core with its super-rotation // *Nat. Geosci.* 2011. V. 4. P. 264–267. <https://doi.org/10.1038/ngeo1083>
- Wen L.* Localized temporal change of the Earth's inner core boundary // *Science*. 2006. V. 314. № 5801. P. 967–970. <https://doi.org/10.1126/science.1131692>
- Wen L., Niu F.* Seismic velocity and attenuation structures in the top of the Earth's inner core // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № B11. P. 2273. <https://doi.org/10.1029/2001JB000170>
- Woodhouse J.H., Giardini D., Li X.* Evidence for inner core anisotropy from free oscillations // *Geophys. Res. Lett.* 1986. V. 13. P. 1549–1552.
- Wookey J., Helffrich G.* Inner-core shear-wave anisotropy and texture from an observation of PKJKP waves // *Nature*. 2008. V. 454. P. 873–876.
- Yao J., Sun L., Wen L.* Two decades of temporal change of Earth's inner core boundary // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2015. V. 120. P. 6263–6283. <https://doi.org/10.1002/2015JB012339>
- Yao J., Tian D., Sun L., Wen L.* Temporal Change of Seismic Earth's Inner Core Phases: Inner Core Differential Rotation or Temporal Change of Inner Core Surface? // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2019. V. 124. № 7. P. 6720–6736. <https://doi.org/10.1029/2019JB017532>
- Yoshida S., Sumita I., Kumazawa M.* Growth model of the inner core coupled with the outer core dynamics and the resulting elastic anisotropy // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 28085–28103.
- Yu W., Wen L.* Inner core attenuation anisotropy // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006a. V. 245. P. 581–594.

Yu W., Wen L. Seismic velocity and attenuation structures in the top 400 km of the Earth's inner core along equatorial paths // *J. Geophys. Res.* 2006b. V. 111. P. B07308.

Yu W., Wen L. Complex seismic anisotropy in the top of the Earth's inner core beneath Africa // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. P. B08304.

Yu W. Detectability of temporal changes in fine structures near the inner core boundary beneath the eastern hemisphere // *Geoph. Res. Lett.* 2016. V. 43. P. 6924–6931.
<https://doi.org/10.1002/2016GL069664>

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. № 5739. P. 1357–1360.

Zhang J., Richards P.G., Schaff D.P. Wide-scale detection of earthquake waveform doublets and further evidence for inner core super-rotation // *Geophys. J. Int.* 2008. V. 174. № 3. P. 993–1006.
<https://doi.org/10.1111/j.1365246X.2008.03856.x>

Seismic Studies of the Earth's Core

V. M. Ovtchinnikov^{a, *, **}, D. N. Krasnoshchekov^a

^a*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia*

**e-mail: ovtch@idg.chph.ras.ru*

***e-mail: ovtch1@yandex.ru*

The paper presents a review of the conceptually most important results of seismological studies of the Earth's core and their interpretation from the perspective of geodynamics in three directions: anisotropy of seismic velocities and seismic attenuation, structural features of the transition zone between the outer and inner core, and differential rotation of the inner core.

Keywords: velocity anisotropy, seismic attenuation, inner core, outer core