

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ОТ ВНЕШНЕГО К ВНУТРЕННЕМУ ЯДРУ ЗЕМЛИ ИЗ ХАРАКТЕРИСТИК ВОЛН $PKIKP$ И PKP_{c-dif}

© 2021 г. О. А. Усольцева¹, В. М. Овчинников¹, *, Д. Н. Краснощеков¹

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

*E-mail: ovтч@idg.chph.ras.ru

Поступила в редакцию 16.09.2019 г.

После доработки 31.12.2019 г.

Принята к публикации 31.12.2019 г.

Проведен анализ структуры сейсмического волнового поля на расстояниях, близких к антиподу, с использованием двух численных методов расчета полноволновых сейсмограмм: DSM и AXISEM. Получены экспериментальные оценки амплитудного отношения сейсмических фаз $PKIKP$ и $PKIKP$, которые указывают, что скорость поперечных волн в верхних 40 км внутреннего ядра может не превышать 3.1 км/с. Свойства волн PKP_{c-dif} позволяют предполагать более низкую скорость продольных волн в нижних 100 км внешнего ядра.

Ключевые слова: полноволновые синтетические сейсмограммы, антипод, волны $PKIKP$ и PKP_{c-dif} , внутреннее ядро, внешнее ядро.

DOI: 10.31857/S0002333721010105

1. ВВЕДЕНИЕ

Земное ядро играет важную роль в физических и химических процессах, которые происходят в недрах нашей планеты. Знание особенностей распределения механических параметров внешнего жидкого ядра позволяет установить закономерности течений флюида и его роль в поддержании и эволюции магнитного поля Земли, а знание структуры внутреннего ядра может помочь понять процессы дифференциации вещества и установить химическую и минералогическую природу железа, из которого, как полагают, состоит центральная часть планеты.

Основные результаты по структуре земного ядра получены на основе интерпретации сейсмических данных о дифференциальных временах пробега и дифференциальных амплитудах волн $PKIKP$ (другое название – PKP_{df}) и волн PKP_{bc} . На их основе было установлено, что внутреннее ядро анизотропно – скорость продольных волн, распространяющихся в меридиональном направлении, выше примерно на 3%, чем в экваториальном [Creager, 1992]. Последующие исследования выявили еще более сложную структуру латеральной неоднородности анизотропии [Tanaka, Naguchi, 1997] и поглощающих свойств [Cao, Romanowicz, 2004; Oreshin, Vinnik, 2004]. Верхняя часть внутреннего ядра с латерально изменяющейся толщиной в 100–400 км – изотропна [Song, Helm-

berger, 1998; Ouzounis, Creager, 2001], при этом квазивосточная часть ядра имеет большую скорость продольных волн, чем квази западная. Наблюдаются также неоднородности меньшего масштаба [Stroujkova, Cormier, 2004; Tkalčić, 2015; Krasnoshchekov et al., 2016].

Вместе с тем следует отметить значительно меньшую изученность скорости поперечных волн во внутреннем ядре. По данным собственных колебаний Земли она составляет 3.4–3.6 км/с [Dziewonski, Gilbert, 1971]. Имеющиеся к настоящему времени немногочисленные публикации [Julian, 1972; Okal, Cansi, 1998; Cao, Romanowicz, 2005; Cao, Romanowicz, 2009; Wookey, Helffrich, 2008] не дают убедительных доказательств надежного обнаружения поперечных волн $PKJKP$ во внутреннем ядре, а полученные оценки скорости находятся в интервале 2.5–3.6 км/с [Souriau, Calvet, 2015]. 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.

Развитие мировой сети цифровых сейсмических наблюдений и возможность применения современных методов обработки позволяет привлечь другие, пока слабо используемые, источники получения 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 PKP_{c-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 $PKJKP$, прошедшими через внутреннее ядро как поперечные.

Обнаружение и измерение параметров волн $PKIKP$, как и $PKJKP$, представляет значительные трудности, хотя первые оценки [Rial, 1978] показали, что амплитуда волн $PKIKP$ сопоставима с амплитудой волны $PKJKP$ на эпицентральной расстоянии около 180° . В настоящее время опубликовано лишь около 3-х десятков измерений амплитуды волны $PKIKP$ на одиночных станциях. Критериями обнаружения служили либо превышение некоторого уровня огибающей Гильберта сейсмического процесса на вертикальной компоненте сейсмограммы в ожидаемом интервале времени вступления волны [Cormier, 2015; Attanayake et al., 2018], либо степень согласованности формы волны $PKIKP$ волне $PKJKP$ [Usoltseva, Ovtchinnikov, 2016] на основе решения оптимизационной задачи. Казалось, что более надежными данными будут измерения параметров волн $PKIKP$, выполненные на пространственно-распределенной группе станций, которая позволяет определить дополнительный параметр — медленность (обратная кажущаяся скорость), модуль которой и направление согласуются с геометрией наблюдений в базе источник-станция, а за счет избыточности данных можно улучшить соотношение сигнал—шум. Оптимистичные результаты обнаружения волн $PKIKP$ при нескольких землетрясениях были получены по данным сейсмических групп [Niu, Chen, 2008; Waszek, Deuss, 2015], но без оценки амплитуд волн $PKIKP$. Однако обработка данных 30 сейсмических групп [Attanayake et al., 2018] с целью обнаружения и измерения параметров волн $PKIKP$ оказалась не вполне удачной. Приведенную с использованием синтетических сейсмограмм [Butler, Tsuboi, 2010] интерпретацию аномальных вступлений на ряде сейсмограмм станции TAM в Северной Африке как волн $PKIKP$ считают ошибочной [Wang, Song, 2019] и связывают наблюдаемые особенности с мантийными неоднородностями в зоне субдукции островов Тонга.

Тем не менее, развитие мировой сети сейсмических станций позволяет оптимистично смотреть на получение в будущем более широкого набора экспериментальных данных, а численное моделирование сейсмограмм восполнить недо-

статки сегодняшнего дня при малом объеме экспериментального материала. В настоящей работе мы приводим количественные характеристики структуры сейсмического волнового поля (дифференциальные времена $t_{PKIKP} - t_{PKJKP}$ и $t_{PKIKP} - t_{PKP_{c-dif}}$, отношения амплитуд A_{PKIKP}/A_{PKJKP} и $A_{PKP_{c-dif}}/A_{PKIKP}$) и оценки скорости поперечных волн во внутреннем ядре, вытекающие из рассчитанных для различных моделей переходной зоны синтетических сейсмограмм, и сопоставляем их с измерениями на натуральных сейсмограммах, зарегистрированных на сейсмических станциях вблизи антипода.

2. ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ЧИСЛЕННЫЕ МЕТОДЫ РАСЧЕТА СЕЙСМОГРАММ

Для расчета синтетических сейсмограмм использованы методы DSM (решение прямой задачи) [Kawai et al., 2006] и AXISEM (комбинированный аналитически-спектрально-элементный метод) [Nissen-Meyer et al., 2014]. Оба метода позволяют рассчитать синтетические сейсмограммы для вязкоупругих трансверсально-изотропных сферически симметричных моделей среды на расстояниях до 180° с максимальной частотой 1 Гц. Преимуществом методов по сравнению с другими является корректное построение волнового поля в зонах каустики, вблизи точек трипликации и для дифрагированных волн. Вычислительные программы (<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/people/takeuchi/> и <http://seis.earth.ox.ac.uk/axisem/>), реализующие численные методы, написаны на Фортране MPI, что позволяет распределять вычислительные ресурсы на несколько процессоров и существенно сократить время вычислений. Синтетические сейсмограммы рассчитывались с использованием суперкомпьютерного комплекса НИВЦ МГУ “Ломоносов-1” [Воеводин и др., 2012]. Ниже дается краткое описание существа методов с акцентом на требуемые вычислительные ресурсы.

2.1. Решение прямой задачи (DSM)

В методе DSM решается интегральное уравнение движения в сферических координатах в частотной области. При этом вектор смещений представляется в виде линейной комбинации базисных функций, зависящих от пространственных координат с неизвестными коэффициентами, и последующим переходом к линейной системе уравнений следующего вида:

$$(\omega^2 \mathbf{T}^{\text{DSM}} - \mathbf{H}^{\text{DSM}} + \omega \mathbf{R}) \bar{\mathbf{c}} = -\bar{\mathbf{g}}^{\text{DSM}}, \quad (1)$$

где: ω — частота; $\bar{\mathbf{c}}$ — вектор неизвестных коэффициентов; \mathbf{T}^{DSM} , \mathbf{H}^{DSM} , \mathbf{R} — матрицы; $\bar{\mathbf{g}}^{\text{DSM}}$ — вектор, связанный с объемной силой. Элементы мат-

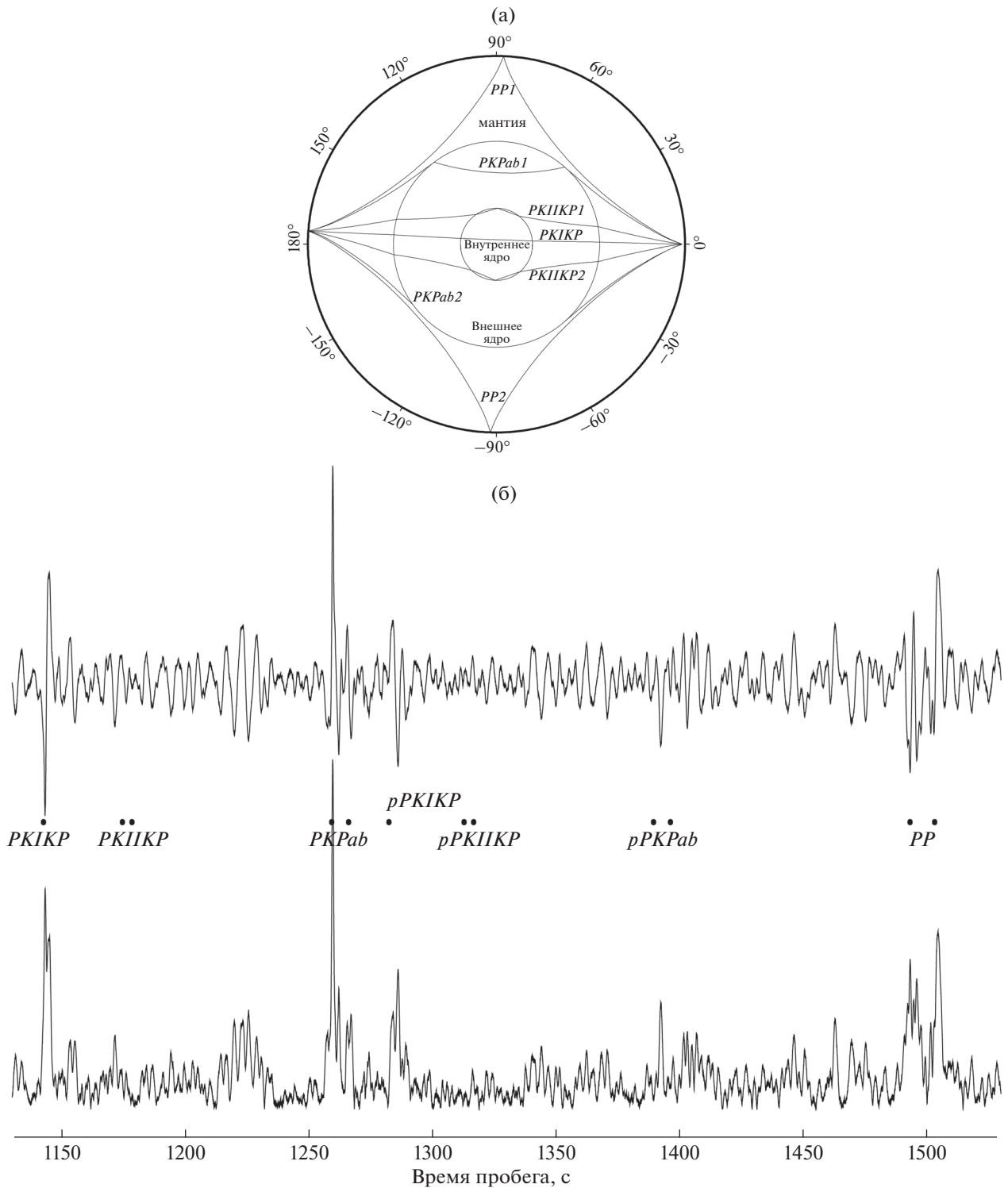


Рис. 1. (а) – Геометрия лучей при наблюдениях на расстояниях вблизи антипода. Источник на глубине 100 км, станция на расстоянии 176° . Трасса PKP_{c-dif} близка к $PKIKP1$, однако распространяется вдоль границы внутреннего ядра; (б) – сейсмограмма (верхняя трасса) и ее огибающая Гильберта (нижняя трасса) землетрясения на Филиппинах 04.11.2018 г., зарегистрированного станцией NPGV в Бразилии. Точки – метки вступлений указанных сейсмических фаз, включая двойные вступления фаз $PKIKP$, $PKPab$, $pPKIKP$, $pPKPab$ и PP , распространяющихся по длинному и короткому пути.

риц $T_{\alpha\beta}^{\text{DSM}}$, $H_{\alpha\beta}^{\text{DSM}}$, R и вектор g^{DSM} вычисляются по формулам:

$$\begin{aligned} T_{\alpha\beta}^{\text{DSM}} &= \int_V (\Phi_i^\alpha)^* \rho \Phi_i^\beta dV, \\ H_{\alpha\beta}^{\text{DSM}} &= \int_V \left(\frac{\partial \Phi_i^\alpha}{\partial x_j} \right)^* C_{ijkl} \frac{\partial \Phi_k^\beta}{\partial x_l} dV, \\ R_{\alpha\beta} &= \int_S (\Phi_i^\alpha)^* n_i \Phi_i^\beta dS, \\ g_\alpha^{\text{DSM}} &= \int_V (\Phi_i^\alpha)^* F_i dV, \end{aligned} \quad (2)$$

где: Φ^α – векторная базисная функция под номером α ; \bar{n} – вектор нормали на границе; * – знак сопряжения; ρ – плотность среды; C_{ijkl} – тензор модулей упругости; F_i – объемная сила. Базисные функции получены перемножением линейных сплайн-функций, отвечающих за изменения параметров среды в вертикальном направлении, и сферических функций, отвечающих за изменения в горизонтальном направлении. Максимальный угловой порядок для сферических функций при создании численной сетки задавался 12000, а количество точек в радиальном направлении 14000, выбором которых обеспечивается компромисс между точностью вычислений (относительная ошибка порядка 1% [Geller, Takeuchi, 1995]) и затрачиваемым процессорным временем при расчете сейсмограмм.

Матрица в круглых скобках в левой части формулы (1) состоит из блоков с перекрытием. Каждый блок соответствует одной структурной зоне, которая начинается и заканчивается на границе первого рода хотя бы одного из физических параметров (скорости продольных, поперечных волн или плотности). Например, в модели PREM количество блоков 12. Блоки матрицы имеют полудиagonalный вид, что связано с использованием линейных сплайнов. Численное интегрирование проводится с помощью специально разработанного для этой задачи матричного оператора [Kawai et al., 2006], который минимизирует ошибку решения для данной сетки и данного частотного диапазона. Расчеты сейсмограмм длительностью 2048 с с минимальным периодом 1 с на сетке 14000×12000 и распараллеливанием на 8 процессоров AMD 1400 МГц для 49 станций на эпицентральных расстояниях $160^\circ - 180^\circ$ длятся 12 ч, а с использованием 8 процессоров IntelXeon 2930 МГц – 9 ч. При этом требуется 6 Гб виртуальной памяти. Существенное сокращение времени расчетов (в 4–5 раз) достигается уже при распараллеливании на 4 процессора; далее время меняется незначительно. Частота дискретизации рассчитанных сейсмограмм при выбранных параметрах составляет 16 Гц.

2.2. Аналитический спектрально-элементный метод (AXISEM)

В методе AXISEM интегральное уравнение движения решается в цилиндрической системе координат во временной области. Для твердой Земли без учета граничных условий оно имеет вид:

$$\int_V \overbrace{\gamma_i \rho \ddot{u}_i}^{T^{axi}(u)} dV + \int_V \overbrace{\left(\frac{\partial \gamma_i}{\partial x_j} \right) C_{ijkl} \frac{\partial u_k}{\partial x_l}}^{H^{axi}(u)} dV = \int_V \overbrace{\gamma_i F_i}^{g^{axi}(u)} dV, \quad (3)$$

где: (x_1, x_2, x_3) – цилиндрические координаты (s, φ, z); ρ , C_{ijkl} , F_i – то же, что и в (2); (u_1, u_2, u_3) – вектор смещения; $(\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3)$ – тестовый вектор.

В сферической Земле произвольный вектор смещения u можно представить в виде линейной суперпозиции смещений от монополюсного, дипольного и квадрупольного источников. Для монополюсного источника вектор смещения не зависит от азимута φ , для дипольного источника вектор смещения пропорционален $\cos\varphi$, а для квадрупольного $u(\varphi) \sim \cos 2\varphi$. Поэтому возможен переход от одного трехмерного уравнения к ряду двухмерных уравнений, в которых зависимость от азимута вычисляется аналитически, а численно считаются интегралы по поверхности.

Для создания сетки для расчетов Земля разбивается на четырехугольники в основном с двумя противоположными полукруглыми сторонами. Затем исходная область преобразуется в единичный квадрат. Внутри каждого квадрата распределение скорости продольных, поперечных волн, плотности и затухания раскладывается по базису двумерных полиномов Лагранжа до 4-го, 5-го или 6-го порядка, при этом коэффициенты выбираются так, чтобы выполнялось условие непрерывности смещения на границах элементов. Для интегрирования внутри квадратов используется кубатура Гаусса–Лежандра–Лобатто (GLL):

$$\int_S f dS = \sum_i f_i \delta_i dS_i, \quad (4)$$

где: f_i – значение функции f в корнях полиномов Лагранжа; δ_i – веса GLL.

После введения интерполяционных полиномов Лагранжа и численного интегрирования уравнение движения (3) сводится к простой системе дифференциальных уравнений от времени:

$$\ddot{u}(t) = T^{axi}{}^{-1} \left(g^{axi} - H^{axi} u(t) \right), \quad (5)$$

где T^{axi} , H^{axi} , g^{axi} – постоянные матрицы и вектор, полученные после проведения алгебраических или численных вычислений с использованием пространственных координат для слагаемых $T^{axi}(u)$, $H^{axi}(u)$, $g^{axi}(u)$ из (3). Для решения системы (5) ис-

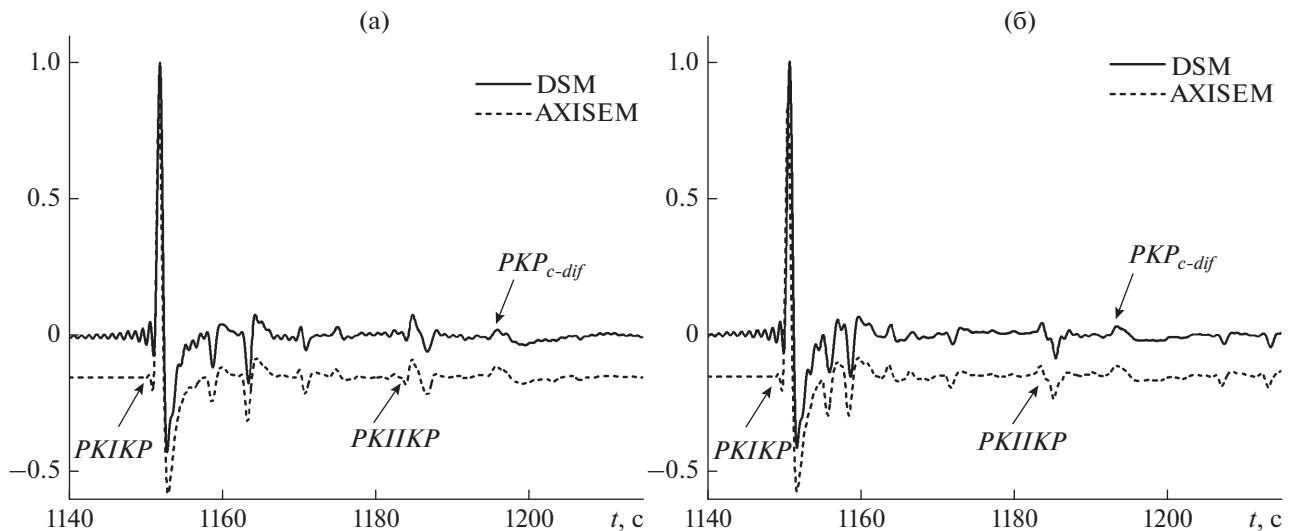


Рис. 2. Сравнение результатов расчета сейсмограмм методами DSM (сплошная линия) и AXISEM (пунктирная линия) для источника на глубине 500 км и расстоянии $\Delta = 179.6^\circ$. Показаны фрагменты сейсмограмм длительностью 110 с. Сейсмограммы нормированы на максимальную амплитуду волны *PKIKP*. Пунктирная сейсмограмма смещена относительно нулевой линии на -0.15 : (а) – модель IASP91; (б) – модель PREM.

пользуется явная схема Ньюмарка второго порядка, которая является двухшаговой конечно-разностной схемой, устойчивой при любом разбиении по времени.

Точность расчета сейсмограмм зависит от количества элементов, на которые разбили Землю, и от порядка полиномов Лагранжа. Для расчета сейсмограмм с минимальным периодом 1 с необходимо разбить Землю на 9566 720 элементов, при этом относительная ошибка не превысит 1% [van Driel et al., 2015]. Для этого требуется 2 Гб памяти на диске и 22 Гб виртуальной памяти. Время расчета сейсмограмм длительностью 1800 с с использованием 1024 процессоров (IntelXeon 2930 МГц) для 49 станций на эпицентральных расстояниях 160° – 180° составляет 2 ч. Полученные сейсмограммы имеют частоту дискретизации 135.3 Гц. Аналогичный расчет с использованием 224 процессоров занимает 9.5 ч.

2.3. Тестовые сейсмограммы для моделей PREM, IASP91, AK135

Тестовые расчеты, проведенные на моделях PREM и IASP91, показывают идентичность структуры волнового поля на сейсмограммах, рассчитанных методами DSM и AXISEM (рис. 2). Отметим только, что при использовании DSM на сейсмограммах присутствует хорошо видимая (особенно перед первым вступлением) высокочастотная помеха, которая может усложнить идентификацию слабых сейсмических волн *PKIKP* и *PKP_{c-dif}* (рис. 2). Более полное представление об изменениях в структуре волнового поля

в зависимости от эпицентрального расстояния можно получить из монтажа сейсмограмм, рассчитанных для различных эпицентральных расстояний в диапазоне $170 < \Delta < 180^\circ$ для модели ak135 (рис. 3).

Согласно рис. 3 имеются две ветви волн *PKIKP*, приходящих на станцию наблюдения по короткому пути (*PKIKP1*) и по длинному пути (*PKIKP2*). На расстояниях от 179.4 до 180° наблюдается зона конструктивной интерференции волн *PKIKP1* и *PKIKP2*, приходящих на станцию наблюдения. На расстояниях от 176 до 179° волна *PKIKP1* представляет собой изолированный импульс. На меньших расстояниях она маскируется коровыми фазами, возбуждаемыми в районе источника и приемника. Волна *PKIKP2* в виде изолированных импульсов прослеживается от 172 до 176° , затем до 178° она интерферирует с волной *PKP_{c-dif}*.

Из проведенных расчетов следует, что в стандартных моделях PREM, IASP91, и ak135 относительная амплитуда A_{PKIKP}/A_{PKIKP} в антиподе составляет 8–12%. В связи с этим сейсмограммы землетрясений, используемые для исследования свойств верхней части внутреннего ядра, должны удовлетворять достаточно жестким требованиям отбора, а именно: отношение пиковой амплитуды первого вступления к предшествующему шуму должно быть около 20, а при анализе данных станций группирования в сейсмическом процессе, предшествующем первому вступлению (волна *PKIKP*), не должны доминировать высокоскоростные составляющие с медленностью (обратной скоростью) < 2.5 с/градус.

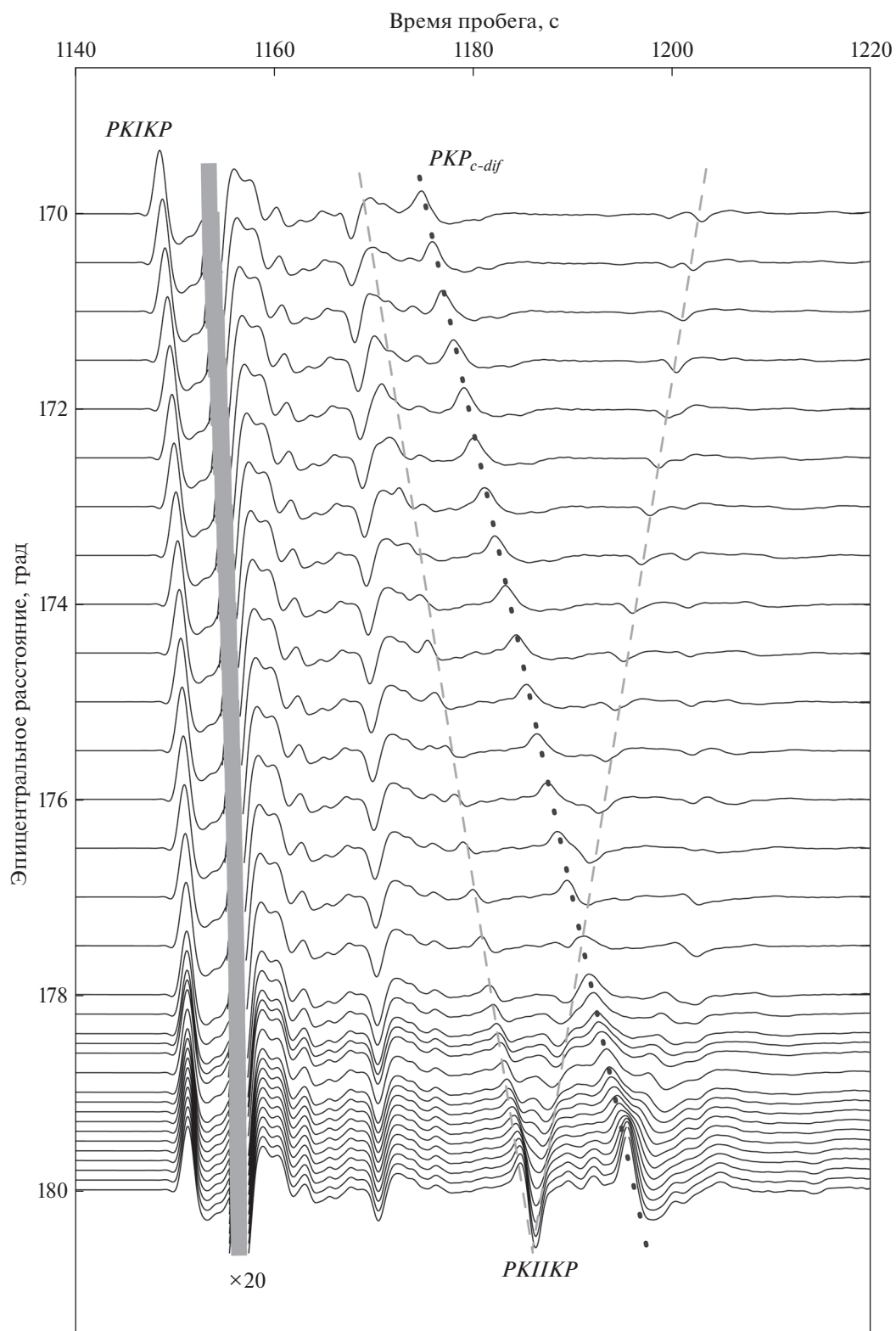


Рис. 3. Монтаж синтетических сейсмограмм на эпицентральных расстояниях от 170 до 180°. Масштаб сейсмограмм после серой черты для лучшей визуализации увеличен в 20 раз. Так как энергия второй ветви волны PKP_{c-dif} с более поздними временами вступления в 3 раза меньше, чем в первой ветви, ось синфазности для нее не приведена.

3. СЕЙСМОГРАММЫ ДЛЯ МОДИФИЦИРОВАННЫХ МОДЕЛЕЙ ЗЕМНОГО ЯДРА

Проследим теперь за изменениями в характеристиках волнового поля в нескольких модификациях модели Земли. Рассматриваются 6 моделей с измененной по отношению к модели IASP91 или ал135 плотностью среды, скоростью поперечных и продольных волн в кровле внутреннего или в подошве внешнего ядра Земли (рис. 4).

Модель 1. Скорость продольных волн V_p в верхних 100 км внутреннего ядра (рис.4) на 0.4% меньше чем в IASP91, скачок скорости поперечных волн V_s на границе между внешним и внутренним ядром 3.4 км/с, как в IASP91. На сейсмограммах для этой модели (рис. 5) наблюдается небольшое запаздывание волн $PKIKP$ и $PKIKP$ относительно референсной модели IASP91. Дифференциальная невязка времен пробега $PKIKP$ и $PKIKP$ относительно IASP91 в М1 увеличивается на 0.6 с. Также незначительно уменьшается отношение A_{PKIKP}/A_{PKIKP} . Отношение амплитуд $A_{PKIKP}/A_{PKP-dif} = 1.2$, меньше, чем в модели IASP91, для которой $A_{PKIKP}/A_{PKP-dif} = 1.9$.

Модель 2. Скорость продольных волн V_p в верхних 100 км на 4% меньше, чем в IASP91, скорость поперечных волн $V_s = 3.4$ км/с. Эта модель описывает возможные вариации скорости V_p в экваториальной области между меридианами $20^\circ W$ и $140^\circ E$ и параллелями $35^\circ S$ и $60^\circ N$ [Stroujkova, Cormier, 2004; Ivan et al., 2018]. На сейсмограммах (рис. 5 М2) для этой модели в антиподе $A_{PKIKP}/A_{PKIKP} = 0.18$. Запаздывание вступления волны $PKIKP$ относительно IASP91 составляет 4.0 с.

Модель 3. Скорость продольных волн как в М2, а скорость поперечных волн $V_s = 2$ км/с в верхних 100 км внутреннего ядра, как предложено в работе [Cao, Romanowicz, 2009]. На сейсмограммах (рис. 5 М3) для этой модели наблюдается значительное увеличение относительной амплитуды $PKIKP$. В антиподе $A_{PKIKP}/A_{PKIKP} = 1.04$.

В моделях М2 и М3 дифрагированную волну PKP_{c-dif} идентифицировать сложно в связи с интерференцией с $PKIKP$.

Модель 4. Скорость продольных волн V_p в подошве внешнего ядра в слое мощностью 100 км на 10% меньше чем в IASP91. В настоящее время большинство исследователей полагает, что нет оснований для такой модели, хотя существует и противоположная точка зрения [Jeffreys, Bullen, 1957; Бурмин, 2004; Бурмин, Бойко, 2017]. Низкоскоростной слой приводит к возрастанию амплитуды волны PKP_{c-dif} по сравнению с моделью IASP91. На сейсмограммах (рис. 5 М4) амплитуда волны PKP_{c-dif} многократно превышает амплитуду

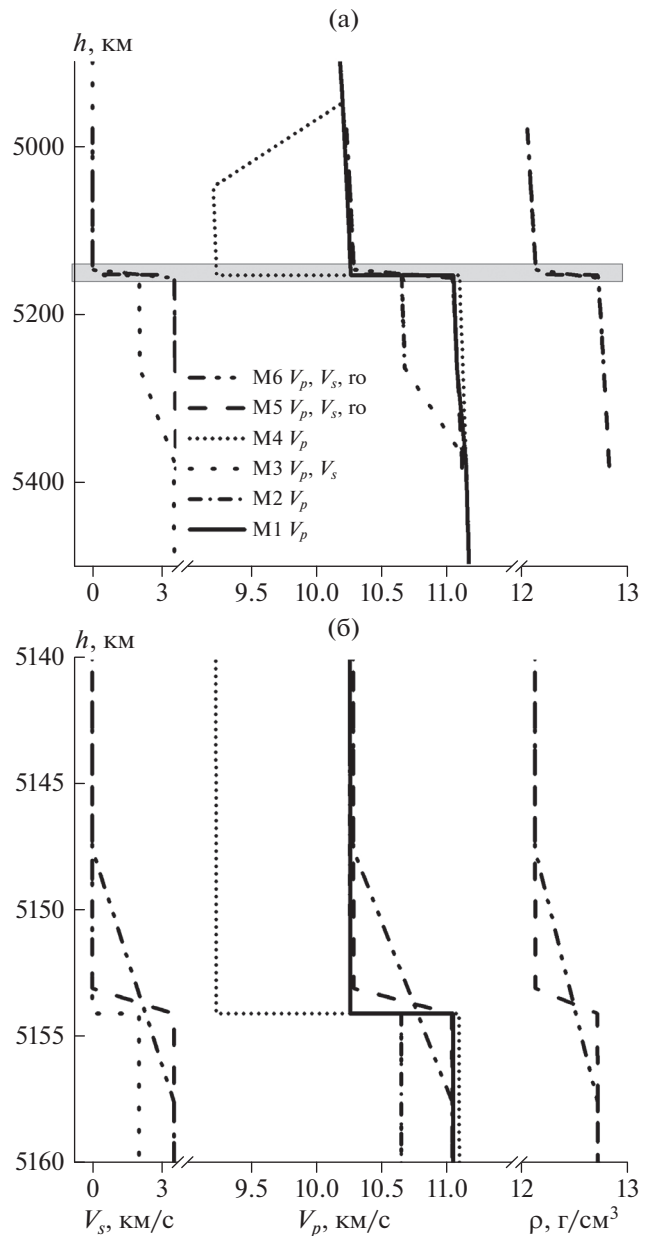


Рис. 4. Модификации моделей IASP91 (М1–М4) и ak135 (М5, М6) зоны перехода от внешнего ядра к внутреннему. Обозначения моделей приведены в легенде с указанием номера и списком модифицированных параметров: (а) – разрез в диапазоне глубин от 4900 до 5500 км; (б) – детали разреза в диапазоне 5140–5160 км; V_s – скорость поперечных волн; V_p – скорость продольных волн; ρ – плотность среды.

первого вступления $PKIKP$. Для $PKIKP$ в антиподе $A_{PKIKP}/A_{PKIKP} = 1.2$. Если скорость продольных волн в подошве внешнего ядра уменьшить только на 2%, отношение $A_{PKP-dif}/A_{PKIKP} = 1.0$, а A_{PKIKP}/A_{PKIKP} составит 0.38.

Для исследования структурных особенностей в подошве внешнего ядра лучше подходит вычис-

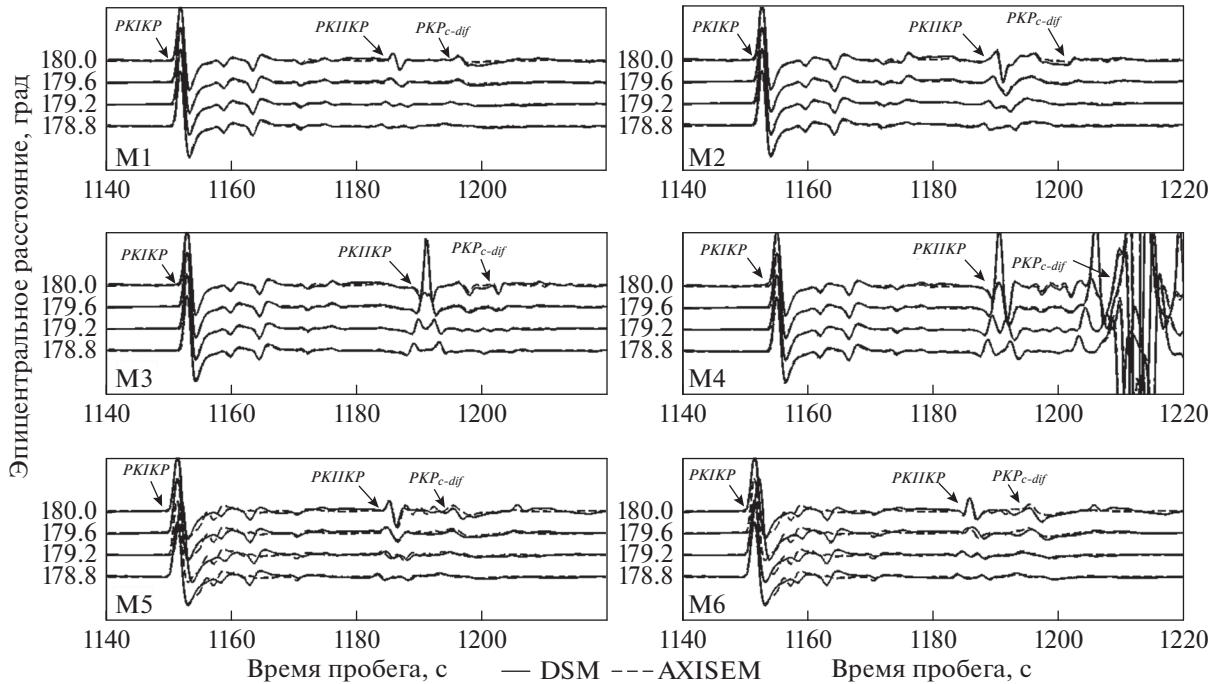


Рис. 5. Сравнение фрагментов синтетических сейсмограмм длительностью 80 с для моделей М1–М6, рассчитанных методами DSM и AXISEM, на расстояниях 178.8–180°.

лительный алгоритм DSM, поскольку в AXISEM при введении низкоскоростного слоя толщиной менее 100 км возникают дополнительные помехи в окрестности волны PKP_{c-dif}

Модели 5 и 6. В модели М5 скорости V_s , V_p и плотность линейно изменяются от значений во внешнем ядре на глубине 5153 км в модели IASP91 до значений во внутреннем ядре на глубине 5154 км, т.е. толщина переходной зоны 1 км. В модели М6 аналогичные изменения параметров соответствуют глубинам от 5148.5 до 5158.5 км, т.е. толщина переходной зоны 10 км. Эти модели имитируют область перехода в виде “мягкой” зоны, наличие которой следует из наблюдений коды отраженных волн $PKiKP$ [Vidale et al., 2000; Krasnoshchekov et al., 2005]. Параметры среды изменяются с увеличением глубины за счет роста доли твердых фракций в затвердевающем растворе железа и легких фракций. Наличие мягкой зоны должно приводить к уменьшению модуля сдвига и, как следствие, к уменьшению скорости поперечных волн во внутреннем ядре. Рассчитанные для этих моделей сейсмограммы показаны на рис. 5 (М5 и М6).

При наличии градиента скорости поперечных волн в верхней части внутреннего ядра наблюдается возрастание отношения A_{PKIKP}/A_{PKiKP} до 0.2, примерно также, как в модели М3 с резким скачком скорости при $V_s = 3.2$ км/с. При уменьшении толщины градиентного слоя увеличивается длительность колебаний в волне $PKIKP$. Форма вол-

ны PKP_{c-dif} во всех трех моделях практически не меняется.

Из рассмотрения характеристик волнового поля в моделях М1–М4 и М5, М6 следует, что наиболее значимым фактором, влияющим на относительную амплитуду A_{PKIKP}/A_{PKiKP} , является изменение скорости поперечных волн в верхней части внутреннего ядра. В меньшей степени на относительную амплитуду влияет скорость продольных волн, но при этом также происходит изменение дифференциального времени $t_{PKIKP} - t_{PKiKP}$. Более детальная зависимость A_{PKIKP}/A_{PKiKP} от скорости поперечных волн V_s и эпицентрального расстояния Δ , полученная из синтетических сейсмограмм, приведена на рис. 6.

Из рис. 6 следует, что наблюдения на расстояниях от 179.4 до 180° наиболее предпочтительны для изучения вариаций скорости поперечных волн во внутреннем ядре вследствие хорошей разрешенности по оси ординат. Недостатком этого диапазона является невозможность раздельного наблюдения волн $PKIKP1$ и $PKIKP2$ (рис. 3).

4. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ И РЕЗУЛЬТАТЫ

На предварительном этапе для решения поставленной задачи были отобраны 48 землетрясений, произошедших в 2010–2018 гг. Из них на о-ве Суматра – 8, в Аргентине – 26, на севере Срединно-Атлан-

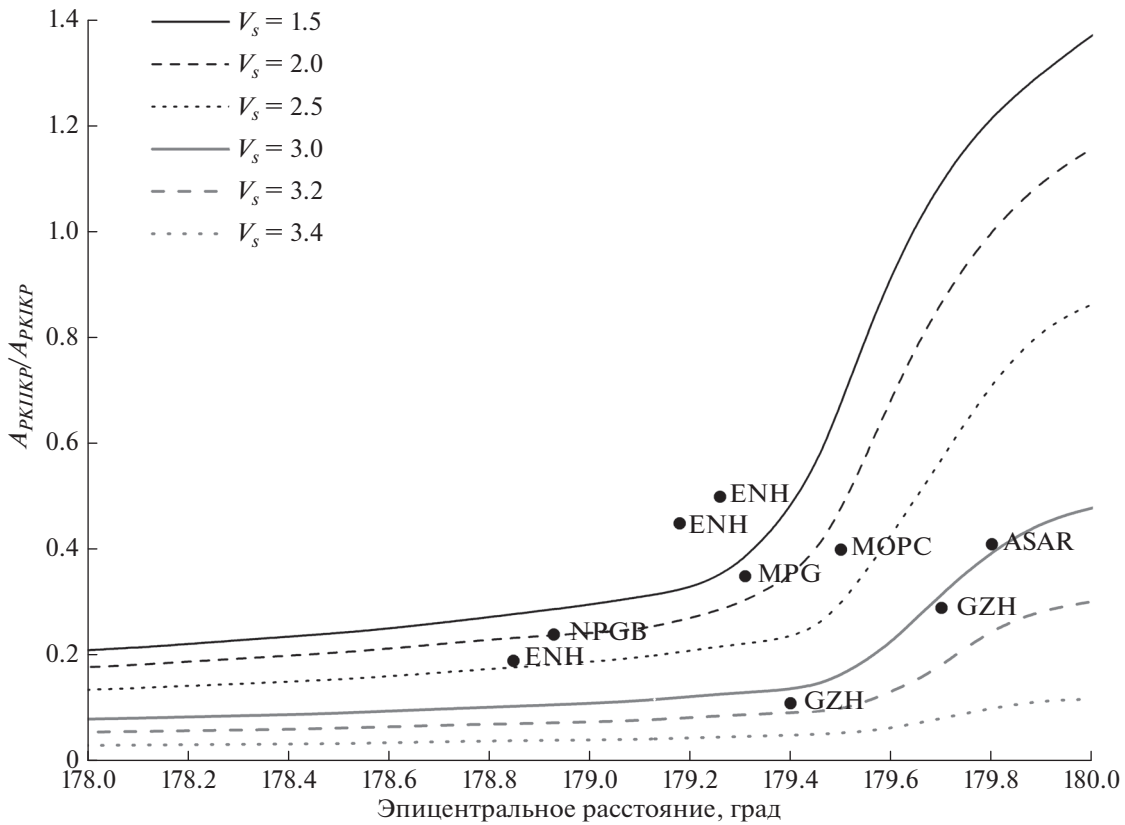


Рис. 6. Зависимость относительной амплитуды от эпицентрального расстояния и скорости поперечных волн в вершине внутреннего ядра для стандартной модели ak135. Черные кружки – измерения отношения амплитуд из таблицы.

тического хребта – 14. Для детальной обработки были использованы только 8. Очаговые параметры землетрясений (по данным Международного сейсмологического центра (ISC)) и сейсмические станции, на которых были обнаружены и измерены параметры волн *PKIKP*, приведены в таблице.

Землетрясение 06.06.2009 г. в Атлантике зарегистрировано сейсмической группой ASAR в Австралии. Остальные измерения были выполнены на одиночных каналах. На одиночных каналах относительная амплитуда определялась из условия минимума суммы модулей невязок между экспериментальной сейсмограммой и ее моделью [Usoltseva, Ovtchinnikov, 2016]:

$$E(A_i, \tau_i, X_i) = \min \sum_i |D(t) - S(t)|, \quad (6)$$

при ограничениях:

$$A_{i1} \leq A_i \leq A_{i2}, \quad |\tau_i - \tau'_i| \leq \delta\tau_i, \quad (7)$$

где: $D(t)$ – экспериментальная сейсмограмма; $S(t) = \sum_{i=1}^K A_i X_i(t + \tau_i)$, A_{i1} и A_{i2} – граничные относительные амплитуды для i -той фазы, которые определяются с помощью синтетических сейсмограмм; τ'_i – время запаздывания i -ой фазы в соот-

ветствии с референсной моделью Земли для конкретных параметров сейсмического источника и станции, $\delta\tau_i$ – дифференциальная невязка времени запаздывания для i -той фазы. На рис. 7 показан пример обработки сейсмограммы землетрясения в Аргентине 11.02.2015 г. на станции GHZ в Китае для двух фаз ($K = 2$) *PKIKP* и *pPKIKP*.

Из решения оптимизационной задачи (6)–(7) получены относительные амплитуды $A_{PKIKP}/A_{PKIKP} = 0.11$ и $A_{pPKIKP}/A_{PKIKP} = 0.51$ (рис. 7). Из данных (рис. 6) следует, что $A_{PKIKP}/A_{PKIKP} = 0.11$ соответствует скорости поперечных волн 3.0–3.1 км/с. Дифференциальные амплитуды для других землетрясений и станций приведены в таблице (столбец A_{PKIKP}/A_{PKIKP}).

Для землетрясения, зарегистрированного пространственно-распределенной группой одиночных станций ASAR, была дополнительно проведена оценка медленности обнаруженных волновых форм. На первом этапе к записям системы группирования ASAR применялась согласованная фильтрация вертикальных каналов станций, при которой, как отмечено выше, использована форма волны *PKIKP* в первом вступлении:

$$S_i = \sum_{k=1}^M D_i * X_{i+k}, \quad \text{где: } i \text{ – номер станции; а } M \text{ –}$$

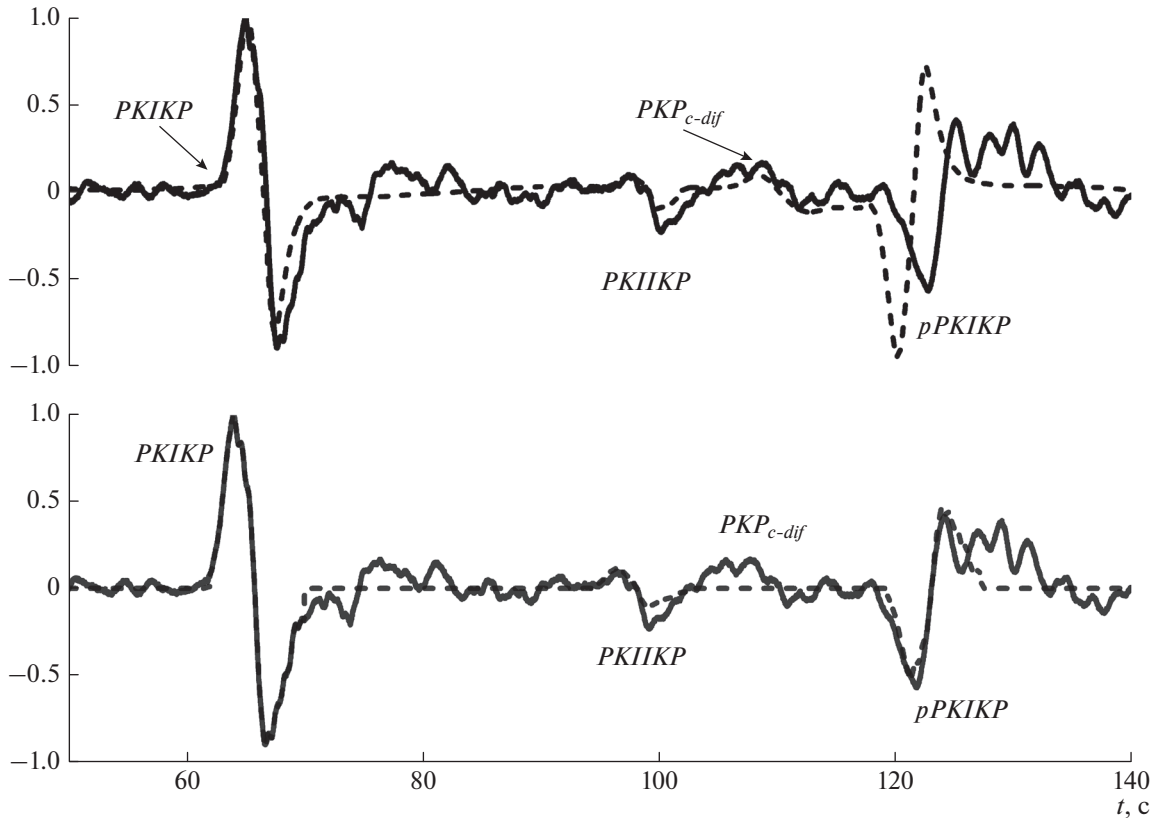


Рис. 7. Верх: сравнение синтетической сейсмограммы для модели IASP91 (пунктир) и натурной сейсмограммы (сплошная); низ: результат решения оптимизационной задачи (6)–(7) для станции GZH в Китае (пунктир), зарегистрировавшей землетрясение 11.02.2015 г.

длительность волновой формы *PKIKP* (обозначена как X); D_i – наблюдаемая сейсмограмма; * – операция свертки. Пространственные особенности сейсмического волнового поля определялись путем вычисления в скользящем временном окне двумерного спектра мощности P (F - K анализ): $P(\mathbf{k}) = \frac{1}{m} \sum_{f_1}^{f_m} \left(\sum_{j=1}^{j=n-1} \sum_{i=1}^{i=n} F_{ij}(f) e^{ik(r_i-r_j)} \right)$, где: $F_{ij}(f) = \frac{2}{T} \sum_{k_\alpha} S_i^* S_j$ – взаимный спектр в частотном интервале $[f_i; f_m]$; $\mathbf{k} = (k_x, k_y)$ – волновой вектор в горизонтальной плоскости; * – знак комплексного сопряжения. Далее по отфильтрованным каналам группы вычислялась статистическая характеристика сейсмического процесса F_{stat} [Blandford, 1974], которая позволяет оценить значимость уровня сейсмического сигнала на фоне шума в рассматриваемом временном интервале

$$F_{\text{stat}}(\mathbf{k}_0 : T, t) = \frac{N-1}{N} \frac{\sum_t \{(b(t : k_0))\}^2}{\sum_t \sum_{i=1}^N |S_i(t) - b(t : k_0)|^2},$$

где: $b(t : \mathbf{k}_0) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N S_i(t + \tau_i)$ – результат регулируемого направленного приема (суммирование каналов группы с временными задержками); $\tau_i = -\mathbf{r}_i \mathbf{k}_0 / \omega$; τ_i – временной сдвиг сейсмограммы на i -ой станции относительно опорной станции. Физический смысл F_{stat} – насколько полная энергия колебаний (числитель) для заданного волнового числа k_0 в интервале наблюдения $[t; t + T]$ отличается от остаточного шума (знаменатель).

Результат обработки записей группы ASAR землетрясения в Атлантике 2009 года представлен на рис. 8.

Как видно, сейсмический процесс на временных интервалах ожидаемого прихода волн *PKIKP* и *PKIIKP* (на рис. 8б около 12-й и 42-й с соответственно) характеризуется слабыми вариациями медленности. Причем на последнем из них присутствует волна с медленностью 1.95 с/градус, устойчиво сохраняющейся на интервале 5 с, и более отчетливо видная на F - K -диаграмме (рис. 8а), максимум которой соответствует $s = 1.95$ с/градус и азимуту прихода волны 199° . Статистика $F_{\text{stat}} = 127$ (рис. 8б, нижний график) показывает, что уровень сигнала в этом временном окне значимо от-

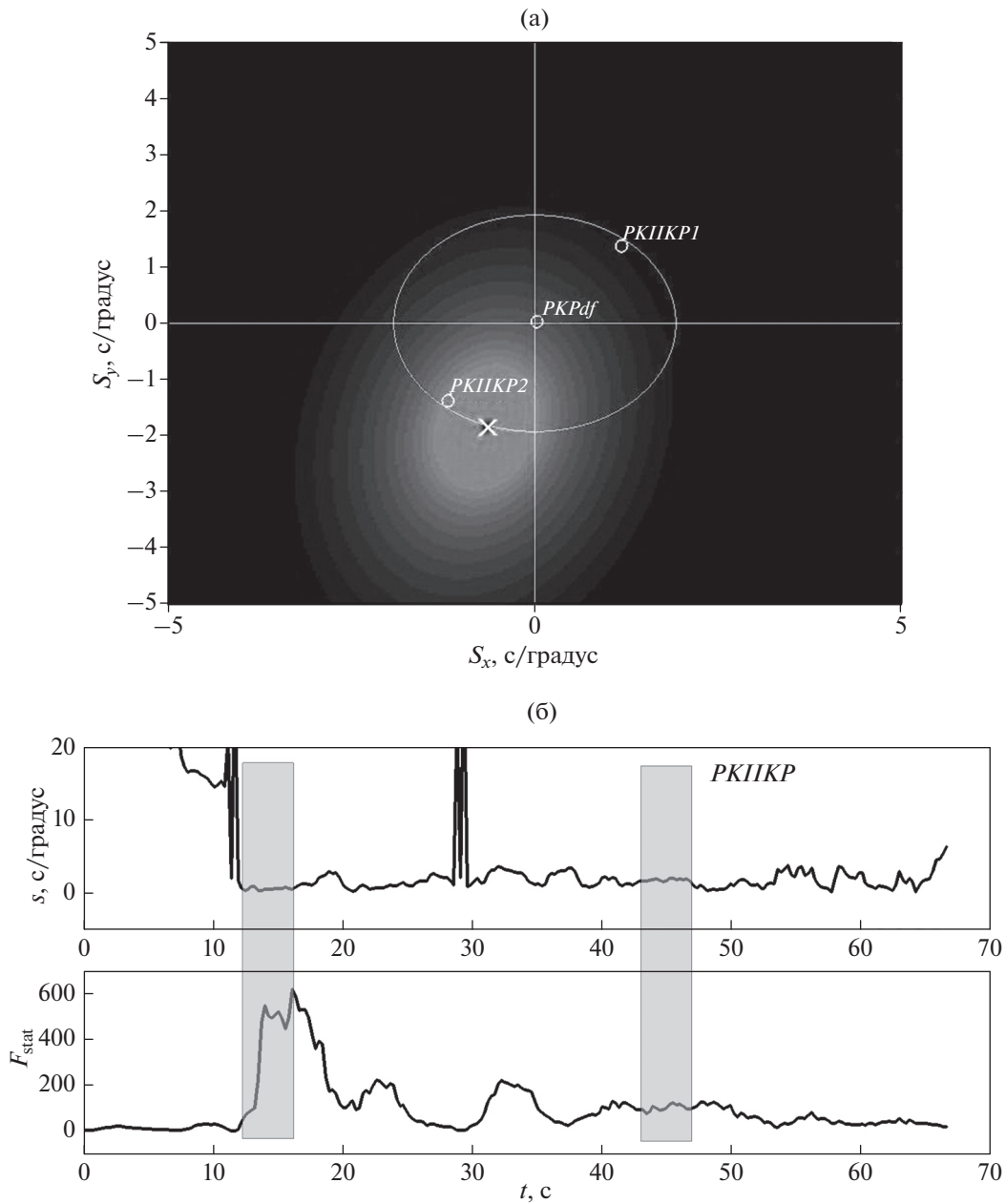


Рис. 8. (а) F-K диаграмма во временном интервале с меткой *PKIKP*; (б) медленность (s), и статистика F_{stat} ; серыми полосами отмечены временные интервалы устойчивого сохранения медленности.

личается от уровня шума с $F_{\text{stat}} = 40$. Следует отметить, что на интервале перед волной *PKIKP* оценка медленности s соответствует низкоскоростным волнам с медленностью более 7 с/градус. Совокупность полученных параметров позволяет утверждать, что обнаруженный сигнал является волной *PKIKP*, приходящей на станцию по более длинному пути. Полагая стационарность сейсмического шума, наблюдаемого перед вступлением волны *PKIKP*, по крайней мере на временном интервале в 1 мин [D'Amico, 2013], оценку относительной амплитуды волны *PKIKP* можно

получить из соотношения $A_{PKIKP}/A_{PKIKP} = \{F_{\text{stat}}(PKIKP)/F_{\text{stat}}(PKIKP)\}^{0.5}$, что составляет 0.41.

Измеренные относительные амплитуды показаны на рис. 6 и находятся в интервале $0.11 < A_{PKIKP}/A_{PKIKP} < 0.5$ (таблица). Согласно результатам численного расчета сейсмограмм методом AXISEM для стандартной модели ak135 на эпицентральных расстояниях 179–180° отношение амплитуд A_{PKIKP}/A_{PKIKP} составляет 0.04–0.125. Из этого следует, что в зондируемых областях, показанных на рис. 9, в вершине внутреннего ядра

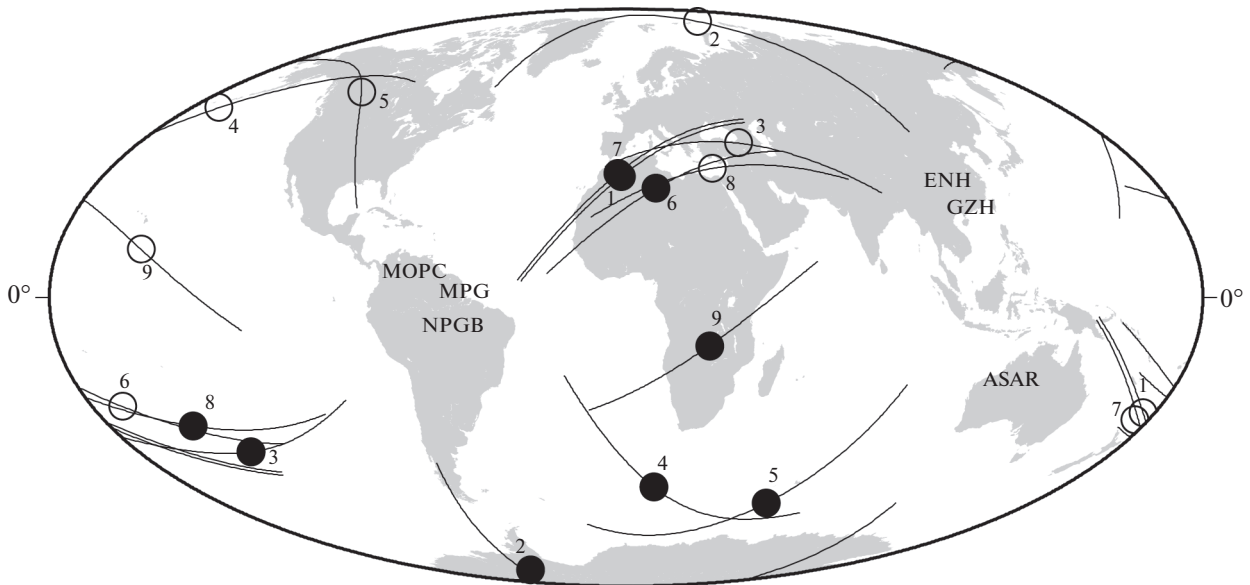


Рис. 9. Возможные области низких скоростей поперечных волн (точки) и проекции пути во внутреннем ядре на поверхность Земли (кривые линии). Черные точки соответствуют длинному пути, светлые точки – короткому. Номера соответствуют порядковому номеру события в таблице.

скорость поперечных волн может составлять $1 < V_s < 3.1$ км/с, что поддерживает идею работы [Tian, Wen, 2017] существования локализованных зон с промежуточными механическими свойствами среды.

Полученные оценки скорости V_s значительно ниже скорости в железе и его сплавах, из которого, как полагают, состоит внутреннее ядро и, вероятно, характеризуют различную степень предплавления вещества ядра (гексагональное железо – hcp-Fe и кубически центрированное – bcc-Fe), приводящую к уменьшению модуля сдвига при температуре (T), близкой к температуре плавления (T_m), $T/T_m > 0.95$ [Martorell et al., 2013; Martorell, 2015]. Другой возможный механизм уменьшения модуля сдвига может быть связан с дефектами структуры bcc-Fe, которые становятся

значительными при температуре и давлении во внутреннем ядре [Belonoshko et al., 2007]. Значительно большие относительные амплитуды A_{PKIKP}/A_{PKIKP} приведены в работе [Attanayake et al., 2018], в частности на станции TAM в Северной Африке. Однако в работе [Wang, Song, 2019] полагают, что интерпретация аномальных вступлений на этой станции как волн $PKIKP$ ошибочна и связывают наблюдаемые особенности с сильной локальной неоднородностью в мантии в зоне субдукции о-вов Тонга.

5. ВЫВОДЫ

1. Проведен анализ структуры сейсмического волнового поля с использованием двух численных методов: DSM и AXISEM. Для эпицентральных

Параметры очагов землетрясений и результаты измерений амплитудного отношения A_{PKIKP}/A_{PKIKP}

| № | Дата, время в очаге | Широта, град. | Долгота, град. | Глубина, км | Δ , град. | Код станции | A_{PKIKP}/A_{PKIKP} |
|---|----------------------|---------------|----------------|-------------|------------------|-------------|-----------------------|
| 1 | 2002-05-23, 15:52:16 | -30.722 | -71.193 | 62.8 | 179.26 | ENH | 0.50 |
| 2 | 2004-06-06, 09:37:00 | -6.04 | 113.11 | 579 | 179.5 | MOPC | 0.4 |
| 3 | 2006-08-15, 03:05:13 | -4.6414 | 126.852 | 32.2 | 179.31 | MPG | 0.35 |
| 4 | 2009-06-06, 20:33:29 | 23.8302 | -46.2162 | 14.6 | 179.8 | ASAR | 0.41 |
| 5 | 2014-09-24, 11:16:13 | -23.7849 | -66.5888 | 204.5 | 179.7 | GZH | 0.29 |
| 6 | 2015-02-11, 18:57:22 | -23.0653 | -66.6621 | 203.6 | 179.4 | GZH | 0.11 |
| 7 | 2018-04-10, 10:19:34 | -30.9862 | -71.5566 | 76.1 | 178.85 | ENH | 0.19 |
| 8 | 2018-11-04, 07:55:29 | 7.7518 | 123.8646 | 581 | 178.93 | NPGV | 0.24 |
| 9 | 2019-01-20, 01:32:51 | -30.074 | -71.423 | 53.0 | 179.18 | ENH | 0.45 |

ных расстояний 170° – 180° и 49 станций наблюдений вычисления длятся 9 ч с использованием DSM и минимум 2 ч с использованием AXISEM. Обе программы дают схожие результаты в рассмотренных нами стандартных и модифицированных моделях с присутствием переходной зоны. Однако сейсмограммы, рассчитанные по программе DSM, осложнены высокочастотной помехой. Для исследования низкоскоростных моделей в основании внешнего ядра предпочтительнее использовать DSM.

2. На модельных примерах показано, что наиболее значимым фактором, влияющим на относительную амплитуду A_{PKJKP}/A_{PKIKP} является изменение скорости поперечных волн в верхней части внутреннего ядра.

3. Оценки амплитудного отношения A_{PKJKP}/A_{PKIKP} по наблюдаемым сейсмограммам 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 отраженных от поверхности внутреннего ядра волн PKiKP [Адушкин, Овчинников, 2004; Krasnoshchekov et al., 2005; Tian, Wen, 2017].

4. Свойства волны PKP_{c-dif} из синтетических и натуральных сейсмограмм указывают только на возможность слабой низкоскоростной аномалии в основании внешнего ядра, не превышающей 2%. Этот предварительный результат требует более детального изучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Овчинников В.М. О мозаичности отражающих свойств поверхности твердого ядра Земли // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 6. С. 815–817.
- Бурмин В.Ю. Скорость распространения сейсмических волн в земном ядре // Физика Земли. 2004. № 7. С. 76–88.
- Бурмин В.Ю., Бойко А.Н. О природе волн-предвестников от далеких землетрясений // Докл. РАН. 2017. Т. 472. № 2. С. 197–200.
- Воеводин В.В., Жуматий С.А., Соболев С.И., Антонов А.С., Брызгалов П.А., Никитенко Д.А., Стефанов К.С., Воеводин В.В. Практика суперкомпьютера “Ломоносов” // Открытые системы. 2012. № 7. С. 36–39.
- 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 PKIIKP Waves // Gechemistry, Geophysics, Geosystems. 2018. V.19. № 10. P. 3607–3622. <https://doi.org/10.1029/2018GC007562>
- 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>
- Blandford R. An automatic event detector at the Tonto Forest Seismic Observatory // Geophysics. 1974. V. 39. № 5. P. 633–643.
- 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>
- Cao A., Romanowicz B. Hemispherical transition of seismic attenuation at the top of the Earth’s inner core // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 228. P. 243–253.
- Cao A., Romanowicz B. Constraints on shear wave attenuation in the Earth’s inner core from an observation of PKJKP // Geophysical Research Letters. 2009. V. 36. L09301. <https://doi.org/10.1029/2009GL038342>
- Cormier V.F. Detection of inner core solidification from observations of antipodal PKiKP // Geophys. Res. Lett. 2015. V. 42. <https://doi.org/10.1002/2015GL065367>
- Creager K. C. Anisotropy of the inner core from differential travel times of the phases PKP and PKiKP // Nature. 1992. V. 356. P. 309–314.
- D’Amico S. Characterizing the noise for seismic arrays: case of study for the Alice Springs Array (ASAR). Earthquake research and analysis – New advances in seismology / Ed. S. D’Amico. 2013. P. 127–148.
- Van Driel M., Krischer L., Stähler C., Hosseini K., Nissen-Meyer T. Instaseis: instant global seismograms based on a broadband waveform database // Solid Earth Discuss. 2015. V. 7. P. 957–1005.
- Dziewonski A.M., Gilbert F. Time of formation of the Earth’s core // Nature. 1971. V. 234. P. 465–466.
- Geller J., Takeuchi N. A new method for computing highly accurate DSM synthetic seismograms // Geophys. J. Int. 1995. V. 123. P. 449–470.
- Godwin H., Waszek L., Deuss A. Measuring the seismic velocity in the top 15 km of Earth’s inner core // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2018. V. 274. P. 158–169. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.11.010>
- Ivan M., Wang R., Hofstetter R. Non Quazi-hemispherical Seismological Pattern of the Earth’s Uppermost Inner Core // Scientific Reports. 2018. V. 8(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-20657-x>
- Jeffreys H., Bullen K.E. Seismological Tables, Br. Assoc. for the Adv. of Sci. London: Burlington House. 1958.
- Julian B.R., Davies D., Sheppard R.M. Observations of PKJKP waves // Nature. 1972. V. 235. P. 317–318.
- Kawai K., Takeuchi N., Geller R.J. Complete synthetic seismograms up to 2 Hz for transversely isotropic spherically symmetric media // Geophys. J. Int. 2006. V. 164. P. 411–424.
- 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., Kaazik P., Kozlovskaya E., Ovtchinnikov V. Seismic structures in the Earth’s inner core below South-eastern Asia // Pure and Applied Geophysics. 2016. V. 173. P. 1575–1591.

- 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.
- Nissen-Meyer T., Van Driel M., Stähler S. C., Hosseini K., Hempel S., Auer L., Colombi A., Fournier A.* AxiSEM: broadband 3-D seismic wavefields in axisymmetric media // *Solid Earth*. 2014. V. 5. P. 425–445.
<https://doi.org/10.5194/se-5-425-2014>
- 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>
- 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.
- Oreshin S., Vinnik L.* Heterogeneity and anisotropy of seismic attenuation in the inner core // *Geoph. Res. Lett.* 2004. V. 31. L02613.
<https://doi.org/10.2929/2003GL018591>
- Ouzounis A., Creager K.* Isotropy overlying anisotropy at the top of the inner core // *Journal Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. P. 4331–4334.
- Rial J.A.* On the focusing of seismic body waves at the epicentre's antipode // *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1978. V. 55. P. 737–743.
- Song X., Helmberger D. V.* Seismic evidence for an inner core transition zone // *Science*. 1998. V. 282. P. 924–927.
- Souriau A.* Presumption of large-scale heterogeneity at the top of the outer core basal layer // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 415. P. 175–182.
- 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.
- Stroujkova A., Cormier V.F.* Regional variations in the uppermost 100 km of the Earth's inner core // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. B10307.
- Tian D., Wen L.* Seismological evidence for a localized mushy zone at the Earth inner core boundary // *Nat. Commun.* 2017. V. 8. № 1. Article № 165.
<https://doi.org/10.1038/s41467-017-00229-9>
- 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. *Treatise on geophysics* (second edition) V. 102. B2. P. 2925–2938.
- Tkalčić H.* Complex inner core of the Earth: the last frontier of global seismology // *Rev. Geophys.* 2015. V. 53. P. 59–94.
- Tkalčić H., Phạm T.-S.* Shear properties of the Earth's inner core revealed by a detection of J waves in global correlation wavefield // *Science*. 2018. V. 362. № 6412. P. 329–332.
- Usoltseva O.A., Ovtchinnikov V.M.* A simulated annealing method for detecting and measuring PKIKP wave parameter. *Proceedings of the 11th International School and Conference "Problems of Geocosmos"* / Ed. Semenov V.S. et al. 2017. P. 133–139. http://geo.phys.spbu.ru/Science/Problems_of_Geocosmos_Proceedings.html
- Vidale J.E., Dodge D.A., Earle P.S.* Slow differential rotation of the Earth's inner core indicated by temporal changes in scattering // *Nature*. 2000. V. 405. P. 445–448.
- 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 Earth's inner core from autocorrelation of earthquake coda // *Nat. Geosci.* 2015. V. 8. P. 224–227.
- Waszek L. A. Deuss* Observations of exotic inner core waves // *Geophys. J. Int.* 2015. V. 200. P. 1636–1650.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggu497>
- Waszek L., Deuss. A.* Distinct layering in the hemispherical seismic velocity structure of Earth's upper inner core // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. B12313.
<https://doi.org/10.1029/2011JB008650>
- Wookey J., Helffrich G.* Inner-core shear-wave anisotropy and texture from an observation of PKJKP waves // *Nature*. 2008. V. 454. P. 873–876.

Peculiarities of the Earth's Outer-to-Inner Core Transition Zone from the Characteristics of the PKIKP and PKP_{c-dif} Waves

O. A. Usol'tseva^a, 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*

The structure of seismic wavefield at distances close to antipodal is analyzed using two numerical methods DSM and AXISEM for calculating full seismic waveforms. The obtained empirical estimates of the amplitude ratio of PKIKP and PKJKP seismic phases indicate that the S-wave velocity in the upper 40 km of the inner core may not be higher than 3.1 km/s. The properties of the PKPC-DIF waves suggest a lower P-wave velocity in the lower 100 km of the outer core.

Keywords: full waveform synthetic seismograms, antipode, PKIKP and PKP_{c-dif} waves, inner core, outer core