

УДК 550.34

## ОБ ОТРАЖАЮЩИХ СВОЙСТВАХ ГРАНИЦЫ ВНУТРЕННЕЕ – ВНЕШНЕЕ ЯДРО ЗЕМЛИ ПОД ЮЖНОЙ АМЕРИКОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИЕЙ

*Д.Н. Краснощеков, В.М. Овчинников*

ИДГ РАН

В работе анализируются дифференциальные характеристики волн PKiKP и PcP, отражённые от границ ядра под Юго-Восточной Азией и Южной Америкой и зарегистрированные на эпицентральных расстояниях  $3.2\text{--}35.2^\circ$ . Мы наблюдаем статистически значимое систематическое смещение между измерениями в Восточном и Западном полушариях и оцениваем скачок плотности на границе внутреннего ядра под Юго-Восточной Азией величиной  $0.3\text{ г/см}^3$ , а под Южной Америкой  $0.9\text{ г/см}^3$ . Выявленные особенности могут являться как следствием мозаичного характера поверхности внутреннего ядра Земли, так и указывать на его дихотомную структуру. Однако, если систематическое смещение невязки дифференциального времени пробега обусловлено меньшей на 1–3 км толщиной жидкого ядра в Восточном полушарии, то линейное распределение скачка плотности хорошо согласуется с трансляционной моделью формирования и роста внутреннего ядра Земли. Она предполагает трансляцию вещества твёрдого ядра с более плотного холодного Западного полушария, где доминирует кристаллизация, на Восток, а не наоборот, как в модели, основанной на тепловом балансе ядро – мантия.

DOI

### Введение

Кристаллическое ядро Земли сформировалось в результате затвердевания, и его структура в наибольшей степени определяется процессами в зоне перехода от жидкого внешнего к твёрдому внутреннему ядру Земли. На глубине порядка 5150 км температура падает ниже солидуса Fe-Ni раствора жидкого ядра и внутреннее ядро кристаллизуется [Jacobs, 1953]. Существует несколько альтернативных сценариев роста внутреннего ядра, которые подразумевают образование шлама, дендритных и недендритных структур, и т.д. [Loper & Roberts, 1978; Fearn et al., 1981; Tian & Wen, 2017]. Предполагают, что тепловой поток на обеих границах жидкого ядра имеет неоднородное распределение по поверхности ядра, что оказывает существенное воздействие на режим кристаллизации и формирование текстуры внутреннего ядра, а также может приводить к образованию разномасштабных

неоднородностей [Aubert et al., 2008; Gubbins et al., 2011]. В сейсмических наблюдениях такие неоднородности могут запечатлеваться в различных формах, включая композиционную и температурную мозаику поверхности внутреннего ядра [Krasnoshchekov et al., 2005] и его дихотомию [Aubert et al., 2008; Alboussièr et al., 2010; Monnereau et al., 2010]. Если бы давление и температура в зоне перехода не составляли 350 ГПа и 6000 К, соответственно, изучение физических параметров кровли внутреннего ядра и его неоднородностей являлось бы чисто металлургической задачей. Хотя последние эксперименты с алмазными наковальнями позволяют приблизиться к необходимым температурам и давлениям [Tateno et al., 2010] для проведения экспериментов *in situ*, сейсмические данные всё ещё являются главным источником прямых измерений свойств внутреннего ядра Земли.

Большая часть сейсмологических ограничений на структуру и свойства границы внутреннего ядра Земли была получена в результате анализа отражённых объёмных волн (фаза РКiKP) и инверсии данных о собственных колебаниях Земли. Причём последние, в силу супердлинных периодов (порядка  $10^4$  с и выше), являются источником интегрированных оценок по всему объёму ядра, и, соответственно, не могут быть использованы для выявления и оценки параметров мелкомасштабных неоднородностей и текстуры внутреннего ядра. Например, стандартные модели Земли включают величину скачка плотности на границе внутреннего ядра в  $0.6 \text{ г/см}^3$ , полученную по данным расщепления нормальных мод [Dziewonski & Anderson, 1981; Kennett et al., 1995].

Исследования границы внутреннего ядра с помощью короткопериодных волн РКiKP проводятся с привлечением референсной фазы, чей путь в максимальной степени совпадает с РКiKP в коре и мантии. Анализ дифференциальных времён пробега и амплитуд таких фаз от одного сейсмического источника позволяет сформулировать интерпретацию в терминах тонкой структуры и свойств перехода внутреннее – внешнее ядро, так как в этом случае можно пренебречь влиянием неоднородностей на трассе распространения за пределами ядра и особенностями очага. Волновые формы РКiKP рутинно наблюдаются в группе первых вступлений на эпицентральных расстояниях свыше  $\sim 110^\circ$ , что соответствует закритическому отражению. Соответствующие исследования в качестве референсной чаще всего используют фазу РКiKP с нижней точкой рефракции во внутреннем ядре. Они предполагают региональные и локальные вариации сейсмической скорости и затухания в кровле твёрдого ядра [Godwin et al., 2018], которые, впрочем, часто оказываются не подтверждёнными другими исследователями, как, например, дихотомия скорости затвердевания. Первоначально эта особенность была установлена на основе анализа дифференциальных времён пробега РКiKP–PKiKP [Monnereau et al., 2010], однако затем она была поставлена под сомнение по результатам анализа расширенной базы данных, обеспечивающей более широкое покрытие [Ivan et al., 2018].

Докритически отражённые волновые формы РКiKP являются наилучшим инструментом картирования мелкомасштабных и региональных структурных особенностей границы внутреннего ядра, причём в качестве референсной используется фаза PcP, отражённая от границы ядро – мантия. Технически, эта пара фаз обеспечивает адекватное разрешение, а существенно сходные пути распространения в коре и мантии – независимость интерпретации от неоднородностей, локализованных за пределами ядра (особенно на малых эпицентральных расстояниях). Анализ именно этих волновых форм впервые дал возможность оценить скачок плотности на границе твёрдое – жидкое ядро [Bolt & Qamar, 1970] и позволил предположить мозаичный характер поверхности внутреннего ядра [Krasnoshchekov et al., 2005;

deSilva et al., 2018]. Вместе с тем, результаты анализа докритически отражённых волновых форм также могут расходиться с результатами, полученными по данным собственных колебаний или телесеизмических волновых форм PKiKP. Например, по данным докритически отражённых волн PKiKP и PcP оценки скачка плотности обычно выше по модулю (до  $1.8 \text{ г/см}^3$ ), а дихотомные свойства твёрдого ядра не прослеживаются в его верхней части [Waszek & Deuss, 2015].

Расхождения в полученных результатах частично можно объяснить недостатком экспериментальных данных: обнаружение почти вертикальных отражений PKiKP и PcP на сейсмограммах существенно затруднено вследствие малости их амплитуд на фоне интенсивных колебаний, сформированных на неоднородностях коры и мантии. В сейсмологической практике дифференциальные измерения PKiKP–PcP немногочисленны, не обеспечивают плотного покрытия отражающих поверхностей и проявляют значительные вариации по величине. В среднем измеренные амплитудные отношения PKiKP/PcP должны группироваться вокруг «истинного» амплитудного отношения, и для получения надёжных оценок по таким данным с учётом возможных значительных неопределённостей [Buchbinder et al., 1973; Tkalčić et al., 2009] необходимо существенно нарастить количество измерений. На практике эта задача трудно реализуема, так как ключевые факторы, гарантирующие успешные наблюдения отражённых волн PKiKP и PcP, не установлены, несмотря на целый ряд проведённых исследований [Krasnoshchekov et al., 2005; Tkalčić et al., 2010]. За весь период исследований было опубликовано не более нескольких сотен совместных наблюдений PKiKP и PcP преимущественно в диапазоне эпицентральных расстояний  $15\text{--}60^\circ$  и лишь около дюжины на малых расстояниях до  $10^\circ$ . В настоящей работе мы анализируем более 1300 новых дифференциальных измерений, зондирующих две ограниченные области поверхности внутреннего ядра под Юго-восточной Азией и Южной Америкой в диапазоне расстояний  $3.2\text{--}35.2^\circ$ , в том числе, более 500 измерений на малых расстояниях менее  $16.5^\circ$ ; и предлагаем их интерпретацию в терминах структурных неоднородностей ядра Земли.

## Данные и методы

Анализируемая база данных состоит из вертикальных записей широкополосных и короткопериодных каналов цифровых групп и сетей сейсмологических наблюдений в Южной Америке и на Дальнем Востоке Евразии. Список событий и сейсмологических станций/групп регистрации приведен в Таблице, а карта с эпицентрами и станциями регистрации – на рис. 1. Используемые сейсмометры имеют плоскую АЧХ в диапазоне частот  $1\text{--}7 \text{ Гц}$ , поэтому для унификации данных и повышения соотношения сигнал/шум волновых форм PKiKP и PcP применялась частотная фильтрация с полосой пропускания  $1.1\text{--}7 \text{ Гц}$ . Выделенные волновые формы PKiKP и PcP формируют ярко выраженный и визуально прослеживающийся на монтаже трасс гиперболический годограф с низкой медленностью, предсказанной стандартными моделями Земли (рис. 2). Соотношение сигнал/шум выше 2.5 обнаруженных волновых форм позволило провести измерения дифференциальных времён пробега PKiKP–PcP и отношения их двойных пиковых амплитуд с помощью кросс-корреляции [Goldstein et al., 2003], а также провести выборочную проверку в ручном режиме. В результате было получено 1338 измерений для двух регионов в Восточном и Западном полушариях. Высокая представительность и плотность измерений на единицу зондируемой поверхности позволили не усреднять

единичные измерения, как в предыдущих работах, а применить  $\alpha$ -шейп  $k$ -го порядка – методику робастного восстановления формы зависимостей дифференциальных измерений от эпицентрального расстояния [Edelsbrunner et al., 1983; Krasnoshchekov & Polishchuk, 2014; Nikkilä et al., 2014].

Таблица

**Параметры землетрясений и сети наблюдений**

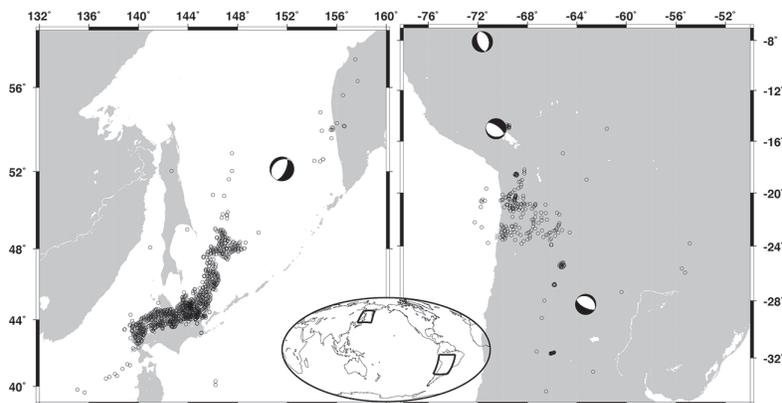
Дата	Время в очаге	Широта, град.	Долгота, град.	Глубина, км	mb	$\Delta$ град.	Код сети наблюдений
Западное полушарие <sup>1</sup>							
12.07.2009	01:19:21.31	-15.0411	-70.5354	198.7	5.9	7.7–18.2	CX, TO, X6, XH, YS, ZL
24.05.2010	16:18:28.81	-8.1152	-71.6412	582.1	6.0	14.7–32.5	3A, XH, XP, XS
05.03.2012	07:46:09.23	-28.2579	-63.2916	551.9	6.0	5.4–34.2	ZD, ZG, ZV, XP
Восточное полушарие							
24.05.2013	14:56:31.60	52.1357	151.5688	632.0	6.8	3.2–35.2	SAGSR <sup>2</sup> , KAGSR <sup>2</sup> , J-array <sup>3</sup> , Hi-net <sup>4</sup>

<sup>1</sup> Цифровые идентификаторы временных сетей наблюдения в западном полушарии: ZL (10.7914/SN/ZL\_2007), X6 (10.7914/SN/X6\_2007), XH (10.7914/SN/XH\_2008), TO (10.7909/C3RN35SP), YS (10.7914/SN/YS\_2009), CX (10.14470/PK615318), XS (10.15778/RESIF.XS2010), XP (10.7914/SN/XP\_2010), ZG (10.7914/SN/ZG\_2010), ZD (10.7914/SN/ZD\_2010), ZV (10.7914/SN/ZV\_2012). Сети 3A (Maule Aftershock Deployment (UK)) цифровой идентификатор не присвоен.

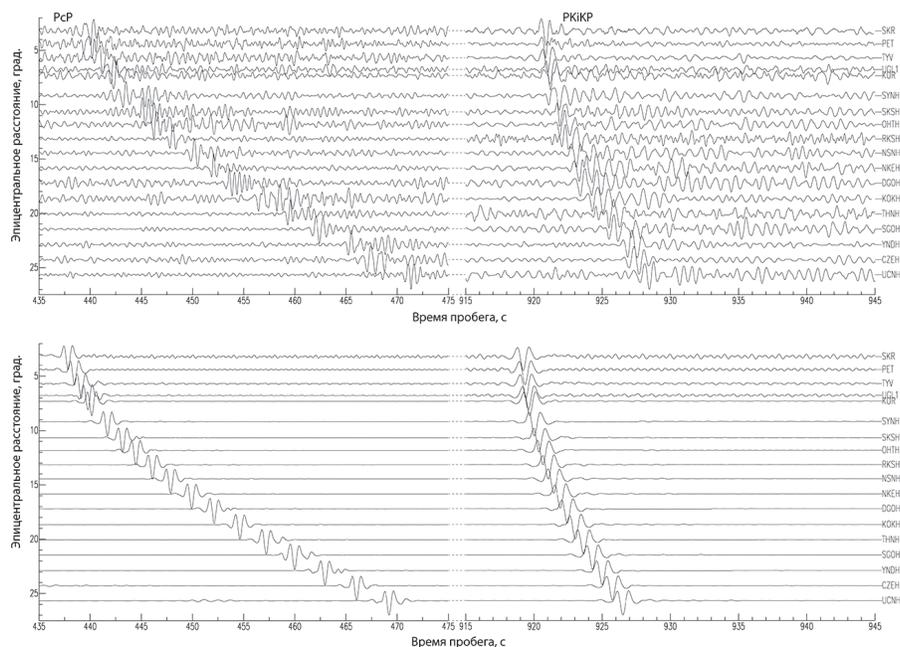
<sup>2</sup> Сеть структурного подразделения ФИЦ ЕГС РАН.

<sup>3</sup> <http://jarray.eri.u-tokyo.ac.jp/>

<sup>4</sup> [Okada et al., 2004; Obara et al., 2005]



**Рис. 1.** Карта с эпицентрами проанализированных землетрясений (мячики) и проекциями точек отражения РКiKP на дневную поверхность (кружки). Левая панель – фрагмент данных для Восточного полушария, правая – для Западного. В центре — отображение панелей на глобальной проекции



**Рис. 2.** Монтаж трасс 18 отфильтрованных вертикальных составляющих исходных записей (вверху) и их моделей, рассчитанных по методу DSM в модели ak135 (внизу). Названия станций регистрации приведены справа. Левая панель – фрагменты, соответствующие вступлениям PcP, правая – PKiKP

Для построения амплитудных зависимостей PKiKP/PcP от эпицентрального расстояния использовался метод, предложенный в [Bolt & Qamar, 1970]. Он состоит в совместном решении трёх систем уравнений, соответствующих условиям непрерывности нормального смещения и отсутствию тангенциальных напряжений на границах жидкого ядра при распространении упругих волн PKiKP и PcP. При этом необходимо вычислить коэффициенты отражения и прохождения на соответствующих границах, фактор геометрического расхождения обеих фаз и учесть добротность внешнего ядра, которая может быть принятой равной 10000 [Cormier & Richards, 1976]. Если зафиксировать скорость поперечных волн в кровле внутреннего ядра, то можно получить совместное решение систем для искомого амплитудного отношения в широком диапазоне скачков плотности на границе внутреннего ядра [Tkalčić et al., 2009]. Перед интерпретацией и сопоставлением экспериментальных и теоретических зависимостей были также построены синтетические сейсмограммы PKiKP и PcP по методу DSM [Kawai et al., 2006] (рис. 2). Это позволило оценить и отбросить измерения, которые могли оказаться под влиянием интерференции анализируемых отражений с другими сейсмическими фазами, а также особенностей в очаге и конфигурации трассы распространения.

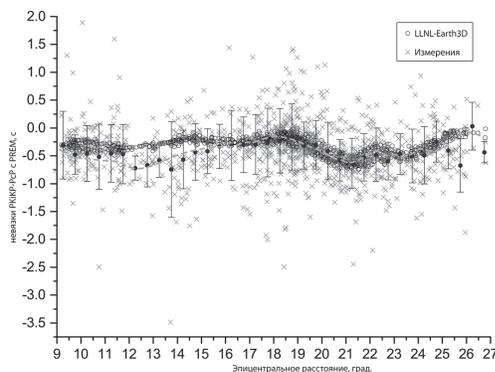
## Результаты

**1. Дифференциальные времена пробега.** Статистический анализ экспериментальных данных показывает, что измерения в Западной полушарии проявляют

систематическое смещение на 0.72 с относительно Восточного. Среднее невязки дифференциального времени пробега PKiKP–PcP с моделью *ak135* [Kennett et al., 1995] и *PREM* [Dziewonski et al., 1981] по 1016 измерениям в Японии составило, соответственно,  $-1.79$  и  $-0.41$  с со стандартным отклонением 0.51; аналогичные оценки в Западном полушарии дают  $1.07 \pm 0.45$  и  $0.31 \pm 0.45$  с. Согласно критерию Стьюдента (t-тест) вероятность нулевой гипотезы равенства средних по восточной и западной выборкам с учетом дисперсии каждой близка к нулю ( $p < 2e-69$  при уровне значимости 0.05), и, таким образом, подразделение базы измерений на восточную и западную выборки статистически значимо.

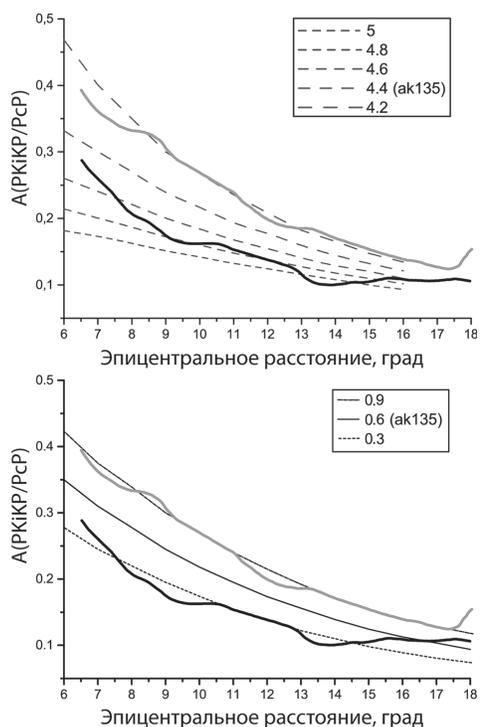
Согласно оценке из [Shen et al., 2016], систематическое смещение невязок может быть проинтерпретировано в терминах вариации толщины жидкого ядра. Тогда, согласно этой оценке, мощность жидкого ядра под Америкой на 3 км больше, чем под Азией. Эта величина может служить оценкой сверху без учёта влияния эллиптичности Земли и неоднородностей в подошве мантии (зоны D''). В отличие от поправок на эллиптичность, составляющих не более 7–10% от обнаруженного систематического смещения в секундах, мантийные поправки могут оказаться весьма существенными и, кроме того, значимо зависеть от выбора трёхмерной томографической модели. В настоящей работе мы приводим оценку по модели *LLNL-Earth3D* [Simmons et al., 2012], которая позволяет учесть эффекты эллиптичности, рельеф границ раздела и объёмные неоднородности коры и мантии. На качественном уровне, использование *LLNL-Earth3D* даёт физический результат, не противоречащий базовым представлениям о распространении волн, согласно которым неоднородности коры и мантии оказывают существенно сходное воздействие на PKiKP и PcP, распространяющиеся практически вертикально (например, на эпицентральных расстояниях  $3.2^\circ$ , где размер зоны Френеля больше, чем расстояние между лучами PcP и PKiKP). При этом на больших расстояниях, где точки отражения и пропускания PKiKP и PcP на границе ядро – мантия становятся дальше друг от друга, воздействия на эти фазы со стороны неоднородностей в D'' может различаться. Именно такую картину можно наблюдать на рис. 3. На эпицентральных расстояниях свыше  $16.5^\circ$ , измеренные невязки до мельчайших деталей повторяют форму зависимости, предсказанную моделью *LLNL-Earth3D*, и, следовательно, несут информацию о неоднородностях, локализованных вне ядра. До  $16.5^\circ$  доверительные интервалы средних частично перекрываются с теоретическими оценками по *LLNL-Earth3D*, однако восстановленная гладкая зависимость невязок от расстояния с её низкой погрешностью не более 5% [Nikkilä et al., 2014] статистически значимо отличается, что указывает на независимость измерений на малых расстояниях от неоднородностей в коре и мантии.

**Рис. 3.** Невязки дифференциальных времён пробега, измеренные на 1016 станциях в Японии. Чёрные точки со стандартным отклонением – результат усреднения в окне  $0.5^\circ$ . Серый пунктир – восстановленная форма зависимости от расстояния. В правом верхнем углу – легенда для измерений и теоретических невязок, вычисленных для *LLNL-Earth3D*

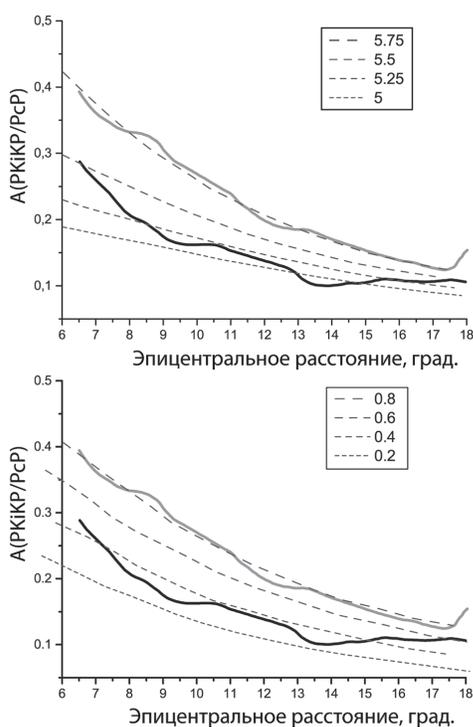


Чтобы снизить влияние факторов, не связанных с ядром, были проанализированы измерения на малых расстояниях (до  $16.5^\circ$ ). Средние невязок по 330 измерениям на Востоке и 181 измерению на Западе составили, соответственно  $-0.45 \pm 0.55$  с и  $0.27 \pm 0.44$  с, а теоретические  $-0.27 \pm 0.07$  с и  $0.12 \pm 0.10$  с. Как видно, до 50% систематического смещения измеренных невязок можно объяснить влиянием неоднородностей коры и мантии, однако оставшаяся часть представляет статистически значимое расхождение, которое можно проинтерпретировать как различие между толщиной жидкого ядра в восточном и западном полушариях, эквивалентное 1–3 км.

**2. Амплитудное отношение.** Для интерпретации измеренных амплитудных отношений РKiKP/РсР были вычислены модельные кривые для *ak135* и *PREM* (рис. 4 и 5). Первая группа теоретических кривых вычислена для фиксированного значения скачка плотности на границе ядро – мантия  $4.4 \text{ г/см}^3$  (как в *ak135*) и различных скачков плотности на границе внутреннего ядра – от  $0.3$  до  $0.9 \text{ г/см}^3$ . Во второй группе зафиксирован скачок плотности на границе внутреннего ядра ( $0.6 \text{ г/см}^3$  как в *ak135* и *PREM*) и варьируется скачок плотности на границе ядро – мантия.



**Рис. 4.** Теоретические и экспериментальные зависимости амплитудного отношения РKiKP/РсР от расстояния. Теоретические зависимости (пунктир) вычислены на основе *ak135* для различных скачков плотности на границе мантия – ядро (вверху) и внутреннее – внешнее ядро (внизу) в  $\text{г/см}^3$ . Сплошная чёрная и серая линии – восстановленные формы амплитудной зависимости от расстояния для восточной и западной выборок, соответственно



**Рис. 5.** Теоретические и экспериментальные зависимости амплитудного отношения РKiKP/РсР от расстояния. Теоретические зависимости (пунктир) вычислены на основе *PREM* для различных скачков скорости на границе мантия – ядро (вверху) и внутреннее – внешнее ядро (внизу) в  $\text{км/с}$ . Сплошная чёрная и серая линии – восстановленные формы амплитудной зависимости от расстояния для восточной и западной выборок, соответственно

Аналогичные расчёты и построения проведены для скачка скорости продольных волн на обеих границах. На рисунках также приведены восстановленные формы зависимости амплитудного отношения  $R_{KiKP}/PcP$  от эпицентрального расстояния по восточной и западной выборкам. Как и для дифференциальных времён пробега, они статистически значимо различаются – вероятность нулевой гипотезы равенства средних по критерию Стьюдента не превышает  $10^{-5}$ . На эпицентральных расстояниях до  $16^\circ$  восточная и западная кривые обнаруживают систематическое смещение (рис. 4 и 5), эквивалентное скачку плотности  $0.6 \text{ г/см}^3$  на одной из двух границ жидкого ядра.

### Обсуждение результатов

Восстановленные амплитудные зависимости  $R_{KiKP}/PcP$  от расстояния в Восточном и Западном полушариях имеют сходную форму и хорошо согласуются с теоретическими кривыми, рассчитанными для скачков плотности на границе внутреннего ядра  $0.3$  и  $0.9 \text{ г/см}^3$ , соответственно (рис. 4, нижняя панель). Теоретические кривые, рассчитанные для нескольких скачков плотности на границе ядро – мантия (рис. 4, верхняя панель), хуже согласуются с экспериментальными данными. Такая интерпретация предполагала бы быстрые латеральные вариации скачка плотности в пределах зондируемой области под Японией в подошве мантии в пределах  $10\%$  (от  $5$  до  $4.5 \text{ г/см}^3$ ) и практически постоянный скачок плотности под Южной Америкой ( $4.2$ – $4.3 \text{ г/см}^3$ ). Однако согласно актуальным геодинамическим моделям предложенный сценарий вряд ли вероятен, так как обе зондируемые области существенно сходны по своим свойствам, определяемым периферией «Тихоокеанского суперплюма» – низкоскоростной зоны в подошве мантии [Li et al., 2017]. Например, трёхмерная модель для поперечных волн предусматривает одинаковые скорости в обеих областях, ограничивая максимальные вариации величиной  $1\%$  [Ritsema et al., 2011]. Сильные вариации и дихотомное распределение свойств и параметров жидкого ядра также маловероятны [Stevenson, 1987; Brodholt & Badro, 2017].

Аналогичные доводы справедливы при интерпретации результатов в терминах скачка скорости. Быстрые вариации скачка скорости под Юго-Восточной Азией между  $4.8$  и  $5.5 \text{ км/с}$  на границе ядро – мантия и практически постоянный скачок скорости под Южной Америкой в  $5.75 \text{ км/с}$  (рис. 5) противоречат современным глобальным скоростным моделям, включая *LLNL-Earth3D*, которая, как показано выше, обеспечивает хорошее согласование теоретических и экспериментальных невязок дифференциальных времён пробега. [Tkalčić et al., 2010] показали, что большой разброс амплитудных измерений можно объяснить введением более интенсивных вариаций скорости (около  $10\%$ ) и затухания в нижних  $150 \text{ км}$  мантии. Однако такая модель позволяет объяснить мозаичную структуру, но не систематическое смещение, наблюдаемое в анализируемых данных.

Ещё одним источником вариабельности амплитудного отношения  $R_{KiKP}/PcP$  может служить слой F в подошве жидкого ядра [Antonangeli et al., 2010; Waszek & Deuss, 2015], который может иметь плотность, отличающуюся от вышележащей жидкости. Однако необходимо учитывать, что предполагаемые вариации плотности в этом слое должны коррелировать с измеренными временами пробега [Badro et al., 2007; Antonangeli et al., 2010]. В случае быстрого роста (затвердевания) лёгкие элементы снижают плотность слоя F, что эквивалентно увеличению скорости продольных волн и уменьшению невязок дифференциальных времён пробега  $R_{KiKP}$ -

РсР. Если доминирует плавление, подошва внешнего ядра обогащается жидкостью, снижая скорость распространения продольных волн, и увеличивая невязки дифференциального времени пробега РКiКР-РсР. Измеренные дифференциальные времена пробега и амплитуды не соответствуют описанной модели. Мы наблюдаем повышенные скорости или более тонкое внешнее ядро под Японией, где, согласно измеренным амплитудным отношениям, доминирует плавление (низкий скачок плотности  $0.3 \text{ г/см}^3$ ). Соответственно, в Западной полушарии с его высоким скачком плотности ( $0.9 \text{ г/см}^3$ ) мы наблюдаем пониженные скорости продольных волн (или большую мощность жидкого ядра).

Необходимо отметить, что низкие значения скачка плотности были также получены в других работах по восточно-азиатским данным, например, [Koper and Pyle, 2004; Tkalčić et al., 2009; Краснощеков, Овчинников, 2017], что может указывать на более общий характер этой особенности. Если плотностное распределение во внутреннем ядре имеет линейную зависимость с Запада на Восток, то с учётом вариации толщины жидкого ядра, экспериментальные данные хорошо согласуются с трансляционной моделью [Alboussièr et al., 2010; Monnereau et al., 2010]. Она предполагает, что совместное действие кристаллизации в более плотном холодном Западной полушарии и плавление в Восточном приводит к смещению центра масс к Западу и, соответственно, компенсационной трансляции вещества внутреннего ядра в противоположном направлении.

## Выводы

Анализ динамических характеристик волн РКiКР и РсР, измеренных в Восточном и Западной полушариях, выявил различия в отражающих свойствах границы внутреннего ядра Земли под Юго-Восточной Азией и Южной Америкой. Скачок плотности на границе внутреннего ядра в отсканированной области Восточного полушария составляет  $0.3 \text{ г/см}^3$  и  $0.9 \text{ г/см}^3$  – Западного. Выявленные особенности могут являться как следствием мозаичного характера поверхности внутреннего ядра Земли, так и указывать на его дихотомную структуру. Однако, если систематическое смещение невязки дифференциального времени пробега связано не с топографией отражающей границы, а с вариацией толщины жидкого ядра, то представленное линейное распределение скачка плотности хорошо согласуется с трансляционной моделью формирования и роста внутреннего ядра Земли. Она предполагает трансляцию вещества твёрдого ядра с более плотного холодного Западного полушария, где доминирует кристаллизация, на Восток, а не наоборот, как в модели, основанной на тепловом балансе ядро – мантия [Aubert et al., 2008].

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00619) и в рамках темы гос. задания ИДГ РАН (рег. № АААА-А17-117112350012-4).*

## Литература

Краснощеков, Д.Н., Овчинников, В.М. Об использовании метода максимума правдоподобия для оценки скачка плотности на границе между внешним и внутренним ядром // Динамические процессы в геосферах: сб. научных трудов ИДГ РАН, вып. 9. М.: ГЕОС. 2017. С. 10–15.

- Alboussiére, T., R. Deguen, and M. Melzani* (2010), Melting-induced stratification above the Earth's inner core due to convective translation. *Nature*, 466, 744–747.
- Antonangeli, D., J. Siebert, J. Badro, D. Farber, G. Fiquet, G. Morard, and F. Ryerson* (2010), Composition of the Earth's inner core from high-pressure sound velocity measurements in Fe-Ni-Si alloys. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 295, 292–296.
- Aubert, J., H. Amit, G. Hulot, P. Olson.* (2008), Thermochemical flows couple the Earth's inner core growth to mantle heterogeneity. *Nature*, 454, 758–761.
- Badro, J., G. Fiquet, F. Guyot, E. Gregoryanz, F. Occelli, D. Antonangeli, and M. d'Astuto* (2007), Effect of light elements on the sound velocities in solid iron: Implications for the composition of Earth's core. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 254, 233–238.
- Bolt, B., and A. Qamar* (1970), Upper bound to the density jump at the boundary of the Earth's inner core. *Nature*, 228, 148–150.
- Brodholt, J., Badro, J.* (2017). Composition of the low seismic velocity E layer at the top of Earth's core. *Geoph. Res. Lett.*, 44 (16), 8303–8310. Doi:10.1002/2017GL074261.
- Buchbinder, G.G.R., Wright, C., Poupinet, G.* (1973), Observations of PKiKP at distances less than 110°. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 63, 1699–1707.
- Cormier, V.F. and Richards, P.G.*, (1976), Comments on «The Damping of Core Waves» by Anthony Qamar and Alfredo Eisenberg. *J. Geophys. Res.*, 81, 3066–3068.
- de Silva, S., Cormier, V.F., Zheng, Y.* (2017), Inner Core Boundary Topography Explored with Reflected and Diffracted P waves, *Phys. Earth planet. Inter.*, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2017.04.008>.
- Dziewonski, A.M., D.L. Anderson.* (1981), Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25, 297–356.
- Edelsbrunner, H., Kirkpatrick, D.G. and Seidel, R.* (1983), On the shape of a set of points in the plane. *IEEE Trans. Inform. Theor.*, 29, 551–559.
- Fearn, D., Loper, D., Roberts, P.* (1981), Structure of the earth's inner core. *Nature*, 292 (5820), 232.
- Goldstein, P., D. Dodge, M. Firpo, and L. Minner* (2003), SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, in *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, edited by W.H.K. Lee et al., pp. 1613–1614, Academic Press, London.
- Godwin, H., Waszek, L., Deuss, A.* (2018), Measuring the seismic velocity in the top 15km of Earth's inner core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 274, 158–169, doi:10.1016/j.pepi.2017.11.010.
- Gubbins, D., B. Sreenivasan, J. Mound, and S. Rost* (2011), Melting of the Earth's inner core. *Nature*, 473, 361–363.
- Ivan, M., Wang, R., Hofstetter, R.* (2018) Non quasi-Hemispherical Seismological Pattern of the Earth's Uppermost Inner Core. *Scientific Reports*, 8, 2270. doi:10.1038/s41598-018-20657-x
- Jacobs, J.A.* (1953), The Earth's inner core. *Nature*, 172, 297–298.
- Kawai, K., Takeuchi, N., Geller, R.J.*, (2006), Complete synthetic seismograms up to 2 Hz for transversely isotropic spherically symmetric media. *Geophys. J. Int.*, 164, 411–424.
- Kennett, B., E. Engdahl, and R. Buland* (1995), Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times. *Geophys. J. Int.*, 122, 108–124.
- Koper, D.K., Pyle, M.L.* (2004), Observations of PKiKP/PcP amplitude ratios and implications for Earth structure at the boundaries of the liquid core. *J. Geophys. Res.*, 109, B03301, doi: 10.1029/2003JB002750.
- Krasnoshechekov, D.N., Kaazik, P.B., Ovtchinnikov, V.M.* (2005), Seismological evidence for mosaic structure of the surface of the Earth's inner core. *Nature*, 435, 483–487.

- Krasnoshchekov, D., Polishchuk, V.* (2014), Order-k a-hulls and a-shapes. *Inform. Process. Lett.*, 114, 76–83.
- Li, M., McNamara, A.K., Garnero, E.J., Yu, S.* (2017), Compositionally-distinct ultra-low velocity zones on Earth's core-mantle boundary. *Nature Communications*, 8, 177, doi: 10.1038/s41467-017-00219-x.
- Loper D.E., Roberts P.H.* (1978), On the motion of an iron-alloy core containing a slurry. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, 9(3-4), 289–321.
- Monnereau, M., M. Calvet, L. Margerin, and A. Souriau* (2010), Lopsided growth of Earth's inner core, *Science*, 328, 1014–1017.
- Nikkilä, M., Polishchuk, V., and D. Krasnoshchekov* (2014), Robust estimation of seismic coda shape. *Geophysical Journal International*, 197(№ 1), 557–565.
- Obara, K., K.Kasahara, S.Hori & Y.Okada.* (2005), A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan: Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention. *Review of Scientific Instruments* 76, 021301.
- Okada, Y., K.Kasahara, S.Hori, K.Obara, S.Sekiguchi, H.Fujiwara, and A.Yamamoto.* (2004), Recent progress of seismic observation networks in Japan -Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net. *Earth, Planets and Space*, 56, xv-xxviii.
- Ritsema, J., van Heijst H.J., Deuss, A., Woodhouse J.H.* (2011), S40RTS: a degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltimes, and normal-mode splitting function measurements. *Geophys. J. Int.*, 184, 1223–1236.
- Shen, Z., Ai, Y., He, Y., Jiang, M.* (2016), Using pre-critical PKiKP–PcP phases to constrain the regional structures of the inner core boundary beneath East Asia. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 252, 37–48.
- Simmons, N.A, S.C. Myers, G. Johannesson, E. Matzel.* (2012), LLNL-G3Dv3: Global P wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction. *J Geophys. Res.* 117, B10302, doi: 10.1029/2012JB009525.
- Stevenson, D.J.* (1987), Limits of lateral density and velocity variation in the Earth's outer core. *Geoph. J. R. Astron. Soc.*, 88, 311–319.
- Tateno S, Hirose K, Ohishi Y, Tatsumi Y.* (2010), The structure of iron in Earth's inner core. *Science*, 330, 359–361.
- Tian, D. and Wen, L.* (2017), Seismological evidence for a localized mushy zone at the Earth inner core boundary. *Nat. Commun.*, 165, doi:10.1038/s41467-017-00229-9.
- Tkalčić, H., B. Kennett, and V. Cormier.* (2009), On the inner-outer core density contrast from PKiKP/PcP amplitude ratios and uncertainties caused by seismic noise. *Geophys. J. Int.*, 179, 425–443.
- Tkalčić, H., V. Cormier, B. Kennett, and K. He.* (2010), Steep reflections from the Earth's core reveal small-scale heterogeneity in the upper mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 178, 80–91.
- Waszek, L., Deuss, A.* (2015), Anomalously strong observations of PKiKP/PcP amplitude ratios on a global scale. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, doi:10.1002/2015JB012038.