

УДК 550.344.64

## ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ВНУТРЕННЕГО ЯДРА ЗЕМЛИ

© 2025 г. О. А. Усольцева<sup>1, \*</sup>, В. М. Овчинников<sup>1, \*\*</sup>

<sup>1</sup>Институт динамики геосфер имени академика М. А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: kriukova@idg.ras.ru

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

Поступила в редакцию 14.10.2024 г.

После доработки 30.11.2024 г.

Принята к публикации 25.12.2024 г.

Для более детального описания динамических процессов и определения свойств областей внутреннего ядра, недоступных изучению традиционными методами, в работе применен метод сейсмической интерферометрии, в основе которого лежит техника кросс-корреляционного анализа временных рядов, для различных типов данных. Кросс-корреляционный анализ окна сейсмической коды с началом через три часа после сильного события и концом через 10 часов выполнен для всех возможных пар более чем 300 станций и 6 крупных землетрясений (для каждого в отдельности), произошедших в период с 2013 по 2024 гг. Синтетические кросс-коррелограммы рассчитаны для моделей с различным затуханием и дополнительной границей во внутреннем ядре. Проведено 4 разных типа исследований внутреннего ядра методом сейсмической интерферометрии: глобальное, региональное, зависящее от широты станции и от календарного времени. Продемонстрирована устойчивость волны РККРРККР на глобальных коррелограммах, возможность ее наблюдения на территориях с высокой и низкой плотностью сейсмических станций, зависимость времени пробега волны от угла между направлением волны и осью вращения Земли, а также стационарность волны для временного периода с 2013 по 2024 гг.

*Ключевые слова:* волна РККРРККР, поздняя кода, глобальные кросс-коррелограммы, анизотропия.

**DOI:** 10.31857/S0002333725020012, **EDN:** DKPXFC

### ВВЕДЕНИЕ

За последние три десятилетия исследования внутреннего ядра (IC — inner core) с помощью объемных сейсмических волн привели к созданию ряда моделей его строения, еще не до конца объясняющих динамику процессов внутри IC и на его поверхности. Наиболее общепринятой является модель цилиндрической анизотропии с быстрой осью, параллельной оси вращения Земли, и силой анизотропии 1.5–3.5% во внешней части внутреннего ядра, опирающаяся на свойства сейсмических волн РККР и РКРbc, проходящих через внутреннее и внешнее ядро соответственно [Morelli, 1986]. В IC предполагается существование центральной части радиусом 300 км (IMIC — inner most inner core), в которой

анизотропия отличается от остальной части твердого ядра [Ishii, Dziewonski, 2002]. Проверка этой гипотезы [Cormier, Strujkova, 2005] не подтвердила наличия резкой границы на расстоянии 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. Верхнюю часть IC мощностью от 40 до 200 км, а в восточном полушарии даже до 400 км, принято считать изотропной [Song, Helmberger, 1998]. Однако по свойствам отраженных волн РККР [Helffrich, Mainprice, 2019] нельзя исключать существование анизотропных структурных элементов в IC. Области с пониженными значениями скоростей поперечных волн обнаружены в верхних

40 км внутреннего ядра с помощью отраженных от внутренней поверхности границы между внешним и внутренним ядром волн РКПКР [Краснощеков и др., 2019; Усольцева и др., 2021]. Следует отметить, в частности, что модель анизотропии [Morelli, 1986] была предположена на основе анализа базы данных объемных сейсмических волн за период с 1964 по 1982 гг. В работе [Краснощеков и др., 2019] за 20-летний период наблюдения с 2000 по 2019 гг. отобрано всего 9 землетрясений для измерения амплитуды волны РКПКР.

Таким образом, возможности исследования ИС с помощью волн РКПКР и РКПКР ограничены. Для более детального описания динамических процессов и определения свойств ИС существует необходимость расширения районов зондирования и использования новых методов обработки, не требующих длительного накопления или тщательного отбора сейсмограмм, которые могут существенно упростить изучение внутреннего ядра.

Примененный в настоящей работе метод сейсмической интерферометрии (СИ) для поздней многочасовой коды (через 3 часа после времени в источнике) от сильных землетрясений ( $M > 6.7$ ) открывает новые возможности для изучения как анизотропных, так и изотропных свойств внутреннего ядра [Lima et al., 2022; Tkalčić et al., 2020; Tkalčić, Pham, 2018]. Уникальность подхода заключается в интерпретации колебания, зафиксированного одним из приемников, как если бы источник располагался в месте расположения другого приемника, и при этом географическая привязка самого землетрясения никакой существенной роли не играет. Такой подход позволяет зондировать те области внутреннего ядра, которые не рассматривались с помощью упомянутых выше волн.

Первые исследования показали, что кросс-корреляционная функция сейсмического шума, полученная осреднением по длительному интервалу времени, определяет функцию Грина для поверхностных волн [Campillo, Paul, 2003]. С помощью кросс-корреляционного метода для поверхностных волн в полосе периодов 5–50 с изучены кора и верхняя мантия (см., например, работу [Moschetti et al., 2007]). По аналогии с исследованием волн Релея записи сейсмического

шума использованы для изучения объемных волн, генерированных на неоднородностях в коре и мантии [Zhan et al., 2010]. Для поздней коды сильных землетрясений кросс-корреляционный подход был использован для изучения свойств границ кора–мантия и мантия–внешнее ядро [Boué et al., 2014].

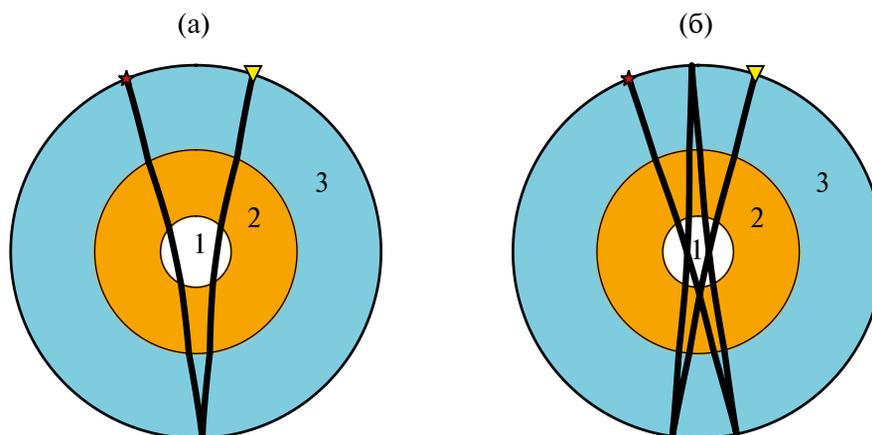
В работах [Wang et al., 2015; Wang, Song, 2017] по автокорреляции и кросс-корреляции записей поздней коды землетрясений с  $M > 7$  на сейсмических станциях группирования было установлено, что центральная часть внутреннего ядра анизотропна. Последующие исследования [Lima et al., 2022; Ma, Tkalčić, 2021] уточнили анизотропные свойства ИМС и скорость поперечных волн внутреннего ядра. В работе [Ma, Tkalčić, 2024] была выдвинута гипотеза о низкоскоростной тороидальной структуре во внешнем ядре.

Цель данной работы заключается в теоретическом и экспериментальном изучении возможностей метода сейсмической интерферометрии для определения структурных особенностей внутреннего ядра Земли. Более того, если учитывать характер вращения внутреннего ядра, определенный недавно на основе исследования землетрясений-двойников (см. работу [Wang et al., 2024]), с периодом быстрой фазы вращения с 2003 по 2008 гг., а также конвекцию во внешнем ядре, проводимые в работах [Ma, Tkalčić, 2024; Lima et al., 2022] исследования ядра методом СИ с использованием всех событий за 2000–2021 гг. и 1999–2019 гг. соответственно без учета календарного времени могут быть не совсем корректными.

В настоящей статье представлены исследования поздней коды сильных землетрясений, произошедших во временном интервале с 2013 по 2024 гг., а также результаты анализа особенностей метода СИ на синтетических сейсмограммах.

## СЕМЕЙСТВО ВОЛН РККРРККР

Волна РККРРККР на малых эпицентральных расстояниях проходит через всю Землю насквозь, отражается от свободной поверхности вблизи антипода и возвращается обратно (рис. 1а). Для упрощения маркировки волна далее обозначается как I2. Соответственно, волна, отразившаяся 3 раза от свободной поверхности (рис. 1б), обозначается I4, а отразившаяся



**Рис. 1.** Схема лучей волн I2 (а) и I4 (б) для эпицентрального расстояния 40°: 1 — внутреннее ядро, 2 — внешнее ядро, 3 — мантия.

5 раз — I6, и т. д. Время пробега волны I2 ( $t_{I2}$ ) в стандартных моделях Земли — около 40.4 мин (2425 с). При увеличении эпицентрального расстояния до 30°  $t_{I2}$  уменьшается на 0.5%. В моделях PREM [Dziewonski, Anderson, 1981] и ak135 [Kennett et al., 1995]  $t_{I2}$  отличается на 0.2%. Поправки на эллиптичность и на мантийные неоднородности для этой волны составляют 0.1% от времени пробега. Теоретические расчеты показывают, что максимальный коэффициент отражения наблюдается на малых эпицентральных расстояниях, затем он падает на 30% при достижении эпицентрального расстояния 70°.

### МЕТОД

Для поверхностных волн строго выполняется принцип сейсмической интерферометрии, согласно которому восстановление функции Грина между двумя приемниками возможно с помощью расчета кросс-корреляции сейсмического шума за одинаковый временной период на этих станциях [Warepaar et al., 2010]. До некоторого времени экспериментальные работы [Zhan et al., 2010, Boué et al., 2014] демонстрировали, что для времен и периодов объемных волн аналогичная кросс-корреляционная процедура также выявляет ожидаемые преломленные и отраженные сейсмические волны. Однако было замечено, что амплитуды восстановленных с помощью кросс-корреляции волн принимают аномальные значения. Например, интенсивность I2 волны максимальна на эпицентральных расстояниях менее 10°, а при кросс-корреляции пик интенсивности наблюдается в районе 60°. Также

на первый взгляд вид полученных кросс-корреляционных глобальных полей в области объемных волн совпадает с прямым волновым полем от глубокофокусного землетрясения, т.е. без наложения поверхностных волн. Но при детальном рассмотрении оказалось, что при обработке поздней коды от сильных землетрясений выявляются дополнительные фазы, отсутствующие при рассмотрении прямых волновых полей. Объяснение этим особенностям дано в работе [Sens-Schönfelder et al., 2015]. Для коды сильных землетрясений на протяжении нескольких часов существует фиксированное направление, вдоль которого идет распространение энергии, т.е. нарушается условие равномерного распределения энергии в каждой точке пространства, которое должно выполняться для функции Грина. Понимание происхождения аномалий на глобальных кросс-корреллограммах, как считает один из разработчиков метода (см. работу [Pham, 2019]), до сих пор до конца не достигнуто. Он предлагает соотносить эти аномалии не с функцией Грина, а с суммарными разностями волн с близкими лучевыми параметрами из одного семейства и распространяющимися с одинаковой задержкой. Следуя такому определению, волне I2 соответствует кросс-корреляционный аналог  $I2^* = (I4 - I2) + (I6 - I4) + (I8 - I6) + \dots$ . Несмотря на неясность теоретического обоснования существующих особенностей, схожесть экспериментальных и теоретических картин дает право применять в данном случае методику обработки, аналогичную используемой для поверхностных волн. Ее эффективность и пер-

спективность для внутреннего ядра подтверждается в ряде последних работ [Ma, Tkalčić, 2024; Lima et al., 2022; Pham, 2019].

Пусть сейсмический процесс, наблюдаемый на временах через три часа после времени в очаге, или, иначе говоря, поздняя кода, обозначается  $W(t)$ . Алгоритм обнаружения полезного сигнала включает 6 этапов обработки волновой формы  $W(t)$ :

1) фильтрация  $W(t)$  в полосе периодов 15–50 с для  $t$  в интервале от 10000 с (3 ч) до 35000 с (10 ч) и получение волновой формы  $W_f(t)$ ;

2) для подавления доминирующего вклада высокоамплитудных поверхностных волн или афтершоков проводится амплитудная нормализация  $W_f(t)$  на абсолютное среднее значение в скользящем окне 128 с согласно процедуре, описанной в работе [Bensen et al., 2007], с итоговой функцией  $WN_f(t)$ ;

3) переход в частотную область, преобразование  $WN_f(t)$  в  $S(f)$  и частотная нормализация в скользящем окне 2 мГц с получением функции  $SN(f)$  для баланса вклада всех частот;

4) построение кросс-корреляционной функции двух волновых форм для всех пар  $ij$  по формуле  $CC_{ij}(f) = SN_i(f) \times SN_j(f)$ , где  $i$  и  $j$  изменяются от 1 до  $K$ ,  $K$  — общее количество станций;

5) с помощью обратного преобразования Фурье переход от частотной зависимости  $CC_{ij}(f)$  к временной  $CC_{ij}(t)$ ;

6) расчет межстанционных расстояний  $d_{ij}$ , и суммирование  $CC_{ij}(t)$  для тех  $ij$ , которые удовлетворяют условию  $D_S \leq d_{ij} < D_S + \Delta D$ , для всех  $S$ , где  $S$  — номер интервала от 1 до  $180/\Delta D$ ,  $\Delta D$  — заданный шаг по расстоянию,  $D_1 = 0$ .

В итоге имеем двухпараметрическую зависимость  $CC_{ij}(t, d_{ij})$  от расстояния между станциями  $d_{ij}$  и временем  $t$ , которая будет называться кросс-корреляционным полем или коррелограммой. Обнаруженные на этом поле аномалии будут маркироваться звездочкой\*.

Существенные преимущества метода СИ в том, что он не зависит от точных параметров гипоцентра землетрясения и, следовательно, отсутствуют неопределенности, связанные с сейсмическим источником. Немаловажной особенностью является возможность идентификации сейсмических сигналов, с отношением сигнал/шум меньше 1.

Как при идентификации сейсмических фаз обязательным условием считается наличие синфазности вступления волны на нескольких станциях, так и при использовании метода интерферометрии, на наш взгляд, обязательна идентификация волны по мировой сети станций, а не только по единичным парам станций.

Метод обладает накопительным свойством. Накопление возможно и по количеству станций, и по количеству землетрясений, соответствующих определенным условиям. При увеличении количества пар станций точность возрастает.

Обработка поздней коды землетрясений проводилась с помощью программной реализации метода, предложенной в работе [Tkalčić et al., 2020] на языке Python, с распараллеливанием на 4 процессорных ядра. Время счета для 47 станций составляет менее 7 минут.

#### ТЕСТИРОВАНИЕ МЕТОДА НА СИНТЕТИЧЕСКИХ СЕЙСМОГРАММАХ

Тестирование метода СИ проводилось с помощью расчета сейсмограмм методом Axisem [Nissen-Meyer et al., 2014]. 360 приемников располагались равномерно по половине большого круга-экватора с шагом в  $0.5^\circ$ . Координаты сейсмического источника ( $0^\circ, 0^\circ$ ). Результирующие сейсмограммы имели длительность 35000 с. Время расчета на 128 процессорных ядрах составило 93 минуты для минимального периода 5 с и частоты дискретизации 26 Гц и 15 минут для минимального периода 10 с и частоты дискретизации 13.5 Гц. В процессе тестирования было отмечено, что неравномерность расположения приемников существенно снижает качество полученных кросс-коррелограмм.

На рис. 2 представлены шесть разных глобальных кросс-корреляционных диаграмм для различных моделей Земли и событий на глубине 50 и 500 км.

Рис. 2а и 2б иллюстрируют кросс-корреляционные возмущения, полученные при использовании одномерной скоростной модели ak135 [Kennett et al., 1995] с учетом затухания и  $P$ - и  $S$ -волн согласно работе [Montagner, Kennett, 1996] (далее такая модель обозначается ak135PS) для мелкофокусного события на глубине 50 км (рис. 2а) и глубокофокусного на глубине 500 км (рис. 2б). Наблюдается практически полное

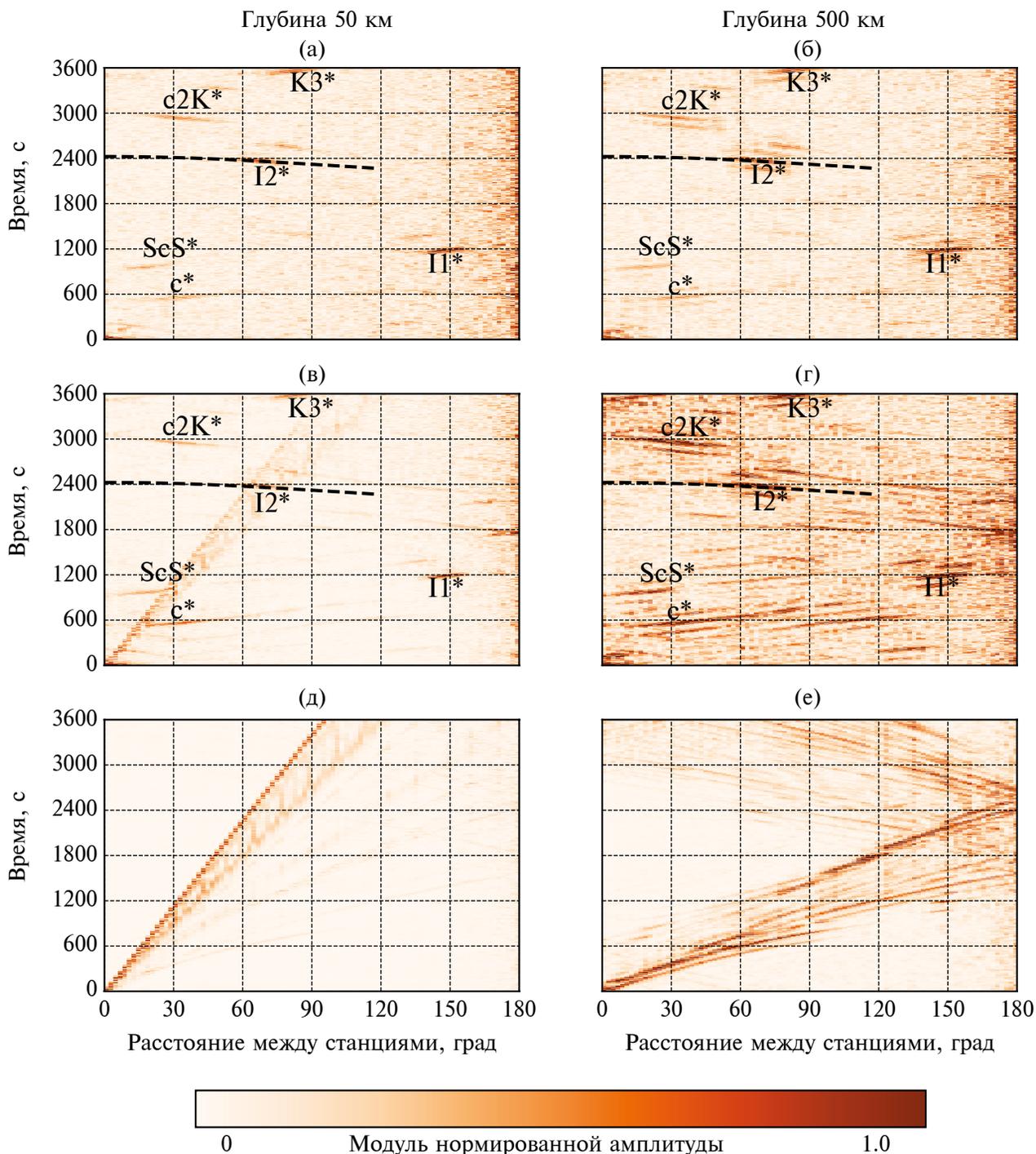


Рис. 2. Синтетические коррелограммы на основе моделей ak135PS (а), (б), ak135S (в), (г), ak135 без учета затухания объемных волн (д), (е). Для источников с глубиной 50 км (слева) и 500 км (справа). Фильтрация в полосе периодов 15–50 с, длительность коды 10000–35000 с. Пунктирная линия — теоретический годограф волны I2\*.

совпадение корреляционных полей, демонстрирующих независимость от глубины события. Наиболее четко на малых эпицентральных расстояниях выделяется волна I2\*, а на больших — П1\* (РК1КР). Видны также вступления с\*, ScS\*, c2K\*, K3\*, соответствующие волнам PcP, ScS,

отраженным от границы внешнее–внутреннее ядро, PcPPcPPKР и РКРРКРРКР, проходящим в мантии и во внешнем ядре. Наблюдается хорошее согласование теоретического годографа и результата обработки коды методом СИ для волны I2\* и других.

На рис. 2в и 2г показаны результаты расчетов для модели ak135 с учетом затухания только  $S$ -волн в мантии и более слабым затуханием  $P$ -волн во внутреннем ядре [Dziewonski, Anderson, 1981] (модель ak135S). Для этой модели в случае глубокофокусного события (рис. 2г) указанные выше вступления сопровождаются коллинеарными колебаниями во временной 100-секундной окрестности основного сигнала. В случае же мелкофокусного события (рис. 2в), с одной стороны, на диаграммах интересующие возмущения, в частности  $I2^*$ , более четкие и длинные, с другой стороны, появляются новые аномалии, связанные с поверхностными волнами (расходящиеся в виде веера аномалии). Смещения кросс-корреляционных максимумов, связанных с объемными волнами, при использовании источников с глубиной 50 и 500 км не наблюдаются (рис. 2а–2г). Таким образом, амплитуды кросс-корреляционных максимумов и их четкость на фоне общего шума зависят от принятой модели затухания волн (рис. 2а–2г).

Если вообще не учитывать затухание объемных  $P$ - и  $S$ -волн (рис. 2д и 2е), то возмущения, связанные с “экзотическими” фазами ( $I2^*$ ,  $I1^*$ ,  $c^*$ ,  $ScS^*$ ,  $c2K^*$ ,  $K3^*$ ), не обнаруживаются. Доминирующее влияние на коррелограмму в этом случае оказывают поверхностные волны. Для разной глубины очага вид кросс-коррелограмм существенно различен (рис. 2д и 2е).

Шум, присутствующий на всех коррелограммах на расстояниях  $160$ – $180^\circ$  (рис. 2 — рис. 4), связан с тем, что в рассматриваемой виртуальной сети наблюдений малое количество станций удалены друг от друга на расстояния  $160$ – $180^\circ$  (их в 10 раз меньше, чем на близких расстояниях). Шум исчезает при распределении приемников равномерно по всему большому кругу.

При проведении тестирования для различных временных диапазонов коды (рис. 3) видно, что при использовании временного интервала от 10 до 20 тысяч секунд после времени в очаге интерференционная картина более четкая, чем для диапазона  $20000$ – $30000$  с, что связано с влиянием затухания на кросс-корреляционное волновое поле.

При изменении частотного диапазона полосового фильтра получаем, что периоды  $30$ – $60$  с вносят больший вклад в кросс-корреляционную картину, чем периоды  $10$ – $30$  с (рис. 4), что свя-

зано с математической сутью кросс-корреляционного подхода (чем больше периоды основных сигналов, тем больше вероятность обнаружения колебания при кросс-корреляционной обработке).

Наконец еще один тест был проведен, чтобы установить, какие особенности коррелограмм будут наблюдаться при введении 3% скачка скорости на границе предполагаемого “самого внутреннего” внутреннего ядра (IMIC) радиусом 600 км. В этом случае волновая картина на эпицентральных расстояниях между станциями наблюдения от  $0$  до  $30^\circ$  меняется (рис. 5).

Полоса положительных амплитуд, соответствующая теоретическим временам пробега, смазывается, видоизменяется и смещается ниже теоретической кривой. При  $0^\circ$  сдвиг составляет приблизительно 10 с. Эта особенность может быть использована в качестве пока неформализованного идентификационного признака резкой скоростной границы в IC.

## ДАННЫЕ

Обычно при выборе землетрясений для обработки методом интерферометрии необходимым условием отбора является значение угла подвижки (*Rake*) в плоскости разлома между направлением подвижки и направлением простирания, близкое к  $\pm 90^\circ$ . Также требуется малая длительность временной функции источника. Немаловажно количество выделяемой энергии при землетрясении. Согласно работе [Tkalčić, Pham, 2020], более информативны коррелограммы от событий с моментной магнитудой  $M_w \geq 7.1$ , а для землетрясений с  $6.7 \leq M_w \leq 7.0$  наблюдается зашумленность изображения, в частности волны  $I2^*$ .

Т. к. события, подходящие под все описанные критерии, редки, при отборе событий мы посчитали малую длительность временной функции источника более приоритетным фактором, чем магнитуда. При этом разный угол подвижки у землетрясений поможет продемонстрировать связь зашумленности итоговой коррелограммы в области волны  $I2^*$  и угла подвижки (*Rake*). Информация о глубине, магнитуде, угле подвижки (*Rake*), длительности подвижки для используемых событий, представлена в табл. 1. Для детального анализа собраны данные от глубокофокусного землетрясения в Охотском море,

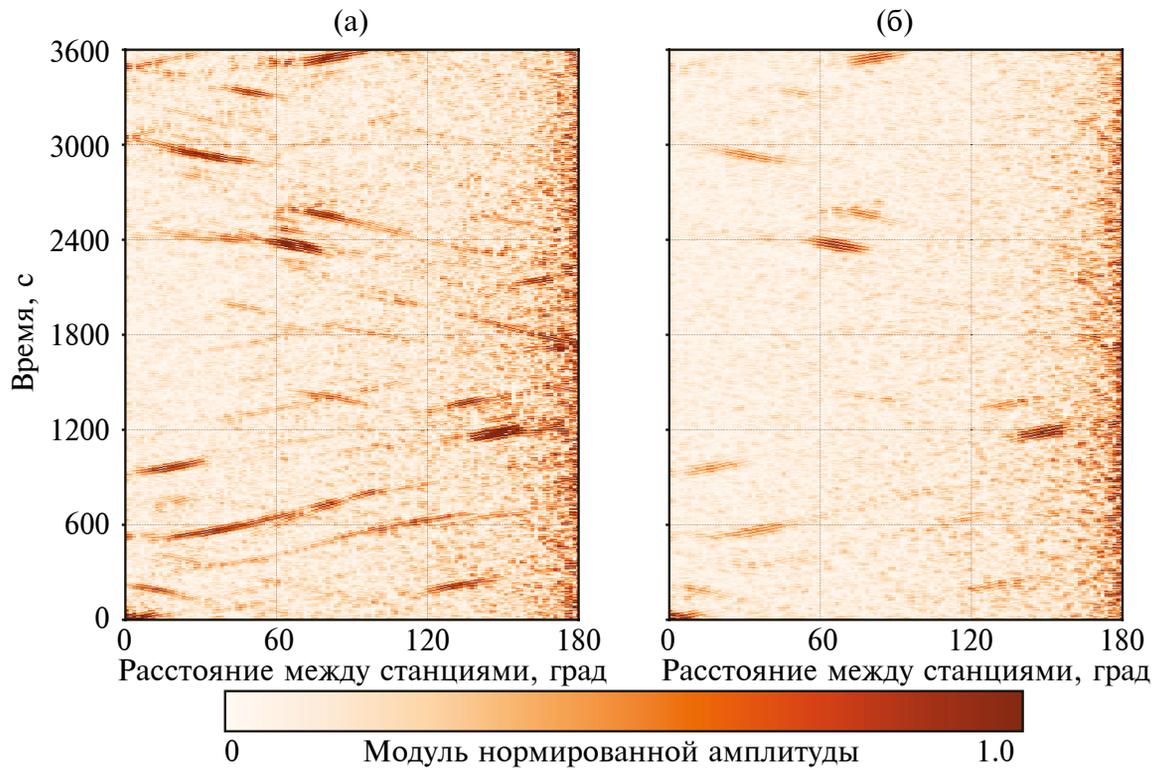


Рис. 3. Коррелограммы для модели ak135PS, глубина источника 50 км, фильтрация в полосе периодов 15–50 с, длительность коды 10000–20000 с (а) и 20000–30000 с (б).

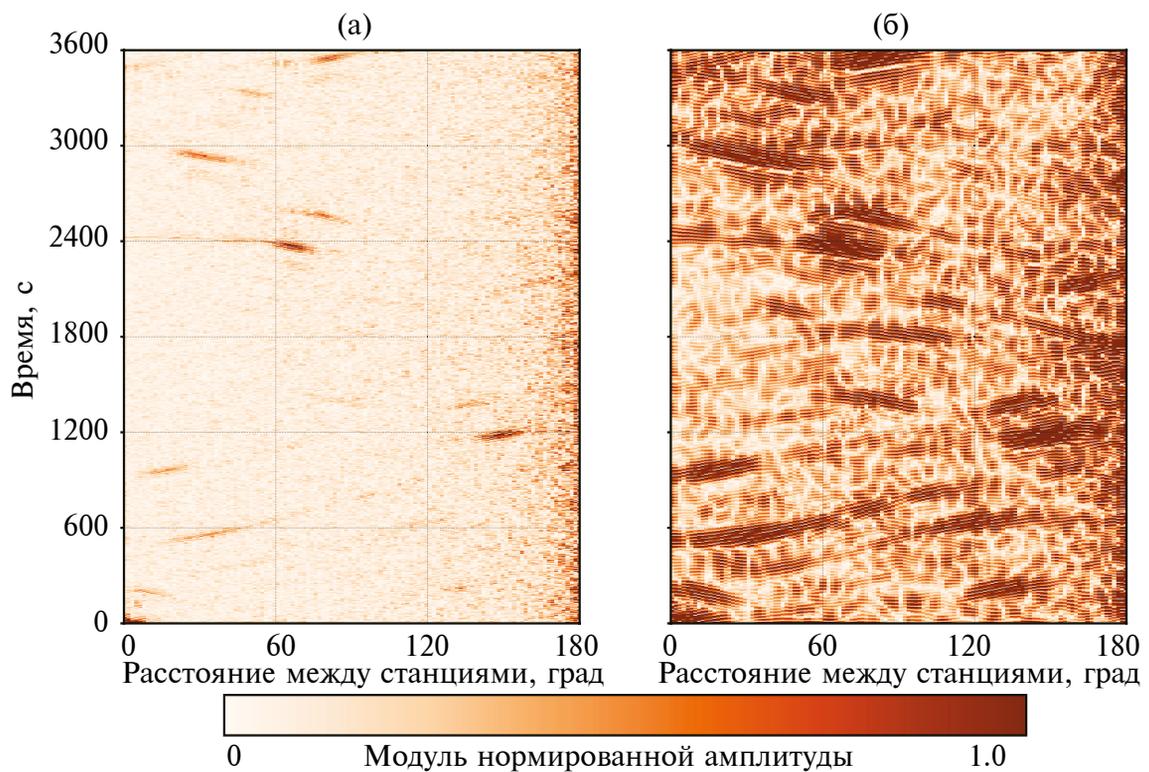


Рис. 4. Коррелограммы для модели ak135PS, глубина источника 50 км, кода длительностью 10000–35000 с. Диапазоны периодов 10–30 с (а) и 30–60 с (б).

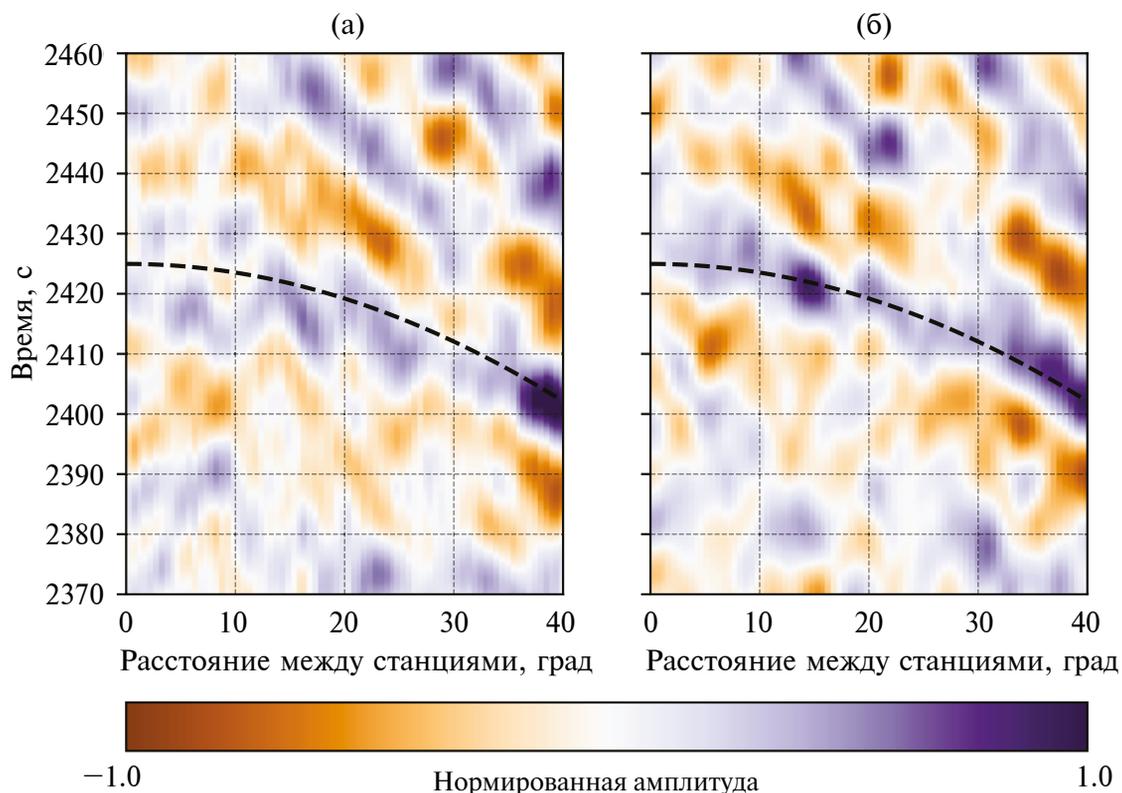


Рис. 5. Коррелограммы для тестовых моделей с IMIC (а) и без IMIC (б).

Таблица 1. Основные параметры анализируемых землетрясений на основе данных NEIC (<https://www.usgs.gov/>). STF (source-time function) — временная функция источника. В столбце угол подвижки (*Rake*), связанный с истинной плоскостью разрыва, обозначен звездочкой \* (если эта информация имеется)

№	Географическая принадлежность	Дата	Глубина, км	$M_w$	Угол подвижки ( <i>Rake</i> ), °	Длительность подвижки		Через какое время до или после произошло земл. с $M_w > 6.7$	Наличие I2*
						для модели точечного источника (с)	на основе расчета STF		
1	Охотское море	24.05.2013	644	6.7	-73(-97)	11.2	—	9 ч	+
2	Киргизия	22.01.2024	13	7.0	42*(126)	16.5	16	14 д	+
3	Новая Гвинея	23.03.2024	41.5	6.9	-145(-27)	15	—	3 д 5 ч	+
4	Новая Зеландия	30.09.2007	10	7.4	98(76)	40	—	3 ч	—
5	Соломоновы острова	22.01.2017	135	7.9	98*(81)	46	17	11 д 22 ч	+
6	Перу	28.11.2021	126	7.5	-90*	28.9	36	15 д 17ч	+

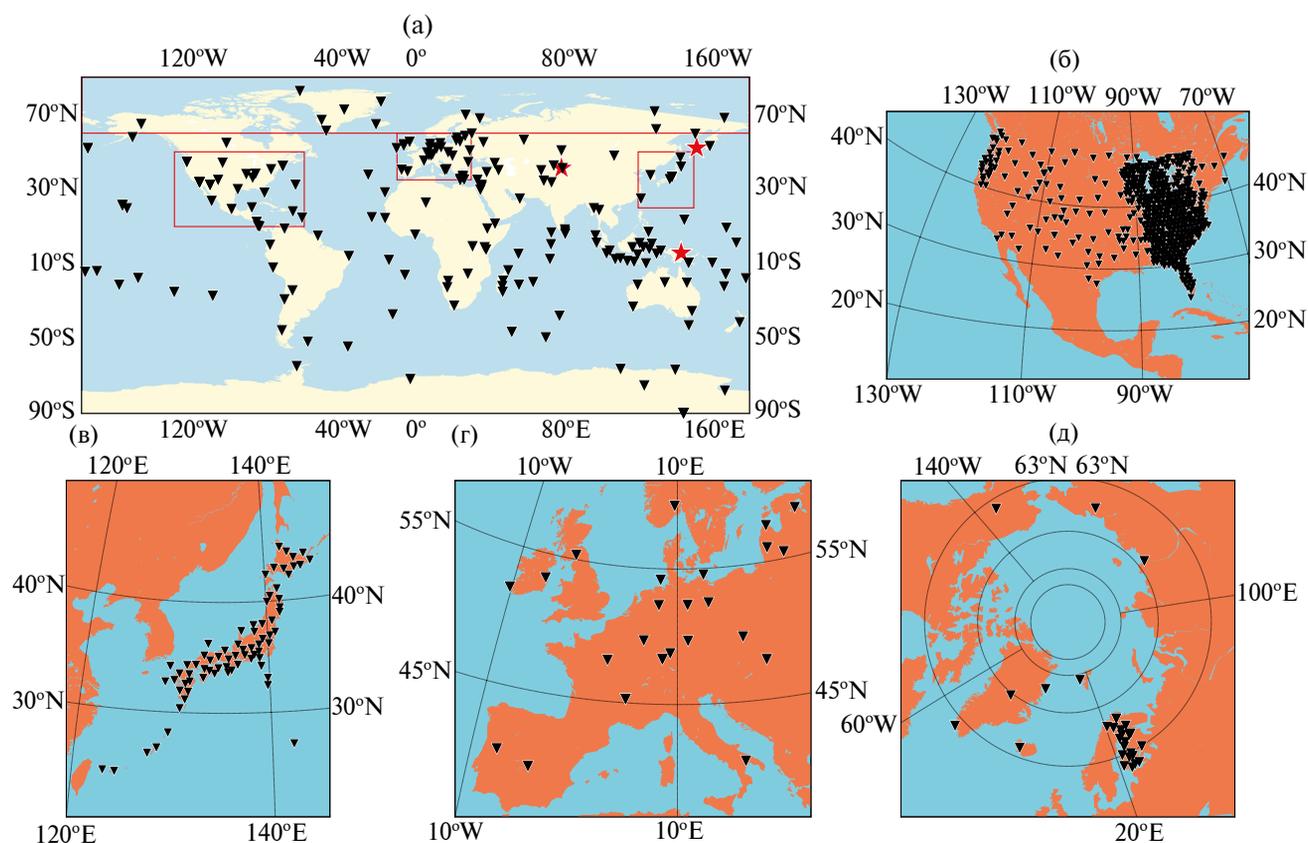
произошедшего в 2013 г., и двух мелкофокусных в Киргизии и Новой Гвинее, произошедших в 2024 г. (табл. 1, события 1–3 и рис. 6а). Моментные магнитуды этих событий имеют значения от 6.7 до 7.0. Такой энергетический диапазон событий значительно увеличивает набор волновых форм, пригодных для обработки методом СИ. Статистика землетрясений показывает, что за девять лет с 2010 по 2018 гг. произошло 101 событие с  $M_w \geq 7.1$ , из них пригодными для обработки методом СИ оказалось только 21. Для полноты описания также проведены расчеты для событий 4–6 (табл. 1) с  $7.4 \leq M_w \leq 7.9$ . Землетрясения 2013 и 2007 гг. (1 и 4 из табл. 1) интересны тем, что сопровождаются другими достаточно мощными событиями с промежутком в 9 и 3 часа соответственно.

Для каждого землетрясения проведена обработка волновых форм вертикальных каналов для более чем 300 трехкомпонентных широкополосных станций, расположенных по всему миру,

с повышенной плотностью в Америке и Японии (рис. 6). На начальной стадии для всех записей выполнен учет характеристик прибора, устранен линейный тренд, средний уровень приведен к нулевому, уменьшена частота дискретизации до 10 Гц.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

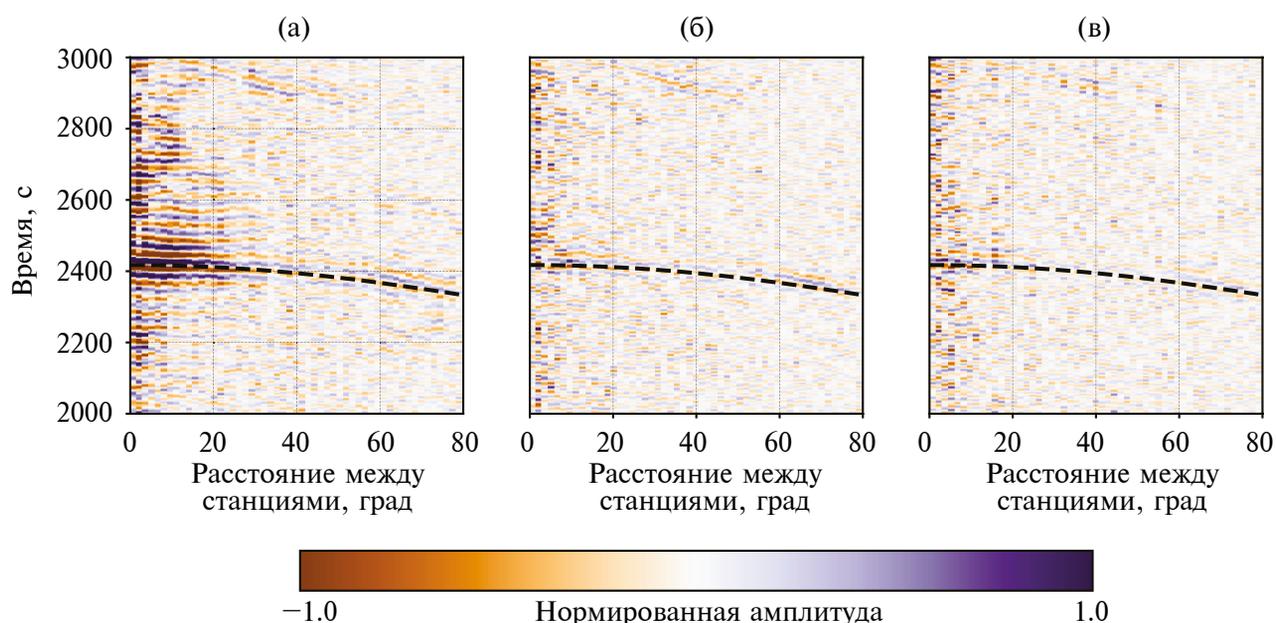
На первом шаге мы рассчитали глобальные коррелограммы для событий 1–4 (табл.1) с использованием процедуры, описанной в разделе Метод. Количество составленных для каждого события межстанционных пар приведено в табл. 2 (тип 1). Для трех событий волна I2\* идентифицируется на кросс-корреляционных полях как самая сильная на малых эпицентральных расстояниях во временном диапазоне 2000–2900 с (рис. 7). На коррелограмме землетрясения 30.09.2007 г. I2\* не обнаружена. Возможно, это связано с влиянием другого землетрясения с  $M = 7.0$ , произошедшего на 3 часа раньше,



**Рис. 6.** Используемые землетрясения 1–3 из табл. 1 (красные звезды) и станции (треугольники): (а) сетей II, IU, G, GE; (б) US Array (США); (в) F-net (Япония); (г) сетей II, IU, G, GE в Европе; (д) сетей II, IU, G, GE, HE, FN севернее широты 60°. Красные прямоугольники, а на севере линия (а), ограничивают районы представленных региональных исследований.

**Таблица 2.** Количество пар станция–станция для всех проведенных в работе расчетов и принадлежность к типу исследования (1 — сравнение глобальных коррелограмм, 2 — коррелограммы для различных районов, 3 — исследование зависимости от широтной координаты станции, 4 — исследование зависимости от календарного времени)

Дата землетрясения, сейсм. сеть, район	Кол-во пар станций	Тип	Дата землетрясения, сейсм. сеть, район	Кол-во пар станций	Тип
24.05.2013, G, GE, IU, II, вся Земля	17391	1	23.03.2024, G, GE, IU, II, вся Земля	22578	1
22.01.2024, G, GE, IU, II, вся Земля	22155	1	30.09.2007, IU, II, вся Земля	3081	1
24.05.2013, US Array, США	127073	2	22.01.2024, G, GE, IU, II, HE, FN, $50^\circ < \lambda_c < 90^\circ$	1830	3
24.05.2013, F-net, Япония	2701	2, 4	22.01.2024, G, GE, IU, II, $10^\circ < \lambda_c \leq 50^\circ$	3655	3
24.05.2013, G, GE, IU, II, Европа	561	2	22.01.2024, G, GE, IU, II, $-10^\circ < \lambda_c \leq 10^\circ$	816	3
24.05.2013, FN, HE, G, GE, IU, север	1378	2	23.03.2024, G, GE, IU, II, HE, FN, $50^\circ < \lambda_c < 90^\circ$	1830	3
24.05.2013, G, GE, IU, II, HE, FN, $50^\circ < \lambda_c < 90^\circ$	1485	3	23.03.2024, G, GE, IU, II, $10^\circ < \lambda_c \leq 50^\circ$	3655	3
24.05.2013, G, GE, IU, II, $10^\circ < \lambda_c \leq 50^\circ$	2346	3	23.03.2024, G, GE, IU, II, $-10^\circ < \lambda_c \leq 10^\circ$	737	3
24.05.2013, G, GE, IU, II, $-10^\circ < \lambda_c \leq 10^\circ$	940	3	22.01.2024, F-net, Япония	22791	4
23.03.2024, F-net, Япония	22791	4	22.01.2017, F-net, Япония	24090	4
			28.11.2021, F-net, Япония	24090	4

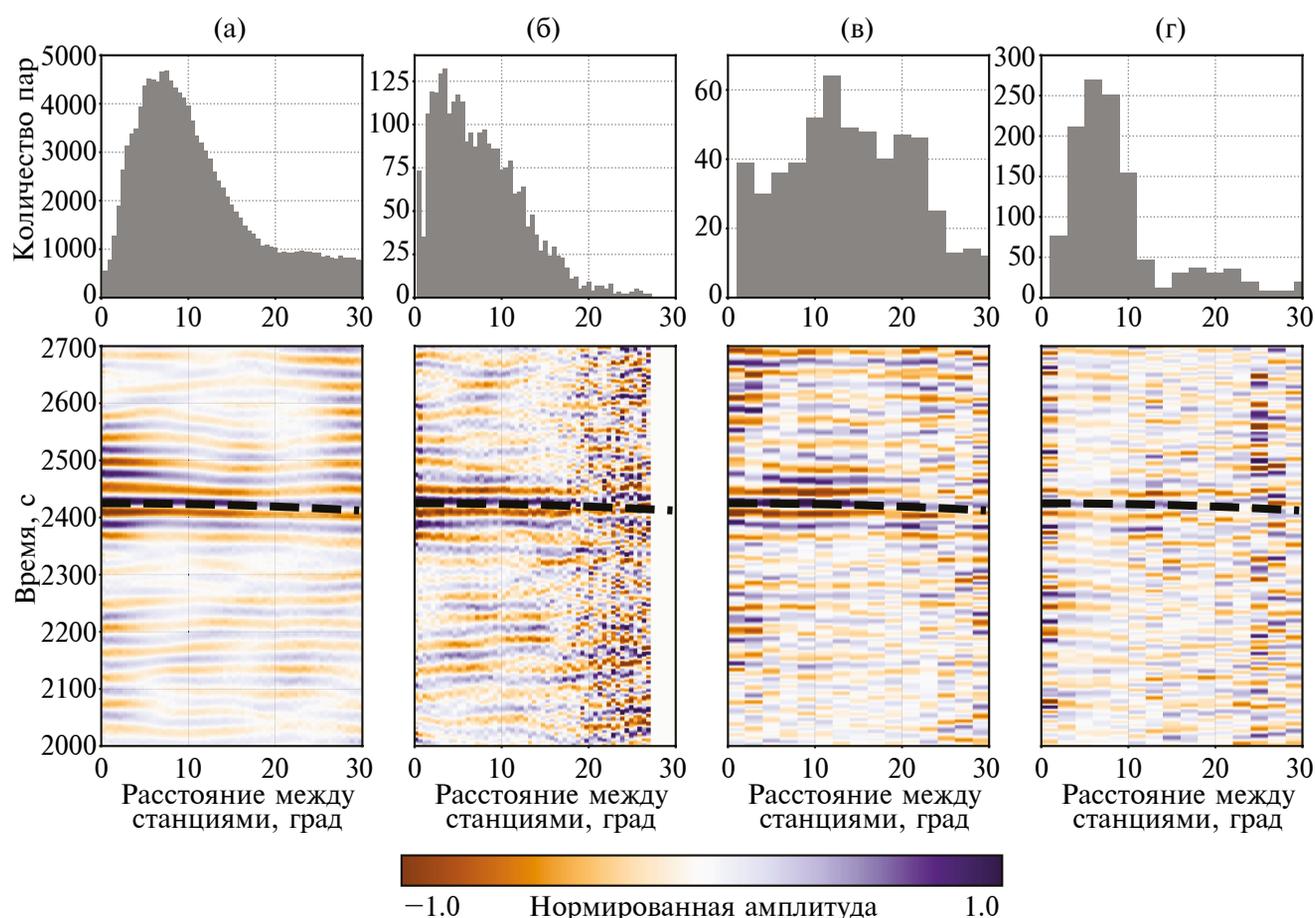


**Рис. 7.** Фрагменты коррелограмм с волной I2\* по данным различных землетрясений: (а) 24.05.2013; (б) 22.01.2024; (в) 23.03.2024.

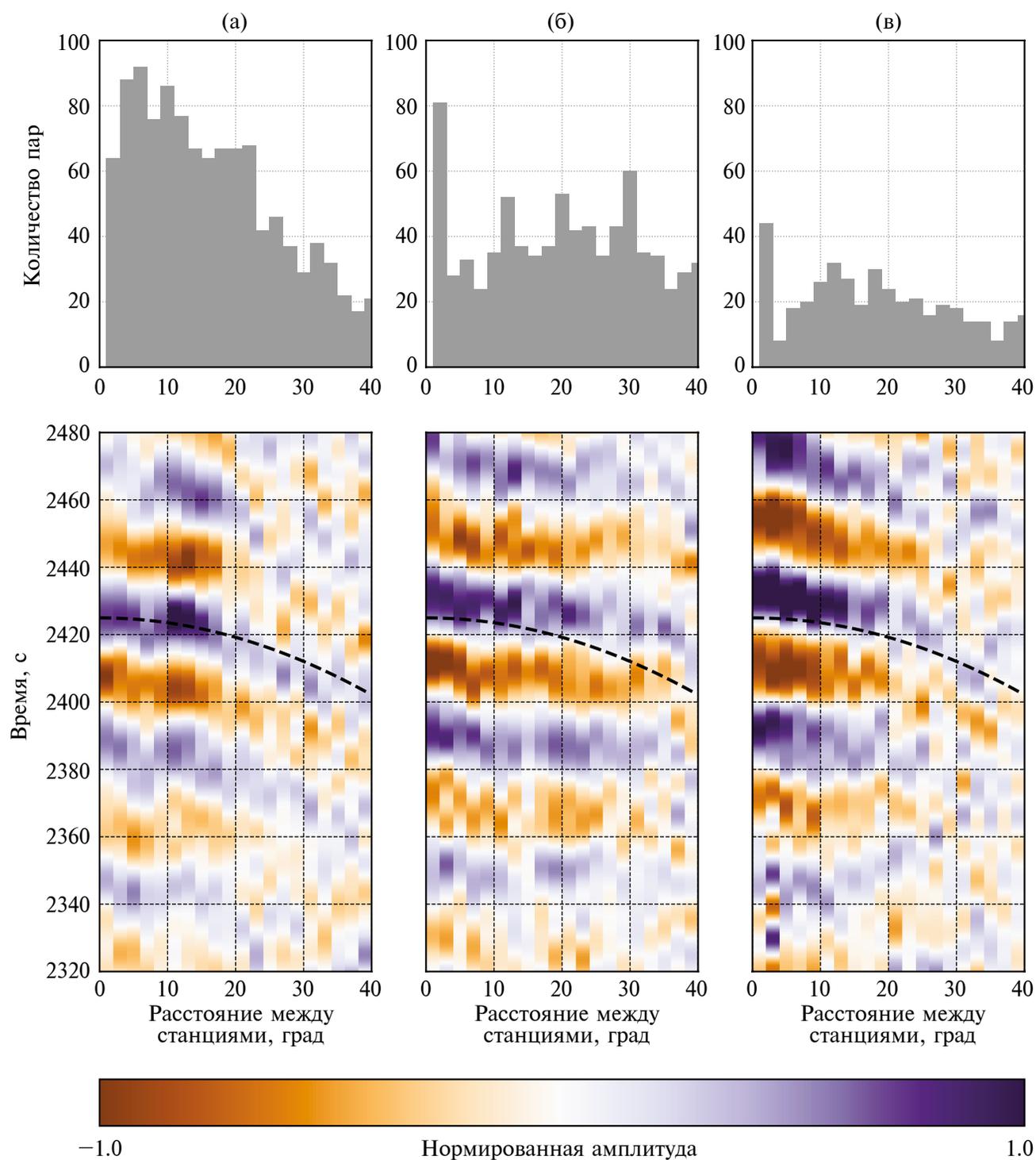
а также с малым количеством составленных меж-  
станционных пар. По магнитуде, углу подвижки  
(*Rake*) и длительности функции источника со-  
бытие 4 в табл. 1 не выделяется среди остальных  
событий. При 9-часовой разнице между силь-  
ными землетрясениями (событие 1) искомые  
аномалии на временах  $\sim 2400$  с присутствуют.  
На примере события 1 показано, аналогично  
тестовым расчетам, что для разной длительности  
записи: 10000–20000 с, 20000–30000 с интерфе-  
ренционные картины близки. Среди разных  
применяемых полосовых фильтров на длинных  
периодах выявляется больше волновых анало-  
гов. В итоге, при наличии более чем 17 тысяч  
пар станций общемирового расположения,  
 $I_2^*$  выявляется для событий с  $M_w$  от 6.7 до 7.0,  
с длительностью временной функции источника  
менее 17 с (при использовании модели точечно-  
го источника), при различных углах *Rake* ( $-73^\circ$ ,  
 $42^\circ$ ,  $-145^\circ$  — для первой нодальной плоскости;

$-97^\circ$ ,  $126^\circ$ ,  $-27^\circ$  — для второй нодальной плос-  
кости).

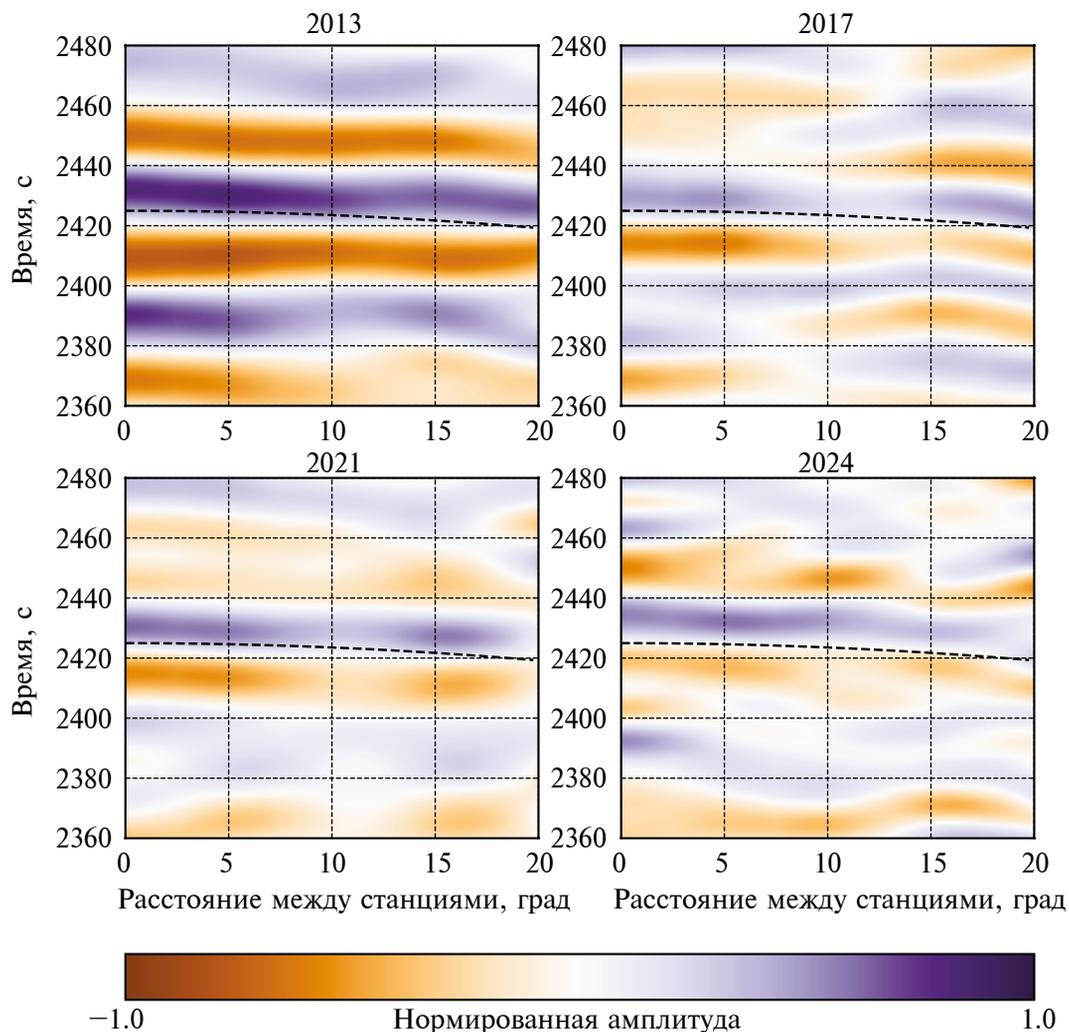
Примеры коррелограмм, построенные  
по региональным сетям, для Охотского земле-  
трясения 2013 г. представлены на рис. 8. Обра-  
батывались плотные сети станций в Северной  
Америке и Японии с пиковыми значениями  
количества пар в диапазоне эпицентральных  
расстояний  $5-10^\circ$  и  $0-5^\circ$  соответственно. Ме-  
стоположение станций представлено на рис. 6.  
Информация о количестве используемых пар  
станций приведена в табл. 2 (тип 2), а распре-  
деление этих пар по эпицентральным расстоя-  
ниям изображено на рис. 8. При анализе районов с ме-  
нее плотным покрытием станциями — Европы  
и северных районов, в основном со станциями  
в Скандинавии, — мы видим волну  $I_2^*$  на корре-  
лограммах для Европы и не видим для северных  
районов, хотя количество станций, используе-  
мых на севере, больше. В Европе станции рас-



**Рис. 8.** Сверху — распределение количества станций в зависимости от эпицентрального расстояния с шагом  $0.5^\circ$  в (а) и (б) и  $2^\circ$  в (в) и (г). Снизу — фрагменты коррелограмм с волной  $I_2^*$  по данным землетрясения 24.05.2013 г. и станций: (а) US Array; (б) F-net; (в) сетей II, IU, G, GE в Европе; (г) сетей II, IU, G, GE, HE, FN севернее широты  $60^\circ$ .



**Рис. 9.** Распределения количества станций в зависимости от эпицентрального расстояния с шагом  $2.0^\circ$  (сверху) и фрагменты коррелограмм с волной  $I_2^*$  (снизу) по данным землетрясения 24.05.2013 г. для полярных станций (а), среднеширотных (б) и экваториальных (в).



**Рис. 10.** Фрагменты коррелограмм с волной I2\* по данным землетрясений 2013, 2017, 2021, 2024 гг. и сейсмической сети F-net.

положены более равномерно. Соответственно, слабое проявление волны I2\* на рис. 8г может быть связано и с низкой плотностью станций, и с неравномерностью их распределения, и с затуханием во внутреннем ядре под этим районом.

На третьем шаге исследована зависимость времени пробега волны I2\* от широтной координаты станции  $\lambda$  на примере землетрясений 1–3 (табл. 1). Для первого события результаты представлены на рис. 9. Даже без учета поправок на эллиптичность видно, что в группе на рис. 9а (широта станции  $50^\circ < \lambda < 90^\circ$ ) время пробега меньше, чем на рис. 9б, в ( $\lambda \leq 50^\circ$ ) на  $\sim 8$  с. Средние эллиптические поправки  $t_{эл}$  для группы а) составляют  $-3.5$  с, для группы б)  $t_{эл} = +1$  с, а для группы в)  $t_{эл} = +2.6$  с. После коррекции на эллиптичность разница увели-

чивается и составляет 11.5 с между временами I2\* для полярных и среднеширотных станций. Для землетрясений 2024 г. глобальные коррелограммы, построенные для различных широтных диапазонов, являются более шумными, но для события 2 тенденция к уменьшению времени пробега на полярных станциях также прослеживается. Мы не видим волну I2\* на полярных и экваториальных станциях для события 3, хотя без разбиения на широтные группы волна I2\* присутствует (рис. 7в) и для среднеширотных станций I2\* также идентифицируется. Низкое качество коррелограмм, связанных с событием 23.03.2024 г., по сравнению с двумя другими событиями объясняется, скорее всего, механизмом очага (угол подвижки больше всего удален от вертикали по сравнению с аналогичным уг-

лом для остальных событий в табл. 1, только для события 3 угол подвижки (*Rake*) удовлетворяет неравенствам  $-40^\circ < \textit{Rake} < 40^\circ$ , или  $\textit{Rake} > 140^\circ$ , или  $\textit{Rake} < -140^\circ$  как для первой, так и для второй нодальной плоскости).

В заключение для японской сети F-net принята попытка проследить кинематические вариации  $I_2^*$  с течением календарного времени. Расчеты проводились для событий 1–3, 5–6 из табл. 1. Количество составленных пар в 2013 г. было около 3000, а в 2017–2024 гг. более 20000. Рис. 10 демонстрирует хорошую согласованность возмущений в зоне волны  $I_2^*$ . Изменения времени пробега волны от календарного времени, связанное с предполагаемым более быстрым дифференциальным вращением IC [Wang et al., 2024], не выявлены. Стабильно высокие и низкие амплитуды прослеживаются на временном интервале 2400–2440 с. В окрестности этого интервала волновые картины различаются, что может быть связано с особенностями метода, в котором полезный сигнал проявляется при суммировании по большому количеству пар. Для события 3 с малым углом *Rake* в корреляционном поле в районе 2420 с по данным сети F-net аномалии не наблюдаются.

## ВЫВОДЫ

1. Анализ методом СИ синтетических сейсмограмм виртуальной сети наблюдений показал, что введение дополнительного скачка скорости в IC приводит к размыванию коррелограммного поля  $I_2^*$  при малых расстояниях между парами станций наблюдения по сравнению со скоростной моделью без скачка скорости. Эта особенность может рассматриваться в качестве идентификационного признака присутствия дополнительной границы в IC.

2. Обработка записей отдельных землетрясений 2013 и 2024 гг. с  $6.7 \leq M_w \leq 7.0$  на станциях мировых сетей подтверждает наличие в ядре анизотропии с быстрой осью, параллельной оси вращения Земли.

3. Временные изменения, обусловленные предполагаемым в работе [Wang et al., 2024] быстрым дифференциальным вращением IC, методом сейсмической интерферометрии в коррелограммах землетрясений 2013, 2017, 2021, 2024 гг., зарегистрированных в 2013 г. 2701

парой станций, а после 2017 г. более чем 20000 пар станций сейсмической сети F-net, не обнаружены.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ № 125012200561-3.

## БЛАГОДАРНОСТИ

В работе использованы данные Международной федерации цифровых сейсмологических сетей (FDSN Web Service client), Центра управления данными IRIS и Центра управления данными Национального исследовательского института наук о Земле и устойчивости к стихийным бедствиям (Япония, NIED F-net, DOI:10.17598/NIED.0005). Синтетические сейсмограммы рассчитывались с использованием Центра коллективного пользования вычислительными ресурсами Межведомственного суперкомпьютерного центра РАН (ЦКП ВР МСЦ РАН, www.jssc.ru).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 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.
- Усольцева О.А., Овчинников В.М., Краснощеков Д.Н.* Об особенностях переходной зоны от внешнего к внутреннему ядру Земли из характеристик волн РКПКР и РКРс-dif // Физика Земли. 2021. № 1. С. 1–14.
- Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Levshin A.L., Lin F., Moschetti M.P., Shapiro N.M., Yang Y.* Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements // Geophys. J. Int. 2007. V. 169. P. 1239–1260.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x>
- Boué P., Poli P., Campillo M., Roux P.* Reverberations, coda waves and ambient noise: correlations at the global scale and retrieval of the deep phases // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 391. P. 137–145.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.047>
- Campillo M., Paul A.* Long-range correlations in the diffuse seismic coda // Science. 2003. V. 299. P. 547–549.
- Cormier V.F., Stroujkova A.* Waveform search for the innermost inner core // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 236. P. 96–105.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary reference Earth model // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1981. V. 25. № 4. P. 297–356.  
[https://doi.org/10.1016/00319201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/00319201(81)90046-7)

- Helfrich G., Mainprice D.* Anisotropy at the inner core boundary // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. № 21. P. 11959–11967.
- Ishii M., Dziewonski A.M.* The innermost inner core of the earth: evidence for a change in anisotropic behaviour at the radius of about 300 km // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* 2002. V. 99. P. 14026–14030.
- Kennett B.L.N., E.R. Engdahl, R. Buland* Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times // *Geophysical Journal International.* 1995. V. 122. № 1. P. 108–124.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>
- Lima Costa de T., Tkalčić H., Waszek L.* A new probe into the innermost inner core anisotropy via the global coda-correlation wavefield // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* 2022. V. 127. P. e2021JB023540.  
<https://doi.org/10.1029/2021JB023540>
- Ma X., Tkalčić H.* Seismic low-velocity equatorial torus in the Earth's outer core: Evidence from the late-coda correlation wavefield // *Sci. Adv.* 2024. V. 10. P. eadn5562.  
<https://doi.org/10.1126/sciadv.adn5562>
- Ma X., Tkalčić H.* CCREM: New Reference Earth Model From the Global Coda-Correlation Wavefield // *JGR Solid Earth.* 2021.  
<https://doi.org/10.1029/2021JB022515>
- Montagner J.-P., Kennett B.L.N.* How to reconcile body-wave and normal-mode reference earth models // *Geophysical Journal International.* 1996. V. 125. № 1. P. 229–248.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06548.x>
- Morelli A., Dziewonski A., Woodhouse J.* Anisotropy of the inner core inferred from PKIKP travel times // *Geoph. Res. Lett.* 1986. V. 13. P. 1545–1548.
- Moschetti M.P., Ritzwoller M.H., Shapiro N.M.* Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh wave group velocity maps // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2007. V. 8. № 1–10.  
<https://doi.org/10.1029/2007GC001655>
- 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>
- Pham T.-S.* Advancing correlation methods of earthquake coda in seismic body wave studies. Ph.D.Thesis. 2019. The Australian National University. 205 p.
- Song X., Helmberger D.V.* Seismic evidence for an inner core transition zone // *Science.* 1998. V. 282. P 924–927.
- Tkalčić H., Pham T.-S. Wang S.* The Earth's coda correlation wavefield: Rise of the new paradigm and recent advances // *Earth-Science Reviews.* 2020. V. 208.  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103285>
- Tkalčić H., Pham T.-S.* Excitation of the global correlation wavefield by large earthquakes // *Geophysical Journal International.* 2020.  
<https://doi.org/10.1093/gji/ggaa369>
- 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>
- Wang T., Song X., Xia X.X.* Equatorial anisotropy in the inner part of Earth's inner core from autocorrelation of earthquake coda // *Nature geoscience.* 2015. V. 8. № 3. P. 224–227.  
<https://doi.org/10.1038/ngeo235>
- Wang T., Song X.* Support for equatorial anisotropy of Earth's inner-inner core from seismic interferometry at low latitudes // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 2018. V. 276. P. 247–257.  
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.03.004>
- Wang W.J.E., Pang Vidale G., Koper K.D., Wang R.* Inner core backtracking by seismic waveform change reversals // *Nature.* 2024. 10.1038/s41586-024-07536-4
- Wapenaar K., Draganov D., Snieder R., Campman X., Verdel A.* Tutorial on seismic interferometry: Part 1 — Basic principles and applications // *Geophysics.* 2010. V. 75. № 5. P. 75A195–75A209.  
<https://doi.org/10.1190/1.3457445>
- Zhan Z., Ni S., Helmberger D.V., Clayton R.W.* Retrieval of Moho-reflected shear wave arrivals from ambient seismic noise // *Geophysical Journal International.* 2010. V. 182. № 1. P. 408–420.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04625.x>

## Application of the Seismic Interferometry Method for Studying the Earth's Inner Core

O. A. Usoltseva<sup>a,\*</sup> and V. M. Ovchinnikov<sup>a,\*\*</sup>

<sup>a</sup>*Sadovsky Institute of Geospheres Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>\*</sup>*e-mail: kriukova@idg.ras.ru*

<sup>\*\*</sup>*e-mail: ovtch@idg.ras.ru*

Received October 14, 2024; revised November 30, 2024; accepted April December 25, 2024

**Abstract** — For a more detailed description of the dynamic processes and determination of the properties of the inner core regions, inaccessible to study by traditional methods, the seismic interferometry method, which is based on the technique of cross-correlation analysis of time series for different types of data, was applied in this work. Cross-correlation analyses of the seismic coda window with a start three hours after a strong event and the end 10 hours later are performed for all possible pairs of more than 300 stations and 6 large earthquakes (for each separately) occurring between 2013 and 2024. Synthetic cross-correlograms are calculated for models with different attenuation and an additional boundary in the inner core. Four different types of inner core studies by seismic interferometry were carried out: global, regional, station latitude-dependent, and calendar time-dependent. The stability of the PKIKPPKIKP wave on global correlograms, the possibility of its observation in areas with high and low density of seismic stations, the dependence of the wave travel time on the angle between the wave direction and the Earth rotation axis, and the stationarity of the wave for the time period from 2013 to 2024 were demonstrated.

*Keywords:* PKIKPPKIKP wave, late coda, global cross-correlogram, anisotropy