

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НИЗКОЧАСТОТНЫХ ШУМОВ В ПАССИВНОЙ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ ДНА ОКЕАНА

© 2021 г. С. А. Тихоцкий^{a, b}, Д. А. Преснов^{a, *}, А. Л. Собисевич^a, А. С. Шуруп^{a, c}

^aИнститут физики Земли им. О. Ю. Шмидта Российской академии наук,
ул. Большая Грузинская 10, стр. 1, Москва, 123995 Россия

^bМосковский физико-технический институт (национальный исследовательский университет),
Институтский пер. 9, Долгопрудный, 141701 Россия

^cМосковский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
физический факультет, Ленинские горы, ГСП-1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: presnov@physics.msu.ru

Поступила в редакцию 20.08.2020 г.

После доработки 20.08.2020 г.

Принята к публикации 08.09.2020 г.

Исследуется возможность использования фонового сейсмоакустического шума, сформированного на дне океана поверхностными волнами типа Шолте, для изучения структуры геофизической среды методами пассивной сейсмоакустической томографии. Приводятся результаты реконструкции глубинного строения района Гавайских островов на основе обработки экспериментальных данных, полученных сетью донных широкополосных сейсмических станций. Решение обратной задачи состоит из двух этапов. Сначала оцениваются дисперсионные зависимости фазовых и групповых скоростей поверхностных волн на основе анализа функции взаимной корреляции фонового шума между различными парами донных сейсмоприемников. На втором этапе решается задача инверсии оцененных дисперсионных кривых в вертикально-слоистую упругую модель литосферы. Сопоставление результатов инверсии с известными скоростными моделями района Гавайских островов демонстрирует достоверность оценок, получаемых с помощью обсуждаемого пассивного подхода. Полученные результаты также указывают на возможность сокращения времени сбора данных в ходе проведения натурного эксперимента по сравнению с методами, использующими сигналы от землетрясений, которые должны озвучить исследуемую область с различных направлений.

Ключевые слова: пассивная сейсмоакустическая томография, оценка акустических характеристик дна океана, донные сейсмические станции, сейсмоакустический шум, поверхностные волны, слоистая среда

DOI: 10.31857/S0320791921010056

ВВЕДЕНИЕ

Использование естественного шума в качестве источника информации о строении среды является перспективным методом как в сейсмологических [1, 2], так и в океанологических исследованиях [3, 4]. Наличие фонового сейсмоакустического сигнала позволяет отказаться от использования в измерениях дорогостоящих низкочастотных излучателей, что приводит к существенному снижению стоимости эксперимента. Физической основой пассивных (то есть не требующих использования специального активного источника) методов является возможность оценки характеристик функции Грина среды из взаимно-корреляционной функции шума, зарегистрированного в двух разнесенных в пространстве точках, при достаточно продолжительном времени его накопления. В настоящее время такая возможность хоро-

шо известна и подтверждена как в рамках теоретических рассмотрений [5–7], так и экспериментально [8–10]. Основным ограничением практического применения пассивных методов в гидроакустических приложениях является время накопления шума, которое требуется для получения достоверных оценок. В зависимости от расстояний между точками регистрации шумов, пространственной анизотропии шумового поля, технических характеристик приемной системы и других условий, время накопления может достигать нескольких часов, дней и даже недель, что делает в этих случаях невозможным применение пассивных методов для мониторинга быстро протекающих процессов в океане. Если в гидроакустике пассивные методы все еще далеки от реализации своего потенциала, то в геофизических приложениях пассивные методы (называемые также шумовой ин-

терферометрией) уже зарекомендовали себя в сейсмоакустических исследованиях Земли [11]. Основное преимущество использования шумовой интерферометрии в геофизике по сравнению с океанологией заключается в том, что геофизическая среда существенно более стационарная, чем океан.

При измерениях на суше принимаемый сейсмоакустический сигнал сформирован в основном микросейсмическим шумом, происхождение которого связано с удаленными возмущениями в атмосфере и океане, а также с наличием землетрясений. При этом на большие расстояния, из-за более слабого геометрического расхождения, распространяются в основном низкочастотные поверхностные волны типа Рэля и Лява [12]. Энергия поверхностной волны локализована вблизи поверхности, а амплитуда экспоненциально убывает при удалении от границы пропорционально длине волны [13], что позволяет, рассматривая различные частотные диапазоны, получать информацию о среде распространения на различной глубине, то есть о вертикальной структуре слоистой Земли. Это фундаментальное свойство привело к широкому применению волн Рэля в активных и пассивных геофизических исследованиях различного масштаба с глубиной зондирования от десятков метров [14] до нескольких сотен километров [13].

Если на суше методы пассивной сейсмоакустической томографии себя уже зарекомендовали, то применение их для глубинного зондирования дна океана является достаточно новой, еще до конца не изученной задачей. На сегодняшний день, к общепринятым методам изучения строения дна на акваториях относятся морские модификации метода отраженных волн и метода преломленных волн [15], прием излучаемого сигнала в которых осуществляется обычно при помощи буксируемой судном линейной цепочки гидрофонов. Известны работы по развитию методов когерентной сейсмоакустики [16], позволяющие снизить уровни излучаемых сигналов, т.е. уменьшить стоимость проведения эксперимента за счет снижения цены источника и затрат на его энергообеспечение, а также уменьшить воздействие низкочастотного звука большой интенсивности на морских млекопитающих, для которых он представляет серьезную угрозу. Кроме этого, восстановление приповерхностных характеристик дна возможно гидроакустическими методами [17, 18]. Одним из недостатков данного класса исследований является невозможность регистрации поперечной волны, несущей важную информацию о модуле сдвига среды. В связи с этим, в последние десятилетия набирает популярность применение донных сейсмических станций (ocean bottom seismograph – OBS), предназначенных для измерения как трех компонент колебательной

скорости, так и акустического давления [19]. В России подобные донные сети сейсмических станций применяются для мониторинга сейсмичности в районе ответственных морских объектов [20]. Донные сейсмические станции позволяют использовать при изучении строения среды поперечные и донные поверхностные волны, генерируемые в морском дне специализированными излучателями и землетрясениями. Возможности и ограничения пассивной сейсмоакустической томографии глубинных структур дна, использующей одиночные донные станции, в настоящее время мало изучены.

Целью данной работы является исследование возможности использования фонового сейсмоакустического шума, формируемого на дне океана и регистрируемого донными станциями, для решения задачи восстановления характеристик океанической литосферы. В связи с этим на первый план выходит анализ поверхностной волны Шолте, распространяющейся вдоль границы водной толщи и дна океана (иногда называемой также волной Стоунли [21]). Скорость этой волны, по аналогии с рэлеевской волной, так же зависит от параметров среды, расположенной на глубине порядка длины волны, и позволяет оценивать характеристики геологических структур слоистого дна [22, 23]. В дальнейшем в качестве упругих параметров слоев, подлежащих оценке, будут рассматриваться скорости поперечных V_s и продольных V_p волн, которые связаны с модулем объемного сжатия K , модулем сдвига μ и плотностью ρ стандартными соотношениями: $V_p = \sqrt{(K + 4\mu/3)/\rho}$, $V_s = \sqrt{\mu/\rho}$.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

С использованием площадных сетей донных океанических сейсмометров на сегодняшний день выполнено более десятка экспериментов в разных уголках земного шара. Для исследования возможностей рассматриваемого в настоящей работе подхода были выбраны данные эксперимента, проведенного в центральной части Тихого океана в районе Гавайского архипелага (“Plume Lithosphere Undersea Melt – PLUME”) [24, 25]. Измерительная система состояла из более семидесяти автономных донных станций, покрывающих территорию порядка 1 млн кв. км (рис. 1). Целью эксперимента было изучение строения литосферы и магматического плюма под гавайским поднятием на основе записей землетрясений, сигналы от которых проходили через исследуемую область. Для этой цели использовались сигналы от 164 крупных сейсмических событий с магнитудой выше 6, произошедших в течение двух лет. Необходимость регистрации большого

количества землетрясений, сигналы от которых используются для томографического восстановления параметров среды, являлась одним из факторов, потребовавшим столь продолжительного времени проведения эксперимента. Ниже показано, что при использовании шумовой интерферометрии время накопления шумового сигнала, то есть время проведения эксперимента, может составлять несколько месяцев. Тем самым оказывается возможным заметное сокращение времени проведения экспериментальных работ по сравнению с методами, использующими сигналы от землетрясений, которые должны озвучить исследуемую область с различных направлений.

Для позиционирования сейсмостанций на дне с приемлемой точностью (глубина в некоторых местах достигала 5 км и более) использовались глубоководные управляемые аппараты, что позволило определить координаты измерительных точек с точностью до нескольких десятков метров.

Каждая донная сейсмостанция содержала регистратор с 24-разрядным шестиканальным АЦП, часы точного хода с цифровой температурной компенсацией (<5 мс/день), трехкомпонентный широкополосный сейсмометр, блок литиевых аккумуляторов, приемник и передатчик гидроакустических сигналов, а также специальную систему для установки прибора на дно по горизонтальному уровню, включающая карданный подвес в самом датчике. Вся электроника и другие хрупкие элементы помещались в стеклянные шары, для обеспечения защиты от высокого давления на большой глубине. При размыкании акустического замка сейсмометр, регистратор с данными и система связи поднимались на поверхность.

При анализе характеристик шумового сигнала для решения задач настоящей работы важным фактором является точная временная синхронизация всех измерительных точек. При первичной обработке данных, временной лаг на различных пунктах наблюдения определялся путем анализа времен прихода сейсмических сигналов от нескольких мощных землетрясений, координаты которых считались известными. Учитывая то, что температура вблизи дна океана является достаточно стабильной, временной сдвиг оказался меньше 1.5 с/год.

В результате тщательной проверки было отобрано 46 из 62 донных станций, которые предоставили качественные данные за достаточно длительный период времени. Отбраковка выполнялась по нескольким причинам, среди которых – повреждение электронной регистрирующей аппаратуры, некорректная установка прибора относительно горизонтального уровня, “пропуски” во временных рядах, высокий уровень шумов, превышение динамического диапа-

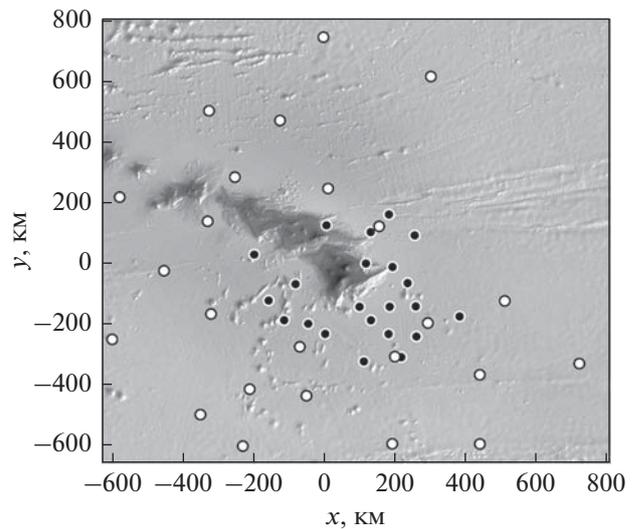


Рис. 1. Расположение донных сейсмических станций эксперимента PLUME вблизи о. Гавайи в Тихом океане: черные точки указывают расположение станций в 2005, белые точки – в 2006 году.

зона. На данном этапе исследования использовались только сигналы с вертикального канала колебательной скорости, которые в основном сформированы волнами рэлеевского типа. Эксперимент проходил в два этапа – в 2005 году использовалась группа из $N_1 = 22$ приемников с апертурой 500 км (черные точки на рис. 1), в 2006 году группа из $N_2 = 24$ с апертурой 1000 км (белые точки на рис. 1). Расстояния между конкретными парами изменялись в достаточно широком диапазоне от 50 до 1500 км, средняя глубина океана в местах установки станций составляла 5.2 км.

ОЦЕНКА ДИСПЕРСИОННЫХ ЗАВИСИМОСТЕЙ ФАЗОВОЙ И ГРУППОВОЙ СКОРОСТЕЙ ВОЛНЫ ШОЛТЕ ПО ШУМОВЫМ ДАННЫМ

На первом этапе решалась задача оценки времен $\tau_i(f_j)$ распространения поверхностных волн между различными i -ыми парами донных станций ($i = 1, \dots, I$) на основе анализа корреляционных функций шумов в различных достаточно узкополосных частотных диапазонах, характеризующихся центральными частотами f_j . Временная задержка, соответствующая максимуму производной корреляционной функции шума, дает оценку времени распространения сигнала между рассматриваемой парой станций [7, 10]. Для известных расстояний d_i между i -ыми парами станций получаемые времена $\tau_i(f_j)$ позволяют, в свою очередь, оценить дисперсионные зависимости групповых скоростей волн Шолте: $v_i(f_j) = d_i / \tau_i(f_j)$.

Средняя по рассматриваемому региону дисперсионная зависимость групповой скорости оценивается простым усреднением по всем парам сейсмоприемников:

$$v(f_j) = \frac{1}{I} \sum_{i=1}^I v_i(f_j). \quad (1)$$

Одним из критериев достоверности получаемых оценок является наличие двух симметричных относительно нулевой временной задержки пиков корреляционной функции, соответствующих времени распространения донной поверхностной волны вдоль трассы между приемниками, как если бы источник возмущения находился в каждой из точек приема. В действительности сигнал, регистрируемый на дне океана, содержит помимо шумовой компоненты, сформированной поверхностной волной, другие сигналы, вызванные локализованными в пространстве источниками, самые интенсивные из которых это течения и землетрясения. Наличие заметных импульсных сигналов во временных рядах приводит к искажению взаимно-корреляционной функции, которая будет соответствовать не функции Грина, а функции конкретного мощного источника. В связи с этим, на первом этапе обработки данных требовалась разработка эффективных алгоритмов автоматизированной обработки временных рядов, которые позволят “обелить” всю используемую запись, то есть исключить влияние интенсивных локализованных источников.

Предварительная обработка временных рядов включала в себя учет передаточной функции датчика, полосовую фильтрацию, удаление среднего и линейного тренда. Выполненный спектральный анализ показал, что записи большинства донных сейсмических станций содержат интенсивные микросейсмические сигналы первого и второго рода с периодами 7.5 и 15 с [26], при этом основная энергия шума сосредоточена в области частот 0.1–0.4 Гц. Таким образом, регистрируемый на морском дне шумовой фон имеет сходные характеристики с сейсмическим шумом, формирующимся на суше, а значит, можно попытаться применить стандартные методы обработки, предложенные ранее в сейсмологии [27, 28]. Обработка имеющихся экспериментальных данных показала, что наиболее благоприятное влияние на результаты корреляционной обработки оказывают процедуры “нормализации” амплитуды сигнала и “обеления” спектра. Исходная запись на каждой из станций обрабатывалась отдельно — исходный временной ряд разбивался на суточные интервалы, а затем последовательно применялись две процедуры:

1. Амплитудная “нормализация”, которая сводится к уменьшению влияния интенсивных локализованных событий (землетрясений). Так как на

фоне шума событие не всегда может быть выделено при визуальной обработке, для уменьшения его влияния на взаимно корреляционную функцию применяется следующий алгоритм: модуль амплитуды фильтрованного в диапазоне частот 0.07–0.13 Гц суточного сигнала усредняется в бегущем временном окне, размером 70 с. Такое усреднение позволяет выделить временную область, в которой амплитуда события велика, и путем нормировки исходной — не фильтрованной записи получить сглаженный вид сейсмического сигнала.

2. “Обеление” спектра — приведение спектра нормализованной записи к виду, близкому к виду белого шума для избавления от резких узкополосных скачков амплитуды, вызванных, например, квазигармоническими сигналами. Для этого, после выполнения процедуры нормализации, амплитудный спектр суточной записи усредняется в бегущем спектральном окне шириной 0.005 Гц, а полученный в результате ряд используется для нормировки спектра сигнала, после чего выполняется обратное преобразование Фурье. Спектр итогового сигнала оказывается близким к спектру белого шума.

Таким образом, запись каждой из выбранных 46 станций разбивалась на части, соответствующие 24 ч и для каждого из этих временных рядов проводились две описанные выше процедуры. После этого вычислялись суточные взаимно-корреляционные функции шумовых сигналов для каждой из пар станций, которые затем усреднялись за весь рассматриваемый период. Исследование зависимости выходного отношения сигнал/помеха на выходе алгоритма рассматриваемой корреляционной обработки показало, что время накопления шумового сигнала, требуемого для получения корреляционных функций удовлетворительного вида, в рассматриваемом эксперименте составляет три месяца.

На рис. 2 изображены производные по времени рассчитанных взаимно-корреляционных функций, отсортированные в порядке увеличения расстояния между сейсмоприемниками. На рис. 2 видно, что большинство полученных функций симметричны относительно нулевой временной задержки, что указывает на корректность полученных оценок. Следует также отметить, что по времени пробега сигнала между парами приемников выделяются две волны — быстрая и медленная, распространяющиеся со скоростями близкими, соответственно, к скоростям волны Рэлея (распространяющейся вдоль границы упругого полупространства и вакуума на низких частотах) и волны Стоунли (распространяющейся вдоль границы упругого и жидкого полупространств на высоких частотах). Наблюдаемые волны соответствуют асимптотикам дисперсион-

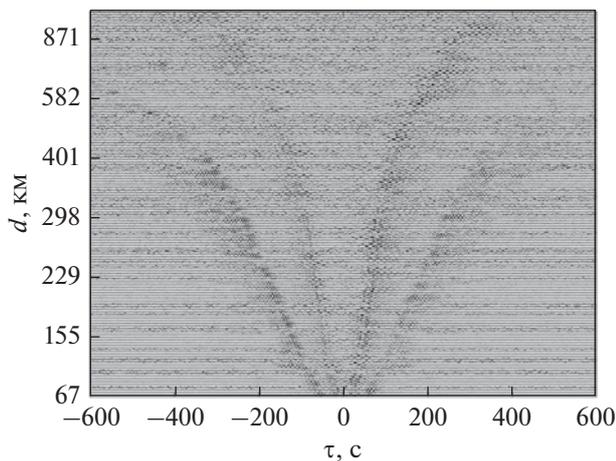


Рис. 2. Производные по времени от взаимно-корреляционных функций фоновых шумов, зарегистрированных различными парами сейсмостанций, расположенных на расстояниях d друг от друга. Временные задержки τ , соответствующие максимумам изображенных функций, описывают времена распространения поверхностных волн между парами сейсмостанций во взаимно противоположных направлениях (положительные и отрицательные значения τ).

ной кривой групповой скорости донной поверхностной волны [29] (рис. 3).

На следующем этапе для более точного определения времен пробега и соответственно скоростей распространения, корреляционные функции усреднялись на положительном и отрицательном интервалах временных задержек. Полученные данные анализировались методами f - k анализа для оценки дисперсионной зависимости фазовой скорости, характеризующей средние значения

фазовых скоростей поверхностных волн в исследуемом регионе в рассматриваемой полосе частот. В настоящей работе по причине неравномерного изменения расстояний между приемниками вместо более распространенного двумерного (в пространстве и времени) преобразования Фурье применялось τ - p преобразование или метод направленного суммирования [30], которое заключается в последовательном переборе фазовых скоростей из заданного интервала и суммирования сдвинутых фазовых частей спектра, в соответствии с формулой:

$$S(f, c) = \left| \sum_i \frac{\mathcal{F}_i(f)}{|\mathcal{F}_i(f)|} \exp\left(j \frac{2\pi f}{c} d_i\right) \right|, \quad (2)$$

где f – частота, c – фазовая скорость, \mathcal{F}_i – Фурье преобразование взаимно-корреляционной функции для i -ой пары приемников, разнесенных на расстояние d_i , j – мнимая единица.

На рис. 3а, где темным цветом изображены большие амплитуды функции $S(f, c)$, на сравнительно высоких частотах (при $f > 0.1$ Гц) отчетливо просматривается линия, соответствующая усредненной по исследуемой области дисперсионной зависимости фазовой скорости поверхностной волны. Наблюдаемая высокочастотная асимптотика соответствует медленной волне Стоунли, о чем упоминалось ранее (рис. 2). На высоких частотах поверхностная волна локализована вблизи раздела сред водный слой–дно и ее скорость оказывается практически одинаковой для различных i -ых пар сейсмоприемников. В итоге суммирование в (2) приводит к “когерентному” сложению корреляционных функций, что дает достаточно узкий (по значениям фазовых

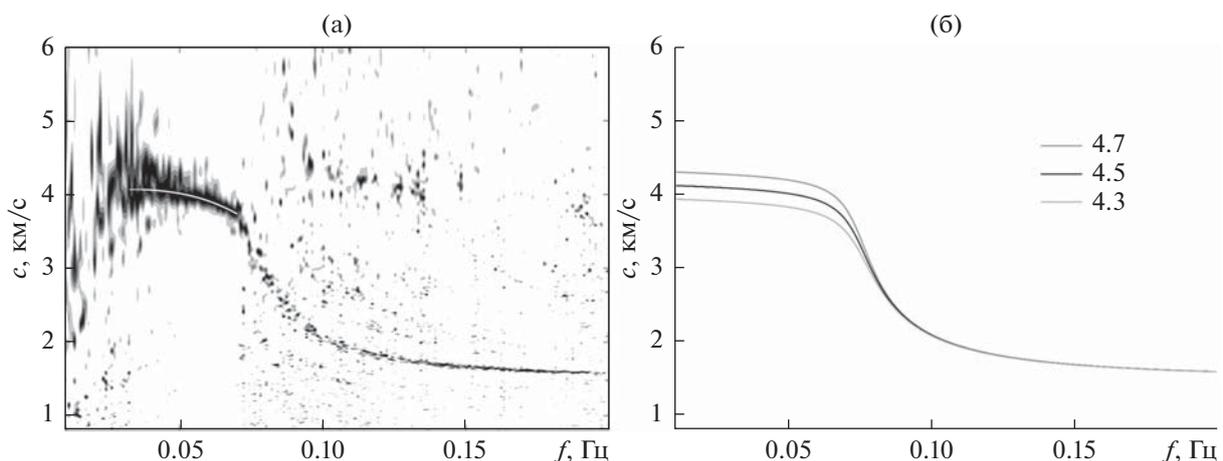


Рис. 3. (а) – Результат обработки шумовых корреляционных функций методом f - k анализа и (б) – результаты численных расчетов при значениях параметров среды, ожидаемых в условиях эксперимента (на графике указаны скорости поперечных волн в упругом полупространстве в км/с). Сплошная белая линия в низкочастотной области на рисунке (а) изображает оцененную из экспериментальных данных дисперсионную зависимость фазовой скорости $c(f)$.

скоростей c) всплеск зависимости $S(f, c)$ при больших значениях частоты f . В низкочастотной области на рис. 3а также наблюдается асимптотика, соответствующая быстрой волне, распространяющейся со скоростью волны Рэлея и наблюдавшейся ранее на рис. 2. В отличие от высокочастотного случая, в низкочастотной области ($f < 0.075$ Гц) когерентного суммирования в (2) не получается, и на рис. 3а для низких частот f функция $S(f, c)$ оказывается “размазанной” вблизи средней дисперсионной кривой. Это означает, что на значительных глубинах (куда проникает низкочастотная поверхностная волна) характеристики дна заметно отличаются для различных направлений распространения между рассматриваемыми i -ыми парами сейсмоприемников. Действительно, наличие вулканических образований, расположенных под Гавайскими островами, приводит к тому, что скорость распространения низкочастотных поверхностных волн вдоль различных траекторий может существенно отличаться, причем не только в зависимости от выбора пары сейсмоприемников, но и от выбора частоты, т.е. от глубины зондирования. Наблюдаемый различный характер зависимости фазовой скорости поверхностной волны от частоты для различных направлений ее распространения через исследуемую область указывает на принципиальную возможность построения пассивной схемы сейсмоакустической томографии для оценки трехмерной скоростной модели дна океана в рассматриваемой низкочастотной области. В настоящей работе в качестве первого шага проводимых исследований осуществляется восстановление среднего для рассматриваемого региона скоростного профиля дна океана, который на следующем шаге будет использоваться в качестве фонового при решении обратной задачи восстановления уже трехмерных возмущений скорости среды относительно этого фона.

На рис. 3б приведены результаты численного расчета дисперсионных зависимостей поверхностной волны, распространяющейся вдоль границы однородного жидкого слоя и однородного упругого полупространства на основе известного дисперсионного уравнения [31], для параметров модели, близких к условиям проведения эксперимента: толщина водного слоя 5200 м, скорость в водном слое 1.5 км/с, скорости продольных и поперечных волн в полупространстве выбирались равными 8.1 и 4.7 км/с (рис. 3б, темно-серая кривая); 7.8 и 4.5 км/с (рис. 3б, черная кривая), а также 7.4 и 4.3 км/с (рис. 3б, светло-серая кривая). Как видно на рис. 3б, в рассматриваемой упрощенной модели удается наблюдать основные закономерности, полученные из экспериментальных данных: присутствие низкочастотной и высокочастотной асимптотик, первая из которых

наиболее чувствительна к изменению характеристик упругого полупространства. Можно также выделить полосу 0.02–0.07 Гц, где дисперсия зависит преимущественно от параметров полупространства; именно этот частотный диапазон будет использоваться далее для восстановления строения литосферы под океаном.

На рис. 3а в области частот 0.02–0.07 Гц белым цветом нанесена кривая, характеризующая среднюю для рассматриваемого региона дисперсионную зависимость фазовой скорости $c(f)$, которая оценивалась на основе выделения и последующей интерполяции максимумов функции $S(f, c)$ в заданной полосе частот.

Для оценки средней по рассматриваемому региону дисперсионной зависимости групповой скорости $v(f_j)$ (1) взаимно-корреляционная функция подвергалась спектрально-временному анализу. Для каждой пары станций вычислялась производная корреляционной функции по времени, которая затем пропусклась через набор узкополосных фильтров, ширина полосы пропускания которых Δf_j увеличивалась пропорционально квадратному корню из центральной частоты фильтра f_j . После этого определялась временная задержка, соответствующая максимуму огибающей профильтрованной корреляционной функции для каждой центральной частоты f_j . Эта временная задержка представляет собой оценку времени распространения сигнала. Далее, полагая расстояния между приемниками известными, рассчитывались групповые скорости, соответствующие разным f_j . После оценки групповых скоростей для различных пар сейсмоприемников, вычислялась средняя дисперсионная зависимость $v(f_j)$ (1) для всего региона. Результаты расчетов $v(f_j)$ приведены на рис. 4 (тонкая сплошная линия), где также изображены интервалы погрешностей в виде стандартных отклонений $\sqrt{\frac{1}{I-1} \sum_{i=1}^I |v(f_j) - v_i(f_j)|^2}$. Для контроля достоверности получаемых результатов была проведена оценка $v(f_j)$ вторым независимым способом. Для этого рассматривалась дисперсия фазовой скорости $c(f)$, полученная ранее из анализа $S(f, c)$ (2). Используя связь между групповой $v(f)$ и фазовой $c(f)$ скоростями вида $v = c \left(1 - \frac{\omega}{c} \frac{dc}{d\omega}\right)^{-1}$, $\omega = 2\pi f$, была получена оценка для $\hat{v}(f)$, изображенная на рис. 4 жирной сплошной линией. Как видно на рис. 4, обе оценки дисперсионной зависимости групповой скорости совпадают в пределах ошибки, что указывает на приемлемую точность получаемых оценок. В итоге, узкополосный анализ

функции взаимной корреляции шумов, зарегистрированных одиночными донным сейсмоприемниками в рассматриваемом эксперименте, позволяет оценить дисперсионную кривую поверхностной волны Шолте для расстояний между приемниками вплоть до ≈ 900 км при времени накопления шумового сигнала ≈ 3 мес.

Полученные данные в виде дисперсии групповой $v(f)$ и фазовой $c(f)$ скоростей поверхностной волны являются исходными для решения обратной задачи восстановления среднего для рассматриваемого региона скоростного разреза дна океана.

РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ВОССТАНОВЛЕНИЯ УПРУГИХ ХАРАКТЕРИСТИК СЛОИСТОЙ СРЕДЫ

Наиболее эффективно дисперсия скорости поверхностной волны описывается в рамках модели слоисто-однородной упругой среды [32]. При наличии достаточно большого количества слоев, характеристическое уравнение будет иметь громоздкий вид, в связи с чем обычно среда моделируется численно, например, методом матричного пропагатора (или методом Томсона–Хаскелла) [33]. Для решения прямой задачи в настоящей работе использовался усовершенствованный алгоритм расчета дисперсионных кривых, предложенный в [34] и модифицированный соответствующим образом для учета наличия верхнего жидкого слоя – водной толщи океана. При решении обратной задачи необходимо ответить на вопрос об адекватной параметризации среды. В рассматриваемом случае неоднородная упругая среда описывается набором горизонтальных слоев, каждый из которых характеризуется скоростью продольных волн $V_p(z)$, скоростью поперечных волн $V_s(z)$, плотностью $\rho(z)$ и толщиной $h(z)$. Как известно [12], скорость поверхностной волны на заданной частоте наиболее чувствительна к вариациям на соответствующей глубине именно параметра V_s , поэтому далее в расчетах скорость продольных волн будет приближенно выражаться через скорость поперечных $V_p \approx \sqrt{3}V_s$. Плотности внутри каждого слоя будут фиксированными и равными плотностям исходной модели среды. Для определения толщин слоев, параметры которых будут восстанавливаться при решении обратной задачи, представляет интерес изучение чувствительности фазовой $c(f)$ и групповой $v(f)$ скоростей поверхностной волны к вариациям параметров слоев, расположенных на различной глубине. С увеличением глубины разрешающая способность метода будет падать, поэтому для сокращения размерности пространства неизвестных при решении обратной задачи имеет смысл

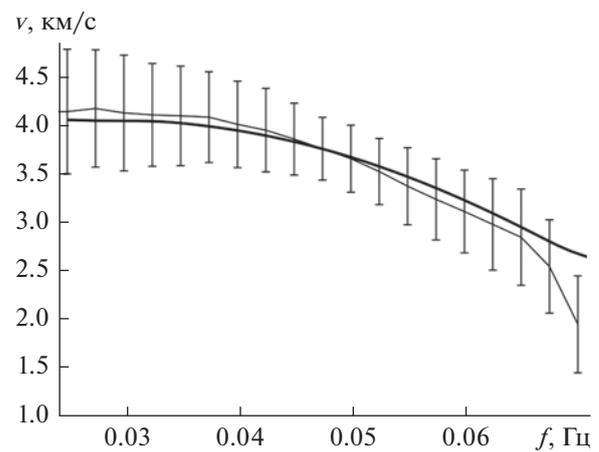


Рис. 4. Усредненная по всем трассам распространения дисперсионная зависимость групповой скорости $v(f)$ (тонкая сплошная линия), оцененная по временным задержкам, соответствующим максимумам огибающих, рассчитанных для производных по времени от шумовых корреляций (см. рис. 2). Толстая сплошная линия изображает оценку групповой скорости, рассчитанную из фазовой скорости $c(f)$ (серая сплошная линия на рис. 3а).

увеличивать толщину слоев по мере увеличения глубины. Рассматриваемая задача исследования чувствительности метода сводится к численному

вычислению частных производных $\left. \frac{\partial c}{\partial V_s} \right|_{f,z}$ и $\left. \frac{\partial v}{\partial V_s} \right|_{f,z}$

на фиксированной частоте f и при фиксированной глубине слоя z . На рис. 5 изображены кривые чувствительности фазовой и групповой скоростей в зависимости от глубины слоя, в котором варьировалась скорость поперечных волн, при этом полагалось $\Delta V_s = \pm 0.1$ км/с. Для вычисления производных использовалась модель, состоящая из 200 слоев, равномерно распределенных по глубине с шагом 0.5 км, основанная на модели литосферы Тихого океана возрастом 52–110 млн лет, полученной в работе [35] по данным от многих землетрясений.

На рис. 5 видно, что чувствительность фазовой и групповой скоростей к параметрам среды различна, причем чувствительность групповой скорости может быть отрицательной, что означает что при увеличении скорости поперечных волн в соответствующем слое групповая скорость поверхностной волны уменьшается. Чем ниже частота поверхностной волны, тем глубже находятся слои, параметры которых влияют на ее скорость. Низкочастотные поверхностные волны зависят от параметров среды на большей глубине, при этом разрешение с глубиной уменьшается. Эти обстоятельства позволяют сократить пространство параметров, подлежащих оценке при

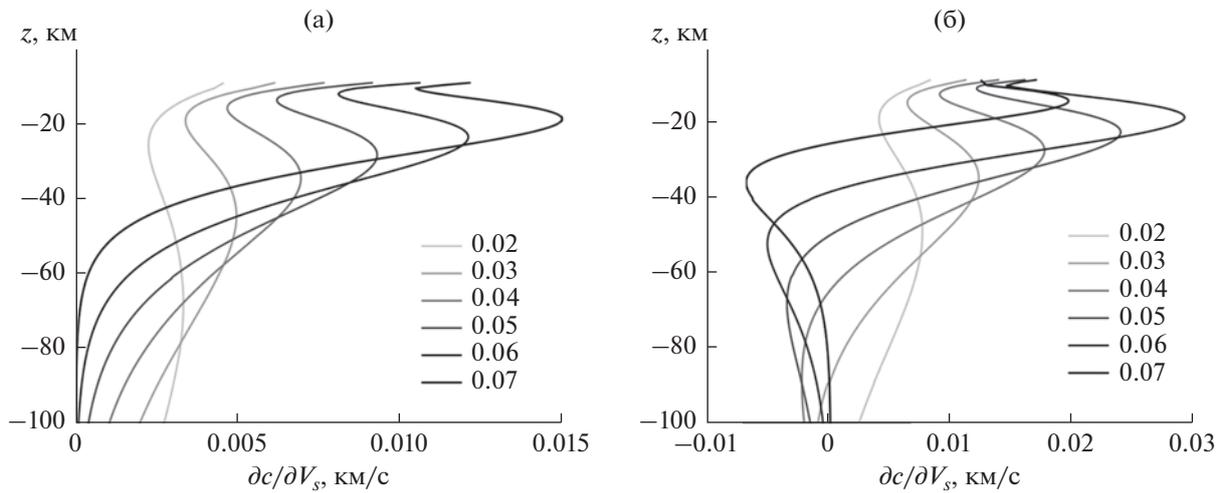


Рис. 5. Оценка чувствительности (а) – фазовой $\left. \frac{\partial c}{\partial V_s} \right|_{f,z}$ и (б) – групповой $\left. \frac{\partial v}{\partial V_s} \right|_{f,z}$ скоростей к вариациям скорости поперечных волн V_s в слоях, расположенных на различных глубинах z для 6 различных частот (значения частот в Гц изображены на графиках).

решении обратной задачи и описывать среду с использованием неравномерного распределения слоев по глубине. В рассматриваемом случае была выбрана модель среды, образованная 16 слоями, толщина которых изменялась от 2.5 км (вблизи границы водного слоя) до 15 км (на глубине 100 км).

Обратная задача решалась отдельно для фазовой $c(f)$ и групповой $v(f)$ скоростей, при этом процедуры инверсии совпадали. Далее, для сокращения объема работы, приводится описание алгоритма восстановления только для $c(f)$. При решении обратной задачи минимизировалась невязка между экспериментально оцененной дисперсионной кривой и теоретической дисперсионной кривой, рассчитанной для выбранной модели вертикально слоистой среды. Поиск минимума функционала невязки осуществлялся в соответствии со стандартной схемой [14]. Исследование показало, что в рассматриваемой полосе частот функционал невязки может иметь множество локальных минимумов, что требует наложения дополнительных априорных ограничений, которым должны удовлетворять получаемые решения. Для поиска минимума целевого функционала с ограничениями использовался алгоритм “внутренней точки” метода оптимизации [36]. В качестве начального приближения использовалась модель Тихого океана возрастом 52–110 млн лет [35], которая характеризовалась набором скоростей поперечных волн x_0 . При поиске приближенного решения уравнения вида $\|F(x) - u\| = 0$, где x – вектор искоемых неизвестных, $F(x)$ – функция, вычисляющая дисперсию

скорости поверхностной волны для заданной слоистой модели с параметрами x , u – экспериментально оцененная дисперсионная зависимость скорости поверхностной волны, накладывались дополнительные регуляризующие ограничения на значения элементов вектора x следующего вида:

$$\begin{cases} x_0 - a < x < x_0 + a, \\ -b \leq Ax \leq b. \end{cases} \quad (3)$$

Первое неравенство в (3) накладывает ограничение на максимальное отклонение восстанавливаемых неизвестных x от их фоновых значений x_0 . Второе условие в (3) применялось по аналогии с работой [37], где использовался тот факт, что параметры соседних слоев не должны сильно отличаться друг от друга; A – матрица дифференциального оператора первого порядка, а b – вектор, характеризующий меру гладкости модели. Для результатов инверсии, приводимых далее, значения параметров a и b выбирались равными 0.5 км/с и 0.008 с^{-1} , соответственно.

На рис. 6 тонкой черной линией показана исходная модель литосферы Тихого океана (зависимость скорости поперечных волн в слое от глубины) и результаты решения обратной задачи. Толстой черной линией изображен результат восстановления по данным в виде средней дисперсионной кривой фазовой скорости $c(f)$, полученной из функции $SL(f, c)$ (2). Толстой серой линией приведен результат восстановления, полученный на основе средней групповой скорости $v(f)$, оцененной по временным задержкам, которые соответствуют максимумам огибающих, рас-

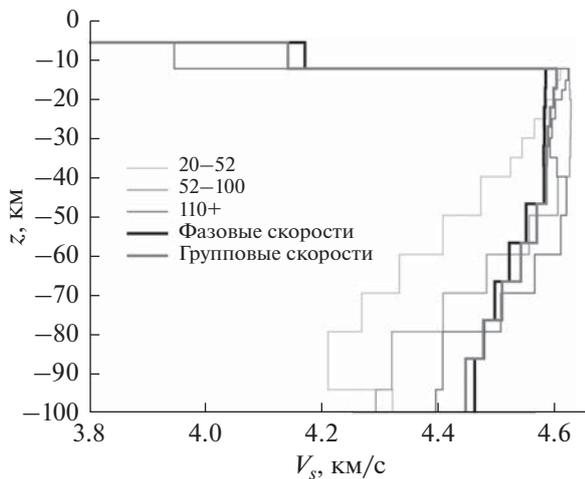


Рис. 6. Результаты решения обратной задачи восстановления профиля скорости поперечной волны $V_s(z)$ по данным в виде дисперсионных зависимостей фазовой (черная толстая линия) и групповой (толстая серая линия) скоростей поверхностных волн, оцененных из шумовых данных. Тонкими линиями изображены модели литосферы Тихого океана различного возраста по литературным источникам. На графике указан возраст соответствующей литосферы в млн лет.

считанных для производных по времени от шумовых корреляций. Также, на рис. 6 тонкими линиями изображены скоростные разрезы, построенные по другим известным моделям литосферы Тихого океана возраста 20–52 млн лет и более 110 млн лет [34]. На рис. 6 видно, что профили $V_s(z)$, восстановленные по оцененным из экспериментальных данных зависимостям $c(f)$ и $v(f)$, достаточно близки между собой, а также находятся в области ожидаемых значений скоростей, полученных ранее другими авторами [34].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в работе результаты обработки экспериментальных данных подтверждают возможность использования низкочастотного фонового шума, зарегистрированного одиночными донными станциями, для целей пассивной сейсмоакустической томографии дна океана в региональном масштабе. Для района Гавайских островов, представляющего несомненный интерес в виду повышенной вулканической активности этого региона, подобные результаты, насколько известно авторам, получены впервые. Ранее методы шумовой интерферометрии применялись в этом регионе к обработке данных с наземных сейсмических станций [38]. В настоящей работе показано, что в диапазоне частот 0.02–0.2 Гц функция взаимной корреляции шумов, зарегистрированных донными сейсмоприемниками, расположенными на расстояниях вплоть до ≈ 900 км при времени на-

копления шумового сигнала ≈ 3 мес., позволяет оценить дисперсионные зависимости групповой $v(f)$ и фазовой $c(f)$ скоростей поверхностных волн в рассматриваемом регионе. Это означает, что время проведения пассивного мониторинга геофизической среды методами шумовой интерферометрии может быть существенно меньше времени, которое требуется для накопления сигналов от землетрясений (в рассматриваемом эксперименте ≈ 1 года), т.к. в последнем случае приходится ожидать сейсмические события, сигналы от которых должны озвучить исследуемую область с разных направлений. Выделен диапазон частот 0.02–0.07 Гц, в котором регистрируемые поверхностные волны наиболее чувствительны к изменению характеристик дна океана в исследуемом регионе. Для этого диапазона частот оценены средние по исследуемой области дисперсионные зависимости групповой $v(f)$ и фазовой $c(f)$ скоростей. Полученные оценки $v(f)$ и $c(f)$ использовались для решения обратной задачи восстановления зависимости скорости поперечных волн $V_s(z)$ вплоть до глубин ≈ 100 км. Сравнение результатов инверсии $v(f)$ и $c(f)$ между собой, а также с известными моделями рассматриваемой области, указывают на приемлемую точность оценок, получаемых в рамках развиваемого подхода. Восстановленный средний для исследуемого региона скоростной профиль дна океана на следующем этапе проводимых исследований будет использоваться в качестве фонового при решении обратной задачи восстановления уже трехмерных возмущений скорости среды относительно этого фона.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-70034.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Яновская Т.Б., Лыскова Е.Л., Королева Т.Ю. Скоростное строение Карпатской зоны по данным шумовой поверхностно-волновой томографии // Физика Земли. 2014. № 5. С. 44.
2. Собисевич А.Л., Преснов Д.А., Собисевич Л.Е., Шуруп А.С. О локализации геологических отдельностей арктического шельфа на основе анализа модовой структуры сейсмоакустических полей // Докл. Акад. наук. 2018. Т. 479. № 1. С. 80–83.
3. Brown M.G., Godin O.A., Williams N.J., Zobotin N.A., Zobotina L.Y., Banker G.J. Acoustic Green's function extraction from ambient noise in a coastal ocean environment // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41. № 15. P. 5555–5562.
4. Сергеев С.Н., Шуруп А.С., Годин О.А., Веденев А.И., Гончаров В.В., Муханов П.Ю., Зоботин Н.А., Brown M.G. Выделение акустических мод во Флоридском проливе методом шумовой интерферометрии // Акуст. журн. 2017. Т. 63. № 1. С. 73–83.

5. *Wapenaar K.* Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation // *Phys. Rev. Lett.* 2004. V. 93. № 25. P. 254301–1–254301–4.
6. *Weaver R.L., Lobkis O.I.* Diffuse fields in open systems and the emergence of the Green's function // *J. Acoust. Soc. Am.* 2004. V. 116. № 5. P. 2731–2734.
7. *Буров В.А., Сергеев С.Н., Шуруп А.С.* Использование в пассивной томографии океана низкочастотных шумов // *Акуст. журн.* 2008. Т. 54. № 1. С. 51–61.
8. *Собисевич А.Л., Преснов Д.А., Собисевич Л.Е., Шуруп А.С.* Исследование геоакустических полей – физическая основа мониторинга локальных неоднородностей и запасов углеводородов в Арктике // *Известия РАН. Серия физическая.* 2018. Т. 82. № 5. С. 565–571.
9. *Буров В.А., Гринюк А.В., Кравченко В.Н., Муханов П.Ю., Сергеев С.Н., Шуруп А.С.* Выделение мод из шумового поля мелкого моря одиночными донными гидрофонами для целей пассивной томографии // *Акуст. журн.* 2014. Т. 60. № 6. С. 611–622.
10. *Гончаров В.В., Шуруп А.С., Годин О.А., Заботин Н.А., Веденев А.И., Сергеев С.Н., Brown M.G., Шатрапин А.В.* Томографическая инверсия измеренных функций взаимной корреляции шумов океана в мелкой воде с использованием лучевой теории // *Акуст. журн.* 2016. Т. 62. № 4. С. 431–441.
11. *Wapenaar K., Draganov D., Robertsson J.O.A.* Seismic Interferometry: History and Present Status, *Geophysics Reprint Series* № 26. Tulsa, Oklahoma: Society of Exploration Geophysics, 2008.
12. *Яновская Т.Б.* Поверхностно-волновая томография в сейсмологических исследованиях. СПб.: Наука, 2015.
13. *Бреховских Л.М.* Волны в слоистых средах. М.: Наука, 1973.
14. *Лу Л.-Ю., Жанг Б.-К.* Нахождение слоя с малой скоростью сдвиговых волн рэлеевской волной с помощью генетического алгоритма // *Акуст. журн.* 2006. Т. 52. № 6. С. 811–824.
15. *Шерифф Р., Гелдарт Л.* Сейсморазведка. Том 1: История, теория и получение данных. М.: Мир, 1987.
16. *Калинина В.И., Смирнов И.П., Хилько А.И., Курин В.В., Хилько А.А.* Восстановление параметров морского дна при когерентном сейсмоакустическом зондировании. III. Накопление сигналов и подавление шумов // *Акуст. журн.* 2019. Т. 65. № 1. С. 10–21.
17. *Буров В.А., Сергеев С.Н., Шуруп А.С., Щербина А.В.* Томографическое восстановление характеристик дна мелкого моря // *Акуст. журн.* 2015. Т. 61. № 5. С. 583–595.
18. *Григорьев В.А., Петников В.Г., Росляков А.Г., Терехина Я.Е.* Распространение звука в мелком море с неоднородным газонасыщенным дном // *Акуст. журн.* 2018. Т. 64. № 3. С. 342–358.
19. <http://www.obsip.org/instruments/long-period/whoi/specifications/>
20. *Левченко Д.Г., Леденев В.В., Ильин И.А., Парамонов А.А.* Длительный сейсмологический мониторинг морского дна с использованием автономных донных станций // *Сейсмические приборы.* 2009. Т. 45. № 1. С. 5–22.
21. *Петухов Ю.В., Разин А.В., Собисевич А.Л., Куликов В.И.* Сейсмоакустические и акустико-гравитационные волны в слоистых средах. М.: ИФЗ РАН, 2013.
22. *Ланин А.Д.* Определение параметров грунта по дисперсионной кривой поверхностной волны // *Акуст. журн.* 1993. Т. 39. № 1. С. 181–183.
23. *Акопова С.С., Бирюков Е.А., Григорьев А.Г., Тихоцкий С.А., Шур Д.Ю.* Экспериментальное исследование возможности использования поверхностной волны Шолте для изучения строения верхней части разреза на акваториях // *Вопросы инженерной сейсмологии.* 2016. Т. 43. № 4. С. 77–86.
24. *Laske G., Collins J.A., Wolfe C.J., Solomon S.C., Detrick R.S., Orcutt J.A., Bercovici D., Hauri E.H.* Probing the Hawaiian hot spot with new ocean bottom instruments // *EOS Trans. AGU.* 2009. № 90. P. 362–363.
25. http://www.fdsn.org/networks/detail/YS_2004/
26. *Longuet-Higgins M.S.* A theory of the origin of microseisms // *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Sci.* 1950. V. 243(857). P. 1–35.
27. *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 broadband surface wave dispersion measurements // *Geophys. J. Int.* 2007. V. 169. P. 1239–1260.
28. *Королева Т.Ю., Яновская Т.Б., Патрушева С.С.* Использование сейсмического шума для определения структуры верхней толщи Земли // *Физика Земли.* 2009. № 5. С. 3–14.
29. *Преснов Д.А., Жостков Р.А., Гусев В.А., Шуруп А.С.* Дисперсионные зависимости упругих волн в покрытом льдом мелком море // *Акуст. журн.* 2014. Т. 60. № 4. С. 426–436.
30. *Клаербоут Д.Ф.* Сейсмическое изображение земных недр. М.: Недра, 1989.
31. *Викторов И.А.* Звуковые поверхностные волны в твердых телах. М.: Наука, 1981.
32. *Кейлис-Борок В.И.* (под ред.) Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле. М.: Наука, 1988.
33. *Аки К., Ричардс П.* Количественная сейсмология: теории и методы Том 1. М.: Мир, 1983.
34. *Buchen P.W., Ben-Hador R.* Free-mode surface-wave computations // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 124. P. 869–887.
35. *Nishimura C.E., Forsyth D.W.* The anisotropic structure of the upper mantle in the Pacific // *Geophys. J. Int.* 1989. № 96. P. 203–229.
36. *Byrd R.H., Gilbert J.C., Nocedal J.* A trust region method based on interior point techniques for nonlinear programming // *Mathematical Programming.* 2000. V. 89. № 1. P. 149–185.
37. *Constable S.C., Parker R.L., Constable C.G.* Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data // *Geophysics.* 1987. V. 52. № 3. P. 289–300.
38. *Ballmer S., Wolfe C.J., Okubo P.G., Haney M.M., Thurber C.H.* Ambient seismic noise interferometry in Hawai'i reveals long-range observability of volcanic tremor // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 194. № 1. P. 512–523.