

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК И СВОЙСТВ СТАЦИОНАРНОСТИ НИЗКОЧАСТОТНЫХ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ

© 2008 г. А. В. Горбатиков, М. Ю. Степанова

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 01.11.2006 г.

Проведено экспериментальное исследование статистических свойств микросейсмических сигналов в частотном диапазоне 0.03–15 Гц в различных точках Земли вблизи и вдали от источников микросейсм. Обнаружено, что различные частотные диапазоны микросейсмического сигнала имеют различные свойства стационарности. Произведена оценка минимального интервала стационарности микросейсм в частотном диапазоне 0.12–1.1 Гц, которая оказалась равной 1–1.5 часа. В диапазоне частот выше 1.1 Гц интервал стационарности определяется несколькими минутами. Сделан вывод, имеющий универсальный характер, о невозможности увеличения точности измерения спектральной плотности микросейсм выше некоторого определенного предела путем увеличения времени накопления сигнала.

PACS: 91.30.Fn

ВВЕДЕНИЕ

Использование микросейсм для получения информации об особенностях структуры и механических параметрах геологических объектов представляется очень привлекательным. Микросейсмические сигналы всегда присутствуют на поверхности Земли в каждой ее точке. Многие исследователи работают в последнее время над методами, в которых микросейсмы выступают в роли зондирующего сигнала. В области этих исследований появилась даже более-менее устойчивая терминология. Так, условная классификация по признаку “длинных” периодов ($T > 1$ сек) и “коротких” периодов ($T < 1$ сек) приблизительно соответствует разделению между “микросейсмами” естественной природы и “микротремором” искусственной природы [Vard, 1999].

Микросейсмическое поле двойственно по природе. С одной стороны, микросейсмическое поле представлено интерференцией сейсмических волн различных типов, механизм распространения которых хорошо изучен. Волны распространяются в виде отдельных цугов конечной длительности и в пределах этой длительности представляют собой в каждой точке поверхности детерминированный процесс. С другой стороны, наблюдателю заранее неизвестны ни пропорции содержания каждого типа волн, ни амплитуды, ни начальные фазы, ни длительности этих цугов. Случайность этих и других параметров делает микросейсмическое колебание в отдельной точке случайным процессом, у которого существуют статистические характеристики, определяемые в эксперименте.

Двойственность микросейсмического поля определяет две основные группы подходов к использованию микросейсм в качестве зондирующего сигнала для исследования геологической среды. Первая группа исследований базируется на детерминированных свойствах микросейсмических волн. К ней относятся исследования, где в качестве инструмента используются малоапертурные группы той или иной конфигурации.

Ко второй группе, использующей статистические свойства микросейсм, относится изучение корреляции тех или иных устойчивых статистических характеристик случайного микросейсмического поля с геологическими неоднородностями в пространстве. При этом, как правило, сами измерения производятся отдельным датчиком без использования группы. Информативными характеристиками могут быть, например, частоты и амплитуды пиков в микросейсмических спектрах в предположении их связи с пространственными параметрами залегания геологических слоев [Asthen, 1978; Kanai, 1954; Katz, 1978].

Рассчитывая использовать пространственные свойства спектральных характеристик микросейсмического сигнала, измеряемых отдельным переносным прибором, для оценки геологических параметров, мы должны быть уверены, что получаемые величины являются в необходимой мере стационарными, то есть, что они не зависят от календарной даты измерений, от погоды и времени суток и т.п. Кроме того, мы должны располагать определенными сведениями о составе сигнала для последующего выбора модели интерпретации.

При этих условиях мы сможем увязать между собой пространственное распределение параметров микросейсмического поля и распределение механических свойств среды в пределах изучаемого полигона. Отметим, что в данном подходе всегда присутствует методическая проблема – насколько точно можно получить оценку, предположим, спектральной плотности микросейсм в выбранной точке? Достаточно ли простого увеличения времени наблюдений и до какой степени увеличение времени наблюдений имеет практический смысл?

Подтверждение влияния геологических параметров на формирование микросейсмического поля можно найти в ряде исследований. Например, в работе [Rodgers, 1987] зависимость спектров от геологических условий установки проявлялась сильнее, чем зависимость от временных вариаций, и, значит, существует возможность картировать территорию по параметру интенсивности микросейсмических сигналов и коррелировать результат с геологическими условиями. С другой стороны, в этой работе показано, что существуют сезонные вариации характера микросейсм. Лето отличается от зимы, и микросейсмический сигнал является нестационарным на длительных временных интервалах. Свойства стационарности в значительной степени определяются наблюдаемыми частотами, которые, в свою очередь, определяются природой и характером источников микросейсм, а также возможностью регистрировать сигналы на различных расстояниях от источников. Например, микросейсм сравнительно низких частот 0.2–0.3 Гц ($T > 3–5$ сек) и ниже могут распространяться в виде поверхностных волн на расстояния в сотни и тысячи километров от своих источников.

В настоящее время исследователи сходятся между собой на нескольких механизмах генерации низкочастотных микросейсм, а именно, (1) воздействие прибоев, (2) передача вариаций давления через водную толщу на дно с последующим распространением по континенту, а также (3) передача вариаций давления непосредственно на твердую поверхность [Beauduin, 1996]. В свою очередь, вариации давления могут порождаться вследствие ветрового воздействия на поверхность океана и появления зыби, могут проявляться как прямое действие вариаций атмосферного давления в центрах крупных атмосферных вихрей на поверхность акваторий и территорию суши, а также вследствие зарождения внутренних гравитационных волн в слоях океанических вод в районах с протяженным шельфом [Монахов, 1977; Bromirski, 2001].

Ввиду случайной природы микросейсм интервал стационарности для отдельных спектральных

диапазонов ограничен со стороны малой длительности наблюдений. Однако, как будет показано ниже, интервал стационарности ограничен также и со стороны больших значений длительности. Статистические характеристики случайного микросейсмического сигнала, определенные на интервале стационарности, имеют медленные трендовые временные вариации, характер которых различен для разных частот спектра вследствие различия природы источников, формирующих полный микросейсмический спектр. Задачей данной работы является анализ микросейсмических сигналов, зарегистрированных в различных точках Земли, в условиях близкого источника (океанического побережья) и в условиях удаленного источника. В работе анализировались нормальность, случайность и стационарность сигналов с целью оценки конкретных значений временных и частотных интервалов, на которых микросейсм можно считать стационарным процессом и использовать для практического изучения строения верхних слоев земной коры.

Экспериментальным обоснованием проведения настоящего исследования явились результаты анализа поведения дисперсии микросейсмического сигнала в частотном диапазоне 0.03–15 Гц в увеличивающемся временном окне (рис. 1). Для анализа была взята двухсуточная кусочно-непрерывная запись микросейсм, полученная на острове Ель Иеро Канарского архипелага. Каждая кривая на рисунке отображает поведение дисперсии сигнала в увеличивающемся окне анализа со смещением начала анализа по времени на 1 час 20 минут. Черные линии относятся к 12.09.2004, а серые – к 13.09.2004. Можно выделить следующие участки особого поведения кривых, характерные для всего семейства. (1) Начальный участок практически каждой кривой имеет характер резкого падения или подъема. Длительность участка составляет около 20 минут. (2) Каждая кривая имеет характерный участок стабилизации. У некоторых кривых этот участок выглядит как точка перегиба. Визуально длительность этого участка для всего семейства в среднем составляет от 20 до 40 минут. (3) Каждая кривая заканчивается характерным участком гладкого подъема или спада. Хорошо видно, что хвостовые участки всех кривых не сходятся к какой-то определенной величине, а их предел зависит от времени начала анализа дисперсии. Таким образом, видно, что случайный процесс (микросейсмический сигнал) не является стационарным на значительных временах, порядка нескольких часов. Тем не менее, наличие определенного участка стабилизации (участок 2) позволяет нам поставить вопрос о экспериментальном исследовании его длительности и оценке характерного интервала стационарности микро-

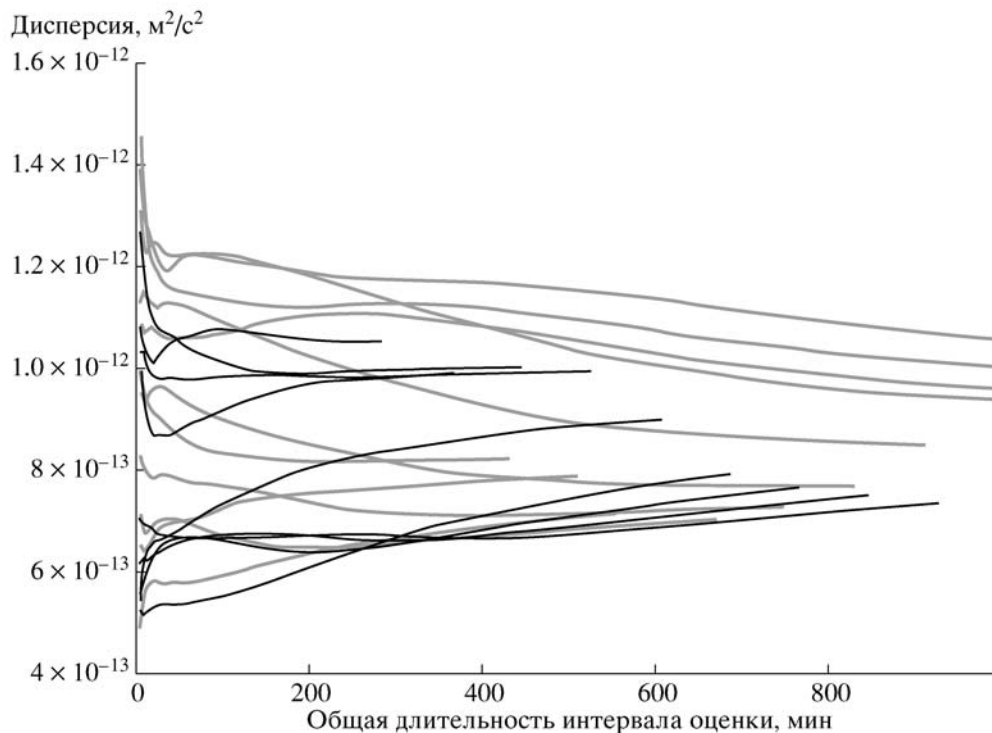


Рис. 1. Семейство зависимостей дисперсии микросейсмического сигнала в диапазоне 0.03–15 Гц от длительности интервала оценки. Запись произведена на о. Эль Иеро, Канарский архипелаг. Черные линии относятся к 12.09.2004, серые – к 13.09.2004. Сдвиг начала регистрации между кривыми семейства составляет примерно 1 час 20 мин.

сейсмического сигнала в различных частотных полосах.

АППАРАТУРА И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

В качестве экспериментального материала был использован ряд последовательных фрагментов записи микросейсмических сигналов длительностью 234 и 250 сек, в полосе частот 0.03–15 Гц. Микросейсмью регистрировались в трех районах Земли – остров Эль Иеро (Канарские острова), Астраханская область РФ, Дмитровский район Московской области РФ.

Для организации наблюдений были разработаны и изготовлены несколько комплектов специализированной сейсмологической аппаратуры с гибкой структурой. Особенность их конструкции состояла в возможности подключать к одному и тому же универсальному регистратору измерительные каналы различных типов, с датчиками, обеспечивающими разные частотные диапазоны и значения чувствительности. Это было сделано, исходя из необходимости удовлетворить разнообразие технические требования, встречающиеся в экспериментах.

Измерительный канал был выполнен на основе сейсмодатчика СМ-3 ОС, который представля-

ет собой усовершенствованный маятник прибора СМ-3, оснащенный фотоэлектрическим датчиком смещений и системой обратной связи:

- обеспечиваемый частотный диапазон 0.03–15 Гц;
- базовая чувствительность датчика 4×10^3 В сек/м;
- имеется возможность ступенчатого увеличения чувствительности в 10, 100, 1000 и 10000 раз;
- высокочастотный срез характеристики может переключаться на значения: 5 Гц и 10 Гц.

Регистратор был реализован на основе персонального компьютера типа Book-туре, с многоканальным аналого-цифровым преобразователем 16 бит и входными фильтрами. Параметры фильтров настраивались с помощью переключателей для обеспечения необходимого среза высоких частот для формирования необходимой в конкретных обстоятельствах рабочей полосы.

Управление регистратора было реализовано на базе среды LabView, что обеспечило возможность гибкой настройки интерфейсных панелей рабочих программ, настройки параметров регистрации и потоковой обработки данных в рамках формата различных виртуальных инструментов. В приведенных ниже примерах полевых измерений параметры настройки аппаратуры различа-

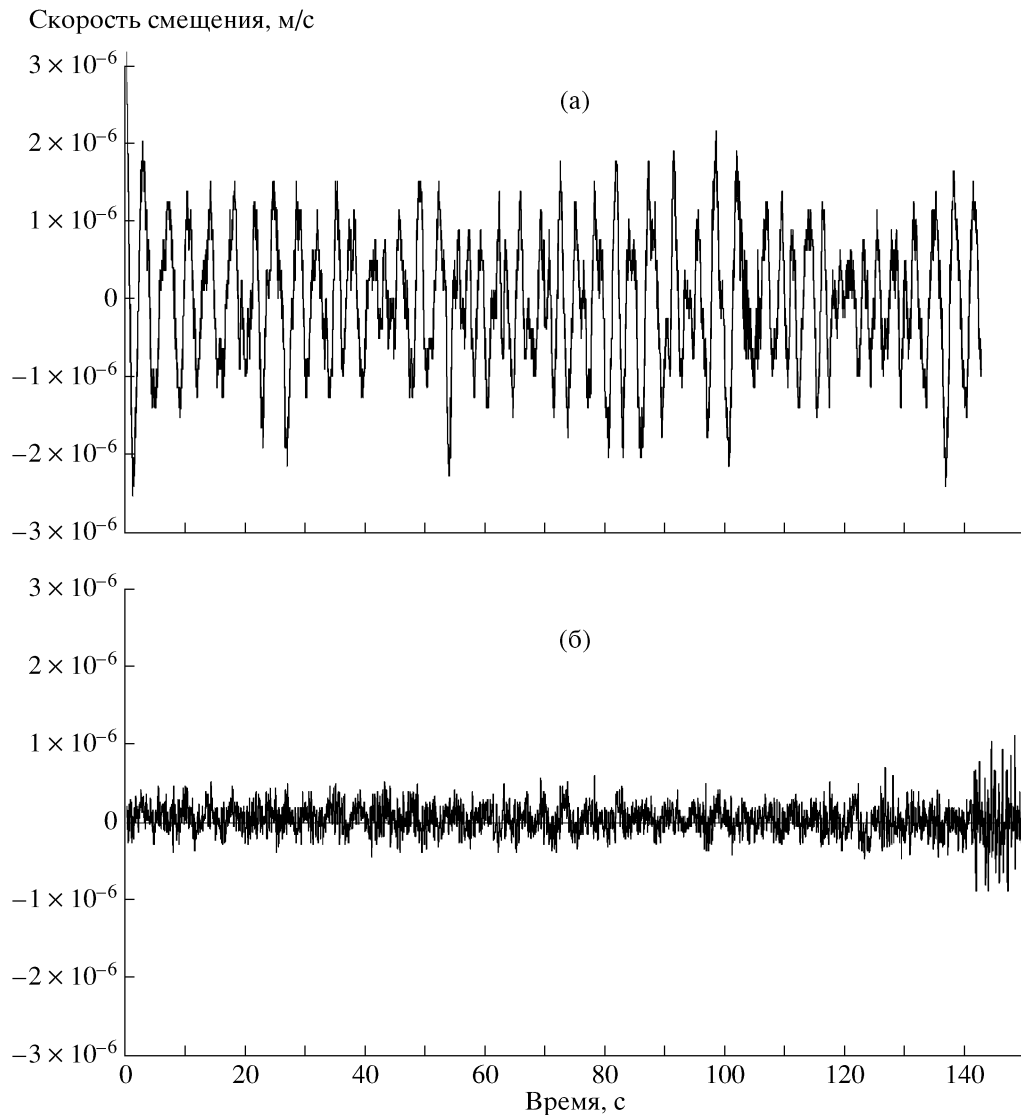


Рис. 2. Примеры записей микросейсмического сигнала в диапазоне 0.03–15 Гц на о. Эль Иеро Канарского архипелага (а) и в Астраханской области РФ (б).

лись. Они разъясняются в тексте в соответствующих разделах. Питание каждого аппаратного комплекса обеспечивалось 12-вольтовой аккумуляторной батареей.

Примеры характерных записей для указанных районов представлены на рис. 2 (а, б). Масштаб по вертикали на графиках одинаков и хорошо видно, что на острове Эль Иеро скорость смещений в микросейсмическом сигнале примерно в 2–3 раза выше, чем на материке (по измерениям в Астраханской области и в Подмосковье). Это подтверждает известные выводы исследований других авторов, что источники микросейсм приурочены к океаническому побережью. Вдали от источника амплитуды колебаний заметно уменьшаются.

МЕТОДЫ И АНАЛИЗ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ

Для правильного анализа случайных процессов по их реализациям необходимо установить, обладают ли эти процессы тремя основными свойствами, а именно случайностью, нормальностью и стационарностью.

Как известно, автокорреляционная функция случайного процесса стремится к нулевому значению при больших значениях сдвига. А в случае присутствия гармонического колебания автокорреляционная функция повторяет свою форму во времени. Таким образом, автокорреляционная функция представляет средство для выявления детерминированных процессов, которые могут маскироваться случайным фоновым шумом.

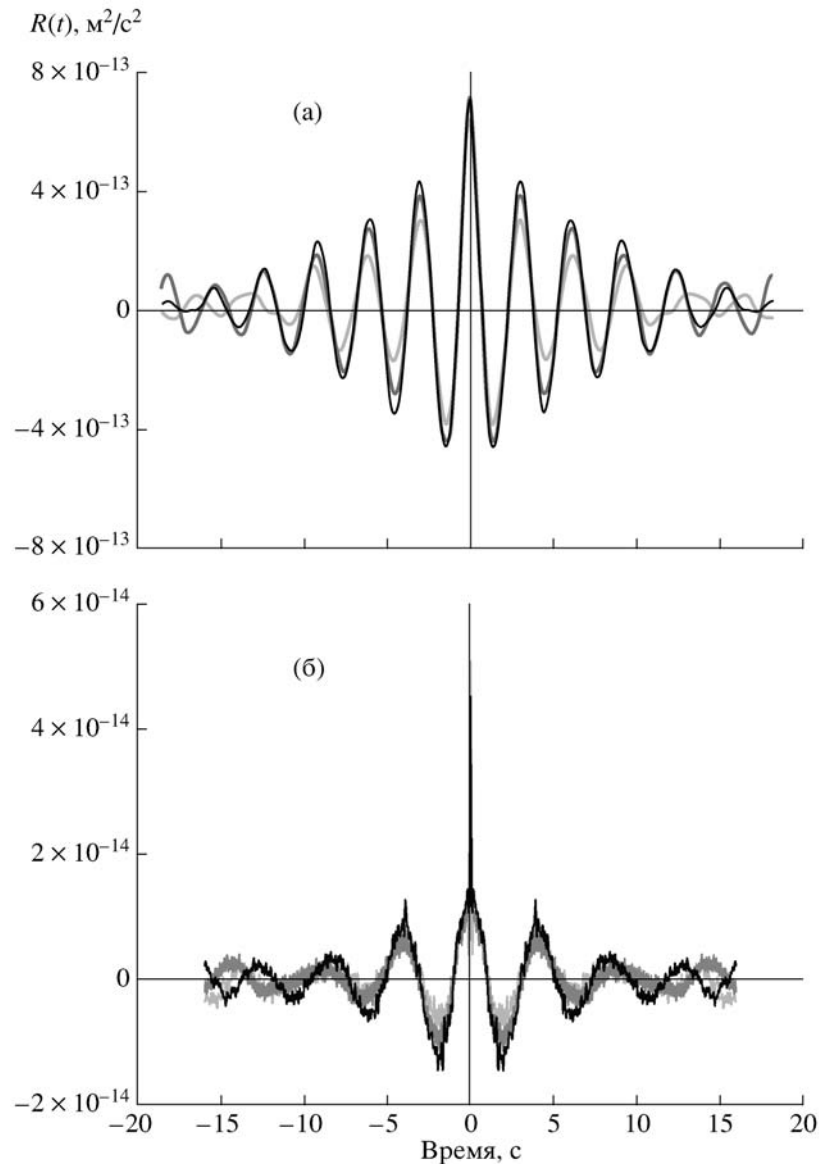


Рис. 3. Примеры автокорреляционных функций микросейсмического сигнала в диапазоне 0.03–15 Гц на о. Эль Иеро Канарского архипелага (а) и в Астраханской области РФ (б). Различные тона соответствуют трем последовательным записям сигнала. Длительность отдельной записи составляет 4 минуты.

На рис. 3а, 3б представлены экспериментальные автокорреляционные функции для трех различных реализаций (выделяются на рисунке различными тонами серого цвета) микросейсмического сигнала, измеренного в двух характерно различающихся местах – вблизи источников микросейсм и на значительном удалении. По виду функции автокорреляции сигнала, измеренного вблизи источника (рис. 3а), можно сделать вывод о том, что здесь микросейсм являются узкополосным случайным шумом, поскольку функция автокорреляции представляет собой медленно сходящуюся к нулю периодическую функцию. С другой стороны, вид автокорреляционной функции для микросейсм вдали от источника (рис. 3б)

имеет отличный характер. У графика появляется характерный для широкополосного случайного шума большой пик, который резко затухает при сдвиге. Видимый характерный период колебаний автокорреляционной функции также отличается. На острове Эль Иеро вблизи источника видимый период составляет около 3-х секунд, а на материке (Астраханская область РФ) около 4-х секунд. Отметим, что не представленный на рисунке результат анализа записей в Дмитровском районе Московской области имеет характерный вид, такой же, как в Астрахани, и близкий период. Можно сделать вывод о том, что микросейсм на материке по своему составу приближаются к широкополосному случайному шуму, в отличие от

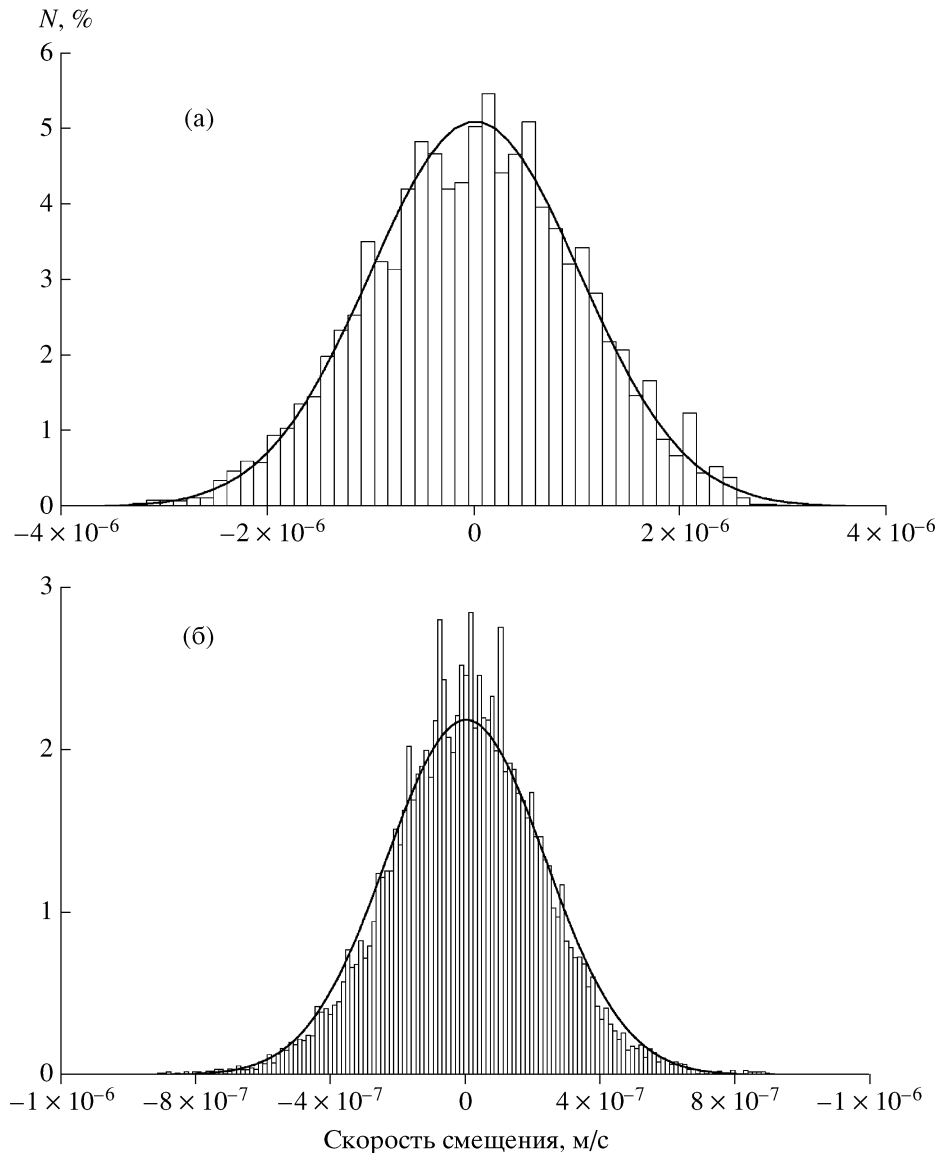


Рис. 4. Гистограммы микросейсмического сигнала в диапазоне 0.03–15 Гц на о. Эль Иеро Канарского архипелага (а) и в Астраханской области РФ (б).

микросейсм вблизи океана, где они представляют собой узкополосный случайный сигнал.

Для исследования нормальности микросейсмических сигналов по временным реализациям были рассчитаны гистограммы плотности распределения скорости смещения (рис. 4а, 4б). Анализ нормальности производился по одному из наиболее удобных непараметрических критериев. Сущность этого метода проверки состоит в том, что в качестве меры расхождения наблюдаемой и теоретической плотностей распределения используется определенная статистика, описываемая приближенным распределением χ^2 . В результате анализа было получено, что как для материка, так и для побережья океана данные распределения не являются нормальными, в строгом смысле, хотя

их форма достаточно близка к плотности распределения Гаусса особенно для сигналов вблизи океана. На материке для регионов Астрахани и Подмосковья в распределении резко выделяются по сравнению с ожидаемыми малые скорости смещений (рис. 4б).

Для доказательства стационарности случайного процесса необходимо убедиться, что все его статистические характеристики не меняются с течением времени. На практике такая проверка неосуществима. Но в предположении справедливости некоторых важных допущений, которые обычно выполняются для большинства наблюдаемых в природе случайных процессов, можно предложить ряд практических критериев стационарности [Бендат, 1971].

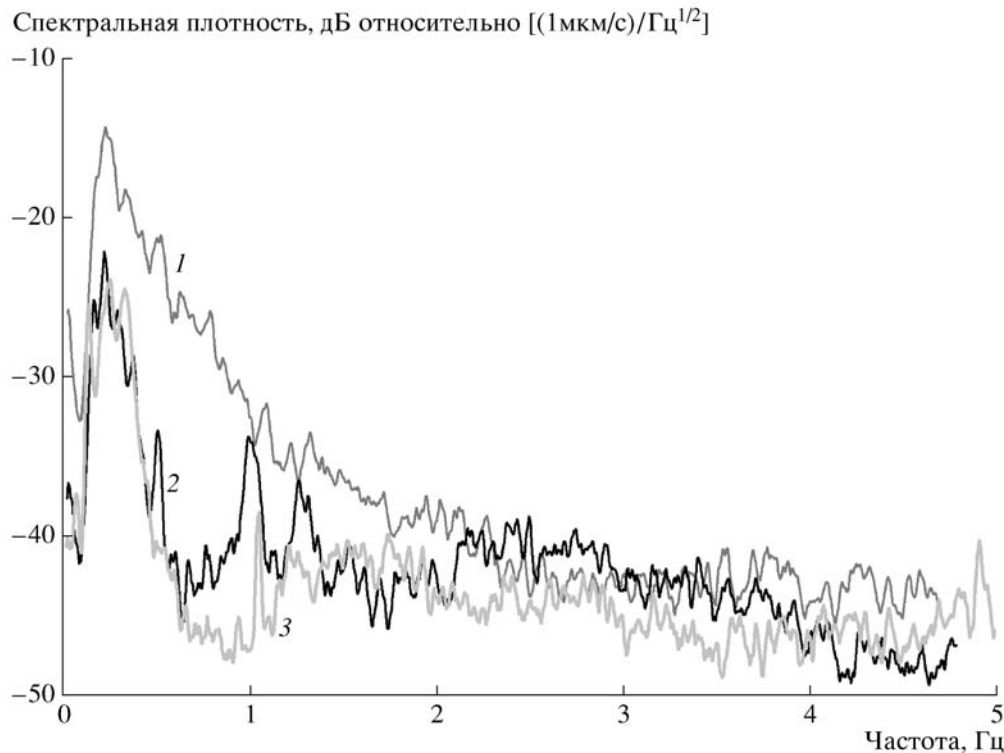


Рис. 5. Оценки спектральных плотностей микросейсмического сигнала в диапазоне 0,03–5 Гц на о. Эль Иеро Канарского архипелага (1), в Астраханской области РФ (2) и в Дмитровском районе Московской обл. РФ (3). Оценки произведены путем 16-ти кратного усреднения спектров мощности с последующим сглаживанием по 7-ми соседним частотам.

(1) Первое допущение состоит в том, что доказательство внутренней стационарности отдельных реализаций может служить доказательством стационарности случайного процесса, которому принадлежат данные реализации. (2) Второе допущение предполагает, что для доказательства стационарности достаточно проверить слабую стационарность процесса, то есть, что среднее значение и автокорреляционная функция не зависят от времени. При этом моменты более высоких порядков игнорируются. (3) Третье допущение предполагает, что длина исследуемой реализации достаточно велика по сравнению со случайными колебаниями, содержащимися в этой реализации. Это важно, чтобы в результате осреднения по коротким интервалам времени можно было бы получить величины, правильно отражающие осредненные характеристики всего процесса. Другими словами, длина реализации должна быть настолько большой, чтобы можно было отделить тренд от флуктуационных составляющих. (4) Четвертое допущение состоит в том, что если дисперсия исследуемого процесса стационарна, то и автокорреляционная функция процесса также стационарна.

Принимая эти допущения, авторы провели проверку стационарности случайного микросейсмического сигнала путем исследования времен-

ной реализации. Существенным моментом при анализе был этап разбивки всего спектра сигнала на ряд смежных частотных интервалов. Это было сделано ввиду того, что автокорреляционные функции четко указывают на наличие двух составляющих в микросейсмическом сигнале. А именно, узкополосной частотной составляющей и широкополосной составляющей. Это также хорошо видно на кривых спектральных плотностей (рис. 5). Понятно, что четвертое допущение заведомо не будет выполняться во всем частотном диапазоне зарегистрированных сигналов, если хотя бы одна из указанных частотных составляющих не будет стационарной. Поэтому было решено разбить весь спектральный диапазон сигнала на ряд смежных участков и исследовать стационарность сигнала в каждом диапазоне. Этим авторы старались, по возможности, обеспечить четвертое допущение.

Весь частотный диапазон 0,03–15 Гц, обеспеченный измерительным каналом, был разбит на следующие смежные интервалы:

0,03–0,12 Гц (диапазон, включающий первый низкочастотный амплитудный пик);

0,12–0,24 (диапазон роста главного амплитудного пика);

0,24–0,51 (диапазон спада главного амплитудного пика);

0.51–1.1 (диапазон до точки перегиба графика спектральной плотности на кривой, полученной на побережье океана),

1.1–15 Гц (оставшаяся часть спектра).

Выбор указанных интервалов носил достаточно условный характер. Однако отметим, что граница разбиения на частоте примерно 1.1 Гц уже проявлялась в предыдущих исследованиях как особая граничная частота, разделяющая устойчивую и неустойчивую к погодным условиям частотные области [Gorbatikov, 2004].

Дальнейшая обработка состояла в следующем. Для каждого места наблюдений были выбраны по две серии записей (реализаций) микросейсмического сигнала. Временная продолжительность каждой серии составляла от нескольких часов до суток. Для каждой записи была произведена оценка спектральной плотности путем Фурье преобразования с временным окном Ханнинга с последующим возведением в квадрат. Оценка дисперсии для каждого указанного выше частотного интервала производилась как расчет площади под кривой спектральной плотности между заданными частотными границами. Последовательность полученных таким образом дисперсий явилась исходным материалом для исследования стационарности сигнала в различных частотных диапазонах.

Исследование свойств стационарности заключалось в анализе последовательности дисперсий на наличие монотонного и колебательного тренда, которые превышали бы ожидаемые величины отклонений. Для анализа применялись критерий серий и критерий тренда.

Критерий серий заключается в том, что каждое значение в последовательности дисперсий либо больше, либо меньше среднего дисперсий в данной последовательности. Серией при этом называется последовательность одинаковых значений (например, больше среднего), перед которыми или после которых расположены значения другой категории (меньше среднего) или значений нет. Предположим, что последовательность дисперсий представляет собой выборочные значения случайной величины. Если эта гипотеза верна, то изменения выборочных значений в последовательности случайны и не содержат тренда. Следовательно, число серий в последовательности будет равно ожидаемому их числу в последовательности независимых случайных наблюдаемых значений.

Аналогично в критерии тренда. В последовательности считается общее число инверсий, число случаев, когда $D_i > D_j$ при $i > j$, где i, j – порядковый номер, а D – дисперсия. Число инверсий в последовательности сравнивается с числом инверсий в последовательности независимых случайных наблюдаемых значений. Критерий тренда имеет наибольшую мощность при выявлении мо-

нотонного тренда, а критерий серий – при выявлении колебательного тренда [Бендат, 1971].

На рис. 6а, 6б представлены примеры результатов вычислений количества инверсий и количества трендов для серии записей в двух местах наблюдений – на о. Эль Иеро Канарского архипелага и в Астраханской области РФ. Интервал оценки спектральной плотности (длительность отдельной записи) составлял приблизительно 4 минуты. Точное значение указано на соответствующих рисунках. Графики построены для частотного диапазона 0.12–0.24 Гц. Каждый график представляет собой семейство кривых (соединения между точками исключены для лучшей наглядности). Каждая кривая семейства отражает число инверсий или число серий в зависимости от количества последовательных во времени дисперсий, взятых для анализа. Кривые каждого семейства отличаются друг от друга тем, что начало анализа для каждой из них сдвигается во времени примерно на 1 час 20 минут. Таким образом, для одного дня наблюдений можно рассчитать 6 и более кривых семейства. Все точки семейства на рисунках обозначены пустыми кружочками, а непрерывные линии показывают граничные значения серий или инверсий стационарного процесса для 5%-го уровня значимости. Если число серий или инверсий выходит за границы указанного коридора, то гипотезу о стационарности следует отвергнуть. При этом существует вероятность 5%, что мы отвергаем гипотезу ошибочно.

Из рисунков видно, что, например, для Астраханской обл. РФ микросейсмический сигнал в частотном диапазоне 0.12–0.24 Гц в течение времени регистрации примерно 400 минут является стационарным, так как значения количества серий и инверсий практически не выходят за 5%-ный уровень значимости (рис. 6б). Пример для о. Эль Иеро показывает, что в частотном диапазоне 0.12–0.24 Гц стационарность микросейсмического сигнала нарушается по критерию серий примерно через 200 минут после начала регистрации, а по критерию тренда – через 100 минут (рис. 6а). Момент нарушения критерия стационарности показан на графиках вертикальными стрелками.

Подобным образом были проанализированы дисперсии для всех выбранных частотных диапазонов. Результаты анализа были сведены в табл. 1.

Обратим внимание, что по измеренным данным можно также экспериментальным образом оценить влияние интервала оценки (длительности отдельной записи) на оценку стационарности для микросейсмического сигнала. Тем самым, можно определить диапазон интервалов оценки, при которых явным образом не нарушается третье допущение о минимальной длительности реализации, приведенное выше в этой статье.

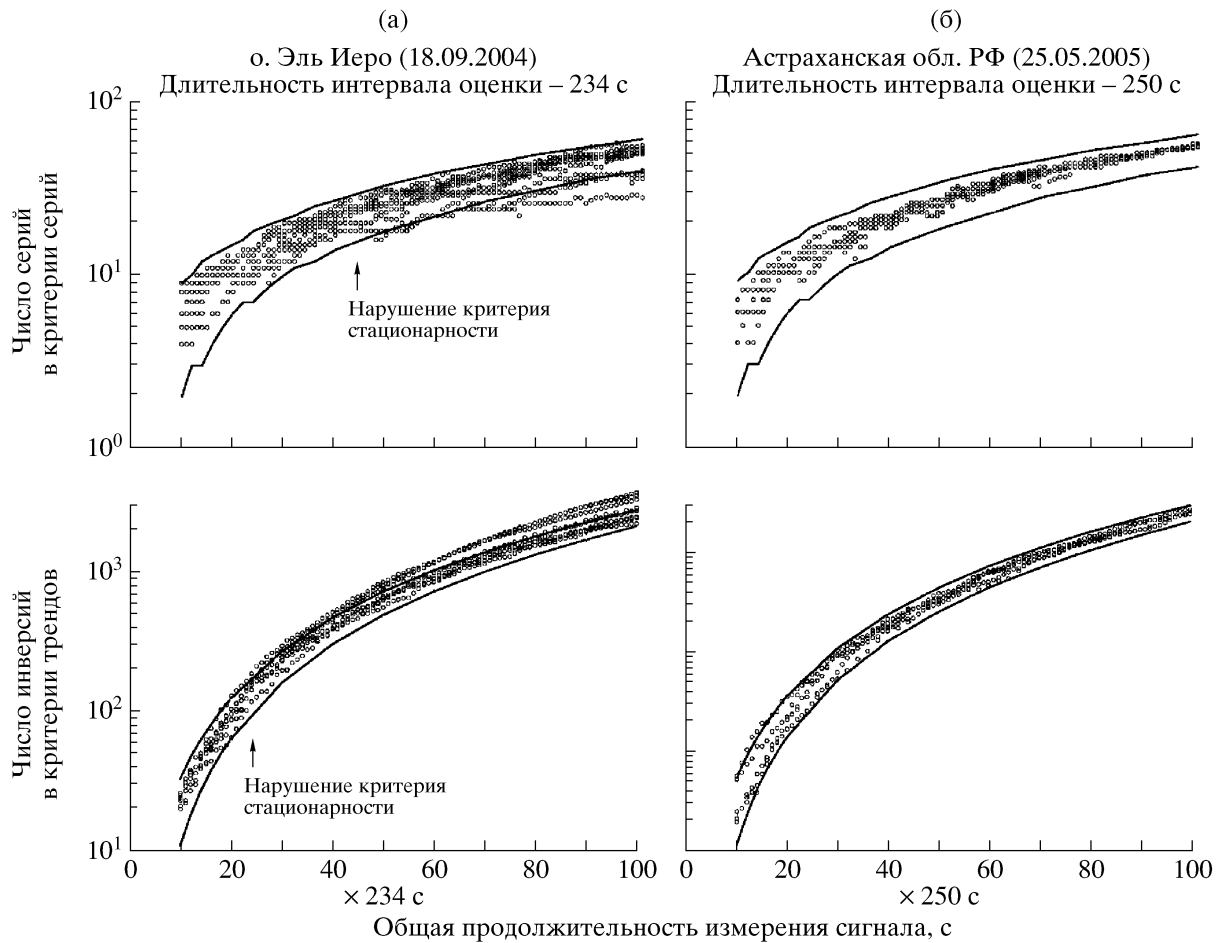


Рис. 6. Анализ стационарности по критерию серий и трендов для микросейсмических сигналов на о. Эль Иеро Канарского архипелага (а) и в Астраханской области РФ (б). Частотный диапазон в обоих случаях 0.12–0.24 Гц. Границы критериев указаны сплошной линией для уровня значимости 5%. Длительности интервалов оценки указаны на соответствующих рисунках.

На рис. 7а, 7б представлены примеры оценки стационарности для микросейсмического сигнала о. Эль Иеро, в частотном диапазоне 1.1–15 Гц с искусственно укороченными интервалами оценки 3 сек и 1.5 сек. Данные графики иллюстрируют зависимость стационарности от длительности интервала оценки. Видно из графиков, что увеличение интервала оценки от 1.5 до 3 секунд без изменения остальных параметров расчета превращает сигнал из полностью нестационарного в стационарный в интервале до 1 минуты по критерию трендов и до 2.5 минут по критерию серий. Аналогичным образом были проанализированы другие частотные диапазоны с различными интервалами оценки. Данные сведены в табл. 2, из которой видно, что стационарность не наблюдается, если интервал оценки меньше, чем примерно три максимальных периода сигнала, а максимальный период сигнала, в свою очередь, определяется частотным диапазоном измерительного канала.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Из полученных экспериментальных оценок можно увидеть, что в частотном диапазоне 0.03–0.12 Гц микросейсмический процесс не может считаться стационарным ни в каком интервале хотя бы потому, что уже по имеющимся данным он не стационарен в трех из четырех проанализированных случаях (см. табл. 1 и табл. 2).

В частотных диапазонах 0.12–0.24 Гц, 0.24–0.51 Гц и 0.51–1.1 Гц потеря стационарности наблюдается примерно через 1–1.5 часа после начала регистрации при длительности интервала оценки около 4-х минут. Видно при этом, что в некоторых случаях стационарность сигнала сохраняется на существенно больших интервалах (см. табл. 1). Однако для подбора общего критерия мы, видимо, вынуждены будем принять, что интервал стационарности микросейсм как вблизи, так и вдали от источника в частотном диапазоне 0.12–1.1 Гц при интервале оценки не менее 4-х минут составляет приблизительно 1–1.5 часа. Если

Таблица 1. Длительность интервала стационарности микросейсмических сигналов в различных районах наблюдений в зависимости от частотного диапазона при интервале оценки 4 минуты

Место наблюдения (даты)	Астраханская обл. РФ (20.05.2005; 25.05.2005)				
Частотный диапазон сигнала (Гц)	0.03–0.12	0.12–0.24	0.24–0.51	0.51–1.1	1.1–15
Максимальный период сигнала (сек)	20	8.3	4.2	2	0.9
Интервалы оценки (сек)	250	250	250	250	250
Потеря стационарности по критерию серий (мин)	80; 80	80; 400	220; 220	100; 90	***; ***
Потеря стационарности по критерию трендов (мин)	***; 60	80; 400	220; 100	60; 60	***; ***
Место наблюдения (даты)	о. Эль Иеро (13.09.2004; 18.09.2004)				
Частотный диапазон сигнала (Гц)	0.03–0.12	0.12–0.24	0.24–0.51	0.51–1.1	1.1–15
Максимальный период сигнала (сек)	20	8.3	4.2	2	0.9
Интервалы оценки (сек)	234	234	234	234	234
Потеря стационарности по критерию серий (мин)	***; ***	80; 120	70; 120	60; 80	***; ***
Потеря стационарности по критерию трендов (мин)	***; ***	80; 100	100; 120	60; 60	***; ***
Место наблюдения (даты)	Московская обл. РФ (17.07.2006)				
Частотный диапазон сигнала (Гц)	0.03–0.12	0.12–0.24	0.24–0.51	0.51–1.1	1.1–15
Максимальный период сигнала (сек)	20	8.3	4.2	2	0.9
Интервалы оценки (сек)	300	300	300	300	300
Потеря стационарности по критерию серий (мин)	80	330	120	190	100
Потеря стационарности по критерию трендов (мин)	60	100	400	500	130

Таблица 2. Длительность интервала стационарности микросейсмических сигналов на о.Эль Иеро Канарского архипелага в зависимости от частотного диапазона и интервала оценки

Место наблюдения (дата)	о. Эль Иеро (18.09.2004)				
Частотный диапазон сигнала (Гц)	0.03–0.12	0.12–0.24	0.24–0.51	0.51–1.1	1.1–15
Максимальный период сигнала (сек)	20	8.3	4.2	2	0.9
Интервалы оценки (сек)	60; 234	15; 60; 234	15; 60; 234	15; 60; 234	1.5; 3; 6; 12; 24; 60; 234
Потеря стационарности по критерию серий (мин)	12; ***	***; 100; 200	25; 30; 120	8; 20; 80	***; 2.5; 1.5; 3; 10; ***; ***
Потеря стационарности по критерию трендов (мин)	***; ***	3; 60; 100	25; 25; 120	8; 30; 60	***; 1; 1.5; 4; 7; ***; ***

длительность интервала оценки меньше чем 4 минуты (но не менее трех максимальных периодов сигнала), то интервал стационарности уменьшается в среднем в 3–5 раз.

В частотном диапазоне 1.1–15 Гц стационарность наблюдается только при длительности интервала оценки от 3 до 24 сек. При этом интервал стационарности пропорционален длительности интервала оценки и составляет примерно 15 интервалов оценки (см. табл. 2). При интервале оценки от 60 секунд до 4 минут процесс теряет черты стационарности.

В качестве интересного практического вывода данного исследования можно отметить, что, например, в случае изучения спектральных характеристик микросейсмических сигналов в низкочастотном диапазоне невозможно увеличить точность измерения спектральной плотности выше

некоторого определенного уровня путем увеличения времени накопления сигнала. Источники микросейсм таковы, что через 1–1.5 часа они могут изменить свои спектральные свойства (пусть даже весьма незначительно), что создает предел точности для наблюдателя. Другими словами, при использовании микросейсм в качестве зондирующего сигнала в подходе поиска корреляции пространственно-статистических свойств микросейсмического поля и геологического строения существует предел точности измерений. Этот факт очень важен при разработке методики микросейсмической съемки (см., например, [Горбатилов, 2006]). Как видно из проведенного исследования, природа источников микросейсм ограничивает для наблюдателя предел достижимой точности спектра мощности сигнала в отдельной точке и значит, ограничивает, в конечном итоге, степень

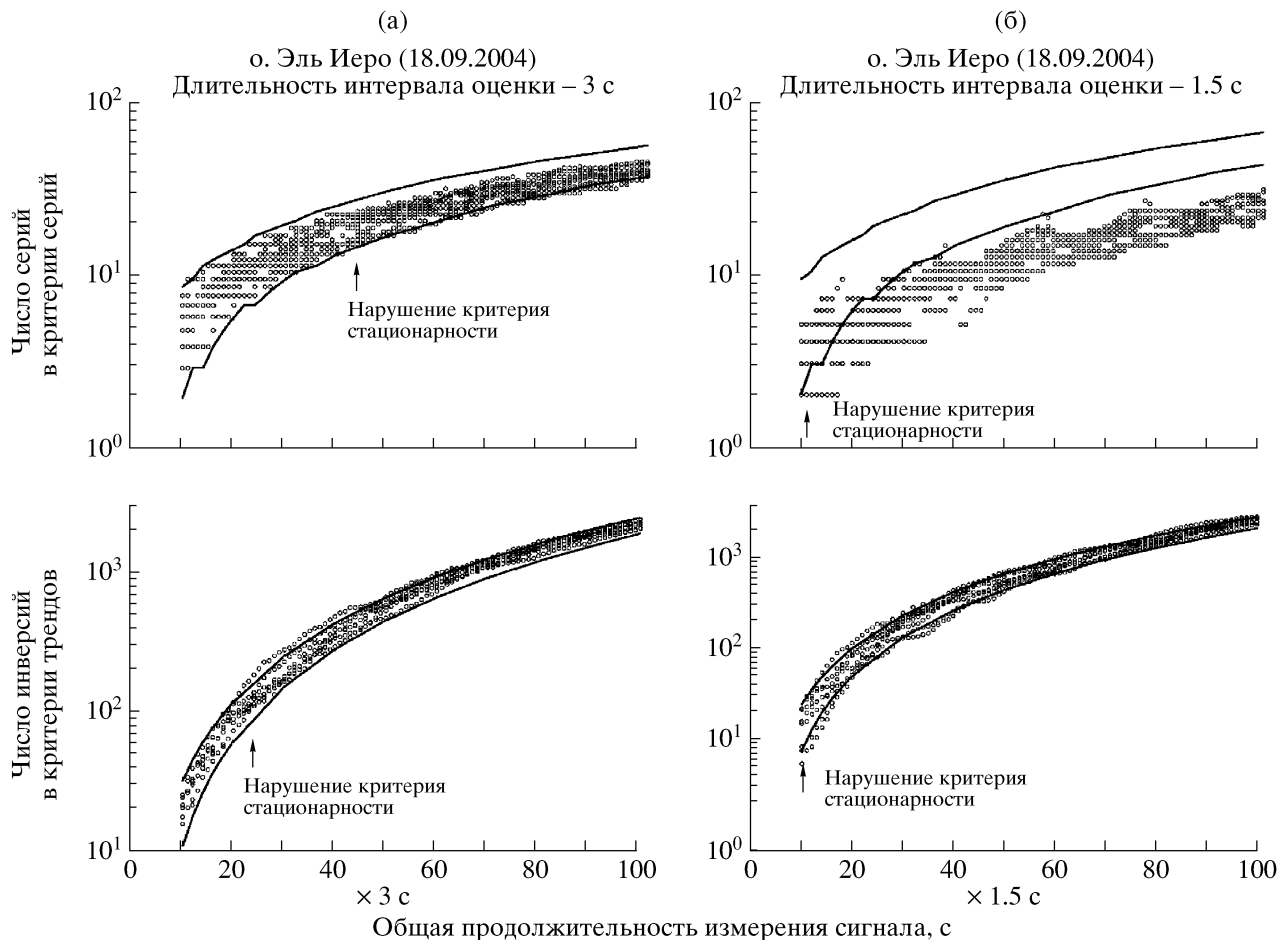


Рис. 7. Анализ стационарности по критерию серий и трендов для микросейсмических сигналов на о. Эль Иеро Канарского архипелага с длительностью интервала оценки 3 сек (а) и 1.5 сек (б). Частотный диапазон в обоих случаях 1.1–15 Гц. Границы критериев указаны сплошной линией для уровня значимости 5%.

скоростных контрастов геологических неоднородностей, различимых на основе анализа микросейсмического поля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бендат Дж., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов. М.: Мир. 1971. 408 с.
- Горбатов А.В. Возможность оценки параметров геологических объектов на основе использования фонового микросейсмического поля. Результаты экспериментальных исследований и моделирование. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы международной сейсмологической школы. Обнинск. 2006. С. 66–71.
- Монахов Ф.И. Низкочастотный сейсмический шум Земли. М.: Наука. 1977. 96 с.
- Asten M.W. Geological control on the three-component spectra of Rayleigh-wave microseisms // BSSA. 1978. V. 68. № 6. P. 1623–1636.
- Bard P.-Y. Microtremor measurements: A Tool for the Effect Estimation? State-of-the-art paper Second International Symposium on The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Yokohama, December 1–3, 1998 / Ed. Irikura K., Kudo K., Okada H., and Satasini T. Rotterdam. Balkeman. 1998. 3. P. 1251–1279.
- Beauduin P., Lognonne P., Montagner, J., Cacho, S., Karczewski, J., Morand M. The effect of atmospheric pressure changes on seismic signals, or how to improve the quality of a station // BSSA. 1996. V. 86. P. 1760–1799.
- Bromirski P.D. Vibrations from the “Perfect Storm” // Geochem., Geophys., Geosyst. 2001. V. 2. Paper Number. 2000GC000119.
- Gorbatikov A.V., Kalinina A.V., Volkov V.A., Arnoso J., Vieira R., Velez E. Results of Analysis of Data of Microseismic Survey at Lanzarote Island, Canary, Spain // Pure appl. Geophys. 2004. V. 161. P. 1561–1578.
- Kanai K., Tanaka T. Measurement of the microtremor // Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ. 1954. V. 32. P. 199–209.
- Katz L.J., Bellon R.S. Microtremor site analysis study at Beatty, Nevada // BSSA. 1978. V. 68. P. 757–765.
- Rodgers P.W., Taylor S.R., Nakanishi K.K. System and site noise in the regional seismic test network from 0.1 to 20 Hz. BSSA. 1987. V. 77. P. 663–678.