

НОВЫЕ РАДИОЭЛЕКТРОННЫЕ СИСТЕМЫ И ЭЛЕМЕНТЫ

УДК 531.715.1

СИСТЕМА ЛАЗЕРНЫХ ИНТЕРФЕРОМЕТРОВ С БОЛЬШИМ ПРОСТРАНСТВЕННЫМ РАЗНЕСЕНИЕМ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СЕЙСМО-ДЕФОРМАЦИОННЫХ КОЛЕБАНИЙ ЗЕМЛИ

© 2023 г. М. Н. Дубров^а, *, И. А. Ларионов^б, Д. В. Александров^а, В. В. Кравцов^а

^а Фрязинский филиал Института радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН,
пл. Введенского, 1, Фрязино Московской обл., 141190 Российская Федерация

^б Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,
ул. Мирная, 7, с. Паратунка, Камчатский край, 684034 Российская Федерация

*E-mail: mnd139@ire216.msk.su

Поступила в редакцию 23.12.2021 г.

После доработки 26.01.2022 г.

Принята к публикации 25.02.2022 г.

Рассмотрены полученные в течение 2016–2020 гг. результаты уникальных экспериментов по синхронной регистрации колебаний земной поверхности тремя лазерными интерферометрами-деформографами, разнесенными на расстояние 6740 км: два 100-метровых лазерных деформографа (Фрязино Московская область) и один 18-метровый (пункт “Карымшина” Камчатский край). Показано, что частотно-стабилизированные и термоуправляемые лазеры, а также системы регистрации сдвигов интерферограммы компенсационного и модуляционного типов обеспечивают абсолютное инструментальное разрешение 0.1...0.01 нм.

DOI: 10.31857/S0033849423070033, EDN: WOPJFW

ВВЕДЕНИЕ

Среди экспериментальных методов и средств, используемых для исследования геофизических процессов, особое место занимают измерительные системы с пространственно разнесенными инструментами. Одной из важных задач обнаружения и идентификации сейсмических (акустических) явлений, которые можно квалифицировать, например, как предвестники или индикаторы процессов подготовки и развития крупного землетрясения, является способность системы выделять слабый полезный сигнал на уровне фоновых природных и антропогенных помех. Эти вопросы выходят на первый план, когда возникает проблема точного определения параметров слабого землетрясения или сейсмического события искусственного происхождения. Измерения деформаций твердой Земли, таких как расширение и сжатие, наклоны и сдвиги земной коры, являются фундаментальными методами исследования в геофизике, поскольку предоставляют для научного анализа первичную информацию о движениях геологической среды. Эти инструментальные методы [1–3] совместно с классическими гравиметрическими системами сейсмического мониторинга открывают новые возможности комбинированной обработки одно-временного измерения смещений и деформаций земли в поле сейсмической волны [4, 5]. Повыше-

ние точности регистрации сейсмических процессов, исследование природы и временной динамики сейсмо-деформационных волновых полей становятся особенно плодотворными при использовании пространственно-разнесенных систем синхронно работающих приборов [6–9].

В данной работе представлены результаты уникальных экспериментов, включающих синхронную регистрацию сейсмо-деформационных колебаний земной поверхности тремя лазерными интерферометрами, находящимися на расстоянии 6740 км друг от друга и установленными в асейсмической (Московская обл.) и сейсмически активной (Камчатский край) зонах. Предварительные результаты проводимых экспериментов были представлены на XI Международной конференции STRPER-2020 в Паратунке [10]. В данной публикации приводится подробное описание используемых методов и инструментов, а также расширенный анализ регистрируемых данных и полученных результатов.

1. ЛАЗЕРНО-ИНТЕРФЕРОМЕТРИЧЕСКИЕ ИНСТРУМЕНТЫ И МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ ЛИНЕЙНЫХ И СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Волновые возмущения, возбуждаемые источником любой физической природы в сплошной

среде, можно представить в виде нестационарного векторного поля пространственных смещений ξ_k ($k = 1, 2, 3$) частиц среды. Смещения вызывают изменения давления или деформации среды в зависимости от ее реологических, механических и других физических свойств.

Простейшая задача детектирования акустической волны в жидкой или газовой среде решается путем измерения временных изменений давления в некоторой точке x_k ($k = 1, 2, 3$) внутри этой среды с помощью, например, микрофона, микробарографа и пр. Для регистрации направления и координат источника используют пространственно распределенную систему акустических датчиков.

Иные условия возникают в упругой сплошной среде. Ее уравнение движения

$$\partial^2 \xi_k / \partial t^2 = \chi \partial^2 \xi_m / \partial x_k \partial x_m + q \partial^2 \xi_k / \partial x_1^2 \quad (k, m = 1, 2, 3) \quad (1)$$

в левой части содержит вторые производные по времени компонент вектора смещений частиц, а в правой — комбинацию вторых производных по пространству смещений в некоторой заданной плоскости, например, $x_1 = 0$ (χ и q — размерные комбинации констант Ламе и материальных параметров среды).

В сейсмологии три составляющие вектора ускорения в левой части (1) измеряют акселерометрами. Трехкомпонентный датчик с известной диаграммой направленности может определять интенсивность волны и азимут источника колебаний. Локализация источника выполняется с использованием продольных и поперечных объемных волн (так называемых первичных Р и вторичных S сейсмических волн). Объем информации, получаемой от одного датчика, здесь увеличивается по сравнению с акустическим методом зондирования.

Данная работа направлена на повышение эффективности регистрации упругих волн в сплошной среде: применяем лазерные интерферометры, измеряющие напряжения (деформации) среды в правой части уравнения (1), которые описываются тензором второго ранга — шесть независимых компонент. Еще возрастает количество регистрируемых параметров и уравнений для их вычисления.

И далее мы применяем многокомпонентную лазерную тензометрическую антенну, состоящую из системы пространственно разнесенных лазерных интерферометров [6, 8], что позволяет наиболее полно реализовать преимущества разрабатываемого метода геофизического мониторинга.

В данной работе используем лазерные интерферометры-деформографы, регистрирующие изменения длины Δl выбранного базиса протяженностью l , относительная линейная деформация

определяется как $\varepsilon = \Delta l / l$. Инструменты длиной 18 и 100 м установлены в двух пунктах наблюдения, отличающихся друг от друга и сейсмичностью, и тектонической активностью. Интерферометры на Фрязинском лучеводном полигоне (подземной лучеводной линии) [10–15] расположены в асейсмической зоне Московской синеклизы [16]. Мощность осадочного чехла в районе полигона составляет 1400...1600 м, крупный, опущенный на глубину 3...4 км участок кристаллического фундамента — Подмосковский авлакоген находится в 20...30 км от места установки интерферометров [10, 16]. Удаленный лазерный интерферометр-деформограф работает в сейсмоактивном регионе в зоне тектонического разлома у восточного побережья Камчатки [17, 18].

В экспериментах применяются два типа лазерных интерферометров (рис. 1). Неравноплечие интерферометры (см. рис. 1а и 1в) измеряют линейную деформацию, которая определяет изменения длины большого плеча и выражается в долях длины волны лазера. Равноплечий интерферометр (см. рис. 1б), построенный по классической схеме Майкельсона, измеряет разность деформаций в двух взаимно перпендикулярных направлениях, что соответствует поперечной деформации сдвига параллельно гипотенузе треугольника, образованного плечами этого интерферометра.

На Фрязинском лучеводном полигоне (далее — п. “Фрязино”) данные получены с использованием двух 100-метровых инструментов (см. рис. 1а и 1б) — неравноплечего интерферометра НРИ100 [15] и равноплечего РИ100 [11], расстояние между ними 400 м. Лазеры, оптические и электронные блоки расположены под землей на глубине около 1.5...2 м. Световые пучки проходят через наполненную воздухом подземную стальную трубу, которая частично связана с атмосферой.

Лазерный 18-метровый неравноплечий интерферометр НРИ18 (см. рис. 1в) установлен на поверхности земли на полуострове Камчатка (пункт комплексных геофизических наблюдений “Карымшина” [17, 18]). Оптические элементы смонтированы на обсадных трубах двух пятиметровых сухих скважин, расположенных на расстоянии 18 м друг от друга. Оптический путь экранирован герметичной трубой, которая защищена от ветра и осадков специальным укрытием.

Используются частотно-стабилизированные и термоуправляемые лазеры с длиной волны $\lambda = 632.8$ нм. В неравноплечих интерферометрах остаточная нестабильность частоты $\Delta \nu$ вызывает погрешность при измерении деформаций:

$$\varepsilon = \Delta l / l = \Delta \nu / \nu. \quad (2)$$

Относительная долговременная нестабильность частоты $\Delta \nu / \nu$ для используемых лазеров составляет $\sim 10^{-9}$ в течение часов и суток. Кратковременная

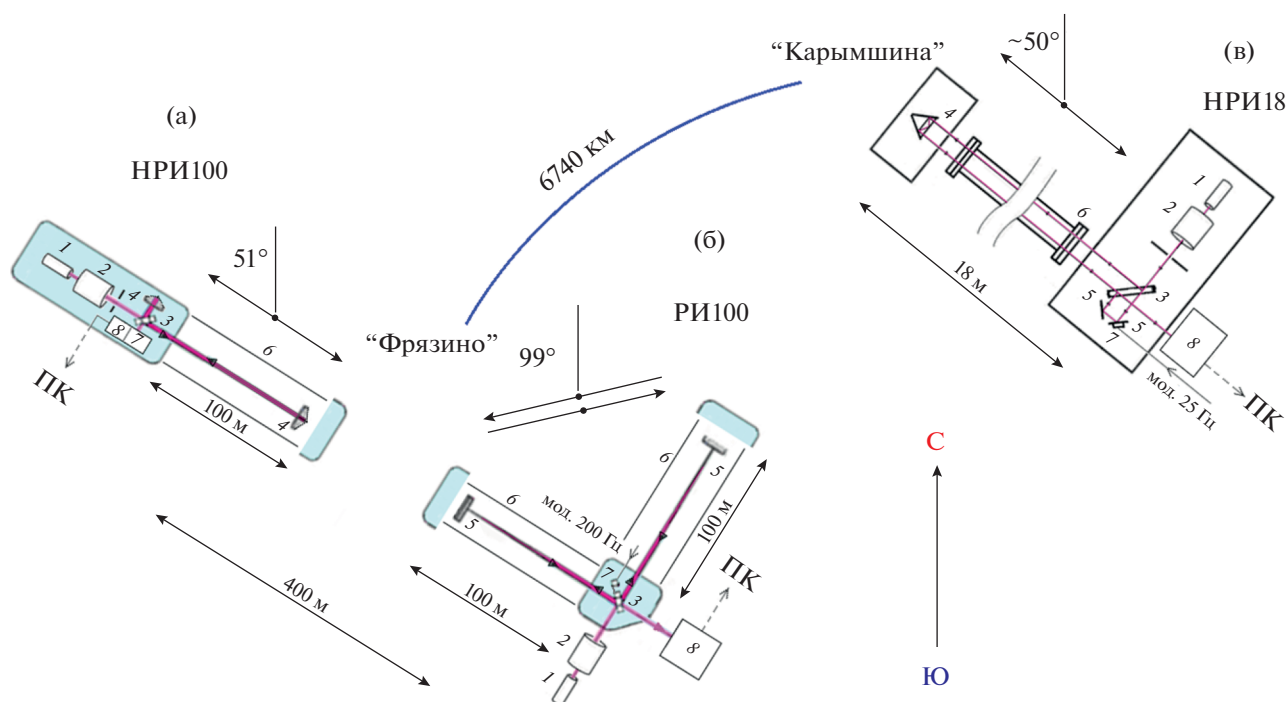


Рис. 1. Оптические схемы и ориентация в пространстве неравноплечих (а, в) и равноплечего (б) интерферометров-деформографов: 1 – лазер, 2 – коллиматор, 3 – светоделительная пластинка, 4 – трипель-призмный отражатель, 5 – зеркало, 6 – защитная труба, 7 – зеркальный гальванометр или модулирующий электромеханический (пьезокерамический) преобразователь, 8 – фотоприемник.

точность интерферометра улучшается в схемах терморегулирования оптической длины лазера и интерферометра [19]. Отсутствие принудительной модуляции резонатора лазера снижает кратковременную (1...10 с) нестабильность до 10^{-12} при установке приборов в условиях подземной линии, что соответствует погрешности измерения 0.01...0.1 нм для интерферометров длиной 10...100 м. При таких измеряемых величинах важными становятся эффекты обратного оптического рассеяния, которые на порядки снижают реальную точность измерений. Ограничение на уровень оптической обратной связи лазера и интерферометра имеет вид [20]

$$D_i G \ll K_i / t^2, \quad (3)$$

где $K_i = l_i / l$ – отношение длин лазера l_i и интерферометра l , t – коэффициент пропускания зеркала лазера, G – коэффициент отражения зеркал интерферометра, представляющий амплитуду волны TEM_{00} , D_i – параметр усиления эффекта обратной связи, зависящий от метода стабилизации частоты лазера [20].

Сдвиги интерферограммы измеряют системой регистрации (в трех вариантах), преобразующей изменение длины интерферометра Δl в электрический сигнал (рис. 2а–2в). Образцы этих сигналов для инструментов НРИ100, РИ100 и НРИ18,

результаты их обработки и примеры регистрации землетрясений приведены на рис. 3 и 4.

НРИ100 снабжен компенсационной регистрирующей системой (см. рис. 2а), содержащей прозрачно-отражающую решетку (растр) в качестве датчика положения интерферограммы и исполнительный механизм в виде малоинерционного зеркального гальванометра 7,двигающего изображение интерферограммы вдоль раstra [21]. Фотоприемник 8, усилитель УПТ 9 и интегратор 10, подключенные к зеркальному гальванометру, образуют систему автоматического регулирования со статическим и астатическим звеньями в цепи обратной связи. Аналоговый выходной сигнал пропорционален смещению интерферограммы, ее период $\lambda/2 = 316.4$ нм – масштаб калибровки. Диапазон частот данной модели системы ограничен сверху (~ 100 Гц), рекордное разрешение равно 0.01...0.001 нм в полосе 1 Гц [22]. Расширение динамического диапазона обеспечивает устройство автоматического переноса начала отсчета в нулевое положение при отклонении зеркала гальванометра до края решетки-раstra (рис. 3а, кривая 1), переносы удаляются при обработке (рис. 3а, кривая 2 и рис. 4а).

В РИ100 в п. “Фрязино” (см. рис. 2б) применяется система регистрации модуляционного типа. Электромеханический модулятор 7 питается синусоидальным напряжением опорной частоты 12, 13 и

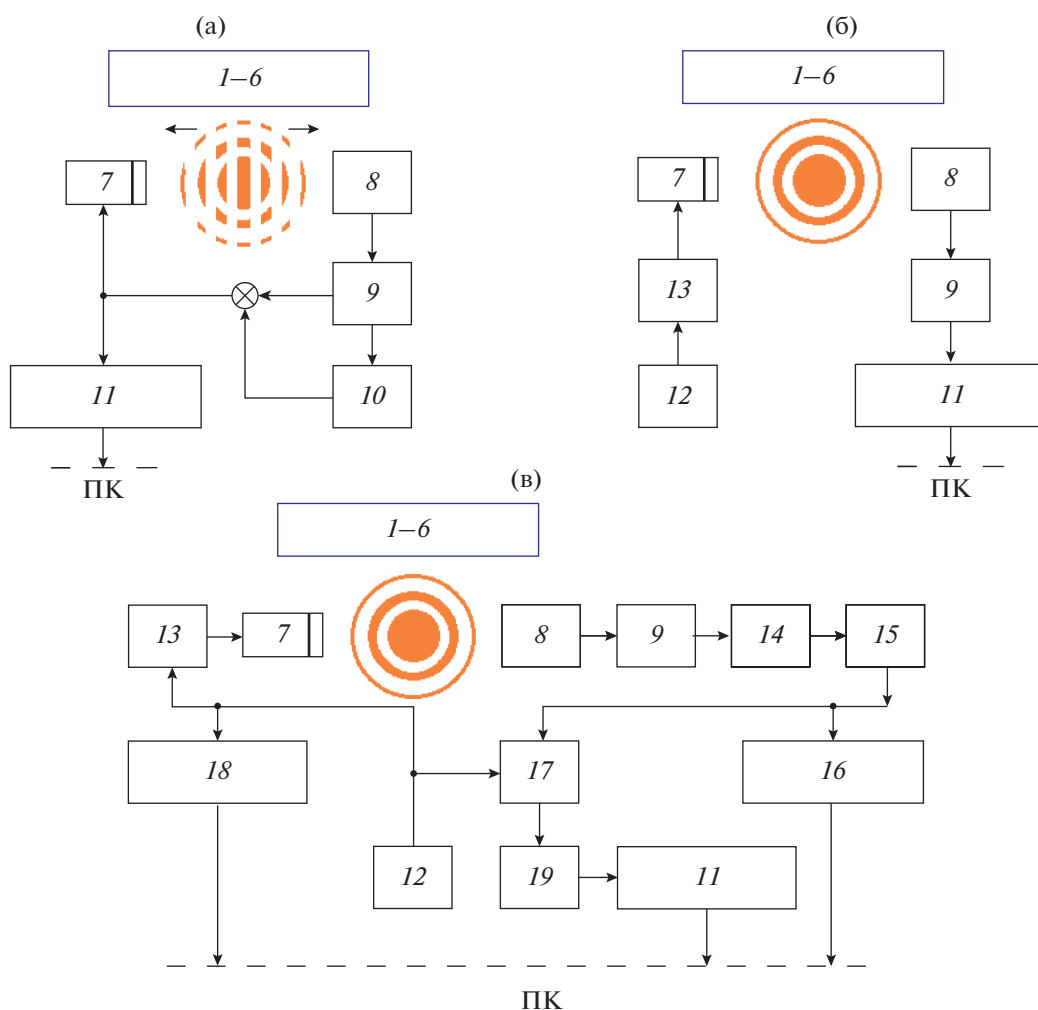


Рис. 2. Функциональные блок-схемы систем регистрации неравноплечих (а, в) и равноплечего (б) интерферометров-деформографов: 1–6 – элементы интерферометров НРИ100, РИ100 и НРИ18 (см. рис. 1), 7 – модулятор, 8 – фотоприемник, 9 – усилитель, 10 – интегратор, 11 – АЦП, 12 – опорная частота, 13 – генератор модулирующего напряжения, 14 – полосовой фильтр, 15 – преобразователь синус-меандр, 16 – измерительный счетчик, 17 – фазовый детектор, 18 – опорный счетчик, 19 – ФНЧ.

формирует интерференционный сигнал. Вычисление разности фаз в пределах $0...2\pi$ и учет переходов через 2π выполняет персональный компьютер ПК на стадии обработки. Разрешение системы $0.1...1$ нм (рис. 3б и 4б).

В системе регистрации НРИ18 в п. “Карымшина” (см. рис. 2в) для выделения интерференционного сигнала используется пьезокерамический модулятор 7, подключенный к опорному генератору пилообразного напряжения 12, 13. Разность фаз между опорным (12, 13) и измерительным (8, 9, 14, 15) каналами измеряется фазовым детектором 17, а количество переходов через 2π вычисляется на ПК как разность показаний измерительного и опорного счетчиков (см. рис. 2в, 16 и 18 соответственно). Базовая точность регистрирующей системы составляет $\lambda/4 = 158$ нм, либо $\lambda/2 = 316$ нм в зависимости от настройки (рис. 3в и 5г). Линеа-

ризация выхода фазового детектора позволяет улучшить разрешающую способность системы до $0.1...1$ нм.

Для оцифровки сигналов в трех описанных системах используются 12...16-разрядные АЦП с частотой дискретизации до 2 кГц, результаты поступают и накапливаются в ПК.

В интерферометрах-деформографах с воздушно-наполненным защитным трактом присутствуют погрешности, связанные с изменениями показателя преломления воздуха, которые определяются температурой, влажностью и давлением окружающей атмосферы. Вклад первых двух факторов в термостабильных подземных помещениях не является существенным, но вариации атмосферного давления влияют на работу интерферометров любой конструкции [14, 23]. В этом случае

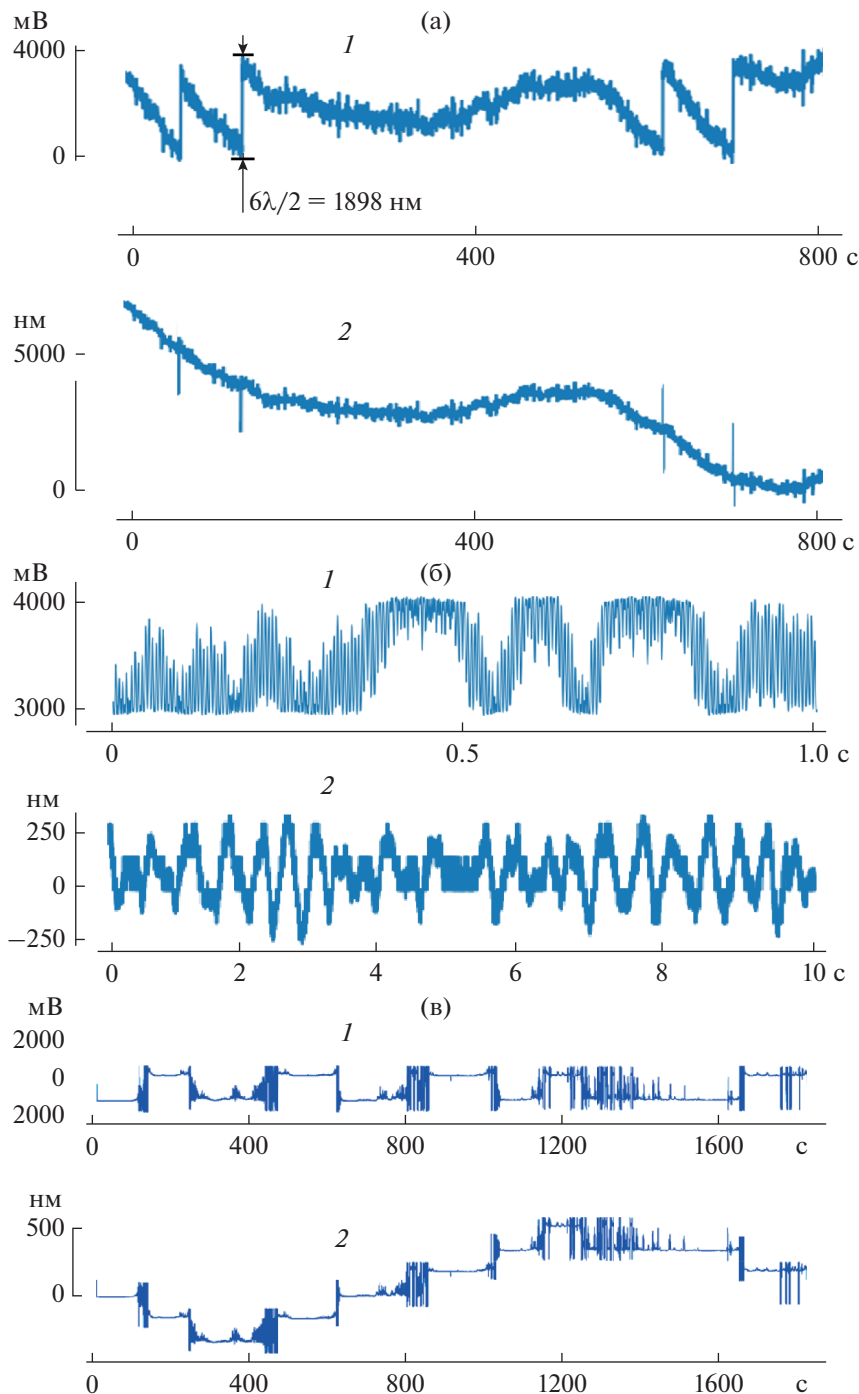


Рис. 3. Исходные записи интерференционных сигналов (1) в п. “Фрязино” для инструментов НРИ100 (а) и РИ100 (б) и в п. “Карымшина” для НРИ18 (в); результаты обработки соответствующих сигналов (2).

сигнал U на выходе системы регистрации лазерного интерферометра выражается соотношением

$$U = A\Delta l + B\Delta p, \quad (4)$$

где Δl – приращение длины деформографа, Δp – вариации атмосферного давления, коэффициент A – чувствительность интерферометра к деформациям, B – его барическая погрешность. Напри-

мер, для интерферометра НРИ100 в соответствии с рис. 3а величина коэффициента $A = 2 \times 10^3$ В/мм. Второй коэффициент B в соответствии с расчетами [14] для герметизированного интерферометра изменяется в диапазоне

$$B_1 = 3.6 \times 20 \text{ мВ/мбар} = 72 \text{ мВ/мбар}, \quad (5a)$$

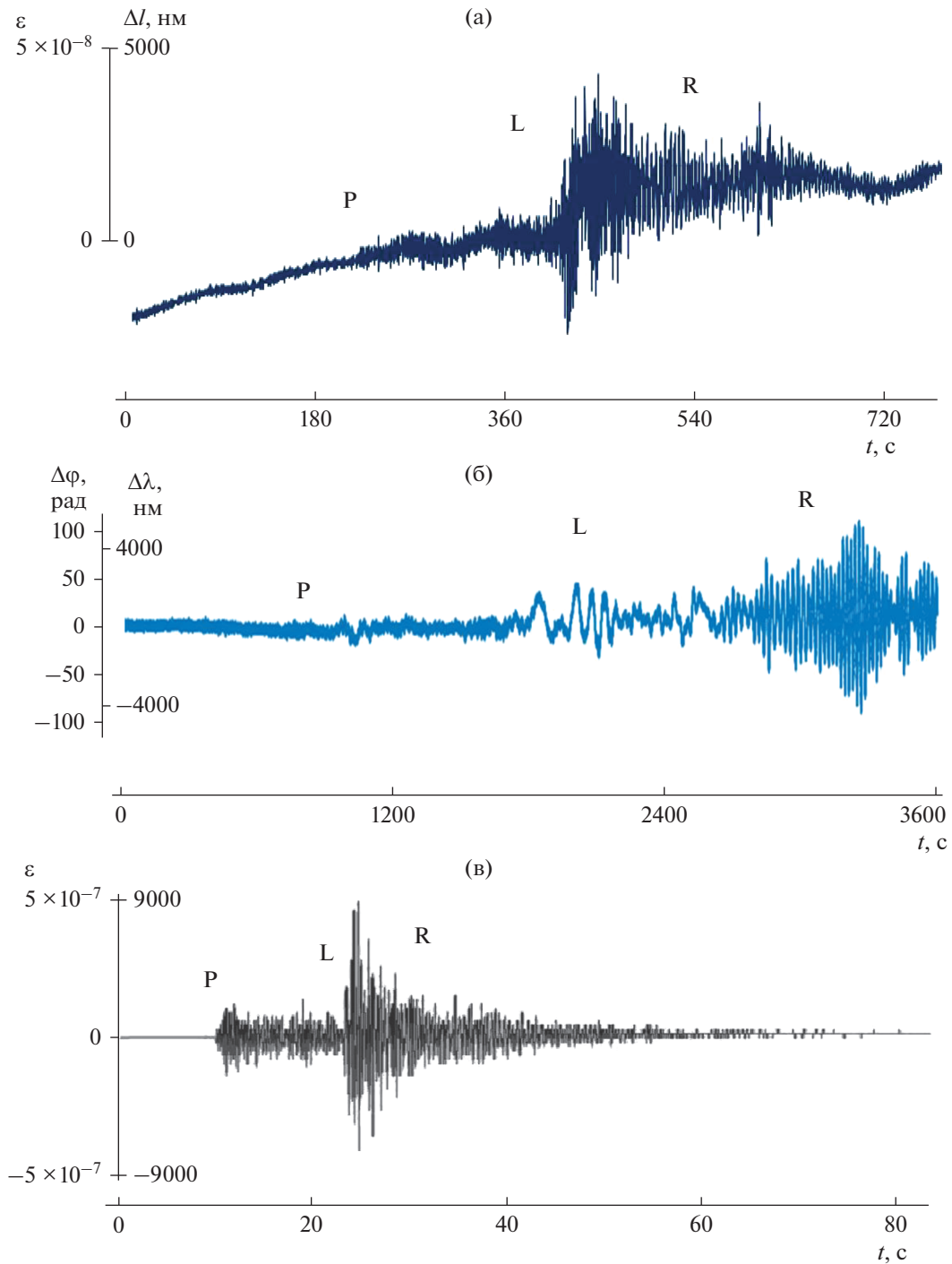


Рис. 4. Примеры регистрации удаленных землетрясений: 04.09.2018 г., Урал, $m_b = 5.4$ (а), 16.09.2015 г., Чили, $M_w = 8.3$ (б) и локального землетрясения 14.03.2016 г. у Восточного побережья Камчатки, $M_p = 4.5$ (в).

а для свободно связанного с атмосферой —

$$B_2 = 72 \text{ В/мбар}. \quad (56)$$

Важно отметить, что коэффициент B_1 (5а) для интерферометра-деформографа с герметизированной защитной трубой уменьшается всего лишь в ~ 4 раза (до $B_0 = 20$ мВ/мбар) при ее замене на ва-

кумированную [23]. Вместе с тем при частичной связи измерительного плеча интерферометра с внешней атмосферой ($B_1 < B < B_2$) и измерении деформаций порядка прилива в твердой Земле $\epsilon = \Delta l/l \sim 10^{-8} \dots 10^{-7}$ оба слагаемых в соотношении (4) становятся близкими по абсолютной величине и прибор одинаково эффективно регистрирует ли-

Таблица 1. Данные Единой геофизической службы РАН (ЕГС) и Геологической службы США (USGS) о землетрясениях

Дата (UTC) ГГ-ММ-ДД	Время (USGS/ЕГС), ЧЧ:ММ:СС	Широта (USGS/ЕГС)	Долгота (USGS/ЕГС)	Магнитуда: M_w USGS/ M_s ЕГС	Район (USGS/ ЕГС)
2016-03-02	12:49:48	4.95° ю.ш.	94.3° в.д.	M_w 7.8	Юго-западнее Суматры, Индонезия
	12:49:46	4.78° ю.ш.	94.26° в.д.	M_s 7.5	
2017-09-08	04:49:19	15.0° с.ш.	93.9° з.д.	M_w 8.2	101 км ЮЮВ от Трес Пикос, Мексика Побережье Чьяпас, Мексика
	04:49:19	15.0° с.ш.	93.69° з.д.	M_s 8.3	
2020-01-28	19:10:24	19.42° с.ш.	78.8° з.д.	M_w 7.7	Карибское м. (ССЗ от Люсии, Ямайка) Район Кубы (между Кубой и Ямайкой)
	19:10:25	19.54° с.ш.	78.8° з.д.	M_s 7.7	

Примечание. См. ссылки: ЕГС — /www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/new/catalog.pl; USGS — //earthquake.usgs.gov/earthquakes/.

нейную комбинацию деформаций земной поверхности и вариаций атмосферного давления. Это свойство интерферометра-деформографа дает интересную возможность для изучения особенностей деформационно-барических процессов и их взаимосвязи с геодинамическими явлениями, ответственными как за процессы подготовки и развития крупных землетрясений [24, 25], так и за их воздействие на атмосферу Земли [24, 26].

2. РЕЗУЛЬТАТЫ СИНХРОННЫХ СЕЙСМОДЕФОРМАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Проанализируем наиболее крупные землетрясения, одновременно зарегистрированные интерферометрами в Московском регионе и на Камчатке в 2016–2020 гг. (табл. 1).

Особенностью сейсмограмм для интерферометров и деформографов любых типов является незначительная амплитуда короткопериодных объемных Р-волн по сравнению с записями стандартных сейсмических каналов [4]. Длиннопериодные поверхностные волны Релея (R) и Лява (L) имеют большие амплитуды и регистрируются интерферометрами с достаточной точностью (рис. 4а–4в).

Амплитуда деформации среды уменьшается с ростом длины сейсмической волны прямо пропорционально скорости ее распространения в среде [4, 6]. Скорости объемных Р-волн значительно превышают скорости локальных микро-сейсм, что затрудняет выделение Р-волн на фоне помех. Вместе с тем объемные телесеismicкие волны в пункте регистрации всегда имеют большие углы выхода [27], и поэтому интерферометр с горизонтальным плечом, обладая более узкой диаграммой направленности [6, 11], здесь опять

находится в менее благоприятной ситуации по сравнению со стандартным сейсмоприемником маятникового типа. Поэтому чувствительность и инструментальная точность приборов для измерения относительных деформаций $\epsilon = \Delta l/l$ в поле сейсмической волны при пересчете на абсолютные смещения ξ_k отдельных частиц среды должны быть сопоставимы с соответствующими параметрами стандартных сейсмических приборов. К настоящему времени эти условия реализуются в наиболее совершенных лазерно-интерферометрических инструментах и установках [1, 4, 5, 28].

2.1. Регистрация и выделение короткопериодных объемных Р-волн

Предварительные результаты регистрации землетрясения 02.03.2016 г. (см. табл. 1) лазерными интерферометрами в п. “Карымшина” и “Фрязино” рассмотрены в наших предыдущих публикациях [10, 25]. Ниже приведем более подробный анализ полученного экспериментального материала и уточнения результатов детальной обработки данных.

Фрагменты записей землетрясения показаны на рис. 5. Первые три минуты записей содержат вступления объемной продольной Р-волны. Записи длиннопериодных поверхностных L- и R-волн в течение 30...40 мин после вступления объемных волн приведены в правых колонках рис. 5а, 5б, 5г.

Неожиданным оказалось, что цифровая система регистрации интерферометра НРИ18 в п. “Карымшина” (см. рис. 5в, 5д), обладая меньшей точностью в условиях низкого уровня микросейсмических помех, за счет ее нелинейных свойств зафиксировала вступление объемных волн с большей чувствительностью. Спектрально-временной анализ данных позволяет точнее определить вре-

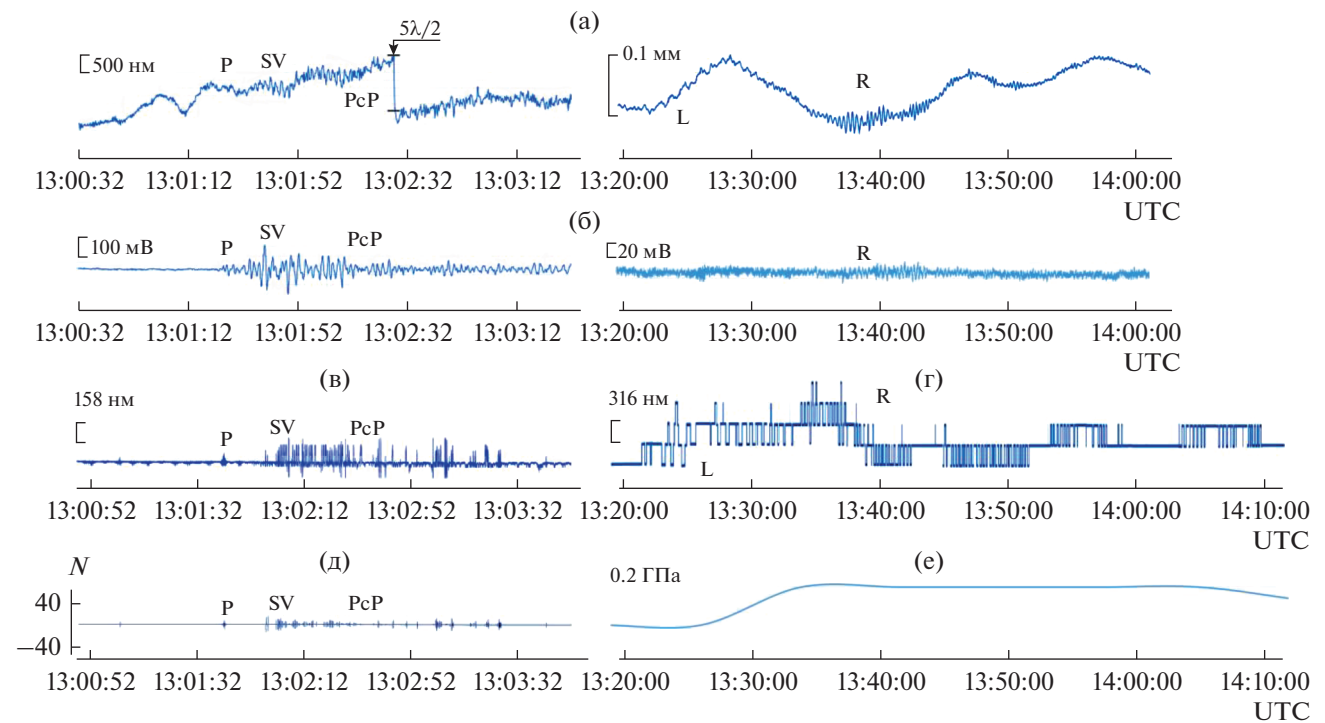


Рис. 5. Фрагменты синхронной регистрации землетрясения M_w 7.8 (юго-западнее Суматры 2016 г.), выполненные в п. “Фрязино” инструментом НРИ100 (а) и вертикальной Z-компонентой сейсмоприемника SNG-11 [29] (б) и в п. “Карымшина” инструментом НРИ18: сигнал на выходе фазового детектора (в), разность показаний измерительного и опорного счетчиков в нм (г) и единицах числа импульсов (д), вариации атмосферного давления в пункте “Карымшина” (е).

мена прихода, микроструктуру и частоты выделяемых волн (рис. 6).

Временная синхронизация удаленных инструментов осуществлялась по радиовещательным сигналам точного времени с погрешностью 1 с. Сравнение полученных результатов с данными ближайших сейсмических станций – Обнинск (ОВН) и Петропавловск-Камчатский (РЕТ) Единой геофизической службы РАН – представлено

в табл. 2. Времена прихода Р-волны согласуются с этими данными и соответствуют эпицентральному расстоянию: при возрастании Δ пропорционально увеличивается время пробега волны от гипоцентра до пункта регистрации. Расчетные оценки для средних скоростей распространения: 12.15 км/с (“Фрязино”) и 12.22 км/с (“Карымшина”) согласуются с классической моделью Земли Джеффриса–Гутенберга [30, 31] и совпадают с

Таблица 2. Времена прихода Р-волны от землетрясения 02.03.2016 г. (Юго-западнее Суматры M_w 7.8/ M_s 7.5; $t_0 = 12:49:48...46$ UTC) по данным лазерных деформографов в пунктах “Фрязино”, “Карымшина” и сейсмических станций Обнинск и Петропавловск-Камчатский (www.ceme.gsras.ru/)

Пункт	Эпицентральное расстояние, км	Δ , град	Время прихода (UTC), чч:мм:сс	Время пробега
“Фрязино”	8470	76.31	13:01:25	11 м 37 с
“Карымшина”	8740	78.74	13:01:45	11 м 57 с
Обнинск	8510	76.67	13:01:35.8	11 м 48 с
Петропавловск-Камчатский	8760	78.92	13:01:50.4	12 м 02 с

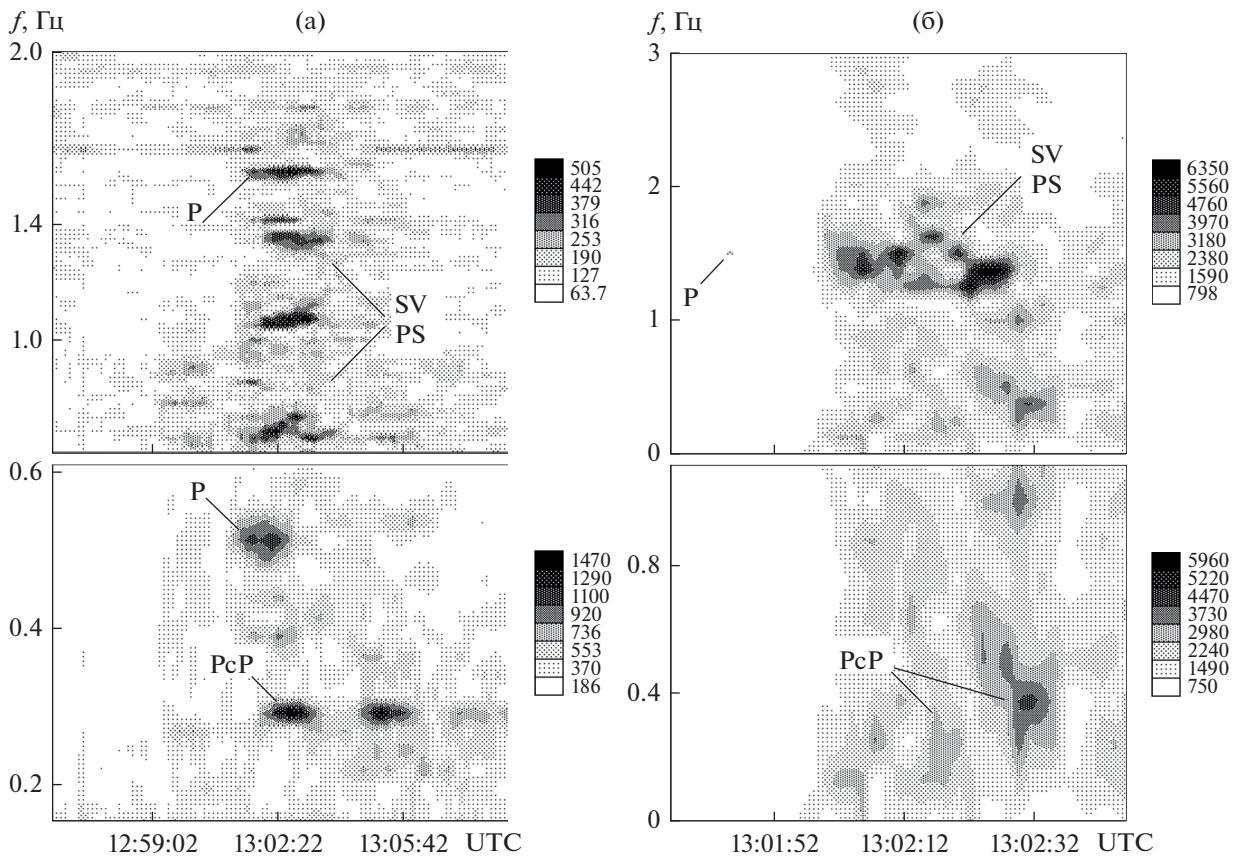


Рис. 6. Микроструктура спектрально-временных диаграмм времен прихода и частотных диапазонов объемных P- и PcP-волн, а также обменных PS- и SV-волн, выделенных в пунктах “Фрязино” (а) и “Карымшина” (б) после землетрясения 02.03.2016 г., Суматра. Справа от каждой диаграммы – распределения в координатах время–частота для спектральной яркости, ее уровни (отн. ед.).

оценками по сейсмическим данным станций Обнинска и Петропавловск-Камчатского с точностью 1.07 и 0.74% соответственно.

Интересен спектральный состав и временная (фазовая) структура выделенных волновых пакетов. P-волна, зарегистрированная в п. “Фрязино” в 13:01:25 UTC (см. рис. 5а), на спектрально-временной диаграмме состоит из ряда интерферирующих компонент в диапазоне 0.52...1.58 Гц (рис. 6а). При этом три из пяти компонент – 0.68, 1.06 и 1.36 Гц – появляются с задержкой ~30 с относительно P-волны, содержащей две лидирующие компоненты 0.52 и 1.58 Гц. Три запаздывающие компоненты можно интерпретировать как рассеянные SV- и обменные PS-волны [30, 31], возбуждаемые основной P-волной при ее отражении и прохождении через границы раздела, в данном случае – Подмосковский авлакоген [16] в 20...30 км от пункта установки приборов, а также границу Мохоровичича, залегающую здесь на глубине ~45...48 км. В отличие от приходящей снизу продольной P-волны, SV- и PS-волны содержат значительные тангенциальные компоненты смещений земной поверхности и хорошо регистрируются го-

ризонтально расположенными интерферометрами. Это особенно отчетливо проявляется на спектрально-временной диаграмме в п. “Карымшина” (рис. 6б). Запаздывающие на 20...40 с фазы SV- и PS-волн (группа компонент в районе 1.2...1.5 Гц) в шесть–восемь раз интенсивнее основной P-волны.

Четко на спектрально-временных диаграммах (см. рис. 6а и 6б) выделяются более низкочастотные, отраженные от земного ядра фазы PcP-волны [30, 31] с временем прихода 13:02:12 UTC (п. “Фрязино”) и 13:02:30 UTC (п. “Карымшина”), которые представлены спектральными компонентами в районе 0.29 и 0.37 Гц. Возможность разделения этих волн с помощью используемой методики представляется весьма интересной в связи с тем, что годографы Джеффриса для P- и PcP-ветвей на эпицентральных расстояниях вблизи $\Delta = 80^\circ$ практически сливаются [30, 31].

Иная ситуация наблюдается при выделении объемных волн от более крупного землетрясения M_w 8.2 (Мексика 08.09.2017 г.) (см. табл. 1). Это мощное сейсмическое событие зарегистрировано

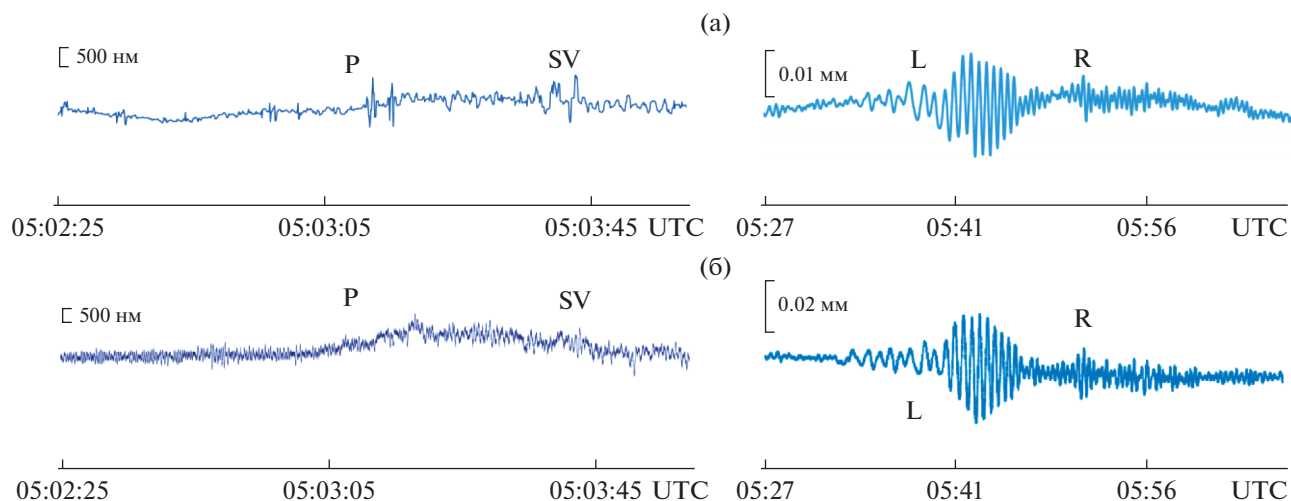


Рис. 7. Фрагменты записей землетрясения M_w 8.2 (2017 г., Мексика), выполненные инструментами НРИ100 (а) и РИ100 (б) в п. “Фрязино”: приход объемных волн (слева), регистрация поверхностных волн (справа).

в п. Фрязино интерферометрами НРИ100 и РИ100, расположенными на расстоянии 0.4 км друг от друга [11, 15] (рис. 7). Смещения Δl в момент прихода Р-волны (05:02:51...52 UTC) не превышают 100...200 нм для интерферометра НРИ100 (см. рис. 7а) и находятся на уровне микросейсмических помех на записи интерферометра РИ100 (см. рис. 7б). Это объясняется величиной эпицентрального расстояния ~ 10930 км ($\Delta \sim 98.5^\circ$) для п. “Фрязино”, который находится на границе зоны тени как для прямой Р-волны, так и для отраженных и рассеянных волн [30, 31]. В результате оба прибора регистрируют интерферирующие цуги слабых дифрагированных волн каждого из указанных типов (см. рис. 7а и 7б).

Синхронные записи землетрясения 28.01.2020 (Карибское море), полученные интерферометрами в п. “Фрязино” и “Карымшина” приведены на рис. 8. Время в очаге 19:10:24...25 UTC указано вертикальными стрелками. Эпицентральное расстояние до обоих пунктов наблюдения здесь на 1300...1600 км больше, чем для землетрясения у берегов Суматры 2016 г. (см. начало данного подраздела), и траектория объемных волн соответственно ближе к зоне тени. Расчетное время вступления Р-волны на записях указано вертикальными линиями. Ее приход почти неразличим в п. “Фрязино” в связи с высоким уровнем микросейсм (а), и выделить волну возможно рассмотренным выше методом спектрально-временного анализа. Вступление Р-волны в п. “Карымшина” приходится на нелинейный участок характеристики системы регистрации с малым значением коэффициента преобразования A (см. формулу (4)), и амплитуда измеряемых колебаний становится меньше разрешающей способности систе-

мы регистрации 1...0.1 нм, что на 18-метровой базе соответствует величине относительных деформаций порядка

$$\varepsilon = \Delta l / l \sim 10^{-10} \dots 10^{-11}.$$

2.2. Низкочастотные и сверхнизкочастотные сейсмодеоформационные колебания

Результаты регистрации низкочастотных (длиннопериодных) волн от рассматриваемых землетрясений (см. табл. 1) приведены в правых колонках на рис. 5а–5г и 7, в правых частях рис. 8а–8б и на рис. 9.

Поверхностные волны в п. “Фрязино” и “Карымшина” (см. рис. 5а и 5г) для цугов с максимальной амплитудой имеют характерные периоды 40...50 с (L-волны) и 15...25 с (R-волны). Базовая точность и масштаб записи на рис. 5г выражены в единицах $\lambda/2 = 316$ нм. Поверхностная поперечная волна L не содержит вертикальной компоненты смещений и отсутствует на записи сейсмического Z-канала (см. рис. 5б справа). Волна R, содержащая вертикальную и горизонтальную компоненты, на этой записи имеет заметную, хотя и незначительную амплитуду вследствие резкого падения амплитудно-частотной характеристики сейсмического канала в диапазоне периодов больше 10 с (собственная частота маятника SNG-11 составляет 5 Гц [29]). Время прихода наиболее интенсивных цугов L- и R-волн в п. “Фрязино” и “Карымшина” составляет соответственно 13:23:30...50 и 13:37:10...40 UTC. С учетом эпицентральных расстояний каждого из пунктов (см. табл. 2) получены оценки средних скоростей распространения этих волн: $V_L = 4.17 \dots 4.30$ км/с и $V_R = 2.96 \dots 3.06$ км/с,

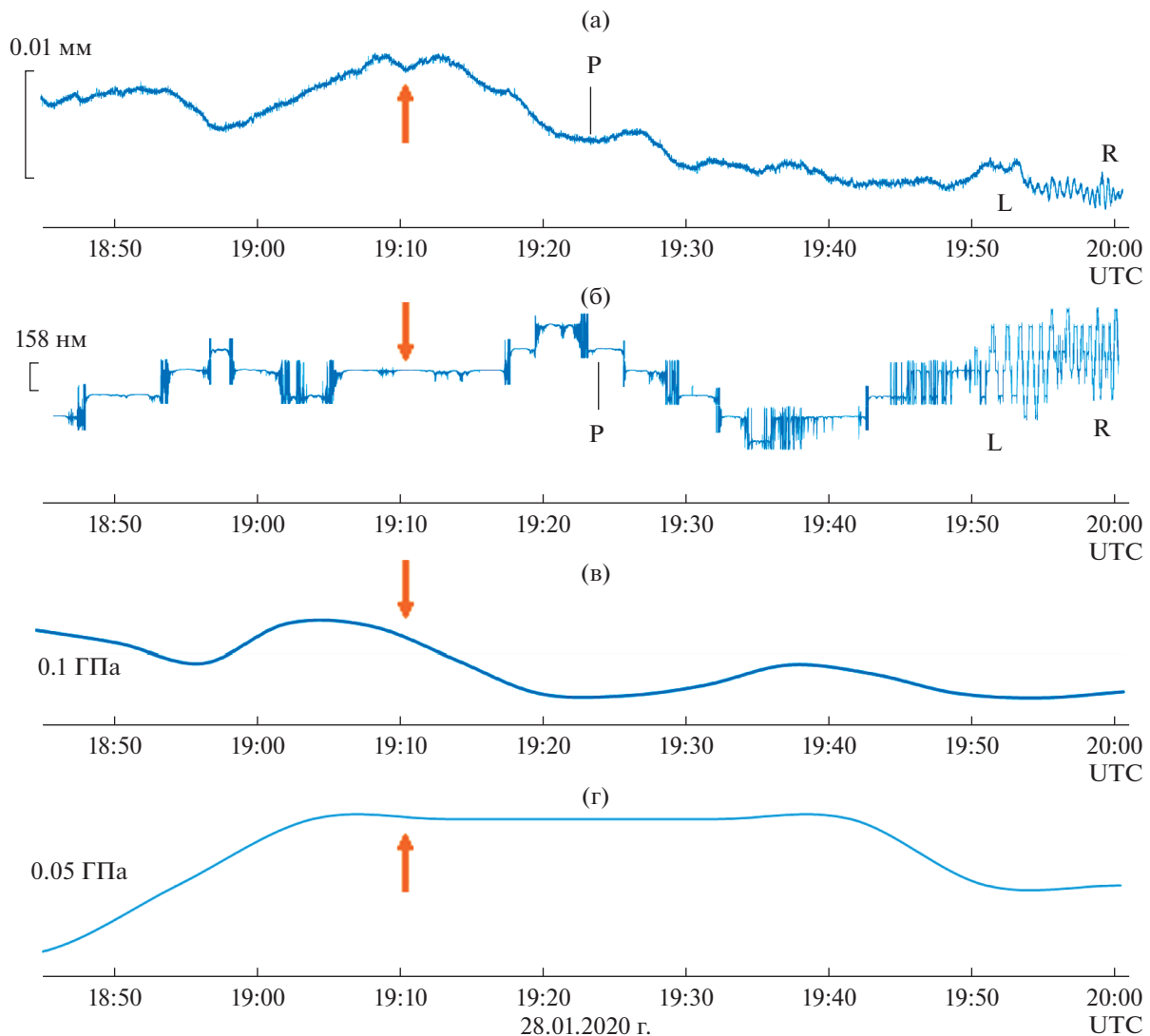


Рис. 8. Синхронные записи землетрясения M_w 7.7 (2020 г., Карибском море), выполненные инструментами НРИ100 (а) и НРИ18 (б) и вариации атмосферного давления соответственно в п. «Фрязино» (в) и «Карымшина» (г).

которые хорошо согласуются с величинами групповых скоростей L- и R-волн по независимым сейсмическим и тензометрическим измерениям [31, 32].

Сравнение поверхностных L- и R-волн от мексиканского M_w 8.2 землетрясения 08.09.2017, зарегистрированных двумя интерферометрами на Фрязинском лучеводном полигоне, дано в правой части рис. 7. Максимальные амплитуды L-волн сдвига для интерферометра РИ100 (рис. 7б справа) в 05:42 UTC достигают величины 20.2 мкм. Это примерно в два раза превышает максимальную амплитуду L-волн 10.5 мкм на записи интерферометра НРИ100 (рис. 7а слева). Расчетное отношение амплитуд для диаграмм направленности интерферометров РИ100 и НРИ100 в поле поперечной

волны равно 2 : 1 [6, 11], что с точностью $\sim 4\%$ соответствует экспериментально полученному значению.

Поверхностные L- и R-волны от землетрясения M_w 7.7 в Карибском море 28.01.2020, зарегистрированные в п. «Фрязино» и «Карымшина» с 19:40 до 20:00 UTC совершенно различны (см. рис. 8а и 8б). Хотя разность эпицентральных расстояний для этих пунктов составляет всего лишь несколько процентов, волновые пути различаются и в момент их максимальных амплитуд в 19:55...19:58 UTC (рис. 9): характерные периоды колебаний в п. «Фрязино» и «Карымшина» — 30 и 35 с соответственно. Это объясняется разностью фазовых скоростей этих волн [31] и геологией среды на пути их распространения: сигнал из Карибского

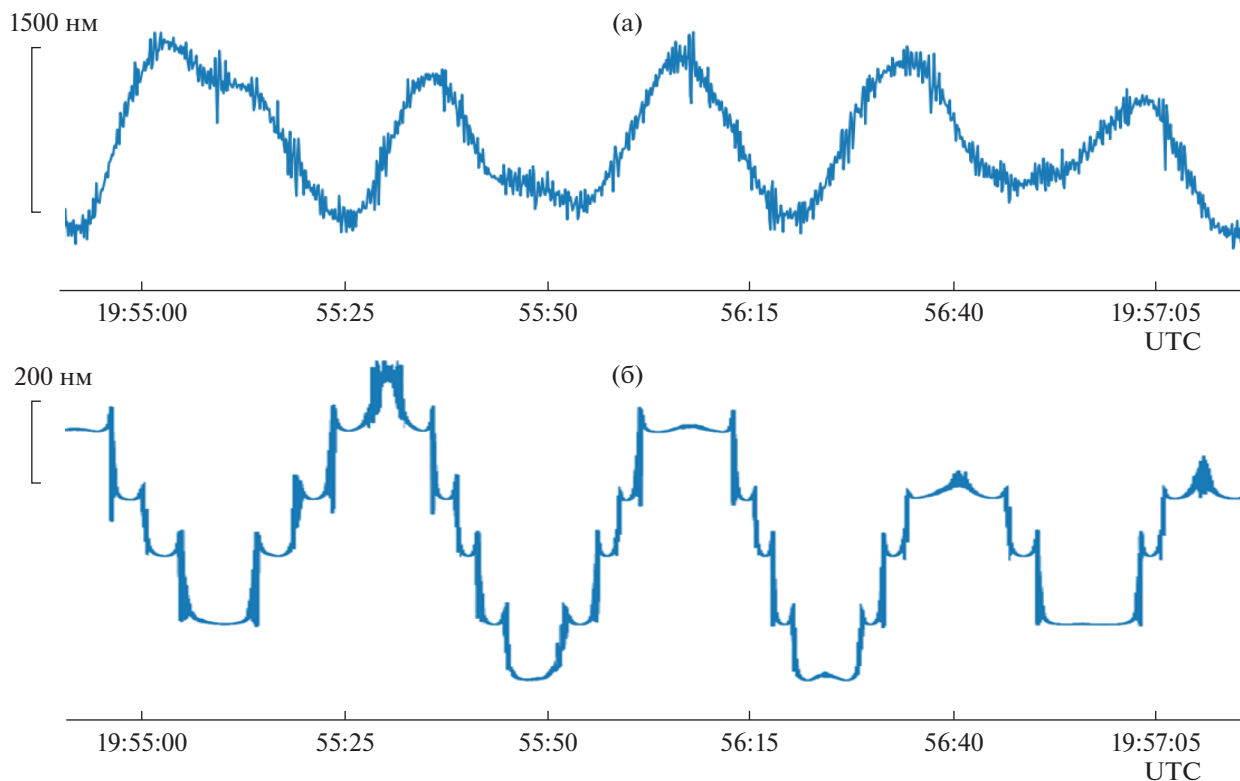


Рис. 9. Синхронные записи поверхностных волн, вызванных землетрясением M_w 7.7 (28 января 2020 г.): регистрация интерферометром НРИ100 “Фрязино” (а), регистрация интерферометром НРИ18 “Карымшина”, базовая точность $\lambda/4 = 158$ нм (б).

бассейна приходит в п. “Фрязино” через Атлантику и Западную часть Евразии, тогда как в п. “Карымшина” волна проходит вдоль бортов Тихоокеанской и Северо-Американской тектонических плит.

Кроме стандартных длиннопериодных L- и R-волн на рис. 5 и 8 видны особые сверхдлиннопериодные (сверхнизкочастотные) колебания с характерными периодами 10...40 мин. Амплитуда этих колебаний в три-четыре раза превышает амплитуду L- и R-волн, что указывает на возможное их барическое происхождение. К настоящему времени нами накоплен опыт, свидетельствующий о связи наблюдаемых деформационно-барических процессов с активностью тропических циклонов в Мировом океане, часто предшествующих сильным землетрясениям и выступающим здесь в роли их триггерного механизма [25, 33].

Так, землетрясение 02.03.2016 г. (Суматра, M_w 7.8) можно связать с развитием мощного тропического циклона Winston (вышей категории 5 SSHWS) в южной части Тихого океана в феврале 2016 г. и завершением его активности 03.03.2016 г. у берегов Австралии. Карибское землетрясение 28.01.2020 г. (см. рис. 8) на границе

Северо- и Южно-Американской плит сопровождается очень редким явлением — развитием у берегов Бразилии (Южная Атлантика) субтропического циклона Kuriuti 22–26.01.2020 г. и его ускоренным перемещением через границу раздела плит в сторону Африканской тектонической плиты.

Для обоих землетрясений (рис. 5 и 8) наблюдается корреляция сверхдлиннопериодных колебаний, зарегистрированных в пунктах “Фрязино” и “Карымшина” с характерной временной задержкой 7...8 мин. Подтверждением барического происхождения обнаруженных волн является корреляция сигналов лазерных интерферометров-деформографов и вариаций атмосферного давления (рис. 5е и 8в, 8г). Оценки деформационно-барического коэффициента B (4) для обоих инструментов в относительных единицах изменяются в пределах $1...3 \times 10^{-7}$ ГПа $^{-1}$.

2.3. Изучение синхронных записей микросейсмических деформаций

Микросейсмы непрерывно и повсеместно возбуждают земную кору в частотном диапазоне $10^{-2}...10^2$ Гц. В диапазоне периодов более 1 с, они

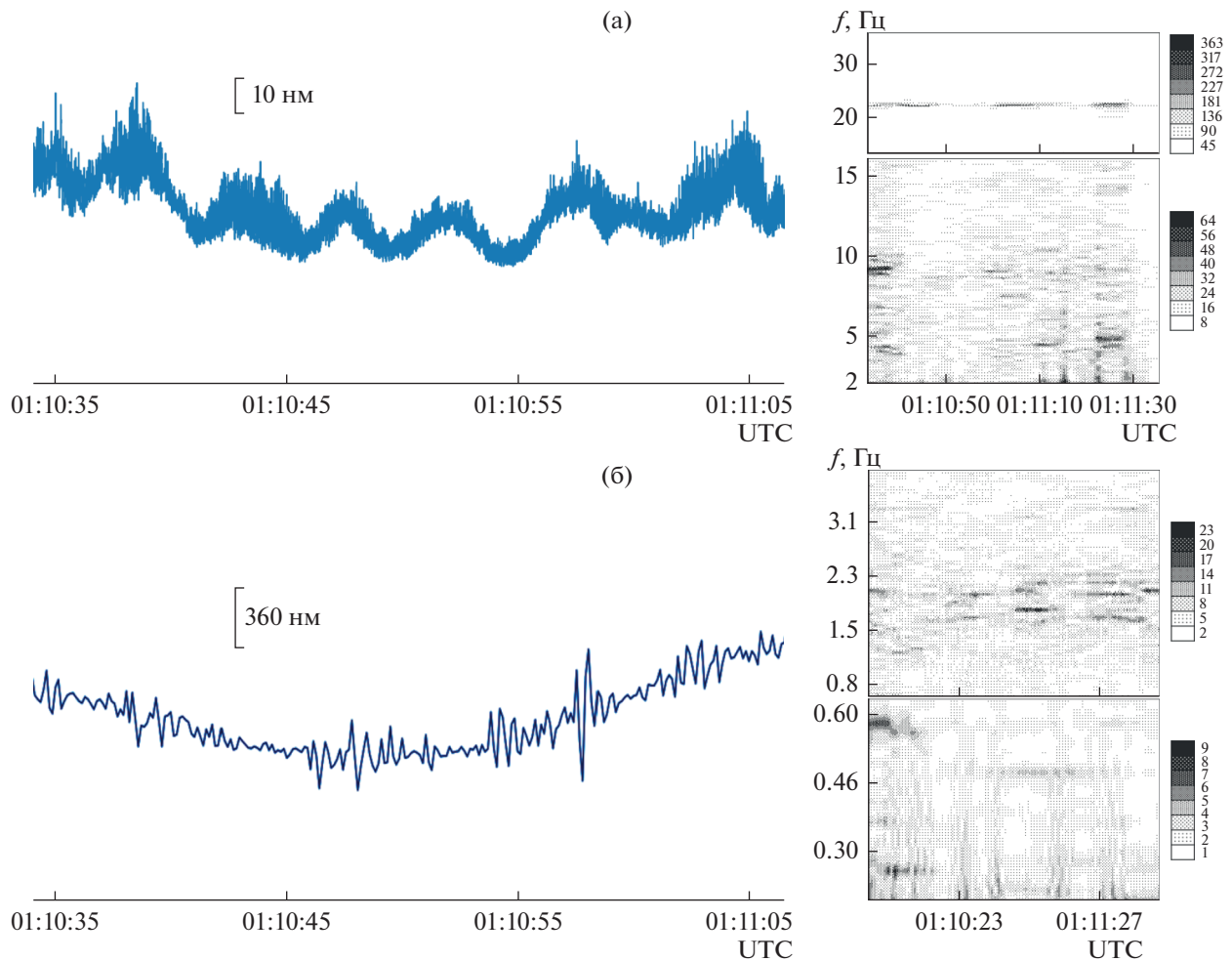


Рис. 10. Синхронные записи микросейсмических деформаций и их спектрально-временные диаграммы, полученные в пунктах “Карымшина” (а) и “Фрязино” (б) 28 января 2020 г.

вызываются океаническим прибоем, ветром и крупными метеорологическими возмущениями в океанах. Микросейсмы в частотном диапазоне выше 1 Гц обычно возбуждаются техногенными источниками и формируют пространственно распределенные частично когерентные сейсмические поля. Исследование свойств и поведения широкополосных микросейсмических колебаний рассматривается в качестве возможного метода изучения предвестников землетрясений [13, 25, 34].

Лазерный интерферометр позволяет исследовать характеристики микросейсм в широких диапазонах частот и амплитуд. Вместе с тем система пространственно разнесенных лазерных интерферометров в состоянии определить когерентные свойства детектируемых микросейсмических полей. В течение 2016–2020 гг. лазерными интерферометрами в п. “Фрязино” и “Карымшина” выполнен ряд сеансов синхронного измерения микросейсмических деформаций. Примеры анализа

данных, полученных за 18 ч до землетрясения M_w 7.7 в Карибском море 2020 г. (см. табл. 1), приведены на рис. 10.

Система регистрации интерферометра НРИ18 (п. “Карымшина”) в линейном режиме фиксирует 4...6 с штормовые микросейсмы (см. рис. 10а слева). Их относительно большая амплитуда 10...20 нм объясняется близостью (30...40 км) прибора на тихоокеанском побережье. Обычные амплитуды 4...6 с штормовых микросейсм из Атлантики, регистрируемые в Московском регионе (1000...1200 км до океанического побережья) составляют единицы нанометров для лазерного интерферометра такой же длины, установленного в глубокой штольне [3]. Синхронно работающий 100-метровый интерферометр в п. “Фрязино” фиксирует 0.3...0.4 с техногенные микросейсмы (см. рис. 10б слева). Их амплитуды возрастают до 200...300 нм днем и уменьшаются в несколько раз в ночной период.

Результаты спектрально-временного анализа высокочастотных микросейсм показаны на (рис. 10 справа). В п. “Карымшина” (см. рис. 10а справа) выделяются пики на частотах 4.5, 9.1 и 14 Гц. Узкий и интенсивный пик 22 Гц является достаточно когерентным и обусловлен резонансными свойствами конструкции прибора. На спектрограммах интерферометра в п. “Фрязино” (см. рис. 10б справа) обнаруживаются следующие пики: 0.27, 0.49 и 0.59 Гц. Расщепленный спектральный пик на частоте около 1.9 Гц выделяется на верхней части спектрограммы рис. 10б и демонстрирует здесь умеренные когерентные свойства. Следует отметить, что сильное расщепление этого спектрального пика мы наблюдали с помощью этого же 100-метрового лазерного деформографа перед крупным M_w 8.3 землетрясением в Чили 16 сентября 2015 г. [25].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены и проанализированы результаты уникальных экспериментов по синхронной регистрации сейсмодформационных колебаний поверхности Земли тремя лазерными интерферометрами с измерительными базами 18...100 м, разнесенными на расстояние 6740 км. Используемые методы и достигнутые результаты, судя по опубликованным к настоящему времени данным, являются оригинальными и получены впервые.

Применяемые в качестве источников излучения, частотно-стабилизированные и термоуправляемые лазеры совместно с регистрирующими системами компенсационного и модуляционного типов, измеряющими сдвиги интерферограммы, обеспечивают абсолютное инструментальное разрешение 0.1...0.01 нм на интерферометрических базах протяженностью до 100 м.

Эффективность предложенных методов продемонстрирована на примерах регистрации удаленных землетрясений M_w 7.7...8.2 и выделения используемых в сейсмологии объемных и поверхностных волн. Представлены результаты спектрального анализа данных, полученных в сеансах синхронных наблюдений в течение 2016–2020 гг. Проведено сравнение результатов регистрации с данными региональных и глобальных сейсмических служб. Развитие предложенных методов может быть полезно для обнаружения и идентификации предвестников крупных сейсмических событий и других опасных природных явлений.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИРЭ им. В.А. Котельникова РАН (тема 0030-2019-0014) и ИКИР ДВО РАН (тема АААА-А21-121011290003-0).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Takemoto S., Momose H., Araya A. et al. // J. Geodynamics. 2006. V. 41. № 1–3. P. 23.
2. Amoruso A., Crescentini L. // J. Geodynamics. 2009. V. 48. № 3–5. P. 120.
3. Volkov V.A., Dubrov M.N. // Marees Terrestres Bull. d'Informations. 2014. V. BIM-148. P. 11971.
4. Николаев А.В., Луканенков А.В., Дубров М.Н. // ДАН. 2010. Т. 430. № 6. С. 816.
5. Barbour A.J., Agnew D.C. // Bull. Seismological Soc. Amer. 2012. V. 102. № 6. P. 2484.
6. Дубров М.Н., Матвеев Р.Ф. // РЭ. 1998. Т. 43. № 9. С. 1147.
7. Spudich P., Fletcher J.B. // Bull. Seismological Soc. Amer. 2008. V. 98. № 4. P. 1898.
8. Dubrov M.N., Aleksandrov D.V. // Proc. 6th Int. Conf. Antenna Theory and Techniques. Sevastopol. 17–21 Sep. 2007. N.Y.: IEEE, 2007. P. 307.
9. Долгих Г.И. // Письма в ЖТФ. 2018. Т. 44. № 20. С. 46.
10. Aleksandrov D., Dubrov M., Kravtsov V., Larionov I. // Proc. XI Int. Conf. Solar-Terrestrial Relations and Physics of Earthquake Precursors. Paratunka. 22–25 Oct. 2020. Ser. E3S Web of Conf. V. 196. Les Ulis: EDP Sci. 2020. Article № 02010.
11. Дубров М.Н., Кармалеева Р.М. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. № 7. С. 81.
12. Вардя В.П., Дубров М.Н., Коршунов И.П., Матвеев Р.Ф. // РЭ. 1978. Т. 23. № 10. С. 2068.
13. Dubrov M.N., Alyoshin V.A. // Tectonophysics. 1992. V. 202. № 2–4. P. 209.
14. Дубров М.Н., Латынина Л.А., Матвеев Р.Ф., Пономарев А.В. // Физика Земли. 1998. № 12. С. 22.
15. Александров Д.В., Дубров М.Н., Кравцов В.В. // Нелинейный мир. 2018. Т. 16. № 2. С. 44.
16. Колосова Н.Н., Чурилова Е.А. Атлас Московской области. М.: Просвещение, 2004. С. 11.
17. Ларионов И.А., Непомнящий Ю.А. // Вестн. КРАУНЦ. Физ.-мат. науки. 2016. № 3. С. 85.
18. Марапулец Ю.В., Руленко О.П., Ларионов И.А., Мищенко М.А. // ДАН. 2011. Т. 440. № 3. С. 403.
19. Дубров М.Н. Устройство для измерения перемещений и деформаций объектов. Пат. РФ № 2336495. Оpubл. офиц. бюл. “Изобретения. Полезные модели” № 29 от 20.10.2008.
20. Дубров М.Н. Длиннобазовая лазерная интерферометрия: учет обратного рассеяния. М.: МФТИ, 2011.
21. Дубров М.Н. Следящая система для оптических интерферометров. А. с. СССР № 720292. Оpubл. Б.И. № 9 от 05. 03.1980.

22. *Dubrov M.N., Medvedev P.V.* // Proc. 4th Int. Conf. on Advanced Optoelectronics and Lasers. Alushta. 29 Sep.—4 Oct. 2008. N.Y.: IEEE, 2008. P. 165.
23. *Бергер Д., Ловберг Р.* // Приборы для научных исследований. 1969. Т. 40. № 12. С. 41.
24. *Дубров М.Н., Смирнов В.М.* // Геомагнетизм и аэрономия. 2013. Т. 53. № 1. С. 53.
25. *Aleksandrov D.V., Dubrov M.N., Larionov I.A. et al.* // J. Volcanology and Seismology. 2019. V. 13. № 3. P. 193.
26. *Захаров В.И., Пилипенко В.А., Грушин В.А., Хамидуллин А.Ф.* // Солнечно-земная физика. 2019. Т. 5. № 2. С. 114.
27. *Аветисов Г. П.* // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1974. Вып. 9. С. 96.
28. *Лоборев В.М., Перцев С.Ф., Судаков В.В. и др.* Физика ядерного взрыва. Т. 5. Контроль ядерных испытаний. М.: Физматлит, 2017. С. 161.
29. SNG-11D/GSC-11D/OPEN. Проспект фирмы GeoSpace. Houston., 2006. <https://ds.iris.edu/ds/nrl/sensor/geospace/gsc-11d/>.
30. *Джеффрис Г.* Земля, ее происхождение, история и строение. М.: Изд-во иностр. лит., 1960.
31. *Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983.
32. *Karmaleeva R.M., Latynina L.A., Savarensky E.F.* // Pure and Appl. Geophys. 1970. V. 82. № 1. P. 85.
33. *Volkov V., Mrlina J., Dubrov M. et al.* // Geodesy and Geodynamics. 2020. V. 11. № 6. P. 442.
34. *Sobolev G.A.* // Natural Hazards and Earth Systems. Sci. 2011. V. 11. № 2. P. 445.