

8. Коляда Ю. Б., Королев Ю. С., Разгулин В. Г., Янушкин В. Н. Микроскоп измерительный цифровой // Измерительная техника. 2005. № 5. С. 20—23.

9. Коляда Ю. Б., Полярус Н. Т., Королев Ю. С., Разгулин В. Г., Янушкин В. Н. Головки измерительные цифровые // Измерительная техника. 2007. № 1. С. 20—23.

10. Янушкин В. Н., Коляда Ю. Б., Крушняк Н. Т. Длинномер фотоэлектрический цифровой // Измерительная техника. 2013. № 10. С. 23—24.

11. Модестов М. Б., Чудов В. А. Принципы построения измерительных головок для автоматических координатных машин. М.: Наука, 1976.

12. Модестов М. Б. Исследование точности модульных головок для координатных измерительных машин с ЧПУ. М.: Наука, 1976.

13. Каспарайтис А. Ю., Куметайтис Ю. П. Конструкция и точность координатных измерительных машин // Станкостроение Литвы. 1982. № 14. С. 12—27.

14. Коляда Ю. Б., Королев Ю. С., Крушняк Н. Т., Разгулин В. Г., Янушкин В. Н. Перспективы и проблемы автоматизации, повышения точности, быстродействия и надежности измерения линейных и угловых величин // Измерительная техника. 2011. № 9. С. 21—23.

Дата принятия 13.01.2015 г.

ОПТИКО-ФИЗИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ

550.344.33

Наблюдение собственных колебаний Земли лазерными интерферометрами-деформографами

В. К. МИЛЮКОВ^{1,4}, М. П. ВИНОГРАДОВ¹, А. В. ЛАГУТКИНА¹, А. П. МИРОНОВ¹,
А. В. МЯСНИКОВ¹, Н. А. ПЕРЕЛЫГИН¹, Б. Г. ПУСТОВИТЕНКО²,
О. В. БОБОРЫКИНА³, Ю. М. ВОЛЬФМАН², В. А. НАСОНКИН³

Государственный астрономический институт им. П. К. Штернберга
МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия, e-mail: milyukov@sai.msu.ru

²Крымский федеральный университет им. В. И. Вернадского, Симферополь, Россия,
e-mail: bpustovitenko@gmail.com

³Геофизическая обсерватория, Севастополь, Россия

⁴Владикавказский научный центр РАН и РСО-А, Владикавказ, Россия

По деформационным данным, полученным с помощью прецизионных лазерных интерферометров-деформографов, расположенных на Северном Кавказе (Приэльбрусье) и в Крыму (Севастополь), проанализированы собственные колебания Земли, возбужденные одним из сильнейших землетрясений последнего десятилетия (Япония, 2011 г.). Проведено сравнение теоретических (модель PREM) и наблюдаемых мод колебаний (Северный Кавказ).

Ключевые слова: лазерные интерферометры-деформографы, собственные колебания Земли.

Based on the strain data received by means of precision laser interferometers-strainmeters located in Northern Caucasus (Elbrus area) and in the Crimea (Sevastopol), the free oscillations of the Earth (FOS) excited by one of the strongest earthquakes of last decade (Japan, 2011), have been analyzed. The comparison of theoretical (PREM model) and observed FOS modes (Northern Caucasus) were carried out.

Key words: laser interferometers-strainmeters, free oscillations of the Earth.

Сферическая форма Земли существенно ограничивает как радиальные, так и тангенциальные движения внутри планеты. Окружность Земли определяет характерный масштаб длин, которые соответствуют целому числу волн, обеспечивая таким образом существование стоячих колебаний. Поэтому только дискретные значения длин волн и час-

тот могут удовлетворять земным граничным условиям. Соответствующие стоячие волны называются собственными колебаниями Земли (СКЗ) или нормальными модами.

Собственные колебания возбуждаются сильными землетрясениями, сейсмические колебания которых охва-

тывают всю планету. Большинство наблюдений СКЗ в последние 10—15 лет сделаны с помощью широкополосных сейсмометров или сверхпроводящих гравиметров. Сеть таких приборов в разных странах и на континентах позволяет использовать оптимальные методы обнаружения — так называемые «стекинг»-методы. Глобальная сейсмографическая сеть (GSN) насчитывает 110 станций, а под эгидой Глобального геодинамического проекта (GGP) работает 22 сверхпроводящих гравиметра. Высокая разрешающая способность, низкий уровень шумов, стабильность на частотах, меньших 1 мГц, делают сверхпроводящие гравиметры основным инструментом для регистрации низкочастотных сфероидальных мод СКЗ ${}_nS_l$ [1]. Однако эти приборы чувствительны только к вертикальным смещениям и практически не регистрируют движения в горизонтальной плоскости, т. е. тороидальные собственные колебания ${}_nT_l$. Широкополосные сейсмометры чувствительны к вертикальным и горизонтальным перемещениям. Поскольку сейсмометры измеряют инерциальное движение посредством механической пружины и электронной системы обратной связи, горизонтальные сейсмические записи часто сильно зашумлены. Сравнение записей сейсмографических станций СКЗ, возбужденных землетрясением на Суматре в 2004 г., показало значительные различия измеряемых значений (10—20 %), что отражает старение механических и электронных компонентов приборов [2]. В этой связи прецизионные лазерные интерферометры-деформографы могут служить важным дополнением как к криогенным гравиметрам, так и к широкополосным сейсмометрам. По результатам наблюдений горизонтальных деформаций, вызванных сильнейшими землетрясениями, можно выделить оба типа мод СКЗ: сфероидальные и тороидальные. В лазерных интерферометрах имеется собственный внутренний эталон длины — известная с высокой точностью длина волны лазерного излучения. Измеряемая деформация сравнивается непосредственно с этим эталоном, поэтому проблема изменения эталона длины, присущая сейсмометрам, отсутствует.

Деформационные наблюдения с помощью лазерных интерферометров невозможны без глобальной сети. К сожалению, в силу достаточно сложной конструкции прибора и повышенных требований к размещению и эксплуатации лазерный интерферометр-деформограф не стал промышленным, а остается уникальным штучным геофизическим прибором. Тем не менее, синхронные наблюдения СКЗ системой разнесенных деформографов могут дать дополнительную информацию, детализирующую внутреннее строение нашей планеты.

Авторы имеют опыт синхронных наблюдений литосферных деформаций с помощью системы разнесенных деформографов: Баксан, Северный Кавказ — Протвино, Русская равнина; Баксан, Северный Кавказ — Гран Зассо, Италия. В результате таких наблюдений было доказано существование взаимосвязанных возмущений деформационных полей в крупных пространственных масштабах порядка литосферных плит (в данном случае Евразийской плиты), т. е. существование глобальной компоненты деформационного поля Земли с характерным временем проявления до 3—4 недель и ее связь с вариациями скорости вращения Земли [3, 4].

Цель данной работы — сравнительный анализ мод СКЗ, возбужденных землетрясением в Японии 2011 г., по синхронным деформационным наблюдениям на Северном Кавказе и в Крыму.

Мониторинг литосферных деформаций на Баксанской станции ГАИШ МГУ (Северный Кавказ, Приэльбрусье) проводится неравноплечим интерферометром Майкельсона. Длина измерительного плеча прибора 75 м, разрешающая способность $3 \cdot 10^{-13}$. Лазерный интерферометр-деформограф размещен в подземной штольне Баксанской нейтринной обсерватории Института ядерных исследований РАН на расстоянии 650 м от входа в штольню и на глубине 400 м. Координаты интерферометра: широта $43^{\circ}16'$, долгота $42^{\circ}41'$; угол ориентации главного измерительного плеча относительно направления на север составляет $150^{\circ}37'$ [5, 6].

Мониторинг литосферных деформаций на станции Кача-бухта (Крым, Севастополь) проводится дифференциальным равноплечим лазерным интерферометром майкельсоновского типа, работающим в режиме разнесенных пучков. Помещение, в котором установлен интерферометр, находится в штольне глубиной около 20 м и имеет ряд герметичных перегородок (двери, люки), изолирующих от внешних воздействий (это сооружения бывшей береговой артиллерийской батареи № 35, построенной в первой половине прошлого столетия). Длина измерительных плеч интерферометра 5 м, разрешающая способность $5 \cdot 10^{-12}$ — 10^{-11} . Географические координаты расположения прибора: широта $44^{\circ}35'$, долгота $33^{\circ}31'$; ориентация плеч интерферометра задана азимутальными углами 156° (плечо А) и 246° (плечо В) [7, 8].

Катастрофическое землетрясение Great Tohoku магнитудой 9,0 произошло 11 марта 2011 г. Эпицентр землетрясения находился в 70 км восточнее острова Хонсю, а гипоцентр — на глубине 32 км в Тихом океане. Это сильнейшее землетрясение в Японии за все время наблюдения и пятое за историю сейсмических наблюдений в мире с 1900 г. Очаг землетрясения относится к зоне субдукции Тихоокеанской и Североамериканской литосферных плит. Тихоокеанская плита движется со скоростью 83 мм/год в западном направлении относительно Североамериканской и начинает опускаться под Японию в районе Японской впадины. На границе взаимодействия плит в первые 80 с начала формироваться разломная зона со скоростью 1,5 км/с, которая затем стала расширяться в юго-западном направлении со скоростью 2,5 км/с. Зона нарушения составила приблизительно 150 км в ширину и 300 км в длину [9]. Землетрясение имело незначительную глубину залегания (20—30 км) и взбросовый тип механизма очага с компонентами сдвига. Указанный механизм обусловлен субдукцией одной литосферной плиты под другую.

Несмотря на относительную близость расположения приемников, есть принципиальное отличие в распространении сейсмического сигнала от очага землетрясения. На пути к баксанскому деформографу находится горный массив Северного Кавказа, тогда как путь к крымскому прибору располагается севернее и проходит через равнинные территории. Регистрация сейсмической волны лазерным интерферометром зависит от азимута станции относительно источника сейсмической волны, поскольку деформограф имеет определенные диаграммы направленности к регистрации продольных и поперечных волн. Если ось измерительного плеча интерферометра (неравноплечий тип) составляет угол α с направлением распространения волны (азимут источника

по отношению к станции регистрации), то прибор будет регистрировать следующие компоненты деформаций [10]:

$$\varepsilon_{np} = \varepsilon_{xx} \cos^2 \alpha; \quad \varepsilon_{np} = \varepsilon_{xy} \sin \alpha \cos \alpha, \quad (1)$$

где ε_{xx} , ε_{xy} — деформации соответственно в продольной и поперечной волнах.

Следовательно, для регистрации продольных волн баксанский лазерный интерферометр наиболее чувствителен к источникам, расположенным вдоль его измерительного плеча с азимутом $0 \pm \pi$, в этом случае $\varepsilon_{np} = \varepsilon_{xx}$, а для поперечных волн максимальная чувствительность достигается в случае источников с азимутом $\pi/4 \pm \pi/2$, где $\varepsilon_{np} = \varepsilon_{xy}/2$. Для равноплечих интерферометров, работающих по разностной схеме, формулы, описывающие компоненты деформаций (1), будут иметь вид

$$\varepsilon_{np} = \varepsilon_{xx} \cos^2 \alpha - \varepsilon_{yy} \sin^2 \alpha; \quad \varepsilon_{np} = 2\varepsilon_{xy} \sin \alpha \cos \alpha, \quad (2)$$

при этом полагаем $\varepsilon_{xx} = \varepsilon_{yy}$.

Поскольку в Крыму реализована дифференциальная схема, то регистрируется разностный сигнал с двух равных плеч интерферометра. Максимальную чувствительность к продольным волнам прибор имеет вдоль его измерительных плеч: для источников с азимутом $0 \pm \pi/2$. Если одно из плеч прибора фиксирует максимальное значение $\varepsilon_{np} = \varepsilon_{xx}$, то на другом плече сигнал равен нулю. Как следует из (2), для поперечной волны дифференциальная схема удваивает сиг-

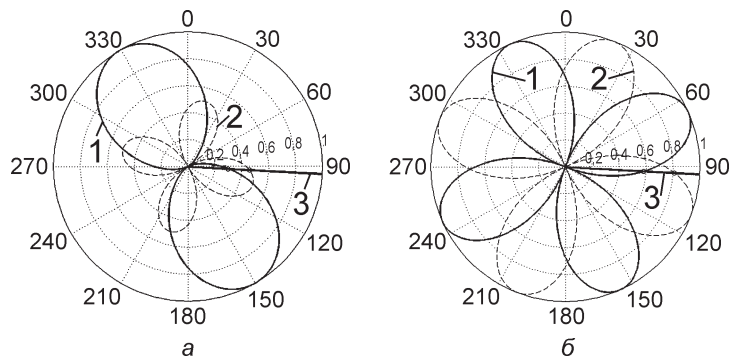


Рис. 1. Диаграммы направленности лазерных интерферометров-деформографов на Северном Кавказе (а) и в Крыму (б):

1 — диаграммы приема продольных волн; 2 — поперечных волн; 3 — направление на эпицентр Японского землетрясения

нал, регистрируемый одним плечом. При этом, также как и для баксанского интерферометра, максимальная чувствительность достигается для источников с азимутом $\pi/4 \pm \pi/2$, $\varepsilon_{np} = \varepsilon_{xy}$. Диаграммы направленности обоих приборов для продольных и поперечных волн приведены на рис. 1, где также показано направление на эпицентр землетрясения.

Для оценки эффективности приема сейсмических волн деформографами введем количественные характеристики — коэффициенты приема деформаций в продольной и поперечной волнах:

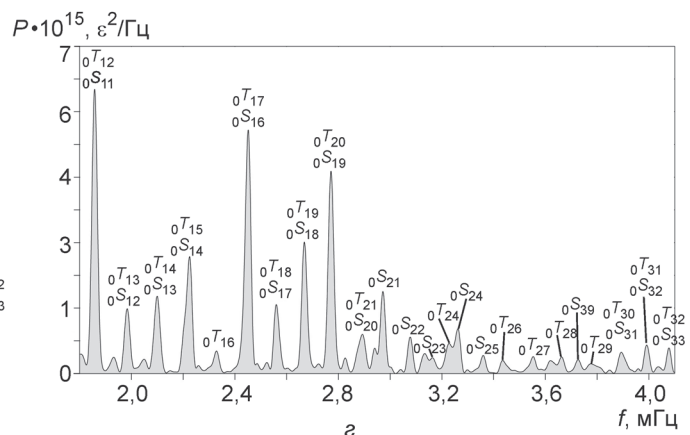
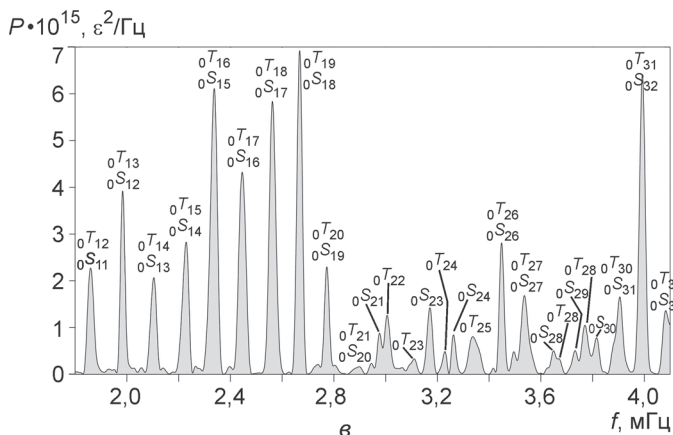
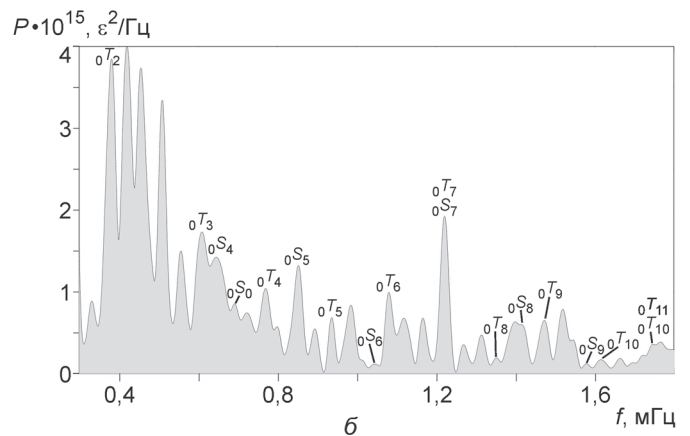
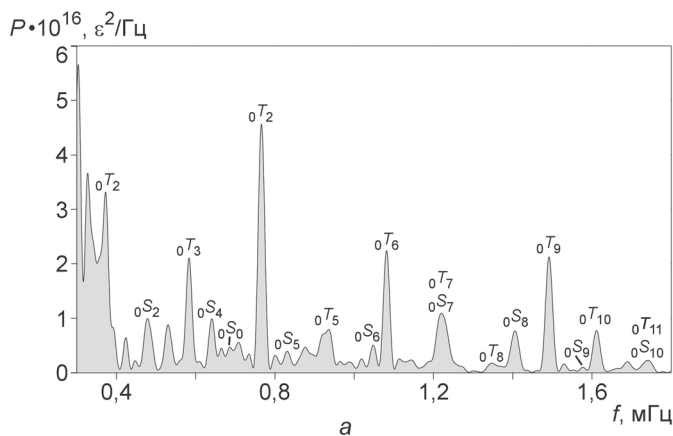


Рис. 2. Спектральные плотности мощности P по данным 30-часовых наблюдений в диапазонах 0,2—1,8 МГц (а — Кавказ; б — Крым) и 1,8—4,0 МГц (в — Кавказ; г — Крым); во втором диапазоне графики построены в одинаковом масштабе

Таблица 1

Наблюдаемые по данным лазерных интерферометров на Северном Кавказе и в Крыму значения частот мод СКЗ в диапазоне 1,8—4,0 МГц и соответствующие им теоретические значения по модели PREM (сфероидальные и тороидальные моды)

Наблюдаемая частота, МГц		Теоретическое значение моды			
		сфероидальной		тороидальной	
Крым	Северный Кавказ	угловой номер моды	частота, МГц	угловой номер моды	частота, МГц
1,858±0,006	1,860±0,005	11	1,862	12	1,858
1,984±0,007	1,984±0,005	12	1,990	13	1,977
2,099±0,007	2,104±0,005	13	2,113	14	2,094
2,225±0,008	2,229±0,006	14	2,231	15	2,210
2,329±0,007	2,338±0,005	15	2,346	16	2,325
2,451±0,014	2,446±0,010	16	2,458	17	2,439
2,560±0,016	2,563±0,017	17	2,567	18	2,552
2,668±0,032	2,668±0,045	18	2,673	19	2,665
2,771±0,053	2,773±0,062	19	2,777	20	2,777
2,893±0,064	2,898±0,073	20	2,878	21	2,888
2,972±0,015	2,977±0,009	21	2,978	—	—
3,000±0,005	3,006±0,003	—	—	22	2,999
3,077±0,012	Не определено	22	3,075	—	—
Не определено	3,111±0,008	—	—	23	3,110
3,163±0,083	3,171±0,049	23	3,171	—	—
3,228±0,009	3,229±0,004	—	—	24	3,221
3,262±0,013	3,263±0,005	24	3,266	—	—
Не определено	3,337±0,007	—	—	25	3,331
3,360±0,024	Не определено	25	3,359	—	—
3,435±0,022	3,448±0,016	26	3,452	26	3,442
3,553±0,036	3,537±0,003	27	3,544	27	3,552
3,620±0,029	3,649±0,010	28	3,635	—	—
3,662±0,033	3,669±0,013	—	—	28	3,662
3,726±0,041	3,733±0,021	29	3,725	—	—
3,775±0,074	3,771±0,032	—	—	29	3,772
Не определено	3,816±0,011	30	3,816	—	—
3,893±0,065	Не определено	—	—	30	3,882
Не определено	3,905±0,008	31	3,905	—	—
3,991±0,040	3,993±0,009	32	3,995	31	3,992

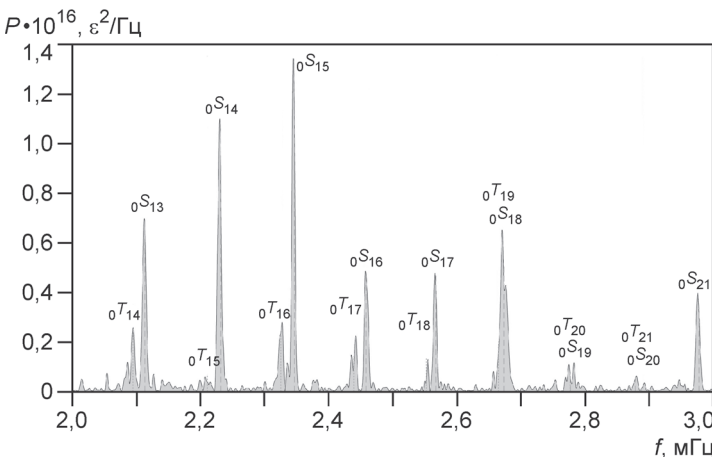


Рис. 3. Спектральная плотность мощности P в диапазоне 2,0—3,0 МГц по данным 96-часовых наблюдений на баксанском деформографе

для прибора на Кавказе — $k_{np} = \cos^2 \alpha = 0,2906$, $k_{np} = \sin \alpha \cos \alpha = 0,456$;

для прибора в Крыму — $k_{np} = \cos^2 \alpha - \sin^2 \alpha$, $k_{np} = 2 \sin \alpha \cos \alpha$, причем $\alpha = 63^\circ$, $k_{np} = 0,206$, $k_{np} = 0,49$, $k_{диф} = 0,588$ для плеча А и $\alpha = 153^\circ$, $k_{np} = 0,704$, $k_{np} = 0,49$, $k_{диф} = 0,809$ для плеча В.

Из приведенных данных следует: коэффициенты приема в Крыму почти вдвое выше, чем на Кавказе.

Наблюдение СКЗ и анализ данных. Основная трудность этих наблюдений — выделение низкочастотных мод. Ускорения, вызванные вертикальными колебаниями грунта, пропорциональны квадрату частоты. Колебания с периодом несколько десятков минут практически не воспринимаются современными сейсмографами либо могут быть зарегистрированы только в случае очень сильного землетрясения магнитудой около 9. По регистрациям землетрясения в Японии деформографами удалось выделить даже самые низкочастотные моды СКЗ. На рис. 2, а, б приведены спектральные плотности мощности (СПМ) в диапазоне частот 0,2—1,8 МГц. Начало этого диапазона соответствует самым низкочастотным модам ${}_0S_2$, ${}_0T_2$, конец — ${}_0S_{10}$, ${}_0T_{11}$. Спектральное оценивание СКЗ проводили в интервале 30 ч классическим методом периодограмм Уэлча с окном Ханна. Можно отметить достаточно высокую зашумленность спектров в начале рассматриваемого диапазона. По кавказским данным выделены обе фундаментальные моды 2-го порядка (${}_0S_2$, ${}_0T_2$), а по крымским выявлена только тороидальная мода этого порядка, хотя в целом удается различить отдельные моды как сфероидальных, так и тороидальных колебаний. Картина начинает меняться к концу этого диапазона частот. Близкие по частотам пары сфероидальных и тороидальных мод не разделяются на отдельные пики, фактически наблюдается единый пик, являющийся результатом взаимодействия двух гармоник (${}_0S_{10}$, ${}_0T_{11}$).

На рис. 2, в, г показаны спектральные плотности мощности в диапазоне частот 1,8—4,1 МГц, построенные также в 30-часовом интервале. Указанный диапазон содержит основные тона СКЗ порядков от 11 до 33 для сфероидальных мод ${}_nS_l^m$ и 12—32 для тороидальных ${}_nT_l^m$ и характеризуется самым высоким отношением сигнал — шум. Тем не менее, ввиду близкого расположения взаимодействующих пар и относительно короткого интервала данных (30 ч) на графиках также не различаются близкие по частоте сфероидальные и тороидальные моды. Оценки частот наблюдаемых пиков взаимодействующих пар этих мод приведены в табл. 1, где пустые ячейки в теоретических значениях связаны с неравномерностью частотной сетки тороидальных и сфероидальных мод и так называемым кросс-каплинг-эффектом: некоторые пары этих мод слишком близки по частоте и выглядят в спектре как единый пик.

Для разрешения близких мод необходимо строить оценки по более длительным интервалам наблюдений. Такой анализ был выполнен по данным баксанского деформографа в интервале 96 ч. Полученные оценки частот мод СКЗ приведены в табл. 2 и на рис. 3. К сожалению, меньшая чувствительность крымского интерферометра не позволяет эффективно использовать длинные интервалы наблюдений для выделения мод СКЗ. Несмотря на более высокие коэффициенты приема, полезный сигнал перекрывается шумовым фоном примерно через 40—50 ч после начала землетрясе-

ния. На рис. 4 показаны спектры обоих приборов в логарифмическом масштабе, построенные в 96-часовом интервале. Спектр крымского интерферометра (серый фон) имеет фактически шумовую природу, причем уровень шума превышает аналогичный показатель баксанского интерферометра на два порядка, что делает практически невозможной идентификацию мод СКЗ.

Наблюдаемый спектр СКЗ показывает одновременно как преимущественно сферическую симметрию ее внутренней структуры, так и отклонение от идеализированного состояния. Отклонение наблюдаемых значений частот СКЗ от модели PREM (Preliminary Reference Earth Model [11]) возможно вызвано несколькими причинами: вращением Земли (эффекты первого и второго порядков по Ω/ω , где Ω — частота вращения Земли); эллиптичностью Земли; неоднородностью 3D-структуры Земли, т. е. неоднородными свойствами среды в различных регионах планеты. Первые две причины приводят к каплинг-эффекту, обеспечивая взаимодействие практически всех фундаментальных сфероидальных и тороидальных мод в диапазоне частот 1,5—3,5 мГц. Крупномасштабные неоднородности структуры Земли вызывают возмущение мод СКЗ, угловой номер которых соответствует характерному масштабу этих неоднородностей.

В целом наблюдаемые частоты СКЗ согласуются с теоретическими значениями модели PREM, т. е. разность между ними не превышает стандартных отклонений экспериментальных значений. Тем не менее, имеющиеся отклонения важны для уточнения параметров модели.

Таблица 2

Теоретические f_t и экспериментальные f значения частот основных тонов сфероидальных и тороидальных мод СКЗ в диапазоне 0,3—3,6 мГц, возбужденных землетрясением 2011 г. в Японии, по данным баксанского лазерного интерферометра-деформографа

Угловой номер моды	Сфероидальные моды				Тороидальные моды			
	f_t	f	$f - f_t$	σ_f^1	f_t	f	$f - f_t$	σ_f^1
2	0,309	0,311	0,002	0,007	0,379	0,373	-0,007	0,034
3	0,469	0,471	0,002	0,003	0,586	0,583	-0,003	0,005
4	0,647	0,640	-0,007	0,008	0,766	0,766	0,000	0,003
5	0,840	0,839	-0,001	0,004	0,928	0,936	0,008	0,010
6	1,038	1,034	-0,004	0,006	1,079	1,082	0,003	0,003
7	1,232	1,237	0,005	0,004	1,221	1,220	-0,001	0,006
8	1,414	1,413	-0,001	0,003	1,356	1,347	-0,009	0,039
9	1,578	1,580	0,002	0,010	1,487	1,492	0,005	0,002
10	1,726	1,730	0,004	0,012	1,613	1,611	-0,002	0,004
11	1,862	1,864	0,002	0,005	1,737	1,741	0,004	0,010
12	1,990	1,988	-0,002	0,005	1,858	1,860	0,002	0,003
13	2,113	2,114	0,001	0,005	1,977	1,984	0,007	0,001
14	2,231	2,229	-0,002	0,006	2,094	2,104	0,010	0,003
15	2,346	2,343	-0,004	0,005	2,210	—	—	—
16	2,458	2,456	-0,002	0,010	2,325	2,338	0,013	0,002
17	2,567	2,565	-0,002	0,017	2,439	2,446	0,007	0,002
18	2,673	2,689	0,016	0,045	2,552	2,563	0,011	0,002
19	2,777	2,790	0,013	0,062	2,665	2,668	0,003	0,001
20	2,878	2,881	0,003	0,073	2,777	2,773	-0,004	0,002
21	2,978	2,974	-0,004	0,009	2,888	2,898	0,010	0,013
22	3,075	3,070	-0,005	0,021	2,999	3,006	0,007	0,003
23	3,171	3,181	0,010	0,049	3,110	3,111	0,001	0,008
24	3,266	—	—	—	3,221	3,229	0,009	0,004
25	3,359	3,384	0,025	0,038	3,331	3,337	0,006	0,007
26	3,452	3,437	-0,015	0,016	3,442	3,448	0,007	0,002
27	3,544	3,522	-0,022	0,021	3,552	3,537	-0,015	0,003

¹Среднее квадратическое отклонение результатов наблюдений.

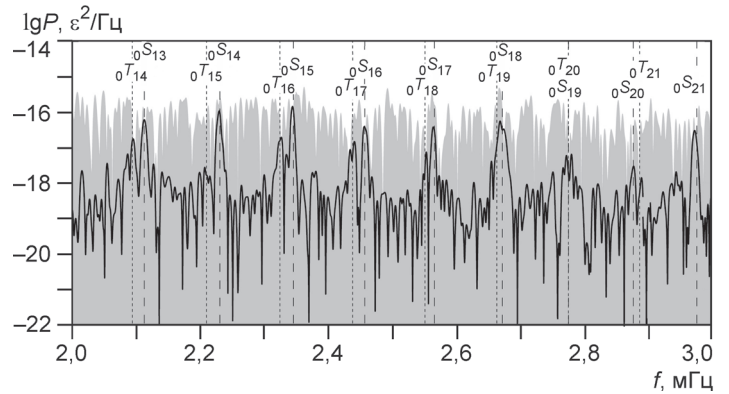


Рис. 4. Спектральные плотности мощности P в логарифмическом масштабе, построенные по 96-часовому интервалу по данным баксанского (черная линия) и Крымского (серый фон) интерферометров-деформографов

Сеть большебазовых лазерных интерферометров-деформографов может стать важным дополнением к существующим сетям криогенных гравиметров и широкополосных сейсмометров. Даже сеть, состоящая из двух-трех лазерных деформографов, расположенных в разных тектонических структурах, будет давать новую качественную информацию об СКЗ и связанных с ними крупномасштабных неоднородностях. Успешную конкуренцию криогенным гравиметрам составляют лазерные интерферометры, размещенные под землей,

имеющие длину измерительного плеча около 100 м и разрешающую способность 10^{-13} . Таких приборов в настоящее время в мире несколько, в частности рассмотренный в настоящей статье лазерный интерферометр ГАИШ МГУ на Северном Кавказе, лазерные интерферометры-деформографы, размещенные в подземных нейтринных обсерваториях Гран Зассо (Италия) [12] и Камиока (Япония) [13]. Другой прибор — лазерный интерферометр в Крыму имеет разрешающую способность на 1,5—2 порядка ниже и нуждается в существенной модернизации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 14-05-90411).

Литература

1. Rosat S., Sato T., Imanishi Y., Hinderer J., Tamura Y., McQueen H., Ohashi M. High-resolution analysis of the gravest seismic normal modes after the 2004 Mw 9 Sumatra earthquake using superconducting gravimeter data // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. L13304.
2. Davis J. P., Ishii M., Masters G. An assessment of the accuracy of the GSN sensor response information // Seism. Res. Lett. 2005. V. 76. P. 678—683.
3. Милуков В. К., Кравчук В. К., Миронов А. П., Латынина Л. А. Деформационные процессы в литосфере, связанные с неравномерностью вращения Земли // Физика Земли. 2011. № 3. С. 96—109.
4. Milyukov V., Mironov A., Kravchuk V. Antonella A., Crescentini L. Global deformations of the eurasian plate and variations of the earth rotation rate // J. Geodynamics. 2013. V. 67. P. 97—105.

5. Милуков В. К., Клячко Б. С., Мясников А. В., Стриганов П. С., Янин А. Ф., Власов А. Н. Лазерный интерферометр-деформограф для мониторинга движений земной коры // ПТЭ. 2005. № 6. С. 87—103.

6. Милуков В. К., Мясников А. В. Долговременные наблюдения литосферных деформаций Баксанским лазерным интерферометром в условиях подземного размещения // Измерительная техника. 2012. № 1. С. 32—35.

7. Нестеров В. В. Большебазовые лазерные интерферометры в геофизических исследованиях. Симферополь: Таврия, 1996.

8. Пустовитенко Б. Г. Мониторинг сейсмических процессов в Крымско-Черноморском регионе. Севастополь: ЭКОСИ Гидрофизика, 2014. ISBN 978-966-442-091-1.

9. Ammon C. J., Lay T., Kanamori H., Clevela M. A rupture model of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake // Earth Planets Space. 2011. V. 63. P. 693—696.

10. Саваренский Е. Ф., Нерсесов И. Л., Кармалеева Р. М., Латынина Л. А. Длиннопериодные волны Алеутского землетрясения 4.02.1965 г., зарегистрированные кварцевыми экстензометрами // Физика Земли. 1966. № 5. С. 33—42.

11. Dziewonski A. M., Anderson D. L. Preliminary reference Earth model // Phys. Earth and Planetary Interiors. 1981. V. 25 (4). P. 297—356.

12. Amoruso A., Crescentini L. The geodetic laser interferometers at Gran Sasso, Italy: recent modifications and correction for local effects // J. Geodynamics. 2009. V. 48. P. 120—125.

13. Takemoto S., Momose H., Araya A., Morii W., Akamatsu J., Ohashi M., Takamori A., Miyoki S., Uchiyama T., Tatsumi D., Higashi T., Telada S., Fukuda Y. A 100 m laser strainmeter system in the Kamioka Mine, Japan, for precise observations of tidal strains // J. Geodynamics. 2006. V. 41. P. 23—29.

Дата принятия 20.05.2015 г.

МЕХАНИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ

621.317.33.001.5.082.1:532

Измерительный преобразователь электрической проводимости жидкостей

А. Ю. ИЛЬИНЫХ¹, Ю. С. ИЛЬИНЫХ², Ю. Д. ЧАШЕЧКИН¹

¹Институт проблем механики РАН, Москва, Россия, e-mail: firs_mail.ru

²НПФ «Агрострой», Москва, Россия

Описан измерительный преобразователь электрической проводимости жидкостей, используемый как в лабораторных условиях, так и для изучения процессов в Мировом океане (натурные условия). Преобразователь представлен в виде отдельного блока для лабораторных исследований, который можно использовать в качестве составной части глубоководного гидрологического зонда. На примере различных процессов и течений в лаборатории механики жидкостей ИПМ РАН показано, что малогабаритный преобразователь имеет высокие быстродействие и пространственное разрешение.

Ключевые слова: измерительный преобразователь, электрическая проводимость, гидрологический зонд, Мировой океан.

The measuring transducer of electrical conductivity for laboratory conditions as well as for study of ocean processes (in natural conditions) has been described. The transducer was designed and manufactured as a separate unit for laboratory research and as a part of deep-water hydrological probe. Small-size transducer has a high temporal and spatial resolution illustrated by measurements in various processes and flows in fluid mechanics laboratory of IPM RAS.

Key words: measuring transducer, conductivity sensor, hydrological probe, World Ocean.

В прикладной и теоретической гидродинамике давно исследуются процессы в средах с устойчивым распределением плотности, т. е. стратифицированных средах. Особый ин-

терес представляют внутренние волны среды, которые проявляются как в лабораторных, так и в натурных условиях, и связаны с колебаниями жидких элементов в ней. Эти волны