

4. Золотухин О. А., Зубенко В. В., Иванова Т. И. и др.//Вести. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 1993. № 5. С. 80 (Moscow University Phys. Bull. 1993. N 5. P. 73.).
5. Попов Ю. Ф. Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М. (МГУ), 1971.
6. Белов К. П. Ориентационные переходы в редкоземельных магнетиках. М., 1979.
7. Supermagnets. Hard Magnetic Materials/Eds. C. J. Long, F. Grandjean. Kluwer Academic Publishers, Netherlands. 1991.
8. Melville D., Khan W. I.//IEEE Trans. Magn. 1976. N 6. P. 1012.
9. Yang Y. C., Hong S.//Solid State Commun. 1988. 68, N 2. P. 175.

Поступила в редакцию  
18.07.95

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 3, ФИЗИКА. АСТРОНОМИЯ. 1996. № 2

## ГЕОФИЗИКА

УДК 550.34

### НАБЛЮДЕНИЯ СПЕКТРА ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМЛИ ЛАЗЕРНЫМ ИНТЕРФЕРОМЕТРОМ-ДЕФОРМОГРАФОМ

В. К. Милюков, В. К. Кравчук

(ГАИШ)

Проведены долговременные наблюдения литосферных деформаций в диапазоне частот от  $5 \cdot 10^{-6}$  до  $10^3$  Гц на Северном Кавказе, в Баксанской геофизической обсерватории ГАИШ. Наблюдения выполнены подземным лазерным интерферометром-деформографом с длиной базы 75 м. Полученная оценка спектральной плотности деформаций определяет фоновый уровень сейсмического шума в широком диапазоне частот.

Длиннобазовые лазерные интерферометры являются наиболее совершенными приборами для измерения относительных изменений расстояний между двумя точками. Частотный диапазон лазерных интерферометров начинается практически от нуля и ограничивается сверху лишь быстродействием применяемой электроники, что в принципе может составлять десятки мегагерц. Динамический диапазон длиннобазовых лазерных интерферометров также практически неограничен, а порог чувствительности к относительным изменениям расстояния на несколько порядков превосходит другие приборы. Важным достоинством лазерных интерферометров является наличие внутреннего эталона длины, в качестве которого используется известная с высокой точностью длина волны лазерного излучения.

Указанные свойства длиннобазовых лазерных интерферометров позволяют использовать их для решения широкого круга фундаментальных и прикладных геофизических задач в качестве деформографов [1—8].

Северная часть Большого Кавказского хребта является одним из наиболее активных в геодинамическом плане регионов России, характеризующимся интенсивными движениями земной коры. Особый интерес представляет Эльбрусский массив, ограниченный с севера Тырн-аузской глубинной разломной зоной. Мощность земной коры достигает здесь 60 км и является наибольшей в пределах Кавказа [9]. В целом сейсмическая активность этого региона, помимо продольного разлома, обусловлена продолжающимися подъемами и сводообразным перегибом земной коры в этой зоне.

В этом регионе ГАИШ МГУ располагает подземной геофизической обсерваторией, оснащенной лазерным интерферометром-деформографом и двухкоординатным маятниковым наклономером. Обсерватория расположена в Кабардино-Балкарии, в Баксанском ущелье (п. Нейтрино) в 30 км к юго-западу от г. Тырнауза и в 25 км от горы Эльбрус. Интерферометр смонтирован на отметке 650 м на глубине 400 м вдоль штольни «Главная» Баксанской нейтринной обсерватории (БНО) ИЯИ РАН, пройденной в глубину горного массива (гора Андырчи) до 4200 м (рис. 1). Координаты интерферометра: широта —  $43^{\circ}12'$ , долгота —  $42^{\circ}43'$ , азимут —  $150^{\circ}37'$ .

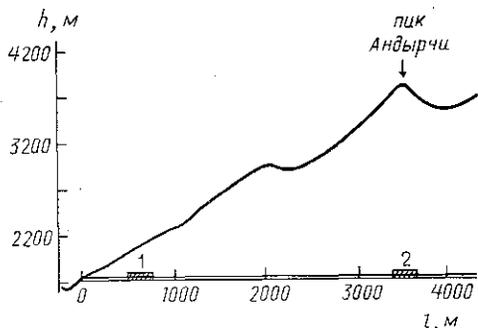


Рис. 1. Разрез по оси главной штольни БНО: 1 — сцинтилляционный нейтринный телескоп и интерферометр; 2 — галлий-германиевый нейтринный телескоп

Расположение и оснащение лабораторий предоставляют достаточно хорошие возможности для исследования литосферных деформаций и сейсмических колебаний на новом по порогу чувствительности уровне в широком частотном диапазоне. Комплекс позволяет в режиме мониторинга регистрировать изменения напряженного состояния земной коры в течение всего периода наблюдений; измерять приливные суточные и полусуточные деформации, динамику их вариаций во времени; исследовать весь спектр собственных колебаний Земли, а также малоизученный диапазон сверхдлиннопериодных колебаний (периоды от 1 до 6 ч).

Исследование корреляции слабых литосферных деформаций с землетрясениями может внести вклад в проблему прогноза землетрясений, так как деформационные предвестники по существующим представлениям являются наиболее перспективными.

В целом регистрация литосферных деформаций и сейсмических колебаний длиннобазовым лазерным интерферометрическим комплексом позволит получить качественно новую информацию о строении Земли и динамике ее недр.

## 1. Устройство прибора

Оптическая схема интерферометра представляет собой двухпроходный ( $N=2$ ) неравноплечный интерферометр Майкельсона, работающий в режиме разнесенных пучков, который реализуется при использовании в качестве отражающих элементов уголковых отражателей. При работе по схеме разнесенных пучков несколько увеличиваются габариты оптических элементов и светопровода, зато легко реализуется оптическая развязка, препятствующая попаданию отраженного излучения обратно в лазер. Таким образом, не требуется применения дополнительных оптических вентилях. Длина большого (измерительного) плеча интерферометра равна 75 м (соответственно оптическая длина 150 м), длина малого (опорного) плеча — 0,3 м.

В качестве источника излучения используется частотно-стабилизированный He-Ne лазер ЛГН-303, работающий на двух ортогонально поляризованных модах излучения. Длина волны излучения 0,63 мкм,

мощность 2 мВт, относительная нестабильность частоты лазерного излучения за 8 ч непрерывной работы не хуже  $10^{-9}$ .

На рис. 2 представлена общая функциональная схема интерферометра. Излучение лазера (1) попадает на телескопическую систему

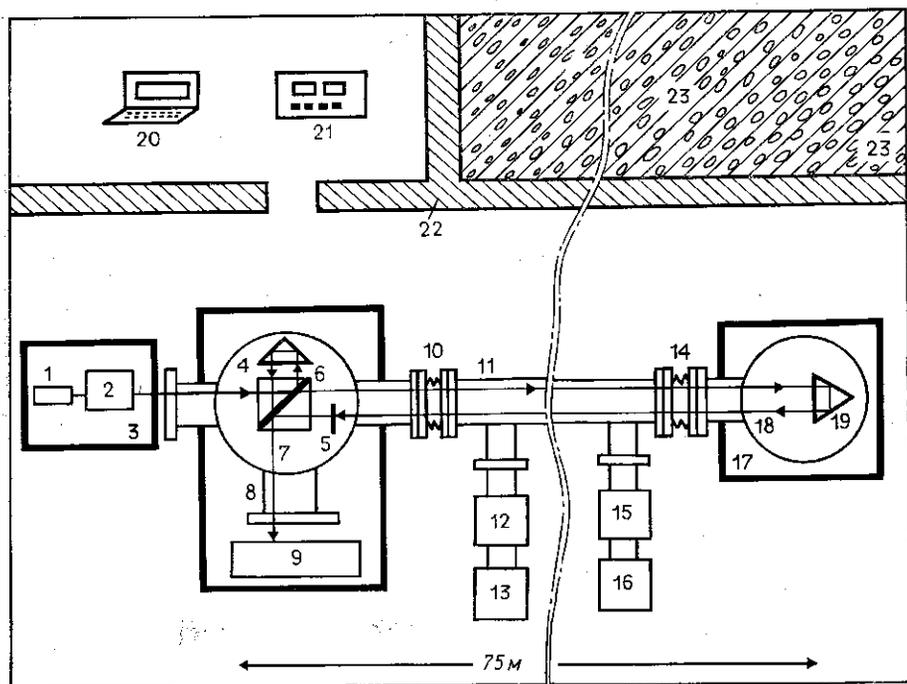


Рис. 2. Баксанский лазерный интерферометр: 1 — He—Ne лазер; 2 — телескопическая система; 3, 8, 17 — развязанные бетонные фундаменты; 4, 19 — уголковые отражатели; 5 — оптический клин; 6 — светоделительный куб; 7, 18 — вакуумные камеры; 9 — блок фотоприемника и модулятора; 10, 14 — сильфоны; 11 — вакуумированный светопровод; 12, 13, 15, 16 — вакуумные насосы; 20 — компьютер; 21 — электронный блок регистрации; 22 — капитальная стена штольни; 23 — скальная порода

(2), образованную двумя объективами, в фокусе которых установлена диафрагма для обрезания более высоких дифракционных порядков (увеличение системы  $\Gamma=25$ ). Телескопическая система формирует перетяжку на дальнем отражателе интерферометра. Сформированный телескопической системой пучок с фронтом большого радиуса кривизны падает на светоделительный куб (6), который делит луч на две части и направляет их на измерительный (19) и опорный (4) уголковые отражатели. Отраженные пучки с помощью оптического клина (5) сбиваются на малый угол и рекомбинируют на том же самом светоделительном кубе (6). Интерференционная картина, возникающая в результате рекомбинации опорного и измерительного пучков, представляет собой прямые полосы.

Оптические части интерферометра смонтированы в двух вакуумных цилиндрических камерах. Камеры соединены между собой посредством трех сильфонов и вакуумных труб диаметром 30 см, образуя-

щих светопровод. Таким образом, оптические плечи интерферометра полностью вакуумированы.

Вакуумная система откачки интерферометра состоит из двух параллельных ячеек, вакуум в объеме интерферометра обеспечивается попеременным включением одной из них. Общий откачиваемый объем составляет величину порядка  $6 \text{ м}^3$ . Давление в системе в стационарном режиме составляет  $5 \cdot 10^{-5} \text{ мм рт. ст.}$

Блок излучения (лазер и телескопическая система) и вакуумные камеры, содержащие оптические элементы интерферометра, смонтированы на трех независимых фундаментах. Посредством механических конструкций и опорных фундаментов оптические элементы интерферометра жестко связаны со скальной породой и не имеют прямого контакта со штольной.

Электронная система регистрации обеспечивает работу интерферометра в широком диапазоне частот: от сверхнизких (ограниченных только длиной ряда непрерывных наблюдений) до тысяч герц. Основой такой системы является система слежения за интерференционной полосой компенсационного типа с внутренней модуляцией.

Система сбора данных, первичной обработки информации и управления экспериментом создана на базе 16-разрядного аналого-цифрового преобразователя и компьютера IBM PC-AT 286, работающих в режиме непрерывного мониторинга геофизической информации и записи последней на жесткий диск компьютера.

## 2. Результаты наблюдений

Первые наблюдения на лазерном интерферометре ГАИШ были выполнены в 1992 г. В режиме непрерывного мониторинга деформаций Земли интерферометр работает с начала 1993 г. Некоторые предварительные результаты по оценке спектра наблюдаемых деформаций содержатся в [10]. В 1992 г. были выполнены пробные синхронные наблюдения сверхдлиннопериодных литосферных деформаций двумя лазерными интерферометрами — Баксанским и Севастопольским [11].

На рис. 3 представлена усредненная оценка спектральной плотности деформаций в диапазоне частот  $5 \cdot 10^{-6}$ — $10^3 \text{ Гц}$ .

В основу оценки положены экспериментальные данные, полученные в период с 7 марта 1993 г. по 9 января 1994 г. Результативный ряд наблюдений за этот период составляет 6327 ч, т. е. 86,4% всего календарного времени. Спектральный анализ проводился методом периодограмм с использованием аппарата быстрого преобразования Фурье. Спектральная плотность деформаций вычислялась с применением обычной техники

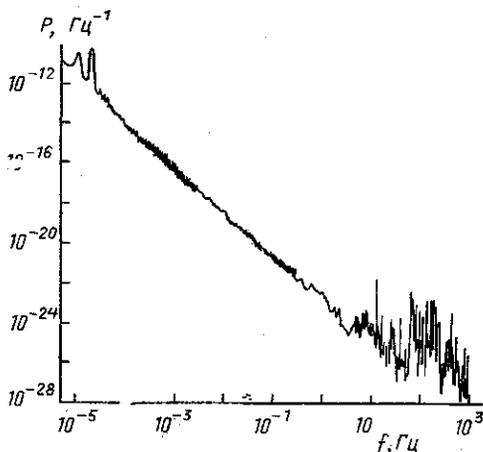


Рис. 3. Спектральная плотность мощности деформаций земной коры

(усреднение по большому количеству сегментов с 50%-м перекрытием и умножением сегментов на оконную функцию Кайзера) в четырех различных частотных диапазонах и соответственно для четырех различных интервалов дискретизации (таблица).

Параметры оценки спектральной мощности деформаций

Диапазон частот (Гц)	Интервал дискретизации (с)	Число сегментов усреднения
$5 \cdot 10^{-6}$ — $3 \cdot 10^{-3}$	180	85
$3 \cdot 10^{-3}$ —0,25	2	960
0,25—50	$1 \cdot 10^{-2}$	960
50—1000	$5 \cdot 10^{-4}$	320

Для оценки спектральной плотности в первом частотном диапазоне был использован весь указанный ряд наблюдений, полученный в штатном режиме работы интерферометра. Предварительный анализ состоял из снятия низкочастотного дрейфа, полосовой цифровой фильтрации в заданном диапазоне частот, увеличения интервала дискретизации с 2 до 180 с.

Для оценки спектральной плотности в остальных трех диапазонах были выполнены специальные эксперименты с записью информации по «открытым» выходам геофизического и астрофизического каналов с применением соответствующих диапазонов аналоговых полосовых фильтров. Предварительная обработка включала в себя аналогичные первому диапазону этапы.

Общий характер полученного спектра соответствует фликкерному поведению шумов, спектр мощности падает от значений  $10^{-12}$  Гц<sup>-1</sup> для частот  $\sim 10^{-5}$  Гц до значений  $10^{-28}$  Гц<sup>-1</sup> на частотах  $\sim 10^3$  Гц. Имеется два ярко выраженных максимума, соответствующие суточным и полусуточным приливным волнам, причем спектральный пик полусуточной волны выше. Экспериментальные оценки усредненных амплитуд деформаций для суточной и полусуточной составляющих равны  $1,28 \cdot 10^{-8}$  и  $1,47 \cdot 10^{-8}$ , что находится в хорошем согласии с амплитудами приливных деформаций, зарегистрированными в США в районе, также удаленном от моря ( $1,2 \cdot 10^{-8}$  и  $1,7 \cdot 10^{-8}$ ) [12]. В то же время приливные деформации, регистрируемые лазерным деформографом на побережье Японского моря, на порядок выше [4]. Нормальные (теоретические) значения амплитуд приливных деформаций, вычисленные для места расположения Баксанского интерферометра в предположении сферически однородной Земли и значений чисел Лява  $h=0,6$  и Шида  $l=0,07$  [1], равны  $0,54 \cdot 10^{-8}$  для  $O_1$  и  $0,97 \cdot 10^{-8}$  для  $M_2$ , что несколько меньше, чем наблюдаемые. Это различие может быть объяснено расположением интерферометра вблизи зоны разлома.

Диапазон частот от  $5 \cdot 10^{-5}$  до  $10^{-3}$  Гц изучен довольно слабо. В этом диапазоне лежат колебания Земли, которые принято называть сверхдлиннопериодными, в частности ядерные колебания. Для моделей с достаточно большими значениями плотности в центре Земли существуют формы ядерных колебаний с периодами больше часа. Некоторые расчеты предсказывают ядерные колебания с периодами 76, 85, 100 мин и больше. Однако амплитуды ядерных колебаний на поверхности Земли должны быть чрезвычайно малы [13]. Имеются наблюдения, указывающие на существование колебаний Земли с периодами, превышающими 1 ч [4, 5, 7, 13, 14]. Тем не менее возможные источники шума в этом диапазоне частот — слабые вариации атмосферного

давления, движения грунтовых вод, термоэластичные деформации — могут маскировать сверхдлиннопериодные колебания Земли.

Шум в сейсмической полосе (от  $10^{-3}$  Гц и выше) очень сильно меняется во времени и пространстве. Источники этих шумов зависят от частоты. Согласно [2], для частот от  $10^{-3}$  до 0,05 Гц появление шума обусловлено деформациями поверхности вследствие вариаций атмосферного давления. Наибольшие флуктуации вызываются турбулентными явлениями. Однако интенсивность этих шумов затухает с глубиной. Следует отметить, что в этом же диапазоне лежит спектр собственных колебаний Земли, амплитуды которых значительно возрастают при сильных землетрясениях. В диапазоне от 0,05 до 0,5 Гц главным источником шума являются микросейсмы. Для частот от 0,5 Гц и выше шумы обусловлены объемными волнами, а также локальными источниками искусственного и естественного происхождения. Рисунок 3 демонстрирует, что на фоне общего падения мощности ее дисперсия возрастает в области частот 10—500 Гц, что объясняется, очевидно, техногенной природой шумов в этом диапазоне.

В силу длительности ряда наблюдений (10 мес), положенного в основу оценки спектральной плотности, она может рассматриваться как фоновый уровень сейсмического шума в широком диапазоне частот. Таким образом, полученная оценка спектральной плотности устанавливает нижний порог для возможного детектирования геофизических сигналов в данном регионе.

Рисунок 3 иллюстрирует уникальные возможности лазерного интерферометра как по частотному, так и по динамическому диапазону, что обуславливает целесообразность его использования для решения широкого круга геофизических задач.

Работа поддержана государственными научно-техническими программами «Физика высоких энергий» и «Фундаментальная метрология».

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Латынина Л. А., Кармалева Р. М. Деформографические измерения. М., 1978.
2. Agnew D. C.//*Rev. Geophys.* 1986. 24, N 3. P. 579.
3. Berger J., Levine J.//*J. Geophys. Res.* 1974. 79, N 3. P. 1210.
4. Давыдов А. В., Долгих А. И.//*Изв. РАН. Физика Земли.* 1995. № 5. С. 64.
5. Нестеров В. В., Головин С. Л., Насонкин В. А.//*Там же.* 1990. № 4. С. 72.
6. Takemoto S.//*J. Geophys. Res.* 1991. 96, N 66. P. 10377.
7. Багаев С. Н., Орлов В. А., Фомин Ю. Н., Чеботаев В. П.//*Изв. РАН. Физика Земли.* 1992. № 1. С. 85.
8. Алешин В. А., Дубов Н. Н., Яковлев А. П.//*Там же.* 1993. № 4. С. 62.
9. Краснопевцева Г. В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного района. М., 1984.
10. Rudenko V. N., Milyukov V. K., Nesterov V. V., Ivanov I. P.//*Astron. Astrophys. Trans.* 1994. 5. P. 93.
11. Буклерский А. В., Иванов И. П., Клячко Б. С. и др.//*Построение моделей развития сейсмического процесса и предвестников землетрясений.* Вып. 1. М., 1993. С. 76.
12. Кюо J. T.//*J. Geophys. Res.* 1969. 74, N 6. P. 1635.
13. Буллен К. Е. Плотность Земли. М., 1978.
14. Линьков Е. М. Сейсмические явления. Л., 1987.