

УДК 550.34

## КОЛЕБАНИЯ ЗЕМЛИ С ПЕРИОДАМИ 9–57 МИНУТ В ФОНОВОМ СЕЙСМИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ И НАПРАВЛЕНИЕ ПОТОКА ЭНЕРГИИ В ОБЛАСТИ СОБСТВЕННОГО КОЛЕБАНИЯ ${}_0S_2$

© 2008 г. Л. Н. Петрова

*Научно-исследовательский институт физики им. В.А. Фока  
Санкт-Петербургского государственного университета*

Поступила в редакцию 10.10.2006 г.

Представлены ретроспективные данные о выделении при мониторинге в условиях низкой сейсмической активности собственных колебаний Земли, включая самую низкую моду – колебание с центральным периодом 54 минуты (мультиплет  ${}_0S_2^m$ ), который из-за вращения Земли разделяется на пять линий с азимутальным числом  $m = -2, -1, 0, 1, 2$ . Показано, что отдельные линии этого колебания регистрируются также в спектрах вариаций атмосферного давления и группируются в ансамблях наблюдений около значений частот, предсказываемых теорией расщепления мультиплета  ${}_0S_2^m$ . Этот факт обнаружен как для синхронных наблюдений, так и для наблюдений, выполненных в разное время. Определение причинно-следственной связи в отношении обсуждаемого колебания произведено на основании исследования направления потока акустической энергии. Установлено, что в области мультиплета  ${}_0S_2^m$  поток энергии направлен от Земли к атмосфере. Это позволяет утверждать, что глубинные процессы, происходящие в Земле, способны возбуждать верхние оболочки планеты.

PACS: 91.30.Ks; 92.70.Cp

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Область спектра, являющаяся объектом исследования в данной работе, относится к диапазону периодов собственных колебаний Земли, включающему ее самый низкий тон – основное собственное колебание, именуемое мультиплетом  ${}_0S_2$ , со значением периода центральной линии ~54 мин. Вращение Земли снимает вырождение частоты и спектр, благодаря этому, состоит не из одной, а из пяти линий. К настоящему времени собственные колебания Земли достаточно хорошо изучены теоретически и довольно часто наблюдаются. При этом экспериментальные данные об указанной моде собственных колебаний Земли весьма немногочисленны по сравнению с более высокими модами ее собственных колебаний, так как это колебание, судя по научным публикациям, традиционно регистрируется только после сильнейших землетрясений с магнитудой  $M > 7.5$  [Аки, 1983]. Впервые полное расщепление мультиплета  ${}_0S_2$  зарегистрировано с помощью акселерометров сети IDA после землетрясения в Индонезии в 1977 г. с магнитудой  $M = 7.75$  и представлено в табличной форме в работе [Vuland, 1979].

Традиционные исследования в сейсмологии ориентированы, главным образом, на изучение

землетрясений и глубинного строения земных недр на основании сейсмических волн, возбуждаемых ими. При мониторинге фонового сейсмического процесса, регистрируемого с помощью высокочувствительных длиннопериодных сейсмографов, в спектрах колебаний, в отличие от традиционных наблюдений, обнаруживаются составляющие с периодами собственных колебаний Земли при низкой сейсмической активности, т.е. в тот период времени, когда сильные землетрясения не возникают. Одновременно с собственными колебаниями регистрируются колебания с периодами, превышающими 1 ч, получившие впоследствии название “сейсмогравитационные колебания”. Впервые этот факт обнаружен в июне 1973 года в записях сейсмометра с магнетронным преобразователем [Линьков, 1976]. В спектрах колебаний до сильного землетрясения и после него были выявлены тона собственных колебаний Земли. Впоследствии этот факт неоднократно подтверждался, в том числе и при регистрации различными сейсмометрами в двух пунктах и сверхпроводящими гравиметрами [Петрова, 1978; 1988; Савина, 1988; Nawa, 2000]. Синхронно с сейсмическими наблюдениями обычно регистрируют изменения атмосферного давления, рассматривая его вариации в качестве помехообразующего фактора. К этому есть все основания, так как при силь-

ном дожде и ветре резко возрастают амплитуды колебаний земной поверхности. При прохождении циклонов регистрируются нарушения в сейсмических записях, особенно вертикальных компонент, связанные с изменением гравитационного ускорения на фронтах циклона из-за различия в плотностях воздушных масс внутри и вне циклона. В спектрах синхронных сейсмических и атмосферных колебаний обнаруживаются общие пики на разных частотах. Этот факт в целом ряде публикаций, начиная, например, с [Олсон, 1964] и до сих пор, например, [Kobayashi, 1998], однозначно интерпретируется как влияние атмосферы, либо влияние атмосферы постулируется [Rhie, 2004]. Такая интерпретация, строго говоря, неправомерна до тех пор, пока не установлены причинно-следственные связи между исследуемыми процессами.

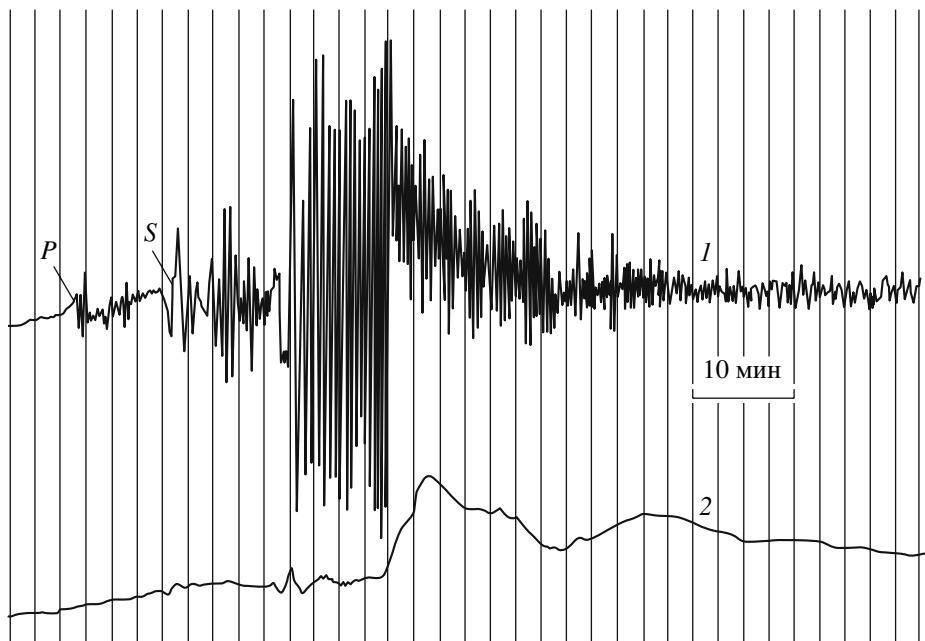
В данной работе представлены сведения о наблюдениях при низкой сейсмичности собственных колебаний Земли с помощью сверхдлиннопериодного сейсмографа, являющегося модификацией прибора, описанного в работе [Линьков, 1963]. Приведен анализ спектров полученных записей. Эта часть работы в значительной степени представляет собой краткий обзор результатов, полученных ранее, опубликованных в труднодоступных сборниках, но не потерявших актуальности к настоящему времени. Развитием этих работ являются результаты исследования направления потока энергии при синхронных наблюдениях вариаций атмосферного давления и колебаний поверхности Земли, выполненные для колебаний, периоды которых относятся к области спектра мультиплета  ${}_0S_2$ . Экспериментальные данные получены с помощью модифицированных измерительных каналов с повышенной степенью защиты от внешних температурных и барических помех. Частотная характеристика вертикального сейсмографа имеет в области периодов 3–4 часа увеличение 100 В/м, у микробарографа увеличение составляет 20 В/мбар. Для защиты сейсмографа от влияния температуры и атмосферного давления используется термобарокамера. Изолирующие свойства камеры таковы, что на периоде 1 час обеспечивается ослабление температурных вариаций на 3 порядка, баровариаций – на 2 порядка [Линьков, 1996].

## 2. СОБСТВЕННЫЕ КОЛЕБАНИЯ ЗЕМЛИ ПРИ НИЗКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Уровень наших знаний о природе геофизических явлений, их взаимосвязях, закономерностях развития во времени и пространстве всегда в значительной степени определялся успехами инструментальных методов их наблюдения. Экспериментальные наблюдения собственных колебаний Земли появились благодаря разработке к 1960-му

году за рубежом длиннопериодных сейсмических каналов. Они обеспечили возможность регистрации собственных колебаний Земли вплоть до периода 54 минуты после сильнейшего Чилийского землетрясения 1960 г. В нашей стране после этого землетрясения были зарегистрированы длиннопериодные волны Релея с периодами от 160 до 480 с [Саваренский, 1961]. В связи с необходимостью наблюдения собственных колебаний Земли в отечественной сейсмометрии в начале 60-х годов наметились два пути решения этой задачи. Один из них заключался в создании широкополосных сейсмометров с преобразователями магнитоэлектрического типа, другой путь состоял в использовании параметрических преобразователей механических перемещений маятника в электрический ток. Преобразователи по смещению предпочтительнее, так как обеспечивают увеличение частотной характеристики сейсмографов в области больших периодов обратнопропорционально отношению квадратов периодов колебаний, в то время как преобразователи магнитоэлектрического типа – обратнопропорционально отношению кубов периодов колебаний. Для эффективной регистрации колебаний почвы с периодами около часа сейсмометры должны иметь увеличение  $V \sim 1$ . Чтобы получить такое увеличение магнитометрический сейсмограф на собственном периоде 10 секунд должен иметь увеличение около  $5 \times 10^7$ , а сейсмограф с параметрическим преобразователем –  $5 \times 10^4$ , что реализовать значительно проще.

Одним из первых в нашей стране сверхдлиннопериодных сейсмографов с параметрическим преобразователем был сейсмометрический канал, созданный в Санкт-Петербургском (Ленинградском) университете (СПбГУ) на базе длиннопериодного вертикального сейсмометра Д.П. Кирноса с собственным периодом 10 с. С помощью этого прибора в марте 1964 г. после землетрясения на Аляске были записаны собственные колебания Земли с периодом 55 мин, соответствующие основному тону  ${}_0S_2$ . В качестве преобразователя по смещению использовалась электронная лампа, помещенная в магнитное поле – магнетрон, как оказалось исключительно надежный и простой в эксплуатации преобразователь [Линьков, 1963]. Частотные характеристики регистрирующих каналов были сформированы с помощью пассивных многосвязных RC-фильтров. Канал, регистрирующий землетрясения, имел фильтр с 10 звеньями, сверхдлиннопериодный канал – 18 звеньев. Амплитудно-частотная характеристика этого канала обеспечивала регистрацию в полосе частот (периодов) 0.27 мГц (1 ч) – 20 мГц (50 с) с максимумом увеличения на частоте 3 мГц (300 с), равно 40. На периоде 1 ч увеличение было равно 0.6, что было в 40 раз больше, чем у сейсмографа Пресса-Юинга с параметрами  $T_s = 29$  с,  $D_s = 1.5$ ,  $T_g = 90$ ,  $D_g = 0.8$  и увеличением  $V = 2000$  в диапазоне 14–48 с,

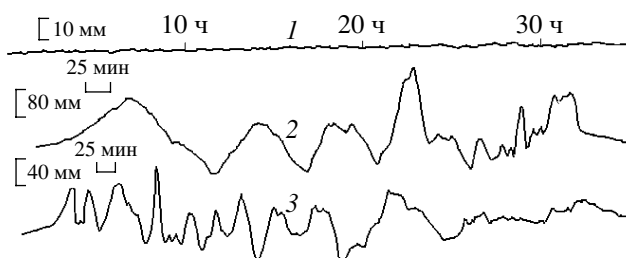


**Рис. 1.** Землетрясение 17 июня 1973 г. на о. Кунашир ( $\varphi = 44.1^\circ\text{N}$ ,  $\lambda = 145.5^\circ\text{E}$ ),  $M = 7.8$ : 1 – канал для записи землетрясений, 2 – длиннопериодный канал с увеличением на периоде 1 ч – 0.6. Из публикации [Линьков, Петрова, 1976].

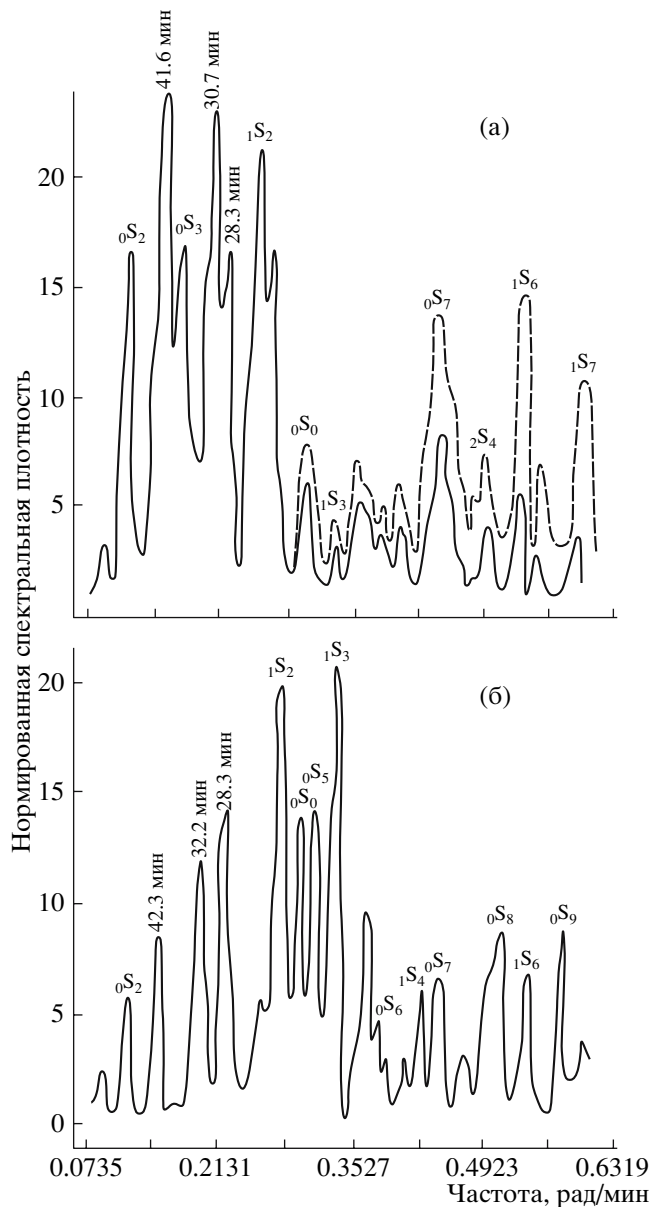
который был установлен в Центральной сейсмологической обсерватории “Обнинск”.

В июне 1973 года на записях сверхдлиннопериодного сейсмографа были обнаружены колебания, максимальные амплитуды которых более чем в 10 раз превышали спокойный фон, а видимые периоды имели значения от нескольких минут до двух и более часов. Сейсмограммы, характеризующие качество регистрации землетрясения и длиннопериодных колебаний, представлены на рис. 1. Записи выполнялись в аналоговом виде с помощью самописца, позволявшего изменять скорость протяжки диаграммной ленты шириной 28 см. Характер записей длиннопериодных колебаний и уровень фона в этот период времени иллюстрирует рис. 2. Представленные кривые различаются масштабами по времени и по амплитуде, которые отражены на отрезках прямых. Следует обратить внимание на то, что возмущения, зарегистрированные в записях 2 и 3, разделены интервалом спокойного фона продолжительностью 7 часов, и что амплитуды колебаний на записи 3 непосредственно перед землетрясением существенно уменьшаются. Для интервала времени, соответствующего этой записи, произведен анализ спектров синхронных наблюдений за колебаниями поверхности Земли на удаленных станциях с различной аппаратурой. Использованы наблюдения в Петербурге ( $59.46\text{N}$ ;  $30.19\text{E}$ ) и наблюдения в Обнинске ( $55.1\text{N}$ ;  $36.6\text{E}$ ), полученные с помощью сейсмографа Пресса-Юинга. При стандартной гальванометрической записи, характерной для того времени, на сейсмограмме дли-

ной 1 метр изменения амплитуд сейсмических колебаний не превышали 3 мм на периодах 30 и 50 мин. Визуально длиннопериодные составляющие сейсмических колебаний проявлялись как слабо заметные сползания трасс. Запись продолжительностью 14.5 часов (11 ч 00 мин 16.06.73 – 1 ч 36 мин 17.06.73) была оцифрована с помощью фотоэлектрического преобразователя с шагом 1.3 мин и увеличением 10. Шаг квантования синхронных наблюдений в СПбГУ составлял 1.25 мин. Автоспектры синхронных наблюдений, разрешение в которых составляет 0.0075 рад/мин, представлены на рис. 3. Различия в частотных характеристиках приборов отражаются в автоспектрах и обуславливают в спектре наблюдений СПбГУ более высокие амплитуды спектральной плотности в низкочастотной области и пониженные по сравнению с Обнинском в области периодов 10–25 мин.



**Рис. 2.** Спокойный фон продолжительностью 35 часов (1). Длиннопериодные колебания: 2 – запись с 18 ч 45 мин 15.06 (9 ч), 3 – запись с 11 ч 16.06 (14.5 ч) перед землетрясением 17.06.73.



**Рис. 3.** Синхронные автоспектры колебаний в Санкт-Петербурге (а) и Обнинске (б) перед землетрясением 17.06.73 на о. Кунашир. Из публикации [Петрова, Линьков, 1978].

Исправления спектра в этой области периодов, учитывающие амплитудно-частотную характеристику использованного полосового фильтра, показаны штриховкой. Среди совпадающих спектральных составляющих выделяется ряд пиков с возможной идентификацией:  $1S_6$ ,  $1S_7$ ,  $1S_4$ ,  $0S_6$ ,  $1S_3$ ,  $0S_0$ ,  $0S_2$ . Наблюдаются также и различия, которые выражаются в большом расхождении для мод  $1S_2$ ,  $1S_4$  и в отсутствие некоторых мод, выделенных в спектре одного прибора, на записи другого. Три не идентифицированных пика выделены в спектрах обеих записей и хорошо согласуются друг с

другом с учетом величины спектрального разрешения. Специальных исследований этих колебаний не проводилось, но в работах [Линьков, 1976; Петрова, 1978] сделано предположение о том, что записанные вертикальными сейсмографами колебания 41.6 и 42.3 мин могут быть колебанием  $2S_1$ , которое описывается сферической функцией первой степени и которое прежде не наблюдалось исследователями. Впоследствии в работе [Rosat, 2003] это предположение нашло подтверждение, однако и в этой работе колебание  $2S_1$  выявлено после сильного землетрясения, как и в случаях с другими собственными колебаниями. Общее совпадение пиков в спектрах, представленных на рис. 3, можно охарактеризовать величиной 70%. Отсутствие некоторых мод можно объяснить, по-видимому, тем, что распределение смещений на поверхности Земли зависит от географических координат пункта наблюдения и источника. Высокая интенсивность спектральных составляющих основного тона может свидетельствовать о крупномасштабном характере колебаний, затрагивающих всю Землю.

В целом колебания Земли с периодами, отвечающими ее собственным колебаниям, были проанализированы по ансамблям спектров фонового сейсмического процесса, при наблюдениях его в разное время в условиях низкой сейсмической активности. Некоторые данные из работ [Линьков, 1982; Петрова, 1983] использованы для получения статистических спектров колебаний, которые сопоставлялись в области собственных колебаний Земли с наблюдениями других исследователей. В области мультиплета  $0S_2$  сравнивались спектры наблюдений до и после сильных землетрясений. Результаты сравнительного анализа иллюстрирует табл. 1. Для мод собственных колебаний Земли в столбце  $T_1$  приведены значения периодов, которые систематизировал Х.Л. Пекерис по наблюдениям ряда авторов, полученным после землетрясений. Сведения взяты из работы [Буллен, 1978]. В столбце  $T_2$  приведен статистический спектр колебаний, полученный путем усреднения на каждой частоте произведения спектров 10 записей, полученных в СПбГУ в отсутствие землетрясений. Метод построения статистического спектра, определение моментов его распределения и выделение неслучайных (регулярных) спектральных составляющих даны в работах [Петрова, 1983; 2002]. Такой подход к ансамблю наблюдений основан на следующих рассуждениях. Какой бы ни была природа возмущающих Землю источников, не связанных с землетрясением, общим свойством всех источников можно считать их случайность по времени воздействия. Различная природа источников предопределяет наличие у них разных спектральных характеристик, что должно проявиться в спектрах колебаний Земли. Следовательно, в результате перемноже-

Таблица 1. Спектры сейсмогравитационных и собственных колебаний Земли

| Собственные колебания Земли  |             |                             | Мультиплет ${}_0S_2^m$ |       |       |                               |        |    |
|------------------------------|-------------|-----------------------------|------------------------|-------|-------|-------------------------------|--------|----|
| Мода и ее период $T_1$ , мин | $T_2$ , мин | $\frac{ \Delta T }{T}$ 100% | IDA, 1979              | $P_1$ | $P_2$ | $\frac{ \Delta P }{P_2}$ 100% | $m$    |    |
| ${}_0S_2$                    | 53.89       | 54.20                       | 0.55                   | 52.31 | 52.29 | 52.28                         | <0.05  | +2 |
| ${}_0S_3$                    | 35.651      | 35.56                       | 0.25                   | 53.06 | 53.28 | 53.23                         | 0.09   | +1 |
| ${}_0S_4$                    | 25.77       | 25.15                       | 2.46                   | 53.84 | –     | 53.943                        | (0.18) | 0  |
| ${}_0S_0$                    | 20.46       | 20.39                       | 0.34                   | 54.68 | 55.02 | 55.00                         | 0.04   | –1 |
| ${}_1S_3$                    | 17.73       | 17.81                       | 0.45                   | 55.60 | 55.76 | 55.73                         | 0.05   | –2 |
| ${}_0S_6$                    | 16.04       | 15.90                       | 0.88                   |       |       |                               |        |    |
| ${}_2S_1$                    | 15.25       | 15.27                       | 0.13                   |       |       |                               |        |    |
| ${}_1S_4$                    | 14.20       | 14.25                       | 0.35                   |       |       |                               |        |    |
| ${}_2S_3$                    | 13.40       | 13.36                       | 0.30                   |       |       |                               |        |    |
| ${}_1S_5$                    | 12.15       | 12.21                       | 0.49                   |       |       |                               |        |    |
| ${}_0S_9$                    | 10.57       | 10.50                       | 0.67                   |       |       |                               |        |    |
| ${}_2S_6$                    | 9.91        | 9.94                        | 0.30                   |       |       |                               |        |    |
| ${}_1S_8$                    | 9.26        | 9.29                        | 0.32                   |       |       |                               |        |    |
| ${}_2S_7$                    | 8.94        | 8.90                        | 0.43                   |       |       |                               |        |    |

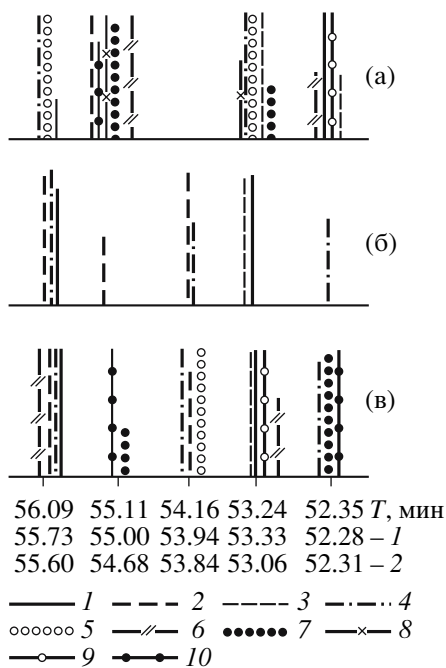
ния спектров записей должна уменьшиться случайная составляющая, связанная с особенностями характеристик источников, и возрасти регулярная – отклик Земли, или ее собственные колебания, если таковые возбуждаются. Из таблицы видно, что погрешности периодов  $T_2$  относительно известных мод собственных колебаний не превосходят 1%, кроме колебания, ассоциированного с модой  ${}_0S_4$ , что свидетельствует о возбуждении действительно собственных колебаний Земли, но, в отличие от общеизвестного факта, – не землетрясениями, поскольку наблюдаются в отсутствие последних.

В правой части табл. 1 сопоставляются экспериментальные спектры в области мультиплета  ${}_0S_2$ . Данные первого столбца – наблюдения сети IDA после землетрясения в Индонезии 1977 г. с магнитудой  $M = 7.75$  [Buland, 1979]. В столбце  $P_1$  представлен средний спектр 4-х наблюдений: гравиметра и накломера в Талгаре (44.23N; 77.23E) после землетрясения на Аляске в 1964 г. с магнитудой  $M = 8.25$ ; длиннопериодного сейсмографа в СПбГУ после землетрясения в 1973 году на Кунашире 17.06 с  $M = 7.8$  и землетрясения 26.06.73 там же с  $M = 7.0$ . В столбце  $P_2$  представлен средний спектр 4-х наблюдений, полученных в отсутствие сильных землетрясений. В них вошли записи колебаний, зарегистрированных сейсмическим каналом в Петербурге: две записи в июне 1973 г. – запись 3 (см. рис. 2) и запись, полученная в период времени 13 ч 30 мин 28.06 – 1 ч 00 мин 1.07; а также записи прибора в СПбГУ в ян-

варе 1979 г. (14 ч 20 мин 6.01 – 20 ч 20 мин 7.01) и в марте 1981 г. (17 ч 40 мин 6.03 – 10 ч 40 мин 9.03).

Расщепление мультиплета  ${}_0S_2^m$  (азимутальное число  $m = -2, -1, 0, 1, 2$ ) выявлено благодаря применению метода параметрического оценивания спектральных составляющих. В алгоритме последовательного оценивания спектральных компонент используется их вычитание из временного ряда, что позволяет повышать эффективное разрешение в спектре близких частотных составляющих, не разделенных в начальных спектрах. Метод, его апробация на модельных примерах и приложении к экспериментальным наблюдениям описаны в работе [Савина, 1983]. Все оценки частоты (периода), полученные для отдельных линий мультиплета, обнаруживают высокую степень согласия между собой. Следует отметить, что все пять линий мультиплета выявлены только в двух последних наблюдениях. Для других в соответствии с разрешающей способностью выявлено 2 и 3 линии. Погрешность данных наблюдений в отсутствие сильных землетрясений (столбец  $P_2$ ) по отношению к наблюдениям после землетрясений (столбец  $P_1$ ), для 4-х линий не превосходит 0.1%. Погрешность для центральной линии мультиплета ( $m = 0$ ) определена по отношению к данным IDA и выделена скобками.

Таким образом, мы доказали, что возбуждение собственных колебаний Земли в отсутствие сильных землетрясений представляет собой реально существующее сейсмическое явление. Доказательство было основано на следующих критериях:



**Рис. 4.** Спектр  ${}_0S_2$  с центральным периодом 54 мин при синхронных и не синхронных наблюдениях: (а) – наблюдения микробаровариаций в Крыму в 1985 г. и в Санкт-Петербурге (Ленинграде) в 1982 г.; (б) – сейсмические наблюдения в Санкт-Петербурге; (в) – сейсмические наблюдения в Тбилиси. Дальнейшие обозначения в тексте. Из публикации [Линьков и др., 1989].

а) при наблюдении в одном пункте критерием реальности является наличие в спектрах ранее известных собственных колебаний Земли и сходство спектров до сильного землетрясения ( $M > 7.0$ ) и после него;

б) при наблюдениях в двух пунктах критерием реальности является сходство спектров синхронных записей до сильного землетрясения и наличие в них спектральных пиков, совпадающих с тонами собственных колебаний Земли;

в) третьим критерием является выделение в спектрах колебаний тонких эффектов, связанных с расщеплением мультиплетов собственных колебаний Земли. Применительно к проведенному исследованию – это колебание  ${}_0S_2^m$ .

### 3. МУЛЬТИПЛЕТ ${}_0S_2$ В НАБЛЮДЕНИЯХ ЗА КОЛЕБАНИЯМИ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ И ИЗМЕНЕНИЕМ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ

#### 3.1. Спектры наблюдений на удаленных станциях

Экспериментальные свидетельства о совпадении ряда составляющих в спектрах колебаний поверхности Земли и приземного атмосферного давления даны в работе [Линьков, 1989]. В этой

же работе представлены экспериментальные сейсмические и атмосферные данные о возбуждении и расщеплении колебания  ${}_0S_2^m$ , по наблюдениям на удаленных друг от друга пунктах, а именно: в Санкт-Петербурге (59.46N; 30.19E), Тбилиси (41.73N; 44.75E) и двух пунктах в Крыму – Симферополе (40.95N; 34.1E) и Ялте (44.5N; 34.17E). При этом приведены данные как синхронных, так и не синхронных наблюдений. Эти результаты представлены на рис. 4: наблюдения (а) микробаровариаций в Крыму в 1985 г. и в Ленинграде (Санкт-Петербурге) в 1982 г. представлены записями: 19–20. VI, Симферополь, 23.9 ч (1); 20–23. VI, Симферополь, 72.4 (2); 24–25. VI, Ялта, 16 ч, (3); 25–28. VI, Ялта, 59 ч (4); 28. VI – 4. VII, Ялта, 138 ч (5); 31. I – 3. II, Ленинград, 79 ч (6); 8–9. II, Ленинград, 28 ч (7); 13–14. II, Ленинград, 28 ч (8); 1–2. VI, Ленинград, 18 ч (9); сейсмогравитационные колебания в Ленинграде (б) и в Тбилиси (в) представлены следующими записями: 6–8. V 1986 продолжительностью 26.4 ч (1); 8–11. V 1986, 67.9 ч (2); 11–14. V 1986, 70 ч (3); 14–16. V 1986, 45 ч (4); 1–4. VI 1986, 58 ч (5); 6–7. VI 1986, 26 ч (6); 7–10. VI 1986, 63 ч (7); 11–14. VI 1986, 62 ч (8); 5–7. I 1985, 36.5 ч (9); 19–20. IV 1985, 26.4 ч (10). При этом длина вертикального отрезка для каждой записи отражает наблюдаемые в ее спектре относительные амплитуды пиков.

Из рисунка видно, что спектральные составляющие в ансамбле текущих спектров наблюдений группируются около частот, отвечающих линиям мультиплета, причем как в синхронных наблюдениях, так и при наблюдениях, существенно различающихся во времени. Значения центральных периодов в группе указаны под рисунком и сопоставлены с другими данными – наблюдениями сети IDA (1) и результатами “тонких” исследований в этой области (2) (см. таблицу 1). Микробарографические наблюдения (а) затруднительно интерпретировать как колебания, вызванные исключительно циклонической деятельностью. С одной стороны, затруднительно из-за большого расстояния между пунктами наблюдений, значительно превышающего размеры одного циклона, с другой стороны – из-за различных спектральных характеристик у разных циклонов, не проявляющих устойчивости во времени. Так как колебание, которое исследуется в данной работе, должно обладать большими пространственными масштабами, можно допустить, что колебания атмосферы вызваны колебаниями поверхности Земли. Возможность такого возбуждения исследована независимо в работах [Гармаш, 1989; Шалимов, 1992]. В первой работе показано, что возбуждение атмосферы колебаниями поверхности Земли, которые наблюдаются с амплитудой до 2–3 мм в направлении нормали, возможно при условии резонансов частот. Такой результат должен быть

подтвержден или опровергнут прямыми исследованиями направления потока энергии, что позволит установить причинно-следственную связь между синхронными колебаниями.

### 3.2. О способе определения направления потока энергии

Прямой анализ причинно-следственных связей в синхронных процессах колебаний поверхности Земли и вариаций приземного атмосферного давления основан на определении направления потока энергии в акустической волне, генерируемой смещением земной поверхности. При этом использованы следующие положения. Вертикальный поток  $F_z$  волновой энергии в атмосфере для внутренней гравитационной волны может быть определен по формуле:

$$F_z = \overline{p'w'}, \quad (1)$$

где  $p'$  и  $w'$  – волновое возмущение давления и вертикальная скорость воздуха, а черта означает осреднение по времени. Для гармонической волны

$$F_z = (|p'| |w'| \cos \delta\varphi) / 2, \quad (2)$$

где  $\delta\varphi$  – разность фаз между  $p'$  и  $w'$ . Для определения направления потока нужно знать  $\delta\varphi$ . Вариация атмосферного давления  $p'$  определяется прямым измерением с помощью микробарографа. Информация о вертикальной скорости  $w'$  воздушной волны может быть получена из сейсмических наблюдений, поскольку она равна вертикальной скорости смещения поверхности Земли. Таким образом,  $w'$  может быть определена на основании регистрации ускорения  $a$  вертикальным сейсмограмметрическим каналом как

$$w' = \int a dt, \quad (3)$$

где  $t$  – время. Если принять направление вверх по нормали к поверхности Земли за положительное, то с учетом поправки фазы, следующей из (3), получаем граничные значения для принятия решения о направлении потока энергии  $F_z$

$$\begin{aligned} &\text{при } -\pi/2 < \delta\varphi < \pi/2 \text{ поток направлен вверх} \\ &\text{при } \pi/2 < \delta\varphi < 3\pi/2 \text{ поток направлен вниз} \\ &\text{при } \delta\varphi = \pm\pi/2 \text{ поток отсутствует.} \end{aligned} \quad (4)$$

Выбранный способ определения разности фаз  $\delta\varphi$  основан на параметрическом оценивании регрессионной модели

$$J_{M,T} = Y_T + \sum_{i=0}^M a_i^M X_{T-i}, \quad (5)$$

где  $J_{M,T}$  – ошибка предсказания  $Y_T$  из выборки  $\{X_T, X_{T-1}, \dots, X_{T-M}\}$ ,  $a_i^M$  – коэффициенты регрессии,  $M$  – порядок модели. При регрессионном ана-

лизе предполагается, что исследуемая система возбуждается случайным шумом, а наблюдения, которые могут быть получены многими каналами (в данном случае – двумя), являются выходом некоторого фильтра. Его передаточная функция отображает свойства изучаемой системы. В реализованном алгоритме оценка коэффициентов регрессии  $a_i^M$  основана на применении решетчатого фильтра, представляющего собой реализацию фильтра предсказания [Фридландер, 1982]. Ошибка предсказания  $J_{M,T}$  минимизируется методом наименьших квадратов. Передаточная функция фильтра

$$\Psi(\omega) = \sum_{n=1}^M a_n^M \exp(-i\omega n) \quad (6)$$

позволяет определить амплитудную характеристику фильтра

$$A(\omega) = \sqrt{[\operatorname{Re}\Psi(\omega)]^2 + [\operatorname{Im}\Psi(\omega)]^2} \quad (7)$$

и его фазовую характеристику

$$\Theta(\omega) = \arctg \frac{-\operatorname{Im}\Psi(\omega)}{\operatorname{Re}\Psi(\omega)}, \quad (8)$$

которая и определяет искомую разность фаз  $\delta\varphi = \varphi_X - \varphi_Y$  между процессами  $X$  и  $Y$  на частоте  $\omega$ . Указанные процессы представляются соответственно данными о колебаниях поверхности Земли ( $X$ ) и о вариациях атмосферного давления ( $Y$ ). Вычислительные программы, в которых реализован этот подход к исследованию направления потока энергии, созданы на основе разработок [Осипов, 1992] для задач, возникающих при обработке сейсмических наблюдений в области периодов  $T \geq 1$  ч, и апробированы при исследовании синхронных процессов с периодами более 1 ч в работе [Petrova, 1996].

Исследуемые геофизические наблюдения можно рассматривать как процессы с большим количеством квазигармонических составляющих, осложненных шумом и проявляющих свойства нестационарности. Для анализа таких процессов предлагаемый способ оценки разности фаз представляется наиболее перспективным. Расчет коэффициентов регрессии для построения передаточной функции фильтра выполняется одновременно по двум рядам в некотором опорном временном окне, которое последовательно сдвигается на один шаг отсчета, после чего вычисление коэффициентов возобновляется. Такой алгоритм позволяет оптимально реагировать на нестационарность рядов и определяет высокие адаптивные свойства метода.

### 3.3. Оценивание разности фаз на моделях временных рядов и по экспериментальным данным

**Моделирование временных рядов** необходимо для изучения возможных ситуаций в области колебания  ${}_0S_2^m$ , так как обычно рядом с этим колебанием наблюдаются интенсивные спектральные составляющие с периодами как меньше, так и больше границ мультиплетта. При этом различаются амплитуды и фазы соседних колебаний, а также величина отношения сигнал/шум во временном ряде. Оптимальный способ решения стоящей задачи, качество и надежность оценивания разности фаз  $\delta\varphi$  в подобных условиях изучены с помощью ряда моделей временных рядов, параметры которых приведены в табл. 2. Заданы длины временных рядов  $N = 5000$  “условных минут”, опорное окно для оценивания разности фаз – 2000, что обеспечивает разрешение в спектре трех линий мультиплетта (для моделей с 5-ю линиями опорное окно было равно 3000). Основные выводы проведенных исследований состоят в следующем.

При наличии одной составляющей в каждом из синхронных процессов, независимо от их относительных амплитуд и значения заданной разности фаз, результат оценивания *хороший*. Модели 1 и 2 иллюстрируют это для случая одинаковых амплитуд (см. табл. 2). В примерах для двух составляющих в каждом ряде результат существенно зависит от фазовых сдвигов составляющих, иногда оценку разности фаз получить не удастся. Так в модели 3 разности фаз оцениваются с большой ошибкой, а в модели 4 оценка получена только для синфазных составляющих и определена как *хороший* результат. Для второй составляющей амплитудные и фазовые кривые не позволяют произвести оценивание из-за линейного тренда.

Для большего числа составляющих во временных рядах при меньшей разности частот между ними, как это имеет место в мультиплетте, результаты моделирования сводятся к следующему. Разность фаз будет определена правильно при наличии синфазности или противофазы у частотных составляющих (модели 5 и 6). С большой ошибкой определяется разность фаз для центральной линии при сдвигах фазы у крайних гармоник (модель 7). При уменьшении разности частот у задаваемых гармоник (см. модель 8), выявить различие в  $\delta\varphi$  между этими составляющими не удастся, несмотря на достаточное разрешение в спектре. Оценка разности фаз одинакова для всех частот и зависит от величины фазового сдвига, заданного в модели. Она не превосходит критическое значение  $\pm 45^\circ$ , определяющее границы для принятия решения о направлении потока энергии (об этой величине будет сказано ниже), поэтому можно

принять такой результат в качестве *удовлетворительного*. Наличие в каждом ряде близких к мультиплетту составляющих, которые находятся в противофазе друг с другом (модель 9), приводит к “скачкам” на фазовых кривых и *плохим* результатам оценивания разности фаз. Применение фильтрации (модель 9 ф) позволяет улучшить результат оценивания, что проиллюстрировано для центральной линии мультиплетта с периодом 54 мин на рис. 5. Влияние шума на оценку разности фаз оказывается не столь критическим даже при отношении амплитуд сигнал/шум = 1/6, так как оценки разности фаз остаются в прежних границах, и наблюдается стационарность фазовой кривой после интервала времени с явными шумовыми флуктуациями оценок  $\delta\varphi$ , что видно на рис. 6. Особенности взаимодействия близких спектральных составляющих, выявленные в исследовании на моделях, позволили определить оптимальный подход к анализу и интерпретации экспериментальных данных.

**Оценивание направления потока энергии** по экспериментальным данным должно включать в себя три этапа: расчет кривой, определяющей динамику разности фаз общих спектральных составляющих (1), проверку стационарности этой кривой (2) и собственно принятие решения (3) путем сравнения оценки разности фаз с границами, определяющими то или иное направление потока энергии, согласно п. 3.2. На практике ширина интервала, указанная в данном пункте, была уменьшена в два раза для того, чтобы снизить риск принятия неправильного решения, поскольку модельные примеры свидетельствуют о возможности влияния на получаемые оценки других спектральных составляющих. Таким образом, ширина интервалов около центральных значений  $0^\circ$  и  $180^\circ$ , определяющих возможные направления потока, составила  $\pm 45^\circ$  или  $0.785$  (~0.8) радиан. Именно эти границы и отмечены на рисунках в виде горизонтальных отрезков прямых.

Результаты исследования направления потока энергии между сейсмическими и атмосферными колебаниями в области моды  ${}_0S_2$  при синхронных наблюдениях этих процессов иллюстрируют рис. 7 и табл. 3. Сейсмические наблюдения февраля 1999 г. представлены записями вертикального сейсмографа 1 после аналоговой фильтрации и записями фонового процесса 2, полученного с выхода фотоэлектрического преобразователя (ФЭП Z), которые отображают прямое воздействие на основание прибора. Вариации атмосферного давления 3 указывают на возмущение процесса в период со 2-го по 4 февраля, синхронно с которым зарегистрировано возмущение и в записях сейсмографа. В фоновом процессе 2 отчетливо зарегистрирован рост интенсивности сейсмогравитационных колебаний (имеют спектр от 0.5 до 6 и более ча-

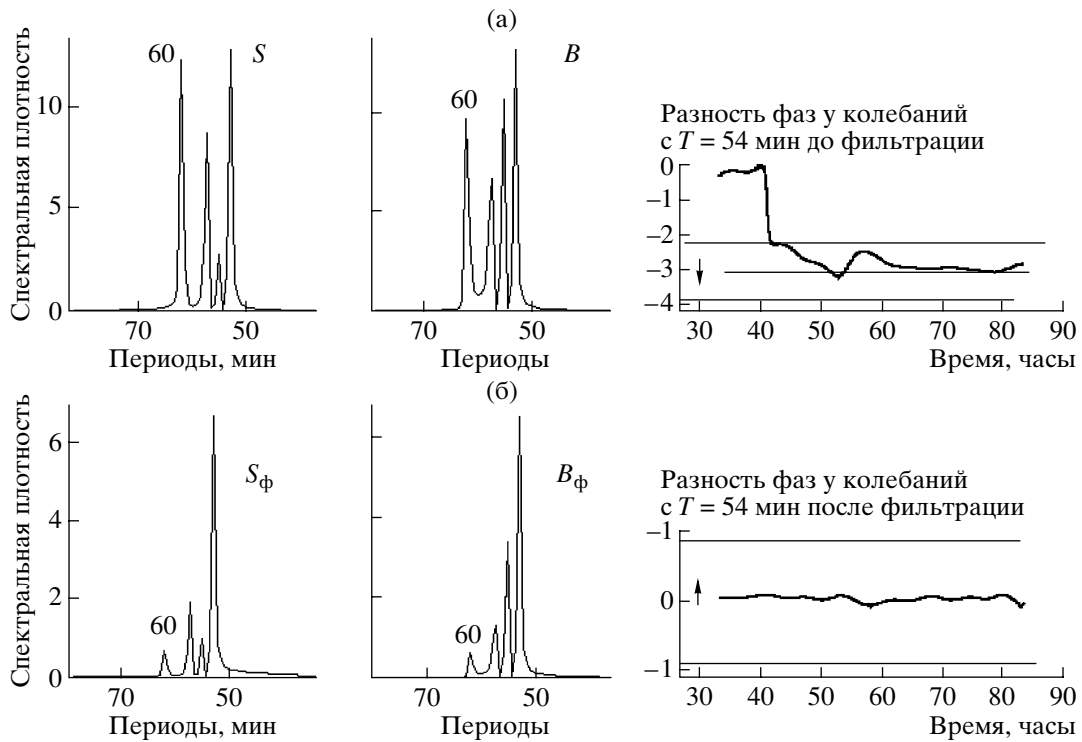


**Таблица 2.** Модели для исследования разности фаз колебаний и результат оценивания

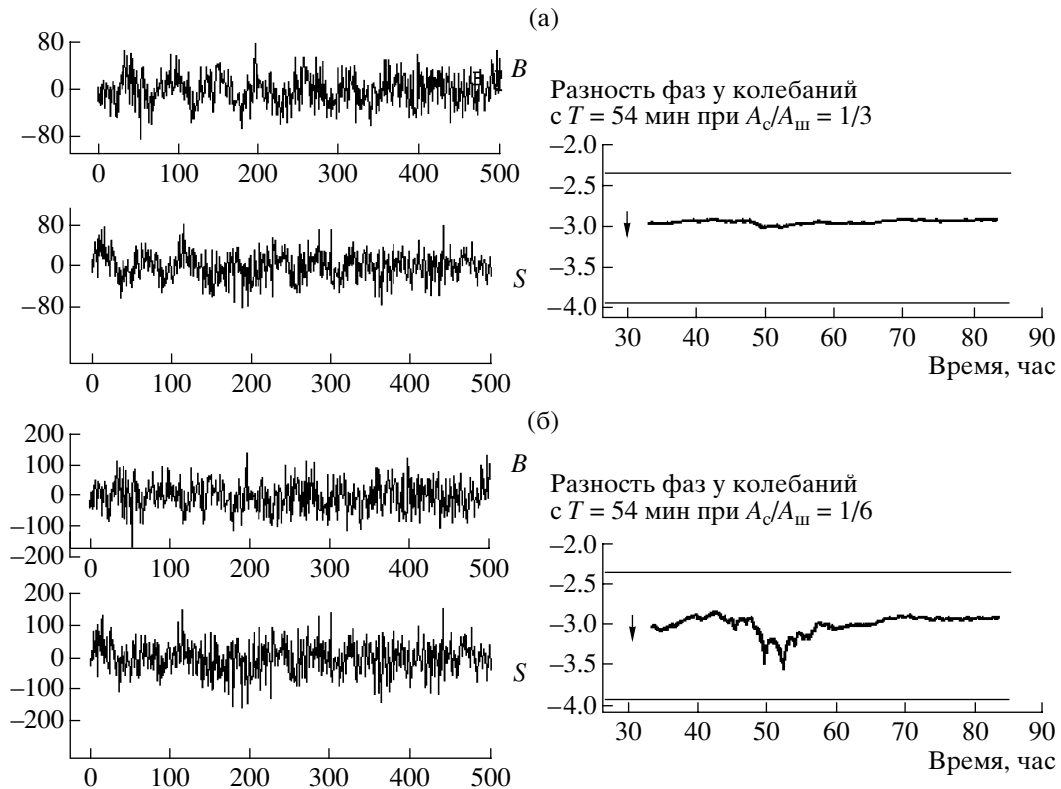
| Номер модели                                 | Параметры моделей |                       |                 |               | Результат оценивания                  |  |
|--|-------------------|-----------------------|-----------------|---------------|---------------------------------------|--|
|  | ряд               | частоты, 1/мин        | фазы, град.     | амплитуды     | $A_1/A_2$                             | $\Phi_1 - \Phi_2$ , град   |
| 1  | 1                 | 0.01                  | 5.0             | 4.0           | 1                                     | 0; хороший   |
|  | 2                 | 0.01                  | 5.0             | 4.0           |                                       |  |
| 2  | 1                 | 0.01                  | 1.0             | 4.0           | 1                                     | -178; хороший  |
|  | 2                 | 0.01                  | 179.0           | 4.0           |                                       |  |
| 3  | 1                 | 0.01; 0.03            | 0.0; 0.0        | 4.0; 4.0      | 1.98; 2                               | -11.3; -30.96  |
|  | 2                 | 0.01; 0.03            | 20.0; 40.0      | 2.0; 2.0      |                                       |  |
| 4  | 1                 | 0.01; 0.03            | 1.0; 1.0        | 4.0; 4.0      | 1.1; (-)                              | 0.1; (-; плохой)   |
|  | 2                 | 0.01; 0.03            | 1.0; 179.0      | 4.0; 4.0      |                                       |  |
| Имитация ${}_0S_2^m$                         |                   |                       |                 |               | Результат оценивания                  |  |
|  | ряд               | m; + частота, рад/мин | фазы, град.     | амплитуды     | частота (m)                           | $\Phi_1 - \Phi_2$ , град   |
| 5  | 1                 | -2, 0, 2              | 1, 1, 1         | 8, 4, 8       | 0.11266 (-2)                          | 0; хороший   |
|  | 2                 | -2, 0, 2              | 1, 1, 1         | 8, 8, 8       | 0.11648 (0)<br>0.12019 (2)            | 0; хороший<br>0; хороший   |
| 6  | 1                 | -2, 0, 2              | 1, 1, 1         | 8, 4, 8       | 0.11266 (-2)                          | -(177-179) хороший   |
|  | 2                 | -2, 0, 2              | 179, 179, 179   | 8, 8, 8       | 0.11648 (0)<br>0.12019 (2)            | -(177-179) хороший<br>-(176-178) хороший                             |
| 7  | 1                 | -2, 0, 2              | 1, 1, 1         | 8, 8, 8       | 0.11266 (-2)                          | -(22-25); хороший  |
|  | 2                 | -2, 0, 2              | 21, 1, 31       | 16, 8, 16     | 0.11648 (0)<br>0.12019 (2)            | -17; плохой<br>-22; удовлетвор.                                      |
| 8  | 1                 | -2, -1, 0, 1, 2       | 0, 0, 0, 0, 0   | 4, 3, 3, 3, 4 | на всех частотах                      | от 11.3 <sup>0</sup> до 25.6 <sup>0</sup> – удовлетворительный       |
|  | 2                 | -2, -1, 0, 1, 2       | 30, 0, 0, 0, 30 | 2, 1, 1, 1, 2 |                                       |  |
| 9  | 1                 | -2, 0, 2; 0.10472     | 1, 1, 1, 1      | 8, 4, 8, 8    | 0.11266 (-2)                          | -177; плохой   |
|  | 2                 | -2, 0, 2; 0.10472     | 1, 1, 1, 179    | 8, 8, 8, 8    | 0.11648 (0)<br>0.12019 (2)<br>0.10472 | -164; плохой<br>не устойчива<br>-164; плохой                         |
| 9 ф  | 1                 | -2, 0, 2; 0.10472     | 1, 1, 1, 1      | 8, 4, 8, 8    | 0.11266 (-2)                          | ~-2.3; хороший   |
|  | 2                 | -2, 0, 2; 0.10472     | 1, 1, 1, 179    | 8, 8, 8, 8    | 0.11648 (0)<br>0.12019 (2)<br>0.10472 | ~-2.3; хороший<br>~-2.3; хороший<br><-5 <sup>0</sup> ; отфильтрована |
| Влияние шума при отношении $A_c/A_{ш} = 1/3$ |                   |                       |                 |               |                                       |  |
| 10   | 1                 | -2, 0, 2              | 1, 1, 1         | 8, 4, 8       | 0.11266 (-2)                          | -170; хороший  |
|  | 2                 | -2, 0, 2              | 179, 179, 179   | 8, 8, 8       | 0.11648 (0)<br>0.12019 (2)            | -172; хороший<br>-172; хороший                                       |
| Влияние шума при отношении $A_c/A_{ш} = 1/6$ |                   |                       |                 |               |                                       |  |
| 11   | 1                 | -2, 0, 2              | 1, 1, 1         | 8,4,8         | на всех частотах                      | до 60 ч разность фаз неустойчива, после 60 час ~ 166 <sup>0</sup>    |
|  | 2                 | -2, 0, 2              | 179, 179, 179   | 8,8,8         |                                       |  |

сов) вплоть до землетрясения, произошедшего 06.02 около о-вов Санта Круз с магнитудой  $M = 7.3$  и глубиной очага  $h = 90$  км. Данные наблюдений 1–4 февраля, т.е. до землетрясения, имевшие после узкополосной фильтрации с граница-

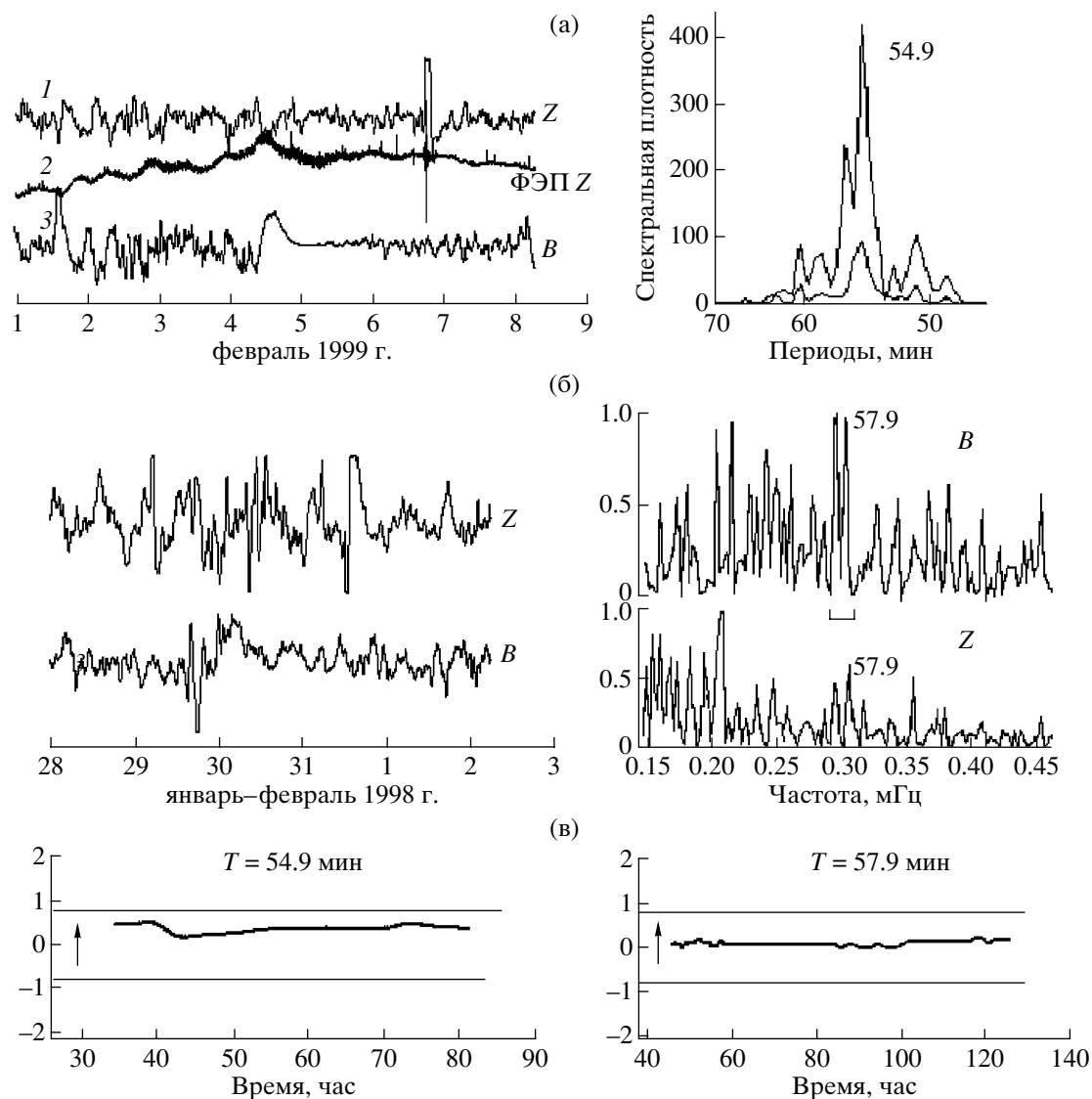
ми 50–60 мин максимум в спектре на периоде 54.9 мин, подвергнуты регрессионному анализу для определения разности фаз между колебаниями на этом периоде. Фазовая кривая приведена в части (в) этого рисунка и указывает, что поток



**Рис. 5.** Динамика разности фаз у колебаний с периодом  $T = 54$  мин при моделировании в синхронных сейсмических ( $S$ ) и барических ( $B$ ) колебаниях моды  ${}_0S_2^m$  при наличии близких к мультиплету колебаний с разностью фаз 178 градусов: (а) – спектры и разность фаз временных рядов без фильтрации (модель 9); (б) – то же после фильтрации (модель 9 филт.) (см. табл. 2).



**Рис. 6.** Влияние шума на динамику разности фаз у колебаний с  $T = 54$  мин при отношении амплитуд сигнала и шума 1:3 (а) и 1:6 (б) (модели 10 и 11, см. табл. 2).



**Рис. 7.** Синхронные наблюдения колебаний поверхности Земли и изменения атмосферного давления в 1999 (а) и 1998 (б) гг. Динамика разности фаз для общих колебаний и направление потока энергии (указано стрелкой) (в). Остальные обозначения даны в тексте.

энергии шел от Земли в атмосферу, разность фаз  $\sim 0.4$  рад ( $22.9^\circ$ ). Наблюдения января–февраля 1998 года получены после сильного и глубокого землетрясения 27.01 в районе о-вов Фиджи. В них также зарегистрировано кратковременное возмущение интенсивности в конце января на обеих кривых. В спектрах данных имеется общее колебание с периодом 57.9 мин, для которого разность фаз, практически, равна нулю, что также указывает на направление потока энергии от Земли к атмосфере. Из рисунков в части (в) видно, что качество “стационарности” фазовых кривых в приведенных примерах различно: во втором случае стационарность кривой разности фаз лучше. На основании модельных исследований (см. рис. 5) можно полагать, то причина этого кроется в па-

раметрах соседних составляющих. Результаты других определений направления потока энергии даны в табл. 3. В ее последнем столбце в скобках указано значение периода составляющей, для которой была выполнена оценка разности фаз, направление потока энергии указано стрелкой, указана также длительность стационарности фазовой кривой для тех случаев, когда она была меньше интервала наблюдений. Наблюдения, помещенные в табл. 3, взяты в разные годы. Никакого критерия к их отбору, кроме отношения к одному из сильных землетрясений из каталога, не применялось. Одна часть данных получена до землетрясений, другая – после, два примера непосредственно с сильным землетрясением не связаны. Однако во всех случаях разность фаз между

**Таблица 3.** Результаты определения направления потока энергии  $E^1$ 

| № п/п | Начало наблюдений, их длительность, ч | Данные о землетрясениях и отношении к ним         |                               |            |        | Направление потока $E$ |
|-------|---------------------------------------|---|-------------------------------|------------|--------|------------------------|
|       |                                       | до/после  | дата, магнитуда, глубина (км) | координаты |        |                        |
| 1     | 30.08.1996; 142.0                     | до  | 05.09.96; Msz = 7.0; 10       | -22.1      | -113.4 | (52.7) ↑               |
| 2     | 27.09.1996; 142.4                     | в течение ±15 дней нет землетрясений с $M \sim 7$ |                               |            |        | 20 ч, (57.7) ↑         |
| 3     | 03.10.1996; 173.0                     | до  | 14.10.96; Msz = 6.9; 24       | -7.13      | 155.6  | 25 ч, (53.8) ↑         |
| 4     | 29.08.1997; 166.3                     | после   | 29.08.97; Msz = 6.8; 23       | -3.6       | 144.4  | (53.9) ↑               |
| 5     | 26.09.1997; 54.1                      | после   | 20.09.97; Msz = 7.0; 30       | -28.7      | -177.6 | (55.2) ↑               |
| 6     | 28.01.1998; 125.5                     | после   | 27.01.98; MB = 5.6; 610       | -22.4      | 179.0  | (57.9) ↑               |
| 7     | 01.02.1999; 80.5                      | до  | 06.02.99; Msz = 7.3; 90       | -12.9      | 166.7  | (54.9) ↑               |
| 8     | 29.07.1999; 122.6                     | в течение ±15 дней нет землетрясений с $M \sim 7$ |                               |            |        | 50 ч, (53.4) ↑         |
| 9     | 13.09.1999; 168.0                     | до  | 20.09.99; Msz = 7.7; 33       | 23.8       | 121.0  | 45 ч, (54) ↑           |
| 10    | 01.11.1999; 188.0                     | до  | 08.11.99; MB = 6.2; 228       | 36.5       | 1.2    | (55.9) ↑               |

<sup>1</sup> Данные о землетрясениях взяты из каталога NEIC, <http://neic.usgs.gov/neis>.

общими колебаниями для Земли и атмосферы указывает на однозначную причинно-следственную связь между этими синхронными процессами, а именно: процессы, происходящие в глубине Земли и проявляющиеся в виде деформаций ее поверхности, отвечающих основной моде собственного колебания  ${}_0S_2$ , возбуждают соответствующие колебания атмосферы.

#### 4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ретроспективных данных первой части работы, отражающих результаты проведенных ранее исследований, содержится доказательство возбуждения собственных колебаний Земли в отсутствие сильных землетрясений. Моды собственных колебаний с периодами от 9 до 57 минут зарегистрированы в фоновом сейсмическом процессе в условиях низкой сейсмичности. “Тонкий спектр” в области собственного колебания  ${}_0S_2^m$  указывает на полное соответствие наблюдаемого собственного колебания теоретическим оценкам этого мультиплета с азимутальным числом  $m = -2, -1, 0, 1, 2$ .

Показано, что наблюдаемое в ансамблях текущих спектров группирование спектральных пиков колебания  ${}_0S_2^m$  около теоретических частот линий мультиплета характерно как для сейсмических, так и для атмосферных данных. Этот факт установлен для синхронных и несинхронных наблюдений, что свидетельствует о его устойчивом характере во времени. Предложенный способ определения разности фаз в одновременно наблюдаемых колебаниях земной поверхности и атмосферного давления позволил определить направления потока энергии и сделать заключение о причинно-следственной связи в области колеба-

ния  ${}_0S_2$  для двух геосфер. Сделано заключение о том, что глубинные процессы, происходящие в Земле, способны возбуждать верхние оболочки планеты.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. М.: Мир. 1983. Т. 1. 520 с.
- Буллен К.Е. Плотность Земли. М.: Мир. 1978. 442 с.
- Гармаи С.В., Линьков Е.М., Петрова Л.Н., Швед Г.М. Возбуждение колебаний атмосферы сейсмогравитационными колебаниями Земли // Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана. 1989. Т. 25. № 12. С. 1290–1299.
- Линьков Е.М. Длиннопериодный магнетронный сейсмограф // Изв. АН СССР. Сер. геофизич. 1963. № 9. С. 1357–1360.
- Линьков Е.М., Орлов Е.Г., Петрова Л.Н., Карпинский В.В. Сейсмогравиметрический комплекс. Развитие методов и средств экспериментальной геофизики / Под ред. А.В. Николаева. М. 1996. С. 252–259.
- Линьков Е.М., Петрова Л.Н. Опыт регистрации длиннопериодных колебаний с помощью магнетронного сейсмографа. Исследование длиннопериодных сейсмических волн / Под ред. Е.Ф. Саваренского. Минск. 1976. С. 51–57.
- Линьков Е.М., Петрова Л.Н., Зурошвили Д.Д. Сейсмогравитационные колебания Земли и связанные с ними возмущения атмосферы // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 2. С. 314–317.
- Линьков Е.М., Типисев С.Я., Буценко В.В. Помехоустойчивость длиннопериодного сейсмографа и анализ его записей // Геофизическая аппаратура. Л.: Недра. 1982. Вып. 75. С. 78–87.
- Олсон Л.Е., Саттон Дж.Х., Юинг М. Наблюдение собственных колебаний Земли с помощью стрейн- и маятниковых сейсмографов. Собственные колебания Земли / Перевод под ред. В.Н. Жаркова М.: Мир. 1964. С. 80–105.

- Осипов К.С.* Адаптивный анализ нестационарных временных рядов при исследовании сейсмических колебаний в диапазоне периодов 0.5–5 часов. Дис. ... канд. физ.-мат. наук. СПб.: Санкт-Петербургский государственный университет. 1992. 110 с.
- Петрова Л.Н.* Статистический анализ спектров длиннопериодных колебаний Земли в диапазоне периодов 10–20 минут. Дис. ... канд. физ.-мат. наук. Л.: Ленинградский государственный университет. 1983 г. 157 с.
- Петрова Л.Н.* Сейсмогравитационные колебания Земли при наблюдениях разнесенными в пределах Евразии вертикальными маятниками // *Физика Земли*. 2002. № 4. С. 83–95.
- Петрова Л.Н., Линьков Е.М.* Спектры длиннопериодных колебаний, предвещающих землетрясения // *Вопросы геофизики*. Вып. 27. Л. 1978. С. 60–66.
- Саваренский Е. Ф., Попов И. И., Лазарева А. П.* Наблюдения длиннопериодных волн Чилийского землетрясения 1960 г. // *Изв. АН СССР. Сер. геофизич.* 1961. № 8. С. 1132–1141.
- Савина Н.Г., Макаров Е.С., Линьков Е.М., Чернобай И.П.* Синхронные наблюдения длиннопериодных колебаний Земли // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1988. № 8. С. 81–86.
- Савина Н.Г., Петрова Л.Н., Яновская Т.Б.* Анализ длиннопериодной части спектра собственных колебаний Земли. Прогноз землетрясений и изучение строения Земли / Под ред. А.Л. Левшина (Вычисл. сейсмол. Вып. 15). М.: Наука. 1983. С. 126–134.
- Фридландер Б.* Решетчатые фильтры для адаптивной обработки данных // *ГИИЭР*. 1982. Т. 70. № 8. С. 54–97.
- Шалимов С. Л.* Эффект сверхдлиннопериодных колебаний Земли в верхней атмосфере // *Физика Земли*. 1992. № 7. С. 89–94.
- Buland R., Berger J., Gilbert F.* Observations from the IDA network of attenuation and splitting during a recent earthquake // *Nature*. 1979. V. 277. № 5695. P. 358–362.
- Kobayashi N., Nishida K.* Continuous excitation of planetary free oscillations by atmospheric disturbances // *Nature*. 1998. V. 395. P. 357–360.
- Nawa K., Suda N. et al.* Incessant excitation of the Earth's free oscillations: global comparison of superconducting gravimeter records // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2000. V. 120. P. 289–297.
- Petrova L.N., Osypov K.S., Savel'ev D.D., Shved G.M.* Forcing atmospheric oscillations by long-period seismic ones: a case study // *Journal of atmospheric and terrestrial Physics*. 1996. V. 58. № 12. P. 1317–1322.
- Rhie J., Romanowicz B.* Excitation of Earth's continuous free oscillations by atmosphere-ocean-seafloor coupling // *Nature*. V. 431. 30 September 2004. P. 552–556.
- Rosat S., Hinderer J., Rivera L.* First observations of  ${}_2S_1$  and study of the splitting of the football mode  ${}_0S_2$  after the June 2001 Peru earthquake of magnitude 8.4 // *Geophys. Res. Lett.* 2003. 30(21). 2111. doi:10.1029/2003GL018304.