

УДК 551. 242

СВЯЗЬ ДЛИННОПЕРИОДНЫХ СОБСТВЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ ЗЕМЛИ С ПРОЦЕССАМИ В АТМОСФЕРЕ

© 2018 г. Г. М. Швед^{1,*}, академик РАН Г. С. Голицын²,
С. И. Ермоленко¹, А. Е. Кукушкина¹

Поступило 04.04.18 г.

По пятилетним измерениям сверхпроводящего гравиметра в Страсбурге (48,6° с.ш., 7,7° в.д.) рассчитана корреляция между длиннопериодными собственными колебаниями Земли и индексами циркуляции атмосферы Арктическая осцилляция и Антарктическая осцилляция. Получение статистически значимой корреляции для колебаний ${}_0S_2$, ${}_0T_2$, ${}_0T_3$ и ${}_0S_5$ указывает, что их возбуждение в сейсмически спокойные периоды хотя бы частично обусловлено динамическими процессами в атмосфере.

DOI:

ВВЕДЕНИЕ

Предметом сообщения является связь собственных колебаний Земли (СКЗ) с динамическими процессами в атмосфере.

В конце 90-х годов прошлого века сразу две группы сейсмологов показали существование постоянного фона короткопериодных сфероидальных СКЗ от ${}_0S_{12}$ до ${}_0S_{65}$ (периоды ~2–8 мин, частоты ~2–7 мГц) в сейсмически спокойные периоды [1, 2]. Попытка связать фон с эффектом сложения воздействий слабых землетрясений оказалась неудачной [1, 3]. Но была выявлена сезонная зависимость интенсивности фона с двумя максимумами – зимой и летом (см., например, [4]). Эта зависимость позволила предположить, что первичным источником фоновых СКЗ являются процессы в атмосфере. Более поздние исследования [5, 6] выявили локализацию доминирующих источников фоновых СКЗ. В Северном полушарии СКЗ в основном генерируются в северной части Тихого океана зимой, а в Южном полушарии – в скобкообразной полосе от восточной части Тихого океана к его западной части через Южный океан (южнее Атлантического и Индийского океанов); тоже в зимний период в этом полушарии.

Что касается длиннопериодных СКЗ, то на возбуждение в сейсмически спокойные периоды наиболее длиннопериодного из них – сфероидального 54-минутного колебания ${}_0S_2$ –

было указано ещё раньше [7]. Позднее наличие постоянного фона длиннопериодных сфероидальных СКЗ было подтверждено в исследовании [1]. Однако гипотез, объясняющих это явление, предложено не было. Впервые попытка связать существование фоновых СКЗ ${}_0S_2$ с процессами в атмосфере была предпринята в статье [8] на основе годовых измерений сейсмометром STS-2 в Кольме (51,3° с.ш., 13,0° в.д.). Интенсивность спектра мощности в интервале частот, занимаемом мультиплетом ${}_0S_2$, была сопоставлена с величиной индекса Арктической осцилляции (АО), характеризующего динамическую активность атмосферы на средних и высоких широтах Северного полушария. Между индексом АО и СКЗ ${}_0S_2$ была получена, хотя и небольшая (с коэффициентом корреляции ~0,1–0,2), но статистически значимая связь.

При сохранении методологии статьи [8] в данном исследовании анализ влияния атмосферы на длиннопериодные СКЗ продлён вплоть до частоты 900 мГц (период ~18 мин), используются 5-летние ряды сейсмических измерений прибором другого типа и в другом месте и кроме индекса АО к анализу привлечён индекс Антарктической осцилляции (ААО), характеризующий динамику атмосферы в южном полушарии.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Были использованы данные сверхпроводящего гравиметра в Страсбурге, Франция (48,6° с.ш., 7,7° в.д.), с шагом дискретизации измерений 1 мин, доступные на сайте <http://isdc.gfz-potsdam.de/>. Для исследования связи СКЗ с атмосферными процессами был взят ряд непрерывных измерений от 1 ноября

¹Санкт-Петербургский государственный университет

²Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской Академии наук, Москва

*E-mail: shved936@gmail.com

g.shved@spbu.ru

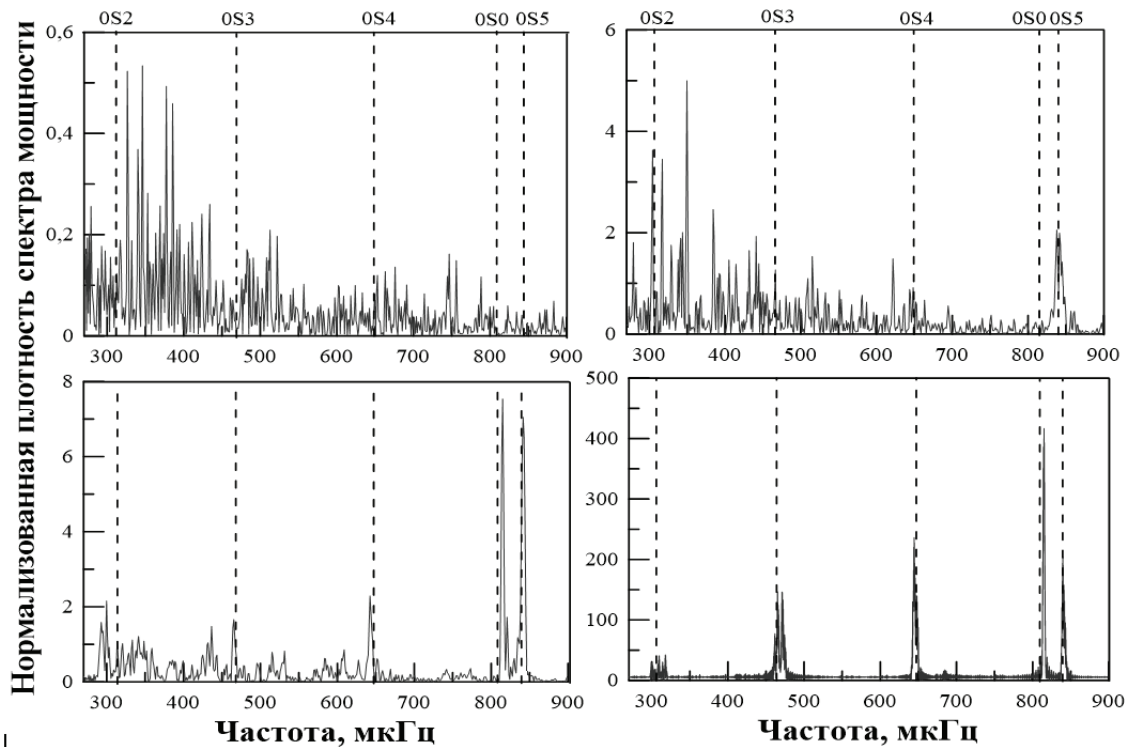


Рис. 1. Спектральная плотность мощности до землетрясения (вверху) и после него (внизу) для землетрясений в Перу (слева) и на о. Суматра (справа). Вертикальные штриховые линии соответствуют теоретическим центральным частотам собственных колебаний Земли. Поскольку рисунок демонстрирует нормализованные спектры, спектральные пики шумового фона после землетрясения из-за возбуждения СКЗ проявляются слабо.

2011 г. до 31 октября 2016 г. Кроме того, были использованы измерения во временной окрестности сильных землетрясений – в Перу 23 июня 2001 г. (магнитуда $M = 8,4$) и на о. Суматра 26 декабря 2004 г. ($M = 9,1$). Для вышеуказанного 5-летнего интервала были использованы ежесуточные индексы АО и ААО, доступные на сайте <ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/cwlinks/>.

МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Чтобы исключить влияние на СКЗ более низкочастотных колебаний, регистрируемых гравиметром, спектральному анализу предшествовала процедура фильтрации рядов измерений с частотой обрезания 270 мкГц (период ~ 62 мин) по методу Ланцоша.

Поскольку СКЗ представляют собой, подобно собственным колебаниям атмосферы (СКА), неустойчивые волны, применялась методология спектрального анализа, разработанная для СКА часового диапазона периодов [9]. Согласно этой методологии 5-летний ряд измерений разбивался на 5-суточные отрезки, последовательно смещаемые во времени с шагом 1 сут. Спектральный анализ этих отрезков ряда, общее число которых $N = 1821$, выполнялся

по методу Ломба–Скаргла, что обеспечивало спектральное разрешение 2,32 мкГц. Спектры представлялись с шагом по частоте 1,16 мкГц.

По N значениям спектральной интенсивности для каждой частоты рассчитывался коэффициент корреляции r между этой интенсивностью и значениями индексов АО и ААО, причём в соответствие спектру каждого 5-суточного ряда измерений ставились значения индексов, усредненные за эти же 5 сут. Статистическая значимость полученных значений r оценивалась по критерию Стьюдента.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Длиннопериодные СКЗ возбуждаются сильными землетрясениями. Примеры этого приведены в статьях [10, 11] для землетрясения в Перу в 2001 г. по измерениям сверхпроводящими гравиметрами и в статьях [11–13] для землетрясения на о. Суматра в 2004 г. по измерениям разными сейсмическими приборами. Рисунок 1 позволяет сравнить спектры, полученные по 5-дневным рядам измерений, до и после указанных землетрясений. Кроме хорошо известного возбуждения землетрясениями сфероидальных СКЗ основного тона, ри-

сунки показывают, что в отсутствие сильных землетрясений существует шумовой фон, на котором, однако, временами указанные СКЗ проявляются, как это видно на верхней правой панели рис. 1, где уверенно выявляется СКЗ ${}_0S_3$, и два пика, которые, скорее всего, представляют СКЗ ${}_0S_2$.

Индекс циркуляции АО (ААО) характеризуют изменение усреднённой по долготе высоты z поверхности давления $p = 1000$ (700) гПа атмосферы в Северном (Южном) полушарии при переходе от средних широт к высоким. Индекс АО фактически описывает изменение поверхностного давления атмосферы в Северном полушарии. Из-за малого числа станций наземного наблюдения в Южном полушарии сведения о параметрах атмосферы в этом полушарии получаются в основном методами дистанционного зондирования со спутников. Поэтому индекс ААО вынужденно рассчитывается для поверхности с $p = 700$ гПа: этот индекс описывает изменение давления атмосферы на высотах около 3 км. Поскольку воздействие процессов в атмосфере на геодинамические процессы происходит на нижней границе атмосферы, использование индекса ААО как индикатора атмосферных процессов не столь надёжно, как индекса АО.

Изменение высоты z заданной изобарической поверхности вдоль меридиана удобно описывать градиентом $\partial z / \partial y$, где y — координата вдоль направления с юга на север. В среднем наблюдается понижение поверхностного давления атмосферы по направлению от средних широт к высоким в обоих полушариях. Индексы АО и ААО положительны (отрицательны), если они соответствуют ситуациям, когда абсолютное значение $|\partial z / \partial y|$ больше (меньше) среднего значения $|\partial z / \partial y|$. Таким образом, рост индекса соответствует увеличению перепада поверхностного давления между средними и высокими широтами.

В тропосфере поля давления и ветра с хорошей точностью связаны между собой уравнением геострофического ветра. Согласно этому уравнению скорость ветра вдоль параллели (зональный ветер)

$$u = -\frac{g}{2\Omega \sin \phi} \frac{\partial z}{\partial y}, \quad (1)$$

где g — ускорение силы тяжести, Ω — угловая скорость вращения Земли, а ϕ — широта, отсчитываемая от экватора (в Южном полушарии $\phi < 0$). Таким образом, увеличение значений индексов АО и ААО соответствует увеличению усреднённого по долготе зонального ветра, на-

правленного на средних широтах на восток. Чем сильнее зональный ветер, тем вероятнее потеря устойчивости зонального потока воздуха, ведущая к возникновению внетропических циклонов. Но циклоническая активность сопровождается появлением сильных возмущений полей давления и ветра у поверхности в широком диапазоне пространственных и временных масштабов. Поэтому индексы АО и ААО могут рассматриваться в качестве индикаторов динамической активности атмосферы.

Зависимости коэффициента корреляции γ от частоты после применения процедуры скользящего усреднения по 5 частотам (интервал 5,8 мкГц) представлены в диапазоне 270—900 мкГц на рис. 2. Статистически значимые коэффициенты корреляции получены в диапазоне $|\gamma| = 0,05$ — $0,10$ для СКЗ 0S2, 0T2 и 0S5 (γ достигает значения 0,14 для СКЗ 0S5) при использовании индекса АО и для СКЗ 0T3 и тоже для СКЗ 0S5 при использовании индекса ААО.

Для СКЗ 0S2 подтверждена, хотя и с меньшими значениями γ , ранее полученная в статье [8] положительная корреляция этих колебаний с индексом АО в сейсмически спокойные периоды. Наличие связи между СКЗ 0S2 и процессами в атмосфере также подтверждается «двугорбым» контуром γ в диапазоне частот, занимаемом мультиплетом 0S2. Указанная форма контура является следствием того, что относительная интенсивность компонент СКЗ меняется с широтой [12]. Обнаружение СКЗ 0S5 на спектрах в сейсмически спокойные периоды (см. также рис. 1) указывает на большую вероятность того, что его возбуждение связано с процессами в атмосфере. Но для корреляций с индексами АО и ААО коэффициент γ на частотах, которые можно сопоставить с СКЗ 0S5, имеет разные знаки.

Гравиметрические измерения после сильных землетрясений также регистрируют тороидальные СКЗ 0T2, 0T3 и 0T4 [10, 14], амплитуда которых, однако, много меньше сфероидальных СКЗ. Появление регистрируемых гравиметром вертикальных движений на частотах тороидальных СКЗ связывается с взаимодействием сфероидальных и тороидальных СКЗ благодаря действию силы Кориолиса [14]. Обращает на себя внимание, что приведенные на рис. 2 значения $|\gamma|$ на частотах СКЗ 0T2 и 0T3 по порядку величины не уступают значениям $|\gamma|$ на частотах СКЗ 0S2 и 0S5, причём СКЗ 0T2 демонстрирует отрицательную корреляцию с индексом АО.

Спектральный анализ полуторогодичных данных сверхпроводящего гравиметра в Страсбурге выявил в рассматриваемом нами диапазоне частот множество высоких гармоник солнеч-

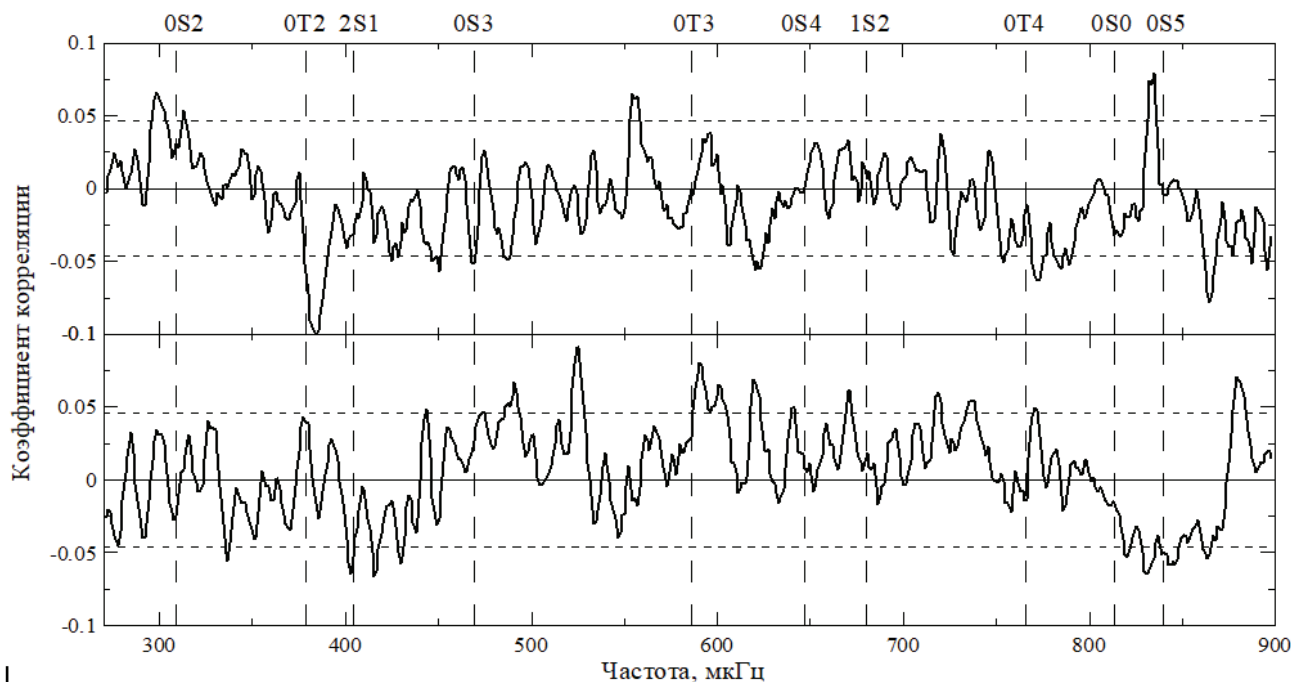


Рис. 2. Коэффициент корреляции r между спектральной интенсивностью и индексом АО (наверху) и индексом ААО (внизу). Значения $|r|$, выходящие за пределы горизонтальной штриховой линии, соответствуют доверительной вероятности, превышающей 95%. Вертикальные штриховые линии соответствуют теоретическим центральным частотам собственных колебаний Земли.

ных суток, связываемых с солнечными термическими приливами [15]. Вероятно, некоторые из статистически значимых экстремумов в зависимости r от частоты на рис. 2 обязаны этим приливам. Их выявление свидетельствует, что индексы АО и ААО отражают атмосферные процессы, влияющие на генерацию указанных приливов. Нельзя, однако, исключить, что некоторые статистически значимые экстремумы все же случайны.

Тороидальные СКЗ могут возбуждаться вариациями приповерхностного ветра на суше и (или) вариациями скорости придонных течений в океанах и морях благодаря трению воздуха и (или) воды о поверхность. Сфероидальные СКЗ, кроме того, могут возбуждаться вариациями давления атмосферы и (или) воды, приводящими к соответствующим вертикальным движениям литосферы. Относительно конкретных механизмов генерации СКЗ процессами в атмосфере в настоящее время можно строить только гипотезы. Например, в [5] предположено, что обсуждаемые во введении СКЗ минутного диапазона периодов обязаны сильным ветрам, приводящим к сильному волнению океанической поверхности: СКЗ возбуждают-

ся внутренними гравитационными волнами в воде, создаваемыми указанным волнением и действующими на морское дно.

Отрицательная корреляция между СКЗ0Т2 и индексом АО и между СКЗ0S5 и индексом ААО может отражать существующий сложный характер взаимодействия атмосферных процессов: усиление одних из них может приводить к ослаблению других, среди которых находятся процессы, ответственные за возбуждение СКЗ. Отрицательную корреляцию между СКЗ 0Т2 и индексом АО можно также объяснить ослаблением взаимодействия СКЗ 0Т2 со сфероидальными СКЗ при усилении тех процессов в атмосфере, которые описываются индексом АО. Отсутствие на рис. 2 явных признаков возбуждения СКЗ0S3 и 0S4 хотя бы отчасти можно связать с особенностями пункта наблюдения. СКЗ 0S0, часто оказывающееся сильнейшим после землетрясений (см. рис. 1), и СКЗ 2S1 и 1S2 на рис. 2 также не выявились. Но это ожидаемо, поскольку для их возбуждения требуется источник в Земле— обстоятельство, косвенно свидетельствующее в пользу достоверности представленных нами результатов.

Заметим, генерация сейсмических колебаний атмосферными движениями непосредственно или опосредовано через волны в водных бассейнах, как явление, известна давно. Во-первых, это микросейсмы с периодами от сотых долей секунды до ~ 10 с, которые вызываются порывами ветра и морским прибоем. Во-вторых, это регистрируемые в прибрежной зоне сейсмические колебания, обусловленные сейшмами – вызываемыми ветром стоячими волнами в закрытых и полузакрытых водных бассейнах с периодами от ~ 1 мин до ~ 1 сут.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые показано, что возбуждение длиннопериодных СК30Т2, 0Т3 и 0S5 в сейсмически спокойные периоды хотя бы частично обусловлено динамическими процессами в атмосфере. Такой же вывод подтверждён для СК30S2.

Авторы благодарны Т.Б. Яновской за замечания, сделанные по прочтении рукописи статьи, что позволило улучшить изложение материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Nawa K., Suda N., Fukao Y., Sato T., Aoyama Y., Shibuya K. // *Earth Planets Space*. 1998. V. 50. P. 3–8; 887–892.
2. Tanimoto T., Um J., Nishida K., Kobayashi N. // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. P. 1553–1556.
3. Tanimoto T., Um J. // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104 B. P. 28,723–28,739.
4. Nishida K., Kobayashi N., Fukao Y. // *Science*. 2000. V. 287. P. 2244–2246.
5. Rhie A., Romanowicz B. // *Nature*. 2004. V. 431. P. 552–556.
6. Nishida K., Fukao Y. // *J. Geophys. Res.* 2007. V.112. B06306.
7. Линьков Е.М., Петрова Л.Н., Зурошвили Д.Д. // *ДАН*. 1989. Т. 306. С. 314–317.
8. Ермоленко С.И., Швед Г.М. // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2016. Т. 4. № 4. С. 3–6.
9. Швед Г.М., Ермоленко С.И., Хоффманн П. // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2015. Т. 51. С. 562–569.
10. Rosat S., Hinderer J., Rivera L. // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. 2111.
11. Rosat S., Sato T., Imanishi Y., Hinderer J., Tamura Y., McQueen H., Ohashi M. // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. L13304.
12. Roullet G., Roch J., Clividy E. // *Phys. Earth and Planet. Interior* 2010. V. 179. P. 45–59.
13. Милюков В.К., Виноградов М.П., Миронов А.П., Мясников А.В., Перельгин Н.А. // *Физика Земли*. 2015. № 2. С. 21–36.
14. ZünW., Laske G., Widmer-Schidring R., Gilbert F. // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 143. P. 113–118.
15. Florsch N., Hinderer J., Crossley D.J., Legros H., Valette B. // *Phys. Earth and Planet. Interior* 1991. V. 68. P. 85–96.