

Микросейсмы на севере острова Сахалин, обусловленные морским волнением

© 2019 А. С. Борисов*¹, Д. П. Ковалев¹, Д. В. Костылев^{1,2}, Ю. Н. Левин²

¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

²Сахалинский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Южно-Сахалинск, Россия

*E-mail: a.borisov@imgg.ru

На основе натурных измерений морского волнения в прибрежной части о. Сахалин в районе зал. Байкал, проводившихся в июле–октябре 2012 г., и данных сейсмических записей сейсмостанции «Оха» исследуется взаимосвязь характеристик морского волнения и микросейсмических колебаний. Анализ параметров сейсмических колебаний показал наличие микросейсмического отклика в диапазоне частот 0.0083–1.7 Гц на колебания уровня моря. Оценки среднеквадратических значений амплитуд микросейсм в диапазоне 0.1–1.7 Гц в 30 раз превосходят среднеквадратические значения амплитуд микросейсм в диапазоне частот 0.0082–0.1 Гц. При этом микросейсмические колебания в диапазоне 0.1–1.7 Гц отражают развитие штормовых волн во времени и имеют удвоенные частоты. На основании временной задержки между развитием шторма и увеличением амплитуд микросейсмических колебаний сделано предположение, что эффективная генерация штормовых микросейсм происходит на расстоянии не менее 100 км от места регистрации.

Ключевые слова: штормовые микросейсмы, зыбь, ветровое волнение, сейсмический шум, о. Сахалин.

Microseisms on the north of Sakhalin Island caused by sea waves

Alexander S. Borisov*¹, Dmitry P. Kovalev¹, Dmitry V. Kostylev^{1,2}, Yuriy N. Levin²

¹Institute of Marine Geology and Geophysics of the Far Eastern Branch of RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

²Sakhalin Branch of the FRC “United Geophysical Survey of RAS”, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

*E-mail: a.borisov@imgg.ru

This paper presents a research of the relationship between the characteristics of sea waves and microseismic oscillations. The research is based on field measurements of sea waves at the coastal area within gulf “Baikal” of Sakhalin Island performed by IMGG FEB RAS in July – October the 2012th, and seismic data recorded by the seismic station “Okha”. The analysis of the parameters of seismic oscillations showed the presence of microseismic response to the sea level fluctuations in 0.0083–1.7 Hz frequency range. The root mean square values of microseismic oscillations in the 0.1–1.7 Hz range are 30 times higher than in the range from 0.0082 to 0.1 Hz. Herewith, the microseismic oscillations in the 0.1–1.7 Hz range reproduce the time development of storm waves and have doubled frequencies. One can assumed on the base of the time delay between the growth of storms and the increase of microseismic amplitudes, that an effective generation of microseism occurs on at least 100 km distance from site of their registration.

Keywords: storm microseisms, swell, wind waves, seismic noise, Sakhalin Island.

Введение

Известно, что основной вклад в образование естественных микросейсмических колебаний Земли (микросейсм) вносят морские волны, передающие энергию в земную кору. Существует несколько теорий образования микросейсм, среди которых

наибольшее признание получили, пожалуй, теория Лонге-Хиггинса [Longuet-Higgins, 1950], объясняющая образование микросейсм стоячими волнами, и теория Хассельмана [Hasselmann, 1963], показывающая, что микросейсмы могут возбуждаться как стоячими, так и прогрессивными волнами.

Тем не менее исследование механизмов генерации микросейсм, влияния на их характеристики параметров среды продолжает оставаться актуальным как для сейсмологии, например при оценке влияния штормовых микросейсм на сейсмичность региона [Потапов и др., 1997], так и для океанологии, например при дистанционном мониторинге океанских волн [Bromirski et al., 1999].

В статье представлены результаты сравнительного анализа характеристик колебаний уровня моря и характеристик микросейсмических колебаний.

Измерения морского волнения осуществляли сотрудники Института морской геологии и геофизики ДВО РАН с 21 июля по 25 октября 2012 г. двумя автономными регистраторами волнения АРВ-К12 [Ковалев П.Д., Ковалев Д.П., 2010] (далее АРВ), установленными на дне Сахалинского залива: АРВ № 91 с 21 июля по 25 сентября на глубине 9 м; АРВ № 8 с 26 сентября по 25 октября на глубине 6 м. Места установки отмечены на карте (рис. 1). Запись измерений производилась с секундной дискретностью.

Для анализа микросейсмических колебаний использовались записи вертикального широкополосного канала (BLZ) сейсмической станции «Оха» (рис. 1) за тот же период времени. Широкополосная регистрация сейсмических колебаний производилась в диапазоне частот от 8.33 мГц (120 с) до

50 Гц с помощью сейсмометра STS-2, характеризующегося равномерной чувствительностью в этом диапазоне (https://kinometrics.com/post_products/sts-2-5/).

За время наблюдений АРВ были зарегистрированы два умеренных шторма с максимальной высотой волны 1.5 м: первый – 31 августа, второй – с 7 по 10 октября. Эти события были использованы для выявления связи между сейсмическими колебаниями и колебаниями уровня моря на основе анализа и сопоставления их амплитудных и амплитудно-частотных характеристик.

Результаты и анализ измерений

Частотный анализ сейсмических записей показал, что микросейсмическое воздействие можно отнести к трем значимо не перекрывающимся частотным диапазонам: 1.7–50 Гц (0.02–0.6 с), 0.1–1.7 Гц (0.6–10 с) и 0.0083–0.1 Гц (10–120 с). На рис. 2 представлен пятитдневный фрагмент реализации сейсмического сигнала и его спектрограмма плотности мощности (СПМ), где эти диапазоны обозначены как ΔT_1 , ΔT_2 и ΔT_3 соответственно.

Диапазон 1.7–50 Гц (0.02–0.6 с) содержит непрерывную по времени (условно назовем ее «фоновый шум») и импульсную составляющие. Для примера на рис. 3 приведен отфильтрованный фильтром верхних частот (ФВЧ) с частотой среза 1.7 Гц сейсмический сигнал, исходно представленный на рис. 2а.

«Фоновый шум» имеет сплошной спектр во всем диапазоне частот с выраженными максимумами на частотах 3 и 10 Гц. Амплитуда «фоновых шумов» периодически изменяется во времени, достигая минимальных значений (среднеквадратические значения (СКЗ) скорости сейсмических колебаний порядка $2.5 \cdot 10^{-7}$ м/с) в период времени приблизительно с 23 ч до 5 ч утра. Назовем этот период «затишьем». Затем величина



Рис. 1. Места установки АРВ 91 и АРВ 8 и расположение сейсмостанции «Оха».

СКЗ плавно возрастает и достигает максимальных значений (порядка $2 \cdot 10^{-6}$ м/с) в период с 11 до 17 ч. Далее, после 17 ч, плавно спадает. Импульсная составляющая состоит, соответственно, из импульсных сигналов высокочастотной геоакустической эмиссии. Длительности импульсов лежат преимущественно в диапазоне от 1 до 4 с. Для импульсной микросейсмической составляющей, так же как и для «фоновых шумов», характерен период «затишья» с 23 до 5 ч.

В этот период уменьшаются частота появления импульсов и их пиковые амплитуды. Так, с 23 до 5 ч усредненная скорость следования импульсов составляет около 10 имп/ч и пиковые амплитуды, как правило, не превышают значения $1.5 \cdot 10^{-5}$ м/с, а в интервале с 5 до 23 ч усредненная скорость следования импульсов примерно 150 имп/ч и пиковые амплитуды порядка 10^{-4} м/с. Между сигналами сейсмических колебаний в этом диапазоне частот и сигналами, записанными АРВ, зависимости не наблюдается, однако мы посчитали целесообразным подробно проанализировать характеристики сейсмических сигналов, поскольку эта информация может быть полезной при оценке уровня окружающих шумов и сравнении микросейсмической активности различных районов о. Сахалин. Например, представленные в работе [Борисов А.С., Бори-

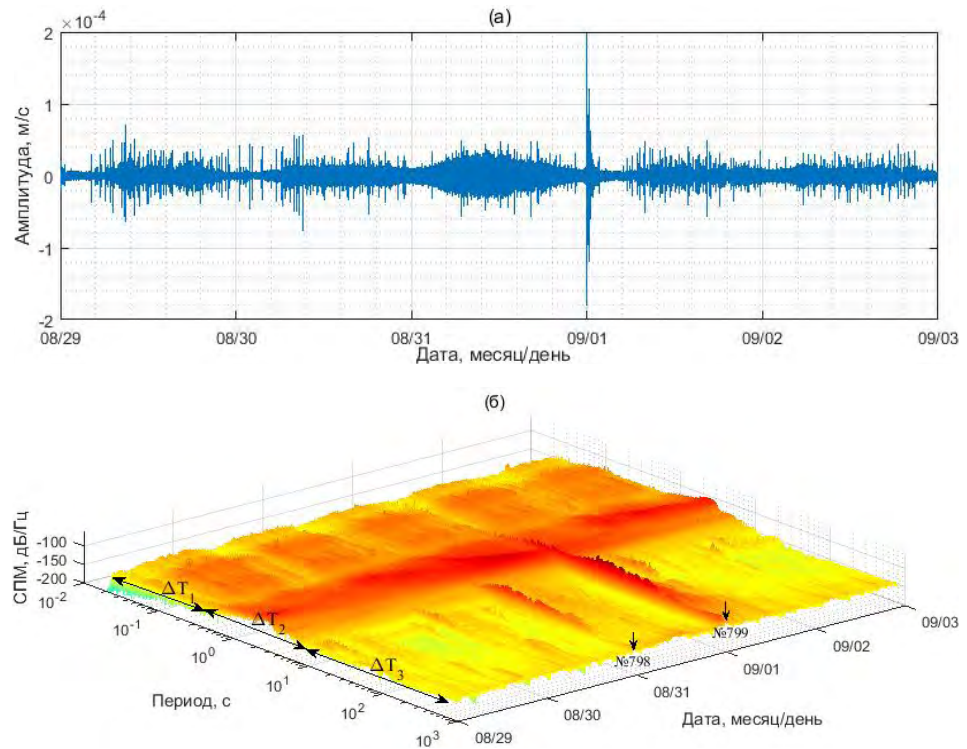


Рис. 2. Фрагмент реализации сейсмического сигнала (а) и его спектрограмма (б). Рассматриваемые диапазоны периодов: 1.7–50 Гц (ΔT_1); 0.1–1.7 Гц (ΔT_2); 0.0083–0.1 Гц (ΔT_3). Стрелки показывают моменты откликов на землетрясения № 798 и № 799 (по [Сейсмологический бюллетень... , 2012]).

сов С.А., 2017] оценки скорости следования импульсов геоакустической эмиссии в районе, удаленном от побережий и антропогенных источников шума, превышают оценки для рассматриваемого региона более чем в 60 раз.

Следующий из рассматриваемых частотный диапазон сейсмических сигналов (от 0.1 до 1.7 Гц) отражает динамику морского волнения в диапазоне частот ветровых волн и волн зыби. На рис. 4 показаны рассчитанные в часовых интервалах и нормированные к максимуму СКЗ сигналов скорости сейсмических колебаний в диапазоне периодов 0.6–10 с и сигналов колебаний уровня моря

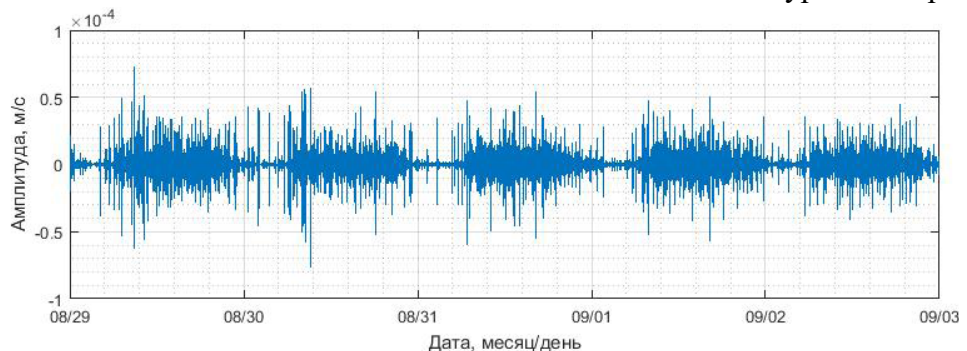


Рис. 3. Фрагмент реализации сейсмического сигнала, отфильтрованного ФВЧ с частотой среза 1.7 Гц.

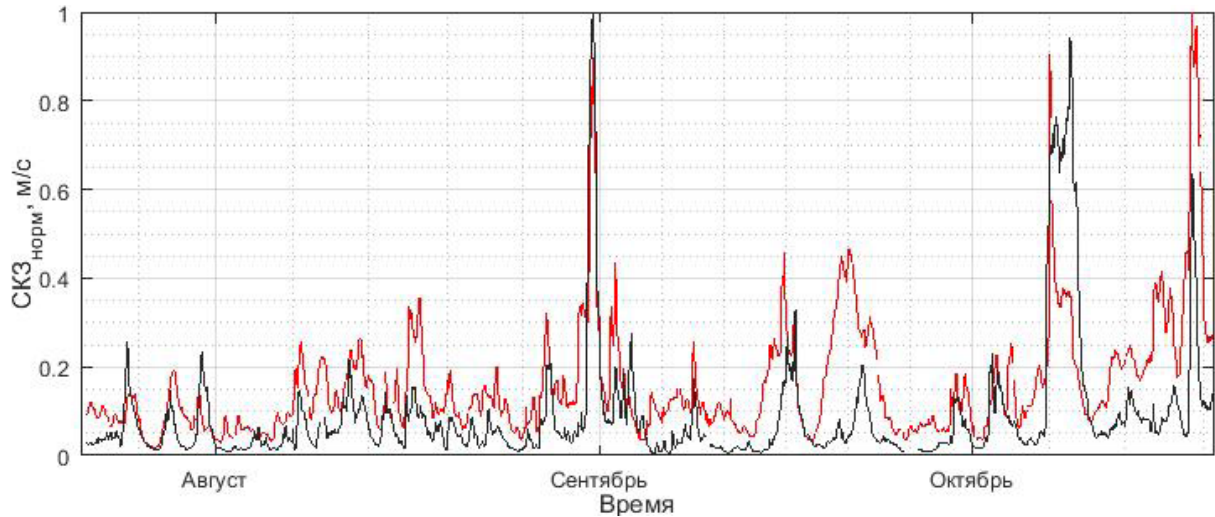


Рис. 4. Нормированные к максимумам СКЗ скорости сейсмических колебаний (канал BLZ) (красная кривая) и СКЗ колебаний уровня моря (черная кривая).

в диапазоне 2–12 с. Видно, что рост СКЗ колебаний уровня моря 31 августа и с 7 по 10 октября, вызванный умеренными штормами, сопровождается ростом СКЗ сейсмических колебаний. Синхронность изменения СКЗ сейсмических колебаний и колебаний уровня морской поверхности наблюдается и при слабом шторме 18 октября, а также при меньших уровнях волнения моря. В то же время СКЗ микросейсмических колебаний растут не пропорционально СКЗ морского волнения. Так, например, максимальное СКЗ

колебаний уровня моря наблюдается 31 августа, когда СКЗ скорости микросейсмических колебаний достигает 0.9 от максимальной величины. А максимальное СКЗ скорости микросейсмических колебаний фиксируется 18 октября, при величине СКЗ уровня моря приблизительно 0.62 от максимального. Кроме того, существует еще и некоторое несоответствие между моментами начала роста СКЗ морского волнения и роста СКЗ сейсмических колебаний.

Рассмотрим более подробно параметры морского волнения на примере колебаний уровня моря и сейсмических колебаний, зарегистрированных во время штормов 31 августа и с 7 по 10 октября.

На рис. 5 приведены записи колебаний уровня моря, после вычета приливных компонент, и сейсмических колебаний в диапазоне 0.6–10 с (можно было бы ограничиться фильтрацией нижних частот, поскольку частотные компоненты в диапазоне 0.6–10 с имеют наибольшую мощность, однако полосовая фильтрация была применена

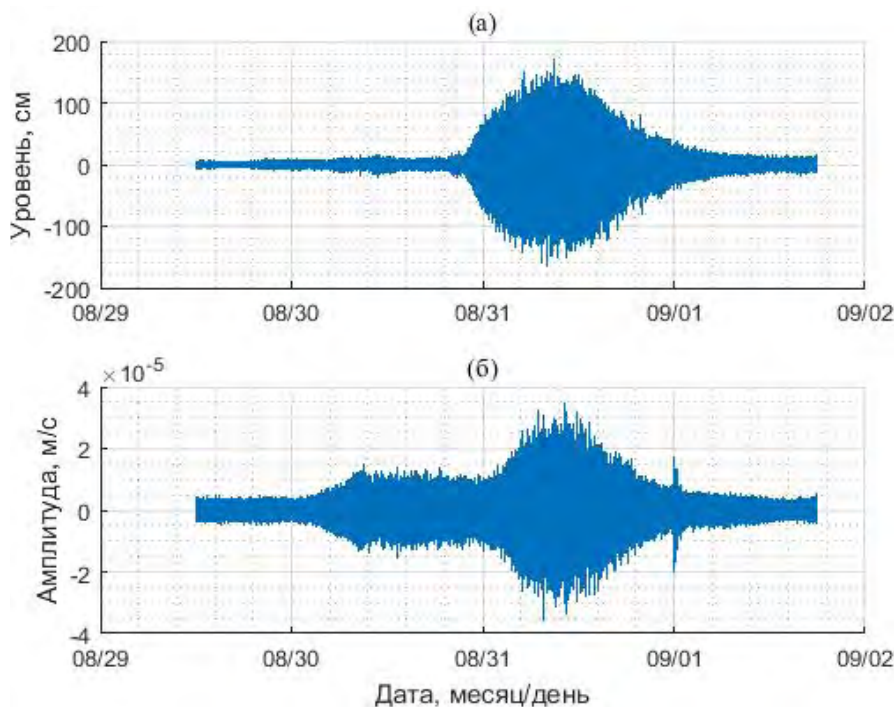


Рис. 5. Записи колебаний уровня моря после фильтрации приливных компонент (а) и скорости сейсмических колебаний в диапазоне ΔT_2 (0.6–10 с) (б).

для того, чтобы уменьшить помехи от сигналов землетрясений). Сравнение волновых форм показывает, что во время шторма амплитуда сейсмических колебаний увеличивается, причем поднятие уровня сейсмического сигнала происходит с задержкой Δt_1 , равной приблизительно 5 ч 30 м. При этом совпадает время максимальных «фаз» сейсмических колебаний (амплитуды порядка $2.5 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-5}$ м/с) и колебаний уровня моря (высоты волн 120–150 см). Обратившись к спектрограммам плотности мощности колебаний (рис. 6), отметим также подобие поведения максимумов

в спектрах сигналов. Так, начало шторма соотносится с максимумом в спектре морского волнения на периоде $T_{\max} = 4$ с, затем максимум смещается в область более длинных периодов, и в наивысшей «фазе» шторма (приблизительно через 12 ч) максимум в спектре морского волнения наблюдается на периодах волн зыби, в окрестности $T_{\max} = 9$ с. Далее происходит незначительное уменьшение периода максимальных колебаний (в среднем) и увеличивается дисперсия его оценки. Максимум в спектре микросейсмических колебаний изменяется подобным же образом, но с временной задержкой Δt_1 и на периодах в 2 раза меньших.

Для удобства сравнения на рис. 7 вынесены временные зависимости периодов, на которых наблюдаются максимальные амплитуды колебаний: $T_{\max}(t)$ и $T_{\max_seis}(t)$ – соответственно для частотных спектров морского волнения и сейсмических колебаний. Оценка спектральных максимумов производилась во временных интервалах, равных 200 с.

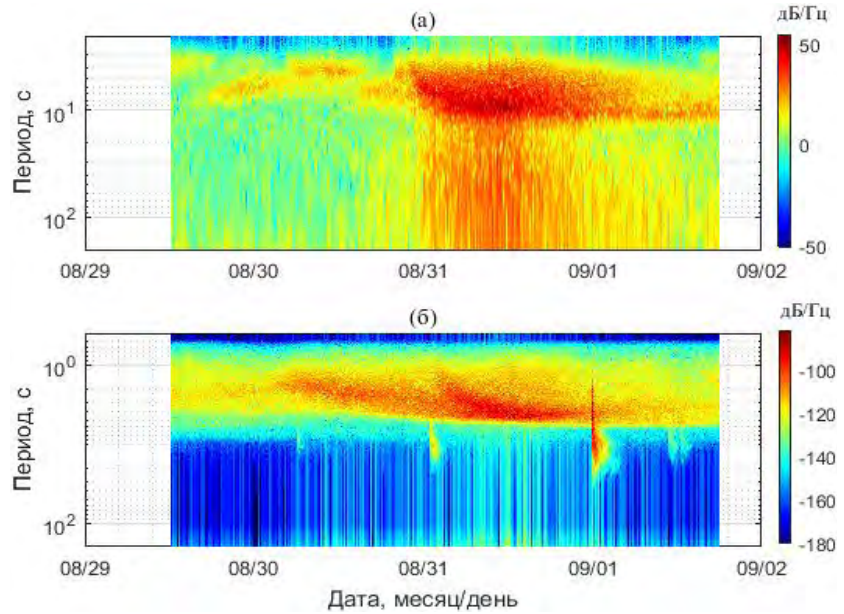


Рис. 6. Спектрограммы плотности мощности: (а) – колебаний уровня моря после фильтрации приливных компонент и (б) – скорости сейсмических колебаний в диапазоне ΔT_2 (0.6–10 с).

Итак, увеличение амплитуды микросейсмических колебаний происходит при начальном спектральном максимуме на периоде $T_{\max_seis} = 2$ с, затем максимум смещается в область более длинных периодов, проявляясь на периоде 4 с в апогее колебаний (через 6 ч 30 м), и далее продолжает занимать позиции на более длинных периодах, вплоть до $T_{\max_seis} = 4.5$ с, еще в течение приблизительно

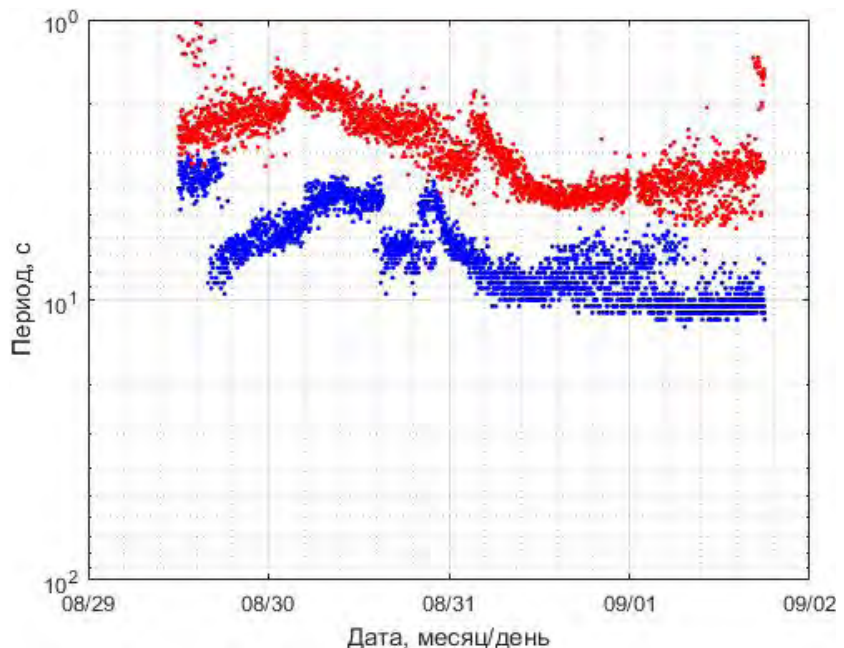


Рис. 7. Изменение периодов спектральных максимумов в колебаниях уровня моря (синий цвет) и сейсмических колебаниях (красный) с 29 августа по 1 сентября.

6 ч. Затем, так же как и для колебаний уровня моря, происходит незначительное уменьшение периода максимальных колебаний. Изменение усредненных значений максимумов в спектрах уровня моря и сейсмических колебаний можно приближенно аппроксимировать выражениями:

$$T_{\max}(t) = -2 \cdot 10^{-9} t^2 + 2 \cdot 10^{-4} t + 4, \quad \text{при } 0 \leq t \leq 43\,200 \text{ с}; \quad (1)$$

$$T_{\max_{\text{seis}}}(t) = -10^{-9} t^2 + 10^{-4} t + 2, \quad \text{при } 0 \leq t \leq 43\,200 \text{ с}. \quad (2)$$

Выражения (1) и (2) показывают, что изменения T_{\max} и $T_{\max_{\text{seis}}}$ во времени происходят по одному закону, отличаясь только амплитудным масштабом.

Шторм, наблюдавшийся с 7 по 10 октября (рис. 8а), отличается от рассмотренного выше отсутствием явно выраженной максимальной «фазы» и асимметричностью во времени: резкое вступление (нарастание амплитуды) и плавный спад (затухание волнения). Амплитуда микросейсмических колебаний (рис. 8б) начинает возрастать с запаздыванием $\Delta t_2 \approx 6$ ч 30 м относительно амплитуды колебаний уровня моря. Анализ спектрограмм (рис. 9), соответствующих волновым формам на рис. 8, а также сравнение изменения во времени периода, на

котором проявляется максимум в частотных спектрах мощности (рис. 10), показали следующее.

В течение 24 ч после начала шторма происходит смещение спектрального максимума в колебаниях уровня моря в сторону более длинных периодов: в начале шторма преобладают компоненты ветрового волнения в окрестности периода 4.6 с, а через примерно 24 ч максимальные амплитуды проявляются в окрестности периода 8.7 с. Качественно такое же поведение, но с задержкой по времени Δt_2 показывает и максимум в спектре микросейсмических колебаний: в течение 24 ч он перемещается с периодов в окрестности 2.4 с до периодов в окрестности 4.5 с. Изменение усредненных значений максимумов в спектрах уровня моря и сейсмических колебаний в этом случае можно приближенно аппроксимировать выражениями:

$$T_{\max}(t) = -8 \cdot 10^{-10} t^2 + 11 \cdot 10^{-5} t + 4.6, \quad \text{при } 0 \leq t \leq 86\,400 \text{ с}; \quad (3)$$

$$T_{\max_{\text{seis}}}(t) = -4 \cdot 10^{-10} t^2 + 6 \cdot 10^{-5} t + 2.4, \quad \text{при } 0 \leq t \leq 86\,400 \text{ с}. \quad (4)$$

Максимальная амплитуда микросейсмических колебаний достигает значения $3.2 \cdot 10^{-5}$ м/с (см. рис. 8б) через 10 ч 30 м после начала шторма, при

этом максимум в спектре сейсмического сигнала проявляется на периоде 3 с (отметим здесь для сравнения, что в предыдущем примере максимальный уровень микросейсмических колебаний составлял $3 \cdot 10^{-5}$ м/с при спектральном максимуме на периоде 4 с). Затем амплитуда микросейсмических колебаний в течение 12 ч спадает до значения $\approx 1.2 \cdot 10^{-5}$ м/с и остается на этом уровне еще 36 ч, после чего равномерно уменьшается до значений порядка $2 \cdot 10^{-6}$ м/с в течение 38 ч. Заметим,

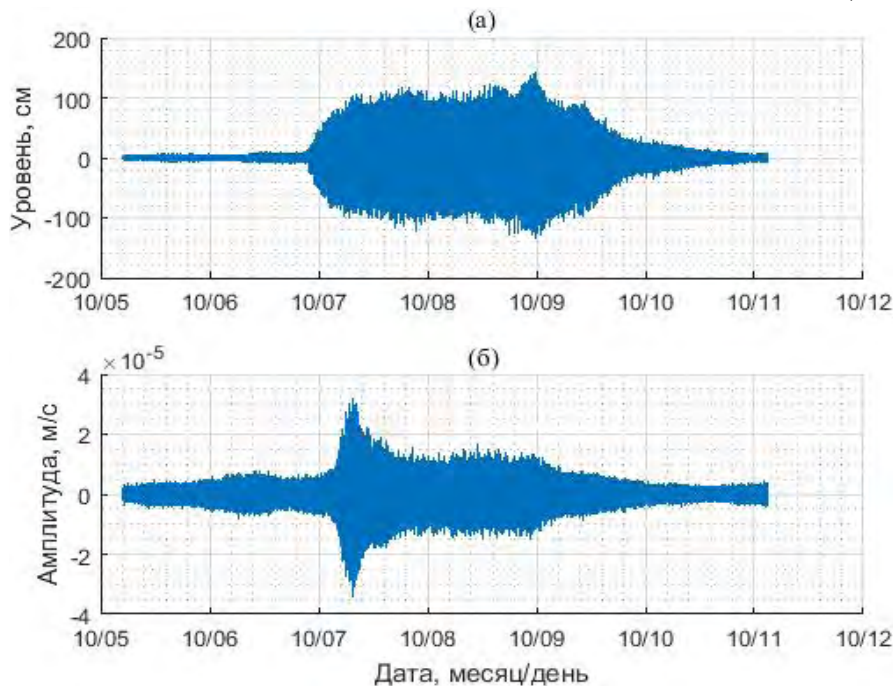


Рис. 8. Записи колебаний уровня моря после фильтрации приливных компонент (а) и скорости сейсмических колебаний в диапазоне ΔT_2 (0.6–10 с) (б).

что спад амплитуды колебаний уровня моря начинается приблизительно одновременно со спадом амплитуды микросейсмических колебаний и продолжается также в течение 38 ч, однако уменьшение амплитуды во времени не равномерно, как у микросейсмических колебаний, а носит более сложный характер.

Переходя к рассмотрению следующего выделенного нами частотного диапазона сейсмических колебаний, (0.0083–0.1 Гц), отметим, что этот диапазон охватывает частотный диапазон инфрагравитационных морских волн, которые проявляются как результат взаимодействия штормовых колебаний [Ковалев П.Д., Ковалев Д.П., 2013]. Например, СКЗ морского волнения в диапазоне периодов 15–200 с во время шторма 7–10 октября (рис. 8а и 9а) достигают значений 17 см, а до шторма, в течение 6 октября, не превышают 0.5 см. Для микросейсмических колебаний в диапазоне 0.0083–0.1 Гц (10–120 с) также характерно увеличение амплитуды в периоды штормовых волнений, однако точная количественная ее оценка и привязка ко времени затруднены наличием помех в виде более мощных импульсных составляющих – сигналов от землетрясений и микроземлетрясений, а также тем, что амплитудные спектры морского волнения и микросейсмических колебаний в этом диапазоне частот являются сплошными, т.е. отсутствуют контрастные частотные компоненты, с помощью которых возможно делать прямое сопоставление. Тем не менее произведенные в часо-

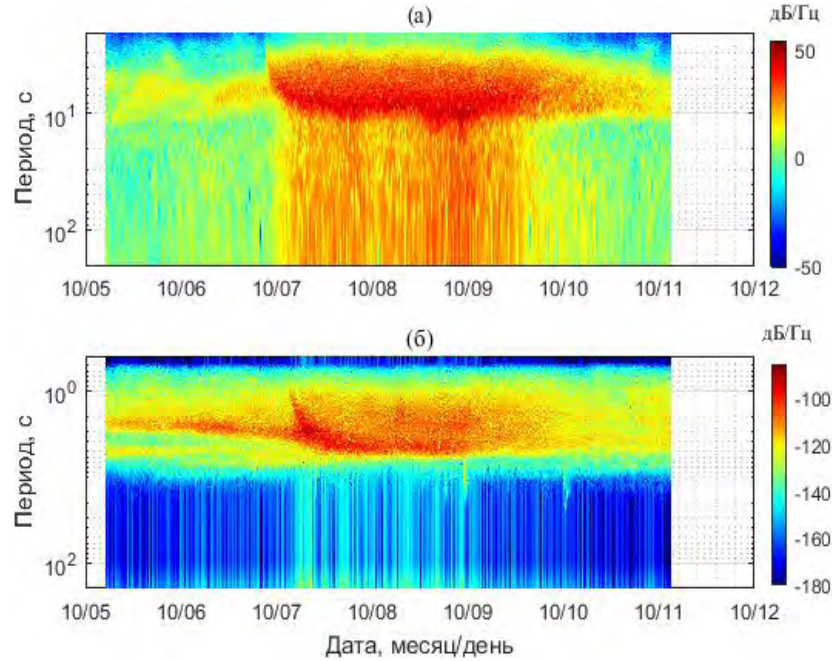


Рис. 9. Спектрограммы плотности мощности: (а) – колебаний уровня моря после фильтрации приливных компонент и (б) – скорости сейсмических колебаний в диапазоне ΔT_2 (0.6–10 с).

вых интервалах оценки СКЗ сейсмического сигнала, представленного на рис. 8б, показали, что СКЗ микросейсмических колебаний в рассматриваемом диапазоне периодов изменяются в пределах от приблизительно $5 \cdot 10^{-8}$ м/с (6 октября, за день до шторма) до $\approx 9.5 \cdot 10^{-7}$ м/с (7 октября, в максимальной «фазе» микросейсмических колебаний).

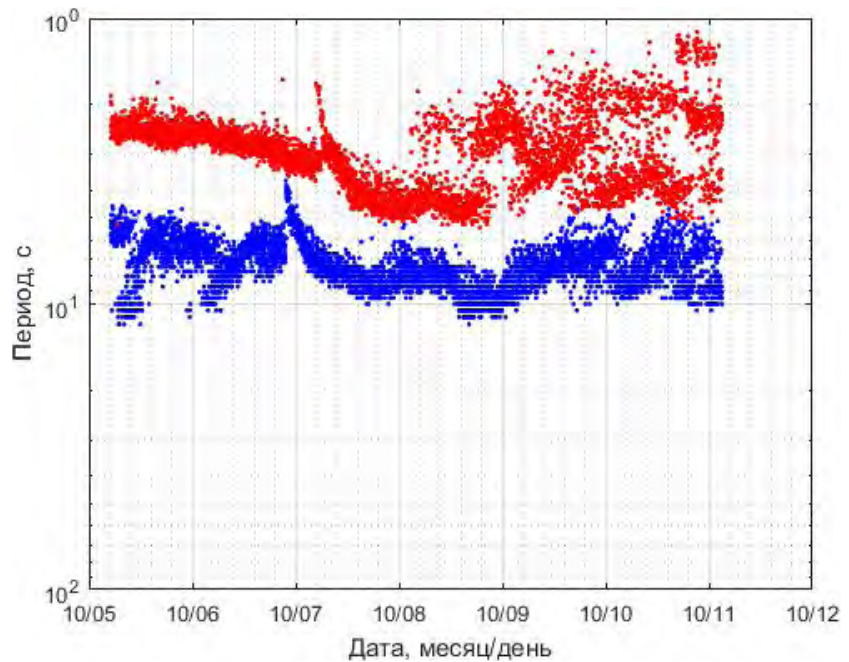


Рис. 10. Изменение периодов спектральных максимумов в колебаниях уровня моря (синий цвет) и сейсмических колебаниях (красный) с 5 по 11 октября.

Обсуждение результатов и выводы

Анализ параметров микросейсмических колебаний проводился для вертикальной компоненты скорости колебаний в двух частотных диапазонах: 0.1–1.7 Гц ($0.6 \leq \Delta T_2 \leq 10$ с) и 0.0083–0.1 Гц ($10 \leq \Delta T_3 \leq 120$ с). Результаты говорят о наличии в обоих диапазонах микросейсмического отклика на колебания уровня моря. Так, в тихую погоду СКЗ микросейсмических колебаний приближенно составляют $2 \cdot 10^{-6}$ м/с (для диапазона ΔT_2) и $5 \cdot 10^{-8}$ м/с (для диапазона ΔT_3), а в период рассмотренных штормов достигают $3 \cdot 10^{-5}$ м/с и $9.5 \cdot 10^{-7}$ м/с, соответственно для диапазонов ΔT_2 и ΔT_3 . Полученные пары выражений (1), (2) и (3), (4) указывают на одинаковый характер изменения во времени периода максимальных спектральных компонент сейсмического сигнала и сигнала колебаний уровня моря. При этом период $T_{\max_seis}(t)$ в два раза меньше $T_{\max}(t)$, что указывает на образование микросейсм удвоенной частоты. Оцененные задержки между временами начала штормов и начала увеличения амплитуд сейсмических колебаний $\Delta t_1 \approx 5$ ч 30 м и $\Delta t_2 \approx 6$ ч 30 м, а также тот факт, что максимальная «фаза» сейсмических колебаний не обязательно соответствует максимальной «фазе» шторма, свидетельствуют о том, что источник микросейсм находится не в районе места установки АРВ. Предполагая, что циклон, вызывающий шторм, движется в направлении с запада на восток, он при скорости 30–50 км/ч через время Δt_1 переместится на расстояние 165–275 км и источник микро-

сейсм будет находиться в Охотском море. То есть эффективная генерации микросейсм происходит не в прибрежной зоне, а в море, на удалении не менее 100 км.

Список литературы

1. Борисов А.С., Борисов С.А. Оценка параметров гидроакустических сигналов высокочастотной геоакустической эмиссии в районе Центрально-Сахалинского разлома // *Геосистемы переходных зон*. 2017. № 3. С. 64–70. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2017.1.3.64-70>.
2. Ковалев П.Д., Ковалев Д.П. *Техника исследования опасных морских явлений в прибрежной зоне океана*. Владивосток: Дальнаука, 2010. 152 с.
3. Ковалев П.Д., Ковалев Д.П. Исследование особенностей генерации инфрагравитационных волн в прибрежной зоне моря // *Вестник ДВО РАН*. 2013. № 3. С. 60–64.
4. Потапов В.А., Табулевич В.Н., Черных Е.Н. Влияние штормовых микросейсмических колебаний на сейсмичность в районе Курильских островов Тихого океана и на озере Байкал // *Геология и геофизика*. 1997. Т. 38, № 8. С. 1411–1419
5. *Сейсмологический бюллетень сейсмической станции «Оха»*. 2012. № 24.
6. Bromirski P.D., Flick R.E., Graham N. Ocean wave height determined from inland seismometer data: Implications for investigating wave climate changes in the NE Pacific // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104. P. 20753–20766. <https://doi.org/10.1029/1999JC900156>.
7. Hasselmann K. A statistical analysis of the generation of microseisms // *Rev. Geophys.* 1963. Vol. 1 (2). P. 177–210. <https://doi.org/10.1029/RG001i002p00177>.
8. Longuet-Higgins M.S. A theory of the origin of microseisms // *Philos. Trans. Royal Soc. London. Series A: Math. Phys. Sciences*. 1950. Vol. 243, N 857. P. 1–35. <https://doi.org/10.1098/rsta.1950.0012>

Сведения об авторах

БОРИСОВ Александр Сергеевич, кандидат технических наук, старший научный сотрудник, КОВАЛЕВ Дмитрий Петрович, доктор физико-математических наук, руководитель лаборатории – лаборатория волновой динамики и прибрежных течений, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН; КОСТЫЛЕВ Дмитрий Викторович, начальник отдела сейсмических стационаров, аспирант – Сахалинский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Южно-Сахалинск, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск; ЛЕВИН Юрий Николаевич, директор – Сахалинский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Южно-Сахалинск.