

ДИНАМИКА ГЕОСРЕДЫ ПО СПЕКТРАЛЬНОЙ ПЛОТНОСТИ МОЩНОСТИ  
МИКРОСЕЙСМ ДО И ПОСЛЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (БУРЕЙНСКИЙ МАССИВ, ПРИАМУРЬЕ)

С.В. Трофименко<sup>1,2</sup>, К.С. Рябинкин<sup>1</sup>, В.В. Пупатенко<sup>1</sup>, Л.Г. Колотова<sup>3</sup>, М.Е. Харитонов<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000; e-mail: trofimenko\_sergei@mail.ru, urovsky@yandex.ru

<sup>2</sup>ФГАОУВПО Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Белинского 58, г. Якутск, 677000

<sup>3</sup>Бурейская ГЭС, геодинамический полигон, п. Талакан

Поступила в редакцию 24 октября 2016 г.

Исследованы частотно-временные параметры слабых землетрясений и микросейсм и установлены качественные и количественные соотношения спектральной плотности мощности сейсмических волн, отличающиеся по частотному составу на северо-восточном обрамлении системы разломов Тан Лу и Бурейском массиве. Одной из причин выявленных различий может быть влияние геологического строения земной коры вблизи пунктов наблюдений. В результате проведения частотно-временного анализа слабых землетрясений в двух пунктах разломной зоны Тан Лу выделены эффект увеличения мощности спектра на частотах от 1 Гц до 5 Гц и резонансное возбуждение среды на высоких частотах 12.5–35 Гц для района Бурейской ГЭС при прохождении сейсмических волн от слабых землетрясений. Отмечено более длительное затухание спектральной плотности мощности сейсмических волн на высоких частотах, что может быть связано с резонансным возбуждением среды и воздействием плотины на геологическую среду. Для второго пункта наблюдений вблизи озера Удиль данный эффект не наблюдается. Показано, что увеличение мощности может быть связано с взаимодействием сейсмических волн с пространственными неоднородностями земной коры.

**Ключевые слова:** высокоточные сейсмические наблюдения, слабые землетрясения, микросейсмический шум, спектрально-временной анализ, Бурейнский массив, Приамурье.

#### ВВЕДЕНИЕ

Сейсмологический мониторинг для исследования режима микроземлетрясений и структуры микросейсм представляет особый интерес, так как позволяет дистанционно отслеживать динамику процессов в земной коре [13, 25–27] и, следовательно, контролировать и прогнозировать [12] напряженно-деформированное состояние горных пород в период до и после воздействия импульсных нагрузок на геосреду, а также изучать влияние на уровень и спектральный состав микросейсм различных природных и техногенных факторов [24].

Первые наблюдения за состоянием геосреды в районе Бурейской ГЭС показали, что в напряженно-деформированных блоках земной коры постоянно присутствует геоакустическая эмиссия, что проявляется в виде локальных максимумов на статических спектрограммах в частотном диапазоне от 3–4 до 30–40 Гц [1, 6, 7].

Сейсмологическим мониторингом вблизи гидротехнических сооружений установлено, что динамика работы плотины Бурейской ГЭС меняет природный сейсмический режим на значительных расстояниях от плотины посредством наведенной сейсмичности [1]. Однако данные результаты зачастую формулируются в виде предположений. Это связано с отсутствием регистрации сейсмического фона до начала активной фазы промышленной эксплуатации Бурейской ГЭС, т.е. до техногенного воздействия на природную среду. Исследования сейсмичности вблизи плотин [9] свидетельствуют о том, что зависимость сейсмической активности от гидрологического режима, режима наполнения и сброса воды, высоты плотины неоднозначна.

Известно, что сейсмограммы (спектрограммы) для каждого пункта регистрации сейсмических событий содержат информацию об источнике сейсмических волн  $J(\omega, t)$ , передаточной функции состояния

геосреды  $S(\omega, t)$  и характеристической функции пункта регистрации  $P(\omega, t)$ :

$$S_{\Sigma}(\omega, t) = J(\omega, t)S(\omega, t)P(\omega, t). \quad (1)$$

Характеристическая функция  $P(\omega, t)$  зависит от конструктивных особенностей пункта регистрации и при использовании единых технологий для каждого пункта может быть принята постоянной  $P(\omega, t) = P(\omega)$ . Для каждого сейсмического события, регистрируемого сетью локальных сейсмических станций, функция  $J(\omega, t)$  также является константой  $J(\omega, t) = J(\omega)$ . Следовательно, регистрируемая динамика геосреды определяется функцией  $S(\omega, t)$ , т.е.

$$S_{\Sigma}^i(\omega, t) = A^i(\omega)S^i(\omega, t). \quad (2)$$

Функция  $S^i(\omega, t)$  содержит набор гармоник как естественного, так и техногенного происхождения [12, 13, 24, 25]. Изучение поведения функции  $S^i(\omega, t)$  до и после землетрясений определило цель данного исследования.

В данной работе для анализа использованы результаты регистрации слабых землетрясений в двух пунктах, расположенных: 1) на территории без техногенного воздействия – северо-восточное замыкание системы разломов Тан Лу вблизи озера Удыль [7]; 2) в локальной сейсмологической сети Бурейской ГЭС (рис. 1). Для уточнения локации очагов землетрясений привлекались материалы региональных сейсмостанций «Ванино», «Горный» и «Чегдомын» (рис. 1). Для сильных землетрясений проводилось сравнение с данными ближайших к району исследований филиалов ГС РАН (Сахалинской ОМСП, Якутской ОМСП) и Китайского сейсмологического Бюро.

Для сравнения спектров землетрясений и микросейсм в двух пунктах к обработке принято 8 сейсмических событий оз. Удыль и 4 землетрясения сейсмологической сети Бурейской ГЭС магнитудой от  $M = 1$  до  $M = 4$  с различным состоянием активности геосреды.

На станциях локальной сейсмологической сети Бурейской ГЭС установлены цифровые регистраторы с непрерывной записью типа REF ТЕК-130, укомплектованные короткопериодными сейсмоприемниками GS-1. На озере Удыль наблюдения проводились аналогичным регистратором, но с широкополосным сейсмометром REF ТЕК 150-120.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ СПЕКТРОВ МИКРОСЕЙСМ

В настоящей работе была разработана процедура, позволяющая получать и изображать спектрограммы в более удобном виде и частично автоматизирующая ручные операции, методика которой изложена в работах [6, 7]. При построении спектрограмм для пункта «Буряя» использовались следующие параме-

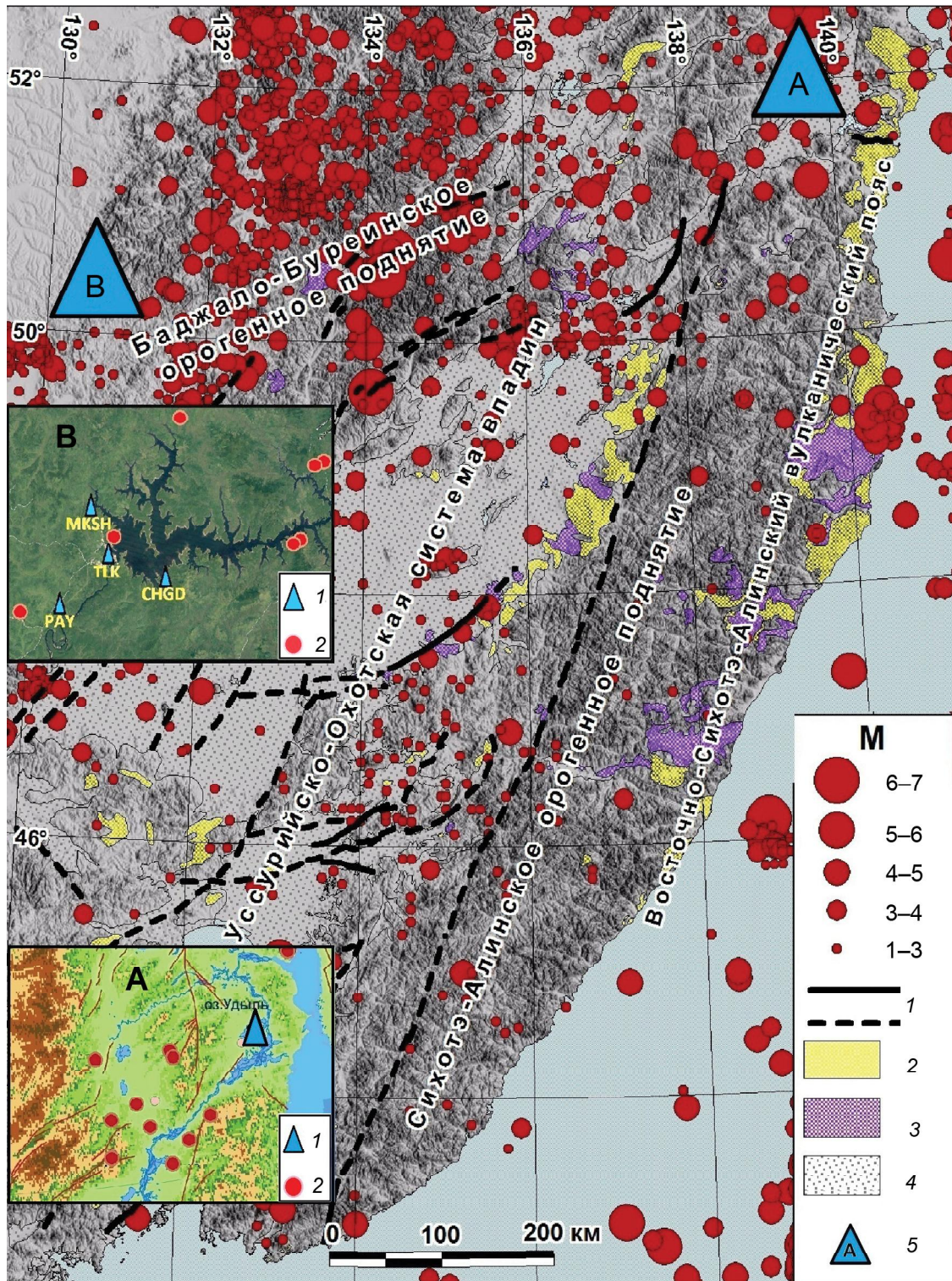
тры: оконная функция Ханна [<http://www.dsplib.ru/content/winadd/win.html>]; ширина сегментов – 500 отсчетов (5 сек при частоте дискретизации 100 Гц); перекрытие сегментов – 480 отсчетов (шаг между окнами составлял 20 отсчетов или 0.2 сек). Для пункта «Удыль» построения спектрограмм аналогичны, с удвоением масштаба, поскольку регистрация велась с частотой дискретизации 200 Гц. Диапазон частот сверху был ограничен частотой Найквиста, то есть до 50 Гц для станций сети Бурейской ГЭС и 100 Гц для пункта «Удыль». Интегральные спектральные кривые построены для двух интервалов длиной 3–5 минут, до и после зарегистрированных землетрясений.

Волновые формы и частотно-временные развертки в виде динамических спектрограмм землетрясений и микросейсм показаны на рис. 2, 3.

Спектральные и частотно-временные характеристики микросейсм пунктов Бурейской ГЭС позволяют сделать однозначный вывод о наличии явно выраженных максимумов в интервале частот 2–4 Гц и 10–12 Гц и 20–30 Гц (рис. 2). На динамической гистограмме это проявляется в виде чередующихся горизонтальных полос переменной яркости. Для всех землетрясений вблизи Бурейской ГЭС характерно увеличение спектральной плотности мощности сигналов в данном интервале частот (рис. 4), а также в более высокочастотной области. Причем увеличение в высокочастотной области происходит в момент прохождения Р-волны, которая на спектрограмме проявляется в виде увеличения яркости: 01.05.2015 – на частоте  $f \approx 25$  Гц; 03.02.2015 –  $f > 20$  Гц; 06.05.2015  $f \approx 35$  Гц;

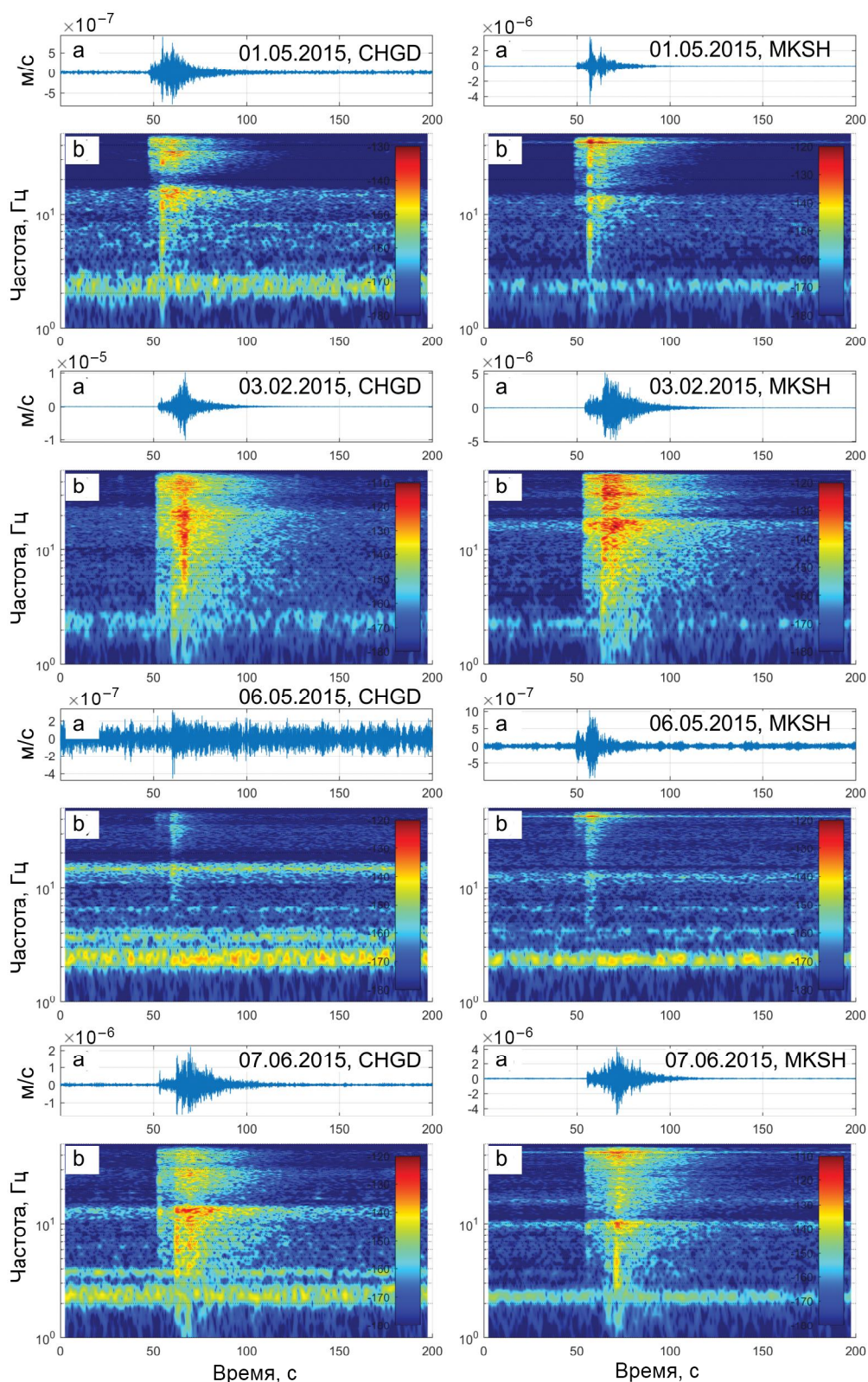
Второй факт, установленный для суммарной функции состояния геосреды  $S_{\Sigma}^i(\omega, t)$  (2) в ближней зоне (до 50 км) Бурейской ГЭС, заключается в возбуждении высокочастотных микросейсм ( $> 10$ – $20$  Гц), причем длительность возбужденного состояния практически равна длительности сейсмического сигнала от землетрясения в области резонансных частот (рис. 2). Данный эффект впервые исследован В.В. Жадиным [4].

Для пункта «Удыль» область выше  $f \approx 5$  Гц представлена равномерным спектром, что проявляется в отсутствии локальных максимумов на интегральной кривой спектров и в отсутствии горизонтальных полос возбуждения на динамической спектрограмме как в периоды штормовых микросейсм 24.07.2014 г., так и в моменты землетрясений. Основной состав микросейсм определяется областью  $f < 5$  Гц. Причем в отдельные временные интервалы в данной области выделяется резонанс в диапазоне частот  $1.8 < f < 2.2$  Гц. В области высоких частот  $f \approx 32$ – $33$  Гц резонанс про-



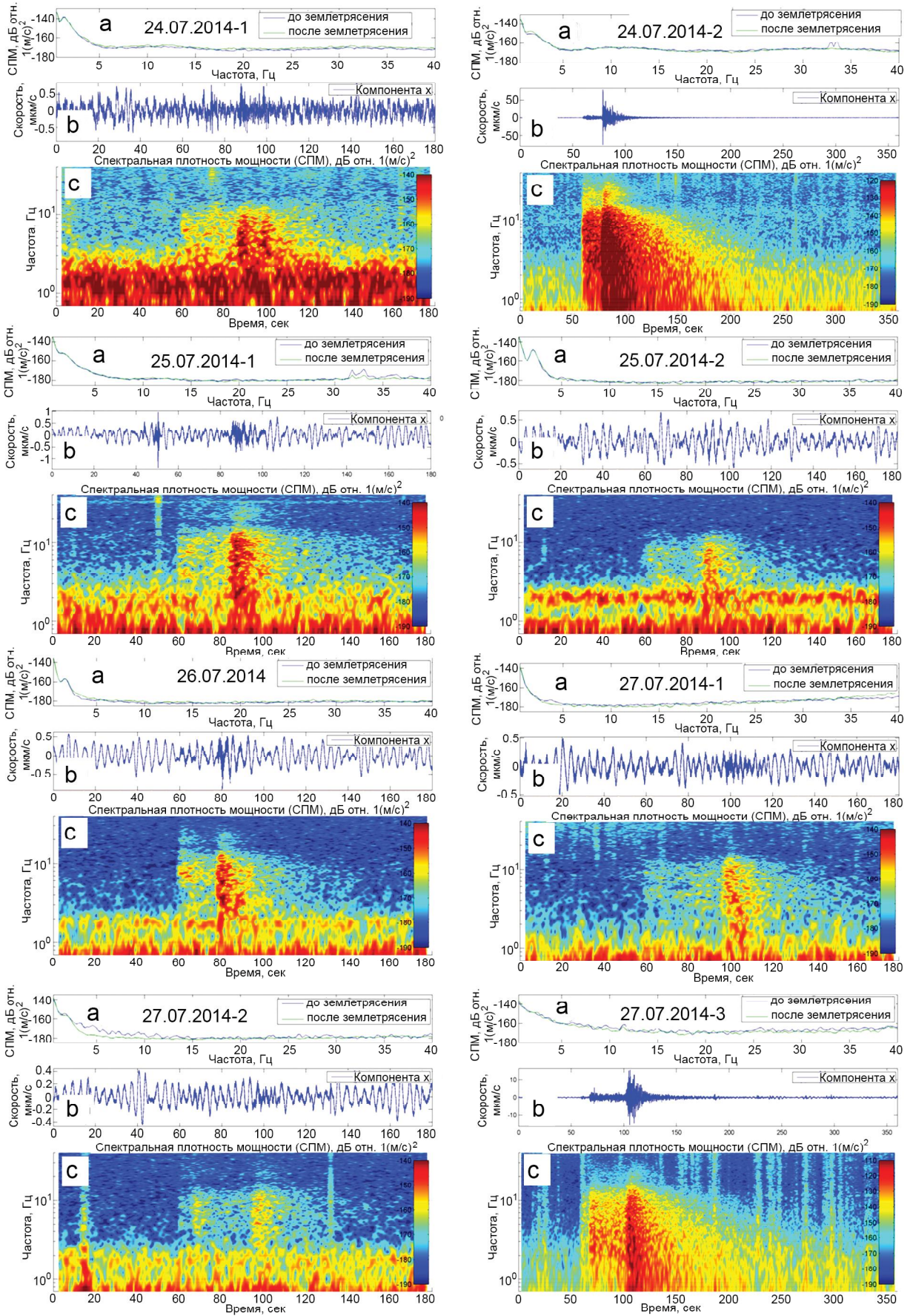
**Рис. 1.** Расположение пунктов регистрации локальной сейсмологической сети Бурейской ГЭС и пункта «Удиль» относительно основных тектонических и геоморфологических структур зоны Сихотэ-Алиня и Приамурья и сейсмичности (основа рисунка предоставлена А.Н. Овсюченко, ИФЗ РАН).

1 – активные разломы; 2, 3 – позднемiocен-плиоценовые (2) и позднелиоцен-четвертичные (3) вулканические поля; 4 – Уссурийско-Охотская система впадин; 5 – положение сейсмической станции «Удиль» (А) и сети Бурейской ГЭС (В). На врезке (А): 1 – положение сейсмической станции «Удиль»; 2 – эпицентры зарегистрированных станцией «Удиль» локальных землетрясений с магнитудами  $1 \leq M \leq 4$ . На врезке (В): 1 – расположение станции сети Бурейской ГЭС; 2 – эпицентры использованных в настоящей работе локальных землетрясений.



**Рис. 2.** Волновые формы и спектральный состав микросейсм до и после землетрясений 2015 года вблизи Бурейской ГЭС.

Левый столбец X-компонента, пункт «Чегуда» (CHGD); Правый столбец X-компонента, пункт «Макушинская» (MKSH) (рис. 1 в); на вкладках (а) показаны волновые формы землетрясений; на вкладках (б) – частотно-временные развертки (динамические спектрограммы).



явился дважды: после произошедших землетрясений 24–25.07.2014 максимум возбуждения нивелировался.

Характерным проявлением в спектрах микросейсм является наличие цугов волн длительностью до 2 с, которые отражаются на динамической спектрограмме в виде вертикальных полос увеличенной яркости во всем диапазоне частот как до, так и после землетрясений. Для интегральных кривых можно отметить также в отдельных случаях уменьшение флуктуаций амплитуд после землетрясений. Для параметра длительности сейсмической активности после землетрясений характерно быстрое затухание на высоких частотах. Землетрясения в целом не меняют состояние геосреды, хотя в отдельных случаях также наблюдается увеличение спектральной плотности мощности сигнала на высоких частотах  $f > 20$  Гц и сглаживание интегральной кривой распределения спектральной плотности мощности в диапазоне частот 1–5 Гц и (рис. 3).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Исследованием частотно-временных параметров слабых землетрясений установлены качественные и количественные соотношения спектральной плотности мощности регистрируемых сейсмических волн, отличающиеся по частотному составу на северо-восточном обрамлении системы разломов Тан Лу и Буреинском массиве. Одной из причин выявленных различий может быть влияние геологического строения земной коры вблизи пунктов наблюдений. Вторым фактором, влияющим на спектральный состав микросейсм, является наличие колебаний ГЭС, которые представляют собой колебания плотины на частоте 2.15–2.35 Гц от гидроударных явлений в водоводе (2.6–3.2 Гц) [1]. Установлено, что компактность и длительность пакетов зависит от времени прохождения генератором «тихого» окна внутри неблагоприятной зоны. Диапазон указанных колебаний может определяться двумя основными факторами: присоединенной массой воды (основная мода) и выбранной группой генераторов (гидродинамическая «пружина»). Более детальный анализ показывает, что частоты возбуждения плотины распределяются следующим образом: гидрогенераторы с генерацией частоты 2.08 Гц; водоводы с отсасывающей камерой – 3.1–5.4 Гц; эксплуатационный водосброс – 1.0–1.5 Гц; собственно плоти-

на – 2.2–2.8 Гц. Таким образом, виброизлучение ГЭС охватывает диапазон от 1 до 5 Гц. Изучение виброизлучения показало, что оно регистрируется на расстояниях до 20–30 км, при этом колебания на частоте 4 Гц присутствуют при удалении на северо-запад от ГЭС на расстояние около 15 км [1].

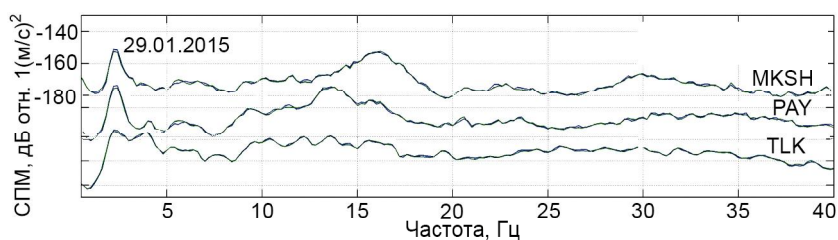
С точки зрения современной сейсмотектоники плотина и водохранилище Буреинской ГЭС расположены в границах Чжангуанцайлин-Туранского плутоногенного комплекса, который представляет собой уникальный в своем роде гранитоидный пояс, простирающийся в меридиональном направлении на 1000 км при ширине 200–250 км с западными ответвлениями на севере и юге [2]. Весь Буреинский массив по результатам моделирования фокальных механизмов землетрясений [23] и распределению землетрясений в двух фазах вращения Земли [18] относится к области сжатия земной коры. Пункты локальной сети расположены на блоках и провесах кровли [2]. Размеры блоков вблизи плотины составляют от первых сотен метров до километров ( $L_1 = k (100–1000) \text{ м} = (1–6) (100–1000) \text{ м}$ ). Теоретически, резонансная частота возбуждения для данного масштаба неоднородностей при длине волны, равной масштабу неоднородностей  $\lambda = L_1$  и скорости  $v = (3–6) \cdot 10^3 \text{ м/с}$ , составит порядка 10 Гц и менее. Практически, на спектрограммах (рис. 4) один из максимумов спектральной мощности пункта TLK приходится в среднем на частоту  $f \approx 12.5$  Гц (13 Гц – пункт PAV, 16 Гц – пункт MKSH). Для сдвиговых деформаций при скорости S-волн 3.5 км/с резонансное взаимодействие волны возможно на неоднородностях протяженностью  $L_2 = 3.5/12.5 \approx 0.3$  км.

Для P волны «сжатия-расширения» этот параметр будет равен  $L_2 \approx 0.7$  км. Таким образом, размеры неоднородностей геосреды, определенные по геологическим данным, и длина волны возбуждения находятся в сопоставимых соотношениях  $L_2 = \lambda$ . Следствием этого и может быть объяснен эффект возбуждения геологической среды в диапазоне частот (11–20) Гц вблизи пунктов регистрации. В модели дискретной геосреды [14] можно предположить кратность деления геосреды, то есть наличие блоков земной коры 1-го, 2-го и т.д. порядков, что и определяет наличие полос возбуждения в высокочастотной области.

Второй результат заключается в обнаружении возбужденного состояния геосреды в высокочастот-

**Рис. 3.** Интегральные кривые спектров, волновые формы и динамические спектрограммы микросейсм до и после сейсмических событий вблизи озера Удыль.

На вкладках (а) показаны интегральные кривые спектров в диапазоне частот (0–40) Гц до и после землетрясений; на вкладках (б) показаны волновые формы землетрясений; на вкладках (с) – частотно-временные развертки (динамические спектрограммы).



**Рис. 4.** Зависимость спектральной плотности мощности от частоты на трех пунктах локальной сети Бурейской ГЭС. Расположение пунктов показано на рис. 1 в.

ной области микросейсм ( $> 20$  Гц), равного по длительности периоду действия сейсмического сигнала от землетрясения. До землетрясения данная область частот не проявляет резонансных свойств. Данный результат может быть также объяснен в рамках модели дискретной геосреды [14], то есть наличием мелкоструктурных элементов земной коры, которые находятся в более сцементированном состоянии и генерируют геоакустическую эмиссию под действием высокоэнергетического резонансного возмущения. Это может свидетельствовать о том, что функция источника сейсмических волн  $J(\omega, t)$ , охватывая весь спектр частот, не изменяется с удалением от источника, что противоречит и теоретическим моделям, и экспериментальным данным [1, 20–22].

Факт увеличенной длительности сейсмической активности после землетрясений на высоких частотах, то есть по обратному экспоненциальному закону, не может быть объяснен в рамках моделей механики сплошных сред. Действительно, амплитуды сейсмических и акустических волн затухают в пространственно-временной геосреде пропорционально частоте  $A(\omega, t) \approx e^{-\omega t}$  [21]. В более общем виде  $A(\omega, t) \approx e^{-\omega t/\Theta}$ , где  $\Theta \approx \Theta_0 \omega^\alpha$ ,  $0 \leq \alpha \leq 1$ ,  $\Theta$  – добротность геосреды, то есть чем выше частота, тем быстрее затухает волна при  $\alpha \leq 1$ .

В нашем случае в диапазоне частот (1–15) Гц затухание на высоких частотах в 3–4 раза превышает длительность затухания на частотах (1–3) Гц. Ранее установлено [1], что высокочастотная составляющая виброизлучения ГЭС не фиксируется при удалении на 22–23 км к юго-западу от плотины. Здесь уже наблюдается явное преобладание колебаний около 1 Гц, а при удалении от плотины на 35 км, то есть примерно через 10 с, колебания от ГЭС сравнимы с уровнем сейсмического шума. То есть выделенный процесс спада сейсмической активности после импульсного воздействия на геосреду может быть реализован только в виде резонансного воздействия сейсмической

(деформационной или сдвиговой) волны на структурированную геосреду.

Пункт регистрации «Удыль» расположен в зоне относительного сейсмического затишья, на одной из ветвей Амурского разлома [11, 17], в системе новейших впадин (рис. 1), на границе зоны сжатия-расширения земной коры [19]. Активная фаза разгрузки тектонических напряжений в данной области относится к периоду первых десятилетий XX века [17]. Отсутствие резонансных полос возбуждения свидетельствует о более однородном строении данного региона или наличии более крупных неоднородностей земной коры, что и может определять смещение резонансных частот возбуждения в низкочастотную часть спектра.

Проявление резонансных линий возбуждения в области частот 1–2 Гц определяется волновыми явлениями на поверхности озера, аналогично влиянию океанических волн [24], но меньших по мощности. Появление в отдельных случаях резонансных возмущений на частотах 20 Гц и 32 Гц свидетельствует об изменчивости геосреды и может быть связано с влиянием региональной сейсмичности и волновых процессов в земной коре. Наблюдаемый «противоположный» пункту «Буря» эффект спада спектральной плотности мощности после прохождения S-волны (рис. 3) от верхних частот к низким – более закономерное явление, так как коэффициент затухания пропорционален частоте.

Наличие полос возбуждения на пунктах локальной сети Бурейской ГЭС в высокочастотной области требует более детального изучения в связи с возможным техногенным влиянием плотины на геологическую среду и обратным эффектом влияния процессов резонансного возбуждения геологической среды на волновые колебания плотины. Например, авторы [9] утверждают, что «... ни дополнительная пригрузка от водохранилища, ни вибровоздействие не вносят в целом значимой дополнительной энергии в земную кору и не повышают степень сейсмической опасности. Эти

воздействия создают лишь условия ускоренного высвобождения уже накопленных и накапливаемых упругих напряжений в земной коре», что подтверждается изучением техногенной сейсмичности [3, 5].

С другой стороны, вследствие влияния приливных сил и изменения скорости вращения Земли, на границе блоков земной коры возникают деформационные волновые процессы [16]. Эти процессы инициируют вторичную сейсмическую активность [15, 17]. Вследствие этого процессы релаксации напряженно-деформированного состояния горных пород вблизи техногенных источников могут замедляться (в фазе сжатия) или усиливаться (в фазе расширения). При этом, за годовой цикл может регистрироваться равномерное распределение сейсмических событий без учета «приливных» землетрясений.

Задача по изучению связи сейсмической эмиссии со структурой горных пород, с физическими (геофизическими и геологическими) их свойствами и характером их изменений была сформулирована А.В. Николаевым [10] в 1987 г. Результаты натурных экспериментов и модели изменения физических свойств горных пород в связи с современной геодинамикой изложены в работе [8].

Результаты данного исследования свидетельствуют о том, что сейсмологические мониторинговые наблюдения за слабыми землетрясениями и сейсмической эмиссией позволяют отслеживать динамику возбуждения мелкоструктурных элементов земной коры и процессы резонансного возмущения и релаксации. Как результат, это предоставляет возможность прогнозирования состояния геосреды для более детального изучения влияния техногенных факторов на природную сейсмичность.

Авторы выражают искреннюю благодарность д.ф.-м.н. В.Г. Быкову за обсуждение результатов данного исследования, а также признательны рецензентам д.г.-м.н. В.И. Джурику и к.ф.-м.н. А.В. Коновалову за полезные советы и конструктивные замечания при чтении рукописи статьи.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН и при частичном финансировании по программе фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проект 15-И-2-014).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бормотов В.А., Харитонов М.Е., Ивлева Е.А., Сингатулина Т.В., Колотова Л.Г. Особенности сейсмичности Бурейского гидроузла // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Шестой Междунар. сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 55–59.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. (3-е поколение). Дальневосточная серия. М.: ВСЕГЕИ, 2012.
3. Гриб Г.В., Гриб Н.Н. Проявление техногенной сейсмичности в Южной Якутии // Изв. Самар. науч. центра РАН. 2014. Т. 16, № 1(3). С. 636–640.
4. Жадин В.В. Спектральный состав колебаний, сопровождающий вступление Р-волн // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. № 5. С. 10–15.
5. Имаев В.С., Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Мельников А.И., Никитин В.М., Статива А.С. Разломная тектоника и геодинамика в моделях очаговых зон сильных землетрясений Южной Якутии. Томск: Изд-во ТПУ, 2007. 274 с.
6. Колотова Л.Г., Пупатенко В.В., Рябинкин К.С. Использование МАТЛАВ для спектрально-временного анализа слабых землетрясений системы разломов Тан-Лу // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Десятой Междунар. сейсмологической школы, г. Новханы, 14–18 сентября 2015 г. / Отв. ред. А.А. Маловичко. Обнинск: ГС РАН, 2015. С. 199–203.
7. Колотова Л.Г., Харитонов М.Е., Пупатенко В.В., Рябинкин К.С. Спектральный состав микросейсм до и после слабых землетрясений Тан Лу: Материалы Междунар. конф. «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». г. Нерюнгри, 23–25 сентября 2015 г. Нерюнгри: Изд-во Техн. ин-та (ф) СВФУ, 2015. С. 155–161.
8. Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: Горн. кн., 2012. 261 с.
9. Мирзоев К.М., Николаев А.В., Лукк А.А., Юнга С.Л. Наведенная сейсмичность и возможности регулируемой разрядки накопленных тектонических напряжений в земной коре // Физика Земли. 2009. № 10. С. 49–68.
10. Николаев А.В. Проблемы нелинейной сейсмичности // Проблемы нелинейной сейсмичности. М.: Наука, 1987. С. 5–20.
11. Рябинкин К.С., Пупатенко В.В., Тютюнник А.С. Наблюдения за слабыми землетрясениями вблизи оз. Удьяль. Результаты и модели // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Всерос. науч. конф. с междунар. участием, г. Южно-Сахалинск, 26–30 мая 2015 г. / Под ред. Б.В. Левина, О.Н. Лихачевой. Владивосток: Дальнаука, 2015. Т. 1. С. 160–163.
12. Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. Предвестники сильных землетрясений на Камчатке по данным мониторинга сейсмических шумов // Вулканология и сейсмология. 2008. № 2. С. 110–124.
13. Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А. Развитие приповерхностных зон дилатансии как возможная причина аномалий в параметрах сейсмической эмиссии перед сильными землетрясениями // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 1. С. 96–106.
14. Трофименко С.В. Тектоническая интерпретация статистической модели распределений азимутов аномалий гравимагнитных полей Алданского щита // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 3. С. 64–77.
15. Трофименко С.В. Суточные и годовые циклы сейсмической активности сейсмических поясов Северо-Востока Азии в модели блокового строения земной коры // Вестн. СВФУ. 2011. Т. 8, № 1. С. 55–63.



16. Трофименко С.В., Быков В.Г. Модель движения блоков земной коры Южно-Якутского геодинамического полигона на основе GPS данных // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 4. С. 18–28.
17. Трофименко С. В., Быков В.Г., Меркулова Т.В. Миграция сейсмической активности в зоне конвергентного взаимодействия Амурской и Евразийской литосферных плит // Вулканология и сейсмология. 2015. № 3. С. 66–80.
18. Трофименко С.В., Быков В.Г., Колодезников И.И. Пространственное распределение эпицентров землетрясений северо-восточного сегмента Амурской микроплиты в различных фазах вращения земли // Наука и образование. 2015. № 4 (80). С. 41–44.
19. Трофименко С.В. Тектоническая модель сейсмичности северо-восточного сегмента Амурской плиты в двух фазах вращения Земли // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 6. С. 38–45.
20. Трофименко С.В., Рябинкин К.С., Пупатенко В.В. Изучение спектров микросейсм до и после землетрясений // Успехи современного естествознания. 2016. № 11. С. 191–196. doi:10.17513/use.36209.
21. Aki K., Chouet B. Origin of the coda waves: source, attenuation and scattering effects // J. Geophys. Res. 1975. N 80. P. 3322–3342.
22. Aki K. Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes // BSSA. 1981. V. 71. P. 1687–1700.
23. Barth A., Wenzel F. New constraints on the intraplate stress field of the Amurian plate deduced from light earthquake focal mechanisms // Tectonophysics. 2010. V. 482. P. 160–169.
24. Demuth A, Ottemoller L, Henk Keers H Ambient noise levels and detection threshold in Norway // J Seismol. 2016. 20:889–904. DOI 10.1007/s10950-016-9566-8.
25. Peterson J. Observation and modeling of seismic background noise // US Geol. Surv. Tech. Rept. 1993. 93-322:1–95.
26. Sabra K, Gerstoft P, Roux P, Kuperman W. Surface wave tomography from microseism in Southern California // Geophys. Res. Lett. 2005. 32(14):L14,311. doi:10.1029/2005GL023155.
27. Shapiro N, Campillo M. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise // Geophys. Res. Lett. 2004. 31(7):L07,614. doi:10.1029/2004GL019491.

*Рекомендована к печати В.Г. Быковым*

***S.V. Trofimenko, K.S. Ryabinkin, V.V. Pupatenko, L.G. Kolotova, M.E. Haritonov***

**Dynamics of the geophysical medium from power spectral density of microseisms before and after earthquakes (Bureya Massif, Priamurie)**

The time-frequency parameters of weak earthquakes and microseisms have been studied. The qualitative and quantitative relations in the power spectral density of seismic waves have been established that differ in the frequency spectrum in areas of the northeastern framing of the Tan-Lu fault system and the Bureya massif. One reason for the differences found could be the influence of the geological structure of the crust near the observation sites. As a result of a time-frequency analysis of weak earthquakes, two sites located in the Tan-Lu fault zone highlighted the effect of increasing of the power spectrum at frequencies from 1 to 5 Hz and the resonant excitation of the medium at high frequencies of 12.5-35Hz for the Bureya hydroelectric power plant area during the passage of seismic waves from weak earthquakes. It is noted a longer damping of the power spectral density of seismic waves at high frequencies, which may be due to the resonant excitation of the medium and the impact of the dam on the geological medium. This effect was not observed at the second site located near Lake Udyl. It is shown that the power increase can be attributed to the interaction of strain waves with spatial inhomogeneities in the Earth's crust.

**Key words:** high-quality seismic observations, weak earthquakes, seismic background noise, spectral-temporal analysis, Bureya Massif, Priamurie.