

УДК 551.24:550.34

ИЗУЧЕНИЕ СПЕКТРОВ МИКРОСЕЙСМ ДО И ПОСЛЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Трофименко С.В., Рябинкин К.С., Пупатенко В.В.

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск, e-mail: trofimenko_sergei@mail.ru

Исследованы спектрально-временные параметры микросейсм в период до и после слабых землетрясений и установлены качественные и количественные соотношения спектральной плотности мощности сейсмических волн, отличающиеся по частотному составу на северо-восточном обрамлении системы разломов Тан Лу и центральной его части. В результате проведения частотно-временного анализа слабых землетрясений в двух пунктах разломной зоны Тан Лу выделен эффект увеличения мощности спектра на частотах от 1 до 5 Гц при прохождении сейсмических волн от слабых землетрясений и резонансное возбуждение среды на высоких частотах 20–30 Гц для района Бурейской ГЭС. Для второго пункта наблюдений вблизи озера Удиль данный эффект не наблюдается. Показано, что увеличение мощности может быть связано с взаимодействием деформационных волн с пространственными неоднородностями земной коры. Результаты данного исследования свидетельствуют о том, что структурные преобразования земной коры наблюдаются в процессе современных геодинамических мониторинговых измерений за слабыми землетрясениями и сейсмической эмиссией.

Ключевые слова: высокочастотные сейсмические наблюдения, слабые землетрясения, микросейсмический шум, спектрально-временной анализ

STUDY OF SPECTRA MICROSEISMS BEFORE AND AFTER EARTHQUAKE

Trofimenko S.V., Ryabinkin K.S., Pupatenko V.V.

*Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch,
Russian Academy of Sciences, e-mail: trofimenko_sergei@mail.ru*

Studied the spectral-temporal parameters of MS in the period before and after the weak earthquakes and set qualitative and quantitative ratios of the spectral power density of seismic waves that differ in frequency composition in the north-eastern framing system faults Tan Lu and its central part. One reason for the differences found could be the influence of the geological structure of the crust near the observation points. As a result of time-frequency analysis of weak earthquakes in the two paragraphs Tan Lu fault zone highlighted the effect of increasing the power spectrum at frequencies from 1 to 5 Hz during the passage of seismic waves from earthquakes and weak resonant excitation of the medium at high frequencies 12,5 Gts for the southern zone of the district Bureya HPP. For the second observation point near the lake Udyl this effect was not observed. It is shown that the power increase can be attributed to the interaction of deformation waves with spatial inhomogeneities of the Earth's crust. The results of this study suggest that structural changes of the Earth's crust are observed in the course of modern geodynamic monitoring measurements of the strong and weak earthquakes and seismic emission.

Keywords: high-quality seismic observations, weak earthquakes, seismic background noise, spectral-temporal analysis

Сейсмологический мониторинг для исследования структуры микросейсм во времени до и после воздействия импульсных нагрузок на геологическую среду представляет интерес в связи с задачами изучения динамики напряженно-деформированного состояния и структуры горных пород.

Исследования техногенной сейсмичности [4] показывает, 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». В другом случае изучение наведенной сейсмичности [2] свидетельствует, что техногенное воздействие на геофизическую среду проявляется в динамике состояния горных пород.

Наблюдения за пространственной структурой микросейсм 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. При этом спектральный состав микросейсм модулируется волновыми колебаниями ГЭС на расстояниях до 35 км от плотины [1].

Известно, что спектрограммы для каждого пункта регистрации сейсмических событий содержат информацию об источнике сейсмических волн $J(\omega, t)$, передаточной функции состояния геологической среды $S(\omega, t)$ и характеристической функции пункта регистрации $P(\omega, t)$:

$$S_2(\omega, t) = J(\omega, t)S(\omega, t)P(\omega, t). \quad (1)$$

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 (i), регистрируемого сетью локальных сейсмических станций, функция источника $J^i(\omega, t)$ также является константой $J^i(\omega, t) = J^i(\omega)$. Следовательно, регистрируемая динамика геофизической среды 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. Изучение отдельных за-

кономерностей 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: вблизи озера Удиль (пункт «Удиль»), на северо-восточном замыкании системы разломов Тан Лу, на значительном расстоянии от промышленных предприятий и на локальной сейсмологической сети Бурейской ГЭС (пункт «Буря») (рис. 1).

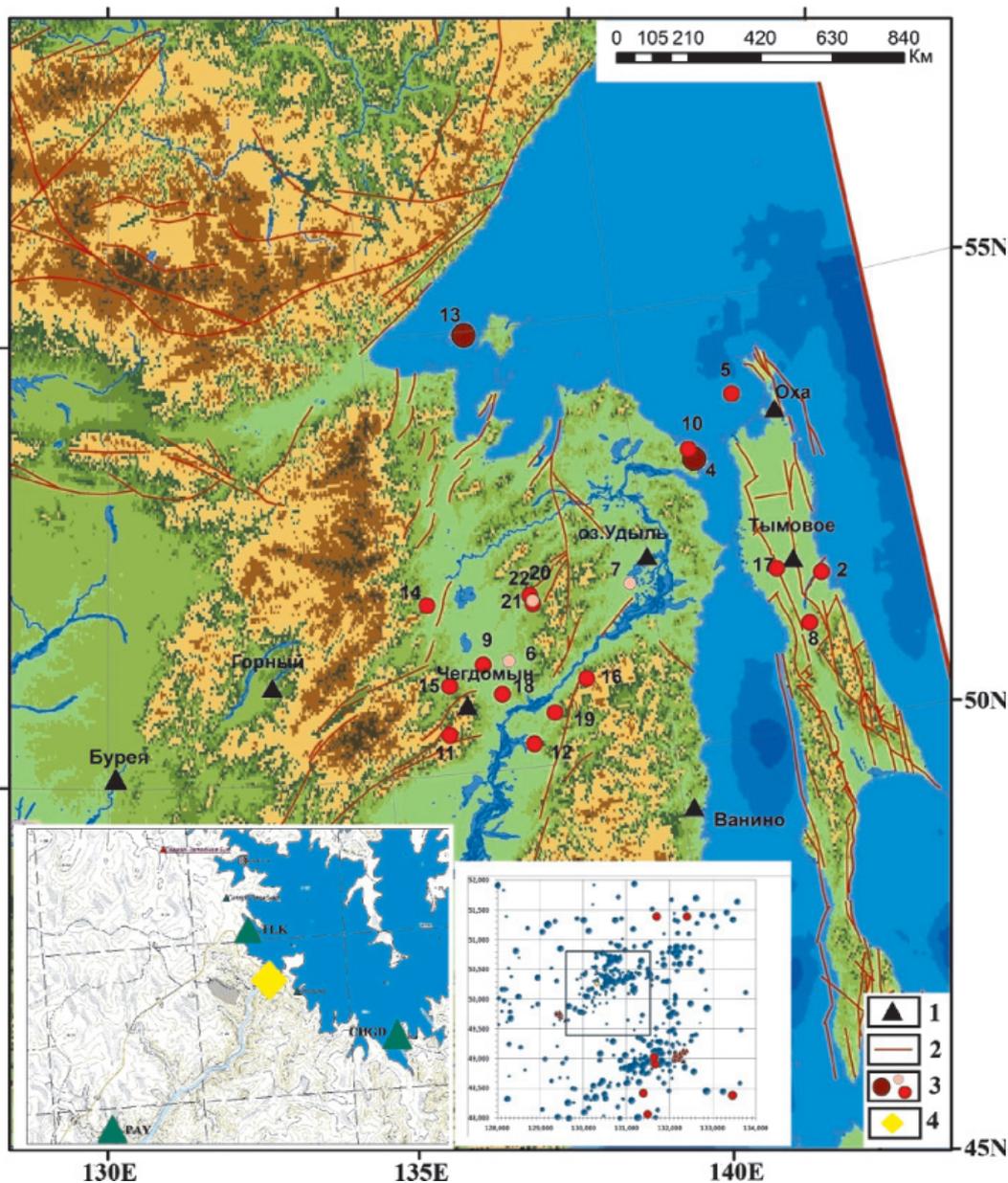


Рис. 1. Схема расположения постоянных и временных пунктов регистрации землетрясений. Обозначения: 1 – треугольники на основной схеме и врезке слева – сейсмические станции; 2 – основные разломные структуры; 3 – эпицентры землетрясений в интервале магнитуд $1 \leq M \leq 4$; 4 – положение плотины Бурейской ГЭС

Для уточнения локации очагов землетрясений привлекались материалы региональных сейсмостанций «Ванино», «Горный» и «Чегдомын» (рис. 1).

В данном исследовании для сравнения спектров землетрясений и микросейсм в двух пунктах к обработке принято 8 сейсмических событий вблизи сейсмостанции «Чегдомын» и 4 землетрясения сейсмологической сети Бурейской ГЭС.

На станциях локальной сейсмологической сети Бурейской ГЭС установлены цифровые регистраторы с непрерывной записью типа REF TEK-130, укомплектованные короткопериодными сейсмоприемниками GS-1. В пункте «Удиль» наблюдения проводились аналогичным регистратором, но с широкополосным сейсмометром REF TEK 150-120.

Результаты моделирования спектров микросейсм

Волновые формы и частотно-временные развертки в виде динамических спек-

трограмм землетрясений и микросейсм показаны на рис. 2, 3. Интегральные спектральные кривые построены для двух интервалов длиной 3 минуты (180 с), до и после зарегистрированных землетрясений.

Спектральные и частотно-временные характеристики микросейсм пунктов Бурейской ГЭС позволяют сделать однозначный вывод о наличии в спектрограммах явно выраженных максимумов в интервале частот 2–4 и 10–12 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. 2), а также в более высокочастотной области. Причем увеличение происходит в момент прохождения *P*-волны, которая на спектрограмме проявляется в виде увеличения яркости на частотах $f \approx 20\text{--}30$ Гц.

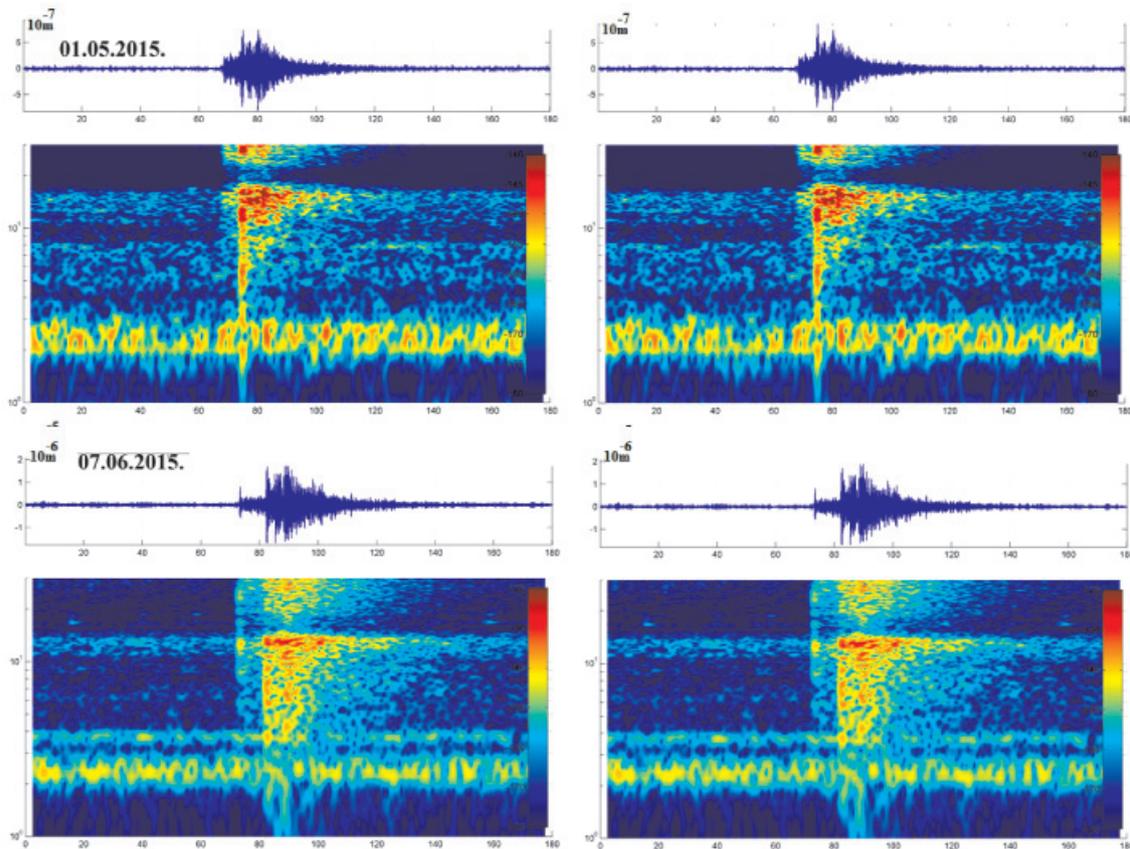


Рис. 2. Спектральный состав микросейсм до и после землетрясений вблизи Бурейской ГЭС, *X*-компонента, пункт CHGD – левый столбец, TLK – правый столбец. Обозначения. – верхний рисунок – волновые формы землетрясений; нижний рисунок – частотно-временная развертка (динамическая спектрограмма) землетрясения

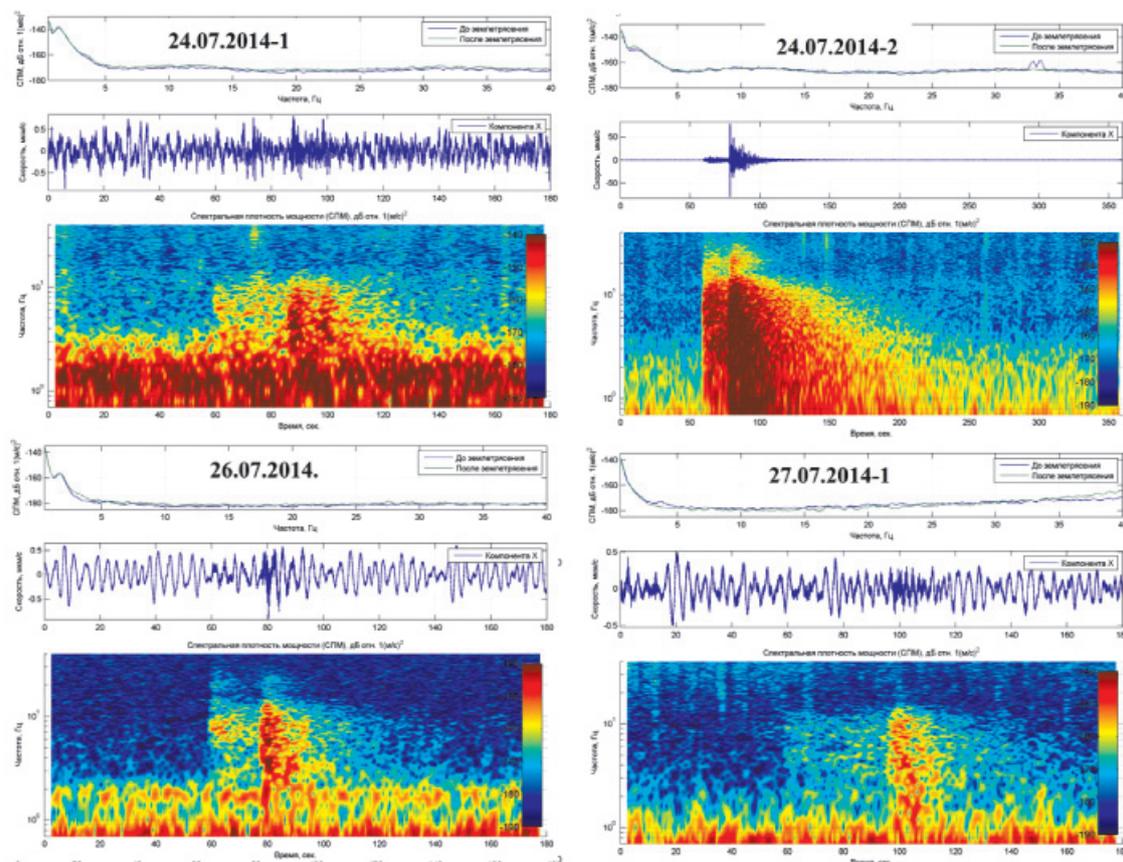


Рис. 3. Интегральные кривые спектров, волновые формы и динамические спектрограммы микросейсм до и после землетрясений пункта «Удыль».
 Обозначения. – верхний рисунок – интегральная кривая спектра мощности;
 – средний рисунок – волновые формы землетрясений;
 – нижний рисунок – частотно-временная развертка (динамическая спектрограмма) землетрясения

Для суммарной функции состояния геофизической среды $S_{\Sigma}^i(\omega, t)$ (2) в ближней зоне (до 50 км) Бурейской ГЭС характерно возбуждение высокочастотной области микросейсм ($> 10\text{--}20$ Гц), причем длительность возбужденного состояния практически равна длительности сейсмического сигнала от землетрясения в области резонансных частот (рис. 2).

Для пункта «Удыль» область выше $f \approx 5$ Гц представлена равномерным спектром, что проявляется отсутствием локальных максимумов на интегральной кривой спектров и отсутствием 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. 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 параметра длительности сейсмической активности после землетрясений характерно быстрое затухание на высоких частотах.

Выводы

Пункт регистрации «Удыль» расположен в зоне относительного сейсмического затишья, на северо-восточном замыкании зоны разломов Тан-Лу [3, 7], в системе новейших впадин (рис. 1), на границе зоны сжатия-расширения земной коры [8, 10]. Активная фаза разгрузки тектонических напряжений в данной области относится к периоду первых десятилетий XX в. [7]. Отсутствие резонансных полос возбуждения выше $f \approx 5$ Гц

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 в пункте «Удиль» можно отнести к волновым явлениям на поверхности озера.

Землетрясения в целом не меняют состояние геофизической среды в данном пункте наблюдения. Тем не менее в отдельных случаях отмечено изменение спектральной плотности мощности сигнала в диапазоне частот 1–2 и 20 Гц, уменьшение амплитуд резонансного пика в области высоких частот $f \approx 32$ –33 Гц и амплитудой $A \approx 10$ дБ после произошедшего землетрясения 24.07.2014 г. Для интегральных кривых можно отметить также уменьшение флуктуаций амплитуд на частотах $f < 10$ Гц после землетрясений (рис. 3).

Основным фактором, влияющим на спектральный состав микросейсм вблизи Бурейской ГЭС, является наличие колебаний, которые представляют собой колебания плотины на частоте 2,15–2,35 Гц, от гидроударных явлений в водоводе (2,6–3,2 Гц). Изучение виброизлучения показало, что оно присутствует на удалениях до 20–30 км, при этом 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 [1].

Весь Буреинский массив (рис. 1) относится к области сжатия земной коры [8, 10]. 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. 2) один из максимумов спектральной мощности приходится в среднем на частоту $f \approx 12,5$ Гц. 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 «сжатие-расширения» этот параметр будет равен $L_2 \approx 0,7$ км. Таким образом, размеры неоднородностей геологической среды, определенные по геологическим данным, и длина волны возбуждения находятся в сопоставимых соотношениях $L_2 = \lambda$. Следствием этого и может быть объяснен эффект возбуждения геофизической среды $S^i(\omega, t)$ в диапазоне частот (11–20) Гц вблизи пунктов регистрации. В модели дискретной геофизической среды [5] можно предположить кратность деления геофизической среды, 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 геофизической среды $S^i(\omega, t)$ в высокочастотной области микросейсм (> 20 Гц), равного по длительности периоду действия сейсмического сигнала от землетрясения. Данный результат может быть также объяснен в рамках модели дискретной геофизической среды [5], то есть наличием мелкоструктурных элементов земной коры, которые находятся в более сцементированном состоянии и генерируют геоакустическую эмиссию под действием высокоэнергетического возмущения.

Например при землетрясениях, а также вследствие влияния приливных и инерционных сил, на границе блоков земной коры возникают деформационные волновые процессы [9]. Эти процессы инициируют вторичную сейсмическую активность в виде резонансов более низкого порядка (суточные и годовые) [6, 7]. Аналогично для быстрых геодинамических процессов можно предположить, что микроблоковая структура земной коры определяет пространственную длину волны данных процессов и, следовательно, несколько резонансных частот возбуждения среды, зависящих от скорости распространения P, S и поверхностных волн. Незначительные возмущения геофизической среды $S^i(\omega, t)$ от слабых землетрясений на частотах 20 и 32 Гц свидетельствуют о изменчивости данной среды под действием волновых процессов в земной коре.

В целом можно заключить, что в дополнение к ранее полученным результатам [1] результаты данного исследования

свидетельствуют о том, что структурные преобразования земной коры $S^i(\omega, t)$ наблюдаются в процессе современных геодинамических мониторинговых измерений за слабыми землетрясениями и сейсмической эмиссией.

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам Н.Н. Гриб и В.С. Имаеву за ценные замечания, советы и полезное обсуждение результатов данного исследования.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проект 15-И-2-014).

Список литературы

1. Бормотов В.А., Харитонов М.Е., Ивлева Е.А., Сингагулина Т.В., Колотова Л.Г. Особенности сейсмичности Бурейского гидроузла // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: материалы Шестой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – С. 55–59.
2. Гриб Г.В., Гриб Н.Н. Проявление техногенной сейсмичности в Южной Якутии // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. – 2014. – Т. 16. № 1(3). – С. 636–640.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Николаев В.В., Семенов Р.М. Буферные сейсмогенные структуры между Евразийской и Амурской литосферными плитами // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22. – № 6. – С. 55–61.
4. 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.
5. Трофименко С.В. Тектоническая интерпретация статистической модели распределений азимутов аномалий гравимагнитных полей Алданского щита // Тихоокеанская геология. – 2010. – Т. 29, № 3. – С. 64–77.
6. Трофименко С.В. Суточные и годовые циклы сейсмической активности сейсмических поясов Северо-Востока Азии в модели блокового строения земной коры // Вестник СВФУ. – 2011. – Т. 8. – № 1. – С. 55–63.
7. 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.
8. 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.
9. Трофименко С.В., Быков В.Г. Модель движения блоков земной коры Южно-Якутского геодинамического полигона на основе GPS данных // Тихоокеанская геология. – 2014. – Т. 33, № 4. – С. 18–28.
10. Трофименко С.В. Тектоническая модель сейсмичности северо-восточного сегмента Амурской плиты в двух фазах вращения Земли // Тихоокеанская геология. – 2016. – Т. 35. – № 6. – С. 38–45.