

**МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
ИНСТИТУТ ДИНАМИКИ СИСТЕМ И ТЕОРИИ УПРАВЛЕНИЯ ИМ. В.М.
МАТРОСОВА СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

На правах рукописи

Король Светлана Александровна

**ВАРИАЦИИ АМПЛИТУДНО-ЧАСТОТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК
МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ БАЙКАЛЬСКОГО
РЕГИОНА В СВЯЗИ С ПРИРОДНЫМИ И ТЕХНОГЕННЫМИ ФАКТОРАМИ**

1.6.9 – Геофизика

диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

кандидат физико-математических наук

Добрынина Анна Александровна

ИРКУТСК 2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
Глава 1. ПРИРОДА МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА.....	10
1.1. Источники микросейсмического шума.....	10
1.2. Изучение микросейсмических шумов в Байкальском регионе.....	17
Глава 2. РЕГИОН ИССЛЕДОВАНИЯ, МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ.....	21
2.1. Исследуемый регион.....	21
2.2. Материалы и методы.....	28
Глава 3. СЕЗОННЫЕ ВАРИАЦИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ.....	38
Глава 4. ВАРИАЦИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ В СВЯЗИ С АНТРОПОГЕННОЙ НАГРУЗКОЙ.....	52
4.1. Отражение работы НИ ТЭЦ в микросейсмических шумах.....	53
4.2. Отражение работы Иркутской ГЭС в микросейсмических шумах.....	58
4.3. Отражение автотранспортной нагрузки и COVID-19 в микросейсмических шумах.....	63
4.4. Отражение работы железной дороги в микросейсмических шумах.....	67
Глава 5. ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ПРОХОЖДЕНИЯ ПАВОДКОВ НА УРОВЕНЬ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ.....	76
Глава 6. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВАРИАЦИЙ АМПЛИТУДНО-ЧАСТОТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ ОТ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ И ИХ ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ.....	100
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	109
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	113
СПИСОК ПУБЛИКАЦИЙ КОРОЛЬ С.А.....	123

ВВЕДЕНИЕ

Объектом исследования данной работы является поле микросейсмических шумов Байкальского региона и его временные вариации в зависимости от природных и техногенных факторов.

Актуальность проблемы. Микросейсмические шумы несут информацию о состоянии недр Земли, ее строении, процессах подготовки сильных землетрясений, а также отражают внешние (экзогенные) воздействия на поверхность Земли. Микросейсмический шум (или микросейсмы) регистрируется в любой точке земной поверхности и складывается из природных и техногенных шумов. В зависимости от положения и условий частотный состав и амплитуды микросейсмических шумов в разных точках могут очень сильно различаться, что делает их индикатором текущего состояния среды в конкретном месте. Актуальность изучения микросейсмических шумов и их вариаций в связи с воздействием источников различной природы обусловлена, во-первых, задачей очистки записей землетрясений и промышленных взрывов от помех при проведении сейсмического мониторинга, во-вторых, ростом техногенной нагрузки в городских агломерациях и сопутствующим ему ростом шумового и вибрационного воздействия, повышающим уровень дискомфорта, в-третьих, необходимостью учета помех различной природы при проведении мониторинга микросейсмических шумов, направленного на изучение вариаций состояния среды перед, во время и после подготовки и реализации опасных геологических процессов (таких, как сильные землетрясения, сходы селевых потоков, паводки и пр.).

Байкальский регион и окружающие его территории отличаются многообразием природных и техногенных факторов, влияющих на амплитудно-частотный состав микросейсмических шумов: здесь развита островная мерзлота, присутствуют резкие колебания зимних и летних температур, большое промерзание верхнего слоя в холодные периоды, а также – крупные водоемы, включая оз. Байкал, долины крупных рек и пр. В регионе очень большая техногенная нагрузка: железнодорожные и автомобильные магистрали, искусственные водоемы (Иркутское и Братское водохранилища), плотины гидроэлектростанций и др. В 1998–2003 гг. в Байкальском и Бурятском филиалах Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (БФ ФИЦ ЕГС РАН и БуФ ФИЦ ЕГС РАН соответственно) реализовался переход на непрерывную цифровую регистрацию сейсмических событий. Благодаря цифровой регистрирующей аппаратуре, которой оснащены сейсмостанции региона, стало

возможным провести детальный анализ микросейсмических шумов в регионе, изучить амплитудно-частотный состав микросейсмических шумов и его временные вариации в связи с изменениями природных и техногенных условий.

Цель работы: выявить закономерности вариаций микросейсмических шумов Байкальского региона в зависимости от природных и техногенных факторов.

Задача исследования заключается в определении амплитудно-частотных и поляризационных характеристик микросейсмических шумов для Байкальского региона, установлении зависимости их вариаций от различных природных и техногенных проявлений.

Этапы выполнения:

1. Определение фоновых амплитудно-частотных характеристик микросейсмических шумов Байкальского региона, их возможных сезонных вариаций и связи этих вариаций с источниками разной природы.

2. Оценка влияния техногенных факторов на микросейсмический фон на примере гг. Иркутск и Байкальск.

3. Изучение сейсмических эффектов паводковых процессов на примере р. Кынгарга (Тункинская долина).

Фактический материал и методы исследований: в работе использовались непрерывные цифровые сейсмические записи, получены сетями сейсмических станций Байкальского и Бурятского филиалов Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (БФ и БуФ ФИЦ ЕГС РАН соответственно) и локальными сетями Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института земной коры Сибирского отделения Российской академии наук (ИЗК СО РАН), а также данные метеостанции и уровнемера, установленных в районе р. Кынгарга Федеральным государственным бюджетным учреждением науки Институт географии им. В.Б. Сочавы Сибирского отделения Российской академии наук (ИГ СО РАН), информация об уровне воды в Иркутском водохранилище и объеме сброса воды на Иркутской гидроэлектростанции по данным ПАО «РусГидро» и информация о метеопараметрах в регионе по архивным данным сайта GisMeteo (<https://www.gismeteo.ru/>). В работе использовался ряд стандартных методов: метод спектральных отношений Накамуры [Nakamura, 1980], методы спектрального и спектрально-временного анализа, методы поляризационного анализа, реализованные в программных пакетах SESAME и Geopsy.

Защищаемые положения:

1. Амплитудно-частотные характеристики микросейсмических шумов в Байкальском регионе не являются стационарными и зависят от локальных условий в месте измерения. Сезонные вариации амплитудно-частотного состава микросейсмических колебаний в диапазоне частот от 0.5 до 50 Гц связаны с промерзанием и оттаиванием грунтов, сокращением стока и/или перемерзанием горных рек, антропогенной активностью.

2. Периоды паводковой активности сопровождаются резким увеличением уровня микросейсмического шума в частотном диапазоне 2–40 Гц с максимумом в области частот 20–30 Гц, связанным с увеличением турбулентности водного потока. Сопоставление амплитудно-частотных и поляризационных свойств микросейсмических шумов при спокойном течении реки, во время паводков и селевых потоков позволило выделить характерные особенности каждого процесса и предложить на их основе принципиальную схему системы мониторинга и экстренного оповещения о сходе селевого потока.

3. Городская агломерация характеризуется большим количеством источников микросейсмических шумов, наиболее интенсивными из них являются железнодорожный и автотранспорт, которые проявляются в частотном диапазоне 2–45 и 4–15 Гц соответственно, выбросы отработанного пара на ТЭЦ (частотный диапазон 6–18 Гц, расчетная интенсивность звука – до 110 дБ). Отчетливо фиксируется суточный цикл вариаций микросейсмических шумов в пределах городской агломерации, связанный с периодами активности человеческой деятельности.

Научная новизна. Впервые выполнен детальный анализ микросейсмических шумов в Байкальском регионе и их временных вариаций в частотном диапазоне от 0.5 до 50 Гц в связи с различными природными и техногенными факторами на основе непрерывных цифровых сейсмических записей. Методом спектральных отношений горизонтальных и вертикальных компонент получены амплитудно-частотные характеристики среды под сейсмическими станциями региональной и локальных сетей сейсмических станций и их сезонные вариации. Впервые проанализированы сейсмические записи, зарегистрированные во время прохождения паводков на реке Кынгарга (Тункинская долина), полученные данные сопоставлялись с результатами изучения сейсмических записей селевых потоков на р. Кынгарга. Впервые изучены вариации микросейсмического фона в пределах гг. Иркутск и Байкальск в связи с техногенной нагрузкой.

Личный вклад автора. Автором подобран материал и проведены расчеты фонового режима и временных вариаций микросейсмических шумов на сейсмических станциях БФ и БуФ ФИЦ ЕГС РАН, ИЗК СО РАН, проанализировано влияние техногенных шумов и уровня воды в р. Кынгарга на уровень и характеристики микросейсмического фона, выполнен анализ и интерпретация полученных данных.

Научная и практическая значимость работы определяется результатами оценки временных вариаций микросейсмического шума, показывающими зависимость H/V -отношений от внешних факторов (климатические условия, антропогенные воздействия, влияние эндогенных факторов), при существующем предположении о стабильности H/V -кривой на коротких временах. Полученные сезонные кривые H/V -отношений могут использоваться для внесения корректировок в спектр при обработке очаговых параметров землетрясений. На основе оценки влияния техногенных источников на уровень микросейсмических шумов могут быть приняты рекомендации о размещении сейсмических станций в пределах городских и сельских поселений. Также, оценки уровня микросейсмического шума, вибрационных воздействий и шумового загрязнения могут использоваться при геоэкологическом районировании городских агломераций. Характеристики амплитудно-частотного состава и ориентации колебаний частиц в микросейсмических волнах при подъеме воды и во время прохождения селевых потоков могут быть использованы для создания системы мониторинга и срочного оповещения о чрезвычайной ситуации в горных селеопасных районах.

Соответствие паспорту специальности. Основные результаты диссертационной работы соответствует паспорту специальности 1.6.9. «Геофизика» в следующих пунктах:

п. 16. Методы обработки и интерпретации результатов измерений геофизических полей. В диссертационной работе изучаются микросейсмические шумы Байкальского региона.

п. 27. Применение геофизических методов при решении экологических задач и мониторинге состояния окружающей среды, включая многолетнемерзлые породы. В диссертационной работе выполнен анализ вибрационных и шумовых воздействий в пределах гг. Иркутск и Байкальск, предложены физические основы для создания системы мониторинга и экстренного оповещения о сходе селевого потока.

Достоверность и обоснованность полученных в диссертации результатов подтверждается успешным применением апробированных методов и подходов для изучения свойств микросейсмического шума, большим набором исходных данных,

хорошим соответствием результатов, полученных соискателем и предшественниками, а также их апробацией на всероссийских и международных конференциях и в опубликованных работах автора.

Апробация работ. Основные положения и результаты работ были представлены на следующих научных совещаниях и конференциях: VIII Всероссийская научно-техническая конференция с международным участием «Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов» (26 сентября – 2 октября 2021 г., г. Петропавловск-Камчатский, Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН); XXIX Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика» (11–16 мая 2021 г., г. Иркутск, Институт земной коры СО РАН), Всероссийское совещание, посвященное памяти профессора С. И. Шермана «Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ» (26–30 апреля 2021 г., г. Иркутск, Институт земной коры СО РАН), Байкальский молодежный научный семинар «Современные проблемы в вопросах геологии, петрологии и геофизики» (2022 г., пос. Листвянка, Институт земной коры СО РАН), V Международная научная конференция «Ресурсы, окружающая среда и региональное устойчивое развитие в Северо-Восточной Азии» (23–26 августа 2022 г., г. Иркутск, Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН), Всероссийская научная конференция «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса от океана к континенту» (2022, 2023, 2024, 2025 гг., г. Иркутск, Институт земной коры СО РАН), Всероссийская научная конференция «Ляпуновские чтения» (2022, 2024, 2025 гг., г. Иркутск, Институт динамики систем и теории управления им. В.М. Матросова СО РАН), Всероссийская научная конференция с международным участием «Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа» (29 августа – 3 сентября 2022 г., г. Петропавловск-Камчатский, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2022), Международная конференция «Environmental Hazards in Asia» (2024, 2026 гг., Улан-Батор, Монголия), Международная конференция «International Conference on the 120th Anniversary of the Bulnay Earthquake: Advances in Astronomy and Geophysics» (11–17 августа, 2025 г., г. Улан-Батор, Монголия).

Публикации. По теме диссертации самостоятельно и в соавторстве опубликовано 23 работы, из них 5 статей в рецензируемых журналах из списка ВАК (Геодинамика и тектонофизика, Доклады академии наук, Геология и геофизика).

1. Семинский К.Ж., Добрынина А.А., Борняков С.А., Саньков В.А., Поспеев А.В., Рассказов С.В., Перевалова Н.П., Семинский И.К., Лухнев А.В., Бобров А.А., Чебыкин

Е.П., Едемский И.К., Ильясова А.М., Салко Д.В., Саньков А.В., **Король С.А.** Комплексный мониторинг опасных геологических процессов в Прибайкалье: организация пилотной сети и первые результаты // ГЕОДИНАМИКА И ТЕКТОНОФИЗИКА. 2022; 13(5). <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-5-0677>

2. **Король С.А.**, Саньков А.В., Добрынина А.А., Саньков В.А. Вариации уровня микросейсм перед землетрясениями в Байкальской рифтовой системе // ГЕОДИНАМИКА И ТЕКТОНОФИЗИКА. 2022; 13(2). <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0632>

3. Добрынина А. А., Саньков В. А., Борняков С. А., **Король С. А.**, Саньков А. В. Аномалии микросейсмических шумов в связи с Кударинским землетрясением 09 декабря 2020 г. с $M_w=5,6$ в Байкальской впадине // ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК. Науки о Земле. 2023, том 509, № 1, с. 74–80. DOI: 10.31857/S2686739722602733

4. Добрынина А.А., В.А. Саньков, **С.А. Король**, Н.В. Кичигина, А.А. Рыбченко. Сейсмические эффекты паводков на р. Кынгарга (Тункинская долина, Восточный Саян) // ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА, 2025. Т. 66, № 3. С. 395-411. DOI: 10.15372/GiG2024170

5. Добрынина А.А., **Король С.А.**, Саньков В.А., Саньков А.В. «Портрет» городской агломерации в микросейсмических шумах // ГЕОДИНАМИКА И ТЕКТОНОФИЗИКА. 2026;17(4):903. <https://doi.org/10.5800/GT-2026-17-4-0903>.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из 6 глав, введения и заключения. Общий объем работы составляет 125 страниц, включает 11 таблиц, 502 рисунка, список библиографии из 164 наименований.

Благодарности. Автор благодарит своего научного руководителя к.ф.-м.н. А.А. Добрынину за постановку задачи и участие во всех исследованиях, к.г.-м.н. В.А. Санькова за конструктивные замечания и советы, начальника Центра комплексного мониторинга ИЗК СО РАН А.В. Санькова за обеспечение и проведение полевых работ, материалы которых легли в основу диссертации, к.г.-м.н. А.А. Рыбченко за помощь в создании принципиальной схемы системы мониторинга и оповещения о сходе селевого потока, руководство Института земной коры СО РАН за возможность участия в работе проекта «Фундаментальные исследования Байкальской природной территории на основе системы взаимосвязанных базовых методов, моделей, нейронных сетей и цифровой платформы экологического мониторинга окружающей среды», Байкальский и Бурятский филиалы ФИЦ ЕГС РАН и лично к.г.-м.н. В.В. Чечельницкого, к.г.-м.н. Ц.А. Тубанова и к.г.-м.н. П.А. Предеина за предоставленные записи стационарных сейсмических станций, к.г.-м.н. Е.В. Брыжака за предоставленные записи локальной сети сейсмических станций в г.

Иркутск, д.г.-м.н. В.В. Мордвинову и к.т.н. М.А. Хризову за предоставленные записи сейсмической станции в пос. Кырен, к.г.н. Н.В. Кичигину за предоставленные данные гидрологического и метеорологического постов на р. Кынгарга, к.г.-м.н. Н.А. Радзиминович, к.т.н. В.И. Германа, А.Н. Шагуна, д.г.-м.н. О.В. Лунину, д.г.-м.н. А.В. Поспеева, д.г.-м.н., профессора А.Г. Вахромеева, к.ф.-м.н. Е.А. Кобелеву за замечания и предложения, способствовавшие улучшению качества работы.

Исследование выполнено с использованием данных, полученных на УНУ СИЗК МАК (уникальная научная установка «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира») и УНУ ЮБИК («Южно-Байкальский инструментальный комплекс»), входящего в состав Центра коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН.

Работа выполнена в рамках гранта № 075-15-2024-533 Министерства науки и высшего образования РФ на выполнение крупного научного проекта по приоритетным направлениям научно-технологического развития (проект «Фундаментальные исследования Байкальской природной территории на основе системы взаимосвязанных базовых методов, моделей, нейронных сетей и цифровой платформы экологического мониторинга окружающей среды»).

Глава 1. ПРИРОДА МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА

Микросейсмический шум (постоянные колебания земной коры малой амплитуды) регистрируется в каждой точке земной поверхности в любой момент времени и возникает вследствие различных эндогенных и экзогенных воздействий, локализованных на поверхности или в приповерхностных слоях земной коры. К основным источникам сейсмических шумов относятся антропогенная деятельность, ветер, океанские волны, приливы и отливы, процессы трещинообразования и деформаций горных пород, атмосферное давление и т.д. [Longuet-Higgins, 1950; Hasselmann, 1963; Bonnefoy-Claudet et al., 2006; Kedar et al., 2008; Ardhuin et al., 2011 и мн. др.]. Амплитуда колебаний сейсмического шума, как правило, варьируется от 0.1 до 10 мкм/с. Он состоит преимущественно из поверхностных волн Лява и Рэлея, доля объемных Р- и S-волн относительно невелика.

1.1. Источники микросейсмического шума

Впервые микросейсмические колебания земной поверхности были обнаружены итальянским астрономом Джузеппе Бертелли в 1875 г. Он обратил внимание на непрерывные слабые колебания маятника и предположил, что эти колебания вызваны слабыми сейсмическими толчками, Бертелли назвал их микросейсмами. В начале XX века Эмиль Вихерт сделал вывод о том, что микросейсмические колебания на сейсмостанциях могут возникать от ударов морских волн о берега. В 1913 г. академик Б.Б. Голицын провел детальное изучение микросейсмических колебаний на сейсмостанциях России – в Иркутске, Пулков, Тифлисе, Ташкенте и Баку. На основе этих наблюдений Б.Б. Голицын выдвинул предположение о связи микросейсмических колебаний, помимо влияния метеорологических факторов, с особенностями строения Земли и её поверхности [Голицын, 1960].

Последующие работы сформировали общие представления о механизмах возбуждения микросейсмических шумов и их природе [Бончковский, 1946; Саваренский, Кирнос, 1949; Longuet-Higgins, 1950; Wilson, 1953; Hasselmann, 1963; Винник, Пручкина, 1964; Рыкунов, 1967; Винник, 1968; Николаев, 1973; Монахов, 1977; Ершов, 1977; Гордеев, Чебров, 1979; Табулевич, 1986 и мн. др.]: микросейсмические шумы, регистрируемые в земной коре, являются результатом нелинейного взаимодействия геосфер (атмосфера, гидросфера и литосфера) и имеют различное происхождение – искусственное (антропогенный фактор) и природное (эндогенные и экзогенные процессы). Сейсмические шумы регистрируются в широком диапазоне частот – от <1 до 1000 Гц. При

этом, в англоязычной научной литературе низкочастотный шум (< 1 Гц) обычно называют микросейсмами (microseisms), высокочастотный (> 1 Гц) – микротреморами (microtremors), общее название сейсмических шумов – ambient seismic noise. В русскоязычной литературе название микросейсмы традиционно закрепилось за микросейсмами океанического происхождения, их принято делить на два вида: (1) микросейсмы первого рода с частотами колебаний 0.05–0.1 Гц (периоды 10–20 секунд); (2) микросейсмы второго рода с частотами колебаний 0.1–0.3 Гц (3–10 секунд). В настоящей работе во избежание путаницы с терминологией микросейсмические колебания любого рода будут называться микросейсмическими шумами.

Микросейсмический шум, который возбуждается в земной коре, имеет множество источников, как внешних, так и внутренних:

1) Взаимодействие атмосферы и гидросферы с Землей: это основной источник низкочастотного микросейсмического шума (микросейсмы). Считается установленным фактом тесная причинно-следственная связь генерации этого шума с атмосферными и гидросферными процессами, в частности с волнением на океанах и морях. Колебания давления воды на дно океана, вызванные волнами, преобразуются в сейсмические волны, которые распространяются на большие расстояния вглубь континентов.

2) Источниками микросейсм служат и другие экзогенные процессы: к ним относятся такие явления, как смерчи, шквалы, грозы, торнадо, сход лавин, обвалы, оползни, сели и паводки и др.

3) Эндогенные процессы: к ним относятся внутренние процессы в Земле. Микросейсмический шум отражает процессы трещинообразования и деформаций в горных породах (сейсмическая эмиссия). Эта эндогенная составляющая может быть самостоятельным информационным геофизическим полем, несущим информацию о процессах, предшествующих сильным землетрясениям.

4) Техногенные (антропогенные) источники, обусловленные деятельностью человека. Обычно проявляется на высоких частотах (> 1 Гц). Его источниками являются транспорт, промышленные предприятия, строительные работы и др. Этот тип шума часто имеет четкую суточную периодичность, связанную с ритмами человеческой активности (интенсивность снижается ночью). Техногенные шумы сосредоточены вблизи поверхностных источников и быстро затухают с расстоянием, что позволяет отличать их от других типов шума.

Основными источниками океанических микросейсм являются процессы в атмосфере и гидросфере, прежде всего – взаимодействие океанических волн с береговой линией и дном. Первичные (короткопериодные) микросейсмы генерируются непосредственно океанскими волнами в прибрежных зонах, на континентальном или островном шельфе, где происходит обрушение волн. Эти колебания имеют тот же период, что и океанские волны (обычно от 1 до 10 секунд) и возникают из-за прямого давления воды на дно в мелких прибрежных водах. Вторичные (длиннопериодные, штормовые) микросейсмы являются более интенсивными и имеют периоды примерно в два раза меньшие, чем у первичных микросейсм (обычно от 5 до 20 секунд и более). Согласно теории Лонге-Хиггинса [Longuet-Higgins, 1950], они генерируются в открытом океане в результате взаимодействия двух систем стоячих волн с одинаковой частотой, но движущихся в противоположных направлениях (например, при отражении от береговой линии или при встрече двух штормовых фронтов). Это взаимодействие создает переменное давление на дно, которое эффективно возбуждает сейсмические волны, распространяющиеся затем вглубь земной коры.

Микросейсмы, однажды возникнув, распространяются как упругие волны через земную кору и мантию, и имеют ряд характерных особенностей. Они состоят как из объемных (Р и S), так и из поверхностных волн (в основном волн Рэлея). Поверхностные волны доминируют и могут распространяться на огромные расстояния от источников в океанах вглубь континентов с небольшим затуханием. Микросейсмы являются почти постоянным фоновым явлением, хотя их интенсивность меняется в зависимости от погодных условий (штормов в океане) и сезона (например, зимой в северных широтах интенсивность может быть выше).

Длиннопериодные микросейсмы (7–10 с) распространяются на большие расстояния: например, на расстоянии 6000 км максимальная амплитуда колебаний с периодом 10 с может достигать 2.5 мкм, в то время как максимальная амплитуда колебаний с периодом 3 с может составлять всего 3 нм. Мощность источников возбуждения штормового микросейсмического поля на океанах может быть порядка 10^{10} – 10^{12} Дж/с, а энергия, переданная земной коре, – 10^{13} – 10^{16} Дж при длительности процесса от нескольких часов до нескольких суток. Если микросейсмическая буря длится несколько часов, то энергия, переданная упругими колебаниями, будет варьироваться в пределах 10^8 – 10^{17} Дж [Рыкунов, 1967; Винник, 1968; Бат, 1980]. Оценка энергии слабых землетрясений и мощности и энергии микросейсмических колебаний показала, что

данные величины имеют одинаковый порядок. В максимальной фазе шторма на океанах мощность микросейсм, может достигать 10^{10} – 10^{11} Дж/с, на малых водоемах, например, оз. Байкал – 10^7 – 10^9 Дж/с. Если брать в расчет длительность активных процессов, то их энергия для малых водоемов будет примерно 10^8 – 10^{11} Дж, а для океанов – 10^{11} – 10^{13} Дж. Эта энергия соизмерима с энергией землетрясений классов $K=8$ – 13 , равной 10^8 – 10^{13} Дж (здесь K – энергетический класс землетрясения, определяемый как поток энергии сейсмических волн E (в джоулях) через сферу радиусом 10 км, $E=10^K$) [Табулевич и др., 2000; Табулевич, 1989].

Экзогенные источники микросейсмического шума очень разнообразны. В частности, сейсмическими станциями фиксируются такие экзогенные процессы, как смерчи, шквалы, грозы, торнадо, сход лавин, обвалы, оползни, сели и паводки [Ярошевич и др., 2016; Чечельницкий и др., 2018; Burjánek et al., 2010; Guillemot et al., 2021; Del Gaudio et al., 2021; Dietze et al., 2022; Chmiel et al., 2022; Селезнев и др., 2024 и другие].

К метеорологическим помехам относят микросейсмический шум, который связан с изменениями температуры и атмосферного давления верхних слоев земной коры, а также ветровой шум. В зависимости от региональных условий для этих помех характерен не только суточный ход, но ещё и сезонные вариации [Гордеев и др., 1991]. С увеличением ветра амплитуда шума, если сравнивать со спокойными периодами, может вырасти в 5–10 раз. При изучении шума на поверхности Земли в частотном диапазоне от 2 до 250 Гц было выявлено, что максимальная отметка в спектре ветрового шума отмечается в диапазоне 30–60 Гц. Уровень ветрового шума уменьшался, когда датчики поместили на глубину равную всего нескольким метрам. Лучший способ избежать ветровых шумов, это установка датчиков в скважинах, регистрация на глубине 40–60 м позволяет снизить уровень ветровых помех. При скважинном способе наблюдения в диапазоне частот 1–10 Гц было замечено, что темп убывания интенсивности сейсмических шумов замедляется, начиная с глубины 500 м, что можно интерпретировано как изменение состава поверхностных и объемных волн с глубиной.

В последние годы с развитием сейсмической цифровой регистрирующей аппаратуры и методов обработки все больше внимания уделяется мониторингу микросейсмических шумов в регионах с проявлениями опасных экзогенных процессов – лавины, горные обвалы, селевые потоки и паводки [van Herwijnen, Schweizer, 2011; Mainsant et al., 2012; Hussain et al., 2019; Le Breton et al., 2021; Лисейкин и др., 2023 и др.].

В работе [van Herwijnen, Schweizer, 2011] использовалась система геофонов и фотофиксации для мониторинга схода лавин на востоке Швейцарских Альп. По результатам анализа записей около 380 лавин установлено, что сейсмические датчики уверенно фиксируют начало схода лавин на площади около 2 тыс. км², что в совокупности с метеорологическими данными может послужить хорошей основой для создания системы для прогнозирования лавиноопасной ситуации в регионе.

При анализе сейсмических шумов в зонах неустойчивых склонов установлен эффект понижения скоростей сейсмических волн перед сходом оползня и в его процессе [Le Breton et al., 2021], для ряда регионов этот эффект наблюдался за несколько дней до схода оползня [Mainsant et al., 2012]. В работе [Burjánek et al., 2010] методом спектральных отношений амплитуд микросейсмических колебаний установлено повышение уровня колебаний и появление поляризации колебаний с центральной частотой 5 Гц с ориентацией на источник – зону оползня. Подобные результаты также получены в работе [Hussain et al., 2019] при исследовании вариаций микросейсмических колебаний методом спектральных отношений – в зоне оползня во время прохождения дождей наблюдается появление поляризованного пика излучения в частотном диапазоне выше 2 Гц. Наблюдаемые изменения в скоростях сейсмических волн и характеристиках микросейсмического шума связываются авторами с изменением свойств грунта при выпадении обильных жидких атмосферных осадков (водонасыщенность, консистенция и пр.).

При изучении сейсмических эффектов паводка в работе [Dietze et al., 2022] показано увеличение уровня микросейсмического шума в 300 раз относительно спокойного фона с максимумом в частотном диапазоне 2–15 Гц, а также изменение поляризации шума. В работе [Chmiel et al., 2022] показано, что при прохождении паводков на расстояниях до 15 км наблюдается повышение уровня микросейсмического фона в частотном диапазоне 1–20 Гц более чем в 100 раз с поляризацией в направлении источника возмущений.

Микросейсмические колебания эндогенного происхождения несут в себе информацию обо всем многообразии деформационных процессов, происходящих в земной коре на различных энергетических уровнях, – от перемещений тектонических плит и связанных с ними катастрофических землетрясений до микроземлетрясений и лунно-солнечных приливных деформационных процессов (сейсмическая эмиссия). Еще в 80-е годы академиком М.А. Садовским было высказано предположение, что реальные горные

породы обладают выраженными нелинейными упругими свойствами, постоянно излучают микросейсмические колебания (сейсмическая эмиссия), претерпевают временные изменения в связи с изменениями напряженного состояния. Идея состоит в том, что каждый отдельный рассеиватель (геологическая неоднородность) в среде переизлучает микросейсмические колебания. Это вторичное излучение имеет упорядоченную пространственную структуру, которая тесно связана со строением среды [Садовский, Николаев, 1982].

Эта составляющая микросейсмических шумов в последние годы с развитием цифровой непрерывной регистрации активно используется при изучении процессов подготовки землетрясений [Saltykov, 2017; Соболев, 2011; Sobolev, 2004; Соболев, Пономарев, 2003; Соболев и др., 2008; Любушин, 2011]. Примером удачного прогноза сейсмического события по микросейсам (с выделением долгосрочных предвестников) является прогноз катастрофического землетрясения Тохоку (Япония) 11 марта 2011 г. с магнитудой $M=9$ [Любушин, 2011; Соболев и др., 2008].

Камчатским филиалом Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» с 1997 г. ведется непрерывная регистрация и изучение высокочастотных сейсмических шумов – сейсмического излучения с амплитудой 10^{-9} – 10^{-12} м в частотном диапазоне первых десятков Гц, представляющего собой суперпозицию сигналов экзогенного и эндогенного происхождения (сейсмической эмиссии). Исследования проводятся с целью изучения возможности контроля напряженного состояния среды и подготовки сильных землетрясений по изменению параметров высокочастотного микросейсмического шума, его подверженности внешним воздействиям и установления его связи с длиннопериодными деформационными процессами на основе работ Л.Н. Рыкунова с соавторами [Рыкунов и др., 1980]. В результате к настоящему времени разработана прогностическая методика, основанная на изменении характера отклика микросейсмических шумов на приливное воздействие перед сильными землетрясениями [Saltykov, 2017].

Так как микросейсмические колебания, в основном, представлены поверхностными волнами, обладающими свойством дисперсии, а дисперсионная кривая связана с изменениями скорости сдвиговой волны с глубиной, то микросейсмический шум является одним из удобных инструментов для определения скоростной структуры земной коры, особенно в ее приповерхностной части. В настоящее время широко используются три основных методики для изучения скоростного строения среды по сейсмическим шумам:

пространственная автокорреляция (или SPAC-методы), корреляция сейсмического шума (шумовая томография или сейсмическая интерферометрия) и спектральные отношений компонент [Aki, 1957; Matsushima, Okada, 1990; Okada, 2003; Milana et al., 1996; Chouet et al., 1998; Matsushima et al., 1990; Curtis et al., 2006; Shapiro et al., 2005; Sens-Schonfelder, Wegler, 2006; Konno, Ohmachi, 1998; Горбатиков и др., 2009; Tokimatsu et al., 1996; He et al., 2025 и мн. др.].

Техногенная составляющая микросейсмических шумов по типу излучаемых колебаний представляет собой гармонические (квазигармонические) либо случайные сигналы, представленные в виде узких спектральных пиков достаточно стабильного набора частот [Иванова, 1964; Яковлев, Алешин, 1994; Спивак, 1994; Капустян, 2000; Французова, Иванова, 2008; Французова, Данилов, 2008; Французова и др., 2006; Юдахин и др., 2010]. Источниками таких сигналов служат вибрации агрегатов ГЭС (частоты излучения 2.08, 2.78, 3.13, 4.3, 6.7 Гц), линии ЛЭП (частота 50 Гц), мощные производственные машины и др., при этом, микросейсмические шумы, имеющие промышленное происхождение являются одними из наиболее интенсивных – их уровень достигает 50 мкм [Сероглазов, 1988; Капустян, Юдахин, 2007; Яковлев, Алешин, 1994; Лисейкин, Селезнев, 2021].

Воздушный и наземный транспорт, вызывают колебания амплитудой до 1 мкм и выше. Наблюдения в метро показали, что уже на глубинах 20 м сигнал становится слабее в 2–8 раз по сравнению с сейсмическим сигналом на поверхности на таком же расстоянии от источника. Наиболее сильные сейсмические волны создают тяжёлые транспортные средства, такие как автобусы и грузовики при движении по неровностям дорожного покрытия и железнодорожный транспорт. Преобладающий диапазон частот сейсмических и акустических шумов грузового поезда охватывает область частот 4–10 Гц, а для сейсмических шумов пассажирских поездов и электропоездов характерны частоты в полосе 5–44 Гц.

К другим техногенным источникам гармонических колебаний, совершенно иным по природе генерации сейсмического сигнала в среде, можно отнести возбуждение собственных частот колебаний зданий и сооружений [Юдахин, Капустян, 2007; Юдахин и др., 2007].

В основном, техногенный микросейсмический шум имеет ярко выраженный суточный ход, а иногда проявляется и недельный ход. Модель недельного и суточного

хода соответствует ритму человеческой активности: минимальный уровень такого шума наблюдается в выходные дни и в ночное время.

Помимо различных типов транспорта и промышленных предприятий, также заметным источником сейсмических воздействий являются массовые мероприятия с большим скоплением людей – футбольные матчи, музыкальные концерты и фестивали и т.д. Существуют примеры исследований сейсмической активности при проведении таких мероприятий [Diaz et al., 2017].

Микросейсмический шум от разных источников отражает в себе характеристики места, на котором он был зарегистрирован – это сведения о резонансных частотах колебаний грунтов и их динамических свойствах [Nakamura, 1989; Fernandez, Brandt, 2000; Noguchi, Nishida, 2002; Bonnefoy-Claudet et al., 2006; Еманов и др., 2008]. Регистрация микросейсм может быть полезной при оценке сейсмостойкости построенных зданий и сооружений – они показывают характерные периоды сотрясений всего комплекса, а именно фундамента, грунтов и самого здания [Еманов и др., 2008]. Зная интервал периодов наиболее опасных колебаний от землетрясений, и сравнивая его с уже известными собственными микроколебаниями сооружения, можно вовремя принять меры к улучшению сейсмостойкости здания.

1.2. Изучение микросейсмических шумов в Байкальском регионе

История исследования сейсмических шумов в Байкальском регионе началась с работ В.Н. Табулевич по изучению штормовых и озерных микросейсм и их возможной связи с сейсмической активностью [Табулевич, 1986; Табулевич, Павлов, 1989; Потапов, Табулевич и др., 1997; Табулевич и др., 2001; и др.]. В своих работах В.Н. Табулевич с соавторами [Потапов, Табулевич и др., 1997] показали, что озеро Байкал является источником собственных микросейсмических колебаний, которые отличаются от глобальных (морских/океанических) микросейсм, и представляют собой колебания с периодами 2.0–3.5 с (частотный диапазон 0.3–0.5 Гц) [Табулевич и др., 2001]. В работе [Табулевич, 1986] изучалось влияние штормов на сейсмичность акватории озера Байкал, в частности, роль ветровых нагрузок и колебаний водной толщи в генерации сейсмических волн. Для этого анализировались данные сейсмических записей и метеорологических наблюдений, что позволило установить корреляцию между сильными ветрами (штормами) и сейсмической активностью – при отсутствии штормов количество землетрясений с энергетическим классом $K=8-14$ в месяц в 2.5 раза больше, чем в штормовую погоду. Аналогичные результаты были получены для береговой зоны (на

расстояниях 0–10 км, 10–20 км и 20–50 км от акватории оз. Байкал) – в тихое время сейсмичность увеличивается в среднем в 2.4 раза по сравнению со штормовым периодом. Автор объясняет наблюдаемый эффект образованием своеобразного «вибратора» – колебаний дна озера при возникновении стоячих волн во время прохождения циклона, при котором имеет место эффект «утряски» дисперсной среды, наподобие того, как объем сыпучего материала уменьшается под влиянием слабого постукивания. Согласно теории лавинного трещинообразования [Соболев, 1993], вибрации, способствуя заполнению малых объемов, тем самым затрудняют возникновение магистральных трещин и соответственно землетрясений средних энергетических классов ($K < 13$).

В работе [Черных, Табулевич, 2004] была продемонстрирована возможность краткосрочного прогноза землетрясений для Байкальской рифтовой системы (БРС) на примере изменения спектрального состава сейсмического шума перед Куморским землетрясением 16 сентября 2003 г. (энергетический класс $K=14.3$, моментная магнитуда $M_w=5.6$): за один час до землетрясения наблюдается значимое уменьшение уровня микросейсмического шума на сейсмической станции «Кумора» с минимумом на частоте 6.6 Гц. На этой основе позже в работе [Korol et al., 2022] была опробована методика обнаружения признаков подготовки землетрясений по данным о вариациях микросейсмического шума на примере близких умеренных и сильных сейсмических событий. Для восьми землетрясений Байкальской рифтовой системы с энергетическим классом $K=10.1–15.9$ на эпицентральных расстояниях от 3 до 81 км установлено значимое понижение уровня микросейсмического шума за несколько часов перед толчком. Зафиксированное понижение уровня может классифицироваться как краткосрочный предвестник, связанный с консолидацией среды за 4–5 часов до землетрясения.

В работе [Чечельницкий и др., 2018] представлены результаты изучения катастрофического водо-каменного селя 27–29 июня 2014 г. на реке Кынгарга (Республика Бурятия) по данным сейсмической станции «Аршан». Спектрально-поляризационный анализ микросейсмических шумов показал, что период селевой активности сопровождался изменением свойств микросейсмических колебаний: появлением в спектре скоростей колебаний двух составляющих – высокочастотной (22–48 Гц) и низкочастотной (0.35–0.45 Гц), связанных с перемещением водных масс и движением твердой фракции селевого потока. Зарегистрированные упругие колебания представляют собой поверхностные волны, поляризованные в горизонтальной плоскости с выраженной северо-восточной ориентацией.

В работе [Добрынина и др., 2018] выполнены оценка и анализ амплитудно-частотного состава фоновых микросейсмических колебаний и их возможных сезонных вариаций на территории Байкальской сейсмической зоны методом Накамуры по данным сети станций БФ ФИЦ ЕГС РАН. Были получены кривые H/V -отношений и их сезонные вариации, характеризующие амплитудно-частотный состав фоновых микросейсмических колебаний в частотном диапазоне от 0.5 до 10 Гц. Полученные кривые H/V -отношений условно были разделены на две группы – стабильные и со значительными сезонными вариациями. К первой группе относятся станции с устойчивыми амплитудно-частотными характеристиками микросейсмического сигнала, не зависящими от сезона. Ко второй группе относятся станции, для которых получены кривые H/V -отношений со значительными сезонными вариациями. Сопоставление положения сейсмических станций и полученных кривых H/V -отношений показало существование зависимости амплитудно-частотных характеристик микросейсмического сигнала от локальных условий их в районе установки станций.

В работах В.И. Джурика с соавторами сейсмические шумы используются для микросейсмического районирования территорий. Также, в работах [Дреннов и др., 2010; Брыжак, 2014] исследованы амплитудно-частотные характеристики верхней толщи разреза сейсмических станций Прибайкалья и Забайкалья методами сейсморазведки и электроразведки, а также с помощью H/V -отношений. В результате проведенных исследований было установлено, что амплитудно-частотные характеристики разреза, полученные методами малоглубинной сейсморазведки и методом H/V -отношений, не всегда совпадают.

В работе [Саньков и др., 2015] рассматриваются вариации сейсмического и микросейсмического режимов Байкальской впадины в связи с проявлениями геомагнитных бурь.

В ряде работ Санькова А.В. с соавторами изучается строение кайнозойских впадин и активных разломов Байкальского региона на основе микросейсмических шумов (методы пассивной сейсморазведки – метод Накамуры, метод микросейсмического зондирования) [Сейсмоионосферные..., 2012; Блинова (Король) и др., 2020; Саньков А.В. и др., 2016, 2018, 2021; Добрынина и др., 2015а, 2015б].

В работе [Беседина и др., 2024] выполнен детальный анализ спектральных и поляризационных параметров микросейсмического шума в центральной части

Байкальского рифта, позволивший выделить два типа озерных микросейсм с частотами 0.4–0.7 Гц и 0.7–1.5 Гц.

В работах [Предеин, Тубанов, Хритова, 2025] по модели Петерсона оценивался уровень микросейсмического шума на 21 сейсмической станции Байкальского и Бурятского филиалов ФИЦ ЕГС РАН в районе Центрального Байкала. В результате работ установлено, что минимальный уровень микросейсм в диапазоне коротких периодов наблюдается в зимние месяцы, максимальный – летом или осенью. Увеличение уровня шума в осенне-летний период на частотах около 1 Гц связано с влиянием озерных микросейсм, в области высоких частот – с ветровой нагрузкой. Значительное влияние оказывают антропогенные источники шума – на большинстве пунктов наблюдения мощность шума в дневное время суток возрастает более чем на порядок на частоте 10 Гц. Анализ представительности каталога землетрясений показал, что суточные и сезонные вариации микросейсмического шума оказывают значительное влияние на количество регистрируемых землетрясений вследствие сильной «зашумленности» сейсмической записи.

Основные выводы по Главе 1:

Таким образом, можно отметить, что микросейсмические шумы используются для решения множества задач геофизики – от микросейсмического районирования до изучения строения геологических структур и от анализа сейсмических эффектов различных экзогенных процессов до поиска предвестников землетрясений.

Микросейсмические шумы и их вариации, несмотря на достаточно большое количество работ, посвященных их изучению, остаются малоизученными в Байкальском регионе. Оснащение сейсмических станций региона цифровой высокоточной записывающей аппаратурой, работающей в непрерывном режиме, позволяет провести детальный анализ микросейсмических шумов и вариаций их амплитудно-частотного состава в связи с влиянием разнообразных эндогенных и экзогенных факторов.

Установленное влияние шумовой нагрузки сейсмического сигнала на количество регистрируемых землетрясений обуславливает необходимость проведения исследований, направленных на выявление основных факторов, влияющих на качество сейсмической записи.

Глава 2. РЕГИОН ИССЛЕДОВАНИЯ, МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

2.1. Исследуемый регион

Рассматриваемый в работе регион расположен на территории тектонических структур Байкальской рифтовой системы (БРС), Сибирской платформы и Амурской литосферной плиты. БРС является второй по величине в мире континентальной рифтовой системой – она простирается на 1600 км из северо-западной Монголии через горные сооружения Восточной Сибири до Южной Якутии вдоль края Сибирской платформы и состоит из линейной системы поднятий и впадин, которые ограничены разломами преимущественно сбросового кинематического типа [Logatchev, Florensov, 1978] (рис. 2.1). Фундамент древней структуры региона представляют Саяно-Байкальская складчатая область и архейско-протерозойская Сибирская платформа, являющиеся тектоническими структурами первого порядка. Саяно-Байкальская складчатая область делится на ряд террейнов, возрастом от позднего протерозоя до среднего палеозоя. Рифтовая зона только в своей средней (по простиранию) части граничит с Сибирской платформой. На юго-западе и северо-востоке она отделяется от платформы Присаянским и Байкало-Патомским поднятиями [Сеймотектоника и сейсмичность..., 1968] (рис. 2.1).

Мощность кайнозойских континентальных отложений в Южнобайкальской впадине достигает 7000 м (район дельты р. Селенга) и 4500 м – в Северобайкальской (район устья Верхней Ангары). В других рифтовых впадинах (Нижемуйская, Баргузинская, Тункинская, Верхнеангарская и Чарская) кайнозойские отложения достигают 2300–2800 м [Сейсмическое районирование..., 1977]. Асимметричность поперечных сечений является отличительной особенностью большей части крупных рифтов: наиболее крутыми являются северо-западные и северные борта. Такая асимметричность объясняется тем, что крупноамплитудные сбросы связаны с границами более древних тектонических блоков, которые являются границами рифтовых впадин с северо-запада и севера в центральной и юго-западной частях БРС. Амплитуды отдельных сбросов достигают 1500–2000 м, а у Обручевского разлома, ограничивающего Южно-Байкальскую впадину с северо-запада, – 3000–4000 м [Сейсмическое районирование..., 1977]. Есть исследования об имеющихся горизонтальных смещениях по разломам на фланговых территориях БРС [Саньков и др., 1991, 2002; Чипизубов и др., 1994а, б; 2003; Шерман и др., 1973; Шерман, Днепровский, 1989; и др.]. При этом разломы субширотного простиранения имеют левостороннюю сдвиговую компоненту, а субмеридиональные – правостороннюю.

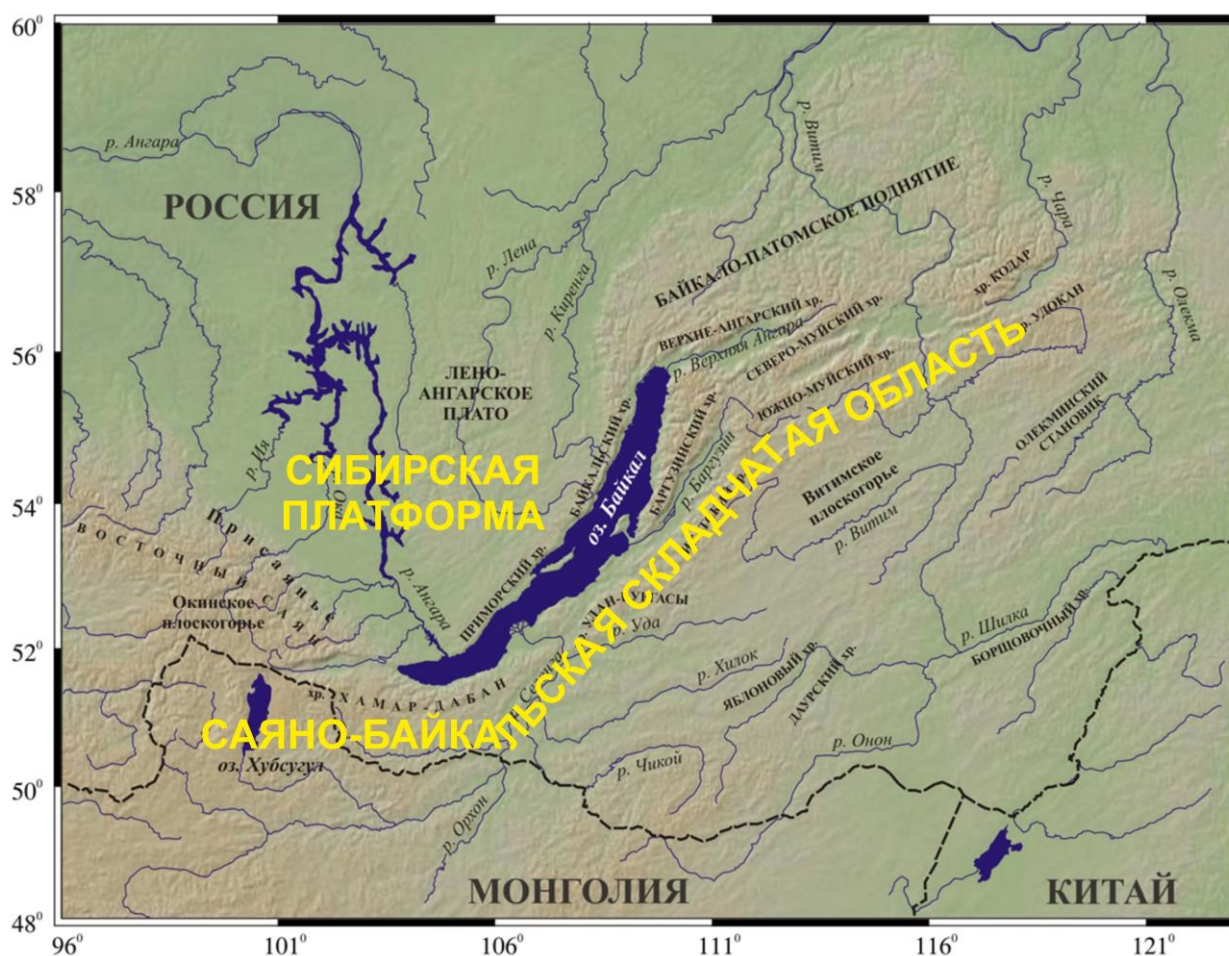


Рисунок 2.1 – Исследуемый регион. Пунктиром показана государственная граница.

Результаты структурно-геологических исследований [Шерман, Днепровский, 1989; San'kov et al., 1997], измерений методом GPS-геодезии [Саньков и др., 1999] и расчетов сейсмотектонических деформаций и обобщений данных о механизмах очагов землетрясений [Кучай, 1990; Солоненко и др., 1996; Мельникова, Радзиминович, 2007; Petit et al., 1996] свидетельствуют о том, что в центральной части БРС доминирует режим растяжения. Для фланговых территорий характерно развитие усиления роли сдвиговых полей тектонических напряжений [Шерман, Днепровский, 1989]. По отношению к оси рифтовых структур, косонаправленное растяжение установлено для северо-восточного фланга БРС, а режим сдвига со сжатием для ее юго-западного фланга [Саньков и др., 1999; Мельникова, Радзиминович, 2007; San'kov et al., 1997].

Первые данные о скоростном строении коры и верхней мантии в южной части Восточной Сибири, были получены методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). В верхней части земной коры БРС по данным ГСЗ замечен слой пониженной

скорости, его положение хорошо согласуется с данными магнитотеллурических исследований, сейсмологии и магнитометрии. При использовании данных ГСЗ и близких землетрясений выделен слой мантии с пониженными скоростями продольных и поперечных волн, область пониженных скоростей на поверхности мантии вытянута в северо-восточном направлении более чем на 1500 км и имеет ширину от 200 до 400 км, охватывая всю рифтовую систему [Крылов и др., 1981].

По результатам работ В.А. Рогожиной и В.М. Кожевникова была выделена более обширная область аномальной (низкоскоростной) мантии [Рогожина, Кожевников, 1979]. Вертикальная мощность этой низкоскоростной неоднородности верхней мантии в пределах БРС достигает 350–500 км при дефиците скорости P -волн 0.3 км/с. Позднее методами телесеismicической томографии было подтверждено наличие под БРС области низкоскоростной мантии, которая, начинаясь непосредственно под подошвой земной коры рифтовой системы, погружается до 120 км под краевой частью Сибирской платформы и далее до 200 км под ее центральной частью [Gao et al., 1994; Зорин и др., 1996]. Выявлена сокращенная мощность литосферы под БРС по сравнению с окружающими регионами (45–50 км под БРС, 200 км под Сибирской платформой, от 120 и до 170 км под Забайкальем и Монголией).

По данным МТЗ кровля слоя высокой электрической проводимости, отождествляемого с астеносферой, залегает под платформой на глубине 200 км, под БРС – на глубине 100 км в ее южной части и 60 км в северной [Попов, 1989; Зорин и др., 1996]. Мощность коры сокращена под рифтовыми впадинами и составляет 34–48 км по сравнению с 44–52 км горного поднятия Восточного Саяна и 37–39 км под Сибирской платформой (рис. 2.1) [Мац и др., 2001]. С другой стороны, согласно последней интерпретации данных ГСЗ [Suvorov et al., 2002], утонение коры под рифтовыми впадинами не подтвердилось.

БРС является одной из наиболее сейсмически активных территорий Российской Федерации – по классификации МЧС она относится к первой, самой высокой категории опасности. С начала инструментальной регистрации (с 1950 г.) по данным БФ ФИЦ ЕГС РАН тут произошло 12 землетрясений с магнитудой $M_s \geq 6.0$ [<http://www.seis-bykl.ru>] (рис. 2.2); согласно историческим данным к исследуемому региону приурочены также события с магнитудой до 8.2 [Новый..., 1977]. За период инструментальных наблюдений сильнейшим землетрясением рифтовой системы было Муйское землетрясение 1957 г. с магнитудой $M_{LN} = 7.6$ [Новый..., 1977]. Последнее на момент написания работы сильное

событие произошло в районе оз. Хубсугул (Хубсугульское землетрясение 2021 г.) с магнитудой $M_W=6.8$. Основное количество землетрясений приурочено к самому рифту, территория Амурской литосферной плиты характеризуется умеренной рассеянной сейсмичностью, Сибирская платформа практически асейсмична (рис. 2.2). Количество слабых и умеренных событий (энергетический класс $K_p \geq 7$) довольно значительно – в среднем приблизительно 10 тыс. землетрясений в год [Масальский и др., 2007].

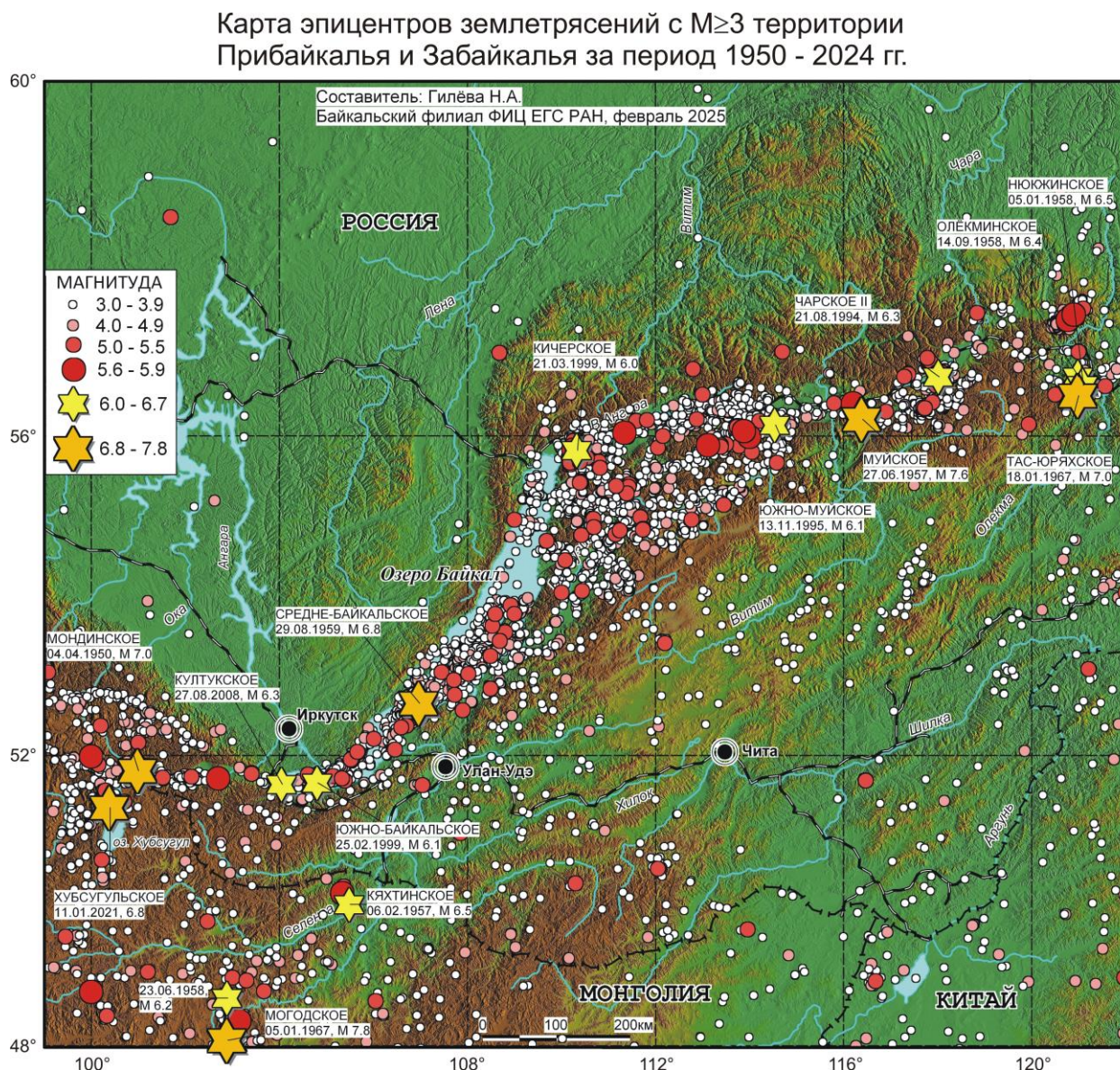


Рисунок 2.2 – Сейсмичность БРС за период 1950–2024 гг. по данным БФ ФИЦ ЕГС РАН.

В самой Байкальской впадине наиболее сейсмически активной является ее южная часть, на прилегающих к ней территориях южного Прибайкалья и Забайкалья (Иркутская область, республика Бурятия) находятся крупные города, населенные пункты, а также

опасные производства, линейные сооружения, плотина ГЭС (г. Иркутск), автомагистрали и Восточно-Сибирская железная дорога.

Очаги землетрясений БРС приурочены к верхней и средней коре, основная часть землетрясений происходит на глубинах 10–25 км [Радзиминович, 2010]. Механизмы очагов землетрясений БРС детально описывались в работах Л.А. Мишариной, Н.В. Солоненко, Д. Дозер, В.И. Мельниковой, Н.А. Радзиминович и др. [Doser, 1991a, б; Мишарина, 1969; Мишарина и др., 1976; Мишарина, Солоненко, 1977; Солоненко и др., 1996; Мельникова, Радзиминович, 2007 и др.]. Решения механизмов очагов землетрясений БРС показывают преобладание очагов «рифтового» типа (ось напряжений сжатия близвертикальна, ось напряжений растяжения близгоризонтальна, нодальные плоскости ориентированы согласно простиранию основных рифтовых структур) в центральной части БРС, и очагов со сдвиговой компонентой смещения по разрывам – на флангах.

Помимо высокой сейсмической активности, БРС характеризуется проявлениями разнообразных опасных геологических процессов, таких как сели, паводки, обвалы и оползни, лавины, карстовые проявления [Семинский и др., 2022]. Согласно карте селевой опасности России [Perov et al., 2017] (рис. 2.3), на территории БРС есть регионы с высокой селевой активностью, где периодически проходят разрушительные селевые потоки. Ярким примером может служить прохождение катастрофических водокаменных и грязекаменных потоков в 2014 г. в районе Тункинских Гольцов (пос. Аршан) [Чечельницкий и др., 2018].

Наиболее селеопасным считается район Южного Прибайкалья в пределах горного обрамления Южнобайкальской впадины (рис. 2.3). На этой территории селевые потоки были зарегистрированы в 1849, 1863, 1890, 1903, 1905, 1910, 1915, 1919, 1925, 1927, 1932, 1934, 1935, 1938, 1940, 1942, 1945, 1947, 1952, 1956, 1959, 1960, 1962, 1965, 1971, 1973, 1980, 2019, 2023 годах. Генетический тип селей – дождевой, связан с выпадением интенсивных атмосферных осадков, которым, как правило, предшествовали периоды затяжных дождей. Повторяемость схода катастрофических селей в регионе – 1 раз в 55–60 лет, по сезону они, как правило, приурочены к летним месяцам (конец июня – июль), соответствующим месяцам максимального внутригодового распределения осадков [Агафонов, 1996; Агафонов, Макаров, 1996; Макаров, 2012]. В инфраструктурном плане этот район характеризуется большим количеством стратегически важных объектов – здесь проходит Кругобайкальская железная дорога (западный берег оз. Байкал, от пос. Култук

до порта Байкал), а также Транссибирская железнодорожная магистраль и автомобильная трасса Р-258, соединяющие субъекты Российской Федерации Сибирь и Дальний Восток.

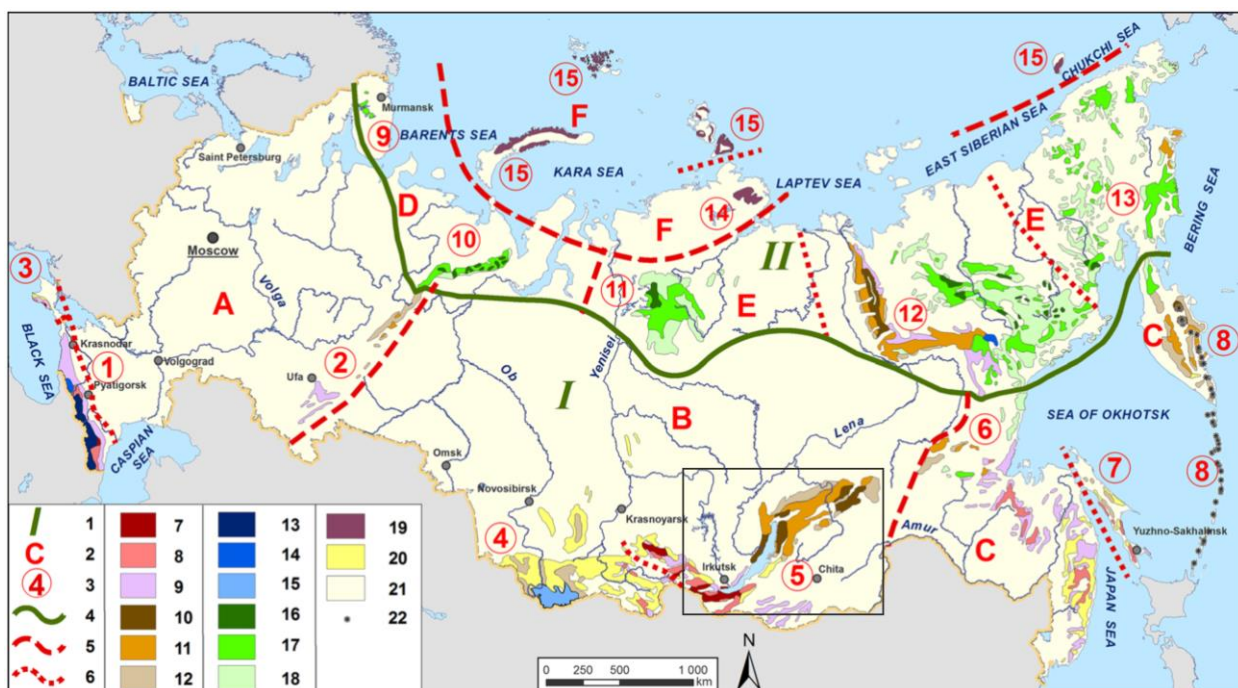


Рисунок 2.3 – Селеопасные территории России. Районирование селеопасных территорий. Индексы: 1 – зоны, 2 – регионы, 3 – провинции. Границы: 4 – зоны, 5 – регионы, 6 – провинции. Типы селевых потоков и степень селевой активности: дождевые сели (7 – высокая, 8 – средняя, 9 – низкая активность); дождевые селевые потоки (преобладающие) и талые потоки (10 – высокая, 11 – средняя, 12 – низкая активность); дождевые (преобладающие) и ледниковые селевые потоки (13 – высокая, 14 – средняя, 15 – низкая активность); талые и дождевые селевые потоки (16 – высокая, 17 – средняя, 18 – низкая активность); 19 – слякоть; 20 – территории с потенциальной селевой активностью; 21 – территории без селевых потоков; 22 – действующие вулканы. Карта из работы [Perov et al., 2017], исследуемый регион выделен черным прямоугольником.

Азиатская часть Российской Федерации, где находится исследуемый в работе Байкальский регион, относится к областям с резко континентальным климатом – для них характерны холодные зимы и жаркое лето. Максимальные годовые перепады температур воздуха могут превышать 80 °С, а суточные – 30 °С. В состав изучаемого региона входят следующие субъекты Федерации – Иркутская область, республика Бурятия и Забайкальский край. Среднегодовая температура воздуха почти на всей территории Иркутской области отрицательная (например, в Иркутске -1 °С, в Бодайбо -6 °С). В районах, прилегающих к оз. Байкал, среднегодовая температура имеет положительное значение (до +0.5 °С). Средняя годовая температура воздуха в республике Бурятия составляет от -1.6 °С до -3.2 °С в зависимости от района и года наблюдения (зимой

средняя температура держится в диапазоне от -20°C до -30°C , а в горных и северных районах опускается еще ниже. Абсолютный минимум достигает $-45\ldots-55^{\circ}\text{C}$. Средняя температура самого теплого месяца (июль) составляет около $+18.5\ldots+26^{\circ}\text{C}$). Среднегодовая температура воздуха в Забайкальском крае составляет в среднем от -1.5°C до -2.9°C (зимой температура варьируется от $-20\ldots-23^{\circ}\text{C}$ на юге до $-33\ldots-38^{\circ}\text{C}$ на севере и в горных котловинах, абсолютные минимумы могут опускаться ниже $-50\ldots-58^{\circ}\text{C}$; летом (июль) средняя температура воздуха составляет около $+17\ldots+20^{\circ}\text{C}$) [Винокуров, Суходолов, 1998; СП 131.13330.2025; данные сайта «Погода и климат» – <https://www.pogodaiklimat.ru/>].

Криолитозона исследуемого региона представляет собой южную, наиболее динамичную и уязвимую окраину области распространения многолетнемерзлых пород (ММП) в Восточной Сибири (рис. 2.4). Из-за сложного рельефа и резко континентального климата мерзлота здесь носит преимущественно мозаичный, прерывистый и островной характер, за исключением высокогорных районов и крайнего севера, где она имеет сплошное распространение. Сплошное распространение наблюдается на Становом нагорье, в хребтах Кодар, Северо-Муйский, Баргузинский, Восточный Саян. Мощность мерзлой толщи в горах может достигать 200–500 метров, а температуры опускаются до $-3\ldots-5^{\circ}\text{C}$. Прерывистое распространение мерзлоты мощностью от 50 до 200 м характерно для межгорных впадин (Верхнеангарская, Муйская, Чарская) и средних поясов хребтов. Островная и спорадическая мерзлота мощностью от нескольких метров до 20–30 м наблюдается в Южной части Прибайкалья и Забайкалья (долина Селенги, юг Иркутской области и Забайкальского края) (рис. 2.4). В частности, на территории Забайкальского края (в районе сейсмической станции «Тупик») фиксируется зона сплошного распространения мерзлоты с крупными массивами, грунты малольдистые, их температура выше -2°C , мощность мерзлых рыхлых грунтов не превышает 30 м [Dzhurik et al., 2022]. Общие сведения о температурном режиме и мощности ММП по данным геотермических исследований для Чарской впадины: температура меняется от $-4\ldots-6^{\circ}\text{C}$ до -1.5°C , мощность ММП с увеличением абсолютных отметок рельефа варьируется от 100 до 1000 м, мощность слоя сезонного протаивания меняется от 0.5 в центральных заболоченных частях впадины до 2 м на поверхности южных склонов [Serebrennikov et al., 2026]. Муйская впадина в своей высокогорной, предгорной части и долине р. Муя охвачена сплошной мерзлотой мощностью до 500 м, диапазон изменения в цикле сезонного промерзания и протаивания. Область распространения многолетнемерзлых пород в

Тункинской впадине изменяется от многолетнемерзлых грунтов с островами таликов (горное обрамление впадины) до грунтов редкоостровного типа в пределах болотных и озерных массивов, на периферии песчаных массивов, а также на высоких террасах в виде островов с мощностью 10–100 м и температурой до $-0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Serebrennikov et al., 2026].



Рисунок 2.4 – Распространение многолетнемерзлых грунтов на территории Российской Федерации по данным [Национальный атлас..., 2004].

2.2. Материалы и методы

В работе использовались данные непрерывной регистрации сетей сейсмических станций, расположенных в Байкальском регионе и на прилегающих территориях.

Сейсмологические наблюдения на территории Байкальского региона проводятся сетями двух филиалов Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (ФИЦ ЕГС РАН) – Байкальского и Бурятского. Сейсмическая сеть Байкальского филиала (БФ) ФИЦ ЕГС РАН состоит из 27 станций на территории Иркутской области, Республики Бурятия и Забайкальского края, 23 из них расположены в пределах БРС [Кобелева и др., 2025]. В районе восточного побережья Южного и Среднего Байкала на конец 2023 г. работали девять сейсмических станций Бурятского филиала (БуФ) ФИЦ ЕГС РАН. Размещение всех станций показано на рис. 2.5, сведения о них приведены в табл. 2.1. Большинство станций региона (32 из 36) оснащено

короткопериодными велосиметрами CM-3, CM-3KB и СК-1П, на девяти установлены широкополосные велосиметры CMG-3ESPCD, CMG-40T и TC120. 24 сейсмические станции БФ ФИЦ ЕГС РАН, оснащенные акселерометрами ОСП-2М или CMG-5Т, составляют сеть сильных движений. На станции «Талая» (TLY) работает аппаратура IRIS – сейсмометры STS-2.5 и FBA-23 [Кобелева и др., 2025]. Частота отсчета всех станций – 100 отсчетов в секунду.

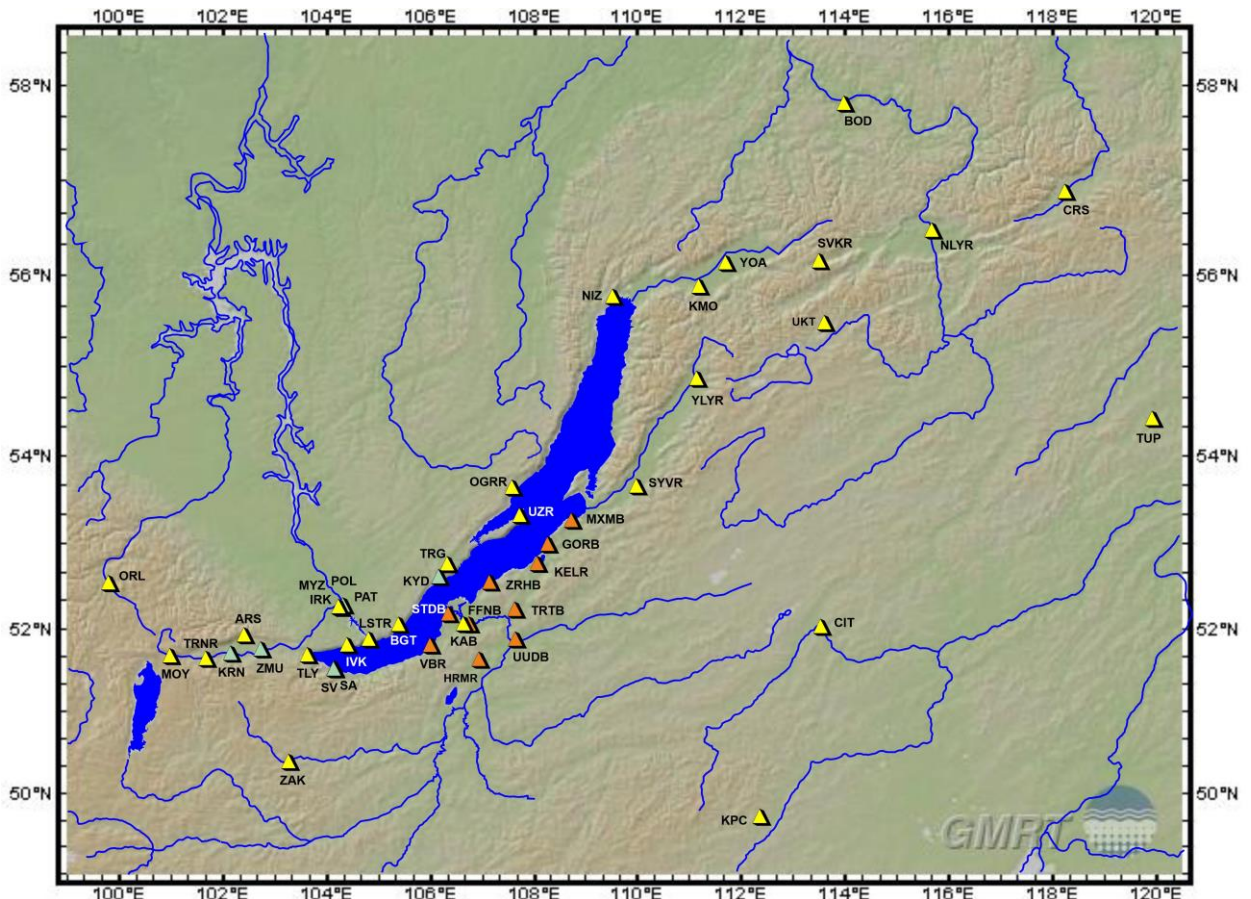


Рисунок 2.5 – Положение сейсмических станций БРС: станции БФ ФИЦ ЕГС РАН – желтые треугольники, БуФ ФИЦ ЕГС РАН – оранжевые, ИЗК СО РАН – зеленые, черный шрифт – международные коды станций по данным [Мельникова и др., 2017, 2025]. В качестве подложки использован цифровой рельеф по данным [Ryah et al., 2009].

Таблица 2.1. Сведения о сейсмических станциях БФ и БуФ ФИЦ ЕГС РАН по данным [Мельникова и др., 2017, 2025]

№	Сейсмическая станция		Координаты и высота над уровнем моря			Подпочва	Частотный диапазон, Гц
	название	код	с.ш., °	в.д., °	h, м		
1	Аршан	ARS	51.920	102.421	946	Глыбы, дресва, щебень с заполнением супесью (до 5 м)	0.5–20
2	Бодайбо	BOD	57.819	114.005	245	Граниты	0.5–20
3	Большое	BGT	52.045	105.407	466	Глинистые породы до 4 м,	0.5–20

№	Сейсмическая станция		Координаты и высота над уровнем моря			Подпочва	Частотный диапазон, Гц
	название	код	с.ш., °	в.д., °	h, м		
	Голоустное					полускальные породы	
4	Горячинск	GORB	52.986	108.285	480	Суглинки 3 м, ниже – трещиноватые скальные породы	0.5–40
5	Закаменск	ZAK	50.382	103.281	1200	Глыбы, дресва, щебень с заполнением песком	0.5–20
6	Заречье	ZRNB	52.545	107.159	480	Валуны, галька, суглинки до 10 м	0.5–40
7	Ивановка	IVK	51.801	104.414	470	Скальные породы	0.5–20
8	Иркутск	IRK	52.243	104.271	467	Суглинки микропористые до 13 м	0.5–20
9	Кабанск	KAB	52.050	106.654	468	Пески разнотернистые до 5 м, пески с гравием	0.5–20
10	Котокель	KELR	52.763	108.078	460	Песчаные наносы (в 50 м выходы гранитов)	0.033-40
11	Кумора	KMO	55.887	111.203	490	Пески 20–50 м	0.5–20
12	Листвянка	LSTR	51.868	104.832	450	Граниты	0.5–20
13	Максимиха	MXMB	53.263	108.745	510	Осадочные породы, суглинки	0.033–40
14	Монды	MOY	51.668	100.993	1349	Валуны, гравий, галька с песчаным заполнением	0.5–20
15	Неляты	NLYR	56.491	115.703	596	Пески 25–60 м	0.5–20
16	Нижнеангарск	NIZ	55.775	109.542	509	Глыбы, дресва, щебень с песчано-суглинистым (до 3 м) и пылевато-песчаным (до 17 м) заполнителем	0.5–20
17	Онгурен	OGRR	53.644	107.596	505	Граниты	0.5–20
18	Орлик	ORL	52.535	99.808	1375	Известняки*	0.5–20
19	Северомуйск	SVKR	56.159	113.520	850	Пески до 30 м	0.5–20
20	Степной Дворец	STDB	52.169	106.366	458	Осадочные отложения не менее 2 км	0.033-40
21	Суво	SYVR	53.659	110.000	530	Глыбы, щебень, дресва с песчаным заполнением до 4 м	0.5–20
22	Сухой Ручей	VBR	51.798	106.015	478	Суглинисто-гравийные породы	0.5–40
23	Талая	TLY	51.681	103.644	579	Глыбы, щебень, дресва до 5 м, мраморы, сланцы	0.5–20
24	Тупик	TUP	54.426	119.954	714	Пески, суглинки, галечники до 5–7 м	0.5–20
25	Туран	TRNR	51.637	101.685	875	Песчаный грунт с прожилками глинистых отложений до 10 м, ниже 10 м – неустойчивые породы в виде галечника	0.83–50
26	Турунтаево	TRTB	52.223	107.649	600	Коренные породы	0.5–20
27	Тырган	TRG	52.760	106.347	593	Глыбы, дресва, гнейсы, сланцы до 10 м	0.5–20
28	Уакит	UKT	55.489	113.627	1140	Валуны, галька, песок, суглинки до 15–30 м	0.5–20
29	Узур	UZR	53.323	107.741	480	Скальные породы	0.5–20
30	Улан-Удэ	UUDB	51.867	107.663	600	Глыбы, щебень (конгломераты)	0.008-40

№	Сейсмическая станция		Координаты и высота над уровнем моря			Подпочва	Частотный диапазон, Гц
	название	код	с.ш., °	в.д., °	h, м		
31	Улюнхан	YLYR	54.875	111.163	582	Валунно-галечные отложения до 5 м, граниты	0.5–20
32	Уоян	YOA	56.141	111.722	524	Пески, супесь до 16 м	0.5–20
33	Фофоново	FFNB	52.048	106.765	564	Песчаные почвы	0.5–20
34	Хапчеранга	KPC	49.704	112.378	1067	Алевролитовые сланцы до 50 м	0.5–20
35	Хурамша	HRMR	51.628	106.955	620	Плотные аргиллиты	0.5–20
36	Чара	CRS	56.900	118.269	700	Песчано-гравийные отложения до 50 м	0.5–20
37	Чита	CIT	52.021	113.552	759	Пески до 6 м, граниты	0.5–20

* по уточненной информации В.А. Санькова

С декабря 2020 г. Институтом земной коры СО РАН (ИЗК СО РАН) на полигоне «Бугульдейка» установлена широкополосная сейсмическая станция, включающая в себя сейсмометр Trillium Compact Posthole 120, дигитайзер Centaur и автономную систему питания из солнечных панелей, контроллера и аккумуляторных батарей (рис. 2.4). Сейсмической станции присвоен региональный код KYD (Куяда), координаты: 52.567 °с.ш., 106.136 °в.д., высота – 484 м, время работы – с 30 ноября 2020 г., тип подпочвы – суглинки, коренные породы. Рабочий диапазон – от 120 секунд до 108 Гц. Аналогичная станция в конце 2022 года установлена на полигоне Зун-Мурино (Тункинская впадина, рис. 2.4). Сейсмической станции присвоен временный региональный код ZMU (Зун-Мурино), координаты: 51.72 °с.ш., 102.89 °в.д., высота – 704 м, время работы – с 03 декабря 2022 г. Тип подпочвы – пески, галечники. Также в 2014 г. в пос. Кырен (Тункинская впадина) действовала сейсмическая станция «Кырен» (локальный код KRN), оснащенная аппаратурой Guralp CMG-6TD (рис. 2.4). Частота отсчетов – 50 в секунду, координаты – 51.68 °с.ш., 102.13 °в.д, высота – 880 м. Тип подпочвы – пески, галечники.

Также в работе использовались данные временных сетей станций, установленных в городах Иркутск и Байкальск. Локальная сейсмическая сеть ИЗК СО РАН в г. Иркутск состоит из трех акселерометров (табл. 2.2), расположенных в разных районах города – 2 станции в пределах Свердловского района и 1 станция в Октябрьском районе. Станции регистрируют скорости и ускорения по трем направлениям: вертикальное, север-юг и запад-восток. Частота отсчетов – 100 раз в секунду.

Таблица 2.2 – Временная сеть сейсмических станций в гг. Иркутск и Байкальск

Код станции	город	Координаты		Тип датчика	Полоса частот, Гц
		с.ш., °	в.д., °		
IRK	Иркутск	52.243	104.271	CMG-3ESPCD	0.017–60
POL	Иркутск	52.254	104.247	A1638	0.5–400
MUZ	Иркутск	52.248	104.271	A1638	0.5–400
PAT	Иркутск	52.274	104.338	A1638	0–400
SV	Байкальск	51.511	104.155	CME-4211	0.3–400
SA	Байкальск	51.521	104.157	CME-4211	0.3–400

Сейсмическая сеть в г. Байкальск состоит из двух станций ZET048-VER.3 с трехкомпонентным широкополосным сейсмометром модели CME-4211. Станции расположены вдоль русла р. Солзан на расстоянии 1.13 км друг от друга (табл. 2.2). Сейсмические станции марки ZET048-VER.3 российского производства, предназначены для проведения сейсмического мониторинга, имеют 3 датчика: два горизонтальных и один вертикальный, рабочая полоса частот от 0.3 до 400 Гц. Частота отсчетов устанавливалась равной 100 отсчетов в секунду. Встроенный GPS-приемник обеспечивает точное позиционирование устройства, а также точный отсчет времени. Станции устанавливались на бетонное основание, питание – сеть 220 В и аккумуляторы.

Рабочая полоса частот большинства сейсмических станций Байкальского региона ограничена полосой 0.5–20 Гц (табл. 2.1). Однако, микросейсмические шумы охватывают более широкий спектр частот – от 0.001 до 300 Гц и более. В частности, изучаемый в настоящей работе сейсмический шум техногенной природы характеризуется средними (до 10 Гц) и высокими (10–300 Гц) частотами. Для проверки способности сейсмических станций региона регистрировать высокочастотные шумы без значимых искажений был выполнен анализ микросейсмического шума, записанного короткопериодной (рабочая полоса частот 0.5–20 Гц) и широкополосной аппаратурой, установленной БФ ФИЦ ЕГС РАН на станциях «Иркутск» и «Тырган». На станции «Иркутск» анализировались записи цифровых сейсмических станций «Байкал-11» и CMG-3ESPCD (рабочая полоса частот 0.017–60 Гц, табл. 2.2), на станции «Тырган» – также «Байкал-11» и Trillium Compact 120s (рабочий диапазон от 120 секунд до 108 Гц). Для анализа были выбраны записи, осложненные случайными помехами, рассчитывались отношения спектральных амплитуд горизонтальных и вертикальных компонент записи (H/V-отношения), а также отношения спектров помех и спокойного фона (рис. 2.6).

IRK

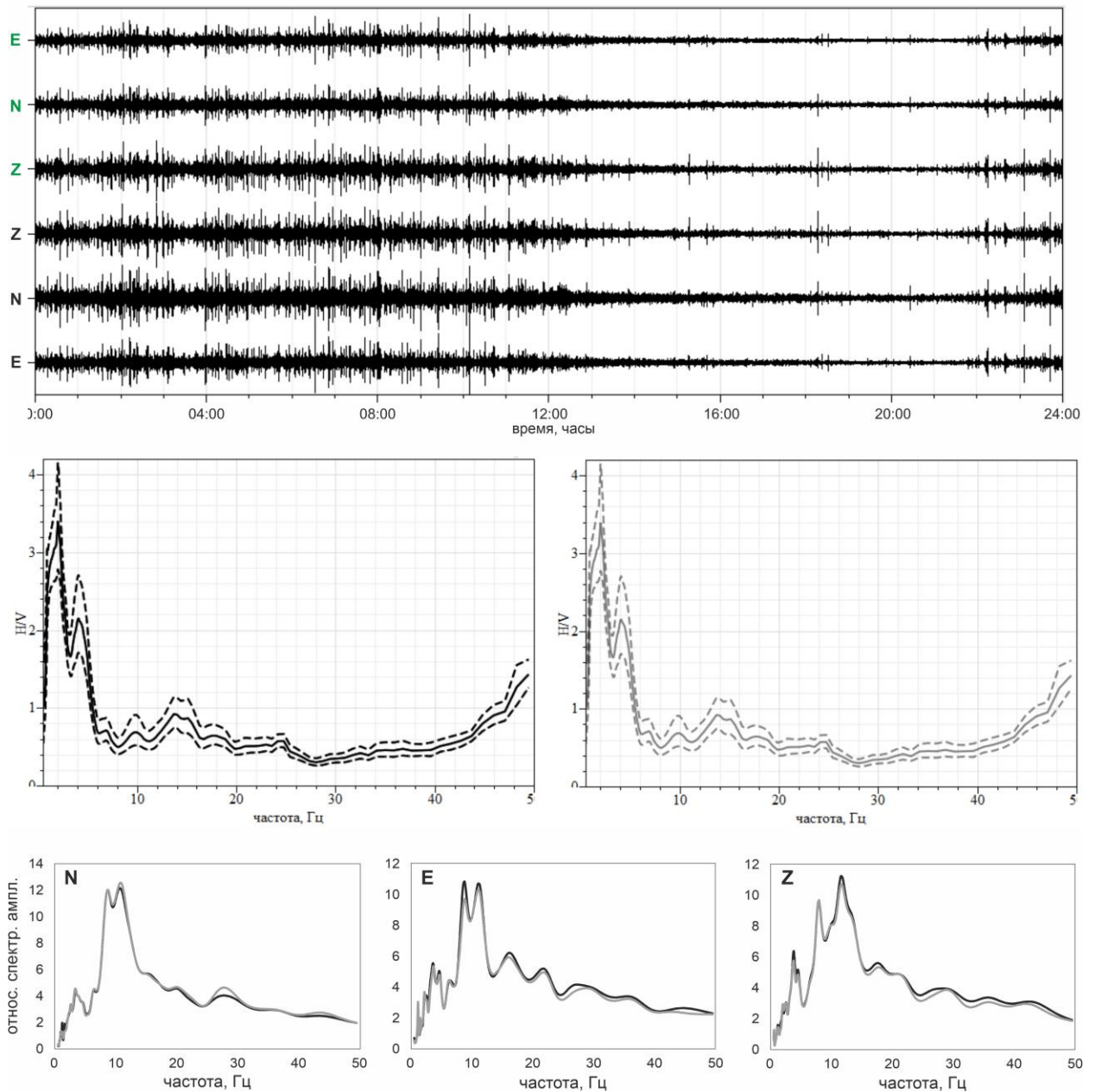


Рисунок 2.6 – Сравнение характеристик сейсмических записей, полученных короткопериодной и широкополосной аппаратурой на станции «Иркутск». Вверху показаны исходные суточные сейсмограммы (зеленым обозначены записи широкополосной станции), в центре – H/V -отношения для суточных записей (черным – широкополосная аппаратура, серым – короткопериодная, пунктиром показаны стандартные отклонения кривых), внизу – отношения спектральных амплитуд помех и фоновых шумов для компонент N, E и Z записей (черным – широкополосная аппаратура, серым – короткопериодная).

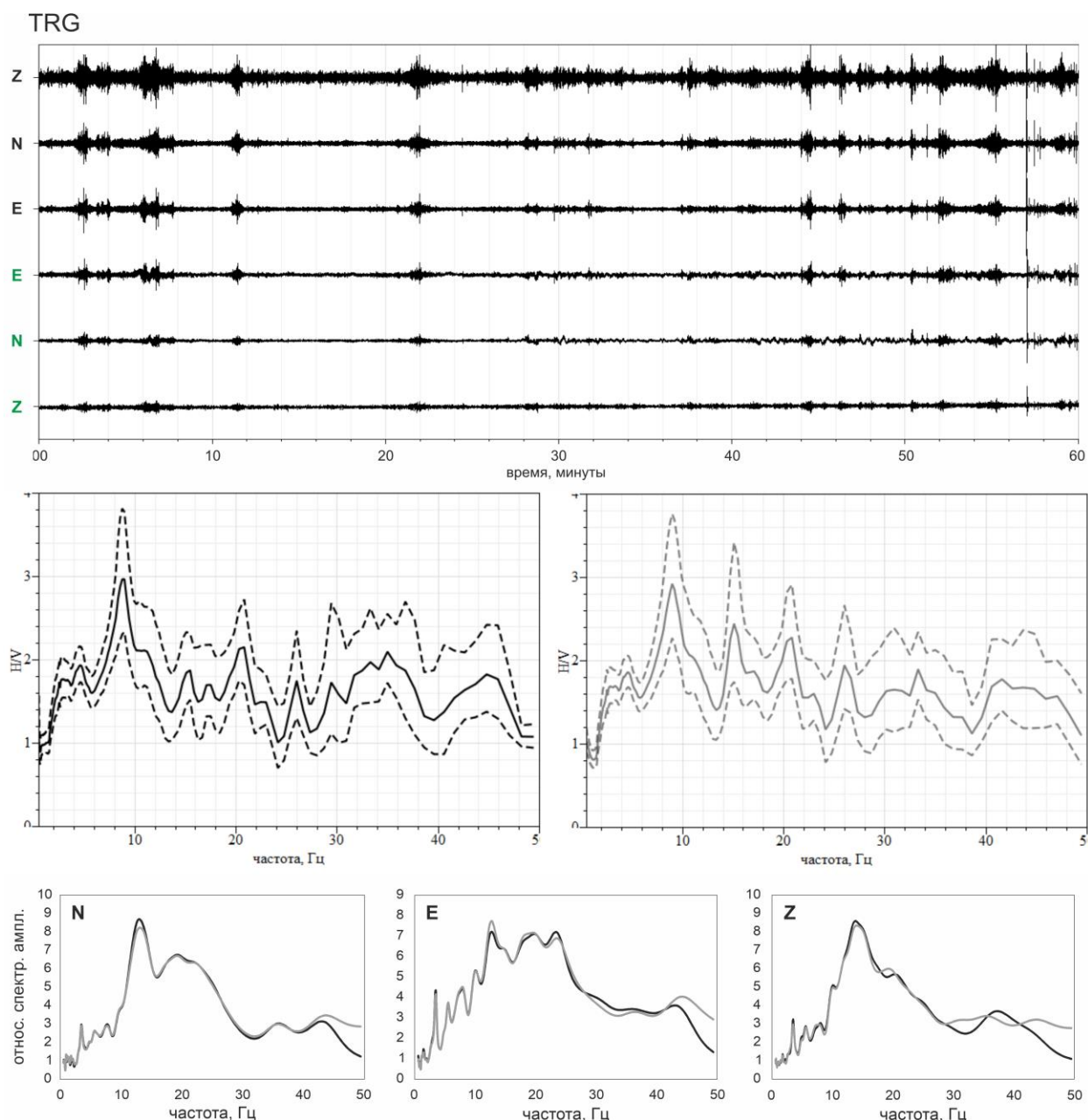


Рисунок 2.6 (окончание) – Сравнение характеристик сейсмических записей, полученных короткопериодной и широкополосной аппаратурой на станции «Тырган». Вверху показаны исходные часовые сейсмограммы (зеленым обозначены записи широкополосной станции), в центре – H/V -отношения для суточных записей (черным – широкополосная аппаратура, серым – короткопериодная, пунктиром показаны стандартные отклонения кривых), внизу – отношения спектральных амплитуд помех и фоновых шумов для компонент N, E и Z записей (черным – широкополосная аппаратура, серым – короткопериодная).

По полученным результатам видно, что искажение в высокочастотной части спектра, вносимое ограничением регистрирующей аппаратуры незначительно. Для станции «Иркутск» отклонений в кривых H/V не наблюдается, разница в спектральных отношениях «помеха – фон» для разных компонент не превышает 1.4 (рис. 2.6). Для

станции «Тырган» (для которой использовался для анализа не суточный, а часовой отрезок записи, рис. 2.6) отклонения H/V -отношений, рассчитанных по данным короткопериодной и широкополосной аппаратуры, находятся в пределах стандартных отклонений. Для отношений «помеха – фон» максимальные отклонения наблюдаются на частотах выше 40 Гц, но они также не превышают величины 1.65 (рис. 2.6). Таким образом, полученные отклонения отношений спектральных амплитуд для короткопериодной и широкополосной аппаратуры хорошо согласуются между собой во всем частотном диапазоне, их отклонения не превышают стандартных ошибок. Проведенный тест показывает, что короткопериодная аппаратура региональных сейсмических станций Байкальского региона может использоваться для оценок отношений спектральных амплитуд колебаний микросейсмического шума в области частот от 0.5 до 50 Гц.

Для анализа сейсмограмм и выделения полезного сигнала использовался ряд классических методов: методы спектрального и спектрально-временного анализа, метод поляризационного анализа, метод спектральных отношений H/V -компонент (метод Накамуры [Nakamura, 1989]), а также оценка среднего уровня фона. Так как в каждом случае исходный сигнал заметно отличается от других, параметры обработки при применении спектрального, спектрально-временного и поляризационного анализов, описываются отдельно для каждого типа сигнала в конкретных главах.

Для определения амплитудно-частотных характеристик верхней части разреза и их возможных сезонных вариаций под сейсмическими станциями использовался метод Накамуры [Nakamura, 1989] или метод H/V -отношений. Технология использования спектральных отношений вертикальных и горизонтальных компонент микросейсмических шумов для нивелирования влияния внешних помех и расчета отклика среды впервые была предложена Ногоши [Nogoshi, Igarashi, 1971] и позже популяризована Накамурой [Nakamura, 1989]. Метод Накамуры используется для расчета фундаментальных периодов [Field, Jacob, 1993; Ohmachi et al., 1994; Bonnefoy-Claudet et al., 2006; Яблоков и др., 2023 и др.], а также соответствующих коэффициентов усиления колебаний [Lermo, Chavez-Garcia, 1994; Konno, Ohmachi, 1995]. Существенным недостатком метода является его эмпирический характер. Сопоставление амплитудно-частотных характеристик (АЧХ) среды, полученных методом Накамуры и другими методами, показывает хорошее согласие [Field, Jacob, 1995; Bonilla et al., 1997; Parolai et al., 2004], но до последнего времени не существовало строгого теоретического обоснования метода. В 1998 г. К.

Конно сформулировал теорию метода Накамуры в терминах характеристик поверхностных волн Релея и Лява с использованием экспериментальных данных (измерения в скважинах спектральных амплитуд фундаментальных мод волн Рэлея) [Konno, Ohmachi, 1998].

С 2001 года начались работы в рамках международного исследовательского проекта SESAME (Site EffectS assessment using AMbient Excitations), посвященные исследованию физической природы и состава волнового поля фонового микросейсмического шума, оценке сейсмических эффектов грунта с использованием микросейсмического шума, а также разработке и проверке надежных, недорогих методов оценки сейсмической опасности в городских агломерациях. В рамках проекта SESAME было доказано, что амплитуды кривой H/V не связаны с реальным усилением колебаний, но сам метод хорошо выделяет резонансные частоты колебаний грунта, а также дает возможность определить глубину залегания резонансной границы (h_0) по формуле: $h_0 = V_S / (4f_0)$, где V_S – скорость поперечных волн, f_0 – частота резонансных колебаний поперечных волн [Haghshenas et al., 2008]. Т.к. при сезонных изменениях скоростных характеристик грунтов (промерзание и оттаивание рыхлых пород) наблюдаются изменения спектрального состава колебаний и сдвиг резонансных частот, метод H/V -отношений хорошо подходит для наблюдения сезонных вариаций характеристик верхней части разреза.

Основные выводы по Главе 2:

Байкальский регион и окружающие его территории отличаются многообразием факторов, влияющих на амплитудно-частотный состав микросейсмических шумов: здесь развита сплошная и островная мерзлота, присутствуют резкие колебания зимних и летних температур, промерзание верхнего слоя в холодные периоды, а также крупные водоемы, включая оз. Байкал, долины крупных рек и пр. Также в регионе очень большая техногенная нагрузка: железнодорожные и автомобильные магистрали, искусственные водоемы (Иркутское и Братское водохранилища) и др.

Анализ спектров записей, полученных короткопериодной и широкополосной аппаратурой на станциях «Иркутск» и «Тырган», показал, что отношения спектральных амплитуд хорошо согласуются между собой во всем частотном диапазоне, их разности не превышают величины 1.65. Таким образом, короткопериодная аппаратура региональных сейсмических станций Байкальского региона может использоваться для оценок

отношений спектральных амплитуд колебаний микросейсмического шума в области частот от 0.5 до 50 Гц.

Среди методов изучения и оценки вариаций микросейсмических шумов можно выбрать несколько, которые наилучшим образом подходят к условиям сейсмической регистрации, существующим в рассматриваемом регионе:

а) метод спектральных отношений Накамуры для определения амплитудно-частотных характеристик верхней части разреза под сейсмическими станциями и их сезонных вариаций;

б) методы спектрального и спектрально-временного анализа, позволяющие разложить сейсмограмму на отдельные составляющие и количественно охарактеризовать явления, отраженные на ней;

в) метод поляризационного анализа, позволяющий оценить направления колебаний частиц в сейсмической волне и тем самым определить природу сейсмической волны и ее наиболее вероятный источник.

Глава 3. СЕЗОННЫЕ ВАРИАЦИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ

Для изучения амплитудно-частотного состава микросейсмических колебаний и их сезонных вариаций был использован метод спектральных отношений вертикальных и горизонтальных компонент микросейсмических шумов (H/V-отношения) или метод Накамуры [Nakamura, 1989]. H/V-отношения и спектры микросейсмических колебаний обрабатывались в программе SESAME [Bard, 1995]. Использовались данные сейсмических станций региональной сети БФ ФИЦ ЕГС РАН и локальной сети БуФ ФИЦ ЕГС РАН, а также сейсмических станций ИЗК СО РАН (табл. 2.1, 2.2).

Для оценки сезонных вариаций микросейсмических колебаний рассматривались данные непрерывной регистрации за сутки, в разные дни недели (будни, выходные) и в разные климатические периоды (теплый период (ТП) – июль, август, сентябрь; холодный период (ХП) – январь, февраль, март). Выбор месяцев обусловлен приуроченностью средних, минимальных и максимальных температур теплого периода к положительному диапазону, холодного – к отрицательному. Чтобы избежать случайных ошибок (землетрясения, погодные условия, транспорт, взрывы, техногенные помехи и др.), выбирались отрезки записи по длительности не менее 1 часа. Также, чтобы избежать влияния ветровой нагрузки, учитывались погодные условия. Метеоданные были получены на сайте GisMeteo – Погода в мире (<https://www.gismeteo.ru/>). Каждая запись проверялась визуально на предмет помех.

Чтобы получить устойчивую во времени характеристику микросейсмического шума, для каждой станции в каждый сезон выбиралось не менее 15 часовых отрезков. Далее эти отрезки разбивались на окна длительностью не более 30 секунд так, чтобы избежать попадания случайных «выбросов» в анализируемых участков записи. В окончательный расчет включались только те окна, для которых отношение STA/LTA лежало в пределах 0.5–2.0 (здесь STA и LTA – средние уровни амплитуды сигналов для короткого (1 сек) и длинного (25 сек) временных периодов). На рис. 3.1 показан пример выбора окон для анализа. Вместе с тем, необходимо отметить, что несмотря на ручной и автоматический контроль выбора окон для анализа, ряд помех (таких как влияние стока рек, работы ГЭС, движение по отдаленным автомагистралям и т.п.) не мог быть исключен при анализе, т.к. эти шумы представляют собой продолжительные по времени источники, которые не могут быть визуально выделены на сейсмограмме.

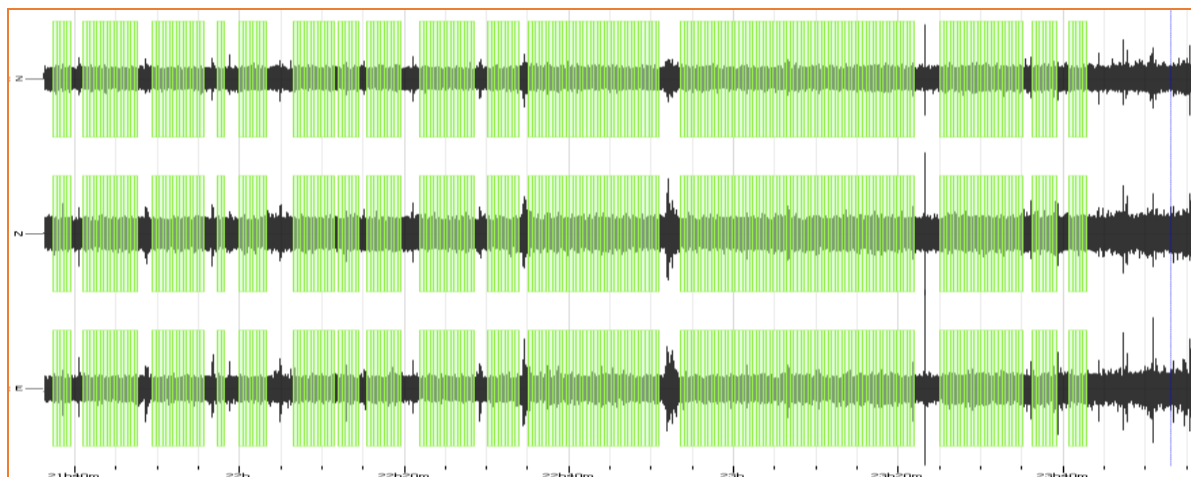


Рисунок 3.1 – Пример выбора окон для расчета H/V-отношений.

Соответствующие значения стандартных отклонений и финальные кривые H/V-отношений получались осреднением индивидуальных H/V-отношений для всех окон. Стандартные отклонения кривых H/V рассчитывались из средних арифметических логарифмов всех индивидуальных кривых H/V для всех окон по формуле:

$$\sigma(\log X) = \left[\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\log X_i - \log \langle X \rangle)^2 \right]^{1/2},$$

здесь X_i – кривая H/V, N – количество кривых, $\langle X \rangle$ – среднее арифметическое значение всех кривых H/V.

В результате для 40 сейсмических станций получены кривые H/V, характеризующие амплитудно-частотный состав фоновых микросейсмических колебаний в теплый и холодных периоды (рис. 3.2), а также спектры отдельных компонент (NS, EW, Z) (рис. 3.3). Рабочая полоса частот для большинства сейсмических станций находится в диапазоне от 0.5 до 20.0 Гц, однако, так как прежде всего в работе рассматривались относительные вариации уровня микросейсмического шума, а не индивидуальные измерения амплитуд на отдельных частотах, данные, выходящие за указанный диапазон также принимались во внимание. Для проверки надежности полученных результатов (достоверность выделения пиков кривой H/V) применялись критерии, разработанные в ходе проекта SESAME [SESAME..., 2003]: критерий 1: $f_0 > 10/l_w$; критерий 2: $p_c(f_0) > 200$; критерий 3: $\sigma_A(f) < 2$ для $0.5 \cdot f_0 < f < 2 \cdot f_0$, если 0.5 Гц. Здесь f_0 – частота H/V пика; l_w – длина окна; $p_c = l_w \cdot p_w \cdot f_0$; p_w – количество окон для средней кривой H/V; $\sigma_A(f)$ – стандартное отклонение амплитуды $A_{H/V}(f)$; $A_{H/V}(f)$ – H/V амплитуда кривой на частоте f ; f – текущая частота. Проверялись кривые, показывающие значительные отклонения в разные сезоны. Результаты оценки приведены в таблице 3.1.

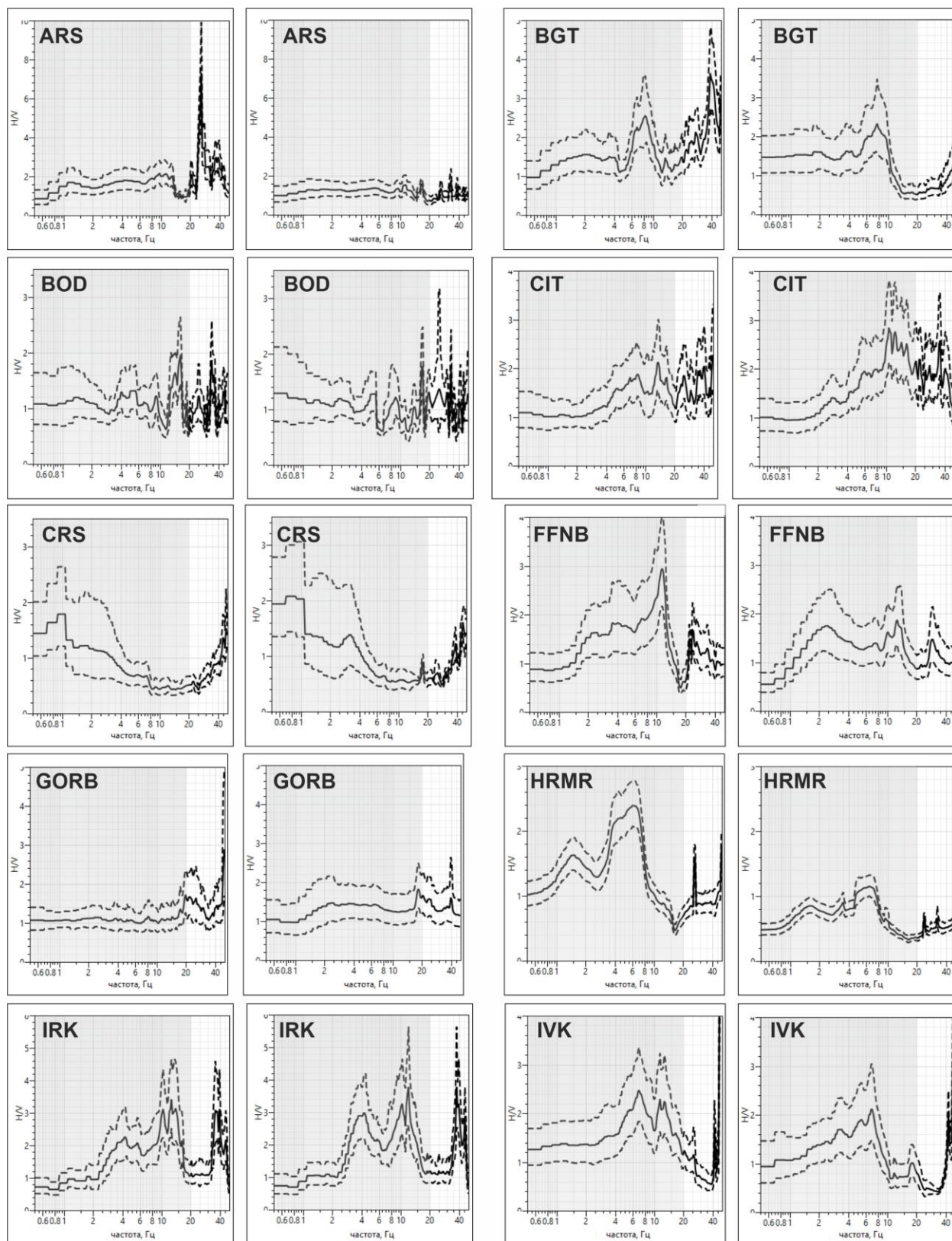


Рисунок 3.2 – кривые H/V -отношений: серым показана частотная область 0.5–20 Гц, сплошной линией – кривая H/V -отношений, пунктиром – среднеквадратичное отклонение. Для каждой станции слева показаны кривые H/V в теплый период, справа – в холодный. Красным крестом показаны пики кривых, не прошедшие верификацию.

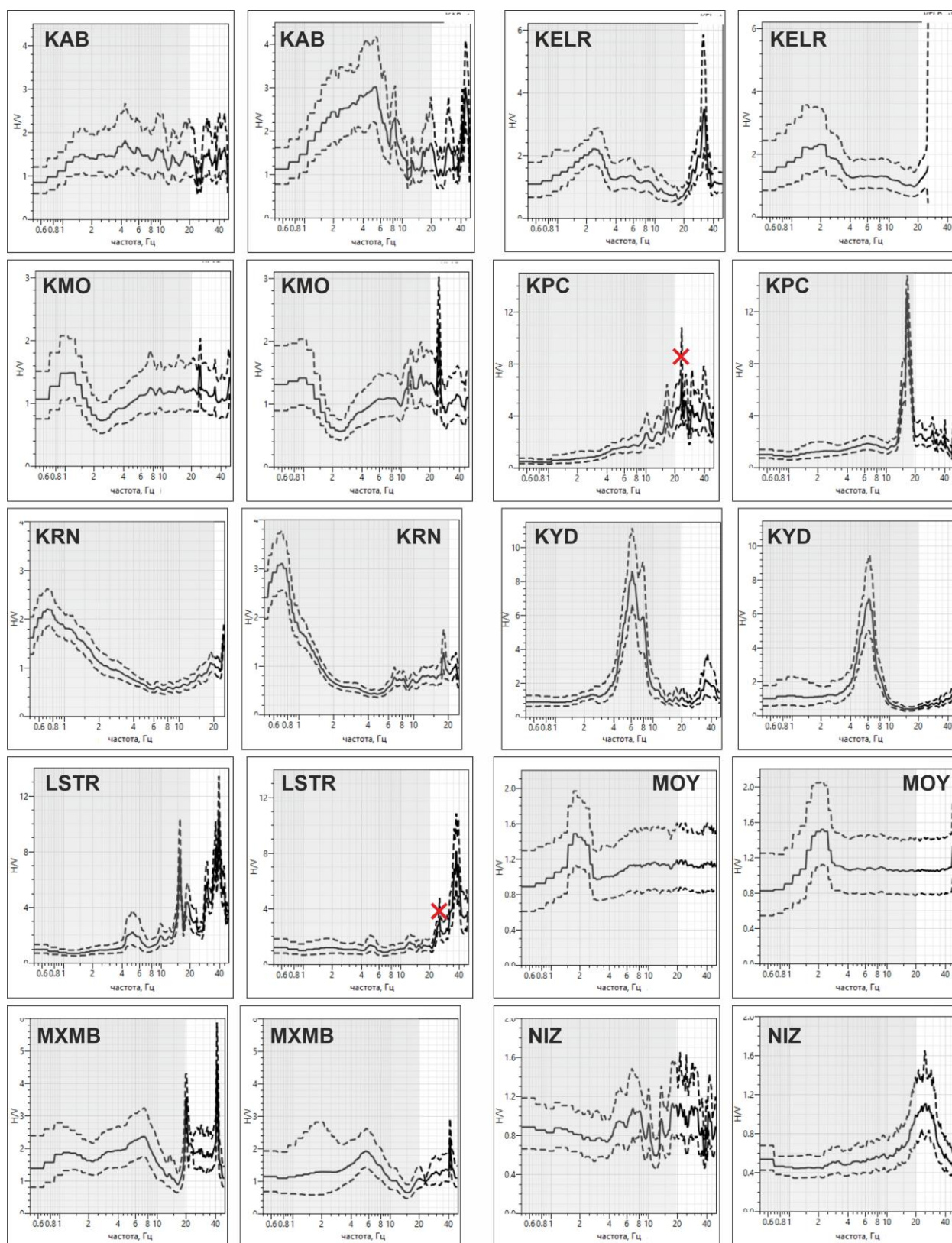


Рисунок 3.2 – Продолжение.

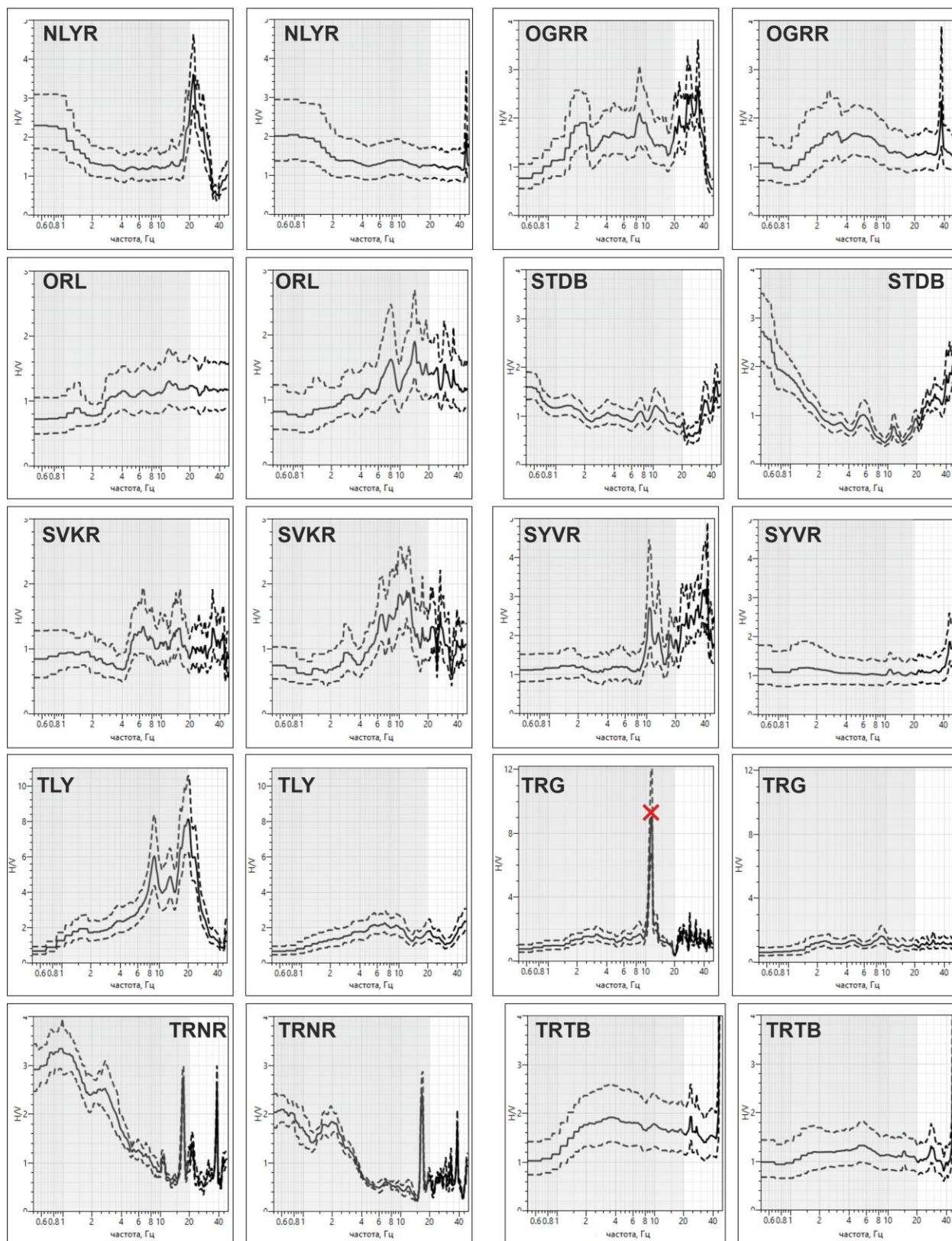


Рисунок 3.2 – Продолжение.

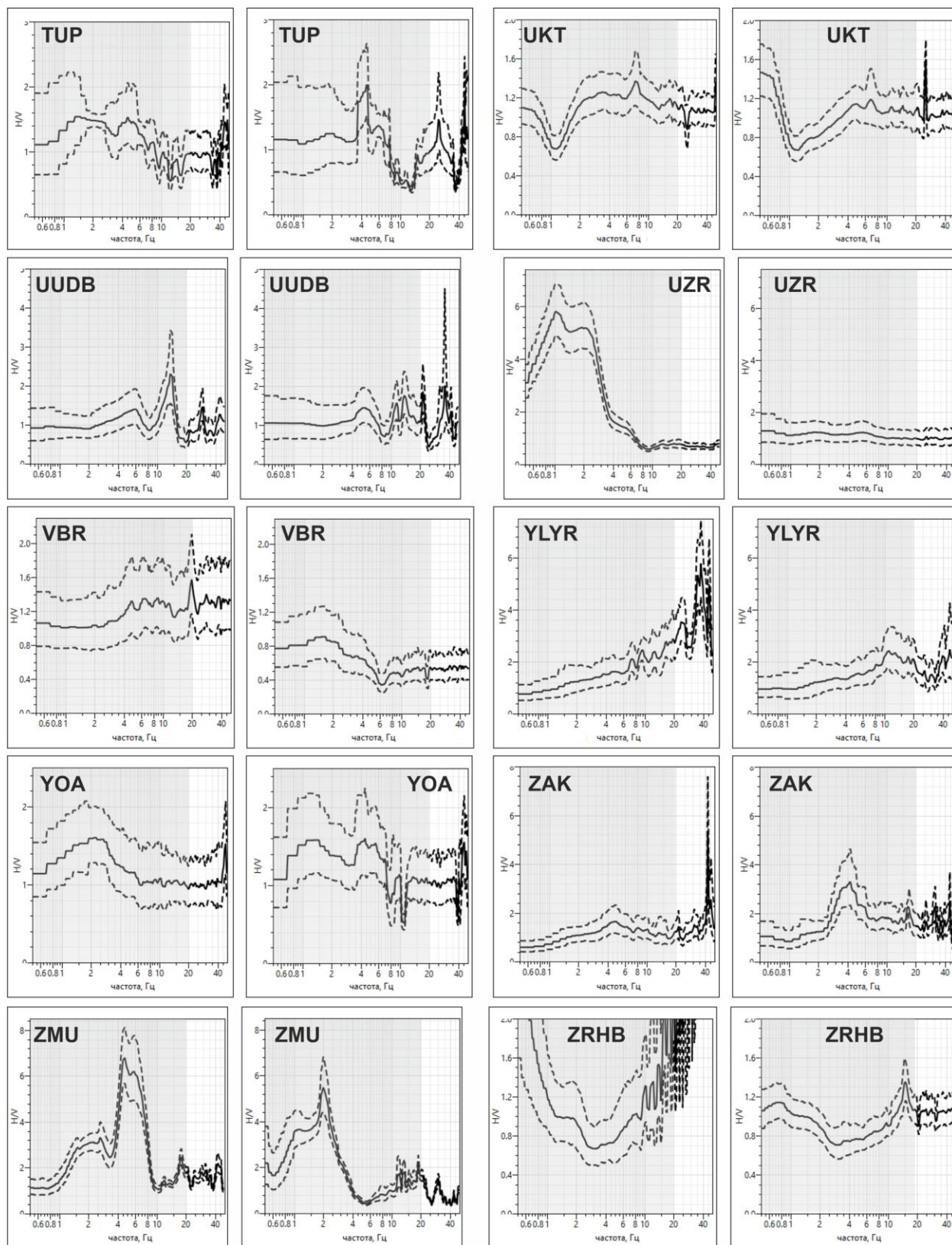


Рисунок 3.2 – Окончание.

Таблица 3.1 – Оценка надежности выделения пиков кривых Н/V-отношений

станция	Частота резонансного пика, Гц	Критерий 1 $f_0 > 10/l_w$	Критерий 2 $n_c(f_0) > 200$	Критерий 3 $\sigma_A(f) < 2$	Надежность + надежный - ненадежный
теплый период					
ARS	25.9	$l_w=5$ сек $25.9 > 10/5$	36778	$S_d=1.87 < 2$	+
GORB	49.4	$l_w=5$ сек	10621	$S_d=1.7 < 2$	+
KEL	31.7	$l_w=5$ сек	81152	$S_d=1.59 < 2$	+
KPC	10.4 16.7 23.6	$l_w=5$ сек	4019.4 6425.65 9078.3	$S_d=0.93 < 2$ $S_d=1.22 < 2$ $S_d=2.29 > 2$	+ + -
KYD	6.2	$l_w=5$ сек	56482	$S_d=1.87 < 2$	+
LSTR	5.22 15.8 30.1	$l_w=5$ сек	45492.3 137697 262321.5	$S_d=0.91 < 2$ $S_d=1.88 < 2$ $S_d=1.17 < 2$	+ + +
TLY	9 19.8	$l_w=5$ сек	23355 51381	$S_d=1.67 < 2$ $S_d=1.85 < 2$	+ +
TRG	11.5	$l_w=5$ сек	43700	$S_d=2.25 > 2$	-
YLYR	37.7	$l_w=5$ сек	21866	$S_d=1.29 < 2$	+
ZUNM	4.73 5.77	$l_w=5$ сек	85225.14 103963.9	$S_d=1.12 < 2$ $S_d=1.24 < 2$	+ +
холодный период					
KMO	24.7	$l_w=5$ сек	44336.5	$S_d=0.62 < 2$	+
KPC	16.7	$l_w=5$ сек $16.7 > 10/5$	34485.5	$S_d=1.2 < 2$	+
KYD	6.2	$l_w=5$ сек	23281	$S_d=1.68 < 2$	+
LSTR	37.7	$l_w=5$ сек	364370.5	$S_d=2.01 > 2$	-
UUD	35.8	$l_w=5$ сек	404719	$S_d=0.94 < 2$	+
ZUNM	1.99	$l_w=21$ сек	15754.83	$S_d=1.08 < 2$	+

Как видно из данных табл. 3.1, полученные Н/V-кривые отличаются высокой степенью надежности. Только для пиков на станциях KPC (23.6 Гц, летний период), LSTR (37.7 Гц, холодный период) и TRG (11.5 Гц, теплый период) наблюдается несоответствие одному из критериев надежности. На кривых Н/V-отношений эти пики представляют собой узкие высокоамплитудные максимумы (рис. 3.2) и могут быть связаны со случайными помехами, пропущенными в процессе подготовки записей к обработке. Полученные результаты хорошо согласуются с оценками Н/V-отношений по записям землетрясений [Дреннов и др., 2010], а также амплитудно-частотными характеристиками фонового микросейсмического шума для сейсмических станций Байкальского региона, определенными ранее в работе [Добрынина и др., 2018]. Некоторые отличия в кривых Н/V-отношений для станций ARS, KPC, OGRR, TRG, TUP, YOA и ZAK находятся в

пределах стандартных отклонений и объясняются различными алгоритмами осреднения и большей статистикой данных, привлеченных в настоящей работе.

Для всех станций отмечается относительное увеличение уровня микросейсмического фона в теплый период, что может быть объясняться сезонным оттаиванием и промерзанием грунтов (рис. 3.2) [Дреннов и др., 2010]. Для части станций, расположенных вблизи рек, наблюдаются пики в теплый период в области средних и высоких частот – 6–15 и 20–45 Гц (станции ARS – р. Кынгарга, BGT – р. Голоустная, HRMR – р. Гильбира, KPC – р. Хапчеранга, KYD – небольшая река на расстоянии 157 м от сейсмической станции, MXMB – р. Максимиха, OGRR – р. Риты, TLY – р. Талая на расстоянии 65 м от сейсмической станции, YLYR – р. Улгана (приток р. Баргузин), ZRNB – р. Большая Сухая). Для других станций пики на указанных частотах также присутствуют и в холодный и в теплый периоды (BOD – р. Витим, CIT – р. Ингода, LSTR, IRK – р. Ангара, IVK – горная река на расстоянии 153 м от сейсмической станции, KEL – р. Кика, КМО – р. Котера, р. Верхняя Ангара, NIZ – р. Верхняя Ангара, NLYR – р. Витим, STDB – р. Селенга, SYVR – р. Суво (приток р. Баргузин), TRNR – р. Иркут, TUP – р. Бугарикта, Тунгир, UUDB – р. Уда, Селенга, ZAK – р. Джиды). Появление пиков на высоких частотах может быть следствием возмущений, вызываемых взаимодействием водных потоков и дна и бортов русел рек [Добрынина и др., 2025]. Часть небольших рек в холодный период полностью или частично перемерзает, что приводит или к исчезновению пиков в области высоких частот (например, BGT – р. Голоустная) или их значительному понижению (например, NLYR – р. Витим), в то время как для крупных полноводных рек высокочастотные пики сохраняются во все сезоны (например, IRK – р. Ангара). Более детально влияние рек на микросейсмический фон рассмотрено в Главе 5.

Для крупных городов (Иркутск, Улан-Удэ, Чита, Закаменск) в холодный период в области средних и высоких частот (> 4 Гц) наблюдается увеличение амплитуд микросейсмических шумов, связанное с ростом транспортной нагрузки и жизнеобеспечением городов (рис. 3.2, сейсмические станции IRK, UUDB, CIT, ZAK). Также рост шумов в зимний период зафиксирован для поселка городского типа Северо-Муйск – крупного железнодорожного узла трассы Байкало-Амурской магистрали.

Для сейсмических станций, расположенных в популярных туристических местах и по дороге к ним (Тункинская долина, берега оз. Байкал), напротив, наблюдается рост микросейсмического шума в теплый период в частотном диапазоне от 4 до 18 Гц (рис. 3.2, станции ARS, BGT, FFNB, HRMR, IVK, LSTR, NIZ, OGRR, SYVR, TLY, TRNR, TRTB,

UUDB, VBR, ZMU), что хорошо согласуется с частотами, генерируемыми при движении автомобильного транспорта. Более детально влияние транспортной нагрузки на микросейсмический фон рассматривается в Главе 4 на примере города Иркутск.

Озерные микросейсмы хорошо фиксируются на о. Ольхон (рис. 3.2). Станция UZR размещена на скальном основании на восточном берегу острова. Увеличение амплитуд микросейсмических шумов наблюдается в теплый период (а именно, в сентябре – в сезон штормов на оз. Байкал) в диапазоне от 0.5 до 4 Гц, что достаточно хорошо согласуется с результатами, полученными в работе [Беседина и др., 2024], где выделены два типа озерных микросейсм с частотами 0.4–0.7 Гц и 0.7–1.5 Гц. Озерные микросейсмы также наблюдаются для станций BGT (пиковая частота 2 Гц), FFNB (2–3 Гц), KAB (1.7 Гц), KEL (2.3 Гц), MXMB (1.3 Гц), OGRR (2.1 Гц), TRTB (2 Гц), ZRNB (от 2.3 Гц и ниже). Для станции HRMB фиксируются микросейсмы с пиковой частотой 1.7, вероятнее всего связанные с волнениями на оз. Гусиное. Для ряда станций наблюдается увеличение в области низких частот, возможно, связанное с океаническими микросейсмами (например, KRN).

Также наблюдаются относительно большие вариации микросейсмических шумов для сейсмических станций, расположенных на песках, гравийно-галечных отложениях (например, FFNB), по сравнению со станциями, размещенными на коренных породах (рис. 3.2, табл. 2.1). Согласно информации [Кобелева и др., 2025], сейсмическая станция BOD расположена на гранитах, в то время как полученная для нее кривая Н/V-отношений более типична для аллювиальных отложений, что согласуется с положением этой станции на террасе р. Витим. Помимо этого, Н/V-кривая осложняется пиками, связанными с работой плотины Мамаканской ГЭС (расстояние ~1.9 км).

В отдельных случаях на кривых Н/V-отношений фиксируются пики, которые сложно связать с какими-либо из перечисленных факторов (озерные микросейсмы, антропогенная нагрузка, влияние реки). Их появление может объясняться пропущенными в процессе обработки случайными помехами или особенностями строения верхней части разреза [Сейсмоионосферные..., 2012; Блинова и др., 2020; Саньков и др., 2016, 2018, 2021; Добрынина и др., 2015а, 2015б].

По типу полученных кривых Н/V-отношений в диапазоне частот от 0.5 до 20 Гц сейсмические станции региона можно разделить на две группы. Первая группа – это сейсмические станции с устойчивыми амплитудно-частотными характеристиками микросейсмического шума, независимыми от климатического периода. В эту группу

входят станции ARS, BGT, BOD, CIT, CRS, GORB, IRK, IVK, KELR, KMO, KYD, MOY, NLYR, ORL, TRG, TUP, UKT, YLYR (рис. 3.2).

Для станций первой группы отмечается повышение уровня микросейсмического фона в теплый период, при этом, форма кривых Н/V-отношений в частотном диапазоне 0.5–20 Гц остается постоянной, а повышение общего уровня остается в пределах стандартного отклонения.

Результатирующие Н/V-кривые первой группы представляют собой кривую с незначительными экстремумами (станции ARS, GORB, TRG), иногда уровень кривых повышается в области средних и/или высоких частот (станции ORL, YLYR) (рис. 3.2). Такой тип кривой отмечается для тех станций, которые расположены на выходах коренных пород фундамента (табл. 2.1). Теоретически, для таких станций Н/V-кривые должны представлять собой прямую с амплитудой, приблизительно равной 1. Полученные кривые Н/V-отношений, в целом, удовлетворяют этому условию (рис. 3.2). Станции, размещенные на территории городов (BOD – поселок Мамакан, рядом расположена плотина Мамаканской ГЭС, в 10 км расположен г. Бодайбо, IRK – г. Иркутск, CIT – г. Чита), показывают сложную форму кривых Н/V-отношений, т.к. естественный микросейсмический фон на территории городов значительно искажается влиянием антропогенного фактора (авто- и железнодорожный транспорт, плотины ГЭС, ТЭЦ и пр.).

Для некоторых станций отмечаются достаточно широкие плавные пики на низких (CRS, KELR, KMO, MOY, NLYR, TUP) и средних частотах (BGT, KYD, UKT), сохраняющиеся вне зависимости от климатического периода. В первом случае все указанные станции размещены на песках (табл. 3.1), что может давать усиление колебаний в области низких частот. Во втором случае усиление колебаний может быть вызвано неоднородным строением верхней части разреза под сейсмическими станциями (табл. 3.1).

Для станций второй группы станций получены кривые Н/V-отношений со значимыми сезонными вариациями: FFNB, HRMR, KAB, KPC, KRN, LSTR, MXMB, NIZ, OGRR, STDB, SVKR, SYVR, TLY, TRNR, TRTB, UADB, UZR, VBR, YOA, ZAK, ZMU, ZRNB (рис. 3.2). В этой группе часть станций можно отнести к условно стабильным: KPC, LSTR, MXMB, OGRR, SYVR, UADB, – для них хоть и отмечается значительное увеличение микросейсмического фона в разные периоды, но это увеличение приурочено к частотному диапазону от 10 Гц и выше, неперекрывающемуся с диапазоном

сейсмического излучения от умеренных и сильных региональных землетрясений. В то же время в случае близких слабых землетрясений и промышленных взрывов, излучение от которых находится в высокочастотном диапазоне, сезонные вариации микросейсмического фона могут привести к существенному искажению спектра события.

Для станций FFNB, HRMR, KRN, MXMB, OGRR, SYVR, TLY, TRTB, TUP, UUDB, UZR и VBR наблюдается относительное увеличение горизонтальных компонент в теплый период, что хорошо согласуется с сезонным оттаиванием грунтов, увеличением транспортной нагрузки на популярных туристических маршрутах, повышением объема стока воды в реках и проявлением озерных микросейсм (рис. 3.3). Для станций KPC, NIZ и TRNR в холодный период отмечается относительное увеличение амплитуд колебаний вертикальной компоненты, для станций TUP и YOA увеличиваются амплитуды колебаний на всех компонентах на частотах 12.4 и 4.2 Гц соответственно. Для станций KAB, STDB, SVKR и ZAK наблюдается увеличение горизонтальных колебаний в холодный период, что может быть связано с ветровой нагрузкой.

На разных станциях сезонные вариации заметно отличаются. Для некоторых выделяются 1–2 узких пика на фоне общего слабовыраженного повышения уровня Н/V-кривой для теплого периода (например, SYVR). Для других станций в теплый период наблюдается почти линейный рост Н/V-отношения с частотой (KPC), иногда осложненный пиками в области средних или высоких частот (NIZ, TLY). Для станции SVKR Н/V-кривая для теплого периода во всем рассматриваемом частотном диапазоне превышает кривую для холодного периода, в целом, сохраняя форму (рис. 3.2).

Помимо появления сезонных пиков, можно обратить внимание на наличие локальных пиков Н/V-отношений для некоторых станций (FFNB – 10 Гц, GORB – 20 Гц, IVK – 7 Гц, KYD – 6 Гц, LSTR – 18 Гц, MXMB – 20 Гц, TLY – 8–10 Гц, TRG – 11 Гц), которые сложно объяснить влиянием техногенных шумов или речными стоками (рис. 3.2). При этом, для некоторых станций эти пики сохраняются и в зимний период, но с меньшей амплитудой. Общим фактором для этих станций является их расположение в зонах крупных активных разломов или рядом с ними.

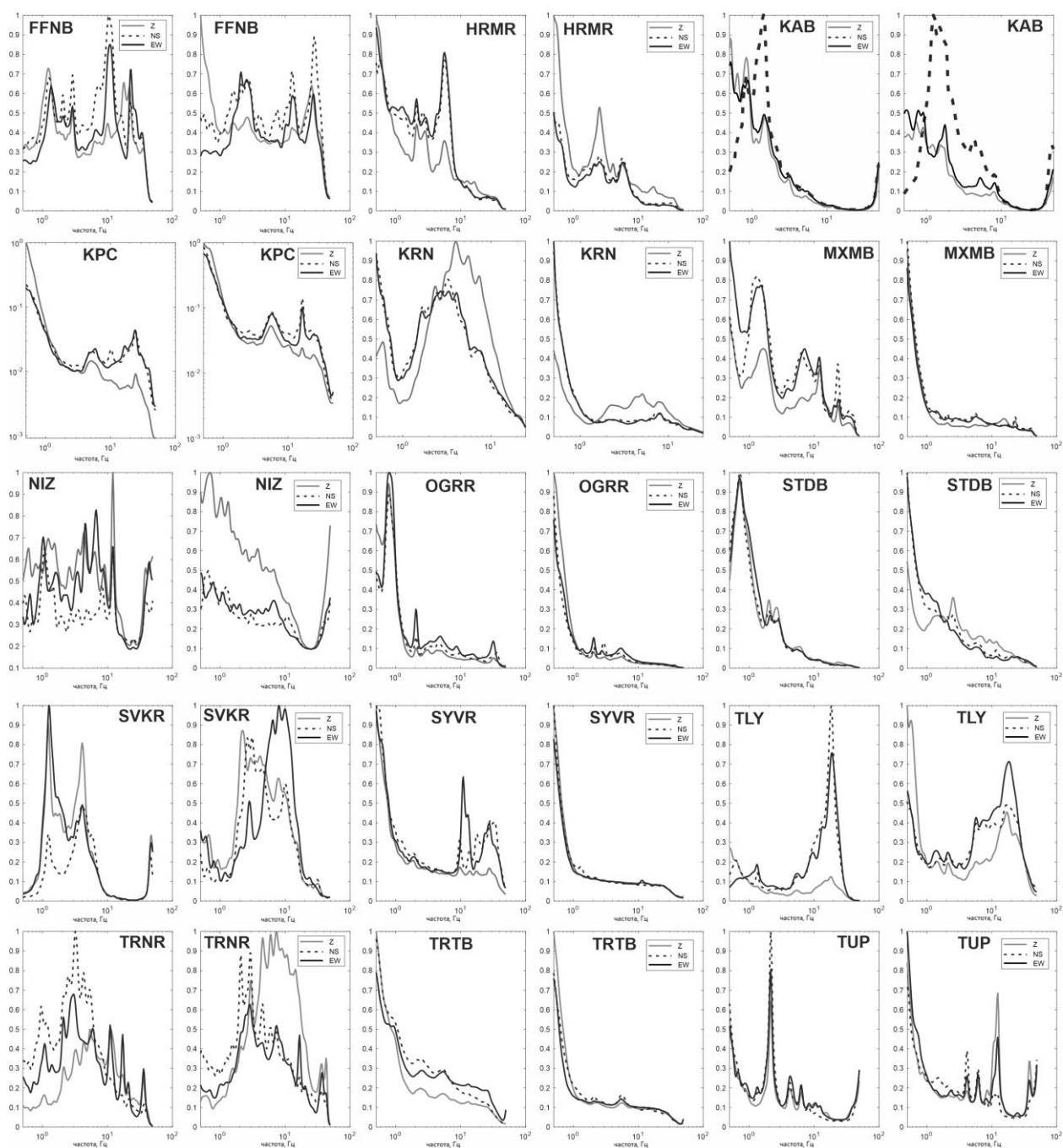


Рисунок 3.3 – Сезонные вариации спектров микросейсмических шумов в теплый период (слева) и холодный период (справа). На графиках по оси X – частота, Гц, по оси Y – спектральные амплитуды колебаний, нормированные на максимум для удобства сопоставления.

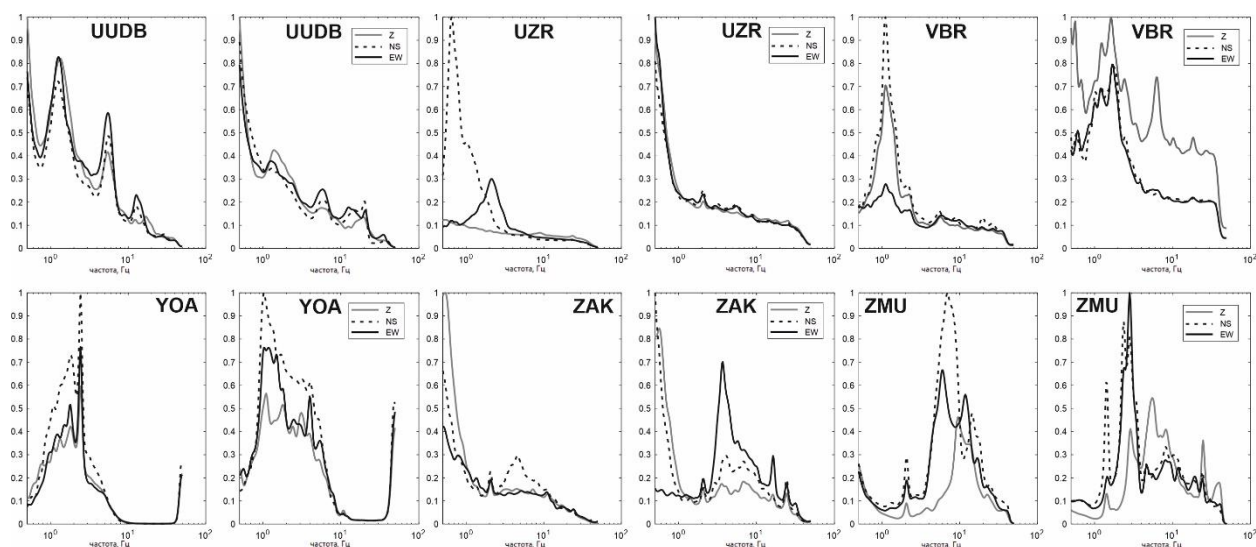


Рисунок 3.3 – Окончание.

Изучение зон разломов методами микросейсмического зондирования показывает, что такие пики наблюдаются вблизи зон дробления с признаками активизации в плиоцен-четвертичное время и повышенной трещиноватости [Sankov et al., 2017]. Наличие пиков Н/V-отношений вблизи зон разломов можно связать с откликом сейсмического сигнала на прохождение через структурную неоднородность, которая сама по себе также является генератором сейсмических возмущений вследствие существования собственных колебаний – этот эффект особенно явно проявляется для зон активных разломов. По всей видимости, характерные частоты связаны с размерами и упругими свойствами среды в зоне разлома. Сезонный характер появления этих локальных пиков на кривой Н/V-отношений может объясняться тем, что в зимние периоды происходит промерзание грунтовых толщ, включая водопрводящие тектониты зоны разлома, что значительно меняет упругие свойства среды.

Метод спектральных отношений Накамуры [1989] изначально был предложен для исключения из анализа внешних источников за счет деления горизонтальных и вертикальных компонент и последующей оценки строения верхней части разреза под пунктом регистрации. Известно, что вертикальная компонента микросейсмического шума представлена волнами Рэлея (в основном) и продольным волнами, в то время как горизонтальные компоненты – волнами Лява и Рэлея. Вклад этих волн в сейсмический сигнал от источников разного рода может варьироваться в значительных пределах, что приводит к появлению на кривой Н/V-отношений пиков, не связанных с внутренним строением среды в районе сейсмической станции. Именно это наблюдается на полученных в настоящей работе кривых Н/V-отношений – в формировании пиков на

кривой Н/V вносят вклад микросейсмы, речные стоки, движение автотранспорта на удаленных от пункта регистрации дорогах, сезонный рост транспортной нагрузки в больших городах. При сезонном оттаивании грунтов также наблюдается рост амплитуд горизонтальной компоненты микросейсмического шума, что приводит к общему увеличению амплитуды кривой Н/V в теплый период по сравнению с холодным.

Полученные данные свидетельствуют о том, что кривые Н/V-отношений отражают не только строение среды под сейсмическими станциями, но также могут нести информацию о внешних шумах разной природы, которые необходимо учитывать при анализе Н/V-кривой и ее использовании для оценки скоростных характеристик среды, для введения поправок при расчете очаговых спектров землетрясений и пр. Можно заключить, что при относительной стабильности формы на длинных временах, кривые Н/V-отношений не являются стационарными и зависят от внутренних и внешних факторов.

Основные выводы по Главе 3:

По результатам исследования методом спектральных Н/V-отношений были получены амплитудно-частотные характеристики микросейсмического фона и их сезонные вариации в частотном диапазоне от 0.5 до 50 Гц для сейсмических станций Байкальского региона и прилегающих территорий.

Согласно полученным данным, сейсмические станции Байкальского региона по вариациям Н/V-кривых делятся на две группы: стабильные и со значительными сезонными вариациями.

Для ряда станций, которые расположены в зонах крупных активных разломов, отмечается наличие узких локальных пиков в частотном диапазоне 6–20 Гц. Для части станций эти пики наблюдаются постоянно, для остальных имеют сезонный характер, что может объясняться промерзанием и оттаиванием водопроводящих тектонитов зоны разлома.

Сезонные вариации микросейсмических шумов связываются с сезонным промерзанием и оттаиванием грунтов, воздействием антропогенных факторов, речными стоками, а также микросейсмами озера Байкал.

Полученные вариации амплитудно-частотных характеристик микросейсмического шума (Н/V-отношения) и их зависимость от внешних факторов свидетельствуют об их нестабильности на коротких временах в рассматриваемом частотном диапазоне.

Глава 4. ВАРИАЦИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ В СВЯЗИ С АНТРОПОГЕННОЙ НАГРУЗКОЙ

С ростом территорий городских агломераций и постоянным увеличением количества многоэтажных зданий неизбежно растет вибрационная нагрузка, связанная с обеспечением жизнедеятельности и функционированием города. Помимо вибрационных воздействий немаловажное значение с точки зрения комфорта населения и экологии имеет шумовое загрязнение вследствие высокой автотранспортной и железнодорожной нагрузки, функционирования крупных производств, теплоэлектроцентралей, гидроэлектростанций и пр. В настоящей главе проводится анализ микросейсмических шумов, вызванных антропогенными источниками, на примере городов Иркутск и Байкальск.

В г. Иркутске расположены Иркутская гидроэлектростанция (ГЭС), Ново-Иркутская теплоэлектроцентраль (ТЭЦ), многочисленные автодороги, через г. Байкальск проходит Восточно-Сибирская железная дорога. Помимо этого, в пределах города расположены аэропорт Иркутск, а также трамвайные линии, в настоящей работе они не рассматривались по причине отсутствия вблизи сейсмических станций. Для анализа микросейсмических шумов в г. Иркутск использовались записи сейсмической станции «Иркутск» (международный код IRK, входит в состав региональной сети БФ ФИЦ ЕГС РАН) и сеть локальных станций Института земной коры СО РАН, расположенных в разных частях города (3 станции), в г. Байкальск – две временные станции ИЗК СО РАН, расположенные вдоль русла р. Солзан. Характеристики сейсмических станций и их координаты приведены в Главе 2 (табл. 2.3).

По данным 2025 года на территории города Иркутск проживает более 605 тыс. человек. Застройка города крайне неоднородна – от исторических деревянных зданий в центре и на окраинах до многоэтажных жилых комплексов. Согласно классификации МЧС, Иркутская область относится к регионам с высокой степенью сейсмической опасностью (1, высшая, категория), здесь возможны сотрясения интенсивностью до 8 баллов по данным карт сейсмического районирования ОСР-97, ОСР-2015. Через город протекают две крупные реки – Ангара и Иркут, а также несколько более мелких рек, вследствие чего в некоторых районах города наблюдается обширные области распространения обводненных грунтов.

4.1. Отражение работы НИ ТЭЦ в микросейсмических шумах

Ново-Иркутская теплоэлектростанция (НИ ТЭЦ) расположена в юго-западной части города (рис. 4.1), она является одной из крупнейших тепловых электростанций Иркутской области и снабжает теплом и электричеством жилые районы, промышленные объекты и социальные учреждения города Иркутска и его окрестностей.

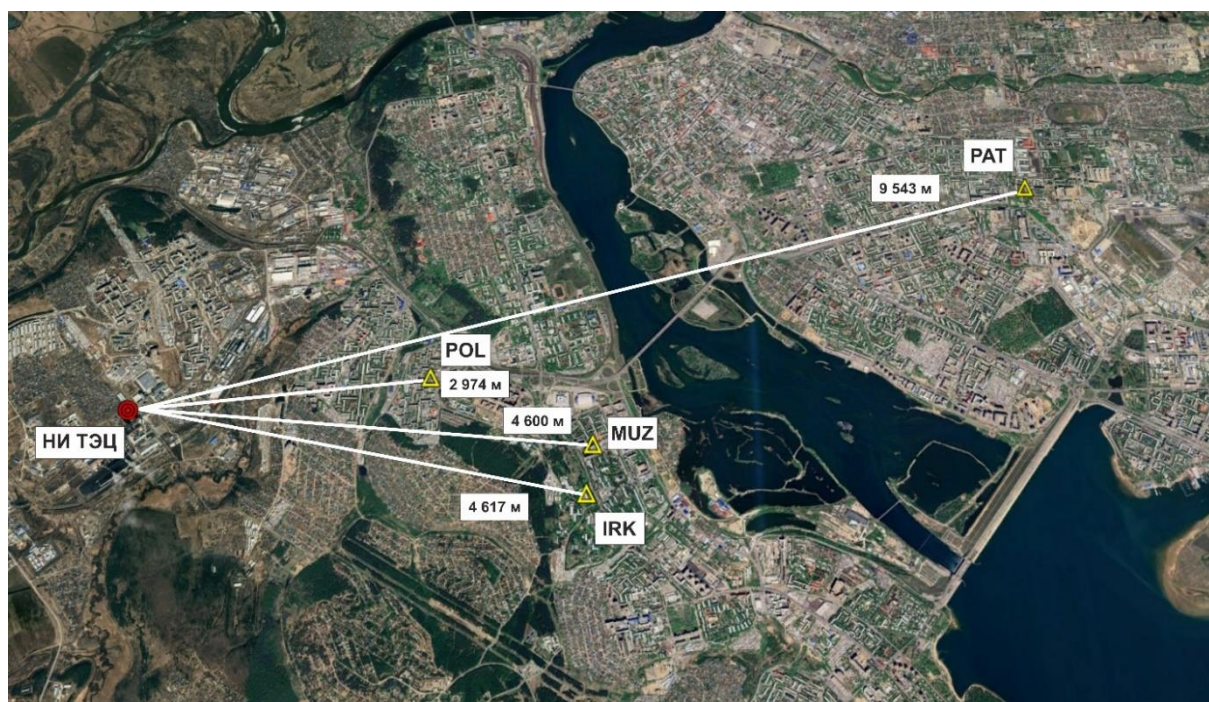


Рисунок 4.1 – Положение Ново-Иркутской ТЭЦ и локальной сети сейсмических станций. Красным кружком показано положение Ново-Иркутской ТЭЦ, треугольниками – сейсмических станций, для каждой станции указан код и расстояние до НИ ТЭЦ. В качестве подложки использован космический снимок Google Earth.

По данным ООО «Байкальская энергетическая компания» (официальный сайт: <https://bec-company.ru/>) установленная электрическая мощность НИ ТЭЦ – 726 МВт, вид топлива – уголь. Уголь измельчается в пыль, угольная пыль поступает в восемь действующих котлов НИ ТЭЦ и сгорает при высокой температуре. Вместе с угольной пылью в другой отсек котла поступает вода, очищенная жидкость нагревается при горении топлива и превращается в пар. Пар отводится в систему пароперегревателей и поступает в один из шести функционирующих турбоагрегатов. Там он вращает турбины, из-за чего в движение приходит генератор. Вырабатываемая турбоагрегатами электроэнергия поступает через трансформаторы на открытое распределительное устройство в 220 киловольт. Далее она передается по восьми высоковольтным линиям электропередачи потребителям. Часть пара после прохождения турбины направляется на

нагрев воды, остальной пар после турбин направляется в конденсатор, а затем в градирни и выбрасывается в атмосферу. Выход пара из градирен сопровождается звуковыми эффектами, слышимыми на расстоянии до нескольких километров как низкочастотный гул.

В настоящей работе анализировались выбросы пара из градирен, зафиксированные в ночное время, так как этот период является наименее загрязненным другими шумами города. На рисунке 4.2 приведены исходные записи сейсмического фона, полученные на локальной сети станций г. Иркутск во время выброса пара 11 марта 2025 г. в 23 часа 45 минут (время местное). Визуально видно увеличение фона, связанное с выбросом, только на станциях IRK и MUZ, расположенных в пределах Иркутского Академгородка (рис. 4.2). Это связано с расположением трасс «источник-приемник»: для станций, локализованных в пределах Академгородка, трасса проходит через территорию без высотной застройки (садоводческие товарищества и коттеджный поселок), в то время как станция POL расположена в пределах микрорайона Университетский, находящегося на возвышенности и застроенного 9-этажными зданиями, станция PAT находится на расстоянии ~9.5 км.

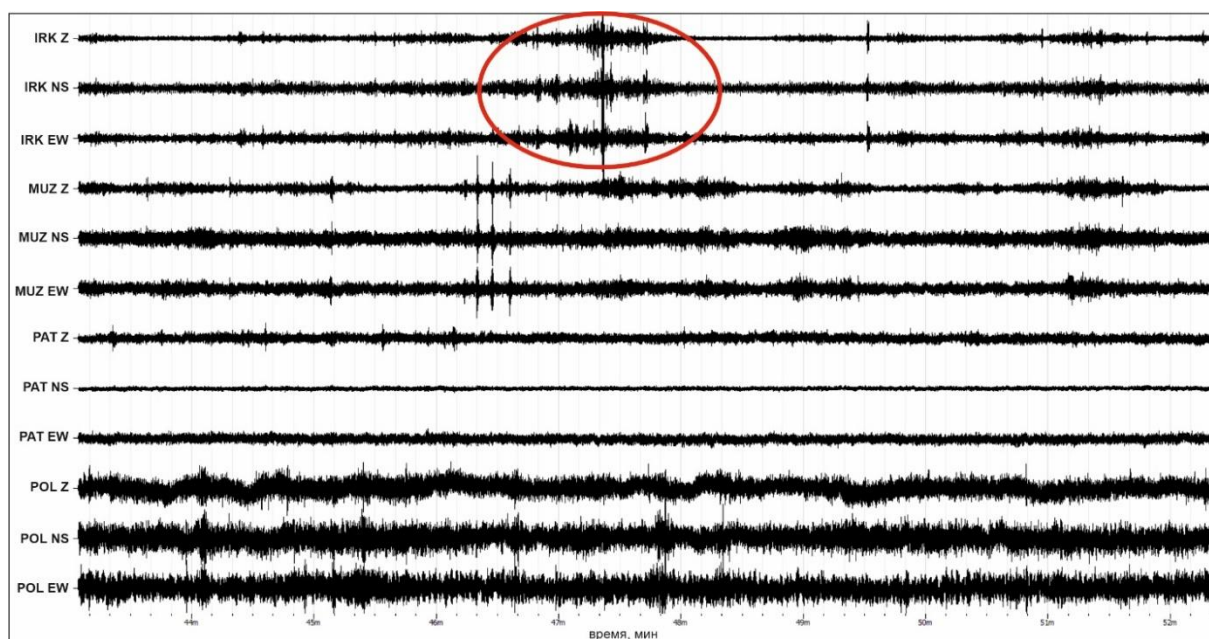


Рисунок 4.2 – Исходные записи микросейсмических шумов на станциях IRK, MUZ, PAT, POL в период выброса на НИ ТЭЦ. Красным показано увеличение микросейсмического сигнала во время выброса на станции IRK, время по UT.

Для выделения сейсмического сигнала, связанного с выбросом НИ ТЭЦ, проводились спектральный, спектрально-временной и поляризационный анализы сейсмограмм. На рис. 4.3 показаны спектрограммы всех трех компонент, полученные на

станции IRK. Максимум излучения наблюдается на вертикальной компоненте в узком частотном диапазоне от 6 до 12 Гц с отдельными пиками на частотах 4–18 Гц.

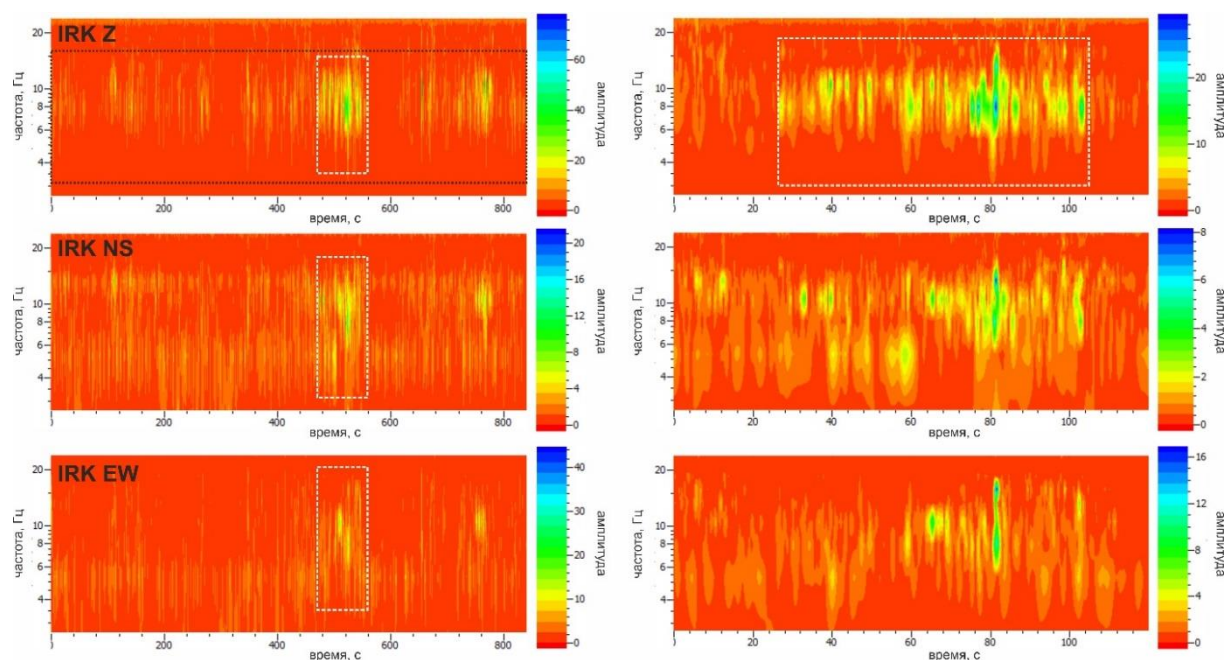


Рисунок 4.3 – Спектрограммы сейсмического сигнала, записанного при выбросе НИ ТЭЦ на станции IRK. Черным прямоугольником показан частотный диапазон, в котором наблюдается сигнал, белым – сам сигнал. На рисунке справа показан тот же сигнал в увеличенном масштабе. Цветовая шкала показывает амплитуду сигнала.

Записи станций MUZ, POL и PAT анализировались в тех же диапазонах и показали значительное увеличение амплитуд вертикальных каналов в полосе частот от 6 до 18 Гц с максимумом на частотах 10–16 Гц (рис. 4.4).

Сопоставление спектров трех сейсмических компонент (NS – север-юг, EW – запад-восток и Z – вертикальная) показывает максимальное увеличение по вертикальной компоненте для всех четырех станций (рис. 4.5). При этом, максимальное увеличение амплитуды наблюдалось на станции Иркутск – в 7 раз относительно фона, минимальное на станции POL – 1.1 раза (микрорайон Университетский с высотной застройкой) (табл. 4.1). Интересно, что на станции PAT, расположенной на расстоянии в 3.2 раза большем относительно станции POL от источника, сигнал выделяется более уверенно и имеет большую амплитуду. Этот эффект может быть связан с трассой прохождения сигнала: трасса «НИ ТЭЦ – IRK» проходит через низину над районом садоводства и коттеджной застройки, в то время как трасса «НИ ТЭЦ – POL» пересекает высотную застройку на территории микрорайона, экранирующую и рассеивающую сигнал (рис. 4.1).

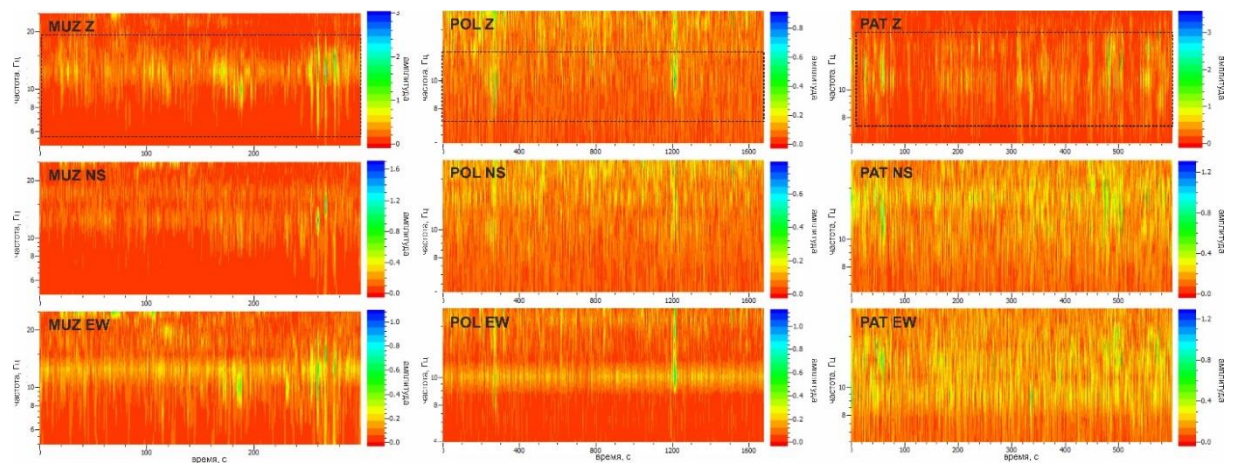


Рисунок 4.4 – Спектрограммы сейсмического сигнала, записанного при выбросе НИ ТЭЦ на станциях MUZ, POL и PAT. Черными прямоугольниками показан частотный диапазон, в котором наблюдается сигнал. Цветовая шкала показывает амплитуду сигнала.

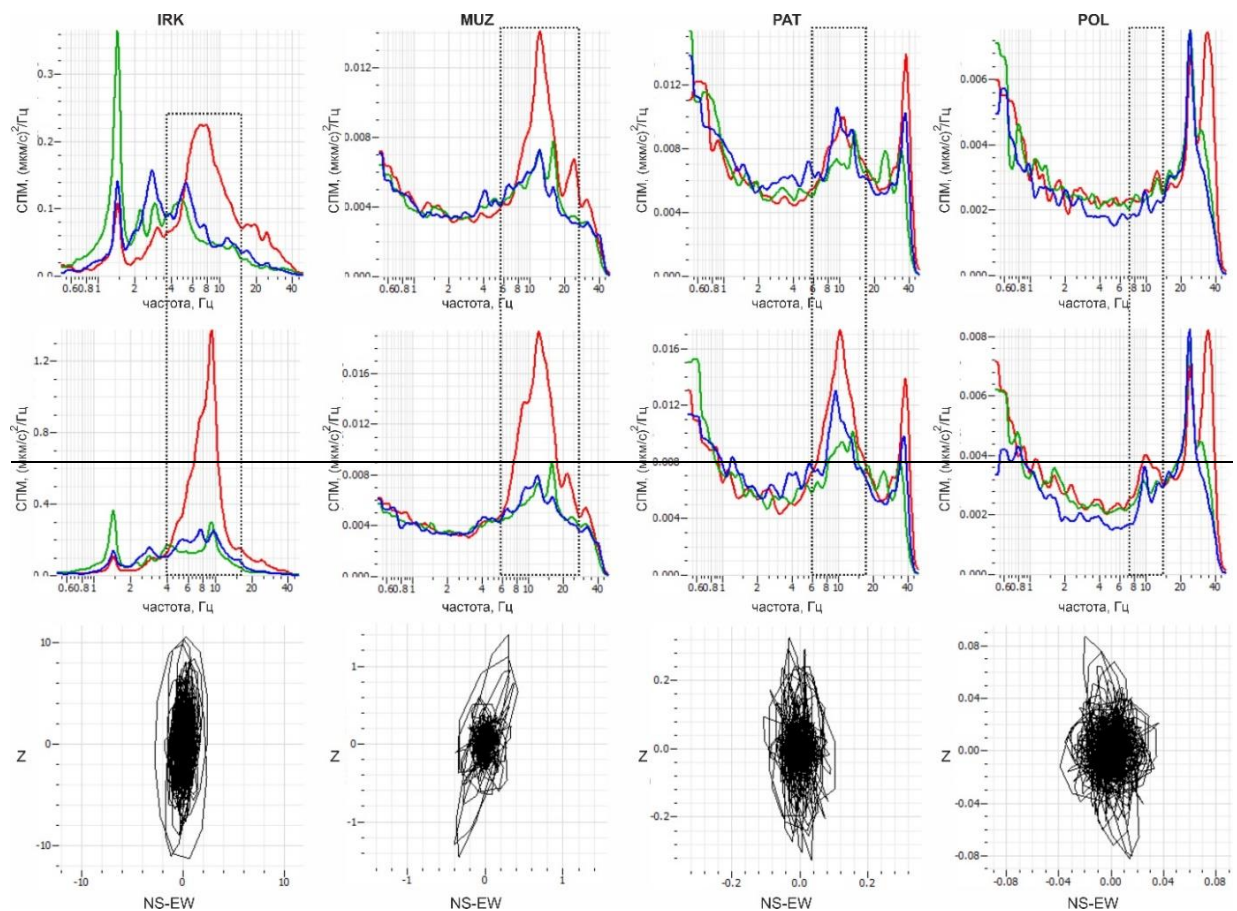


Рисунок 4.5 – Спектры спокойного фона (верх) и во время выброса пара (середина) и поляризационные диаграммы сигнала, зарегистрированного при выбросе пара в плоскости Z-H (H – горизонтальные каналы). Разным цветом показаны компоненты: NS – зеленый, EW – синий, Z – красный.

Таблица 4.1 – Характеристики сейсмического сигнала при выбросе пара

Код станции	Расстояние до НИ ТЭЦ, км	Частотный диапазон, Гц	Максимальное увеличение амплитуд Z-компоненты относительно фона	
			относ. ед.	дБ
IRK	4617	4–16	7	16.9
POL	2974	7–14	1.1	0.83
MUZ	4600	6–20	1.6	4.08
PAT	9543	6–18	1.65	4.35

Поляризационные диаграммы, показывающие направление движения частиц при прохождении сейсмической волны в среде, представлены на рис. 4.5. Диаграммы построены в плоскости Z-H (здесь H – горизонтальные волны) для участков записи с наибольшими амплитудами сейсмического сигнала. Согласно диаграммам, колебания происходят преимущественно в вертикальной плоскости. Известно, что при переходе звуковой волны в почву, она преобразуется в продольную сейсмическую Р-волну, имеющей при выходе на поверхность вертикальную поляризацию, что и наблюдается на диаграммах (рис. 4.5). Это свидетельствует о том, что источником анализируемого в работе сигнала является звуковая волна.

При переходе звуковой волны из воздуха в почву теряется более 99 % энергии из-за высокой разницы в плотностях среды (для воздуха плотность $\approx 1.2 \text{ кг/м}^3$, для почвы 1500–2000 кг/м^3) и скоростей распространения звуковой и сейсмической волн (340 м/с и 500–5000 м/с). Интенсивность звука при этом падает на величину $\Delta E=20\text{--}30 \text{ дБ}$ и более.

Затухание звука от точечного источника с расстоянием подчиняется «закону обратных квадратов»: при каждом удвоении расстояния уровень звукового давления снижается примерно на 6 дБ. Это вызвано увеличением площади сферы, через которую проходит звуковая энергия, что приводит к уменьшению давления в 2 раза. Формула расчета для точечного источника:

$$\Delta L=20 \cdot \lg(r_2/r_1),$$

где ΔL – снижение звукового давления в дБ, r_2 , r_1 – расстояния. С учетом поправок на расстояние и на потери энергии при переходе воздух – почва можно оценить исходные значения интенсивности звука в районе НИ ТЭЦ (табл. 4.2).

Таблица 4.2 – Расчетная интенсивность звука по сейсмическим данным

Код станции	Расстояние до НИ ТЭЦ, км	Амплитуда сигнала, дБ	ΔL , дБ	Расчетная интенсивность звука, дБ	
				$\Delta E=20$	$\Delta E=30$
IRK	4617	16.9	73.3	90.2	120.2
POL	2974	0.83	69.5	70.3	100.3
MUZ	4600	4.08	73.3	77.4	107.4
PAT	9543	4.35	79.6	84.0	114.0

Таким образом, средняя интенсивность звука в районе НИ ТЭЦ составляет 80–110 дБ (в зависимости от принятой величины затухания), величина стандартного отклонения ~9 дБ. Подобный уровень шума, согласно ГОСТ 12.1.003-83 [ГОСТ..., 2008], относится к вредному непостоянному (крайне вредному). Полученные цифры хорошо согласуются как с данными расчетов звукового давления сброса пара из котлоагрегатов [Реев, Гунасекара, 2024], так и с данными прямых измерений [Степанова, Захаров, 2016; Kisku, Bhargava, 2006] для других ТЭЦ.

4.2. Отражение работы Иркутской ГЭС в микросейсмических шумах

Иркутская гидроэлектростанция (ГЭС) расположена на реке Ангаре в Свердловском районе г. Иркутск и является первой ступенью Ангарского каскада (рис. 4.6). По данным Ассоциации «Гидроэнергетика России» (официальный сайт <https://www.hydropower.ru/>) сооружения станции включают в себя две земляные плотины и здание ГЭС, совмещённое с донными водосбросами. Земляные плотины насыпные из песчано-гравийного грунта, с противофильтрационным ядром из суглинка. Правобережная плотина (длина 2148 м, максимальная высота 43 м) по своим конструктивным особенностям условно разделяется на островную, русловую и правобережную части (рис. 6). Левобережная плотина имеет длину 328 м и максимальную высоту 38.5 м. Здание ГЭС руслового типа, совмещено с донными водосбросами. В здании установлены 8 гидроагрегатов, оборудованных поворотно-лопастными турбинами, работающими при расчётном напоре 26 м. Между гидроагрегатами размещены 16 донных водосбросных водоводов с общей пропускной способностью 3840 м³/с. С учётом пропуска воды через гидроагрегаты максимальная пропускная способность гидроузла достигает 7040 м³/с, при этом сбросы выше 6000 м³/с не допускаются по условиям не затопления г. Иркутска.



Рисунок 4.6 – Положение плотины ГЭС и сейсмической станции IRK. Желтым треугольником показана станция IRK, желтой прямой – трасса «плотина – станция», цифрами – расстояние, ЛБП – левобережная плотина, БПБ – правобережная плотина, стрелкой показано направление течения р. Ангара. В качестве подложки использован космический снимок Google Earth.

В работе анализировались сейсмические шумы, генерируемые обычным сбросом воды и во время увеличенного сброса. Были выбраны следующие временные периоды:

обычный сброс: 23 марта – 06 апреля 2020 г., сброс $V_w = 1700\text{--}2000 \text{ м}^3/\text{с}$, 10–12 марта 2025 г., $V_w = 1600 \text{ м}^3/\text{с}$;

увеличенный сброс: 9–18 августа 2021 г. ($V_w = 3100\text{--}3300 \text{ м}^3/\text{с}$), 15–24 июля 2024 г. ($V_w = 2400\text{--}2800 \text{ м}^3/\text{с}$).

Так как в верхней части плотины ГЭС проходит автомобильная дорога, соединяющая право- и левобережную части города, анализировались самые спокойные периоды – с 18:00 до 20:00 (время UT) (рис. 4.7).

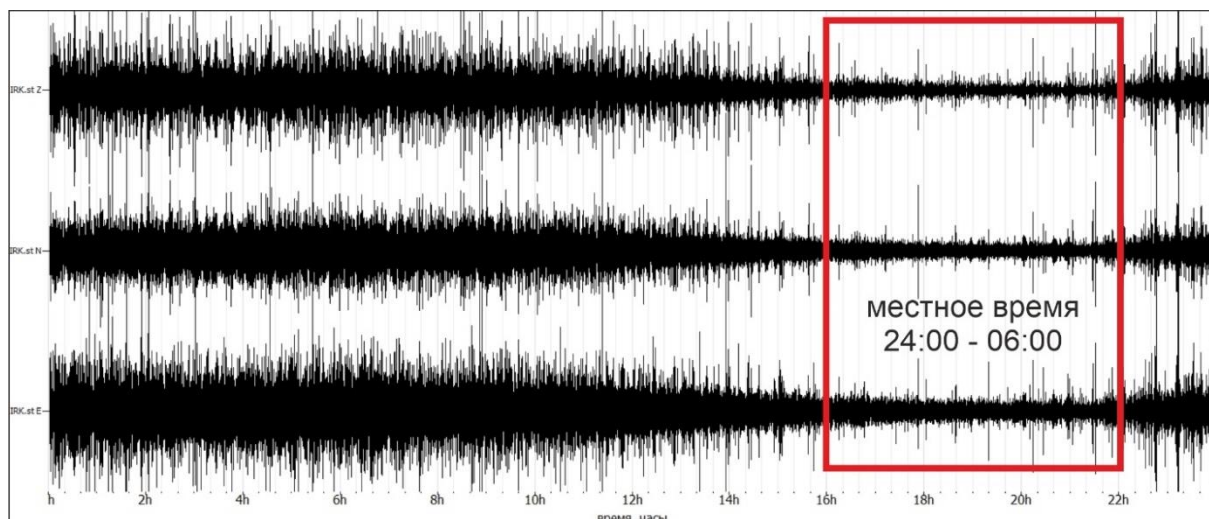


Рисунок 4.7 – Суточная сейсмограмма на станции IRK, время UT. Красным прямоугольником показан ночной период (местное время).

На спектрах микросейсмических шумов, полученных на станции IRK, хорошо видны узкие высокоамплитудные пики на частоте ~ 1.4 Гц, соответствующей собственной частоте гидроагрегатов (рис. 4.8). При увеличенном сбросе воды наблюдается увеличение спектральной плотности мощности сейсмических шумов в частотном диапазоне от 0.1 до 40 Гц, максимум приходится на полосу высоких частот – от 1 до 20 Гц, при этом наибольшее увеличение наблюдается для горизонтальных компонент. Максимальное увеличение сейсмического шума отмечается 12 августа 2021 г. в период максимального сброса воды – $3300 \text{ м}^3/\text{с}$, амплитуды при этом увеличились в ~ 2.5 раза относительно фона на частоте 2.7 Гц (рис. 4.8).

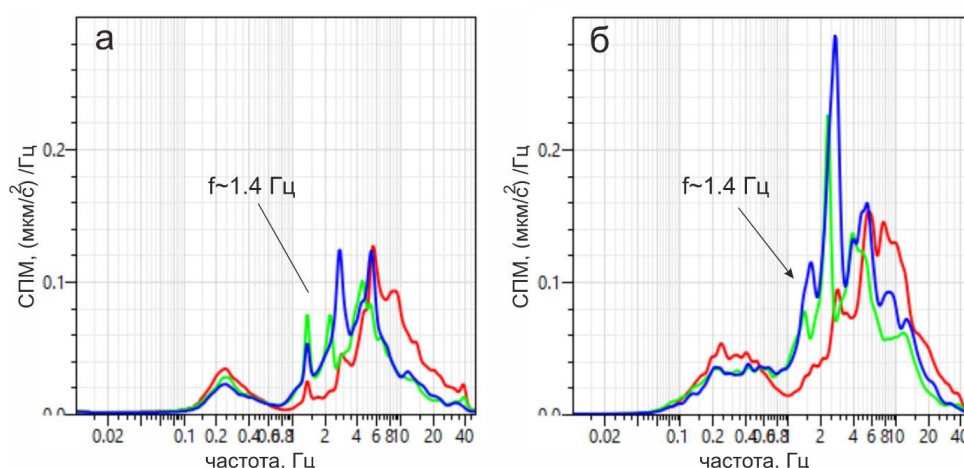


Рисунок 4.8 – Спектры микросейсмического шума на станции IRK: (а) – обычный сброс воды за период 18:00 – 20:00 05.04.2020, (б) – увеличенный за период 18:00 – 20:00 12.08.2021. Частота ~ 1.4 Гц соответствует собственной частоте работы гидроагрегатов. Разным цветом показаны компоненты: NS – зеленый, EW – синий, Z – красный.

Также были проанализированы вариации сейсмических шумов в зависимости от уровня воды в водохранилище L_w за выбранные временные периоды. Данные по уровню водохранилища получены с сайта ПАО «РусГидро» (официальный сайт <https://rushydro.ru/>). Для сравнения использовались средние суточные амплитуды микросейсмического шума, полученные по всем трем компонентам – A_{NS} , A_{EW} , A_Z (табл. 4.3).

Таблица 4.3 – Амплитуды микросейсмического шума, уровень воды Иркутского водохранилища и сброс воды на Иркутской ГЭС

Дата	средняя суточная амплитуда, мкм/с			L_w , м	сброс воды, км ³ /с
	A_{NS}	A_{EW}	A_Z		
23.03.2020	0.323	0.281	0.423	456.27	2.0
24.03.2020	0.324	0.373	0.488	456.27	2.0
25.03.2020	0.248	0.266	0.398	456.26	2.0
26.03.2020	0.321	0.341	0.419	456.26	2.0
27.03.2020	0.339	0.376	0.539	456.26	2.0
28.03.2020	0.271	0.299	0.458	456.25	2.0
29.03.2020	0.264	0.297	0.356	456.24	2.0
30.03.2020	0.254	0.284	0.383	456.24	2.0
31.03.2020	0.241	0.265	0.381	456.23	2.0
01.04.2020	0.249	0.279	0.389	456.23	2.0
02.04.2020	0.274	0.298	0.394	456.23	2.0
03.04.2020	0.263	0.283	0.395	456.22	2.0
04.04.2020	0.291	0.309	0.442	456.21	1.9
05.04.2020	0.232	0.256	0.356	456.21	1.8
06.04.2020	0.278	0.301	0.392	456.2	1.7
09.08.2021	0.355	0.430	0.426	457.01	3.1
10.08.2021	0.424	0.507	0.455	457.01	3.1
11.08.2021	0.383	0.469	0.428	457.02	3.3
12.08.2021	0.398	0.478	0.491	457.02	3.3
13.08.2021	0.402	0.505	0.519	457.02	3.3
14.08.2021	0.416	0.505	0.523	457.02	3.3
15.08.2021	0.336	0.400	0.392	457.02	3.3
16.08.2021	0.379	0.452	0.428	457.04	3.3
17.08.2021	0.379	0.437	0.414	457.04	3.3
18.08.2021	0.371	0.435	0.391	457.05	3.3
15.07.2024	0.259	0.302	0.382	456.54	2.4
16.07.2024	0.277	0.357	0.405	456.54	2.8
17.07.2024	0.366	0.451	0.484	456.54	2.8
18.07.2024	0.304	0.379	0.492	456.54	2.8
19.07.2024	0.252	0.330	0.445	456.55	2.8
20.07.2024	0.241	0.312	0.368	456.55	2.8

Дата	средняя суточная амплитуда, мкм/с			L_w , м	сброс воды, км ³ /с
	A_{NS}	A_{EW}	A_z		
21.07.2024	0.225	0.292	0.363	456.55	1.8
22.07.2024	0.299	0.411	0.477	456.55	1.8
23.07.2024	0.282	0.349	0.415	456.55	1.8
10.03.2025	0.301	0.272	0.577	456.27	1.6
11.03.2025	0.292	0.274	0.587	456.26	1.6
12.03.2025	0.275	0.258	0.546	456.26	1.6

График вариаций амплитуд сейсмических шумов в зависимости от L_w показывает увеличение амплитуд с ростом уровня, при этом максимальное увеличение наблюдается для горизонтальных компонент: для компонент NS и EW среднесуточные амплитуды увеличиваются с ростом уровня водохранилища в 1.88 и 1.98 раз, для компоненты Z – в 1.65 раз относительно фона (табл. 4.3). Угол наклона варьируется от 0.2132 до 0.0115, максимальный наклон наблюдается для компоненты EW, минимальный – для вертикальной компоненты (рис. 4.9), при этом относительный подъем уровня водохранилища составил 0.85 м.

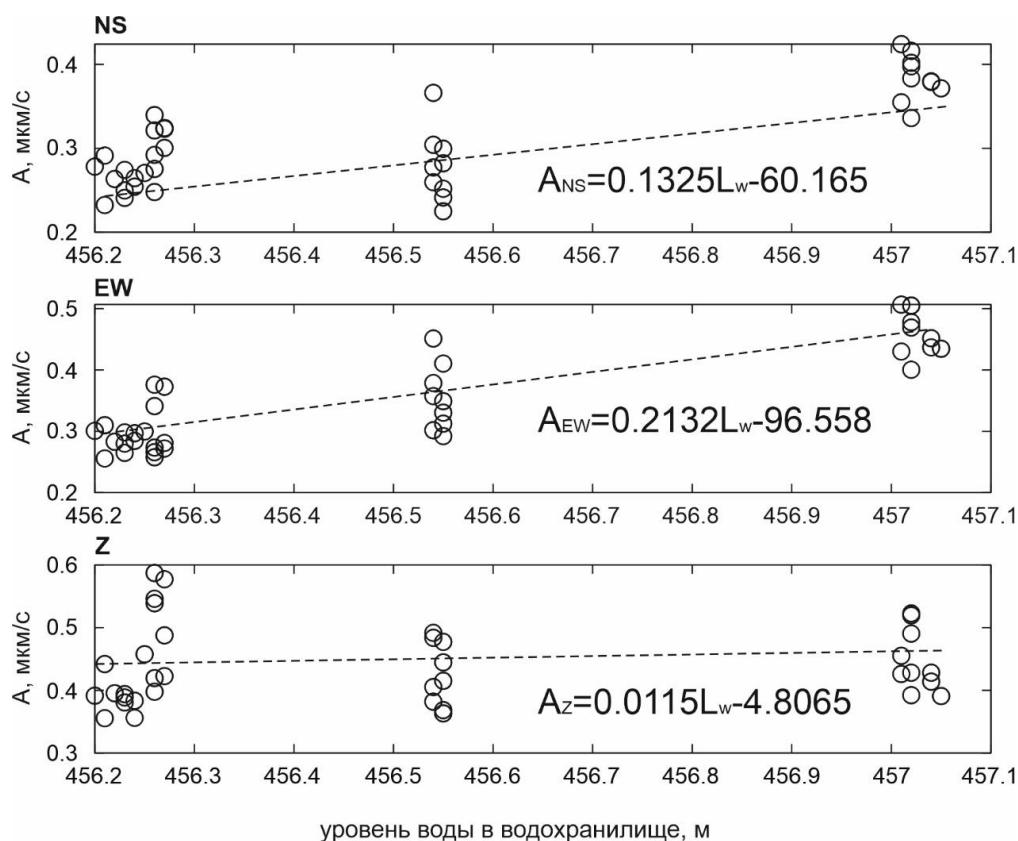


Рисунок 4.9 – Вариации амплитуд микросейсмических шумов в зависимости от уровня наполнения водохранилища. Данные по уровню воды получены с сайта ПАО «РусГидро» (официальный сайт <https://rushydro.ru/>). Для каждой линии тренда показаны уравнения.

Коэффициенты корреляции между средними амплитудами сейсмических шумов показывают высокую зависимость между амплитудами на горизонтальных компонентах и величиной сброса и уровнем воды в водохранилище. Корреляция между указанными параметрами и амплитудами вертикальных компонент отсутствует (табл. 4.4).

Таблица 4.4 – Коэффициенты корреляции амплитуд микросейсмического шума и параметров L_w и V_w

Компонента	L_w	V_w
NS	0.77	0.72
EW	0.87	0.83
Z	0.06	-0.02

Так как увеличение сброса воды напрямую зависит от уровня водохранилища, разделить влияние этих факторов на вариации микросейсмических шумов достаточно сложно. Тем не менее, доминирующим представляется именно увеличение сброса воды за счет роста ударной нагрузки.

4.3. Отражение автотранспортной нагрузки и COVID-19 в микросейсмических шумах

Также в работе сделана попытка оценить влияние транспортной нагрузки в пределах городской агломерации на уровень микросейсмических шумов. На рисунке 4.7 хорошо видны суточные вариации шумового фона, связанные с транспортной активностью: период с 00 до 06 часов (местное время) является наиболее тихим, затем уровень шумов постепенно повышается и к 08 часам выходит на максимум, сохраняясь до 19:00, после чего начинается постепенный спад. В работе рассматривались как непосредственно движение автотранспорта, так и общие уровни микросейсмического фона в рабочие и нерабочие дни, в течение суток и во время пандемии COVID-19.

В 2020 г. во время пандемии корона вируса (COVID-19) с 20:00 (время местное) 31 марта до 5 апреля включительно Иркутская область указом Губернатора перешла на режим самоизоляции, в связи с чем транспортная нагрузка в городе значительно упала.

Сейсмическая станция IRK расположена в здании Института земной коры СО РАН (г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128) на расстоянии 86 м от улицы Лермонтова – одной из главных транспортных линий города, на расстояниях 76 и 67 м проходят еще две улицы (рис. 4.10). Для анализа были выбраны записи станции IRK за периоды с 23 по 31 марта

(до изоляции) и с 01 по 06 апреля (во время изоляции). Отдельно анализировались записи, полученные в рабочие дни и в выходные: суббота и воскресенье (рис. 4.11).



Рисунок 4.12 – Положение сейсмической станции IRK и автомобильных дорог. Треугольником показана сейсмическая станция, желтые прямые показывают кратчайшие расстояния до автодорог, цифрами показано минимальное расстояние. В качестве подложки использован космический снимок Google Earth.

В течение суток уровень микросейсмического шума показывает значительные вариации – по сравнению с ночными часами с минимальной транспортной нагрузкой среднечасовые амплитуды шума возрастают для горизонтальных каналов в ~ 5.4 раз, для вертикального – в 8 раз (рис. 4.11). Полученные результаты также свидетельствуют о том, что уровень микросейсмических шумов стабильно снижается в выходные дни в ~ 1.3 раза относительно рабочих вне зависимости от режима самоизоляции (рис. 4.11). При этом, уровень шума в рабочие дни в обычном режиме превышает уровень шума в период самоизоляции в ~ 1.13 раз, а в выходные ~ 1.09 раз (рис. 4.11).

На рисунке 4.12 показаны спектры микросейсмического шума в выходные дни (суббота) во время режима самоизоляции и в обычный день. Видно, что форма спектра не меняется, в отличие от амплитуд. Максимальное понижение уровня шума во время самоизоляции отмечается на частотах 4–15 Гц для вертикальной компоненты, для горизонтальных компонент понижение амплитуд не так заметно (рис. 4.12).

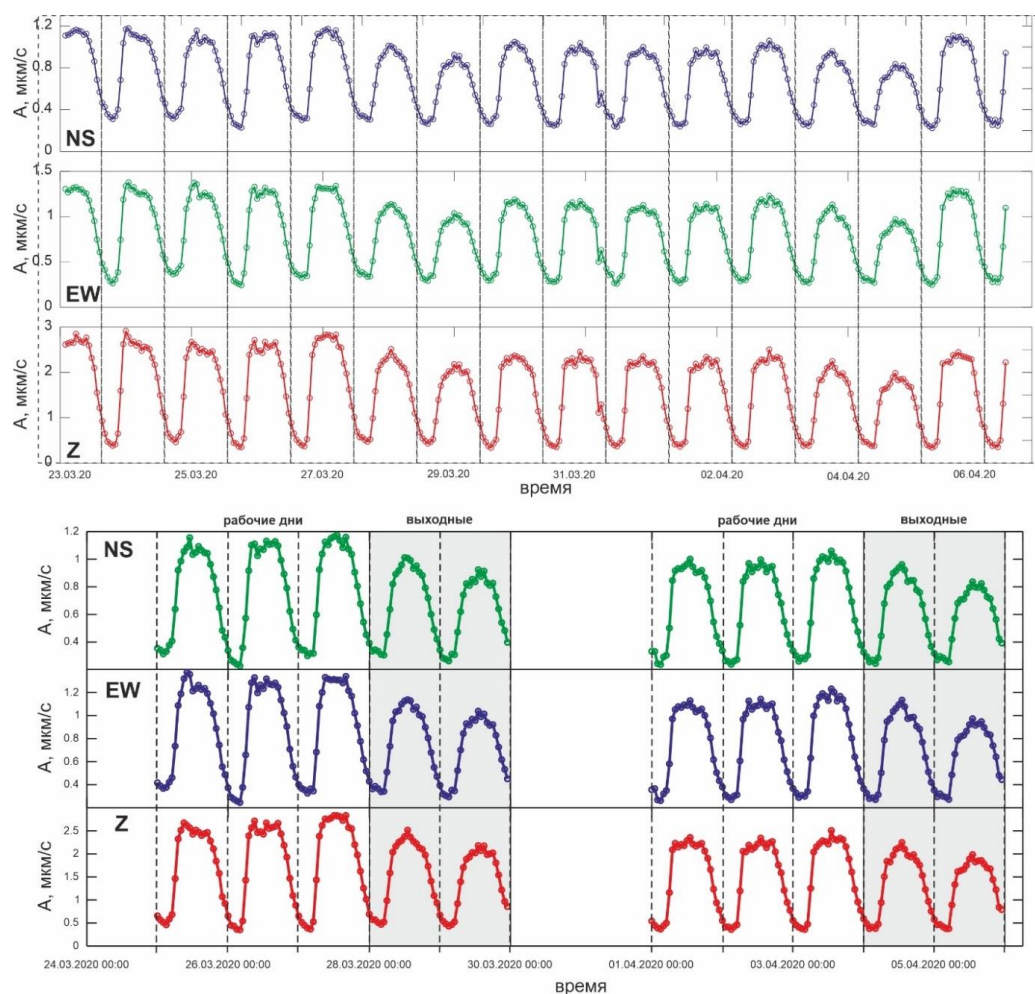


Рисунок 4.11 – Вариации среднечасовых амплитуд микросейсмических шумов, внизу показаны вариации в рабочие и выходные дни. Серым цветом выделены выходные дни.

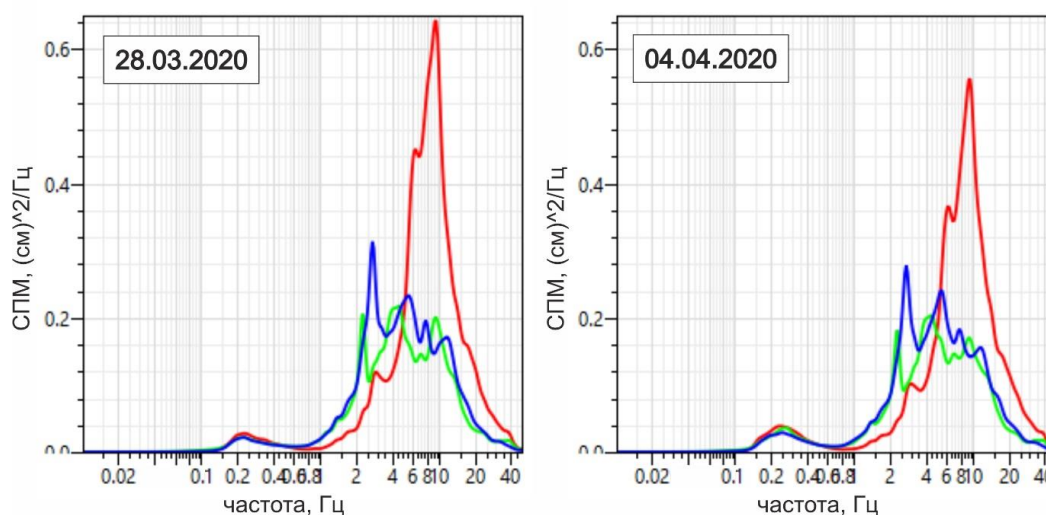


Рисунок 4.12 – Пример спектров микросейсмических шумов в выходные в нормальном режиме (28 марта) и в период самоизоляции (04 апреля). Цветом показаны компоненты: NS – север-юг, EW – запад-восток, Z – вертикальный.

Анализ спектрально-временных диаграмм в ночное и дневное время (минимальная и максимальная транспортная нагрузки соответственно) показал увеличение спектральной плотности мощности сейсмического шума в дневное время в частотном диапазоне от 5 до 15 Гц (рис. 4.13). Этот частотный диапазон хорошо согласуется с результатами оценки увеличения микросейсмических шумов при проезде автотранспорта по данным [Копылова, Хайретдинов, 2021].

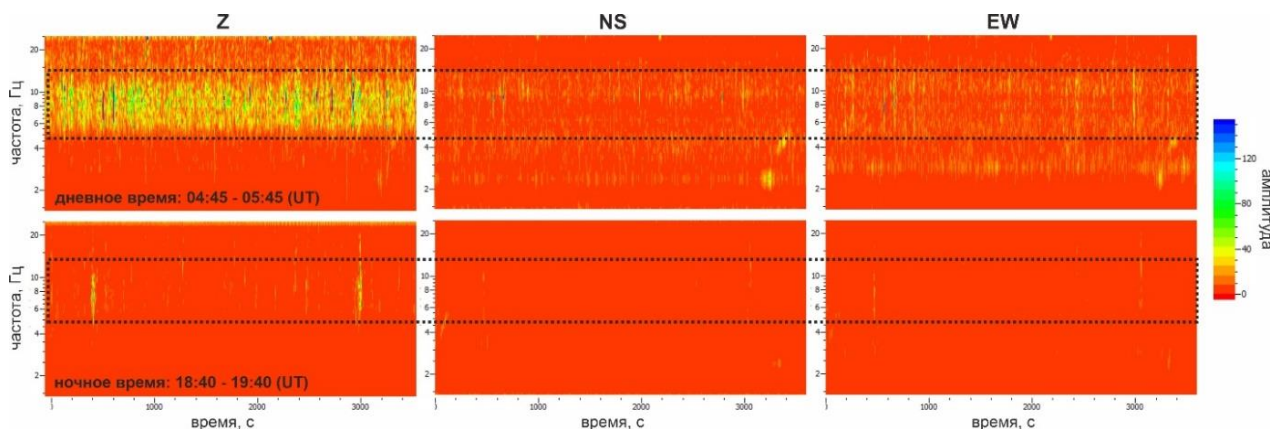


Рисунок 4.13 – Спектрограммы микросейсмического шума в дневное (верх) и ночное (низ) время (время UT). Пунктирной линией выделен диапазон частот, соответствующих движению транспорта. Цветом показана амплитуда сигнала.

На рисунке 4.13 хорошо видны помехи, вызванные проездом автотранспорта в ночное время. Максимальное увеличение амплитуд спектральной плотности мощности (в 140 раз относительно спокойного фона) наблюдается для вертикальной компоненты. На рисунке 4.14 в развернутом виде показаны исходная запись и спектрограммы всех трех каналов во время движения автомобиля мимо места установки сейсмической станции. Поляризационные диаграммы, полученные в последовательные моменты времени, показывают, как меняются амплитуды и ориентация движения частиц по мере продвижения автомобиля по улице (рис. 4.14, в). Особенно четко видно, как появляется и меняет азимут максимум излучения на частоте $\sim 8\text{--}12$ Гц по сравнению со спокойным фоновым излучением (рис. 4.14, в). При наличии локальной сети станций, расположенной вокруг автомобильной трассы, возможно проследить во времени локализацию транспортного средства и оценить скорость его передвижения.

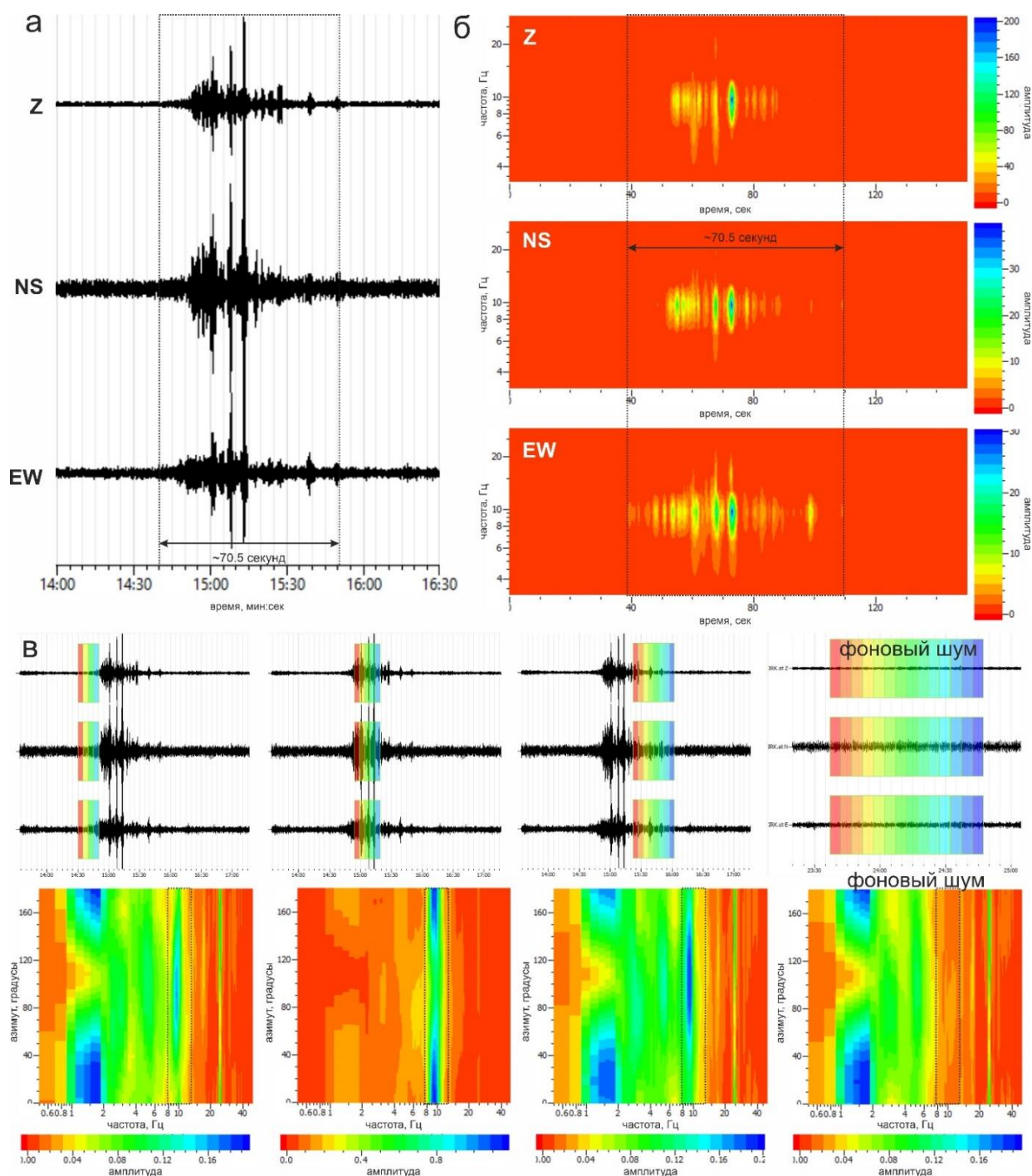


Рисунок 4.14 – Сейсмические сигналы, связанные с движением автотранспорта: (а) – сейсмограмма, полученная во время движения транспорта, (б) – спектрограммы, (в) – поляризационные диаграммы для отдельных участков записи в процессе движения автомобиля. Пунктирными прямоугольниками (а, б) показан полученный сигнал и (в) частотный диапазон 8–12 Гц, соответствующий частотам, генерируемым движущимся автомобилем.

4.4. Отражение работы железной дороги в микросейсмических шумах

Помимо помех, создаваемых автомобильным транспортом, также были проанализированы микросейсмические шумы, генерируемые железнодорожными

составами. Так как в г. Иркутск не было возможности выставить сейсмическую станцию вблизи железнодорожных путей, использовались данные, полученные временной сетью станций в городе Байкальск. Город Байкальск расположен на южном берегу Байкала, в устье рек Солзан и Харлахта, вблизи федеральной автодороги Р258 «Байкал» и Восточно-Сибирской железной дороги (ВСЖД). В черте города находится остановочный пункт ВСЖД «Байкальск-Пассажирский», за пределами города, в посёлке Солзан, расположена станция «Байкальск», где останавливаются поезда дальнего следования. Сейсмические станции в г. Байкальск были расположены на расстояниях 71 и 1193 м от трассы железной дороги (рис. 4.15).

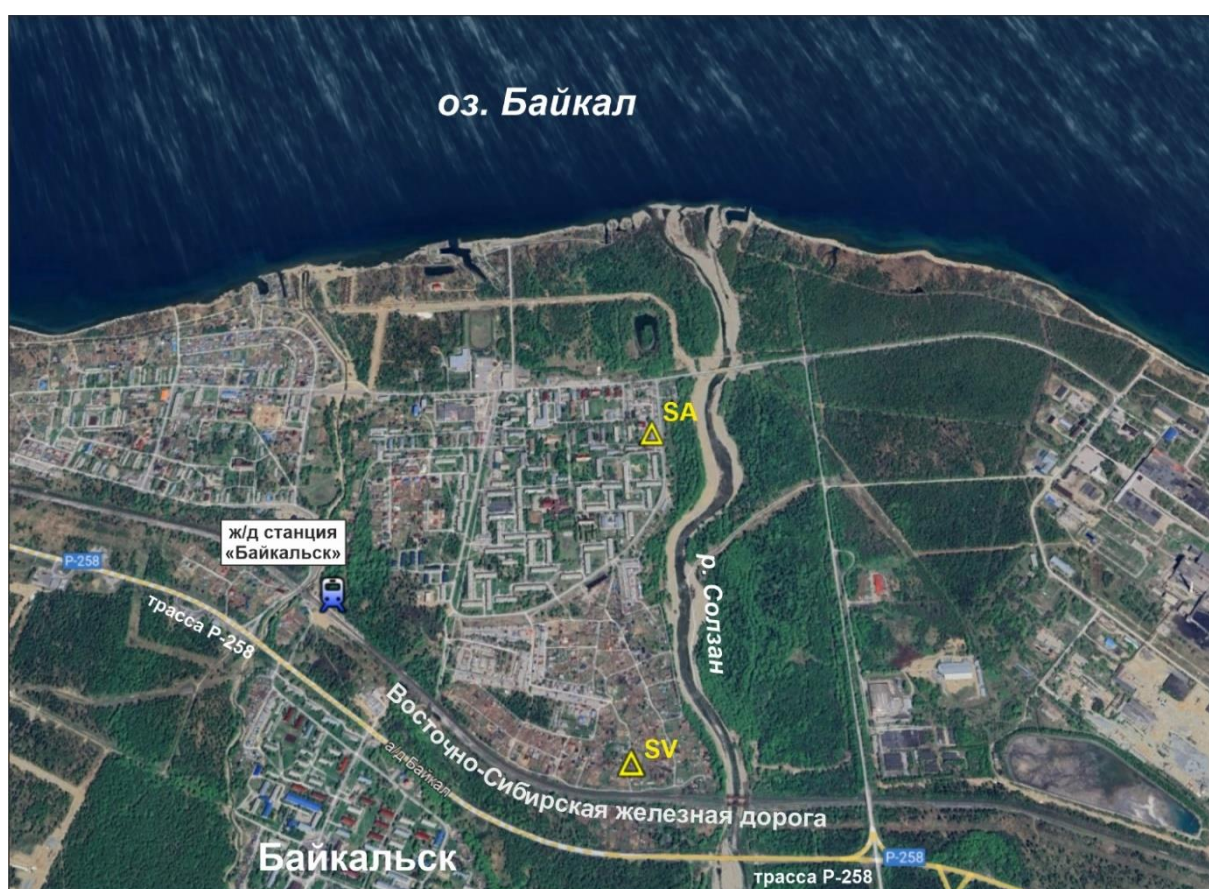


Рисунок 4.15 – Положение локальной сети станций в г. Байкальск. Треугольниками показаны сейсмические станции. В качестве подложки использован космический снимок Google Earth.

По трассе ВСЖД проходят пригородные поезда, поезда дальнего следования, а также грузовые (товарные) составы. В отличие от других сейсмических помех антропогенного происхождения, проанализированных в настоящей работе, сейсмические записи, сгенерированные проходящими поездами, легко выделяются визуально и имеют

характерную узнаваемую форму (рис. 4.16). Длительность записи зависит от длины состава и скорости его движения и может составлять от нескольких десятков секунд для пригородного поезда, до 5 минут и более для поездов дальнего следования и грузовых составов.

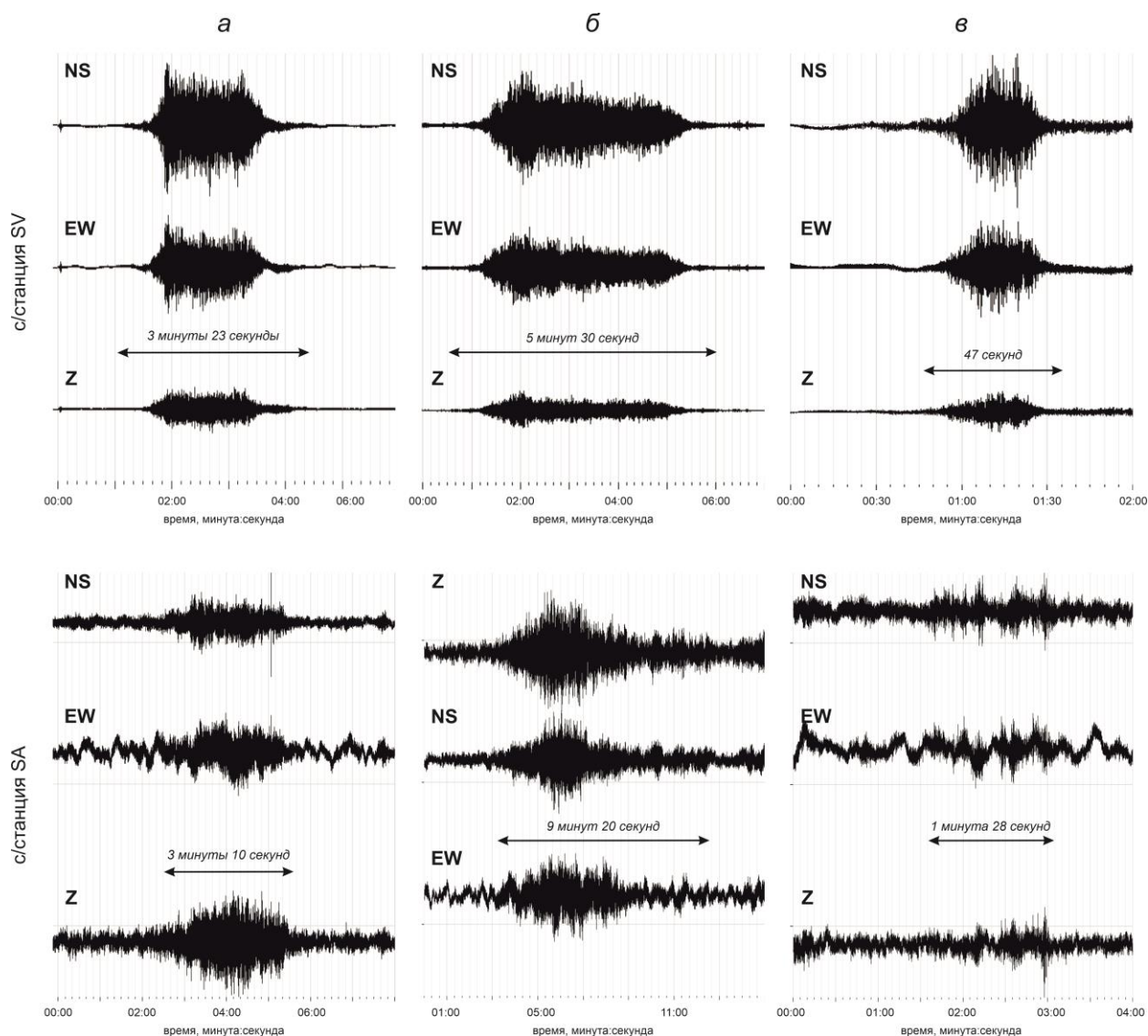


Рисунок 4.16 – Примеры сейсмограмм, полученных во время движения железнодорожного транспорта: (а) – пассажирский поезд дальнего следования «Иркутск – Наушки», (б) – грузовой состав, (в) – пригородный электропоезд «Иркутск Сортировочный – Выдрино». Для каждой сейсмограммы показана длительность видимого сигнала.

Максимальное увеличение амплитуд сейсмического шума наблюдается для горизонтальных компонент, их значения зависят от тяжести состава и могут увеличиваться в 120 раз для пригородных поездов и в 200 раз и более для грузовых

составов и поездов дальнего следования от уровня спокойного фона на расстоянии до 70 м (рис. 4.16).

Анализ спектров (рис. 4.17–4.19) и спектрально-временных диаграмм (рис. 4.20–4.23) показывает увеличение амплитуд в частотной области от 5 до 30 Гц с максимумом в диапазоне 15–25 Гц для ближней станции (SV). Для дальней станции (SA) наблюдается разложение спектра на две составляющие: увеличение в диапазоне от 2 до 11 Гц с максимумом на частотах 3–6 Гц и увеличение на высоких частотах – 32–45 Гц. При этом, для относительно легких пригородных поездов на станции SA, удаленной от железнодорожного полотна на расстояние ~1.2 км, пика в области средних частот (2–11 Гц) не наблюдается.

Анализ записей сейсмических шумов железнодорожного транспорта, выполненный в работе [Копылова, Хайретдинов, 2021], показал схожий преобладающий диапазон частот: 4–10 Гц для грузовых составов и 5–44 Гц для пассажирских и электропоездов [Копылова, Хайретдинов, 2021]. Аналогичные результаты (2–20 Гц) получены в работе [Кишкина, Сутулов, 2025].

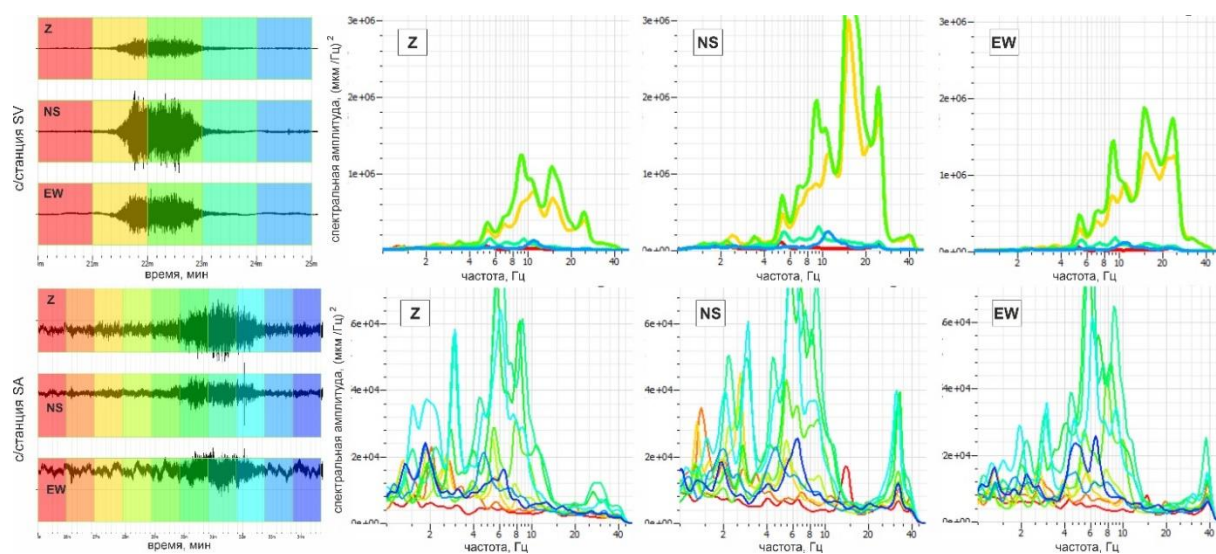


Рисунок 4.17 – Примеры спектров сигналов, полученных во время движения пассажирского поезда на сейсмических станциях SV (верх) и SA (низ). Цветом показаны спектры для соответствующих отрезков записи сигнала.

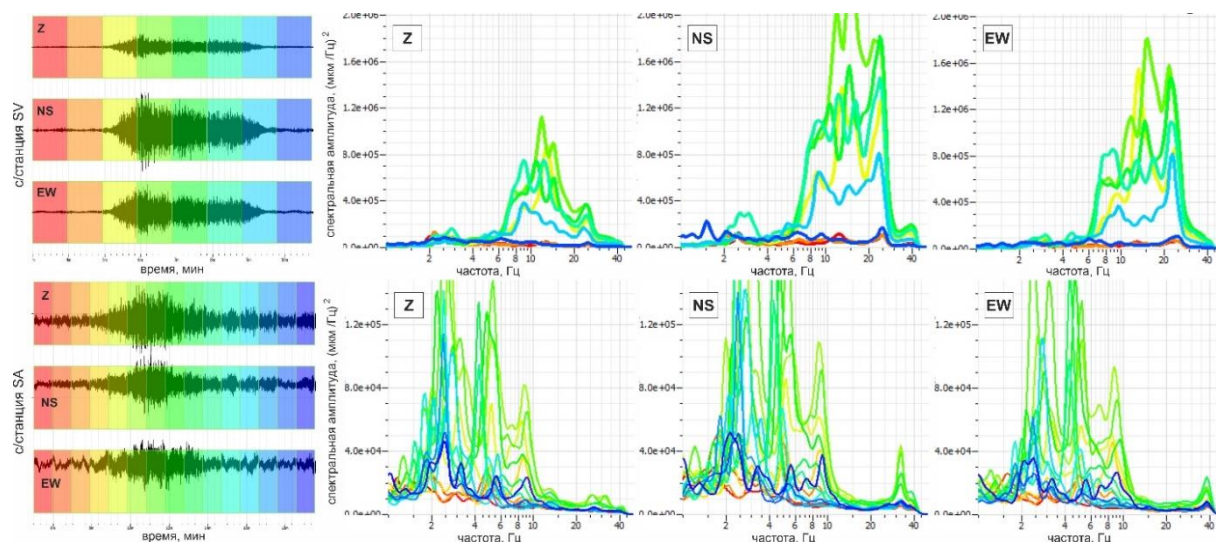


Рисунок 4.18 – Примеры спектров сигналов, полученных во время движения грузового состава на сейсмических станциях SV (верх) и SA (низ). Цветом показаны спектры для соответствующих отрезков записи сигнала.

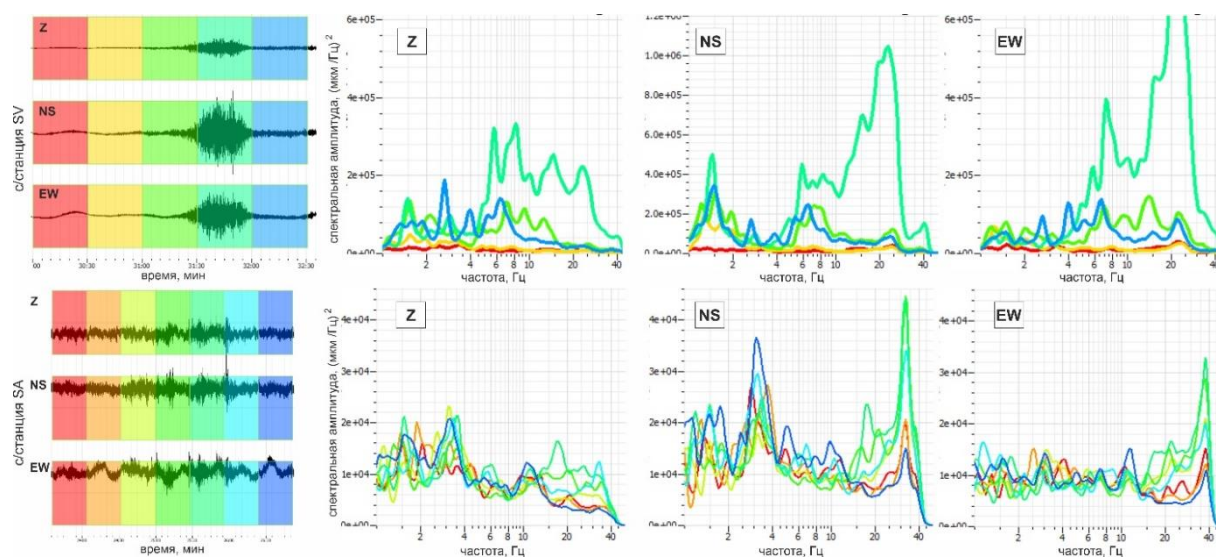


Рисунок 4.19 – Примеры спектров сигналов, полученных во время движения пригородного электропоезда на сейсмических станциях SV (верх) и SA (низ). Цветом показаны спектры для соответствующих отрезков записи сигнала.

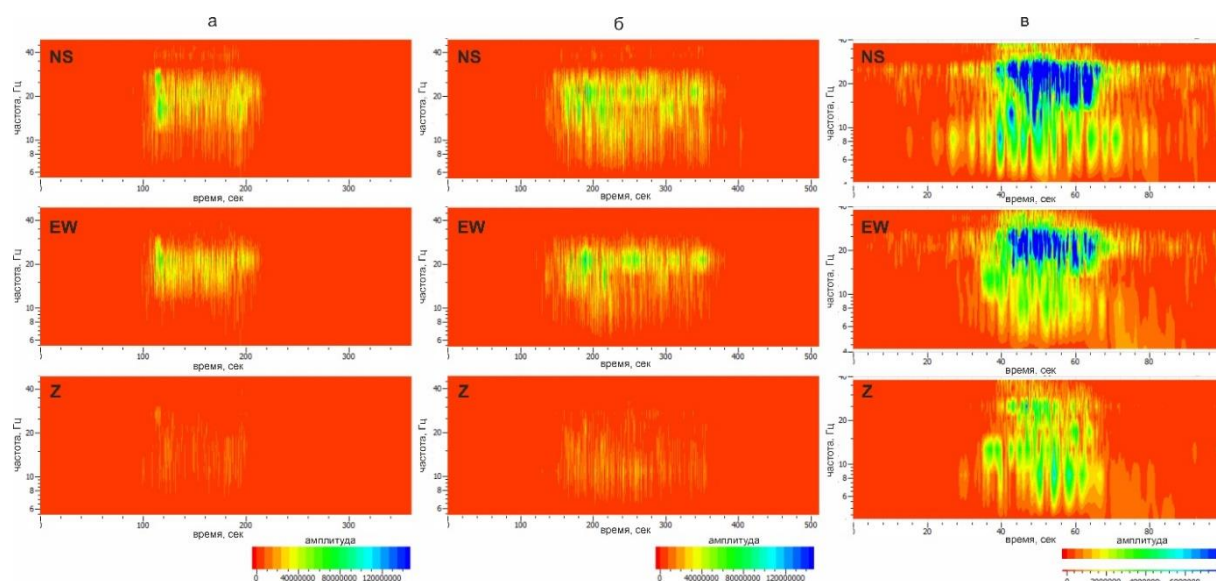


Рисунок 4.20 – Примеры спектрограмм, полученных во время движения железнодорожного транспорта на сейсмической станции SV: (а) – пассажирский поезд, (б) – грузовой состав, (в) – пригородный электропоезд. Цветом показана амплитуда сигнала.

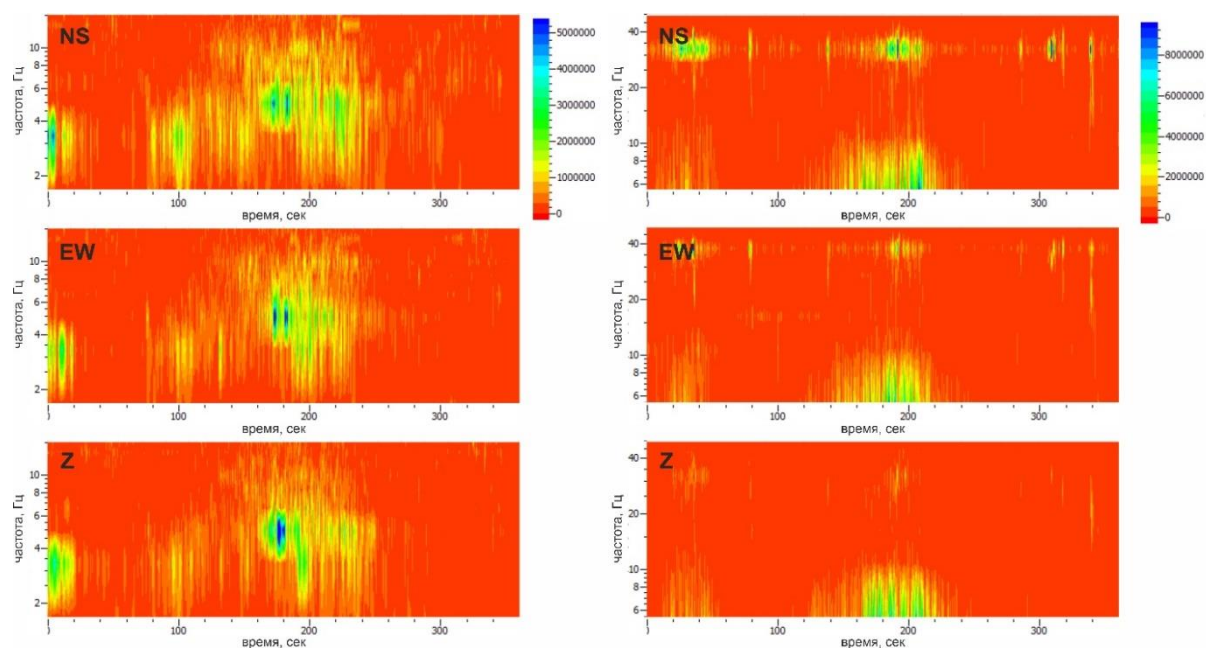


Рисунок 4.21 – Примеры спектрограмм, полученных во время движения пассажирского поезда на сейсмической станции SA. Слева – частотный диапазон от 1 до 15 Гц, справа – от 6 до 50 Гц. Цветом показана амплитуда сигнала.

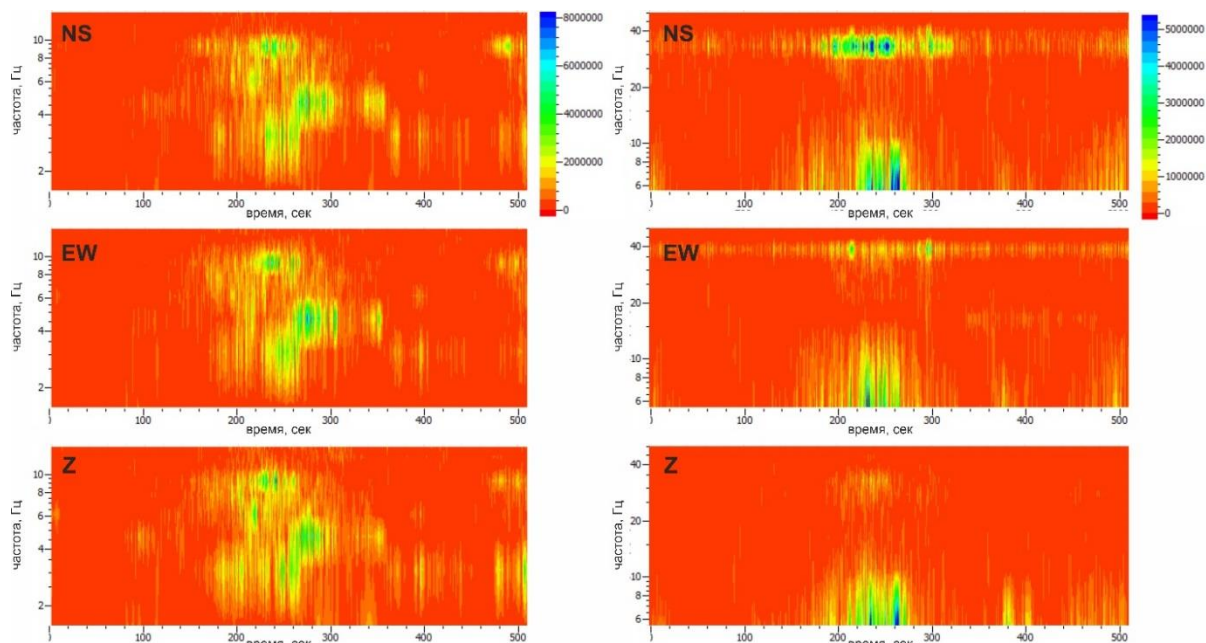


Рисунок 4.22 – Примеры спектрограмм, полученных во время движения грузового состава на сейсмической станции SA. Слева – частотный диапазон от 1 до 15 Гц, справа – от 6 до 50 Гц. Цветом показана амплитуда сигнала.

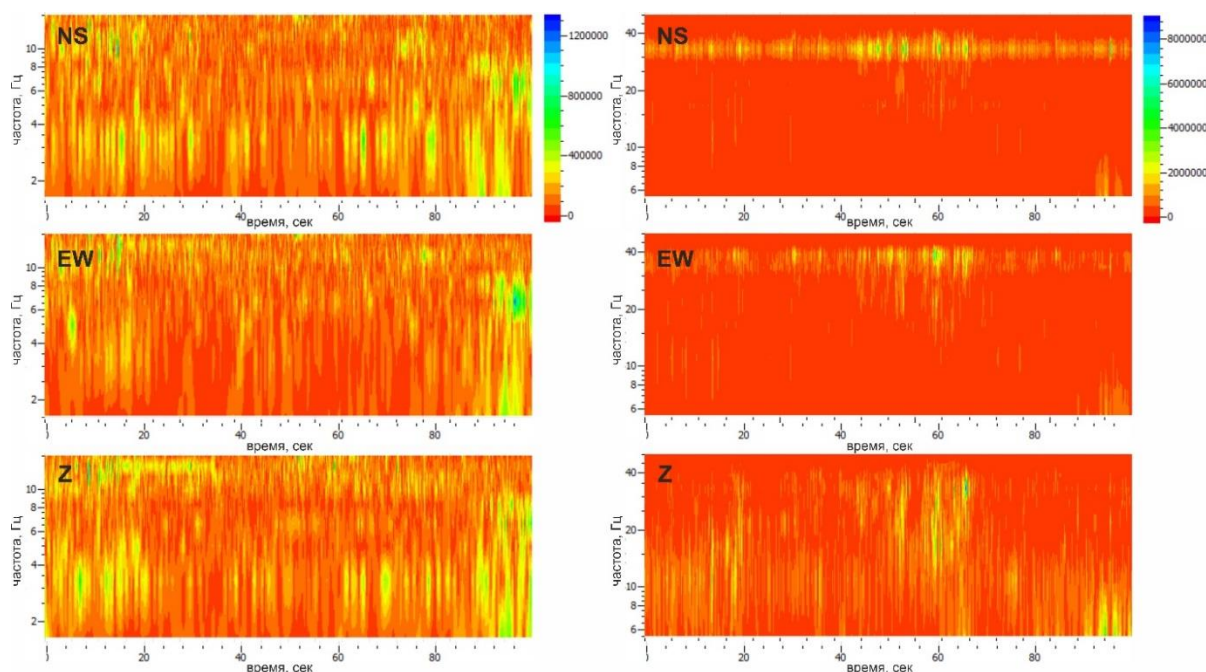


Рисунок 4.23 – Примеры спектрограмм, полученных во время движения пригородного электропоезда на сейсмической станции SA. Слева – частотный диапазон от 1 до 15 Гц, справа – от 6 до 50 Гц. Цветом показана амплитуда сигнала.

На основе измерений амплитуд видимых сигналов была проведена оценка затухания сейсмических волн, генерируемых проходящими составами, между станциями SV и SA по стандартной формуле: $A(r)=A_0 \cdot e^{-\alpha \cdot r}$, здесь r – расстояние, α – коэффициент

затухания, $A(r)$ и A_0 – амплитуды сигнала в пункте измерения и в источнике соответственно. Поскольку рассчитывалось затухание непосредственно между двумя пунктами измерения, за характеристики источника излучения были приняты показатели, полученные на станции SV. Расстояние r между пунктами SV и SA составляет 1122 м. Т.к. станция SV расположена на грунте без заглубления, а станция SA находится в подвальном помещении на бетонном основании, при расчетах дополнительно были сделаны поправки на удвоение колебаний у свободной поверхности. В таблице 4.5 приведены исходные данные и результаты расчетов. Полученные значения коэффициента затухания хорошо согласуются между собой, среднее значение $\alpha=0.0033 \text{ м}^{-1}$. Расчеты сделаны без учета частотной зависимости.

Таблица 4.5 – Оценка затухания сейсмических волн по сейсмическим сигналам от железнодорожных составов

A_0	$A(r)$	r	α
229.120	9.5	1122	-0.0035
57.388	5.514	1122	-0.0027
75.144	7.026	1122	-0.0027
355.118	10.414	1122	-0.0038
131.488	5.202	1122	-0.0035
164.692	10.689	1122	-0.0031
312.125	14.639	1122	-0.0033
160.311	5.705	1122	-0.0036
174.118	10.072	1122	-0.0032

При наличии локальной сети сейсмических станций возможен расчет частотно-зависимого затухания сейсмических волн на пути «источник – приемник», а также эмпирическая оценка изменения частоты сигнала с расстоянием.

Основные выводы по Главе 4:

Формирующаяся при сбросах пара на НИ ТЭЦ акустическая волна при переходе в земную кору преобразуется в сейсмическую волну с излучением в частотном диапазоне от 6 до 18 Гц, наблюдаемую на расстояниях до 9.5 км. Восстановленная по сейсмическим данным расчетная интенсивность звука в районе НИ ТЭЦ составляет 100–110 дБ.

При повышении уровня воды в Иркутской водохранилище отмечается увеличение среднесуточных амплитуд микросейсмического шума. Увеличение сброса воды приводит к росту микросейсмических колебаний в частотном диапазоне от 0.1 до 40 Гц, максимум приходится на полосу высоких частот – от 1 до 20 Гц. Так как увеличение уровня

водохранилища и повышение сброса воды являются связанными процессами, отследить влияние конкретного фактора на микросейсмический фон на данном этапе не удалось. Можно заключить, что на уровень вибраций от ГЭС как источника влияет работа гидроагрегатов и количество водосброса. Влияние уровня заполнения водохранилища на амплитуды микросейсмического шума должно изучаться отдельно.

Анализ суточной антропогенной нагрузки в пределах г. Иркутска показал увеличение уровня микросейсмических шумов в рабочие дни в 1.3 раза относительно выходных. Спад активности во время самоизоляции (COVID-19) привел к уменьшению уровня микросейсмических шумов в 1.13 раз в рабочие дни и в 1.09 – в выходные в полосе частот 4–15 Гц. Автотранспортная активность в районе Академгородка в поле микросейсмических шумов проявляется в диапазоне 5–15 Гц, среднечасовые амплитуды шума в дневное время возрастают в ~5.4 раза для горизонтальных компонент и в ~8 раз для вертикальной.

При прохождении железнодорожных составов в г. Байкальск в ближней зоне (несколько десятков метров) генерируются сейсмические волны с излучением в области 5–30 Гц, с увеличением расстояния (до километра и более) наблюдается разложение спектра колебаний на две составляющие: увеличение в диапазоне от 2 до 11 Гц с максимумом на частотах 3–6 Гц и увеличение на высоких частотах – 32–45 Гц.

По итогам выполненного исследования можно заключить, что антропогенная деятельность в пределах населенных пунктов находит свое отражение в изменении микросейсмического и акустического полей. При этом, каждое антропогенное воздействие (автотранспортная нагрузка, уровень воды в водохранилище и увеличение сброса воды на плотине ГЭС, сброс пара на ТЭЦ) имеет собственные характерные частоты излучения и может быть уверенно идентифицировано с помощью спектрального и спектрально-временного анализа.

Глава 5. ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ПРОХОЖДЕНИЯ ПАВОДКОВ НА УРОВЕНЬ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ

Развитие и распространение цифровой высокоточной сейсмической аппаратуры позволило успешно внедрить в сейсмологическую практику работы по мониторингу микросейсмических шумов в регионах с проявлениями опасных экзогенных процессов – лавины, горные обвалы, селевые потоки и паводки [van Herwijnen, Schweizer, 2011; Mainsant et al., 2012; Hussain et al., 2019; Le Breton et al., 2021; Лисейкин и др., 2023 и др.]. В частности, в работах [Chmiel et al., 2022; Dietze et al., 2022] при изучении сейсмических эффектов паводков показано увеличение уровня микросейсмического шума в сотни раз и более (в зависимости от расстояния до точки регистрации) относительно спокойного фона с максимумом в частотном диапазоне 1–20 Гц, а также изменение поляризации шума направлении источника возмущений.

Тункинская долина в Байкальской рифтовой системе также относится к районам с высокой селевой и паводковой опасностью – последний катастрофический сель здесь сошел в 2014 году по реке Кынгарга и южным склонам Тункинских гольцов и представлял собой водокаменный поток по руслу реки и несколько грязекаменных потоков [Makarov et al., 2016; Чечельницкий и др., 2018], каждый год во время прохождения обильных дождей здесь также наблюдаются паводки [Makarov et al., 2016]. С целью выявления характеристик микросейсмических шумов во время паводков и выделения возможных критериев их начала в настоящей работе проведен анализ вариаций микросейсмических шумов, генерируемых р. Кынгарга в спокойном состоянии и при значительных подъемах воды (паводки) на основе данных короткопериодной сейсмической станции «Аршан», расположенной на расстоянии 250 м от русла р. Кынгарга.

Долина реки Кынгарга расположена в Восточном Саяне в пределах горного хребта Тункинские Гольцы (рис. 5.1). Это ледниково-эрозионные горы с вертикальным расчленением от 600 до 1200 м, формирование которых связано с подъемом плеча Тункинской впадины Байкальской рифтовой системы. Общая длина горной части долины р. Кынгарга составляет 7.35 км. Бассейн реки Кынгарга имеет два основных рукава, которые берут начало в ледниковых карах на высоте около 2578 м над уровнем моря. В верховьях ее притоков наблюдаются следы ледниковой деятельности. С абсолютной высоты 1480–1520 м все притоки р. Кынгарга имеют V – образные долины, не имеющие свидетельств ледникового моделирования. На высоте 1250 м притоки открываются в широкую, с трапециевидным поперечным профилем и плоским (шириной до 200 м)

днищем долину-грабен, в которой также отсутствуют следы пребывания древнего ледника [Щетников, Уфимцев, 2004]. Широкая в средней части, за 2 км до выхода с гор на равнинную часть долина реки резко сужается, превращаясь в прямолинейное каньонообразное ущелье. Русло реки представляет сплошную серию порогов, чередующихся с каскадами и водопадами [Агафонов и др., 1996]. Максимальная ширина водосборного бассейна р. Кынгарга 8.9 км, длина бассейна до выхода на равнинный участок 7.35 км, площадь бассейна – 40.2 км².

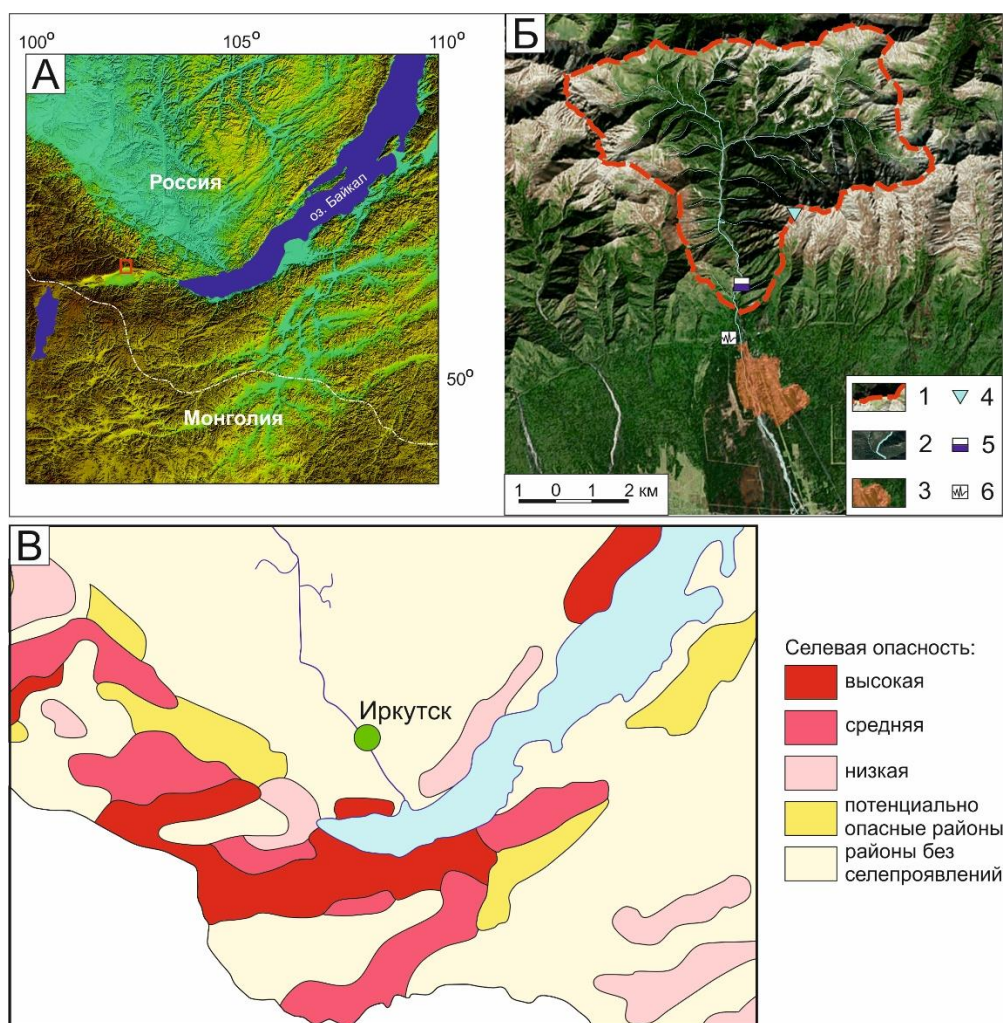


Рисунок 5.1 – Положение исследуемого района (выделен прямоугольником): а – водосборный бассейн р. Кынгарга на трехмерной модели рельефа GTOPO-30 [по данным Геологической службы США, <https://www.usgs.gov/>]; б – схема водосборного бассейна на космическом снимке Google Earth [<https://www.google.ru/intl/ru/earth/>] (условные обозначения: 1 – граница водосборного бассейна; 2 – водотоки; 3 – территория пос. Аршан; 4 – метеостанция, 5 – гидрологический пост, 6 – сейсмическая станция); в – фрагмент карты селевой опасности территории Российской Федерации [Perov et al., 2017].

Особенности структурно-тектонического строения и современная активная сейсмичность региона, процессы выветривания приводят к разрушению горных пород и их дальнейшей дезинтеграции, способствуя формированию гравитационных процессов (обвалы, осыпи, оползни), активизация которых стимулируется землетрясениями. В бортах долины в нижней части уступа горного массива скальные породы тектонически раздроблены, что связано с пересечением долиной зоны протяженного субширотного Тункинского разлома [Парфеевец, Саньков, 2006].

Русло р. Кынгарга проходит через поселок Аршан в предгорье Тункинских гольцов на высоте 893 м над уровнем моря (рис. 5.1). Пос. Аршан является водным и горноклиматическим курортом, посещаемый ежегодно десятками тысяч туристов. Максимальный туристический поток приходится на период с середины июня по сентябрь. Именно в этот период здесь фиксируется максимальное количество осадков [Макаров et.al., 2016], что отражается на формировании селевых потоков и паводков. Все селевые потоки, наблюдаемые в окрестностях курорта в 1897, 1903, 1962 и 2014 годах, и водокаменные потоки на реке Кынгарга в 1897, 1971, 2014 и 2015 годах были зарегистрированы в июле–августе [Макаров, 2012]. Согласно карте селевой опасности России [Perov et al., 2017], этот район относится к областям с высокой селевой активностью (рис. 5.1), при этом, селевые потоки здесь связаны с выпадением большого количества жидких атмосферных осадков.

Климат региона резко континентальный. Климатические условия региона Восточных Саян характеризуются тремя особенностями: значительными колебаниями температур, что определяет высокую интенсивность физического выветривания, наличие многолетнемерзлых грунтов и сезонной мерзлоты, значительное количество дождевых осадков, часто большой интенсивности, что в совокупности способствует формированию селей. Распределение осадков на рассматриваемой территории неравномерно и во многом зависит от рельефа. Наибольшее количество выпадает в горах, меньшее в пониженных участках долины [Уфимцев, Щетников, 2003]. Глубина снежного покрова составляет не более 30 см в предгорье и на равнине, в горах – 100–140 см [Плюснин, Китов, 2010]. Годовой ход осадков распределяется следующим образом: наименьшее количество осадков выпадает зимой (~30–35 мм), максимальное – летом, около 70 % (~350–400 мм). Наиболее дождливым месяцем на равнинной территории является август (60–86 мм осадков), в горах – июль (127–142 мм осадков) [Метеорологический..., 1972]. Суточные осадки более 30 мм выпадают в районе поселка Аршан ежегодно. В летний период

количество осадков может достигать до 170 мм в сутки [Метеорологический..., 1972]. Летом наблюдается несколько кратковременных (3–7 дней) дождевых паводков, высота подъема которых составляет в верховье около 1.5 м, в нижнем течении 0.5–0.7 м над меженным, в отдельные годы проходят сели. Как правило, с июля по сентябрь паводки следуют один за другим, часто образуя многовершинные паводки, водоносность реки в течение этого периода высокая.

В целом, этот регион интересен тем, что здесь фиксируется как селевая активность, так и периодические подъемы воды, связанные с дождевыми осадками. В 2019 году Институтом географии им. В.Б. Сочавы СО РАН в русле р. Кынгарга и на Пике Любви (Восточный Саян) были установлены гидрологический пост и осадкомер, сейсмическая станция «Аршан» действует с 1960 года. Удачное взаимное расположение сейсмического, гидрологического и метеорологического пунктов наблюдений позволяет провести анализ вариаций микросейсмических шумов в зависимости от погодной и гидрологической обстановки в регионе и выделить типичные для паводков характеристики микросейсмических шумов.

В работе использовались данные непрерывной регистрации короткопериодной сейсмической станции «Аршан» (ARS), расположенной на окраине поселка Аршан вблизи уступа Тункинских Гольцов на правом берегу р. Кынгарга (рис. 5.2). Расстояние от сейсмопавильона до русла реки составляет 250 м. Установленная на станции аппаратура имеет три короткопериодных сейсмометрических канала повышенной чувствительности N-S, E-W, Z, регистрирующие скорости колебаний (сейсмометры СМ-3) и три канала сильных движений NSg, EWg, Zg (сейсмометры ОСП-2М), регистрирующие ускорения. Рабочая полоса частот от 0.5 до 20 Гц. Также в работе использованы данные измерений уровня воды в р. Кынгарга и атмосферных осадков на Пике Любви, проводимых Институтом географии им. В.Б. Сочавы СО РАН с помощью современных систем мониторинга САМ-ГПР, САМ-ГО (разработаны Институтом мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск) (рис. 5.2). Расстояние от осадкомера на Пике Любви до гидропоста р. Кынгарга – пос. Аршан составляет 1.97 км. Гидрологический пост и метеопост расположены в горной части долины, тогда как сеймостанция – в равнинной, у подножия гор, поэтому дожди в Тункинской долине не приводят к повышению количества осадков в пункте размещения осадкомера и уровня воды на посту, в отличие от дождей в горной области, что необходимо учитывать в дальнейшей работе.

Координаты и частота измерений сейсмической станции, гидрологического поста и осадкомера представлены в таблице 5.1.



Рисунок 5.2 – Положение измерительных приборов.

Таблица 5.1 – Характеристики измерительных приборов

прибор	Координаты, градусы		Высота, м	Количество отсчетов
	с.ш.	в.д.		
Сейсмическая станция	51.920	102.421	946	100 отсч./сек
Гидрологический пост	51.931597	102.424861	1042	2 отсч./час
Осадкомер	51.945556	102.440000	2100	1 отсч./час

На рисунке 5.3 приведены вариации количества осадков на Пике Любви и уровня воды по данным гидрологического поста на реке Кынгарага за период с июня 2019 года по январь 2021 года. На графике вариаций уровня воды хорошо видны 3 паводковых события – в июле 2019 года (паводок 1) и в июле (паводок 2) и в августе (паводок 3) 2020 года (рис. 5.3). Также отмечаются менее значимые подъемы уровня с конца марта 2020 года.

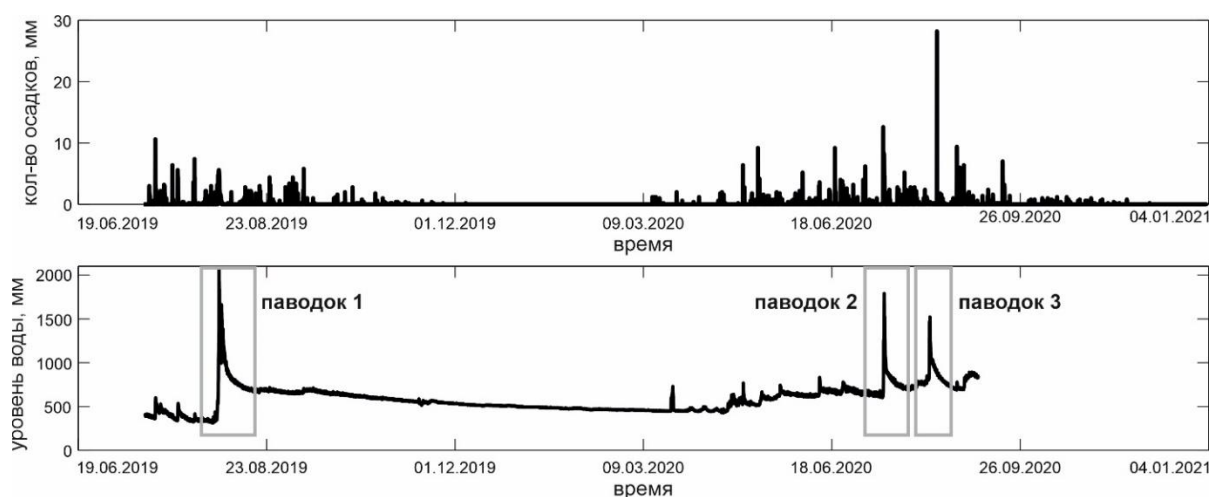


Рисунок 5.3 – Графики вариаций количества осадков (вверху) и уровня воды (внизу). Серыми прямоугольниками выделены подъемы воды.

В дальнейшей работе проводился сравнительный анализ спектральных и поляризационных характеристик фонового микросейсмического шума и шума в период сильных паводков – паводки №№ 1–3 (рис. 5.3). Использовались записи непрерывной сейсмической регистрации на короткопериодной сейсмической станции ARS, предоставленные БФ ФИЦ ЕГС РАН.

Для оценки изменений микросейсмического шума во время прохождения паводков необходимо в первую очередь оценить фоновый микросейсмический шум в исследуемой области. В работе [Чечельницкий и др., 2018] при изучении сейсмических эффектов водокаменного селя на реке Кынгарга в 2014 году проводилась сравнительная оценка поляризационных свойств микросейсмического шума. Согласно полученным данным, в обычных условиях сейсмические волны, сгенерированные потоком воды в русле реки, не вызывают направленного движения частиц в среде, а поляризационная диаграмма представляет собой хаотическое движение частиц во всех направлениях. В главе 3 настоящей работы рассмотрены сезонные вариации микросейсмических шумов на стационарных сейсмических станциях Байкальского региона. Согласно полученным данным, сейсмическая станция Аршан показывает значительные сезонные вариации микросейсмических шумов: в летний период в области высоких частот (> 20 Гц) появляется высокоамплитудный устойчивый пик.

На рисунке 5.4 приведены спектры микросейсмического шума в спокойном состоянии для зимнего и летнего периодов. По спектрам в зимний период всех трех компонентах выделяются четыре основных пика колебаний: широкий пик (№ 1) на низких частотах (0.5–1 Гц), относительно узкий пик (№ 2) с центральной частотой 2 Гц, широкий

пик (№ 3) в частотном диапазоне от 4 до 10 Гц и узкий пик (№ 4) с центральной частотой 16 Гц (рис. 5.4). Низкочастотный пик связан с первичными и вторичными микросейсмами, генерируемыми волнением на озере Байкал (0.4–0.7 Гц и 0.7–1.5 Гц) [Беседина и др., 2024]. Пики №№ 2–4 в летний период сохраняются, при этом амплитуда пика № 3 значительно увеличивается (примерно в 2.6 раз и выше) и пики № 3 и № 4 частично объединяются в один (рис. 5.4). Второй пик (центральная частота 2 Гц) может быть связан со строением верхней части разреза вблизи сейсмической станции (неоднородность, представляющая собой границу между двумя слоями разной плотности), в то время как третий пик (4–10 Гц) имеет явное сезонное происхождение.

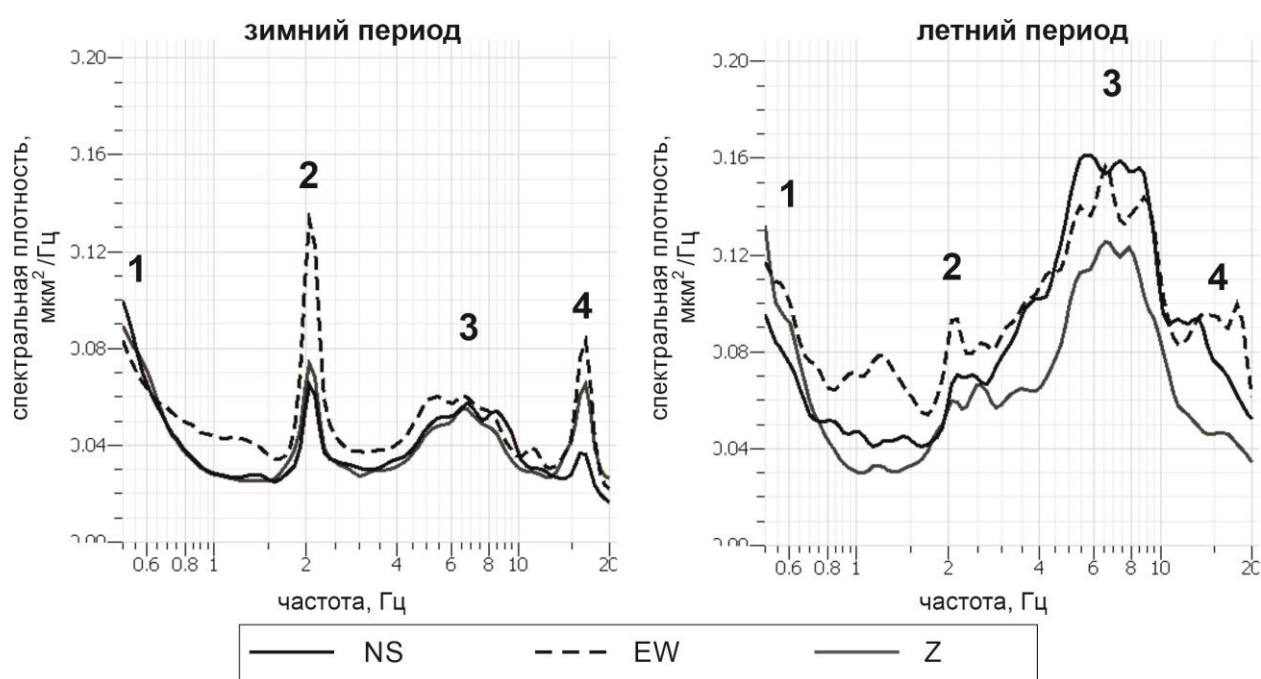


Рисунок 5.4 – Спектры микросейсмического шума на сейсмической станции Аршан летний (слева) и зимний (справа) периоды. Цифрами показаны устойчивые пики на спектрах, сохраняющиеся в оба сезона.

Расчет движений частиц (поляризационные диаграммы) выполнялись в частотном диапазоне от 0.5 до 20 Гц согласно подходу, представленному в работе [Hussain et al., 2019] (рис. 5.5). Поляризационные диаграммы показаны в виде зависимости азимута колебаний частиц (в градусах от 0 до 180) от частоты, цветом показана интенсивность колебаний. Анализ поляризационных диаграмм движения частиц в среде при прохождении сейсмических волн в частотном диапазоне 4–10 Гц (пик № 3) показывает, что движение в горизонтальных плоскостях не имеет единой выраженной ориентации колебаний в летний и в зимний периоды (рис. 5.5).

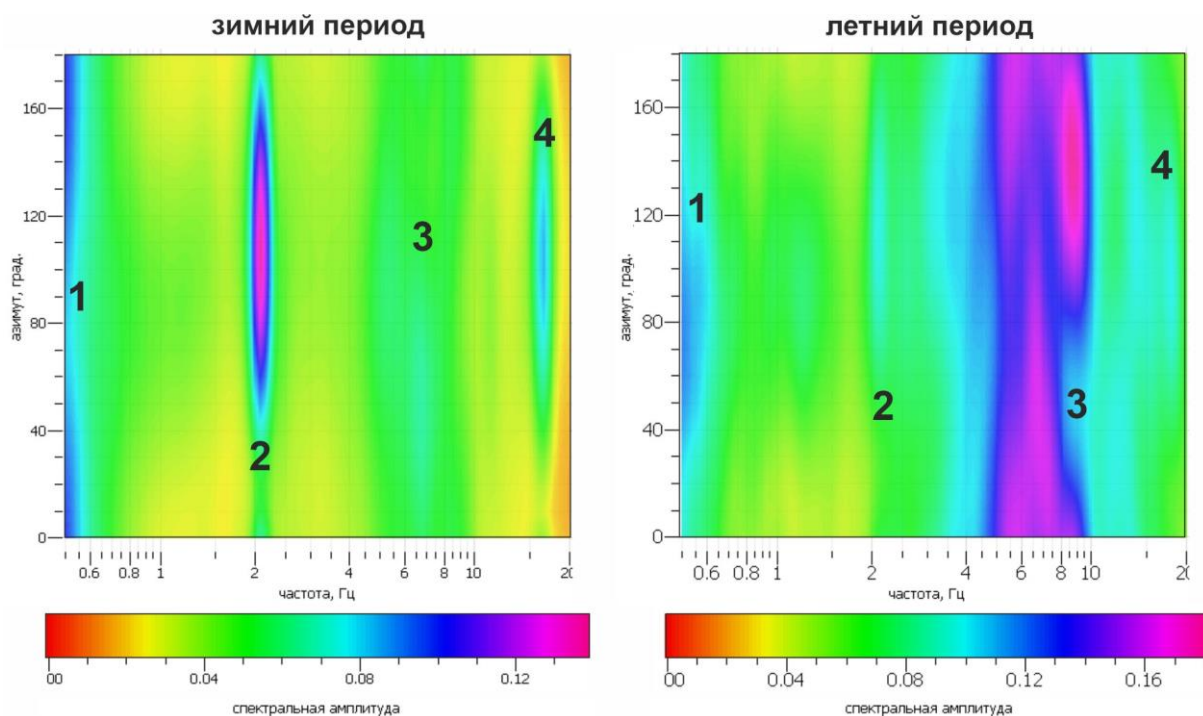


Рисунок 5.5 – Поляризационные диаграммы движения частиц на сейсмической станции Аршан в зимний (слева) и летний (справа) периоды. Цифрами показаны устойчивые пики на спектрах, сохраняющиеся в оба сезона (см. рис. 5.4).

По результатам спектрального и поляризационного анализа можно заключить, что спектральный пик на частотах 4–10 Гц представляет собой излучение сейсмических волн в теплый период, генерируемых проходом водного потока по руслу реки Кынгарга. В зимний период при частичном замерзании реки этот пик становится значительно менее интенсивным. Таким образом, фоновые колебания микросейсмических шумов на станции Аршан в спокойном состоянии представляют собой наложение колебаний низких частот (до 1 Гц), связанных с микросейсмами оз. Байкал, постоянных колебаний с частотами 2 и 16 Гц, поляризованных в направлении восток-запад (пик № 2 с азимутами колебаний $50 \div 170^\circ + \pi$ и пик № 4 с азимутами $80 \div 130^\circ + \pi$), и колебаний в частотном диапазоне 4–10 Гц, связанных с течением воды по руслу р. Кынгарга.

Для анализа вариаций микросейсмического шума при подъеме воды выбирались временные интервалы, включающие время максимального подъема, а также несколько суток до и после него.

Визуальный анализ сейсмограмм показал увеличение амплитуд фоновых микросейсмических колебаний в периоды выпадения обильных жидких атмосферных осадков и увеличения уровня воды в реке Кынгарга. Всего было выделено около 10 таких

событий (рис. 5.3), но большая часть из них представляют собой относительно слабое повышение сейсмических амплитуд относительно фонового, поэтому для последующего анализа было выбрано три наиболее значимых события (паводка), произошедших в июле 2019 г. и в июле и августе 2020 г., соответственно.

На рисунке 5.6 показаны сейсмограммы трех паводков. Видно, что они довольно значительно отличаются по форме записи и продолжительности. Паводок 1 на сейсмограмме отражается в виде постепенного подъема уровня (амплитуд) микросейсмических колебаний и постепенного его спада, общая длительность составляет около 10 часов 30 мин (рис. 5.6).

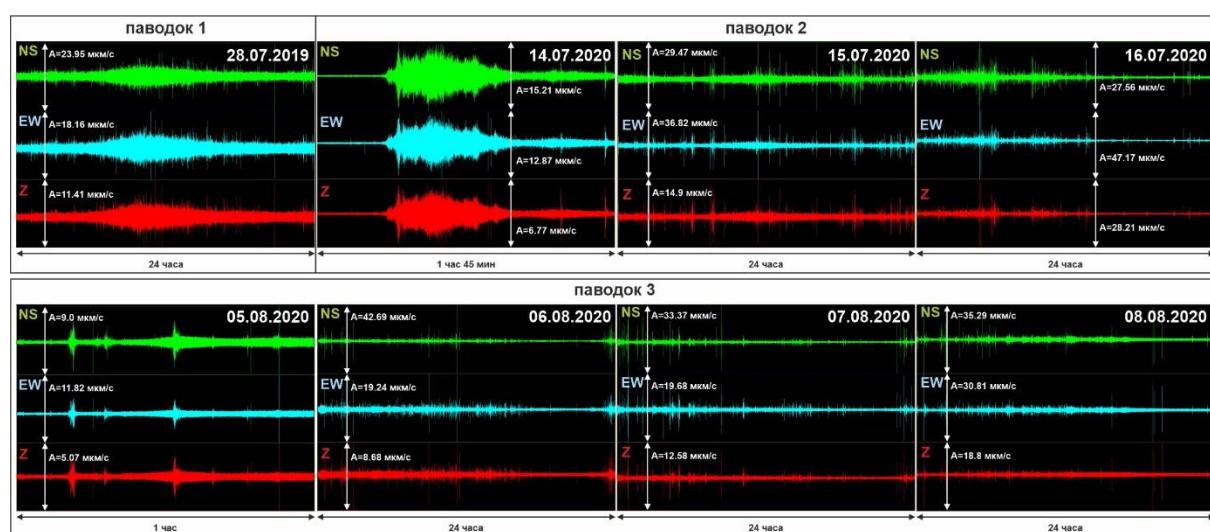


Рисунок 5.6 – Сейсмограммы подъема воды (паводков) на р. Кынгарга.

Отражение паводка 2 на сейсмограмме длительностью около двух суток имеет несимметричную форму: он начинается 14 июля 2020 года с достаточно резкого увеличения амплитуд колебаний по сравнению с фоном, какое-то время сохраняет уровень колебаний (временной период около 45 минут), а далее снова следует резкий рост амплитуд колебаний и их постепенное понижение до 15 июля, когда снова наблюдается рост амплитуд микросейсмического шума до 16 июля (рис. 5.6).

Паводок 3 на сейсмограмме представляет последовательность нескольких событий длиной в несколько суток: он начинается с постепенного увеличения амплитуд колебаний, произошедшего в конце 05 августа 2020 года, и продолжается, то усиливаясь, то затухая до 8 августа (рис. 5.6).

Для количественной оценки вариаций уровня микросейсмического шума и их связи с подъемом уровня воды в реке Кынгарга строились временные графики амплитуд

колебаний. Средние значения амплитуд определялись для трех каналов сейсмограммы отдельно (два горизонтальных и один вертикальный) по часовым отрезкам записей. Так как сейсмическая станция «Аршан» расположена вблизи поселка, в дневное время на записях фиксируется большое количество помех, вызванных деятельностью человека. При обработке антропогенные помехи отбраковывались по мере возможностей.

На рисунке 5.7 приведены временные графики вариаций количества осадков, атмосферного давления, уровня воды и амплитуд микросейсмических колебаний для трех паводков. Для удобства сопоставления время здесь и далее по UT. Значения атмосферного давления получены по данным сайта <https://www.gismeteo.ru/>. Из графиков видно, что вариации атмосферного давления не оказывают влияния на уровень микросейсмического шума, в то время как при выпадении большого количества жидких атмосферных осадков и повышении уровня воды в реке Кынгарга наблюдается увеличение амплитуд микросейсмических колебаний по всем трем компонентам. При этом амплитуды колебаний в горизонтальных плоскостях заметно превышают амплитуды в вертикальной плоскости (рис. 5.7).

Для первого паводка наблюдается хорошая корреляция между количеством осадков, уровнем воды и амплитудами микросейсмических шумов. К сожалению, малая дискретизация данных уровня воды (2 отсчета в час, табл. 5.1) не позволяет точно определить время повышения уровня, но на графике хорошо видна последовательность увеличения сначала количества осадков, затем уровня воды и амплитуд микросейсмических колебаний. Согласно данным сайта <https://www.gismeteo.ru/>, в период с 26 по 28 июля 2019 года в пос. Аршан также шли дожди. Таким образом, можно заключить, что подъем воды 28 июля на гидрологическом посту на реке Кынгарга и последующее увеличение уровня микросейсмических шумов вызваны метеорологическими факторами. Микросейсмические шумы вернулись к своему фоновому уровню в конце четвертых суток после начала подъема воды, в то время как уровень воды остался относительно высоким (рис. 5.7). Во время паводка были сорваны навесные мосты через р. Кынгарга в ущелье выше 1-го водопада. Амплитуда подъема уровня составила 168.5 см. По данным осадкомера на Пике Любви общее количество выпавших осадков до пика паводка составило 122.6 мм, средняя интенсивность осадков 0.57 мм/ч. При этом 26–28 июля за 52 часа выпало 101.6 мм осадков, их средняя интенсивность составила 1.95 мм/ч.

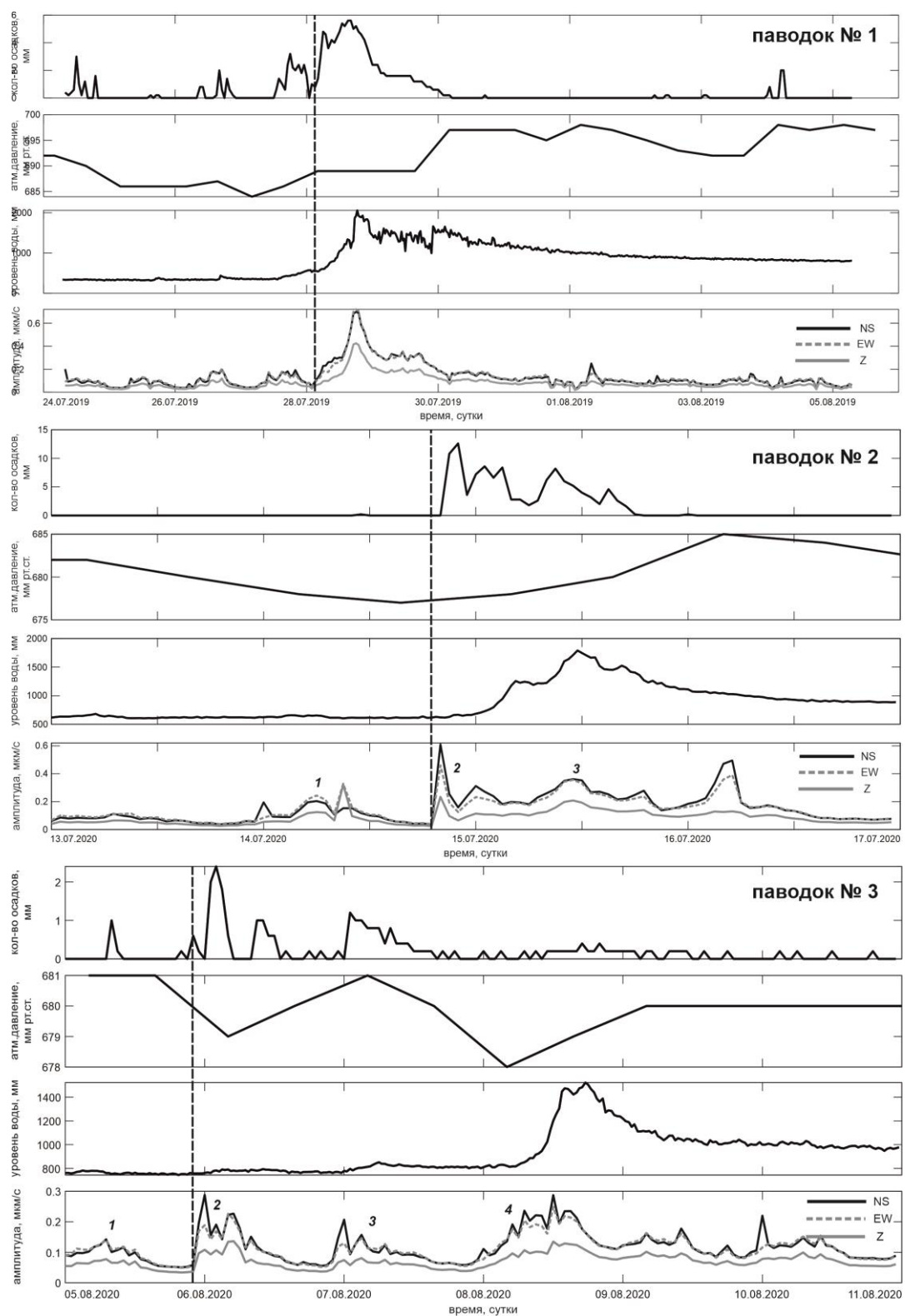


Рисунок 5.7 – График вариаций количества осадков, атмосферного давления, уровня воды и амплитуд скоростей микросейсмических колебаний для паводков №№ 1–3. Пунктирной прямой показано начало роста кривых количества осадков, уровня воды и микросейсмического шума. Цифрами показаны максимумы амплитуд микросейсмического шума.

Для второго паводка наблюдается несколько иная картина: уровень микросейсмических шумов повышается в начале суток 14 июля 2020 года (максимум 1, рис. 5.7) и резко возрастает в конце суток примерно за 1 час до начала повышения уровня осадков на Пике Любви (максимум 2, рис. 5.7), значимое увеличение уровня воды начинается только через несколько часов. Частота дискретизации осадкомера (1 измерение в час) не позволяет точно определить временные вариации, так что положение максимума на временной шкале имеет вариацию ± 1 час. По данным сайта <https://www.gismeteo.ru/> в период с 12 по 15 июля в поселке Аршан шли дожди, в то время как по данным осадкомера на Пике Любви осадков не выпадало. Так как повышение уровня воды в этот период на гидрологическом посту также не зафиксировано, то единственным источником роста амплитуд микросейсмических шумов за период 14–15 июля могло быть повышение уровня воды в реке в ее нижней части, вызванное дождями в Тункинской долине в период с 12 по 15 июля. С период с 21:00 14 июля и до 17:00 15 июля обильные осадки зарегистрированы осадкомером на Пике Любви, примерно в это же время начинается постепенный рост уровня воды на гидрологическом посту (рис. 5.8). Максимум уровня воды отмечается в середине 15 июля, на это же время приходится один из максимумов амплитуд микросейсмического шума (максимум 3, рис. 5.7). Максимум микросейсмического излучения по времени совпадает с максимальным уровнем воды на гидрологическом посту.

Наиболее сложная картина наблюдается для третьего паводка – на графике вариаций микросейсмических шумов он выражен в виде последовательности из четырех максимумов разной формы общей продолжительностью более 5 суток (рис. 5.7). Положение 1–3 пиков на графике микросейсмических шумов хорошо согласуется с уровнем атмосферных осадков на Пике Любви, а также с метеорологической обстановкой в Тункинской долине (продолжительные дожди – с 5 до 9 августа по данным сайта <https://www.gismeteo.ru/>). На графике уровня воды в р. Кынгарга уровень воды начинает значимо увеличиваться только 8 августа, в то время как в период с 5 по 7 августа наблюдаются только три слабоамплитудных максимума порядка 20, 50 и 90 мм соответственно (рис. 5.7). Экстремуму на графике уровня воды соответствует максимум на графике вариаций амплитуд микросейсмических шумов (максимум 4, рис. 5.7), по данным же осадкомера на Пике Любви в это время значительных атмосферных осадков не зафиксировано. Это позволяет заключить, первые три максимума микросейсмического

излучения связаны с подъемом воды вследствие длительных дождей в Тункинской долине, а четвертый – также с подъемом воды, вызванным дождями в горной области.

Таким образом, выпадение жидких атмосферных осадков и следующий за ним подъем воды в реке Кынгарга приводят к увеличению амплитуд микросейсмических шумов. На рисунке 5.8 представлены графики зависимости амплитуд микросейсмических шумов на станции Аршан от уровня воды. Видно, что с повышением уровня воды повышается и уровень микросейсмических шумов по всем трем каналам, коэффициенты корреляции между уровнем воды и амплитудой равны 0.57, 0.59 и 0.63 для каналов NS, EW и Z соответственно.

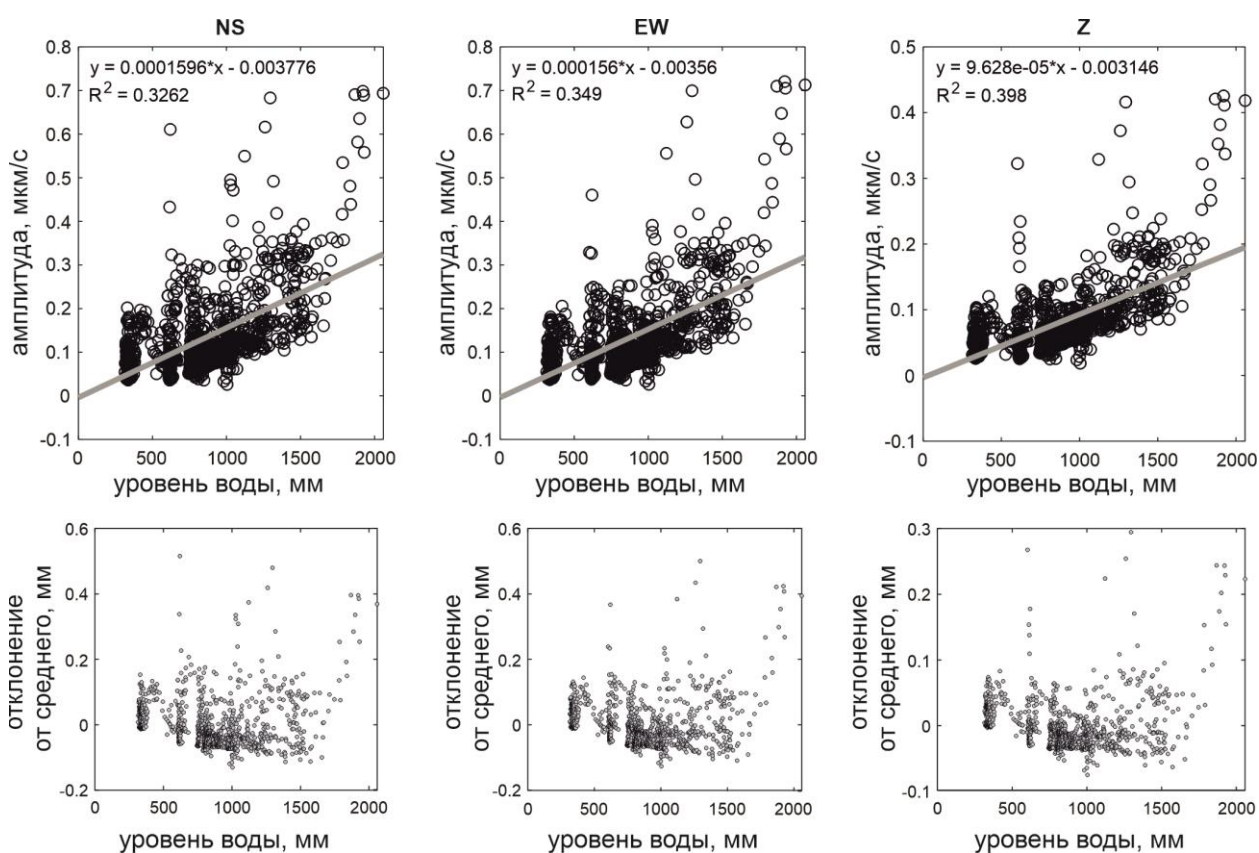


Рисунок 5.8 – Зависимость амплитуд микросейсмических шумов от уровня воды в р. Кынгарга для трех компонент. Для каждой компоненты показана регрессионная зависимость, коэффициент детерминации, внизу – отклонение наблюдаемых значений от прямой регрессии.

В таблице 5.2 приведены коэффициенты корреляции между уровнем микросейсмического шума по всем трем компонентам (NS, EW, Z) и количеством осадков на Пике Любви и уровнем воды на гидрологическом посту на реке Кынгарга. Максимальные коэффициенты корреляции наблюдаются для первого паводка, во время

которого последовательно произошло выпадение осадков, повышение уровня воды и увеличение микросейсмического шума. Наименьшие – для паводка 3, так как это событие оказалось очень продолжительным по времени, а источником роста уровня воды и увеличения микросейсмических шумов были как дожди в Тункинской долине, так и в области водосбора в горном обрамлении. Для достижения более точных результатов необходимо размещение всех приборов в пределах одного наблюдательного пункта, а также увеличение частоты дискретизации осадкомера и уровнемера.

Таблица 5.2 – Коэффициенты корреляции уровня микросейсмического шума и количества осадков и уровня воды

событие	количество осадков			уровень воды		
	NS	EW	Z	NS	EW	Z
паводок 1	0.78	0.74	0.72	0.62	0.63	0.66
паводок 2	0.46	0.42	0.38	0.57	0.61	0.63
паводок 3	0.19	0.20	0.20	0.39	0.44	0.55

При прохождении большого объема воды (при паводках) высокочастотная составляющая микросейсмических волн значительно увеличивается (рис. 5.9). Пик на низких частотах (до 1 Гц) также сохраняется, но его амплитуда, хоть и увеличивается, но становится значительно меньше амплитуды высокочастотного пика (рис. 5.9).

Для разных событий увеличение микросейсмических колебаний относительно фона значительно варьируется: для паводка № 1 максимальные амплитуды больше фона в 25 раз, для паводка № 2 – в 14 раз и для паводка № 3 – в 5 раз. Это связано с количеством водных масс, проходящих по руслу реки в единицу времени. Максимальное увеличение уровня воды в реке и минимальное время его спада наблюдается для 1 паводка, средние значения – для второго, а минимальный уровень воды и максимально длительный срок усиления колебаний – для третьего.

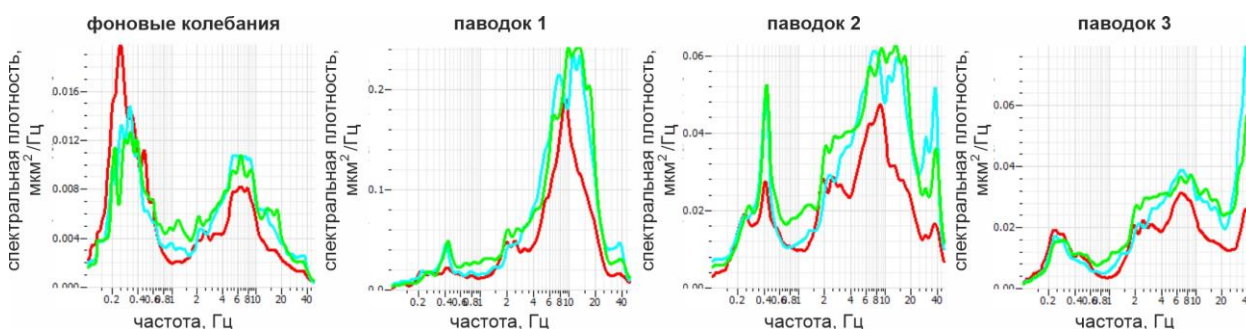


Рисунок 5.9 – Средние спектры микросейсмического шума в спокойном состоянии и при подъеме воды. Красным цветом показана Z-компонента, синим – NS, зеленым – EW.

На рисунке 5.10 приведены спектрограммы микросейсмического шума в спокойном состоянии и при прохождении паводков. Усиление колебаний при прохождении паводка представляет собой широкую полосу от 2 до 40 Гц с максимумом на горизонтальных компонентах. В отличие от фонового излучения от водного потока, представляющего собой достаточно стабильные колебания в широком частотном диапазоне, при паводках наблюдаются временные вариации как амплитуд излучения, так и его частотного состава. Это связано с нестабильностью водного потока при прохождении паводка, а также включением помех различного происхождения. Максимум излучения для фоновых колебаний находится в области 10 Гц, в то время как для излучения в период поднятия воды он сдвигается в область высоких частот – до 20–30 Гц (рис. 5.10).

На рисунках 5.11–5.12 приведены исходные записи и спектры микросейсмического шума часовых отрезков за периоды с 26 по 31 июля 2019 г. (паводок № 1, рис. 5.10), с 14 по 16 июля 2020 г. (паводок № 2, рис. 5.11) и с 05 по 10 августа 2020 г. (паводок № 3, рис. 5.12). Такое представление позволяет оценить в динамике вариации микросейсмического шума до, во время и после паводка. Частотный диапазон обрезан в пределах 0.5–20 Гц, что соответствует рабочей полосе частот сейсмической станции «Аршан».

Наряду с усилением колебаний, вызванным прохождением водного потока, также наблюдаются спектральные пики, связанные с антропогенной активностью. Например, на рис. 5.11 26 июля 2019 года в период с 5 до 10 часов (местное время – с 13 до 18 часов) видны помехи (выделены красным прямоугольником). Эти помехи также находятся в высокочастотной области спектра, но в отличие от спектра при паводке, имеют меньшую амплитуду и более сложный («изрезанный») спектр. Такие же помехи наблюдаются в дневное время и в другие сутки. На сейсмических записях они хорошо выделяются визуально и представляют собой серию отдельных высокоамплитудных импульсов.

В отличие от антропогенных помех, микросейсмические колебания, связанные с паводками, представляют собой постепенное плавное увеличение амплитуд с последующим плавным понижением и занимают достаточно большое время – до десятков часов, и не зависят от времени суток. В некоторых случаях, например, для паводка № 2, амплитуды микросейсмических шумов могут резко увеличиваться в начале паводка (рис. 5.12). Это связано с ливнями, когда большое количество осадков выпадает за короткий промежуток времени (рис. 5.7).

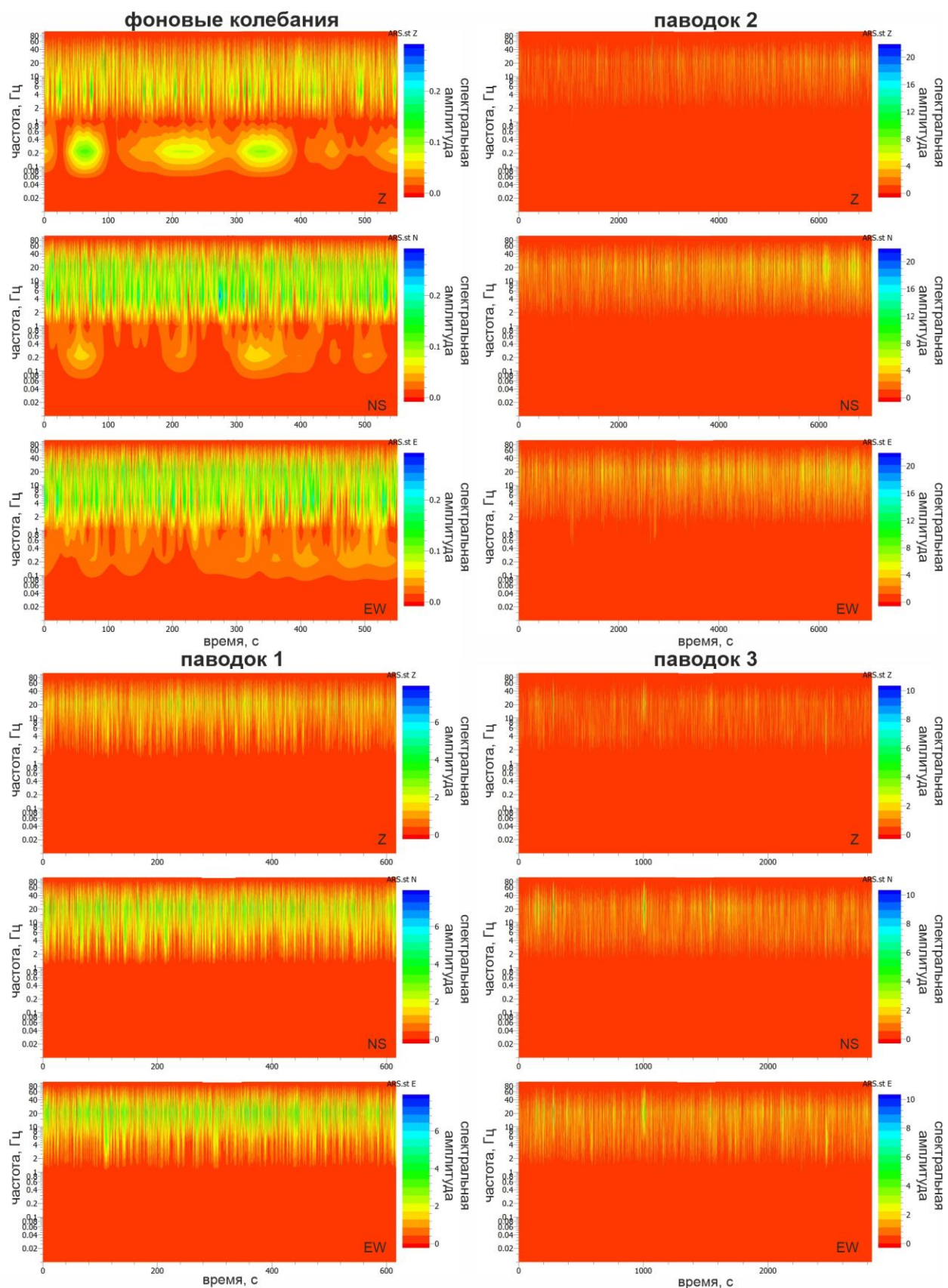


Рисунок 5.10 – Спектрограммы микросейсмического шума в спокойном состоянии и при подъеме воды. По вертикальной оси – частоты в Гц, по горизонтальной – время, сек. Цветом показана амплитуда сигнала в $(\text{мм/с})^2$.

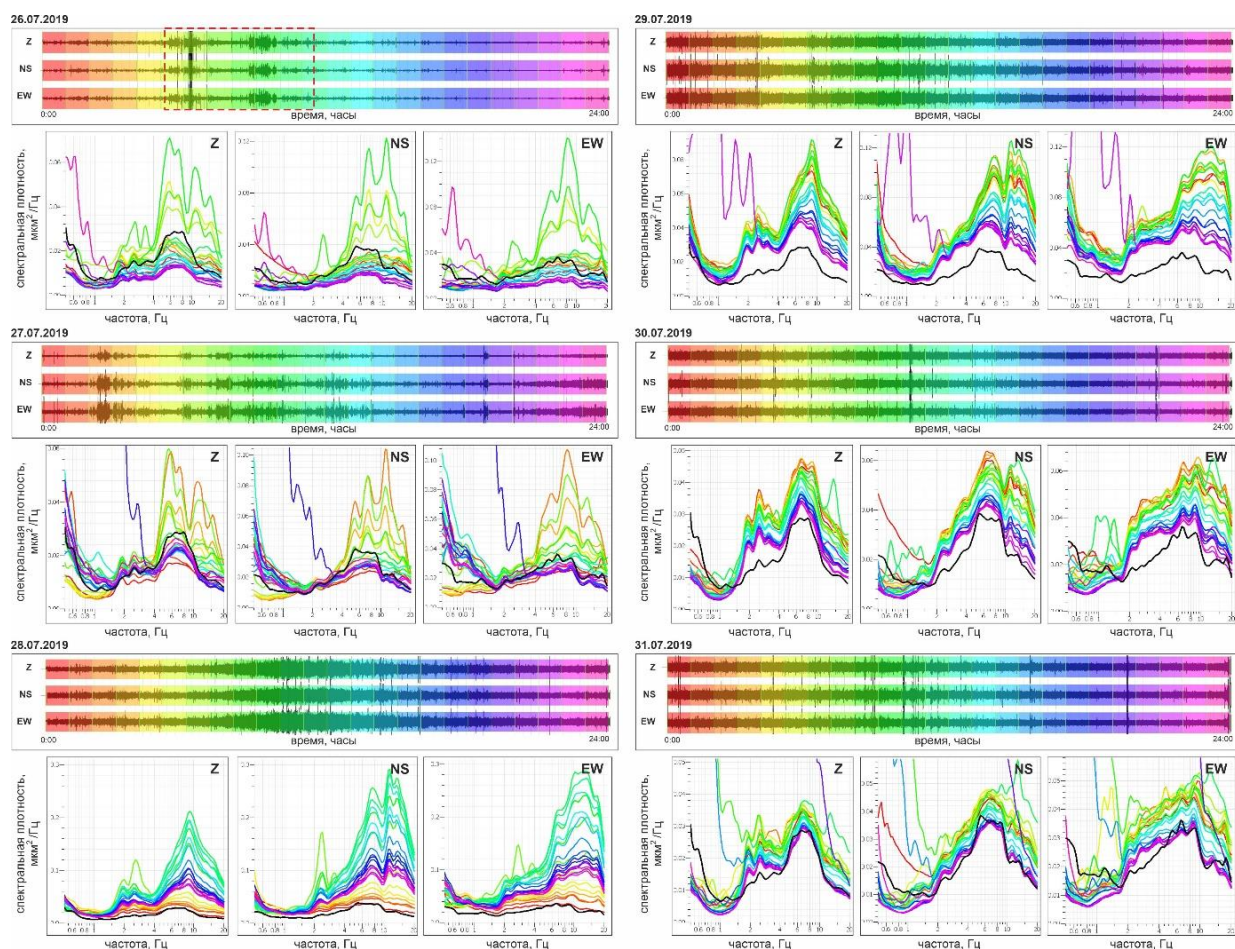
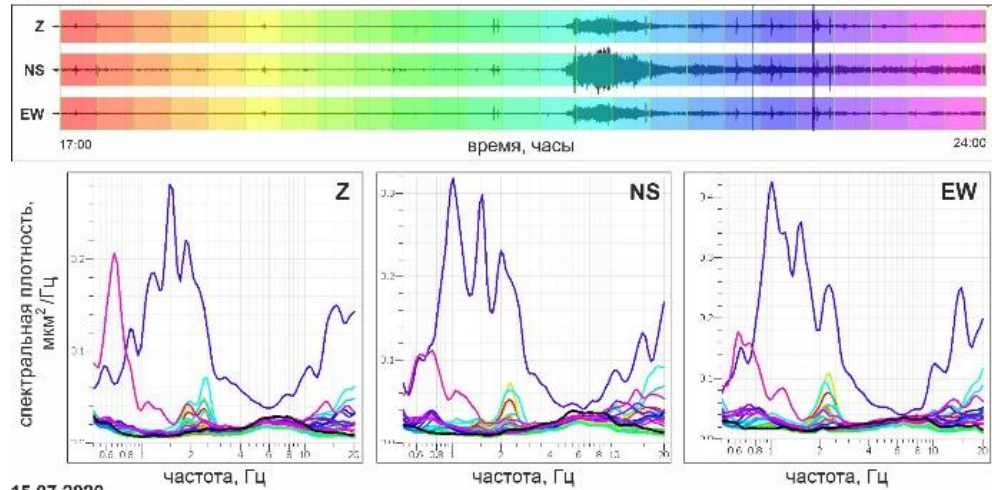
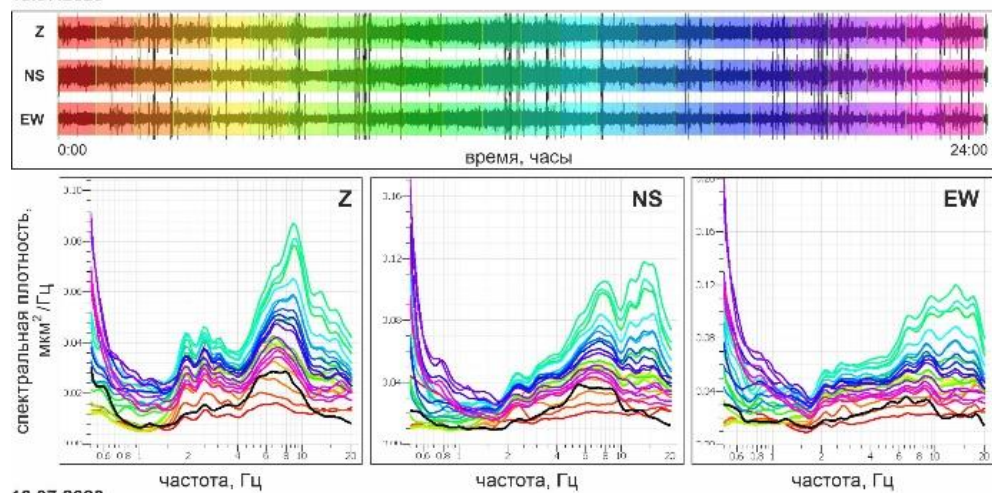


Рисунок 5.11 – Паводок № 1: исходные записи и спектры микросейсмического шума часовых отрезков за период с 26 по 31 июля 2019 г. Цвет спектра соответствует цвету выбранных отрезков записей, черным показан средний спектр фонового микросейсмического шума для каждой компоненты в летний период. Красным пунктиром показана для примера область техногенных помех.

14.07.2020



15.07.2020



16.07.2020

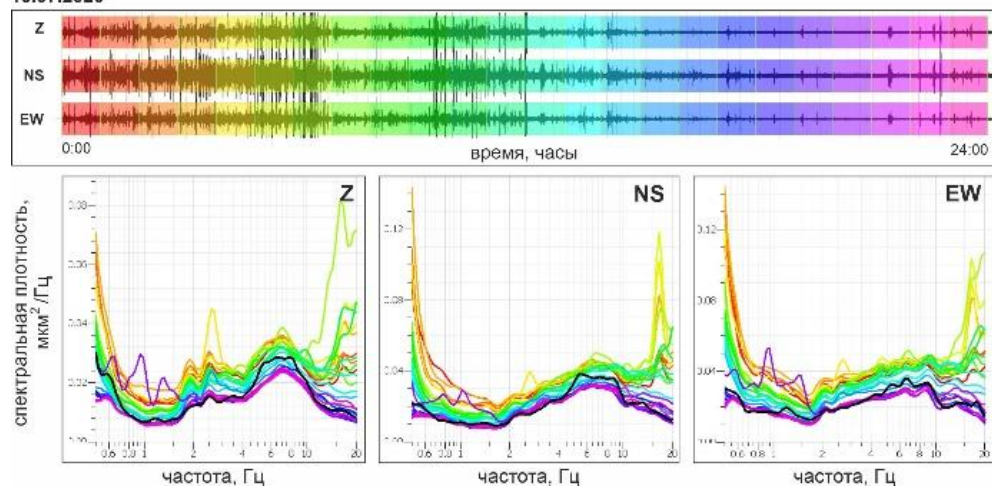


Рисунок 5.12 – Паводок № 2: исходные записи и спектры микросейсмического шума часовых отрезков за период с 14 по 16 июля 2020 г. Для 14 июля показаны спектры для отрезков 1000 секунд. Цвет спектра соответствует цвету выбранных отрезков записей, черным показан средний спектр фонового микросейсмического шума для каждой компоненты в летний период.

Диаграммы движения частиц в среде при прохождении сейсмических волн во время паводка не показывают определенной ярко выраженной ориентации колебаний, как

и для фонового излучения (рис. 5.14). Хаотичность колебаний говорит о том, что их источник не является строго локализованным в пространстве, хотя наблюдаются отдельные флуктуации максимумов интенсивности излучения по частоте (рис. 5.14). В фоновом режиме максимум излучения сейсмических волн приходится на диапазон от 4–5 до 10 Гц, в то время как для паводков он сдвигается в высокочастотную область – от 6 до 18 Гц, при этом для разных паводков распределение излучения по частотам различно. Так, для паводка № 3 при общем увеличении уровня колебаний в диапазоне от 3 до 20 Гц максимум колебаний сосредоточен в достаточно узком диапазоне – 6–10 Гц (рис. 5.14). Этот паводок также является наименее полноводным из трех рассматриваемых, что позволяет сделать вывод о зависимости между объемом и скоростью протекающей водной массы и частотой излучения сейсмических волн.

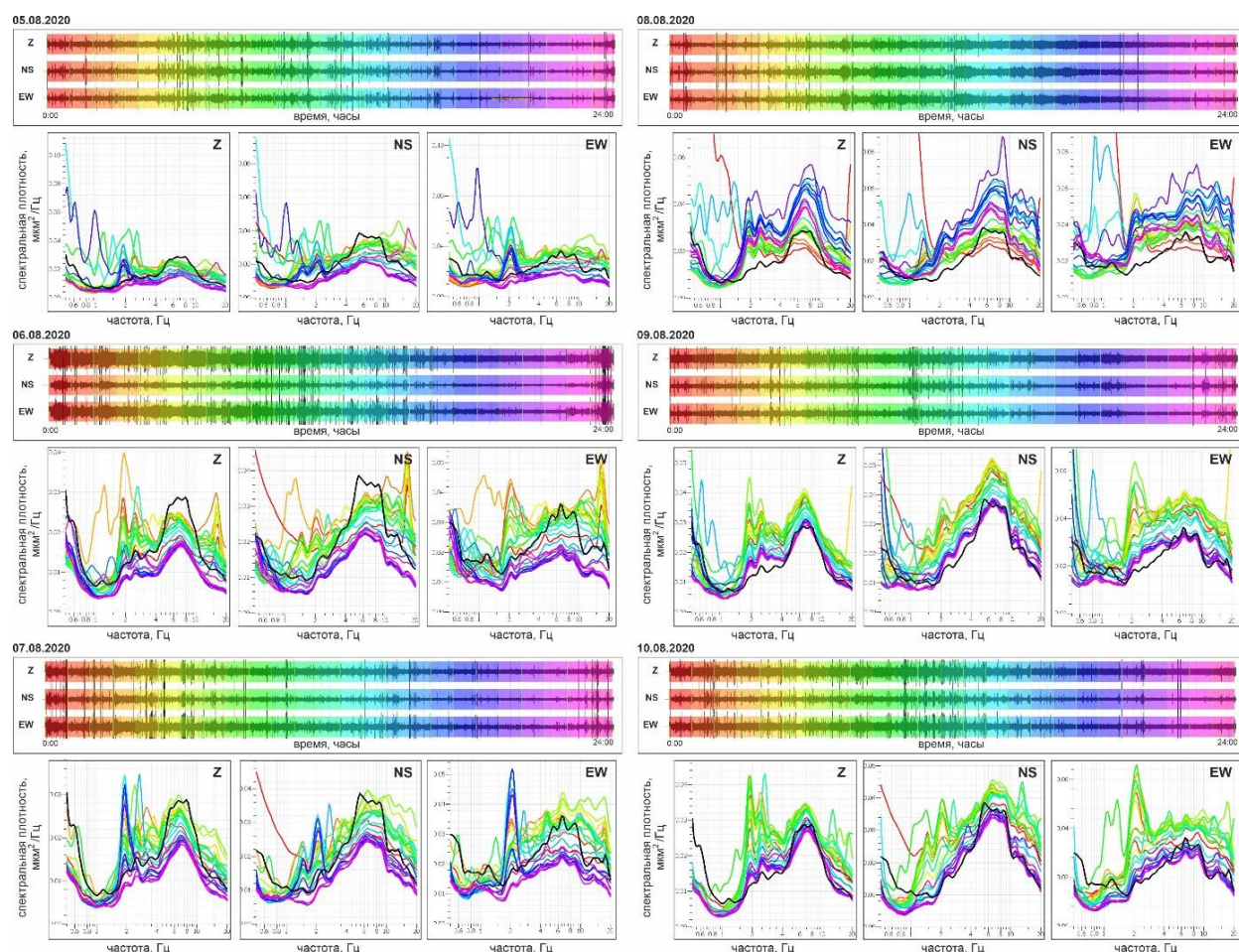


Рисунок 5.13 – Паводок № 3: исходные записи и спектры микросейсмического шума часовых отрезков за период с 05 по 10 августа 2020 г. Цвет спектра соответствует цвету выбранных отрезков записей, черным показан средний спектр фонового микросейсмического шума для каждой компоненты в летний период.

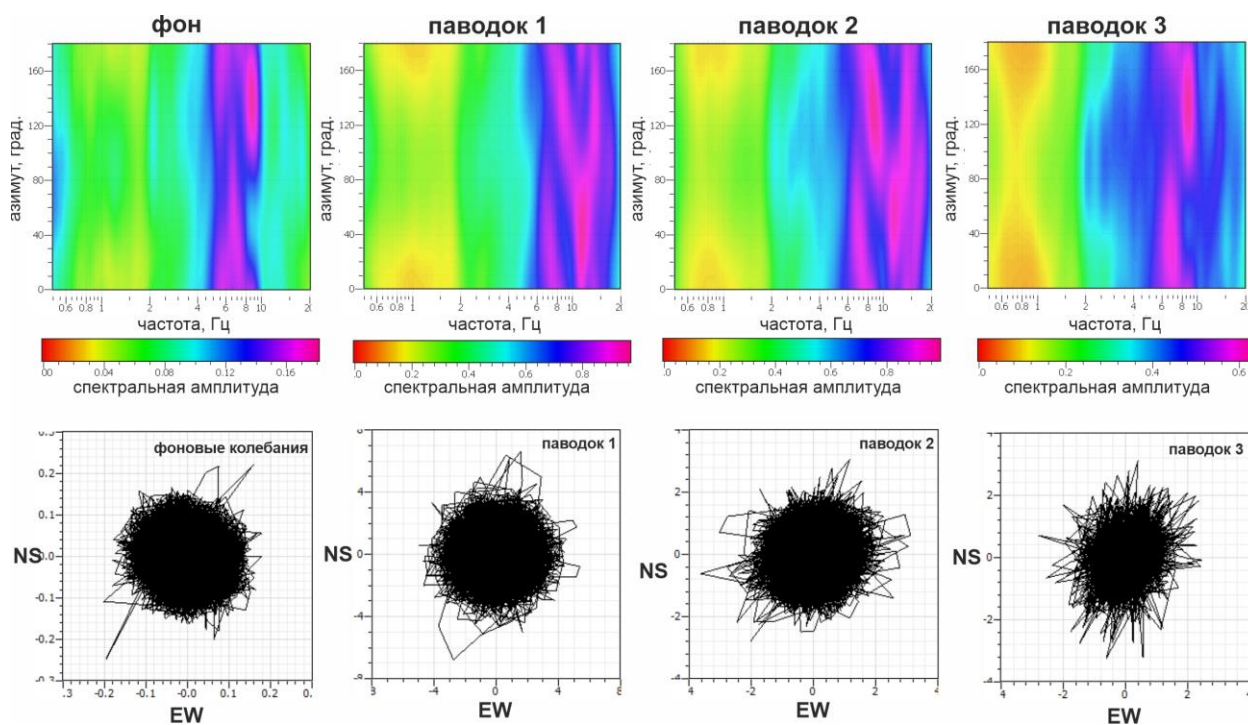


Рисунок 5.14 – Диаграммы направления движения частиц в горизонтальной плоскости в спокойном состоянии и при паводках. Вверху: азимутальная развертка (полоса частот от 0.5 до 20 Гц), внизу: поляризационные диаграммы (учитывался весь частотный диапазон).

На основе изменения частотного состава микросейсмических колебаний мы попытались определить время начала и конца паводкового процесса. Для этого рассматривались поляризационные диаграммы пятиминутных отрезков сейсмических записей до и после паводка, а также во время начала подъема и спада амплитуд колебаний, определенному по спектрам (рис. 5.11–5.13). За время начала паводка принималось время одновременного увеличения спектральных амплитуд и появления высоких частот в диапазоне от 4 до 20 Гц, время окончания паводка определялось как время возвращения амплитуд и частот излучения к фоновому состоянию, при этом делалась поправка на помехи антропогенного происхождения. Также проверялись отрезки за несколько часов до и после установленных времен начала и окончания паводков. На рисунке 5.15 приведены поляризационные диаграммы для всех трех паводков, показывающие начало, развитие и конец процесса в поле микросейсмических шумов.

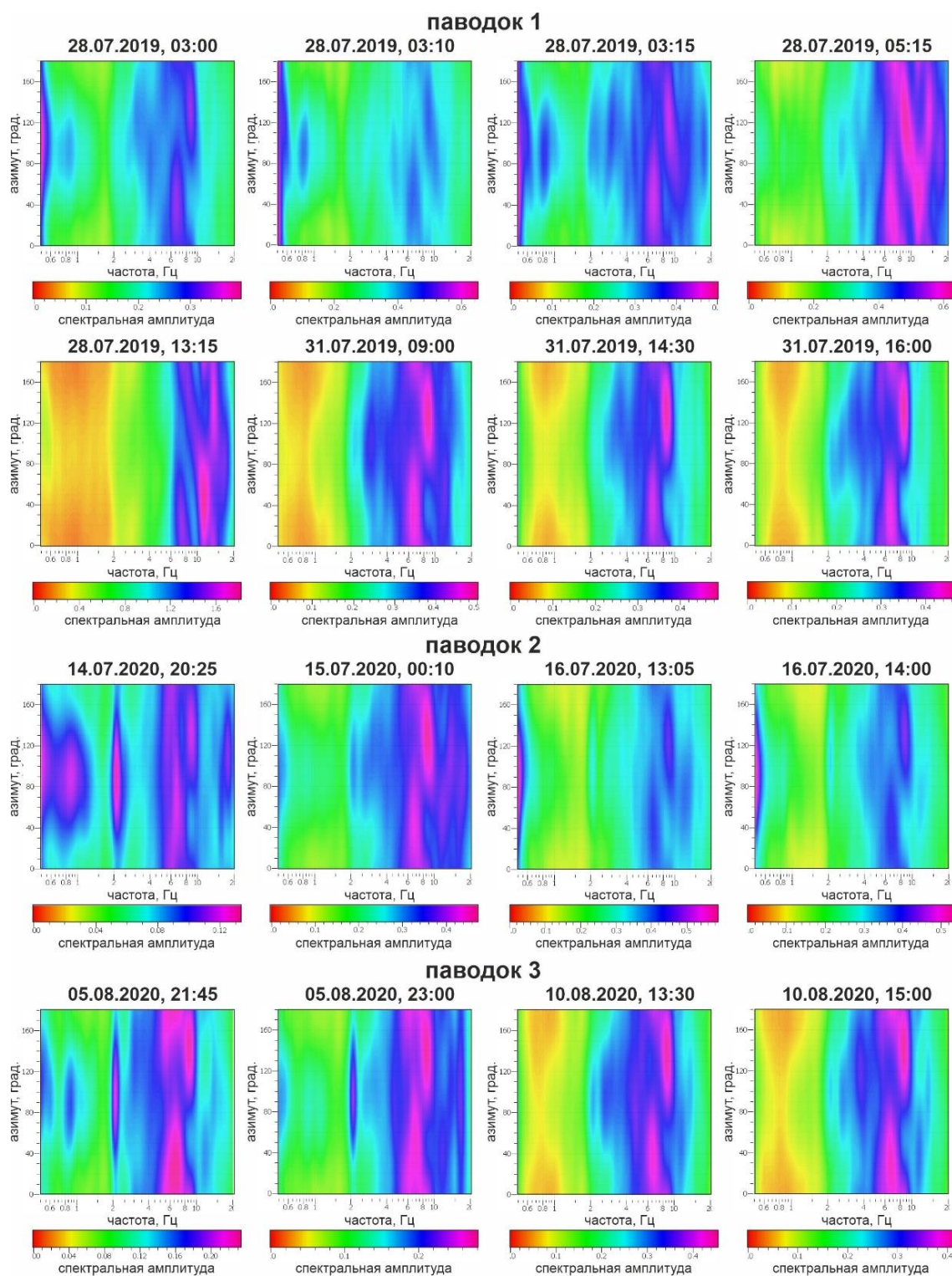


Рисунок 5.15 – Диаграммы направления движения частиц в горизонтальной плоскости при прохождении паводков.

Согласно спектральному и поляризационному анализу, подъем воды при паводке № 1 начался 28 июля 2019 г. в 03:14 (время UT), его максимум пришел на промежуток с 10 до 11 часов 28 июля, в течение 29 и 30 июля уровень воды постепенно опускался, но

оставался достаточно высоким, чтобы генерировать высокочастотные микросейсмические колебания, а примерно с 9 часов 31 июля началось постепенное затухание высокочастотной составляющей колебаний и 14:22 микросейсмический шум вернулся к фоновому уровню (рис. 5.15).

Для второго паводка характерно резкое увеличение амплитуд микросейсмического шума, связанное с ливневыми осадками, начало паводка по сейсмическим данным зарегистрировано в 20 часов 24 минуты 14 июля 2020 г., максимум отмечается 15 июля в период с 11:00 до 13:00, что хорошо согласуется с зафиксированным уровнем воды (рис. 5.7). Окончание паводкового процесса сильно загрязнено антропогенными помехами (рис. 5.12), но 16 июля с 13 часов наблюдается уменьшение вклада высокочастотного излучения, а в 14 часов уровень микросейсмических колебаний достиг фона (рис. 5.13).

Третий паводок оказался наиболее продолжительным и сложным для интерпретации – записи осложнены антропогенными помехами, превышающими обычный уровень фона, поэтому при анализе учитывались только высокочастотные колебания. Согласно поляризационным диаграммам подъем уровня воды с генерацией высокочастотных сейсмических волн начался 05 августа в 21:50 и продолжался до 10 августа с максимумом 08 августа с 15 до 18 часов, при этом амплитуда микросейсмических шумов постоянно менялась (рис. 5.14). Снижение вклада высокочастотной компоненты наблюдается 10 августа, оно началось с 13 часов, к фоновому режиму колебания вернулись к 13:14 (рис. 5.15).

Генерация сейсмических волн водным потоком происходит вследствие турбулентности, возникающей при течении потока по дну и вдоль бортов реки, а также при встрече потока с препятствиями (в случае русла реки Кынгарга – это валуны и крупные камни). В зимний период, когда р. Кынгарга покрыта толстым слоем льда, движение водных масс по руслу проходит в спокойном режиме с постоянной скоростью с минимальным образованием турбулентных потоков, и, соответственно, в спектре сейсмических волн исчезает пик в области высоких частот (рис. 5.4). В теплый период увеличивается уровень воды в русле за счет таяния снегов и выпадения атмосферных осадков (рис. 5.3), скорость течения увеличивается и возникают турбулентные волны, которые генерируют в спектре микросейсмических шумов усиление сейсмических волн в частотном диапазоне до 10 Гц (рис. 5.4). При прохождении больших объемов воды (паводки) также увеличивается скорость потока и количество встречаемых потоком препятствий, что приводит к усилению турбулентности, вследствие чего происходит

изменение амплитудно-частотного состава микросейсмических колебаний, выражающееся в появлении высокоамплитудного пика в области частот от 4 до 40 Гц (рис. 5.14).

Как показано в работе [Chmiel et al., 2022], изменение режима микросейсмических колебаний вследствие паводков может быть зарегистрировано на расстояниях до 15 км. В нашем случае, так как источником высокочастотных микросейсмических колебаний является протяженное русло реки, то на диаграммах движения частиц в среде не наблюдается доминирующей ориентации колебаний, указывающей на источник излучения. При размещении локальной сети станций вдоль русла по обоим бортам р. Кынгарга с одновременной фиксацией количества осадков и уровня воды в реке будет возможно точно определить азимут и расстояние до источников генерации высокочастотных сейсмических волн, точно определять начало паводка, а также давать прогноз о скором подъеме уровня воды.

Основные выводы про Главе 5:

Микросейсмические колебания, зарегистрированные на станции «Аршан», не стабильны во времени и имеют значительные вариации, связанные с сезоном. В теплые периоды при таянии ледового покрова и увеличении уровня воды в реке Кынгарга наблюдается усиление сейсмических колебаний в области частот от 4 до 10 Гц.

Выпадение обильных жидких атмосферных осадков и следующий за ним значительный подъем воды в реке Кынгарга приводят к изменению амплитудно-частотного состава микросейсмических шумов – усилению колебаний в частотном диапазоне от 2 до 40 Гц с максимумом излучения в области частот 20–30 Гц. Для разных событий это увеличение значительно варьируется и зависит от количества водных масс, проходящих по руслу реки в единицу времени.

Изменение амплитудно-частотного состава микросейсмических колебаний в летний период относительно зимнего, а также во время паводков относительно меженных уровней происходит в результате увеличения турбулентности потока при возрастании скорости течения, расходов воды и наносов.

Диаграммы движения частиц в среде в спокойном состоянии и при паводках не показывают какой-либо доминирующей ориентации колебаний, что связано с протяженностью источника колебаний, представляющего собой все русло реки.

Анализ временных вариаций количества осадков на Пике Любви, уровня воды на гидрологическом посту на реке Кынгарга, микросейсмических шумов и метеорологической обстановки в Тункинской долине показал, что источником увеличения

микросейсмических шумов могут быть как дожди в Тункинской долине, так и в области водосбора реки Кынгарга в горном обрамлении. Малые частоты дискретизации осадкомера и уровнемера по сравнению с сейсмической станцией, а также значительная удаленность измерительных приборов друг от друга не позволяют оценить временную задержку между разными параметрами. Для достижения более точных результатов необходимо размещение всех приборов в пределах одного наблюдательного пункта, а также увеличение частоты дискретизации осадкомера и уровнемера.

На основе полученных предварительных данных представляется оптимальным в будущем разместить в районе р. Кынгарга локальную сеть сейсмических, метеорологических и гидрологических станций с целью точного определения времени начала паводка на основе комплекса данных и предупреждения населения.

Глава 6. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВАРИАЦИЙ АМПЛИТУДНО-ЧАСТОТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ ОТ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ И ИХ ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ

На основе результатов оценки сезонных вариаций микросейсмических шумов, полученных на стационарных сейсмических станциях Байкальского региона (см. Главу 3), влияние различных внешних факторов на формирование кривой Н/V-отношений можно представить в виде схемы (рис. 6.1). Осредненная кривая на рис. 6.1 построена путем осреднения нормированных к максимуму индивидуальных кривых Н/V-отношений, полученных на разных сейсмических станциях в летний период (когда уровень помех максимален), при этом учитывались только максимумы кривой, чтобы избежать потери информации при отсутствии помех разной природы на отдельных станциях (например, влияние рек, антропогенная нагрузка и пр.). Амплитуды показаны в децибелах относительно стабильного фона без помех, регистрируемого для станций, расположенных на скальных основаниях (для таких станций теоретическая кривая Н/V-отношений будет близка к 1).

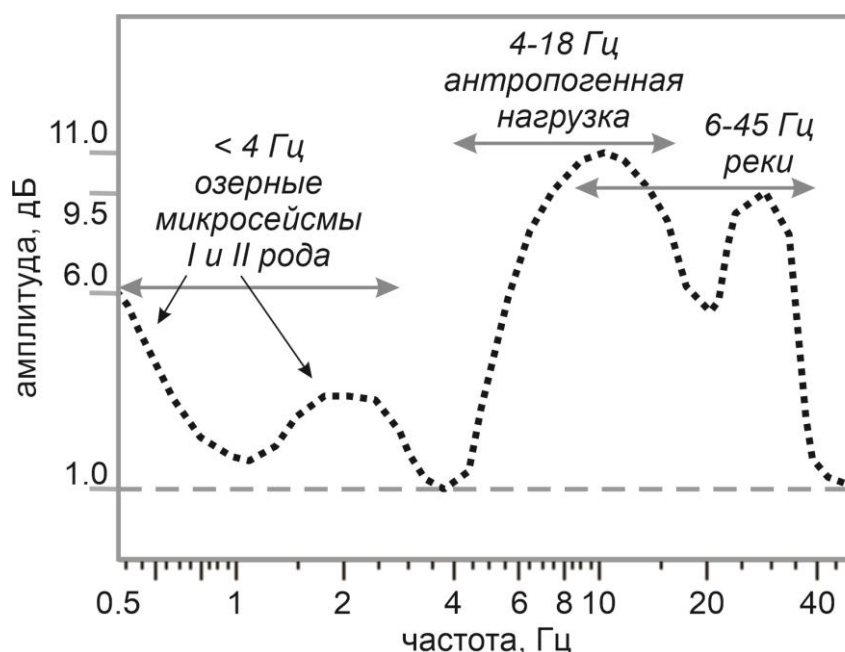


Рисунок 6.1 – Осредненная кривая Н/V-отношений, показывающая относительное расположение пиков, связанных с возмущениями различной природы. Цифрами показано относительное увеличение амплитуд в дБ, стрелками – частотный диапазон, серым пунктиром – уровень амплитуд Н/V-отношений равный 1, соответствующий Н/V-отношениям на скальном основании без влияния сторонних помех.

Осредненная кривая H/V -отношений показывает три основных источника помех разной природы: в области низких частот (< 4 Гц) это классические микросейсмы (озерные, океанические I и II рода), в диапазоне частот от 4 до 18 Гц проявляются антропогенные шумы (в нашем случае это, в основном, автомобильный транспорт, для отдельных пунктов – влияние гидроэлектростанций, железнодорожного транспорта), помехи в области средних и высоких частот (от 6 до 45 Гц) представляют собой сейсмические волны, генерируемые водным потоком в руслах рек. Техногенные сигналы и шумы, генерируемые водным потоком, имеют частично перекрывающиеся частотные диапазоны, но легко идентифицируются по форме записи: техногенные шумы, как правило, имеют небольшую продолжительность – от первых секунд до нескольких минут.

Необходимо отметить, что осредненная кривая (рис. 6.1) представляет собой эмпирическую компиляцию возможных помех. То есть, для станций, расположенных вдали от рек, пик в области высоких частот наблюдаться не будет, для станций, локализованных вблизи популярных туристических мест, возмущения на средних частотах будут наблюдаться в летний период и пр.

На основе изучения антропогенных шумов в городах Иркутск и Байкальск (см. Главу 4) построена компиляционная диаграмма, отражающая частотное распределение сигналов техногенной природы (рис. 6.2).

При оценке воздействия железнодорожного транспорта на уровень микросейсмического шума с увеличением расстояния «источник – приемник» отмечается разделение спектра колебаний на две компоненты – низко- и высокочастотную, что может быть связано с проявлением сейсмического подобия эффекта Доплера (изменение амплитуды и частоты излучения, вызванное движением источника). Природа наблюдаемого эффекта в настоящей работе не рассматривается, в дальнейшем планируется провести измерения и детальный анализ сигналов, генерируемых железнодорожным транспортом, с помощью более плотной локальной сети сейсмических станций. На компиляционной диаграмме показаны интерполяционные кривые, ограничивающие пределы частот излучения сейсмических волн (зеленый пунктир) на расстояниях от 71 до 1193 м. Форма этих кривых и расстояние, на котором начинается разделение спектра, а также влияющие на них факторы (скорость и направление движения состава относительно приемника) также будут уточняться в дальнейшем.

Известно, что городская застройка также является источником сейсмических помех (собственные колебания зданий и сооружений). Согласно справочной информации ГОСТ

34081-2017 [ГОСТ..., 2017], в зависимости от типа здания и его этажности периоды собственных колебаний могут меняться в широком диапазоне – от 0.18 до 2.24 с (0.45–5.56 Гц) по горизонтальной оси без учета грунтовых условий под фундаментами (показаны серой областью на рис. 6.2). Этот диапазон частично перекрывается с сейсмическими сигналами, генерируемыми авто- и железнодорожным транспортом и, в меньшей степени, работой ГЭС (рис. 6.2), а также с частотами сейсмических волн от местных и близких землетрясений (0.5–20 Гц). Наложение собственных периодов колебаний зданий и сейсмических волн от землетрясений и техногенных источников может привести к появлению резонансных колебаний и последующему снижению прочности и сейсмостойкости строений.

Рисунок 6.2 – Схема сигналов антропогенной природы, регистрирующихся в пределах населенного пункта. Градиентные диаграммы отражают изменение амплитуды сигнала с частотой (максимум излучения соответствует насыщенным участкам диаграммы). Курсивом показана длительность сигнала. Пунктиром показан предположительный частотный диапазон сейсмических сигналов, генерируемых движущимися составами на железной дороге, на расстояниях от 71 до 1193 м. Серым цветом показана область собственных колебаний зданий.

В целом, на диаграмме хорошо видно, что каждый сигнал (авто- и железнодорожный транспорт, ГЭС, ТЭЦ) характеризуется своим частотным диапазоном и длительностью, что в совокупности с анализом формы записи позволяет достаточно легко интерпретировать природу неизвестного источника (рис. 6.2).

Есть мнение, что микросейсмические шумы рассматриваемого диапазона могут оказывать негативное влияние на состояние зданий и сооружений, а также здоровье людей (см., например, [Копылова, Хайретдинов, 2021; Котов, 2022]). Наряду с самими микросейсмическими шумами, техногенные источники создают в пределах городской агломерации области повышенного дискомфорта (превышение комфортного уровня звукового фона, вибрации зданий), а также опасности для здоровья (длительные низкочастотные вибрации, значительное превышение допустимого уровня звукового фона). В последние десятилетия в связи с взрывным ростом городских агломераций проблема шумового и вибрационного загрязнения городской среды становится все более актуальной проблемой.

Результаты оценки техногенных вариаций в пределах городов показывают, что с точки зрения практического сейсмологического мониторинга, размещение станций в крупных городах и населенных пунктах с высокой антропогенной активностью представляется неоптимальным, так как частотный диапазон техногенных воздействий перекрывается с частотами излучения сейсмических волн от местных и близких землетрясений ($\sim 0.5\text{--}20$ Гц). Помимо этого, при установке сейсмических станций на территориях городских агломераций неизбежно приходится уменьшать отношение STA/LTA , чтобы избежать ложных срабатываний. Эти факторы приводят к потере данных – не всегда можно точно определить время и знак первого вступления продольной волны, время прихода поперечных волн, искажается амплитуда сейсмической волны, что приводит к появлению больших невязок при локализации эпицентра землетрясения и к бесполезности станции при определении фокального механизма землетрясения по знакам первых вступлений. Особенно это заметно при анализе умеренных и слабых землетрясений. В то же время, расстановка сейсмических станций в пределах городских агломераций и на территориях опасных и особо важных стратегических объектов необходима, т.к. только в этом случае возможно получение точных инструментальных данных об интенсивности сотрясений при сильных землетрясениях в отдельных районах города в разных грунтовых условиях. Также, размещение сейсмических станций в

населенных пунктах удобно с точки зрения инфраструктуры, обеспечения электроэнергией и охраны.

При регистрации сильных движений шум, создаваемый техногенной активностью, может быть проигнорирован (при значительном превышении амплитуд колебаний при землетрясении относительно фона) или достаточно легко удален с помощью процедуры отношения спектров полезного сигнала и шума. В случае сейсмометрического мониторинга зданий и сооружений проведения каких-либо дополнительных процедур также не требуется, достаточно выбирать для анализа «не зашумленные» участки записей либо, при необходимости, использовать техногенные шумы в качестве зондирующего сигнала. При сейсмологическом мониторинге, имеющем целью рутинную обработку и изучение землетрясений, хорошим выходом будет размещение сейсмических станций за пределами городских агломераций или на их окраинах – удаление от источника высокочастотного техногенного шума на несколько километров позволит минимизировать или даже избежать полностью избежать «зашумления» полезного сигнала, особенно при размещении сейсмического оборудования в скважинах. При невозможности перемещения станций в менее шумные условия, при обработке можно использовать анализ спектрограмм для выделения частотного диапазона и длительности полезного сигнала и систему полосовых фильтров для удаления помех.

В Главе 3 выделена группа шумов в частотном диапазоне 20–45 Гц, генерируемых водными потоками в руслах рек (рис. 6.1), в Главе 5 этот вопрос рассмотрен более детально на примере прохождения паводков (подъема воды) на реке Кынгарга. По результатам настоящей работы установлено, что в теплый сезон при обычном уровне воды сейсмический сигнал, генерируемый водным потоком в горных реках, локализуется на частотах от 6 до 45 Гц, при этом амплитуда его остается относительно невысока. Выпадение обильных жидких атмосферных осадков и следующий за ним значительный подъем воды приводят к изменению амплитудно-частотного состава микросейсмических шумов – усилению колебаний в частотном диапазоне от 2 до 40 Гц с максимумом излучения в области частот 20–30 Гц. Для разных событий это увеличение значительно варьируется и зависит от количества водных масс, проходящих по руслу реки в единицу времени. Диаграммы движения частиц в среде в спокойном состоянии и при паводках не показывают какой-либо доминирующей ориентации колебаний. В работе [Чечельницкий и др., 2018] представлены результаты изучения катастрофического водокаменного селя 27–29 июня 2014 г. на реке Кынгарга (Республика Бурятия) по данным короткопериодной

сейсмической станции «Аршан». Спектральный анализ микросейсмических шумов показал, что период селевой активности сопровождался изменением свойств микросейсмических колебаний: появлением в спектре скоростей колебаний двух составляющих – высокочастотной (22–48 Гц) и низкочастотной (0.35–0.45 Гц), связанных с перемещением водных масс и движением твердой фракции селевого потока. Поляризационный анализ сейсмических сигналов, генерируемых селевым потоком, показывает, что зарегистрированные упругие колебания представляют собой поверхностные волны, поляризованные в горизонтальной плоскости с выраженной северо-восточной ориентацией. Таким образом, можно заключить, что амплитудно-частотный состав сейсмического шума, генерируемого водным потоком, зависит как от сезона (при наличии ослабленных или обводненных зон, присутствие рек), так и от объемов перемещающихся водных масс и твердой фракции (табл. 6.1)

Таблица 6.1 – Основные характеристики сейсмического шума в зависимости от гидроклиматических условий

Гидроклиматические условия	Характеристики сигнала	Поляризация сигнала
зимний период	Понижение амплитуд, в случае полного перемерзания реки – снижение амплитуд сигнала до фонового уровня	нет
спокойное течение реки	Амплитуда сигнала повышается относительно зимнего периода	Проявляется только в случае наличия физической преграды (водопад, излучина реки и пр.)
паводок	Амплитуда сигнала повышается относительно спокойного фона, появляются высокочастотные компоненты в спектре	Проявляется только в случае наличия физической преграды (водопад, излучина реки и пр.)
селевой поток	Резкий рост амплитуд сигнала, разделение спектра на две составляющие, обусловленные движением твердой фракции и турбулентностью потока	Резкая смена ориентации колебаний с указанием на источник

На основе результатов, полученных в настоящей работе и в работе [Чечельницкий и др., 2018], предлагается следующий принципиальный алгоритм возможного практического использования наблюдаемых эффектов в качестве одного из способов определения начала схода селевого потока:

1. По архивным данным непрерывного сейсмического мониторинга широкополосной сейсмической станцией (станциями) в пределах селеопасной зоны

оценивается амплитудно-частотный состав и поляризация фоновых микросейсмических колебаний для каждой станции, в дальнейшем эти показатели будут считаться средними для реки;

2. По данным мониторинга в режиме реального времени автоматически анализируются амплитудно-частотные и поляризационные характеристики текущего сигнала и сопоставляются со средними показателями;

3. В случае обнаружения сигнала-предвестника (значимое превышение амплитуд колебаний и смена ориентации колебаний) данные обрабатываются в ручном режиме и по ориентации колебаний (поляризации) определяется положение селевого потока.

На основе этих результатов предлагается принципиальная схема системы мониторинга и экстренного оповещения о селевой опасности. Данная система основана различиях в скорости селевых потоков и сейсмических волн, формирующихся при ударах каменного материала селевого потока о дно и борта русла: скорость селевого потока оценивается в 5–10 м/с, в то время как скорость сейсмической волны $\approx 3.0\text{--}3.2$ км/с. Система экстренного оповещения о селевой опасности состоит из комплекса оборудования, позволяющего контролировать условия формирования селевого потока, уровень и концентрацию твердой составляющей в селевом потоке, осуществлять передачу данных на вычислительную станцию и при достижении критических значений (фиксирующих формирование селевого потока) подавать сигналы предупреждения об угрозе схода селевого потока.

В комплекс системы должно входить следующее оборудование:

- метеостанция для измерения и контроля климатических селеформирующих условий (температура, осадки, влажность);
- сейсмические станции (как минимум – три) для определения начала движения селевого потока, его направления и скорости, а также наличия твердой составляющей в селевом потоке;
- фотоловушки/видеокамеры для визуального контроля водного/селевого потока и русла селеопасной реки;
- уровнемер для контроля уровня водного/селевого потока;
- телеметрическая станция для сбора и передачи данных на вычислительную станцию;

- вычислительная станция для анализа контрольных параметров селеформирующих условий, характеристике водного/селевого потока и подачи сигнала о формировании селевого потока на систему оповещения;

- система оповещения, для сигнализации органов местного самоуправления, органов ГО и ЧС, а также населения о селевой угрозе.

Принципиальная схема размещения элементов системы предупреждения представлена на рисунке 6.5.

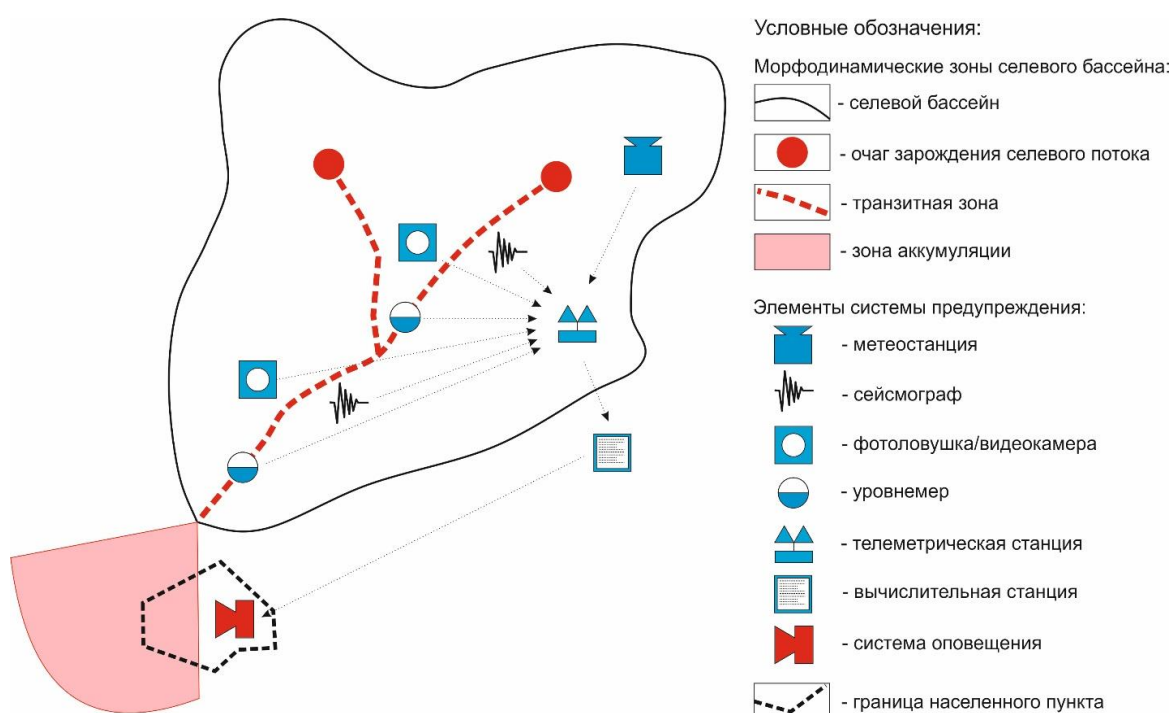


Рисунок 6.5 – Принципиальная схема размещения элементов системы предупреждения о селевой опасности. Схема составлена А.А. Рыбченко.

Техническая сущность системы заключается в следующем. При отсутствии переменных локальных источников возбуждения сейсмических колебаний состав и уровень микросейсмического шума остается постоянным, а поляризация колебаний в микросейсмической волне вследствие сложения сейсмических колебаний разной природы и пришедших из разных азимутов на сейсмическую станцию не имеет четко выраженной ориентации. При движении селевого потока по руслу реки из-за турбулентности потоков и соударений в горных породах возникают упругие колебания, которые регистрируются сейсмическими станциями и вызывают увеличение уровня и изменения спектрального состава и поляризации микросейсмического шума. По результатам анализа

инструментально регистрируемых сейсмических параметров и последующей обработки полученных данных, в качестве прогнозного параметра выбраны вариации поляризации и изменение спектрального состава микросейсмических колебаний, являющиеся следствием возникновения упругих колебаний при прохождении селевого потока. Использование данного прогнозного параметра в значительной степени повышает достоверность определения приближения селевого потока, т.к. микросейсмические колебания регистрируются в каждой точке Земли и отражают текущее состояние геофизической системы и его изменения. Разница в скорости распространения селевого потока и сейсмических волн позволяет подать сигнал предупреждения о селевой опасности, полученный на сейсмической станции, в течении первых минут, что позволит принять меры по предупреждению населения, остановке автомобильного и железнодорожного транспорта в пределах мостовых переходов и пр.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате настоящего исследования, основанного на использовании цифровых записей сети сейсмических станций БФ и БуФ ФИЦ ЕГС РАН и ИЗК СО РАН, получены новые данные об амплитудно-частотных характеристиках микросейсмических шумов в Байкальском регионе и их вариациях в зависимости от различных природных и техногенных факторов.

По результатам исследования методом спектральных Н/V-отношений были получены амплитудно-частотные характеристики микросейсмического шума и их сезонных вариаций для сейсмических станций Байкальского региона и прилегающих территорий. По полученным Н/V-кривым станции региона делятся на две группы: стабильные и со значительными сезонными вариациями. В первую группу входят станции с устойчивыми характеристиками микросейсмического сигнала, которые не зависят от сезона. Во вторую группу входят станции, для которых были получены кривые Н/V-отношений со значительными сезонными вариациями. Для ряда станций, расположенных в зонах крупных активных разломов, отмечается наличие узких локальных пиков в частотном диапазоне 6–20 Гц. Для части станций эти пики наблюдаются постоянно, для остальных имеют сезонный характер, что может объясняться промерзанием и оттаиванием водопроводящих тектонитов зоны разлома. Сезонные вариации микросейсмических шумов связываются с сезонным промерзанием и оттаиванием грунтов, воздействием антропогенных факторов, речными стоками, а также микросейсмами озера Байкал.

Осредненная кривая Н/V-отношений показывает три основных источника помех разной природы: в области низких частот (< 4 Гц) это классические микросейсмы (озерные, океанические I и II рода), в диапазоне частот от 4 до 18 Гц проявляются антропогенные шумы (в нашем случае это, в основном, автомобильный транспорт, для отдельных пунктов – влияние гидроэлектростанций, железнодорожных транспорт), помехи в области средних и высоких частот (от 6 до 45 Гц) представляют собой сейсмические волны, генерируемые водным потоком в руслах рек. Техногенные сигналы и шумы, генерируемые водным потоком, имеют частично перекрывающиеся частотные диапазоны, но легко идентифицируются по форме записи: техногенные шумы, как правило, имеют небольшую продолжительность – от первых секунд до нескольких минут.

В результате изучения микросейсмических шумов техногенной природы установлено, что формирующаяся при сбросах пара на НИ ТЭЦ акустическая волна при

переходе в земную кору преобразуется в сейсмическую волну с излучением в частотном диапазоне от 6 до 18 Гц, наблюдаемую на расстояниях до 9.5 км. Восстановленная по сейсмическим данным расчетная интенсивность звука в районе НИ ТЭЦ составляет 100–110 дБ.

При повышении уровня воды в Иркутской водохранилище отмечается увеличение среднесуточных амплитуд микросейсмического шума. Увеличение сброса воды приводит к росту микросейсмических колебаний в частотном диапазоне от 0.1 до 40 Гц, максимум приходится на полосу высоких частот – от 1 до 20 Гц.

Анализ суточной антропогенной нагрузки в пределах г. Иркутска показал увеличение уровня микросейсмических шумов в рабочие дни в 1.3 раза в полосе частот 4–15 Гц относительно выходных. Спад активности, связанной с антропогенной нагрузкой, во время самоизоляции (COVID-19) привел к уменьшению уровня микросейсмических шумов в 1.13 раз в рабочие дни и в 1.09 – в выходные в полосе частот 4–15 Гц. Автотранспортная активность в районе Академгородка (где установлена сейсмическая станция IRK) в поле микросейсмических шумов проявляется в диапазоне 5–15 Гц, среднечасовые амплитуды шума в дневное время возрастают в ~5.4 раза для горизонтальных компонент и в ~8 раз для вертикальной.

При прохождении железнодорожных составов в г. Байкальск в ближней зоне (несколько десятков метров) генерируются сейсмические волны с излучением в области 5–30 Гц, с увеличением расстояния (до километра и более) наблюдается разложение спектра колебаний на две составляющие: увеличение в диапазоне от 2 до 11 Гц с максимумом на частотах 3–6 Гц и увеличение на высоких частотах – 32–45 Гц.

Таким образом, антропогенная деятельность в пределах населенных пунктов находит свое отражение в изменении микросейсмического и акустического полей. При этом, каждое антропогенное воздействие (автотранспортная нагрузка, уровень воды в водохранилище и увеличение сброса воды на плотине ГЭС, сброс пара на ТЭЦ) имеет собственные характерные частоты излучения и может быть уверенно идентифицировано с помощью спектрального и спектрально-временного анализа.

Анализ вариаций микросейсмических шумов, генерируемых р. Кынгарга в спокойном состоянии и при значительных подъемах воды (паводках) на основе данных короткопериодной сейсмической станции, показал, что микросейсмические колебания, зарегистрированные на станции «Аршан», не стабильны во времени и имеют значительные вариации, связанные с сезоном. В теплые периоды при таянии ледового

покрова и увеличении уровня воды в реке Кынгарга наблюдается усиление сейсмических колебаний в области частот от 4 до 10 Гц. Выпадение обильных жидких атмосферных осадков и следующий за ним значительный подъем воды в реке Кынгарга приводят к изменению амплитудно-частотного состава микросейсмических шумов – усилению колебаний в частотном диапазоне от 2 до 40 Гц с максимумом излучения в области частот 20–30 Гц. Для разных событий это увеличение значительно варьируется и зависит от количества водных масс, проходящих по руслу реки в единицу времени. Изменение амплитудно-частотного состава микросейсмических колебаний в летний период относительно зимнего, а также во время паводков относительно меженных уровней происходит в результате увеличения турбулентности потока при возрастании скорости течения, расходов воды и увеличения механических преград, служащих вторичными источниками микросейсмического шума. Диаграммы движения частиц в среде в спокойном состоянии и при паводках не показывают какой-либо доминирующей ориентации колебаний, что связано с протяженностью источника колебаний, представляющего собой все русло реки.

На основе полученных предварительных данных представляется оптимальным в будущем разместить в районе р. Кынгарга локальную сеть сейсмических, метеорологических и гидрологических станций с целью точного определения времени начала паводка на основе комплекса данных и предупреждения населения.

Амплитудно-частотный состав сейсмического шума, генерируемого водным потоком, зависит как от сезона (при наличии ослабленных или обводненных зон, присутствие рек), так и от объемов перемещающихся водных масс и твердой фракции. На основе результатов, полученных в настоящей работе и в работе [Чечельницкий и др., 2018], предлагается принципиальная схема системы мониторинга и краткосрочного оповещения о прохождении селевого потока. Система основана разнице в скоростях селевых потоков и сейсмических волн, формирующихся при ударах каменного материала селевого потока о дно и борта русла, и разнице спектрально-поляризационных характеристик событий различной природы (паводки и сели). Система состоит из комплекса оборудования позволяющего контролировать условия формирования селевого потока, уровень и концентрацию твердой составляющей в водном/селевом потоке, осуществлять передачу данных на вычислительную станцию и при достижении критических значений (фиксирующих формирование селевого потока) подавать сигналы предупреждения об угрозе схода селевого потока.

Наряду с самими микросейсмическими шумами, техногенные источники создают в пределах городской агломерации области повышенного дискомфорта и опасности для здоровья (длительные низкочастотные вибрации, значительное превышение допустимого уровня звукового фона). В последние десятилетия в связи с взрывным ростом городских агломераций проблема шумового и вибрационного загрязнения городской среды становится все более актуальной проблемой. По этой причине в дальнейшем планируется продолжение работ по изучению микросейсмических шумов различной природы и их вариаций. В частности, будут изучены сейсмические сигналы, формирующиеся при взлете и посадке самолетов (аэропорт г. Иркутск), оценено их шумовое воздействие, будут детально рассмотрены сигналы, генерируемые движущимися железнодорожными составами, трамваями и пр. Также, по предложению к.т.н. В.И. Германа в дальнейших работах автор планирует провести детальное изучение сезонных изменений скоростей сейсмических волн в Байкальском регионе при промерзании и оттаивании грунтовой толщи по методу Накамуры с определением скоростного разреза среды и сопоставить полученные данные с температурой воздуха.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агафонов Б.П. Кумулятивные сели в Прибайкалье // Геоморфология. 1996. № 2. С. 27–36.
- Агафонов Б.П., Макаров С.А. Ареалы селевых потоков в Прибайкалье // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1996. № 2. С. 65–71.
- Бат, М. Спектральный анализ в геофизике. М.: Недра, 1980. 535 с.
- Беседина А.Н., Тубанов Ц.А., Предеин П.А., Санжиева Д.П.Д., Иванченко Г.Н. Особенности микросейсм озера Байкал по данным сети сейсмических станций // Физика Земли. 2024. № 3. С. 30–50.
- Блинова (Король) С.А., Добрынина А.А., Саньков А.В., Саньков В.А. Глубинное строение осадочного чехла сибирской платформы района Ковыктинского газоконденсатного месторождения по данным микросейсмического профилирования // Пятая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докладов всероссийской конференции с международным участием. М.: ИФЗ РАН. 2020. С. 197–202.
- Брыжак Е.В. Оценка сейсмических воздействий сильных землетрясений юго-западного фланга байкальской рифтовой зоны. Автореферат дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2014. 22 с.
- Бончковский В.Ф. Микросейсм и их причины. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 39 с.
- Винник Л.П. Структура микросейсм и некоторые вопросы группирования в сейсмологии. М.: Наука, 1968. 104 с.
- Винник Л.П., Пручкина Н.М. Исследование структуры короткопериодных микросейсм // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1964. №5. С. 688–701.
- Винокуров М.А., Суходолов А.П. Экономика Иркутской области: В 4 т. Иркутск: Изд-во: БГУПЭ, 1998. Т. 1. 203 с.
- Голицын Б.Б. Избранные труды // Т. 2. Сейсмология. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 490 с.
- Горбатилов А.В., Ларин И.В., Моисеев Е.И., Беляшов А.В. Применение метода микросейсмического зондирования для изучения строения погребенной трубки взрыва // Доклады академии наук. 2009. Т. 428(4). С. 526–530.
- Гордеев Е.И., В.Н. Чебров. Применение штормовых микросейсм для изучения верхнего строения земной коры // Вулканология и сейсмология. 1979. №2. С. 37–42.
- Гордеев Е.И., Салтыков В.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. Первые результаты исследования высокочастотного сейсмического шума на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1991. № 1. С. 104–111.
- ГОСТ 12.1.003-83. Система стандартов безопасности труда. Шум. Общие требования безопасности. Москва: ФГУП «Стандартинформ», 2008. 12 с.
- ГОСТ 34081-2017. Здания и сооружения. Определение параметров основного тона собственных колебаний. Москва: Стандартинформ, 2017. 19 с.
- Добрынина А.А., В.А. Саньков, С.А. Король, Н.В. Кичигина, А.А. Рыбченко. Сейсмические эффекты паводков на р. Кынгарга (Тункинская долина, Восточный Саян) // Геология и геофизика. 2025. Т. 66(3). С. 395–411. doi:10.15372/GiG2024170
- Добрынина А.А., Саньков А.В., Саньков В.А., Шагун А.Н., Черных Е.Н. Активные разломы Прибайкалья по данным исследований методом микросейсмического зондирования // Материалы Четвертой молодежной тектонофизической школы-семинара, Москва, ИФЗ РАН. 2015б. Т.1. С. 91–94.
- Добрынина А.А., Саньков А.В., Шагун А.Н. Сезонные вариации амплитудно-частотных характеристик микросейсмических колебаний по данным сейсмических

станций Байкальской сети // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2018. Т. 41. № 3 (64). С. 22–34.

Добрынина А.А., Шагун А.Н., Саньков А.В., Саньков В.А. Исследования зон активных разломов с применением метода микросейсмического зондирования // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXVI Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 20–25 апреля 2015 г.). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2015а. С. 66–68.

Дреннов А.Ф., Джурик В.И., Серебренников С.П., Дреннова Н.Н. Влияние верхней зоны разреза на амплитудно-частотный состав сейсмического сигнала на примере сейсмических станций Прибайкалья и Забайкалья // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. С. 48–58.

Еманов А. Ф., Красников А. А., Бах А. А., Черных Е. Н., Еманов А. А., Семин А. Ю., Черепанов А. В. Резонансные свойства верхней части разреза // Физ. мезомеханика. 2008. Т. 11(1). С. 26–36.

Ершов А.И. Приемы интерпретации записей микросейсм // Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1977. С. 67–75.

Зорин Ю.И. и др. Глубинное строение и термический режим литосферы Центральной Азии // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск: Наука, СИФ РАН, 1996. С. 107–114.

Иванова Г.М. Сравнительный анализ естественных сейсмоакустических импульсов и импульсов, возбуждаемых производственными работами // Применение сейсмоакустических методов в горном деле. М.: Наука, 1964. С. 144–149.

Капустян Н.К. Антропогенные микросейсмы – новый инструмент геодинамического мониторинга // Геодинамика и техногенез. Ярославль, 2000. С. 64–67.

Капустян Н.К., Юдахин Ф.Н. Сейсмические исследования техногенных воздействий на земную кору и их последствий. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 416 с.

Кишкина С.Б., Сутулов Е.А. Сейсмические характеристики площадок для станций МСМ на территории России. Ретроспектива // Динамические процессы в геосферах. 2025. Т. 17(2). С. 1–16. https://doi.org/10.26006/29490995_2025_17_2_1

Кобелева Е.А., Гилёва Н.А., Грачева О.А., Радзиминович Я.Б., Тубанов Ц.А. Прибайкалье и Забайкалье // Землетрясения России в 2023 году. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2025. С. 55–62.

Копылова О.А., Хайретдинов М.С. Геоэкологические риски техногенных шумов на низких частотах // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2021. Т. 4(1). С. 137–144. doi:10.33764/2618-981X-2021-4-1-137-144

Котов А.Н. Исследование низкочастотных сейсмоакустических шумов полей для решения задач геоэкологии: Дисс. ... канд. тех. наук. Москва, 2022. 161 с.

Крылов С В. и др. Недр Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.

Кучай О.А. Особенности сеймотектонической деформации оз. Байкал и его горного обрамления // Исследования по созданию научных основ прогноза землетрясений в Сибири. Оперативная информация. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1990. С. 17–22.

Лисейкин А.В., Селезнев В.С. Важнейшие результаты научной деятельности Сейсмологического филиала ФИЦ ЕГС РАН в 2016–2020 гг. (сейсмические исследования) // Российский сейсмологический журнал. 2021. Т. 3(1). С. 54–74.

Лисейкин А.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф., Соловьев В.М. Определение устойчивости отвалов угольных разрезов по собственным колебаниям (по данным мониторинга на Колыванском месторождении антрацита, Новосибирская область) // Геология и геофизика. 2023. Т. 64(5). С. 754–763. doi:10.15372/GiG2022128.

Любушин А.А. Сейсмическая катастрофа в Японии 11 марта 2011 г.: долгосрочный прогноз по низкочастотным микросейсам // Геофизические процессы и биосфера. 2011. Т. 10(1). С. 9–35

Макаров С.А. Сели Прибайкалья. Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. 2012. 111 с.

Масальский О.К., В. В. Чечельницкий, Н. А. Гилева. Современное состояние сейсмических наблюдений в Прибайкалье // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Второй международной сейсмологической школы. Под редакцией В. И. Уткина. Обнинск: ГС РАН, 2007. С. 140–144.

Мац В.Д. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история // Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2001. 252 с.

Мельникова В.И., Гилёва Н.А., Масальский О.К. Прибайкалье и Забайкалье // Землетрясения Северной Евразии, 2011 год. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2017. С. 144–152.

Мельникова В.И., Гилёва Н.А., Радзиминович Я.Б., Филиппова А.И., Кобелева Е.А., Хритова М.А. Сейсмичность Прибайкалья и Забайкалья в 2021 году // Землетрясения Северной Евразии. 2025. Вып. 28 (2021). С. 138–149.

Мельникова В.И., Н. А. Радзиминович. Параметры сеймотектонических деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным // ДАН. 2007. Т. 416(4). С. 543–545.

Метеорологический ежемесячник. Иркутск: Иркутский гидрометцентр. 1972. Т. 22 (13).

Мишарина Л. А. Исследование механизма очагов слабых землетрясений северо-восточного сектора Байкальского рифта // Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму. 1969. – Часть I. – С. 147 – 166.

Мишарина Л. А., Н. В. Солоненко, Л. Р. Леонтьева. Результаты исследования напряжений в очагах слабых землетрясений Прибайкалья способом групповой обработки // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. – Владивосток, 1976. – С. 13 – 19.

Мишарина Л. А., Н. В. Солоненко. Механизм очагов и поле тектонических напряжений / Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Под редакцией В. П. Солоненко. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 71 – 78.

Монахов Ф.И. Низкочастотный сейсмический шум Земли. М.: Наука, 1977. 96 с.

Национальный атлас России : в 4 т. / ред. совет: Г. М. Отставнов [и др.]. М. : ФГУП «ПКО „Картография“», 2004. Т. 2 : Природа. Экология / отв. ред. Н. Н. Комедчиков. 495 с.

Николаев А.В. Сейсмика неоднородных и мутных сред. М.: Наука, 1973. 174 с.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под редакцией Н. В. Кондорской, Н. В. Шебалина. М.: Наука, 1977. 536 с.

Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2006. 151 с.

Плюснин В.М., Китов А.Д. Динамика нивально-гляциальных систем юга Восточной Сибири // Лёд и снег. 2010. № 2. С. 5–11.

Попов, А. М. Результаты глубинных МТ-исследований в свете данных других геофизических методов в Прибайкалье // Физика Земли. 1989. №8. С. 31–37.

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.

Предеин П.А., Тубанов Ц.А., Хритова М.А. Вариации уровня микросейсм и регистрационные возможности сейсмической сети в районе Центрального Байкала // Тезисы XIX Международной сейсмологической школы «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных». Единая геофизическая служба РАН, Обнинск. 2025. С. 75

Радзиминович Н.А. Глубины очагов землетрясений Байкальского региона: обзор // Физика Земли. 2010. № 3. С. 37–51.

Ребецкий Ю.Л., Добрынина А.А., Саньков В.А. Современное напряженное состояние и геодинамика Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 2023. Т. 64(1). С. 87–111. doi:10.15372/GiG2021110.

Реев В. Г., Гунасекара У. Д. С. Расчет максимального звукового давления выброса пара из котлоагрегата ТЭЦ // Вестник СВФУ. 2024. Т. 21. №2. С. 71–76. doi:10.25587/2222-5404-2024-21-2-71-76

Рогожина В.А., В. М. Кожевников Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 104 с.

Рыкунов Л.Н. Микросейсм: экспериментальные характеристики естественных микровибраций грунта в диапазоне периодов 0,07–8 сек. М.: Наука, 1967. 83с.

Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Лунно-солнечная приливная периодичность в линиях спектров временных вариаций высокочастотных микросейсм // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 3. С. 577–580.

Саваренский Е.Ф., Кирнос Д.П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М.: Гостехтеоретиздат, 1949. 343 с.

Садовский М.А. Новые методы сейсмической разведки. Перспективы развития / М.А. Садовский, А.В. Николаев // Вестн. АН СССР. 1982. № 1. С. 82–84.

Саньков А. В., Добрынина А. А., Саньков В. А. Активные разломы земной коры Прибайкалья в поле микросейсмических колебаний // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ: тезисы докладов Всероссийского совещания, посвященного памяти профессора С. И. Шермана. Иркутск, 26–30 апреля 2021 г. / ФГБУН ИЗК СО РАН; ФГБОУ ВО «ИГУ»; отв. ред. К. Ж. Семинский. – Иркутск: Издательство ИГУ, 2021. С. 215–217. doi:10.26516/978-5-9624-1919-0.2021.1-233

Саньков А.В., Добрынина А.А., Саньков В.А., Шагун А.Н. Исследование зон разломов рифтовых впадин с применением микросейсмического профилирования // Солнечно-земные связи и геодинамика Байкало-Монгольского региона: результаты многолетних исследований и научно-образовательная политика (к 100-летию ИГУ): тез. докл. XII Рос.-монг. междунар. конф. / РАН, Сиб. отд-ние, Иркут. науч. центр, Ин-т земной коры, Ин-т солн.-зем. физики. – Иркутск: Изд-во ИГУ, 2018. С. 72–73.

Саньков А.В., Добрынина А.А., Шагун А.Н., Черных Е.Н., Саньков В.А. Исследование структуры группы Тункинских впадин методом микросейсмического зондирования // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: Материалы III Всероссийского совещания и II Всероссийской молодежной школы по современной геодинамике (г. Иркутск, 19–23 сентября 2016 г.). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2016. С. 107–109.

Саньков В.А., Добрынина А.А., Чечельницкий В.В., Рахматулин Р.А., Липко Ю.В., Перевалова Н.П. Вариации сейсмического и микросейсмического режимов Байкальской впадины в связи с проявлениями геомагнитных бурь // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Выпуск 8. Труды X Российско-Монгольской конференции по проблемам астрономии и геофизики «Солнечно-земная физика и сейсмогеодинамика Байкало-Монгольского региона». Институт земной коры СО РАН, Институт солнечно-земной физики СО РАН, 2015. С. 111–115.

Саньков В.А., К. Г. Леви, А. В. Лухнев и др. Современная геодинамика Монголо–Сибирского подвижного пояса по данным геолого-структурных и инструментальных исследований // Тектоника и геофизика: Материалы XXXV Тектонического совещания. М: Геос, 2002. С. 170–174.

Саньков В.А., К. Г. Леви, Э. Кале и др. Современные и голоценовые горизонтальные движения на Байкальском геодинамическом полигоне // Геология и геофизика. 1999. Т. 40(3). С. 422–430.

Саньков В.А., Ю. И. Днепровский, С. Н. Коваленко и др. Разломы и сейсмичность Северо–Муйского геодинамического полигона. Новосибирск: Наука, 1991. 111 с.

Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого–геофизические основы. Новосибирск: Наука, 1977. 304 с.

Сейсмоионосферные и электромагнитные процессы в Байкальской рифтовой зоне / Афраймович Э.Л., и др.; отв. ред. Г.А. Жеребцов; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т солнечно-земной физики, Ин-т земной коры, Ин-т физического материаловедения. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. 304 с. (Интеграционные проекты СО РАН; вып. 35).

Сеймотектоника и сейсмичность юго–восточной части Восточного Саяна / Под редакцией В. П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1975. С. 47–54.

Селезнев В.С., Лисейкин А.В., Коковкин И.В., Соловьев В.М. Изменение значений частот собственных колебаний зданий и сооружений в зависимости от внешних факторов // Геология и геофизика. 2024. Т. 65(7). С. 1036–1044. doi:10.15372/GiG2024102.

Семинский К.Ж., Добрынина А.А., Борняков С.А., Саньков В.А., Поспеев А.В., Рассказов С.В., Перевалова Н.П., Семинский И.К., Лухнев А.В., Бобров А.А., Чебыкин Е.П., Едемский И.К., Ильясова А.М., Салко Д.В., Саньков А.В., Король С.А. Комплексный мониторинг опасных геологических процессов в Прибайкалье: организация пилотной сети и первые результаты // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13(5). <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-5-0677>

Сероглазов Р.Р. О возбуждении эндогенных короткопериодных микросейсм // Доклады Академии наук Белорусской ССР. 1988. Т. 32(7). С. 654.

Соболев Г.А. Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2011. 56 с.

Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. С.313.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.

Солоненко А.В., Н. В. Солоненко, В. И. Мельникова и др. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1/ Под редакцией В. И. Уломова. М.: ОИФЗ РАН, 1993. С. 113–122.

СП 131.13330.2025 «СНиП 23-01-99 * Строительная климатология», 2025.

Спивак А.А. Релаксационный контроль и диагностика массивов горных пород // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 1994. № 5. С. 8–26.

Степанова М.С., Захаров И.С. Исследование шумового загрязнения от ТЭЦ в летний период // Известия СПбГЭТУ ЛЭТИ. 2016. № 9. С. 54–58

Табулевич В. Н., Павлов О.В. Влияние штормовых микросейсмических колебаний на землетрясения Курило-Охотского региона // Сейсмичность и сейсмический прогноз на Дальнем Востоке. Петропавловск-Камчатский, 1986. 55 с.

Табулевич В.Н. Комплексные исследования микросейсмических колебаний. Новосибирск, 1986. С.142.

Табулевич В.Н., Дреннова Н.Н., Потапов В.А., Черных Е.Н. Влияние штормовых микросейсм на проявление сейсмичности в береговой зоне озера Байкал / // Сейсмическая

опасность и воздействия: Тезисы Междунар. науч. конференции, посвящ. памяти проф. О.В. Павлова, Иркутск, 3–6 окт., 2000. Новосибирск, 2000. С.28–29.

Табулевич В.Н., Дреннова Н.Н., Потапов В.А., Черных Е.Н. Влияние штормовых микросейсм на проявление сейсмичности в береговой зоне оз. Байкал // Геология и геофизика. 2001. Т. 42(8). С.1271–1287.

Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А. Тункинский рифт // Природа. 2003. № 8. С. 43–49.

Французова В.И., Иванова Е.В. Об источнике периодической модуляции верхней части земной коры в пунктах регистрации Архангельской сети // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Третьей международной сейсмологической школы. Обнинск, 2008. С. 202–206.

Французова В.И., К.Б. Данилов Вариации интенсивности фонового микросейсмического поля, инициированные карьерными взрывами // Современные методы обработки и 177 интерпретации сейсмологических данных: Материалы Третьей Межд. Сейсмологической школы. Обнинск, 2008. С. 198–201

Французова В.И., К.Б. Данилов, Д.В. Попов. Исследование микросейсмического шума в пункте установки сейсмической станции “Соловки” // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы межд. Сейсмологической школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций “Пулково” и “Екатеринбург”. Петергоф. Обнинск: 2006. С. 125–129

Черных Е.Н., Табулевич В.Н. О создании базы данных по сейсмическим шумам // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов: Материалы Всероссийской конференции с международным участием (13–18 сентября 2004 г.). Архангельск: Институт экологических проблем севера УРО РАН, 2004. Т. 2. С. 357–361

Чечельницкий В.В., Макаров С.А., Добрынина А.А. Прохождение катастрофического водокаменного селя на реке Кынгарга (Республика Бурятия) 27–29 июня 2014 г. по сейсмическим данным // Доклады Академии наук. 2018. Т. 481(6). С. 675–679.

Чипизубов А.В., О. П. Смекалин, О. В. Белоусов и др. Взбросо–сдвиговые палеосейсмодислокации по зоне Главного Саянского разлома // ДАН. 1994b. Т. 338(6). С. 672–675.

Чипизубов А.В., О. П. Смекалин, О. В. Белоусов и др. Взбросо–сдвиговые палеосейсмодислокации по зоне Главного Саянского разлома // ДАН. 1994a. Т. 338(5). С. 672–674.

Чипизубов А.В., О. П. Смекалин, Р. М. Семенов Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения в зоне Тункинского разлома (Юго–Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44(6). С. 587–602.

Шерман С.И., М. Е. Медведев, В. В. Ружич и др. Тектоника и вулканизм юго–западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1973. 134 с.

Шерман С.И., Ю. И. Днепровский Поля напряжений земной коры и геолого–структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 58 с.

Щетников А.А., Уфимцев Г.Ф. Структура рельефа и новейшая тектоника Тункинского рифта (юго–западное Прибайкалье). М.: Научный мир, 2004. 160 с.

Юдахин Ф.Н. Капустян Н.К., Антоновская Г.Н. Инженерно–сейсмические исследования геологической среды и строительных конструкций с использованием ветровых колебаний зданий. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 156 с.

Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К. Микросейсмические наблюдения. Архангельск: Институт экологических проблем Севера УрО РАН, 2004. 64 с.

Юдахин Ф.Н., Н.К. Капустян, В.И. Французова и др. Использование микросейсм для научных и практических целей // Структура, свойства, динамика и минерагения

литосферы Восточно-Европейской платформы: Мат. XVI межд. конф., научная книга. Т II. Воронеж, 2010. С 393–397.

Яковлев А.П., Алешин В.А. Исследование монохроматических компонент в высокочастотном сейсмическом шуме // Физика Земли. 1994. № 3. С. 3–19.

Ярошевич М.И., Ингель Л.Х., Лысенко Д.А. Сейсмические проявления атмосферных процессов // Научное обозрение. Технические науки. 2016. № 5. С. 103–115.

Aki K. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors // Bull. Earthquake Res. Inst. 1957. V. 35(3). P. 415–457.

Ardhuin F., Stutzmann E., Schimmel M., Mangeney A. Ocean wave sources of seismic noise // Journal of Geophysical Research. 2011. V. 115(116). P. C9. doi:10.1029/2011JC006952.

Bard P.-Y. Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues. In: 10th European Conference on Earthquake Engineering, Duma (Editor), Balkema, Rotterdam, 1995. P. 305–323.

Bonilla L.F., Steidl J.H., Lindley G.T. et al. Site amplification in the San Fernando Valley, California: variability of site-effect estimation using the S-wave, coda, and H/V methods // Bull. Seismol. Soc. Am. 1997. V. 87. P. 710–730.

Bonnefoy-Claudet S., Cornou C., Bard P.-Y., Cotton F., Moczo P., Kristek J., Fäh D. H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1D noise simulations // Geophys. J. Int. 2006. V. 167 (2). P. 827–837. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03154.x.

Bonnefoy-Claudet S., Cotton F., Bard P.-Y. The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. A literature review // Earth-Science Reviews. 2006. V. 79(3–4). P. 205–227. doi:10.1016/j.earscirev.2006.07.004.

Burjánek J., Gassner-Stamm G., Poggi V., Moore J.R., Fäh D. Ambient vibration analysis of an unstable mountain slope // Geophysical Journal International. 2010. V. 180(2). P. 820–828.

Chmiel M., Godano M., Piantini M., Brigode P., Gimbert F., Bakker M., Courboux F., Ampuero J.-P., Rivet D., Sladen A., Ambrois D., Chapuis M. Brief communication: Seismological analysis of flood dynamics and hydrologically triggered earthquake swarms associated with Storm Alex // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2022. V. 22. P. 1541–1558.

Chouet B., De Luca G., Milana G., Dawson P., Martini M., Scarpa R. Shallow velocity structure of Stromboli Volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of strombolian tremor // Bull. Seismol. Soc. Am. 1998. V. 88(3). P. 653–666.

Curtis A., Gerstoft P., Sato H., Snieder R., Wapenaar K. Seismic interferometry - turning noise into signal // Leading Edge. 2006. V. 25. P. 1082–1092.

Del Gaudio V., Wasowski J., Hu W. Ambient noise and ERT data provide insights into the structure of co-seismic rock avalanche deposits in Sichuan (China) // Bull Eng Geol Environ. 2021. V. 80. P. 7153–7170.

Díaz J., Ruiz, M., Sánchez-Pastor, P.S. et al. Urban Seismology: on the origin of earth vibrations within a city // Sci Rep. 2017. V. 7. 15296. DOI:10.1038/s41598-017-15499-y

Dietze M., Hoffmann T., Bell R., Schrott L., Hovius N. A seismic approach to flood detection and characterization in upland catchments // Geophysical Research Letters. 2022. V. 49, e2022GL100170.

Doser D. I. Faulting within the western Baikal rift as characterized by earthquake studies // Tectonophysics. 1991a. 196. P. 87–107.

Doser D. I. Faulting within the western Baikal rift as characterized by earthquake studies // Tectonophysics. 1991b. 196. P. 109–139.

Dzhurik V.I., Bryzhak E.V., Serebrennikov S.P., Yeskin A.Yu. Evaluation of Seismic Impacts of Strong Earthquakes in Various Permafrost and Seismic Zones of the Mongolo-Siberian Region // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. 13 (2s), 0623. doi:10.5800/GT-2022-13-2s-0623

Fernandez L.M., Brandt M.B.C. The reference spectral noise ratio method to evaluate the seismic response of a site // *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. 2000. V. 20. № 5–8. P. 381–388. [https://doi.org/10.1016/s0267-7261\(00\)00086-5](https://doi.org/10.1016/s0267-7261(00)00086-5)

Field E.H., Jacob K.H. The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V. 20. P. 2925–2928.

Field, E.H. and Jacob, K.H. (1995) A Comparison and Test of Various Site-Response Estimation Techniques, including Three That Are Not Reference-Site Dependent. *Bulletin of Seismological Society of America*. 1995. V. 85. P. 1127–1143.

Gao S., Davis P.M., Liu H. et al. Asymmetric upwarp of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia // *J Geoph. Res.* 1994. V. 99. P. 15319–15330.

Guillemot A., van Herwijnen A., Larose E., Mayer S., Baillet L. Effect of snowfall on changes in relative seismic velocity measured by ambient noise correlation // *The Cryosphere*. 2021. V. 15. P. 5805–5817.

Haghshenas E., Bard P.-Y., Theodulidis N. Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio // *Bulletin of Earthquake Engineering*. 2008. V. 6. P. 75–108. doi:10.1007/s10518-007-9058-x.

Hasselmann K. A statistical analysis of the generation of microseisms // *Reviews of Geophysics*. 1963. V. 1(2). P. 177–210. DOI: 10.1029/RG001i002p00177.

He Y., Wang X., Sun Y., Yang H., Wang H., Gong J., Zhang M., Ni H., Zhao Q., Wang C., Huang Z. Accurate detection of hidden faults in Xianlin area, Nanjing (China) based on a dense, short-period seismic array // *Geophysical Journal International*. 2025. V. 242(3). doi:10.1093/gji/ggaf272.

Hussain Y., Martinez-Carvajal H., Condori C., Uagoda R., Cárdenas-Soto M., Cavalcante A.L.B., Cunha L.S. da, Martino S. Ambient Seismic Noise: a continuous source for the dynamic monitoring of landslides // *Terræ Didactica*. 2019. V. 15(1–5). e01001.

Kedar S., Longuet-Higgins M., Graham F.W.N., Clayton R., Jones C. The origin of deep ocean microseisms in the north Atlantic ocean // *Proceedings of the Royal Society of London A*. 2008. V. 464(2091). P. 1–35. doi:10.1098/rspa.2007.0277. S2CID 18073415.

Kisku G.C., Bhargava S.K. Assessment of noise level of a medium scale thermal power plant // *Indian Journal of Occupational and Environmental Medicine*. 2006. V. 10(3). P. 133–139. doi: 10.4103/0019-5278.29575

Konno K., Ohmachi T. A smoothing function suitable for estimation of amplification factor of the surface ground from microtremor and its application // *J. JSCE*. 1995. V.525. P. 247–259 (in Japanese with English abstract).

Konno K., Ohmachi T. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor // *Bull. seism. Soc. Am.* 1998. V. 88. P. 228–241.

Korol S.A., Sankov A.V., Dobrynina A.A., Sankov V.A. Ambient Seismic Noise Variations before Earthquakes in the Baikal Rift System // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13. № 2s. P. 0632.

Le Breton M., Bontemps N., Guillemot A., Baillet L., Larose E. Landslide monitoring using seismic ambient noise correlation: challenges and applications // *Earth-Science Reviews*. 2021. V. 216. P. 103518.

Lermo J., Chavez-Garcia F.J. Are microtremors useful in site response evaluation? // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1994. V.84. P. 1350–1364.

Logatchev N.A., Florensov N.A. The Baikal system of rift valleys // *Tectonophysics*. 1978. V.45. P. 1–13.

Longuet-Higgins M.S. A theory of the origin of microseisms // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*. 1950. V. 243(857). P. 1–35. doi:10.1098/rsta.1950.0012. S2CID 31828394.

Mainsant G., Larose E., Brönnimann C., Jongmans D., Michoud C., Jaboyedoff M. Ambient seismic noise monitoring of a clay landslide: Toward failure prediction // *J. Geophys. Res.* 2021. V. 117. F01030.

Makarov S., Cherkashina A., Atutova Zh., Bardash A., Voropai N., Kichigina N., Mutin B., Osipova O., Ukhova N. Debris Flows of the Tunkinsky Goltsy Mountains (Tunkinsky District, Republic of Buryatia in Eastern Siberia) // *International Journal of Geohazards and Environment*. 2016. V. 2(3). P. 166–179.

Matshushima T., Okada H. Determination of deep geological structures under urban areas using long-period microtremors // *Butsuri-Tansa*. 1990. V. 43(1). P. 21–33.

Milana G., Barba S., Del Pezzo E., Zambonelli E. Site response from ambient noise measurements: new perspectives from an array study in Central Italy // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1996. V. 86(2). P. 320–8. doi:10.1785/BSSA0860020320.

Nakamura Y. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // *QR Railw. Tech. Res. Inst.* 1989. V. 30. P. 25–33.

Nogoshi M., Igarashi T. On the amplitude characteristics of microtremor (part 2) // *J. Seism. Soc. Jpn.* 1971. V. 24. P. 26–40.

Noguchi M., Nishida R. Determination of Subsurface Structure of Tottori Plain Using Microtremors and Gravity Anomaly // *Journal of Natural Disaster Science*. 2002. V. 24(1). P. 1–13.

Ohmachi T., Konno K., Endoh T. et al. Refinement and application of an estimation procedure for site natural periods using microtremor // *J. JSCE*. 1994. V. 489. P. 251–261 (in Japanese with English abstract).

Okada H. The Microtremor survey method // *Society of Exploration Geophysics, Tulsa, OK*, (2003). 150 pp. doi:10.1190/1.9781560801740.

Parolai S., Richwalski S.M. The importance of converted waves in comparing H/V and RSM site responses // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2004. V. 94. P. 304–313.

Perov V., Chernomorets S., Budarina O., Savernyuk E., Leontyeva T. Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events // *Natural Hazards*. 2017. V. 88. P. 199–235.

Petit C., Deverchere J., Houdry F. et al. Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications // *Tectonics*. 1996. V. 15. P. 1171–1191.

Ryan W.B.F., S.M. Carbotte, J.O. Coplan, S. O'Hara, A. Melkonian, R. Arko, R.A. Weissel, V. Ferrini, A. Goodwillie, F. Nitsche, J. Bonczkowski, and R. Zemsky. Global Multi-Resolution Topography synthesis // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2009. V. 10. Q03014, doi:10.1029/2008GC002332

Saltykov V.A. On the Possibility of Using the Tidal Modulation of Seismic Waves for Forecasting Earthquakes // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2017. V. 53. № 2. P. 250–261.

Sankov A.V., Dobrynina A.A., Chernykh E.N., Sankov V.A., Shagun A.N. Investigation of the boundary and internal fault zones of Tunka basin (Baikal rift system) using HVSR method // *Proceedings of the International Conference on Astronomy and Geophysics in Mongolia. Ulaanbaatar, Mongolia, 20-22 July, 2017. Ulaanbaatar, Mongol Altay printing CoLtd.* 2017. P. 231–234.

Sankov V.A., A. I. Miroshnichenko, K. G. Levi et al. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.* 1997. V. 21. P. 435–455.

Sens-Schonfelder C., Wegler U. Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. P. L21302. doi:10.1029/2006gl027797.

Serebrennikov S.P., Dzhurik V.I., Bryzhak E.V. Monitoring of Seismic Manifestation of the Engineering-Geological Structures in the Baikal Region // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2026. 17 (1), 0878. doi:10.5800/GT-2026-17-1-0878

SESAME: Site Effects Assessment Using Ambient Excitations. WP02-D08.02 – Final report on Measurement Guidelines. LGIT Grenoble, CETE Nice, 2003. 96 p.

Shapiro N.M. Applications with surface waves extracted from ambient seismic noise // Seismic Ambient Noise, eds: N. Nakata, L. Gualtieri, and A. Fichtner, Cambridge University Press, 2019.

Sobolev G.A. Microseismic Variations Prior to a Strong Earthquake // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2004. V. 40. № 6. P. 455–464.

Sobolev G.A., Lyubushin A.A., Zakrzhevskaya N.A. Asymmetrical Pulses, the Periodicity and Synchronization of Low Frequency Microseisms // Journal of Volcanology and Seismology. 2008. V. 2(2). P. 118–134.

Suvorov V.D., Z. R. Mishenkina, G. V. Petrick et al. Structure of the crust in Baikal rift zone and adjacent areas from Deep Seismic Sounding data // Tectonophysics. 2002. V. 354. P. 61–74.

Tokimatsu K., Arai H., Asaka Y. Three-dimensional soil profiling in Kobé area using microtremors // Eleventh World Conference on Earthquake Engineering, Elsevier, 1996. paper #1489.

van Herwijnen A., Schweizer J. Monitoring avalanche activity using a seismic sensor // Cold Regions Science and Technology. 2011. V. 69(2–3). P. 165–176.

Wilson C.D.V. The Origins and Nature of Microseisms in the Frequency Range 4 to 100 c/s // Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 1953. V. 217(1129). P. 176–188. <https://doi.org/10.1098/rspa.1953.0055>

Источники из сети «Интернет»

<http://www.seis-bykl.ru>

<https://www.google.ru/intl/ru/earth/>

<https://www.usgs.gov/>

<https://www.gismeteo.ru/>

<https://www.pogodaiklimat.ru/>

СПИСОК ПУБЛИКАЦИЙ КОРОЛЬ С.А.

1. **Блинова (Король) С.А.**, Саньков А.В., Добрынина А.А. Изучение сезонных вариаций спектрального состава сейсмических волн в Байкальской рифтовой системе по данным землетрясений и микросейсм // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы шестой молодежной тектонофизической школы-семинара. – М.: ИФЗ, 2019. С. 84-85
2. **Блинова (Король) С.А.**, Саньков А.В., Добрынина А.А. Сезонные вариации Н/V-отношений в Байкальском рифте по данным землетрясений и микросейсм // Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы: Материалы IV Всероссийского симпозиума с участием иностранных ученых, посвященного 90-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева / Под редакцией С.В. Рассказова, С.П. Приминой. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. С. 40-41
3. **Блинова (Король) С.А.**, Добрынина А.А., Саньков А.В., Саньков В.А. Глубинное строение осадочного чехла Сибирской платформы района Ковыктинского газоконденсатного месторождения по данным микросейсмического профилирования // Пятая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докладов всероссийской конференции с международным участием – М.: ИФЗ. 2020. – С. 197-202.
4. **Король С.А.**, Саньков А. В., Добрынина А. А. Связь микросейсмических шумов с землетрясениями // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ: тезисы докладов Всероссийского совещания, посвященного памяти профессора С. И. Шермана. Иркутск, 26–30 апреля 2021 г. / ФГБУН ИЗК СО РАН; ФГБОУ ВО «ИГУ»; отв. ред. К. Ж. Семинский. – Иркутск: Издательство ИГУ, 2021. – С. 193-194. <https://doi.org/10.26516/978-5-9624-1919-0.2021.1-233>
5. **Король С.А.**, Саньков А.В., Добрынина А.А. Вариации микросейсмических шумов в Байкальском рифте // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIX Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 11–16 мая 2021 г.). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. С. 139-141
6. Добрынина А.А., **Король С.А.**, Саньков В.А., Саньков А.В. Сезонные вариации Н/V-отношений в Байкальском рифте // Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов. VIII Всероссийская научно-техническая конференция с международным участием. 26 сентября – 2 октября 2021 г. Тезисы докладов. Петропавловск-Камчатский: Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, 2021. С. 35-36
7. Саньков В.А., Добрынина А.А., Саньков А.В., **Король С.А.** Вариации микросейсмических шумов в Байкальской рифтовой системе перед землетрясениями // Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов. VIII Всероссийская научно-техническая конференция с международным участием. 26 сентября – 2 октября 2021 г. Тезисы докладов. Петропавловск-Камчатский: Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, 2021. С. 54-55
8. Добрынина А.А., Саньков В.А., Борняков С.А., **Король С.А.**, Саньков А.В. Вариации микросейсмических шумов перед Кударинским землетрясением 09 декабря 2020 г. с $M_w=5,6$ // Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием «Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа» (Geothermal Volcanology Workshop 2022), 29 августа – 3 сентября 2022 г. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2022. С. 45-48
9. Dobrynina A.A., Rybchenko A.A., Kichigina N.V., **Korol S.A.**, Sankov A.V., Chechelnitzky V.V. Seismic effects of debris flows and floods on Kyngarga river according to short-period seismic data // Ресурсы, окружающая среда и региональное устойчивое развитие в Северо-Восточной Азии : Тезисы докладов V Международной научной

конференции (Иркутск, 23–26 августа 2022 г.). – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2022. С. 94.

10. Добрынина А.А., Саньков В.А., Борняков С.А., **Король С.А.**, Саньков А.В. Аномалии микросейсмических шумов перед Кударинским землетрясением 9 декабря 2020 г. с $M_w=5.6$ // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции. Вып. 20. 18–21 октября 2022 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск / ответственный редактор Е.В. Складаров, председатель Оргкомитета Е.В. Складаров; Сибирское отделение РАН, Институт земной коры СО РАН. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2022. С. 83-84

11. Семинский К.Ж., Добрынина А.А., Борняков С.А., Саньков В.А., Поспеев А.В., Рассказов С.В., Перевалова Н.П., Семинский И.К., Лухнев А.В., Бобров А.А., Чебыкин Е.П., Едемский И.К., Ильясова А.М., Салко Д.В., Саньков А.В., **Король С.А.** Комплексный мониторинг опасных геологических процессов в Прибайкалье: организация пилотной сети и первые результаты // ГЕОДИНАМИКА И ТЕКТОНОФИЗИКА. 2022; 13(5). <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-5-0677>

12. **Король С.А.**, Саньков А.В., Добрынина А.А., Саньков В.А. Вариации уровня микросейсм перед землетрясениями в Байкальской рифтовой системе // ГЕОДИНАМИКА И ТЕКТОНОФИЗИКА. 2022; 13(2). <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0632>

13. **Король С.А.**, Добрынина А.А. Вариации микросейсмических шумов в байкальском рифте в зависимости от сезона // В сборнике: Орогенез: от методов исследования до геодинамических реконструкций. Материалы Байкальского молодежного научного семинара «Современные проблемы в вопросах геологии, петрологии и геофизики». Избранные труды. 2022. С. 20-22.

14. **Король С.А.**, Добрынина А.А. Вариации микросейсмических шумов в Байкальском рифте // В сборнике: Вестник Иркутского университета. Научные работы. Иркутск, 2022. С. 206-207.

15. Добрынина А.А., Рыбченко А.А., Кичигина Н.В., Саньков В.А., **Король С.А.**, Саньков А.В., Чечельницкий В.В. Сейсмический мониторинг прохождения селей и паводков на примере р. Кынгарга (Тункинская долина) // Материалы конференции «Ляпуновские чтения» (г. Иркутск, 5 – 9 декабря 2022 г.). – Иркутск: ИДСТУ СО РАН, 2022. С. 41-42

16. Добрынина А. А., Саньков В. А., Борняков С. А., **Король С. А.**, Саньков А. В. Аномалии микросейсмических шумов в связи с Кударинским землетрясением 09 декабря 2020 г. с $M_w=5,6$ в Байкальской впадине // ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК. Науки о Земле. 2023, том 509, № 1, с. 74–80. DOI: 10.31857/S2686739722602733

17. Добрынина А.А., Саньков В.А., Саньков А.В., **Король С.А.**, Борняков С.А. Аномалии микросейсмических шумов как предвестник опасных геологических процессов // Обработка пространственных данных в задачах мониторинга природных и антропогенных процессов (SDM-2023) [Электронный ресурс]: Сборник трудов всероссийской конференции с международным участием (22-25 августа 2023 г., г. Бердск). Новосибирск: ФИЦ ИВТ, 2023. С. 384-387. DOI:10.25743/sdm.2023.10.46.064

18. Добрынина А.А., **Король С.А.**, Саньков В.А., Борняков С.А., Рыбченко А.А., Саньков А.В. Вариации микросейсмических шумов как предвестник опасных геологических процессов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции. Вып. 21. 17–20 октября 2023 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск / ответственный редактор Е.В. Складаров, председатель Оргкомитета Е.В. Складаров; Сибирское отделение РАН, Институт земной коры СО РАН. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2023. С. 88-89

19. Григорюк А.П., Брагинская Л.П., Добрынина А.А., **Король С.А.** Длиннопериодные микросейсмические колебания как краткосрочные предвестники землетрясений в Байкальском рифте // Солнечно-земные связи и геодинамика Байкало-Монгольского региона: тез. докл. XIV Рос.-Монг. междунар. конф. / РАН, Сиб. отд-ние, Ин-т земной коры, Ин-т солн.- зем. физики. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2023. С. 26-27
20. Добрынина А.А., Саньков В.А., Саньков А.В., **Король А.А.**, Рыбченко А.А. Мониторинг микросейсмических шумов в Байкальском рифте // Солнечно-земные связи и геодинамика Байкало-Монгольского региона: тез. докл. XIV Рос.-Монг. междунар. конф. / РАН, Сиб. отд-ние, Ин-т земной коры, Ин-т солн.- зем. физики. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2023. С. 31
21. Добрынина А.А., В.А. Саньков, **С.А. Король**, Н.В. Кичигина, А.А. Рыбченко. Сейсмические эффекты паводков на р. Кынгарга (Тункинская долина, Восточный Саян) // Материалы 40-й международной конференции «Ляпуновские чтения – 2024» (г. Иркутск, 2 – 6 декабря 2024 г.). – Иркутск: ИДСТУ СО РАН, 2024. С. 69-70
22. Добрынина А.А., В.А. Саньков, **С.А. Король**, Н.В. Кичигина, А.А. Рыбченко. Сейсмические эффекты паводков на р. Кынгарга (Тункинская долина, Восточный Саян) // ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА, 2025. Т. 66, № 3. С. 395-411. DOI: 10.15372/GiG2024170
23. Добрынина А.А., **Король С.А.**, Саньков В.А., Саньков А.В. «Портрет» городской агломерации в микросейсмических шумах // ГЕОДИНАМИКА И ТЕКТОНОФИЗИКА. 2026;17(4):903. <https://doi.org/10.5800/GT-2026-17-4-0903>.