Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт динамики геосфер Российской академии наук

На правах рукописи

Беседина Алина Николаевна

НАУЧНОЕ ОБОСНОВАНИЕ МЕТОДОВ КОРРЕКЦИИ ВОЛНОВЫХ ФОРМ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Специальность 25.00.10 «Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых»

> Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук

> > Научный руководитель доктор физ.-мат. наук, профессор Г.Г. Кочарян

Научный консультант кандидат технических наук Н.В. Кабыченко

Москва – 2014

Содержание

Введение	4
1. Анализ сведений о методах коррекции и областях их применения	12
1.1 Используемая сейсмическая аппаратура	12
1.2 Основные методы расширения штатного диапазона сейсмометра	17
1.3 Сейсмический мониторинг	21
1.3.1 Слабая сейсмичность	21
1.3.2 Наблюдения микросейсмического фона в области низких частот	24
1.4 Исследование длиннопериодных процессов (приливного отклика)	26
Выводы к разделу 1	30
2. Метод коррекции частотной характеристики датчиков	31
2.1 Теоретическая основа исследований	31
2.2 Оценка шумов измерительных каналов	35
2.2.1 Модельный расчет шумов измерительного канала	36
2.2.2 Экспериментальная оценка шума измерительного канала	41
2.2.3 Результаты экспериментов	45
2.3 Исследование АЧХ и ФЧХ датчиков при численной коррекции	47
2.4 Выделение длиннопериодных составляющих в сейсмических записях	53
Выводы к разделу 2	58
3. Апробация метода коррекции	59
3.1 Расширение диапазона регистрации датчика GS-20DX	59
3.1.1 Регистрация микросейсмического фона	59
3.1.2 Регистрация промышленных взрывов	62
3.1.3 Исследование ФЧХ измерительных каналов	69

3.1.4 Локация сейсмических событий с помощью малоапертурной
сейсмической антенны76
3.2 Расширение диапазона регистрации датчика СМ-3КВ 77
Выводы к разделу 3 82
4. Мониторинг слабой сейсмичности
4.1 Моделирование излучения сейсмического источника
4.2 Оценка ошибок при определении геомеханических параметров источника
4.3 Определение поправки для локальной шкалы магнитуд станции
«Михнево» применительно к слабым событиям с M<2 101
4.4 Выделение длиннопериодных колебаний в записи микросейсмического
фона105
Выводы к разделу 4 111
5. Исследование проявления солнечно-лунных приливов при совместном
анализе сейсмических и гидрогеологических данных 113
5.1 Измерительный комплекс для проведения синхронных сейсмических и
гидрогеологических наблюдений 113
5.2 Анализ результатов наблюдений 116
5.3 Оценка проницаемости коллектора 126
Выводы к разделу 5 131
Заключение
Список литературы 134

Введение

Сейсмологические наблюдения включают в себя чрезвычайно широкий регистрации сверхнизкочастотных спектр измерений — OT движений (например, приливных волн) до контроля сигналов килогерцового диапазона частот при мониторинге шахтной сейсмичности. В зависимости **OT** поставленных физических задач используются первичные преобразователи необходимому различных типов, соответствующие диапазону частот: широкополосные датчики, предназначенные для измерения параметров колебаний грунта в диапазоне частот от сотых долей Гц (в отдельных случаях) от нескольких тысячных Гц) до первых десятков Гц, короткопериодные датчики (обычно от 0.5-1 Гц до 50-100 Гц), высокочастотные датчики или геофоны (5 Гц – 1.5 кГц), акселерометры различных типов (до 20 кГц).

В общемировая последние годы тенденция сейсмологических наблюдений, особенно в сейсмоактивных регионах, заключается в резком стационарных и увеличении количества временных сейсмостанций И оснащении их широкополосной высокочувствительной аппаратурой. Так, например, на западном побережье США за 2006-07 гг. было установлено свыше 100 станций на площади 700х900 км [Gomberg et al., 2006]. Однако такой подход требует столь огромных финансовых затрат, что подобные проекты едва ли в ближайшее время могут быть осуществлены в России. Реалии, сложившиеся на территории нашей страны, количество таковы, что широкополосной аппаратуры используемой относительно невелико. Большинство станций в таких тектонически активных районах как Байкальская рифтовая зона, Бурятия, Северный Кавказ и др. оборудованы в основном короткопериодными датчиками, которые В состоянии решать ЛИШЬ ограниченный круг задач в «средней полосе частот».

При проведении сейсмического мониторинга существует ряд актуальных проблем, решение которых требует проведения измерений в широком диапазоне частот.

Весьма актуальной является задача регистрации слабых сейсмических событий с магнитудами M< 2. Снижение порога чувствительности системы регистрации позволяет В короткие сроки исследовать приуроченность микроземлетрясений к геологическим структурам и оценить параметры сейсмического режима [Бугаев и др., 2012], контролировать развитие природных (склоновые явления, карст и т. д.) и техногенных (развитие трещины гидроразрыва, деформация бортов карьеров и т. д.) геомеханических процессов [Маловичко и др., 2008; Маловичко и др., 2010]. Для уверенного контроля обеспечивать мониторинга территории система должна регистрацию сейсмических событий с M < -1 [Бугаев и др., 2012].

Одним из наиболее эффективных методов, позволяющих существенно увеличить чувствительность сейсмических наблюдений, является уплотнение системы наблюдений, т.е. значительное увеличение количества датчиков. Так, например, при проведении исследований сейсмической эмиссии при гидроразрывах пласта в нефтяной промышленности иногда используются группы, включающие порядка тысячи компактно расположенных геофонов.

При сейсмическом мониторинге особо ответственных объектов, например АЭС, широко используется короткопериодные сейсмические датчики, заметное увеличение количества которых приводит к существенному удорожанию измерений. Одним из возможных решений данной проблемы является применение в качестве дополнительных датчиков значительно более дешевых геофонов с расширенным в длиннопериодную область частотным диапазоном. Расширить диапазон можно программным или электронным способом. Использование таких «модифицированных» геофонов в дополнении к короткопериодным сейсмометрам при мониторинге слабой сейсмичности может оказаться целесообразным и с точки зрения расширения диапазона измерений в высокочастотную область, поскольку спектр сигнала, излучаемого слабыми событиями, является весьма высокочастотным. Например, угловая частота спектра землетрясения с магнитудой М= -1 составляет величину более 200 Гц.

Метод расширения рабочего диапазона частот как в низкочастотную, так и в высокочастотную область, может быть применен и к широко используемым в России короткопериодным датчикам, например типа CM-3KB, что существенно расширит их возможности. Это, например, позволит корректно регистрировать цуги длиннопериодных поверхностных волн от удаленных землетрясений и более точно рассчитывать такие характеристики очага, как сейсмический момент и излученная сейсмическая энергия.

При исследовании длиннопериодных движений коррекция зарегистрированных волновых форм может оказаться полезной даже для широкополосных приборов типа STS-2 и STS-1. К таким задачам относятся, сейсмологических например, совместная интерпретация результатов И гидрогеологических исследований [Любушин и др., 1997; Brodsky et al., 2003; Кочарян и др., 2011; Мирзоев и др., 2012], где важную роль играют эффекты приливных деформаций, т.е. колебаний с суточными и полусуточными периодами, а также такое новое направление исследований, как изучение сверхнизкочастотных движений (периоды десятки минут часы), проявляющихся в сейсмическом фоне [Кочарян, Кабыченко, 2003; Соболев и др., 2005; Соболев, Любушин, 2006; Соболев, 2011 и др.].

Хотя методика коррекции волновых форм известна [Scherbaum, 1996], пределы ее применимости для различных датчиков, в разных диапазонах частот, амплитуд и уровней сейсмического шума практически не обсуждались и не проверялись экспериментально.

Целью настоящей работы является научное обоснование методов коррекции волновых форм для первичных преобразователей разных частотных диапазонов, а также применение этих методов для расширения возможностей сейсмических наблюдений при решении широкого круга физических задач.

Задачи исследования

• Анализ существующих способов расширения рабочего диапазона сейсмических датчиков.

• Развитие и экспериментальная проверка в лабораторных и полевых экспериментах метода коррекции волновых форм для различных измерительных каналов в широком частотном диапазоне. Определение границ применимости метода.

• Применение методов коррекции волновых форм при проведении сейсмического мониторинга на территории Восточно-Европейской платформы.

• Определение возможных источников возникновения ошибок при оценке характеристик очагов слабых сейсмических событий.

• Проведение совместного анализа результатов сейсмических и гидрогеологических наблюдений для определения особенностей приливного отклика трещинно-порового коллектора подземных вод.

<u>Достоверность полученных результатов</u> обеспечивается значительным объемом обработанных и проанализированных экспериментальных данных, полученных с использованием апробированных методик измерений, тщательным анализом имеющихся опубликованных материалов, сопоставлением полученных данных с существующими представлениями, результатами численных расчетов и аналитическими оценками.

Научная новизна работы заключается в следующем

 Отработан и адаптирован к широко используемым в России измерительным каналам метод программной коррекции волновых форм с целью расширения рабочего диапазона частот сейсмических датчиков.

• Впервые экспериментально определены границы применимости метода для различных первичных преобразователей с учетом условий проведения измерений.

• Предложено и апробировано использование «модифицированных» геофонов в составе малоапертурных групп «Михнево» и «Монаково». • На основании модельных расчетов оценены количественные поправки к геомеханическим характеристикам очагов слабых событий, определяемым по измеренным значениям энергетического класса и магнитуды *m_b*.

• Впервые в платформенных условиях на основе совместного анализа результатов сейсмических и гидрогеологических наблюдений проведено исследование приливного отклика флюидонасыщенного карбонатного коллектора трещинно-порового типа и выполнена оценка вариаций его проницаемости.

<u>Личный вклад автора</u>

В ходе работы автор принимал непосредственное участие в разработке и экспериментальной проверке метода коррекции, его адаптации к используемой аппаратуре, в создании алгоритма для проведения потоковой многоканальной обработки данных, постановке и проведении лабораторных и полевых экспериментов, расчетов и аналитических оценок, анализе получаемых результатов, обработке результатов сейсмического мониторинга на нескольких объектах и данных гидрогеологических наблюдений на геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево».

Практическая ценность работы состоит в научном обосновании процедуры использования метода коррекции волновых форм с целью расширения рабочего диапазона частот сейсмических датчиков различных типов и определении применения разработанной границ адекватного методики. Полученные сейсмических результаты быть использованы проведении могут при наблюдений как малоапертурными сейсмическими группами, так и отдельными станциями. Результаты модельных расчетов могут быть использованы для уточнения геомеханических характеристик очагов слабых событий по результатам сейсмического мониторинга.

Развитый в работе подход к определению фильтрационных параметров массива по фазовым характеристикам приливного отклика скважин, имеет

практическое значение как «невозмущающий» метод оценки вариаций проницаемости коллектора

Защищаемые положения

• Метод коррекции волновых форм адаптирован для расширения рабочего диапазона частот различных измерительных каналов, широко используемых в России при проведении сейсмологических наблюдений.

• Экспериментально установлены границы применимости метода программной коррекции для короткопериодных датчиков CM-3KB и высокочастотных геофонов GS-20DX с учетом условий проведения измерений.

• Неточности, возникающие при оценке характеристик очагов слабых сейсмических событий, связаны с эффектом радикального искажения с расстоянием высокочастотной части спектра излучаемых колебаний и с пересчетом определяемых инструментально магнитуд M_L и m_b в моментную магнитуду M_w . Эти неточности могут быть учтены при помощи коррекции волновых форм, а также поправок, зависящих от расстояния, масштаба события и характеристик среды. Величина поправок определена по результатам расчетов, выполненных на основе модели Брюна.

• Совместная обработка данных сейсмологических и гидрогеологических наблюдений позволяет выделить временные интервалы, пригодные для корректного определения вариаций фильтрационных параметров коллектора по фазовым характеристикам приливного отклика скважин.

<u>Объем и структура работы:</u> Диссертация состоит из введения, пяти разделов и заключения, изложенных на 143 страницах, включая 67 рисунков и список литературы из 132 наименований.

В первом разделе выполнен краткий обзор сведений об аппаратуре, используемой при проведении сейсмических наблюдений, и проанализированы основные существующие методы расширения частотной характеристики датчиков. Рассмотрены актуальные вопросы применения методов коррекции волновых форм при решении различных задач сейсмического мониторинга. Во втором разделе изложен метод коррекции обратным фильтром, определен критерий применимости данного метода на основании результатов измерения характеристик исследуемых датчиков и проведенных оценок собственных шумов их измерительных каналов.

Третий раздел посвящен апробации в полевых условиях отработанного метода коррекции частотных характеристик сейсмометров. Проведен анализ результатов регистрации сигналов различной природы и интенсивности: микросейсмического шума, промышленных взрывов, землетрясений.

В четвертом разделе на основе моделирования излучения сейсмического источника проводится оценка возможных ошибок, возникающих при расчете геомеханических параметров очагов слабых динамических событий с помощью методов, применяемых в практике наблюдений.

В пятом разделе изложены результаты совместного анализа данных сейсмических и гидрогеологических наблюдений на ГФО «Михнево», проведено исследование приливного отклика среды и выполнена оценка вариаций проницаемости коллектора подземных вод.

Основные результаты диссертации сформулированы в конце соответствующих разделов и в заключении к работе.

Апробация работы

Работа выполнена в рамках обучения в очной аспирантуре Московского физико-технического института на кафедре «Теоретическая и экспериментальная физика геосистем».

Основные положения работы докладывались на конференциях «Проблемы сейсмотектоники» (г. Москва, 2011 г.), ученом совете ИДГ РАН (г. Москва, 2011 г.), Научно-техническом совете ИФЗ PAH (г. Москва, 2011 г.). Европейском сейсмологическом конгрессе ESC (г. Москва, 2012 г.), 12-ой международной конференции по изучению системы подземные воды - грунт и ресурсами AquaConSoil (г. Барселона, 2013 г.), управлению водными международной ассамблее «Знание для будущего» IAHS-IAPSO-IASPEI,

«Knowledge for the Future» Assembly (г. Гетеборг, 2013 г.), 53, 54, 55, 56 конференциях МФТИ (г. Москва, 2010 – 2013 гг.), семинаре Геофизической службы РАН (г. Обнинск, 2013 г.), семинарах ИДГ РАН.

Материалы диссертации опубликованы в 14 научных статьях, защищены 1 патентом полезной модели.

Работы были выполнены при частичной поддержке РФФИ (гранты №№ 10-05-09239-моб_3; 10-05-01064-а; 12-05-00956-а; 12-05-31472-мол_а; 13-05-00374-А; 13-05-00950-А; 13-05-00780-А).

Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю д.ф.-м.н. проф. Кочаряну Г.Г. за неоценимую помощь и постоянное внимание к работе; научному консультанту к.т.н. Кабыченко Н.В за помощь в работе и ценные указания при проведении исследований; к.ф.-м.н. Горбуновой Э.М. за внимание к работе, обсуждение результатов измерений, ценные рекомендации и замечания; к.ф.-м.н. Павлову Д.В., с.н.с. Волосову С.Г. за помощь в проведении экспериментальных работ и обсуждении результатов, а также всему коллективу лаборатории деформационных процессов в земной коре ИДГ РАН за содействие на всех стадиях выполнения работы.

1. Анализ сведений о методах коррекции и областях их применения

1.1 Используемая сейсмическая аппаратура

Сейсмические наблюдения являются неотъемлемой частью геофизических исследований. Постоянный сейсмологический мониторинг является общепризнанным инструментом для контроля изменений напряженнодеформированного состояния среды, геодинамической ситуации и выявления на ранних стадиях развития опасных тенденций. Одной из главных его целей деформационных информации об является восстановление процессах, происходящих в очагах зарегистрированных сейсмических событий. Изучение землетрясений, их возможных предвестников и последующих явлений, сейсмическое районирование и вопросы сейсмостойкого строительства, изучение глубинного строения Земли и поиски полезных ископаемых, исследования разрушительных свойств крупномасштабных взрывов - это далеко не полный перечень областей широкого использования сейсмических исследований.

В зависимости от решаемых задач используют различные измерительные приборы. Конструкции сейсмометров претерпевают со временем изменения. За свою историю сейсмометрия сделала огромный шаг от сейсмоскопа, который только факт землетрясения (рис. 1.1,а) широкополосных отмечал ДО электродинамических сейсмометров с цифровой системой регистрации. В сейсморазведке наиболее широко применяются электродинамические сейсмометры – геофоны, например, GS-20DX с частотным диапазоном 10 Гц-1 кГц (рис. 1.1,б). Благодаря своим малым размерам и удобству при размещении они используются и для проведения скважинных измерений.

Широко распространены на территории России короткопериодные сейсмометры СМ-3КВ с рабочим диапазоном частот 0.5-40 Гц. Ими

укомплектованы многие станции ГС РАН. Эти датчики используются и при регистрации временными сетями, а также малоапертурными группами [Взрывы..., 2013]. Конструктивно электродинамические датчики состоят из магнита, в зазорах которого на упругих пружинных элементах подвешена катушка с проводом. При смещении магнита под воздействием сейсмической волны, частота которой выше собственной частоты упругих элементов, катушка остается на месте. В результате перемещения катушки относительно магнита в ней индуцируется электрический ток, пропорциональный скорости смещения грунта.

a)

б)

Рис. 1.1. а) Древний китайский сейсмоскоп, 132 г. нашей эры [Саваренский и др., 1955], б) внешний вид геофона

Введение в механическую колебательную систему отрицательных обратных связей, тормозящих движение инерционной массы маятника, позволило создать широкополосные сейсмометры с большим динамическим диапазоном, пригодные для решения многих задач в области сейсмических и смежных с ними исследований. Широкополосные измерительные приборы отличаются широким частотным и большим динамическим диапазонами, низким уровнем собственного шума и активно используются для регистрации локальных, региональных и телесейсмических событий. Диапазон частот для длиннопериодных датчиков (KS54000, STS-1, CMG-1T, STS-2, KS-2000, CMG-3T, Trillium, REFTEK) обычно составляет от 360-120 с до 5-50 Гц в зависимости

13

от прибора. Рабочая полоса определяет частотный диапазон, которому соответствует постоянный отклик датчика скорости. Собственный шум таких приборов обычно близок к нижней границе среднего мирового уровня шума NLNM [Peterson, 1993] за пределами штатного диапазона частот, поэтому на сейсмическую запись не оказывает влияния инструментальный шум измерительного канала. Большой динамический диапазон широкополосных сейсмометров позволяет регистрировать как микросейсмический фон, так и сильные землетрясения с магнитудой 9 и эпицентральным расстоянием 90⁰ [Global..., 2003].

В мировой практике приобрели признание и широкое распространение емкостные сейсмометры Виланда-Стрекайзена STS-1 и STS-2 [Wieland, Streckeisen, 1982; Wieland, Stein, 1986]. Эти приборы приняты за основу в Мировой сети цифровых сейсмических наблюдений (IRIS). В центре сейсмометра установлены три идентичных преобразователя, оси которых наклонены таким образом, что углы между их проекциями на горизонтальную плоскость составляют 120°. Такая система позволяет получать более полную запись происходящих сейсмических событий. Трехкомпонентный датчик STS-2 пригоден для регистрации сейсмических сигналов в широком диапазоне периодов от 120 с (0.00833 Гц) до 0.02 с (50 Гц) [Trnkonczy A., 1997]. Он подходит для записи локальных, региональных землетрясений, регистрации объемных и поверхностных волн. Из-за ограничения в области верхних частот этот датчик малоэффективен для изучения локальной сейсмичности и записи микроземлетрясений.

Сейсмометр STS-1, разработанный в трехкомпонентном исполнении, предназначен главным образом для регистрации телесейсмических событий и сильных землетрясений. Его нижняя граничная частота составляет 0.0028 Гц (360 с), а верхняя 10 Гц, что почти на полторы октавы ниже, чем у STS-2 [Trnkonczy A., 1997]. В силу низкого значения граничной частоты со стороны высоких частот сейсмометр STS-1 не пригоден для регистрации локальных

сейсмических событий и обладает рядом ограничений при изучении региональной сейсмики. Характеристики прибора позволяют регистрировать низкочастотные поверхностные волны, земные приливы, собственные колебания Земли, медленные и тихие землетрясения. Сейсмометрами STS-1 и STS-2 оснащены большинство международных сетей сейсмологических станций. На практике имеет смысл использовать сейсмометр STS-1 для регистрации сейсмических сигналов на частотах около 1 мГц и ниже. Регистрация таких длиннопериодных сигналов позволяет изучать глубинное строение Земли и развивать глобальную сейсмологическую сеть. Сейсмометр STS-1 может регистрировать сейсмические колебания с экстремально большими длинами волн, вплоть до 5000 км.

Российский сейсмоприемник КСЭШ-Р, изготовленный в ОКБ ОИФЗ РАН, может служить хорошей альтернативой велосиметру STS-1 при наблюдении удаленных землетрясений. Характеристики сейсмометра КСЭШ-Р (инертная масса, приведенная длина, период собственных колебаний) определяют такие свойства, как простота установки на месте наблюдения, точность и стабильность основных параметров. Датчик КСЭШ-Р способен регистрировать сейсмические колебания в диапазоне частот 0.001-10 Гц [Рыков, Башилов, 1997].

В 2008 году был разработан широкополосный сейсмометр REFTEK 151 в трехкомпонентном исполнении с преобразователями, ориентированными по направлениям - вертикаль, север-юг, запад-восток и рабочим диапазоном от 0.00833, 0.017, 0.033 и до 50 Гц) [REFTEK..., 2011]. Приборы данного типа обладают хорошей механической и температурной стабильностью, что позволяет быстро установить сейсмометр и начать запись. Сейсмометры REFTEK 151 хорошо подходят для регистрации локальной и региональной сейсмики, а модели с более широким диапазоном частот в области больших периодов – и для регистрации сейсмических колебаний от телесейсмических событий. Широкополосный компактный трехкомпонентный сейсмометр фирмы

Trillium имеет небольшие размеры и дает постоянный отклик скорости в полосе от 120 с до 100 Гц [Trillium..., 2009].

Расположение датчиков на глубине в скважинах позволяет существенно понизить уровень высокочастотной составляющей микросейсмического шума. Скважинный датчик KS-54000 является трехкомпонентным сейсмометром, предназначенным для сверхнизкочастотного мониторинга в диапазоне частот от 0.003 до 5 Гц [Very..., 2004]. Установка прибора на глубине около 100 м позволяет максимально исключить влияние поверхностного шума. Для поверхностных наблюдений, размещения под землей, в скважинах, а также для установки на океаническом дне подходит компактный трехкомпонентный сейсмометр CMG-3T с герметичным корпусом из нержавеющей стали. Конструкция датчика CMG-3T позволяет получать сейсмическую информацию в наиболее полном диапазоне частот от низких частот - 0.0027, 0.033, 0.01, 0.1 Гц в зависимости от типа обратной связи, используемой в конкретном случае и до частоты 100 Гц. Датчик CMG-3T компактен, устойчив к внешним воздействиям, удобен в использовании и может работать с наклоном относительно вертикали до ±2.5° [CMG-3T..., 2000]. Усовершенствованный механизм блокировки инерционной массы датчика, который практически устраняет возможность повреждения, был воплощен в широкополосном датчике CMG-1T [CMG-1T..., 1999]. В ИДГ РАН разработан скважинный вертикальный сейсмоприемник СМ-5СД с полосой частот 0.5-40 Гц. Отличительными особенностями данного прибора являются его небольшие габариты, автоматическая ориентация датчика по вертикали в скважине с точностью до 6° [Отчет..., 2012].

Широкополосные сейсмометры позволяют исследовать колебания земной коры в ограниченном диапазоне частот. Медленные колебательные процессы с периодами от минут и десятков минут и более остаются за пределами инструментальных возможностей многих широкополосных сейсмометров. Важным классом явлений, которые в явном виде не способны зарегистрировать

широкополосные сейсмометры, являются приливные лунно-солнечные волны. В этом случае на помощь могут прийти наклономерные измерения, которые являются ОДНИМ ИЗ методов мониторинга геодинамических процессов. Наклономеры предназначены для регистрации приливных и тектонических наклонов земной поверхности с целью изучения внутреннего строения Земли, поиска предвестников и прогнозирования землетрясений, поиска и разведки полезных ископаемых, а также геофизического мониторинга разрабатываемых Характер и величина наклонов, вызванных приливами, месторождений. тектоническими сезонными нагрузками, силами, отражают процессы современного деформирования земной коры. Наклономерные станции позволяют измерять наклоны в диапазоне частот от 0 до 0.005 Гц [Латынина и др., 1997]. Результаты измерений наклонов используются при изучении современных движений земной коры, ее свойств в зонах разломов [Кишкина, 2008].

1.2 Основные методы расширения штатного диапазона сейсмометра

Эффективным способом исследования колебаний в области низких частот может оказаться использование длиннопериодных компонент, выделенных из записей доступных датчиков с помощью специальных методов коррекции: как самих датчиков (приборная коррекция), так и зарегистрированных сигналов (программная коррекция).

Известной техникой расширения частотного диапазона датчика в области низких частот является введение обратной связи с помощью отрицательного сопротивления, что обеспечивает большое затухание колебательной системы. Система с обратной связью из [Havskov, Alguacil, 2002] приведена на рис. 1.2. Схема на операционном усилителе U1 обеспечивает отрицательное сопротивление, а схема на U2 представляет собой интегратор, что позволяет получить на выходе скорость колебаний. Введение большого затухания в систему приводит к расщеплению собственной частоты сейсмометра на две частоты $f_1 = f_0(h - \sqrt{h^2 - 1})$ и $f_2 = f_0(h + \sqrt{h^2 - 1})$, где h - затухание датчика [Havskov, Alguacil, 2002]. Между частотами f_1 и f_2 система на выходе имеет постоянный отклик скорости. Например, для геофона Mark L15-B $f_0 = 4.5$ Гц при затухании h = 3, нижнюю граничную частоту можно понизить до $f_1 = 0.73$ Гц [Havskov, Alguacil, 2002].



Рис. 1.2. Типичная система с отрицательной обратной связью, обеспечивающей большое затухание колебательной системы [Havskov, Alguacil, 2002]

Интегратор с дифференцирующей цепочкой в петле обратной связи, описанный в работе [Al-Alaoui, 2001], можно рассматривать как элемент корректирующей цепи. Электрическая схема такого интегратора приведена на рис. 1.3, его передаточная функция записывается в виде [Al-Alaoui, 2001]:

$$\frac{V0}{V1 - V2} \approx \frac{k \cdot (1 + R \cdot C \cdot s)}{1 + k \cdot R \cdot C \cdot s}.$$
(1.1)

Если включить последовательно 2 каскада интеграторов и на вход первого интегратора подать сигнал с сейсмометра, то на выходе второго интегратора получим откорректированный сигнал.



Рис. 1.3. Схема дифференциального интегратора [Al-Alaoui, 2001]

Наиболее простым И удобным способом расширения частотной характеристики датчика является применение обратного фильтра [Havskov, Alguacil, 2002; Scherbaum, 1996]. Достаточно полный обзор способов и схем коррекции датчиков представлен в книге [Гик, Карандеев, 1962]. Эти модели расширяют частотную характеристику путем умножения частотных характеристик частотно-зависимых четырехполюсников. Большинство моделей являются передаточными функциями пассивных R, C - цепей, образующих частотно-зависимые делители напряжений. При этом модуль передаточной функции корректирующего устройства возрастает от нижней граничной частоты корректируемого датчика до требуемой нижней граничной частоты. Разнообразные модели устройств для коррекции частотных характеристик датчиков аппроксимируют с некоторой точностью обратную передаточную функцию датчика: В идеальном случае полная коррекция частотной характеристики датчика получается при перемножении передаточной функции датчика с ее обратной величиной, а именно:

$$F(s) \cdot \frac{1}{F(s)} = 1,$$
 (1.2)

что на практике реализовать невозможно без ограничения со стороны нижней граничной частоты. Процесс осуществления коррекции, описанный В [Карандеев, Гик, 1959; Гик, Карандеев, 1962], весьма трудоемкий и достаточно сложен при наладке, параметры коррекции подвержены воздействию перепадов температур, старению элементов, и, в результате, временному дрейфу. Одна из большого набора схем коррекции частотных характеристик, описанных в [Гик, Карандеев, 1962], приведена на рис. 1.4. Эта R – C схема повышает степень виброизмерительного устройства успокоения при неизменной частоте резонанса датчика. Увеличение степени успокоения эквивалентно расширению частотного диапазона сейсмического датчика в режиме измерения скоростей. Метод синтеза требуемой схемы коррекции выполняется с использованием параллельного соединения частотозависимых делителей. Первый делитель -

дифференцирующее звено, второй делитель – активное сопротивление и последовательное соединение сопротивления и емкости. Выходы делителей суммируются.



Рис. 1.4. Схема коррекции частотной характеристики датчика [Гик, Карандеев, 1962]

Для реализации обратного фильтра с помощью программной фильтрации применяют спектральное деление – спектр записанной сейсмограммы делят на передаточную функцию регистрирующей системы. Построение таких фильтров не всегда возможно, например, когда уровень шумов за пределами штатного диапазона измерительного прибора может превышать значение сигнала. В этом случае невозможно восстановить в сигнале частоты, которые были полностью подавлены, а при восстановлении частотных составляющих, ослабленных до уровня шумов, одновременно происходит значительное усиление дисперсии шумов, в которых полезный сигнал может полностью затеряться [Давыдов, 2007].

Для устранения подобных проблем используют некоторые методики. Например, фильтрация полосовым фильтром в диапазоне частот, где сигнал существенно превышает уровень шума. Использование неполной деконволюции в частотной области (damping factor deconvolution) равносильно добавке белого шума δ в исходный сигнал, что приводит к уменьшению влияния высокочастотного шума в выходном сигнале. При правильно выбранном значении δ можно добиться повышения соотношения сигнал/шум [Давыдов, 2007; Pesce, 2010]. Похожим методом является WLC (water level correction). В этом случае вне рабочего интервала сейсмометра динамический диапазон исходного сигнала искусственно повышается на 3-4 порядка, что позволяет добиться устойчивости при спектральном делении и понизить уровень шумов [Scherbaum, 1996]. Адаптивный обратный фильтр независимый для каждой частоты, минимизирующий энергию шума и максимизирующий энергию сигнала, можно также использовать для понижения уровня шумов. Однако синтез такого фильтра для синтетического сигнала не позволил избавиться от шума [Pesce, 2010]. В [Pesce, 2010] также рассмотрены методы деконволюции во временной области. Методы деконволюции в частотной области часто бывают осложнены артефактами, возникающими при Фурьеанализе. Во временной области обратная свертка занимает больше времени, однако краевые эффекты более сглажены [Pesce, 2010].

Однако описанные методы коррекции АЧХ не будут эффективны для выделения сверхнизкочастотных сигналов с периодами десятки часов (например, лунно-солнечные приливы). Коррекция обратным фильтром в данном случае лишь приведет к значительному повышению уровня шума. Наиболее эффективным методом для выделения колебаний на приливных частотах является применение методики А.В. Рыкова [Рыков, 1996], использующей гравитационные свойства инерционной массы сейсмометра.

1.3 Сейсмический мониторинг

1.3.1 Слабая сейсмичность

В последнее время заметно возрос интерес к результатам регистрации слабой сейсмичности [Пустовитенко, Пантелеева, 1990; Маловичко и др., 2008; Domansky, Gibowicz, 2008; Маловичко и др., 2010; Методы.., 2010; Kwiatek et al., 2011; Бугаев и др. 2012; Взрывы и землетрясения..., 2013 и др.]. Сейсмические наблюдения проводятся на шахтах и рудниках [Мельников и др.,

2002; Маловичко и др., 1998; Опарин и др., 2004; Маловичко и др., 2008; Еременко и др., 2009; Методы..., 2010; Назаров и др., 2011], при мониторинге участков строительства особо ответственных сооружений [Бугаев и др., 2012], на месторождениях углеводородов и т. д.

Значительный вклад в части накопления экспериментальных данных, разработки методов обработки интерпретации И результатов внесли С.С. Арефьев, Ж.Я. Аптекман, И.П. Габсатарова, А.А. Гусев, С.К. Дараган, В.Ф. Еманов, А.И. Захарова, А.А. Маловичко, Д.А. Маловичко, Л.С. Малянова, А.В. Николаев, М.В. Невский, О.Ю. Ризниченко, М.В. Родкин, И.А. Санина, B.C. Селезнев, Л.С. Чепкунас, К. Aki, H. Kanamori, G. Purcaru, P. Richards и др. Отметим, например, такие работы, как [Аки, Ричардс, 1982; Аптекман и др., 1985, 1989; Гусев, Мельникова, 1990; Захарова, Чепкунас, 2006; Малянова, Габсатарова, 2005; Маловичко, Габсатарова, 2010; Невский и др. 2003; Родкин, 2005, 2011; Hanks, Kanamori, 1979] и многие, многие другие.

При проведении сейсмического мониторинга С целью оценки устойчивости обследуемого геодинамической участка построения И геомеханической модели необходимо не только лоцировать гипоцентр динамического события и определять его магнитуду, но и оценивать физические параметры процесса деформирования в очаге. В частности, важную роль при прогнозе геомеханической устойчивости обследуемого участка играют правильные оценки размеров активизирующихся трещин.

Источники слабых сейсмических событий большим отличаются многообразием. Наиболее крупные события чаще всего связаны С существованием в горном массиве ослабленных участков — зон тектонических нарушений. Эти микроземлетрясения зачастую происходят на значительном расстоянии ОТ участков работ И ведения могут инициироваться перераспределением локальных или даже региональных напряжений под влиянием существенного вмешательства в породный массив — извлечения большого объема горной породы, закачки или отбора жидкости, возведения

крупных инженерных сооружений [Мельников и др., 2002; Опарин и др., 2004; Назаров и др., 2011].

Сейсмичность, непосредственно вызванная техногенной деятельностью, обычно связана с концентрацией напряжений вблизи участков ведения горных работ, объектов подземного и наземного строительства, буровых скважин, с локальными вариациями гидрогеологического режима при изменении уровня водохранилищ, интенсивном отборе воды из скважин или ее нагнетании в горный массив. Эти события, как правило, имеют меньшую энергию, а их источники могут быть более разнообразны — образование микротрещин и подвижки по существующим трещинам, обрушения кровли подземных выработок либо карстовых полостей, хрупкое разрушение целиков горной породы, динамические явления в выработках (горные удары) и т. д. [Мельников и др., 2002; Маловичко и др., 2010].

И для подвижек по трещинам, и при образовании микротрещин наиболее подходящей чаще всего является сдвиговая модель очага, которая может быть описана аналитически, хотя в ряде случаев она оказывается малопригодной для интерпретации записей слабых сейсмических событий, что проявляется в характеристиках наблюдаемой диаграммы излучения сейсмических волн и неадекватных оценках параметров очага [Маловичко и др., 2010].

Как известно, характеристики очага могут быть определены по амплитуде низкочастотной части спектра колебаний [Аки, Ричардс, 1982], однако для слабых событий это достаточно сложно из-за высокого уровня шума и требует использования результатов регистрации на нескольких станциях, расположенных на малых эпицентральных расстояниях. Последнее возможно, как правило, в тех случаях, когда измерения проводятся в глубине массива достаточно плотной сетью высокочастотных датчиков, а обработка результатов ведется с использованием специальных алгоритмов [Методы..., 2010; Kwiatek et al., 2011].

При проведении наблюдений на поверхности толщи осадочных пород изза слоистого геологического разреза наблюдается сложная форма сигнала, вступления фаз зачастую оказываются размытыми, а соотношение сигнал/шум в группе объемных волн слишком малым, что затрудняет и задачу локации, и непосредственную оценку параметров очага. Кроме того, в результате интенсивного поглощения спектр сигнала на достаточно большом удалении от слабых событий целиком лежит в области низких частот по сравнению с угловой частотой излучаемого сигнала. При этом расчеты показывают, что около 80 % сейсмической энергии излучается в частотном диапазоне выше угловой частоты [Ide, Beroza, 2001].

В России в практике наблюдений за слабой сейсмичностью очаговые параметры оцениваются по характеристикам низкочастотной области спектра лишь в отдельных случаях [Методы..., 2010]. Чаще всего по разработанным методикам оценивается энергетический класс события (логарифм сейсмической энергии), по которому затем с помощью эмпирических соотношений рассчитывается значение локальной магнитуды [Раутиан, 1964; Маловичко и др., 2008]. На многих станциях ГС РАН при регистрации более сильных событий сначала вычисляется класс события, а затем по корреляционным зависимостям определяется его магнитуда [Землетрясения..., 2010].

1.3.2 Наблюдения микросейсмического фона в области низких частот

Относительно новым направлением исследование является длиннопериодных движений, проявляющихся, В том числе И В микросейсмическом фоне. Распространяясь в блочной среде, микросейсмы приобретают характерные особенности, отражающие как структуру земной коры, так и происходящие в ней процессы накопления и релаксации напряжений. Низкочастотные импульсные сигналы, которым уделено внимание в работах ряда исследователей (Н.В. Кабыченко, Г.Г. Кочарян, Б.В. Левин, А.А. Любушин, Г.А. Соболев и др.) могут нести уникальную информацию о напряженно-деформированном состоянии крупных блоковых структур и представлять значительный интерес в качестве прогностического признака сильных землетрясений.

например, низкочастотные колебания, регистрируемые перед Так, сильными землетрясениями в диапазоне периодов от нескольких минут до десятков минут, описаны в работах [Соболев и др., 2005; Соболев, Любушин, 2006]. Было установлено, что в этом диапазоне периодов перед Кроноцким и Нефтегорским землетрясениями возникали отдельные импульсы как симметричной, так и асимметричной формы, а промежутки времени между последовательными импульсами на некоторых интервалах демонстрировали периодичность. По мере приближения момента землетрясения усиливалась асимметрия формы импульсов, характеризуемая разной амплитудой фаз положительной и отрицательной полярности, и частота и регулярность асимметричных импульсов возрастали [Соболев и др., 2005; Соболев, Любушин, 2006]. На записях, зарегистрированных в течение суток после Кроноцкого землетрясения, низкочастотные колебания с периодом более 10 мин исчезли, что, как считают авторы [Соболев и др., 2005], свидетельствует о связи их появления с процессом подготовки землетрясения. Характерные признаки землетрясения подготовки сильно отличаются В каждом сейсмоактивном регионе, т. к. характер сейсмичности каждого региона в значительной степени зависит от многих факторов, в т.ч. от строения земной коры и тектонических условий [Сасорова и др., 1999].

Исследование структуры сейсмического фона позволяет говорить о наличии в микросейсмическом фоне как низкочастотных импульсных колебаний, имеющих нестационарный характер, так и квазистационарных участков [Кочарян, Кабыченко, 2003]. Такие колебания могут быть связаны с блоковым движением земной коры.

Смещение спектра специфических низкочастотных микросейсм в длиннопериодную область может оказаться одним из возможных проявлений

снижения жесткости разломной зоны перед динамическим срывом [Кочарян, Остапчук, 2011]. Подобные эффекты наблюдались Г.А. Соболевым и А.А. Любушиным перед несколькими землетрясениями [Соболев, 2011]. Наиболее ярко это явление проявилось перед землетрясением с магнитудой M=9.2 на о. Суматра 26.12.2004 года, где период таких колебаний, появившихся более чем за двое суток до главного толчка, стремительно увеличивался по мере приближения события. Низкочастотные колебания с периодами до 200 с наблюдались и другими исследователями [Сасорова, Левин, 1999] за некоторое время до главного толчка.

Очевидно, что применение методов расширения частотных характеристик измерительных каналов в области низких частот будет способствовать получению экспериментальных данных при исследованиях длиннопериодных движений.

1.4 Исследование длиннопериодных процессов (приливного отклика)

Гравитационное взаимодействие в системе Земля-Луна-Солнце рассматривается многими специалистами как важный фактор, определяющий режимы вариаций электрического поля в грунте, эманационного поля радона, уровня подземных вод, параметров поля микросейсмических колебаний [Любушин и др. 1997; Авсюк, 1998; Адушкин, Спивак, 2011; Адушкин и др., 2012; Молоденский, Молоденский, 2012 и многие другие]. Деформационные волны, распространяющиеся в земной коре в результате этого взаимодействия, относятся к сверхдлиннопериодным процессам.

Отмечена корреляция приливных деформаций с параметрами микросейсмического фона [Кишкина, 2003]. Длительное время ведется дискуссия о триггерном эффекте приливов в механике землетрясений [Tolstoy et al., 2002; Cohran et al., 2004; Stroup et al., 2007; Дещеревский, Сидорин, 2013 и многие другие]. Наблюдениям за лунно-солнечными приливами в земной коре уделяется много внимания, в том числе и при изучении гидрогеологических

процессов. Так. например, приливные деформации, вызывающие периодические фазы расширения и сжатия трещин земной коры, предлагается рассматривать в качестве важного фактора, влияющего на процесс добычи [Мирзоев и др., 2012]. Вариация гидравлических свойств трещиноватых пород под действием приливных напряжений является важным механизмом изменения режима деформирования разломных зон [Brodsky et al., 2003; Кочарян и др., 2011]. Оценка параметров приливного отклика уровня воды рассматривается в [Любушин и др., 1997; Болдина, 2004; Doan et al., 2006; Болдина, Копылова, 2008; Zeumann et al., 2008; Копылова и др., 2009 и др.]. Гравитационный прилив и вариации атмосферного давления приводят к изменению порового давления. При этом изменение порового давления Δp в резервуаре будет пропорционально приращению объемной деформации $\Delta \varepsilon$ [Болдина, 2004]:

$$\Delta p = -\frac{2}{3} GB \frac{1 + v_u}{1 - 2v_u} \Delta \varepsilon, \qquad (1.3)$$

где *G* - модуль сдвига, *B* - коэффициент Скемптона, v_u - коэффициент Пуассона. В скважинах, вскрывающих напорный горизонт, вариации порового давления проявляются в колебаниях уровня воды в скважине. В случае замкнутого водонапорного пласта скважину можно рассматривать в качестве деформографа [Roeloffs, 1996; Zeumann et al., 2008]. Фазовый сдвиг между вариациями уровня воды в скважине и компонентами гравитационного потенциала, возникающий из-за того, что требуется некоторое время для перетекания жидкости из пласта в скважину, можно использовать для оценки характеристик коллекторов [Hsieh et al., 1987; Болдина, 2004; Doan et al., 2006; Elkhoury et al., 2006; Болдина, Копылова, 2008; Копылова и др., 2009]. Измерение фазового сдвига по приливному отклику уровня воды в скважинах для мониторинга проницаемости коллектора проводилось за 20-летний период в работе [Elkhoury et al., 2006]. Перед 7 сильными землетрясениями в Южной Калифорнии отмечено резкое увеличение фазового запаздывания реакции уровня на 24° (рис.1.5), что соответствует увеличению проницаемости коллектора в 3 раза (рис.1.6).



Рис. 1.5. Изменение фазового запаздывания уровня воды в двух скважинах в Южной Калифорнии относительно полусуточной компоненты M₂ гравитационного прилива [Elkhoury et al., 2006]: а) землетрясение Сиерра Мадре 1991 г., б) землетрясение Джошуа Три 1995 г. Знак «минус» обозначает запаздывание реакции уровня воды относительно деформации массива



Рис. 1.6. Изменение проницаемости системы скважина-пласт для двух скважин в Южной Калифорнии во время землетрясений [Elkhoury et al., 2006]

Деформации в приливных волнах, можно измерить экспериментально с помощью деформографов, или же рассчитать аналитически по моделям Земли как однородного тела с помощью специальных программ. Неоднородное строение коры приводит к возникновению расхождений между расчетной и экспериментально измеренной величинами деформации в районе наблюдений. За прошедшие десятилетия накоплен значительный материал по исследованию вариаций уровня подземных вод, обусловленных изменением напряженно-деформированного состояния массива под воздействием волн удаленных землетрясений и приливных деформаций. Эти исследования проводились преимущественно в сейсмоактивных регионах [Roeloffs, 1998; Болдина, 2004; Elkhoury et al., 2006; Болдина, Копылова, 2008 и т.д.].

В асейсмичных регионах в качестве зондирующего сигнала для диагностики состояния флюидонасыщенного коллектора могут рассматриваться приливные компоненты, выделяемые в смещении грунта и уровне подземных вод. В платформенных асейсмических областях, где деформографические измерения довольно редки, для контроля приливных деформаций могут быть использованы данные сейсмологических наблюдений с использованием, как отмечалось выше, гравитационных свойств инерционной массы сейсмометра [Рыков, 1996]. Подобные совместные гидрогеологические и сейсмологические наблюдения являлись одной из задач настоящей работы.

Выводы к разделу 1

Проведенный анализ сведений об используемых методах коррекции и областях их применения позволяет сформулировать следующие задачи, решаемые в настоящей работе:

• Развитие и экспериментальная проверка в лабораторных и полевых экспериментах метода коррекции волновых форм для различных измерительных каналов в широком частотном диапазоне. Определение границ применимости метода.

• Применение методов коррекции волновых форм при проведении сейсмического мониторинга на территории Восточно-Европейской платформы.

• Определение возможных источников возникновения ошибок при оценке характеристик очагов слабых сейсмических событий.

• Проведение совместного анализа результатов сейсмических и гидрогеологических наблюдений для определения особенностей приливного отклика трещинно-порового коллектора подземных вод.

2. Метод коррекции частотной характеристики датчиков

2.1 Теоретическая основа исследований

Коррекция обратным фильтром является универсальным средством уменьшения нижней граничной частоты датчика [Havskov, Alguacil, 2002]. При этом серьезной проблемой при реализации обратного фильтра является наличие полюса в его передаточной функции на нулевой частоте. По этой причине величину нижней граничной частоты приходится ограничивать ДЛЯ обеспечения устойчивости корректирующего фильтра. В данной работе рассматривается один из таких способов. Схематично на рис. 2.1 представлены АЧХ сейсмометра, корректирующей схемы и сейсмометра после коррекции. Математически процесс коррекции частотной области В описывается следующим образом:

$$F_1 \cdot F_k = F_2, \tag{2.1}$$

где F_1 - частотная характеристика корректируемого датчика, F_k - частотная характеристика корректирующей схемы, F_2 - частотная характеристика для устройства, получаемого в результате коррекции.



Рис. 2.1 АЧХ сейсмометра, схемы коррекции и сейсмометра после коррекции [Havskov, Alguacil, 2002]

Общее уравнение корректирующей схемы:

$$F_{k}(s) = \frac{\sum_{i=0}^{m} a_{i} s^{i}}{\sum_{j=0}^{n} b_{j} s^{j}} = \frac{s^{2} + 2 \cdot h \cdot \omega_{0} \cdot s + \omega_{0}^{2}}{s^{2} + 2 \cdot h \cdot \omega_{1} \cdot s + \omega_{1}^{2}}.$$
(2.2)

Коэффициенты a_i , b_j и порядок многочленов в числителе и знаменателе *i* и *j* различны для каждого конкретного случая и задаются численно, *s* - комплексная переменная. В нашем случае i = j = 2, $a_0 = \omega_0^2$, $a_1 = 2 \cdot h \cdot \omega_0$, $a_2 = 1$, $b_0 = \omega_1^2$, $b_1 = 2 \cdot h \cdot \omega_1$, $b_2 = 1$, где ω_0 - собственная частота сейсмического датчика, а ее требуется понизить до $\omega_1 \ll \omega_0$. Значения параметров *h*, ω_0 и ω_1 меняется в зависимости от самого датчика и места его размещения. Функцию (2.2) можно реализовать также в виде суммы трех передаточных функций: передаточной функции фильтра верхних частот $\frac{s^2}{s^2 + 2 \cdot h \cdot \omega_1 \cdot s + \omega_1^2}$, передаточной функции полосового фильтра $\frac{2 \cdot h \cdot \omega_0 \cdot s}{s^2 + 2 \cdot h \cdot \omega_1 \cdot s + \omega_1^2}$ и передаточной функции фильтра

Во временной области в цифровом виде корректирующий фильтр (2.2) можно получить с помощью билинейного преобразования, произведя замену *s* на $\frac{2 \cdot Fs \cdot (Z-1)}{Z+1}$, где *Fs* - частота дискретизации записи. После алгебраических преобразований получим:

$$G(Z^{-1}) = \frac{Z^2 \cdot (4 \cdot Fs^2 + 4 \cdot Fs \cdot h \cdot \omega_0 + \omega_0^2) + Z \cdot (-8 \cdot Fs^2 + 2 \cdot \omega_0^2) + 4 \cdot Fs^2 - 4 \cdot Fs \cdot h \cdot \omega_0 + \omega_0^2}{Z^2 \cdot (4 \cdot Fs^2 + 4 \cdot Fs \cdot h \cdot \omega_1 + \omega_1^2) + Z \cdot (-8 \cdot Fs^2 + 2 \cdot \omega_1^2) + 4 \cdot Fs^2 - 4 \cdot Fs \cdot h \cdot \omega_1 + \omega_1^2}, \quad a$$

после деления числителя и знаменателя на Z²

$$G(Z^{-1}) = \frac{\left[1 + \frac{a1}{a2} \cdot Z^{-1} + \frac{a0}{a2} \cdot Z^{-2}\right] \cdot \frac{a2}{b2}}{\left[1 + \frac{b1}{b2} \cdot Z^{-1} + \frac{b0}{b2} \cdot Z^{-2}\right]},$$
(2.3)

где Z^{-1} – задержка сигнала на один шаг по времени dt=1/Fs. Таким образом, разностное уравнение цифрового фильтра будет выглядеть следующим образом:

$$Y(n) = -\frac{b1}{b2} \cdot Y(n-1) - \frac{b0}{b2} \cdot Y(n-2) + \left[X(n) + \frac{a1}{a2} \cdot X(n-1) + \frac{a0}{a2} \cdot X(n-2) \right] \cdot \frac{a2}{b2},$$
(2.4)

где Y(n) – сигнал на выходе корректирующего фильтра, X(n) – сигнал на входе корректирующего фильтра (исходная сейсмограмма), а коэффициенты a_0 , a_1 , a_2 , b_0 , b_1 и b_2 являются функциями Fs, ω_0 , ω_1 и h, где Fs - частота дискретизации записи, ω_0 - собственная частота сейсмометра, ω_1 - новая собственная частота сейсмометра, по величине более низкая, чем ω_0 , h затухание сейсмометра. В уравнении (2.4) обозначено:

$$a_{0} = \omega_{0}^{2} + 4 \cdot Fs^{2} - 4 \cdot Fs \cdot h \cdot \omega_{0}, \ b_{0} = \omega_{1}^{2} + 4 \cdot Fs^{2} - 4 \cdot Fs \cdot h \cdot \omega_{1},$$

$$a_{1} = -(8 \cdot Fs^{2} - 2 \cdot \omega_{0}^{2}), \ b_{1} = -(8 \cdot Fs^{2} - 2 \cdot \omega_{1}^{2}),$$

$$a_{2} = 4 \cdot Fs^{2} + 4 \cdot h \cdot Fs \cdot \omega_{0} + \omega_{0}^{2}, \ b_{2} = 4 \cdot Fs^{2} + 4 \cdot h \cdot Fs \cdot \omega_{1} + \omega_{1}^{2}.$$

(2.5)

Численная коррекция сейсмограммы пропусканием ее через корректирующий фильтр не вызывает никаких затруднений при любых значениях затухания h. Однако схемная реализация передаточной функции (2.2) существенно упрощается, если установить в геофоне затухание h = 1:

$$F_{K}(s) = \frac{s^{2} + 2 \cdot \omega_{0} \cdot s + \omega_{0}^{2}}{s^{2} + 2 \cdot \omega_{1} \cdot s + \omega_{1}^{2}} = \frac{(s + \omega_{0})^{2}}{(s + \omega_{1})^{2}} = \frac{s + \omega_{0}}{s + \omega_{1}} \cdot \frac{s + \omega_{0}}{s + \omega_{1}} \cdot \frac{s + \omega_{0}}{s + \omega_{1}} \quad .$$
(2.6)

Реализовать функцию (2.6) можно последовательным соединением двух одинаковых звеньев 1-го порядка $\frac{s+\omega_0}{s+\omega_1}$, выполняющих функцию интегрирования сигнала в полосе частот от ω_1 до ω_0 . Схема такого интегратора представлена на рис. 2.2. Передаточная функция схемы на рис. 2.2 записывается как усиление для неинвертирующего усилителя [Кабыченко и др., 2011а]:

$$H_{1}(s) = 1 + \frac{\frac{1}{s \cdot C} \cdot R2}{(\frac{1}{s \cdot C} + R2) \cdot R1} = \frac{s + \frac{1}{C \cdot \frac{R1 \cdot R2}{R1 + R2}}}{s + \frac{1}{C \cdot R2}} = \frac{s + \omega_{0}}{s + \omega_{1}}$$
(2.7)

Сопоставляя слагаемые в левой и правой частях (2.7), находим формулы для вычисления сопротивлений R_1 и R_2 при заданном значении емкости C:

$$R_{1} = \frac{1}{C \cdot (\omega_{0} - \omega_{1})},$$

$$R_{2} = \frac{1}{C \cdot \omega_{1}}.$$
(2.8)

Интегратор на рис. 2.2 также пригоден и для коррекции "завала" АЧХ датчика в области верхних частот, но в этом случае номинал R_1 получается отрицательным и его надо реализовать схемой отрицательного сопротивления (рис. 2.3).



В численном виде реализация корректирующего фильтра верхних частот записывается следующим образом:

$$F_{kh}(s) = \frac{s^2 + 2 \cdot h \cdot \omega_{v0} \cdot s + \omega_{v0}^2}{s^2 + 2 \cdot h \cdot \omega_{v1} \cdot s + \omega_{v1}^2} \cdot \left(\frac{\omega_{v1}}{\omega_{v0}}\right)^2,$$
(2.9)

где ω_{v0} - верхняя граничная частота сейсмометра, ω_{v1} - новая верхняя граничная частота сейсмометра.

2.2 Оценка шумов измерительных каналов

Коррекция частотных характеристик сейсмометров имеет своей основной целью расширение частотного диапазона датчика в область низких частот. Опыт разработчиков сейсмометров показывает, многих что нижнюю граничную частоту можно уменьшить в 10-20 раз, пропуская сигнал с выхода рабочей катушки сейсмометра через корректирующий фильтр, восстанавливающий усиление частотных компонент сигнала, ослабленных механической колебательной системой сейсмометра [Харченко, 1956; Карандеев, Гик, 1959; Гик, Карандеев, 1962; Рыков, 1963; Рыков, 1972; Аки, Ричардс, 1982; Havskov, Alguacil, 2002]. Однако, выигрывая в частотном диапазоне, мы неизбежно проигрываем в шумовых характеристиках канала. Действительно, такой параметр сейсмометра как собственный шум прямо пропорционален затуханию и обратно пропорционален инерционной массе сейсмометра [Аки, Ричардс, 1982]. Поэтому, расширяя нижнюю граничную частоту, например, датчика GS-20DX с инерционной массой 0.011 кг, имеющего собственную частоту 10 Гц, до 0.5 Гц, т. е. до нижней граничной частоты сейсмометра СМ-ЗКВ, у которого инерционная масса равна 2.2 кг, придется мириться с повышенным по сравнению с СМ-3КВ шумом (разность в определяет соответствующее различие в шумах) инерционных массах [Беседина и др., 2011а].

В данном разделе на основе расчета шумов измерительных каналов, содержащих сейсмические датчики, усилители и корректирующие фильтры, расширяющие частотные характеристики каналов в область низких частот, впервые оцениваются границы применимости подобных устройств в практике сейсмических наблюдений.

2.2.1 Модельный расчет шумов измерительного канала

С целью снижения шума канала необходимо подобрать малошумящий предварительный усилитель, поскольку снизить шум самого первичного преобразователя сложно. Величина шума задана конструкцией датчика и поэтому речь может идти только о предельном снижении добавки к этому шуму со стороны, главным образом, предварительного усилителя. Схема коррекции частотной характеристики располагается обычно после предварительного усилителя, и поэтому ее шумы практически не влияют на общий шум канала.

Рассмотрим некоторые факторы, влияющие на шум сейсмометра и шум предварительного усилителя. Основной вклад в шумы датчиков дает воздействие на маятник тепловых движений молекул воздуха (Броуновское движение) [Аки, Ричардс, 1982; Rodgers, 1992a]:

$$S_{nn} = 16 \cdot \frac{\pi \cdot k \cdot T \cdot h \cdot f_0}{M} (M/c^2)^2 / \Gamma \mathfrak{U}.$$
(2.10)

Эта величина может быть пересчитана на двойную амплитуду скорости в полосе 1 октава на каждой частоте. В соотношении (2.10) S_{nn} – спектр мощности ускорения массы на пружинном подвесе $(M/c^2)^2/\Gamma ц$, k - постоянная Больцмана, равная $1.38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К, T - температура в градусах Кельвина (обычно принимают T = 293K), f_0 – собственная частота сейсмометра в Гц, M - инерционная масса в кг, h - безразмерное затухание датчика. Для сейсмометра СМ–3КВ в соответствии с (2.10) величина $S_{nn} = 8 \cdot 10^{-20}$ (M/c^2)²/Гц, а для геофона GS-20DX $S_{nn} = 1.7 \cdot 10^{-16}$ (M/c^2)²/Гц.

Рассчитаем двойную амплитуду шума для датчиков GS-20DX и CM–3KB, предполагая, что его величина будет в пределах $\pm 1.64 \cdot \sigma$ (σ – стандартное отклонение от среднего значения) для частоты 0.5 Гц в полосе 1 октава ($\Delta F = F_0 \cdot 0.707$) с вероятностью 0.95. Удобно привести шум к массовой скорости грунта:
$$\dot{X}_{GS-20DX} = \sqrt{\frac{S_{nn}}{\omega^2} \cdot 0.5 \cdot 0.707} \cdot 3.28 = 8 \cdot 10^{-9} \text{ M/c}$$
(2.11)

$$\dot{X}_{CM-3KB} = \sqrt{\frac{S_{nn}}{\omega^2} \cdot 0.5 \cdot 0.707} \cdot 3.28 = 1.7 \cdot 10^{-10} \text{ M/c}$$
 (2.12)

Обычно предварительный усилитель строят на основе операционного усилителя. В нашем случае предпочтение следует отдать неинвертирующему усилителю, поскольку он имеет высокоомный вход, и поэтому демпфирующий резистор, нагружающий рабочую обмотку датчика, не влияет на коэффициент усиления самого усилителя. В таких усилителях шумовой ток операционного усилителя течет сопротивлению ПО катушки датчика, создавая соответствующее напряжение шума. Однако, выбрав подходящую микросхему с небольшим шумовым током, это напряжение шума можно снизить. На рис. 2.4 показана предложенная в [Rodgers, 1992a] схема неинвертирующего усилителя с указанием внутренних шумов: шумового напряжения Vnn, шумового тока Inn - и Inn + на входах операционного усилителя и шума Джонсона J_{nn} , возникающего при тепловом возбуждении электронов внутри резисторов. Общий электрический шум Е_{лл}, возникающий на входах предварительного усилителя, описан в [Rodgers, 1992a] и задается следующим образом:

$$E_{nn} = V_{nn} + I_{nn}R^2 + J_{nn}, \qquad (2.13)$$

где для случая неинвертирующего усилителя R - это последовательное соединение демпфирующего резистора R_s и параллельно соединенных резисторов усилителя R_1 и R_2 . Спектры общего электрического шума E_{nn} , шумового напряжения V_{nn} и теплового шума Джонсона J_{nn} измеряются в единицах B^2/Γ ц, а спектры шумовых токов I_{nn} в A^2/Γ ц. Шумовые параметры операционного усилителя растут с уменьшением частоты, начиная с некоторого

граничного значения. В работе [Rodgers, 1992а] предложены следующие аналитические зависимости спектров шумового напряжения и тока от частоты:

$$V_{nn} = V_{nn0} \cdot \left[\frac{F_{\Gamma PV}}{F} + 1\right] \cdot 10^{-18} \text{ B}^2 / \Gamma \mathrm{II}, \qquad (2.14)$$

$$I_{nn} = I_{nn0} \cdot \left[\frac{F_{\Gamma PI}}{F} + 1\right] \cdot 10^{-24} \text{ A}^2 / \Gamma \mathfrak{U}$$

$$(2.15)$$

где V_{nn0} и I_{nn0} - паспортные величины в нВ²/Гц и нА²/Гц, соответственно, а F_{IPV} и F_{IPI} - граничные частоты в Гц, ниже которых шум нарастает обратно пропорционально частоте, F - частота в Гц.



Рис. 2.4 Схема неинвертирующего усилителя [Rodgers, 1992a]

Лабораторные измерения показали, что с точки зрения шумов в качестве предварительных усилителей можно рекомендовать микросхемы OPA111, OP37 и TLE2037. Операционный усилитель TLE2037, который далее будет использоваться для оценки шумов корректирующей схемы с усилителем, имеет следующие шумовые характеристики (проспект фирмы Texas Instruments):

$$V_{nn0} = 1.5 \text{ HB}^2/\Gamma$$
ц при $F_{IPV} = 7.6 \Gamma$ ц, (2.16)

$$I_{nn0} = 0.37$$
 н A^2/Γ ц при $F_{IPI} = 150$ Гц. (2.17)

Далее рассмотрим, как соотносятся шумы сейсмометров с минимальным и максимальным мировыми уровнями микросейсм, рассчитанными по модели Петерсона [Peterson, 1993]. Для этого в программе MULTISIM были численно смоделированы измерительные каналы В составе "сейсмоприёмник предварительный усилитель – корректирующий фильтр" для геофона GS-20DX сейсмометра СМ-3КВ. Ha рис. 2.5 показаны И спектры шумов GS-20DX корректированных геофона И сейсмоприемника CM-3KB c усилителем TLE2037 в сопоставлении с максимальным и минимальным уровнями микросейсм по модели Петерсона.



Рис. 2.5 Спектры двойной амплитуды скорости в полосе 1 октава: шум GS-20DX с усилителем TLE2037 после коррекции (1); шум CM-3KB с усилителем TLE2037 после коррекции (2); минимальный (3) и максимальный (4) уровень микросейсм по модели Петерсона [Peterson, 1993]

Шумы канала, включающего сейсмический датчик, усилитель и корректирующий фильтр, приведены к массовой скорости грунта в полосе 1 октава ($\Delta F = F_0 / \sqrt{2}$). Из графика видно, что шумы канала геофона GS-20DX более чем на порядок превышают минимальный уровень микросейсм, но не выходят за уровень максимального микросейсмического фона. Уровень шумов, отвечающих СМ-3KB, позволяет регистрировать штормовые микросейсмы (широкий пик на частотах 0.08-2 Гц, периоды 0.5-12 с), но на рабочих частотах СМ-3KB от 2 Гц до 40 Гц шум измерительного канала превышает уровень минимальных микросейсм. Анализ графиков на рис. 2.5 показывает, что

откорректированные датчики с нижней граничной частотой, отодвинутой в область низких частот (GS-20DX до 0.5 Гц, СМ-3КВ до 0.01 Гц) пригодны для регистрации сильных сигналов, превышающих уровень минимальных В дальнейшем микросейсм. датчики с расширенными частотными характеристиками с помощью коррекции будем называть корректированными сейсмометрами.

Теперь рассмотрим, как согласуется шум откорректированных датчиков с реальными сейсмическими сигналами. Для этого на исходные спектры, приведённые на рис. 2.5, наложим спектры сейсмических событий.

На рис. 2.6 представлен амплитудный спектр сигнала от промышленного взрыва в карьере ЗАО "Михайлов-цемент" (Рязанская обл.) с М=2.5 02.07.2010, зарегистрированный малоапертурной группой, расположенной на территории геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН. Группа оснащена сейсмометрами СМ-3КВ, которые установлены в приямках глубиной около 1 м на глинистом грунте. Расстояние от эпицентра составило 152 км. На частотах выше 1-2 Гц сигнал от взрыва превышает шум откорректированного геофона, т. е. геофон GS-20DX с корректирующим устройством способен регистрировать колебания на частотах от 1-2 Гц до 100-200 Гц. К сигналам, попадающим в этот частотной диапазон, относятся сейсмические волны от промышленных взрывов и группа объемных волн от региональных и локальных землетрясений.

На рис. 2.7 показан амплитудный спектр Чилийского землетрясения M=8.8 27.02.2010, зарегистрированного широкополосным сейсмоприёмником STS-2, установленным в шахте на глубине 20 м в массиве известняка. Колебания от Чилийского землетрясения имеют в своем спектре периоды от 3-4 с до 500 с. Ограничение правой ветви амплитудного спектра землетрясения обусловлено частотой дискретизации 1 Гц исходной записи. Для того, чтобы регистрировать такие периоды (по крайней мере, 10-100 с) требуется расширение полосы рабочих частот сейсмоприемника СМ-3КВ. Заметим, что сейсмический сигнал при землетрясениях такой силы значительно превышает уровень шума канала, включающего СМ-3КВ, усилитель и корректирующий фильтр.



Рис. 2.6. Спектры двойной амплитуды скорости в полосе 1 октава: массовый взрыв на карьере Михайлов-цемент, зарегистрированный на станции «Михнево», М=2.5, R=152 км (1); шум GS-20DX с усилителем TLE2037 после коррекции (2); шум СМ-ЗКВ с усилителем **TLE2037** после коррекции (3): минимальный (4) и максимальный (5) уровень микросейсм по модели Петерсона [Peterson, 1993]



Рис. 2.7. Спектры двойной амплитуды скорости в полосе 1 октава: землетрясение в Чили, зарегистрированное на станции «Михнево» сейсмометром STS-2, М=8.8, частота дискретизации исходной записи 1 Гц (1); шум GS-20DX с усилителем TLE2037 после коррекции (2); шум СМ-3КВ с усилителем **TLE2037** после (4)коррекции (3); минимальный И максимальный (5) уровень микросейсм по модели Петерсона [Peterson, 1993]

2.2.2 Экспериментальная оценка шума измерительного канала

Описанная выше модель определения шума сейсмометра включала один основной источник шума – воздействие тепловых движений молекул воздуха на маятник. Однако собственные шумы сейсмоприемников имеют и другие источники: тепловые шумы катушки магнитоэлектрического преобразователя, шумы элементов упругого подвеса маятника, архимедовы силы, действующие на маятник при изменениях давления и температуры окружающей среды, а также воздействие конвективных потоков возникающих воздуха, при прогреве. Некоторые неравномерном ИЗ этих процессов могут быть

зарегистрированы термометрами, барометрами и дp. И соотношение сигнал/шум при таких процессах можно описать через функции спектральной $SNR = \frac{X(\omega) + B_2(\omega)}{N(\omega) + B_1(\omega)},$ [Кислов, 2009]: мощности где $X(\omega)$ плотности характеристика полезного сигнала, $N(\omega)$ - характеристика внутреннего шума прибора, $B_1(\omega)$ - «определимая» и $B_2(\omega)$ - «неопределимая» составляющие сейсмического шума. Оценка шумов от источников такого рода является трудоемкой учетом проведения достаточно c большого количества дополнительных лабораторных исследований. Поэтому для измерения шума сейсмоприемника применялся также метод измерения шума измерительного канала в реальных условиях.

При использовании сейсмометра для проведения измерений канал регистрации состоит из собственно сейсмометра и усилителя. Собственные шумы механической части сейсмографа весьма невелики. Современные усилительные схемы также незначительно увеличивают общий шум и поэтому непосредственно измерить шум сейсмометра затруднительно, т. к. сейсмический фон создает большие помехи и не представляется возможным четко определить, где шум, а где фон [Беседина и др., 2011б].

Для измерения шума канала регистрации в наших экспериментах использовалась методика, описанная в [Rodgers, 1992b], в основе которой лежит регистрация одного и того же процесса двумя одинаковыми приборами. На рис. 2.8 показана схема для измерения собственных шумов сейсмических датчиков. Два одинаковых канала регистрации с передаточными функциями H устанавливались рядом друг с другом для проведения записи. Предполагалось, что шумы сейсмометров некогерентны, а общим сигналом для них является сейсмический фон. Фоновое ускорение грунта со спектральной плотностью мощности P_{aa} воздействует на оба сейсмометра. Некоррелированные между собой собственные шумы со спектральными мощностями P_{mn} и P_{mm} суммируются с выходными сигналами каналов, образуя результирующие

выходные сигналы *x* и *y*. Предполагается также, что система линейна, все три процесса *m*, *n* и *a* независимы.

Используя эти предположения, можно записать выражения для спектральной плотности мощности выходного сигнала каждого из датчиков:

$$P_{xx} = P_{ss} + P_{nn}, \ B^2 / \Gamma u, \qquad (2.18)$$

$$P_{yy} = P_{ss} + P_{mm}, \ B^2 / \Gamma u, \qquad (2.19)$$

где

$$P_{ss} = \left|H\right|^2 \cdot P_{aa}, \ B^2 / \Gamma u \,. \tag{2.20}$$

Если рассмотреть взаимный спектр мощности выходных сигналов двух датчиков P_{xy} , то окажется, что он имеет только одну составляющую, когерентную и с x и с y, т. к. процессы m, n и a независимы:

$$P_{xy} = P_{ss} \,. \tag{2.21}$$



Рис. 2.8. Схема измерения смесей собственных шумов *P*_{nn}, *P*_{mm} с микросейсмами *P*_{aa} двумя идентичными рядом расположенными сейсмометрами, представленными передаточными функциями *H* [Rodgers, 1992b]

Поскольку P_{ss} является реальной, положительной и четной функцией, то эти свойства относятся и к P_{xy} , что позволяет извлечь в дальнейшем из P_{xy} квадратный корень. Нормированная функция когерентности между x и y запишется следующим образом:

$$\gamma^2 = \frac{\left|P_{xy}\right|^2}{P_{xx} \cdot P_{yy}}.$$
(2.22)

Предполагалось, что *m* и *n* независимые произвольные процессы, поэтому

$$P_{mm} = P_{nn}. \tag{2.23}$$

Используя (2.23), равенство (2.22) после извлечения корня можно переписать в следующем виде:

$$\gamma = \frac{P_{xy}}{P_{xx}}.$$
(2.24)

Из равенства (2.18) можно получить собственные шумы измерительного канала:

$$P_{nn} = P_{xx} - P_{ss} = P_{xx} - P_{xy} = P_{xx} \cdot (1 - \frac{P_{xy}}{P_{xx}}), \qquad (2.25)$$

$$P_{nn} = P_{xx} \cdot (1 - \gamma), \ B^2 / \Gamma \psi.$$
(2.26)

Аналогично для P_{nn} :

$$P_{mm} = P_{yy} \cdot (1 - \gamma), \ B^2 / \Gamma \psi.$$

$$(2.27)$$

Обычно эти шумы относят ко входам сейсмометров:

$$P_{NN} = \frac{P_{xx}}{|H|^2} \cdot (1 - \gamma), \ (M/c^2)^2 / \Gamma u$$
(2.28)

$$P_{MM} = \frac{P_{yy}}{|H|^2} \cdot (1 - \gamma), \ (m/c^2)^2 / \Gamma u .$$
(2.29)

Использование данного метода не позволяет получить запись собственного шума канала в виде функции времени. Для получения шумовой дорожки можно использовать следующую методику. Так же, как и в предыдущем случае рассматриваются два одинаковых измерительных канала «сейсмограф - усилитель» (рис. 2.8). Предполагается, что шумы сейсмометров *n* и *m* некогерентны, а общим сигналом *s* для них является сейсмический фон,

т. е. выходной сигнал одного измерительного канала x = s + n, а второго Если случайные величины y = s + m. x И v являются нормально распределенными и коэффициент корреляции для них составляет $\gamma = 1$, это означает, что между величинами имеется линейная зависимость [Вентцель, 1969]. Для получения некогерентных компонент (шума измерительного канала) необходимо привести систему нормально распределенных величин x и y к каноническому базису, в котором коэффициент корреляции для них $\gamma = 0$ [Вентцель, 1969]. При этом координатные оси совпадут с главными осями эллипса рассеивания (переход к новому базису осуществляется путем параллельного переноса начала координата и поворота координатных осей).

2.2.3 Результаты экспериментов

Для выяснения критерия применимости численной коррекции важно определить нижнюю граничную частоту, до которой можно выполнять коррекцию: ниже этой частоты сигнал не выделяется на фоне шума, и коррекция теряет смысл.

Измерение собственных шумов геофона GS-20DX и сейсмометра СМ-ЗКВ проводилось описанной выше методикой (2.18-2.29) в лабораторных условиях. На постаменте, расположенном в подвале здания ИДГ РАН, устанавливались два одинаковых датчика GS-20DX и два одинаковых сейсмометра СМ-3КВ для измерения вертикальной компоненты микросейсмического фона. Для анализа взяты реализации двух сейсмограмм 15 мин, записанных при частоте дискретизации 100 Гц. длительностью Отметим, что ИДГ РАН расположен в непосредственной близости от Ленинского проспекта с большим транспортным потоком, что проявляется повышенным уровнем техногенных шумов.

Используя описанные выше методы определения шума измерительного канала, удалось выделить квазистационарный шум в выходном сигнале датчиков. Эффективные значения шума и сигнала, определенные по первому методу, составляют для геофона 2.2·10⁻⁸ м/с и 5.8·10⁻⁷ м/с соответственно в полосе 1-50 Гц. На рис. 2.9 представлен амплитудный спектр скорости выходного канала и доли шума в выходном канале геофона GS-20DX, определенные по первому методу. Соотношение сигнал-шум становится близко к 1 при частотах ниже 1 Гц. Это говорит о том, что на более низких частотах коррекцию проводить бессмысленно.

На рис. 2.10 приведены спектры скорости шума и выходного сигнала сейсмометра СМ-3КВ. Стоит отметить, что данные на рис. 2.9 и рис. 2.10 приведены без какой-либо коррекции. По результатам проведенного анализа получено, что эффективное значение шума сейсмоприемника СМ-3КВ составляет $1.7 \cdot 10^{-8}$ м/с, что на два порядка ниже уровня сейсмического фона в месте проведения измерений $1.8 \cdot 10^{-6}$ м/с в диапазоне частот 0.01-50 Гц. На частотах ниже 0.1 Гц соотношение сигнал-шум становится близко к 1, поэтому коррекцию разумно проводить до нижней граничной частоты 0.1 Гц.



Рис. 2.9. Амплитудный спектр скорости: выходного сигнала регистрирующего канала GS-20DX (черная линия); компонента шума в выходном сигнале регистрирующего канала GS-20DX (синяя линия)



Рис. 2.10. Амплитудный спектр скорости: выходного сигнала регистрирующего канала СМ-3КВ (черная линия); компонента шума в выходном сигнале регистрирующего канала СМ-3КВ (синяя линия)

Используя второй метод выделения шума, можно получить шумовую дорожку датчика. На рис. 2.11 представлены микросейсмы и шум измерительного канала геофона GS-20DX. Эффективные значения амплитуды микросейсм и шума для геофона составляют, соответственно, 5.9·10⁻⁷ м/с и 2.9·10⁻⁸ м/с. Для сейсмометра CM-3KB эффективное значение шума - 1.6·10⁻⁸ м/с, а амплитуды микросейсм - 1.9·10⁻⁶ м/с.



Рис. 2.11. Микросейсмы (сверху) и шум (снизу), полученные на постаменте ИДГ РАН для геофона GS-20DX

Эффективные значения собственных шумов измерительного канала, полученных описанными выше методами, находятся в хорошем соответствии и дополняют друг друга. Заметим, что полученные критерии применимости численной коррекции справедливы в том случае, если сейсмический датчик используется для регистрации микросейсмического фона. И граничная частота, до которой возможна коррекция, будет зависеть от уровня микросейсмического фона в месте конкретного размещения датчиков.

2.3 Исследование АЧХ и ФЧХ датчиков при численной коррекции

Исследование частотных характеристик корректированного сейсмометра проводилось на примере малогабаритного геофона GS-20DX [Беседина и др.,

2013а]. Сперва выполнялось модельное построение АЧХ и ФЧХ для датчика GS-20DX с параметрами $f_0 = 10$ Гц, h = 0.707, G = 20 В/м/с. С помощью рассматриваемого метода коррекции было выполнено расширение частотной характеристики геофона в область низких частот до собственной частоты сейсмометра СМ-3КВ $f_1 = 0.5$ Гц.

На рис. 2.12 представлены АЧХ и ФЧХ для величины затухания геофона, схемы коррекции и СМ-3КВ *h* = 0.707. Как мы видим, при одинаковых значениях затухания геофона и корректирующего фильтра наблюдается идеальное совпадение для характеристик геофона с расширенной частотной характеристикой и сейсмометра СМ-3КВ.

В том случае, если точно определить величину затухания геофона нет возможности или используется упрощенная процедура коррекции сейсмограмм, например при величине h=1 корректирующего фильтра, вид частотных характеристик корректированного геофона меняется (рис. 2.13). Но даже в этом случае результаты вполне удовлетворительные: на АЧХ корректированного геофона появляется горб высотой 2.5 дБ, фазовая характеристика искажена также в разумных пределах.



Рис. 2.12. АЧХ (сверху) и ФЧХ (снизу) для геофона GS-20DX и сейсмометра CM-3KB при величине затухания h = 0.707. Черная пунктирная линия – CM-3KB, синяя линия – GS-20DX, серая сплошная линия – схема коррекции, красная линия – геофон GS-20DX с расширенной частотной характеристикой



Рис. 2.13. АЧХ (сверху) и ФЧХ (снизу) для геофона GS-20DX и сейсмометра CM-3KB при величине затухания геофона и CM-3KB h = 0.707 и при затухании h = 1 корректирующего фильтра. Черная пунктирная линия – CM-3KB, синяя линия – GS-20DX, серая сплошная линия – схема коррекции, красная линия – геофон GS-20DX с расширенной частотной характеристикой

На следующем этапе фазовая характеристика корректированного геофона исследовалась в лабораторных условиях. Для этого на вибростенде «ПСВУ» в ИДГ РАН была снята ФЧХ геофона GS-20DX с параметрами $f_0 = 10$ Гц, h = 0.707, G = 20 B/м/с и сейсмоприемника CM-3KB ($f_1 = 0.5$ Гц) в частотном диапазоне 0.8-16 Гц. Далее синтезировался цифровой фильтр корректирующей схемы, и рассчитанные значения фазы суммировались с эмпирическими данными ФЧХ геофона. На рис. 2.14 представлены фазовые характеристики сейсмометра СМ-3КВ, геофона GS-20DX, полученные экспериментально, а также ФЧХ геофона после коррекции до нижней граничной частоты 0.5 Гц для корректирующей схеме Ha затухания В h = 0.707. рис. 2.15 значения представлены аналогичные зависимости с той лишь разницей, что величина затухания в схеме коррекции h = 1.



Рис. 2.14. ФЧХ сейсмометра СМ-3КВ (черная линия), геофона GS-20DX (синяя линия) и геофона с расширенной частотной характеристикой до частоты 0.5 Гц (красная линия) при значении затухания в корректирующей схеме h = 0.707

«Новая» фазовая характеристика (пунктирная линия на рис. 2.14) хорошо согласуется с ФЧХ сейсмометра СМ-3КВ, в то время как на рис. 2.15 наблюдается значительное расхождение модифицированной фазовой характеристики геофона (пунктирная линия на рис. 2.15) с ФЧХ СМ-3КВ. На частотах 0.8-5 Гц фазовый сдвиг между корректированным геофоном и СМ-3КВ составляет 12-18 градусов при затухании h = 1, а при h=0.707 величина фазовой задержки на частотах 0.8-2 Гц составляет 2.5-5 градусов, что при частоте опроса измерительного канала 200 Гц соответствует всего 1-3 отсчетам (табл. 2.1).



Рис. 2.15. ФЧХ сейсмометра СМ-3КВ (черная линия), геофона GS-20DX (синяя линия) и геофона с расширенной частотной характеристикой до частоты 0.5 Гц (красная линия) при значении затухания в корректирующей схеме h = 1

Таблица 2.1

Фазовый сдвиг в градусах и отсчетах (при частоте опроса 200 Гц) между корректированным геофоном GS-20DX и сейсмометром CM-3KB.

	h=0.707			h=1
fГu	$\Delta \phi,^{\circ}$	Δφ, отсчеты при	۵œ °	Δφ, отсчеты при
1,14		шаге 0.005 с		шаге 0.005 с
0.8	4.8047	3.3366	16.0558	12.1499
1	4.9150	2.7306	18.0283	10.0158
2	2.5839	0.4400	15.2024	4.2229
5	-0.4232	-0.0470	12.6901	2.4100
8	-0.1078	-0.0074	6.9479	0.4825
10	0.1497	0.0083	2.8203	0.1011
16	2.6127	0.0560	-5.9383	-0.2062

Таким образом, для более точного проведения коррекции и получения надежных результатов необходимо знать величину затухания геофона. Для этого надо провести калибровку электродинамического датчика.



Рис. 2.16. Напряжение на катушке сейсмометра при калибровке ступенькой тока

Суть данной процедуры состоит в следующем: если пропустить через рабочую катушку сейсмоприемника постоянный ток I_0 определенной величины, который сместит ее в магнитном зазоре на величину Δy , а затем резко отключить ток и зарегистрировать напряжение переходного процесса на рабочей катушке, то по первым двум фазам (рис. 2.16) можно вычислить затухание *h*, собственную частоту ω_0 и чувствительность *G* сейсмоприемника

 величину напряжения на рабочей катушке, обусловленную единицей скорости грунта.

Затухание датчика *h* при этом вычисляется по формуле

$$h = \frac{\ln(\frac{U_1}{U_2})}{\sqrt{\pi^2 + \ln^2(\frac{U_1}{U_2})}} , \qquad (2.30)$$

где U_1 и U_2 - первый (положительный) и второй (отрицательный) экстремумы сигнала с выхода рабочей катушки сейсмоприемника. Для затухания h = 0.707 справедливо следующие соотношение для амплитуд колебаний катушки $\frac{U_1}{U_2} = 23$.

При проведении полевых измерений и установки датчиков измерительный канал включает в себя также операционный усилитель, который может вносить дополнительную фазовые искажения. Поэтому при выборе усилителя нужно учитывать его характеристики не только в штатном частотном диапазоне измерительного прибора, но и в предполагаемом расширенном (с помощью коррекции) диапазоне частот.

Лабораторное исследование АЧХ при коррекции проводилось на примере расширения штатного частотного диапазона сейсмоприемника СМ-3КВ (0.5 – 40 Гц) в область низких частот. Для этого на вибростенде «ПСВУ» в ИДГ РАН была снята АЧХ сейсмоприемника СМ-3КВ на частотах ниже 0.5 Гц [Беседина и др., 2011а]. Нижняя частота измерений была ограничена возможностями вибростенда и составляла 0.01 Гц. На рис. 2.17 показаны АЧХ СМ-ЗКВ, полученная на вибростенде, и та же АЧХ после численной коррекции. Подчеркнём, В корректировались что данном случае сейсмограммы (синусоиды), записанные СМ-3КВ, установленным на вибростенде на частотах 0.5, 0.3, 0.1, 0.06, 0.03 и 0.01 Гц. Корректирующая схема позволила расширить

частотный диапазон СМ-3КВ до нижней частоты 0.01 Гц. Таким образом, удалось снизить нижний предел частотной характеристики СМ-3КВ в 50 раз.



Рис. 2.17. Амплитудно-частотные характеристики сейсмоприемника СМ-3КВ (треугольники) и откорректированного СМ-3КВ (ромбы). Коэффициент преобразования по скорости на частоте 5 Гц составляет 20000 *В* · *c* / *м* согласно паспортным данным

2.4 Выделение длиннопериодных составляющих в сейсмических записях

Для проведения непосредственных измерений приливных деформаций применяют деформографы – дорогостоящие приборы, которые в тектонически спокойных регионах типа Восточно-Европейской платформы используются довольно редко. Однако для оценок можно использовать записи имеющихся широкополосных сейсмических датчиков, таких как STS-2 [Кабыченко и др., 20116].

Сейсмометр STS-2 предназначен для регистрации скорости грунта в диапазоне частот от 0.00833 Гц (период 120 с) до ~ 70 Гц. АЧХ сейсмометра на средних и низких частотах можно описать модулем передаточной функции

$$F(s) = \frac{G \cdot s^2}{s^2 + 2 \cdot h \cdot \omega_0 \cdot s + \omega_0^2},$$
 (2.31)

где чувствительность сейсмометра G = 1500 В/м/с, затухание h = 0.707, собственная частота сейсмометра $\omega_0 = 2 \cdot \pi \cdot 0.00833$ с⁻¹, *s* - комплексная переменная. В основе передаточной функции лежит инерционное свойство

подвешенной на пружине массы. На частотах намного ниже 0.00833 Гц инерционная масса движется практически синхронно с корпусом сейсмометра, и поэтому выходной сигнал очень слабый. Например, на частотах суточных и полусуточных приливных волн чувствительность STS-2 уменьшается с 1500 В/м/с до $2.9 \cdot 10^{-3}$ В/м/с и 0.012 В/м/с, соответственно. В силу этого зарегистрировать приливные волны, массовая скорость в которых оценивается как $4 \cdot 10^{-5}$ м/с, весьма проблематично. Выход из этого положения был найден А.В. Рыковым [Рыков, 1996], впервые предложившим учитывать не только инерционные свойства массы сейсмометра, но и гравитационные. Рассмотрим более детально, как влияет гравитация на показания сейсмометра в области периодов приливных волн.

Уравнение движения сейсмометра с учетом воздействия силы тяжести Земли можно представить с помощью уравнения Лагранжа [Рыков, 1996]:

$$\frac{d}{dt}\frac{\partial L}{\partial \dot{x}} - \frac{\partial L}{\partial x} = Q(t), \qquad (2.32)$$

где L = E - P, $Q(t) = -m\ddot{X}$, E - кинетическая энергия, P - потенциальная энергия инертной массы, Q - внешняя сила, m - инертная масса, \ddot{X} - ускорение объекта, на котором установлен сейсмометр. Масса, находясь в поле тяготения Земли и меняя свое положение на высоту x + X, обладает потенциальной энергией, равной работе сил тяготения

$$A = \gamma \frac{mM}{R_0} - \gamma \frac{mM}{R_0 + x + X},$$
(2.33)

где гравитационная постоянная $\gamma = 6.67 \cdot 10^{-11} \frac{M^3}{\kappa \Gamma \cdot c^2}$, масса Земли $M = 6 \cdot 10^{24} \kappa c$, радиус Земли $R = 6.4 \cdot 10^6$ м, x - смещение массы относительно объекта, на котором установлен сейсмометр.

Поскольку $\gamma \frac{M}{R_0^2} = g_0$, то $F = \gamma \frac{mM}{R_0^2} = g_0 m$. Подставляя в (2.33), получим $A = g_0 m R_0 - \frac{g_0 m R_0^2}{R_0 + x + X}.$ (2.34) Работа, совершаемая силами упругости, равна $\frac{1}{2}k(x-z)^2$, где k - коэффициент пропорциональности (жесткость пружины), z - растяжение или сжатие упругого элемента под действием силы тяжести. Полную потенциальную энергию с учетом разложения в ряд Тейлора выражения (2.34) до второго порядка по малому параметру запишем в виде

$$P = g_0 m(x+X) \left[1 - \frac{x+X}{R_0} \right] + \frac{1}{2} k(x-z)^2.$$
(2.35)

Таким образом,

$$L = \frac{1}{2}m\dot{x}^{2} - mg_{0}(x) - \frac{x^{2}}{R_{0}} - \frac{2xX}{R_{0}} + X + \frac{X^{2}}{R_{0}} - \frac{1}{2}k(x-z)^{2}.$$
 (2.36)

Подстановка (2.36) в (2.32) и последующее деление на *m* дает

$$\ddot{x} + (\frac{k}{m} - \omega_z^2) x = -\ddot{X} + \omega_z^2 X, \qquad (2.37)$$

где $\omega_0^2 = \frac{k}{m}$, $\omega_Z^2 = \frac{2g_0}{R_0} = 3.1 \cdot 10^{-6} \text{ c}^{-2}$. При равенстве обеих частот ω_0 и ω_Z частота собственных колебаний вырождается в ноль, и гравитационная сила, действующая на массу, равна инерционной силе. Частота ω_Z является границей, которая разделяет эффективность инерционного способа измерения колебаний от гравитационного способа измерений [Рыков, 1996].

На частотах намного ниже ω_0 выходной сигнал очень слабый. Учет же гравитационных свойств сейсмометра на таких частотах позволяет повысить чувствительность сейсмометра в области периодов приливных волн. Из (2.37) можно найти передаточную функцию по скорости [Кабыченко и др., 20116]:

$$F(s) = \frac{\dot{x}(s)}{\dot{X}(s)} = \frac{-s^2 + \omega_Z^2}{s^2 + \omega_0^2 - \omega_Z^2} \cdot G,$$
(2.38)

где G - чувствительность сейсмометра на частотах выше ω_0 , а затем рассчитать чувствительность сейсмометра на нужной нам частоте.

Частота суточных приливных волн равна $1.16 \cdot 10^{-5}$ Гц, полусуточных - $2.31 \cdot 10^{-5}$ Гц, т. е. эти частоты лежат ниже граничной частоты f_{Z} .

Чувствительность сейсмометра для частот приливных волн можно вычислить из (2.38), положив s = 0: F = 1.72 В/м/с для STS-2. На рис. 2.18 представлены АЧХ STS-2 без учета и с учетом гравитации.



Рис. 2.18. АЧХ сейсмометра STS-2 без учета гравитации Земли (сплошная линия) и с учетом гравитации Земли (пунктирная линия)

Описанная методика была использована для выделения приливных волн из записей сейсмометра STS-2, установленного на постаменте в шахте ГФО "Михнево" ИДГ РАН. Простая полосовая фильтрация в полосе периодов от 28.6 ч до 6.9 ч позволяет выделить из исходной сейсмограммы STS-2 приливные волны в виде электрического напряжения, пропорционального массовой скорости. Напряжение на выходе полосового фильтра можно пересчитать по коэффициенту 1.72 В/м/с, и из скорости путем интегрирования получить смещение в приливной волне для пакета приливных волн. В табл. 2.2 для сравнения приведены значения смещений в приливных волнах M_2 и O_1 , измеренные на ГФО «Михнево», и по литературным данным из работы [Wilhelm et al., 1997].

Таблица 2.2

Приливная волна	55 [°] с. ш. ("Михнево", STS-2)	50 [°] с. ш. ([<i>Wilhelm et al., 1997</i>])
M_2	86 мм	108 мм
O_1	138 мм	100 мм

Смещение и деформации в приливной волне (вертикальная, объемная) линейно зависимы. С помощью программы ETERNA 3.0 для ГФО "Михнево" были рассчитаны вертикальное смещение в приливной волне и вертикальная деформация для одного и того же периода времени.



Рис. 2.19. Теоретический график деформации как функции смещения в приливной волне, полученный с помощью программы ETERNA и аппроксимирующей зависимости $Y = -0.062 \cdot X$

Смещение X положительно при движении вверх, деформация Y положительна при направлении вниз

На рис. 2.19 показана получившаяся в результате зависимость вертикальной деформации приливной вертикального В волне ОТ смещения И $Y = -0.062 \cdot X$. Полученный аппроксимирующая зависимость коэффициент можно использовать для оценки вертикальной деформации в приливной волне вертикальному приливному смещению, полученному записей ПО ИЗ сейсмометра STS-2.

Выводы к разделу 2

• Рассмотрен метод численной коррекции сейсмограмм, который можно использовать для существенного расширения частотного диапазона измерительных приборов в направлении низких частот по сравнению с их паспортными данными.

• На основе лабораторных измерений и модельных расчетов определен критерий применимости данного метода: значительное превышение амплитуды регистрируемого сигнала над собственными шумами системы измерительного канала в исследуемом диапазоне периодов.

• Исследование АЧХ и ФЧХ датчиков и проведенная оценка собственных шумов измерительных каналов СМ-3КВ и GS-20DX различными методами позволяет говорить о возможности использования геофонов GS-20DX с расширенной частотной характеристикой (до 1-3 Гц) для регистрации промышленных взрывов. Сейсмометры СМ-3КВ с расширенной частотной характеристикой могут быть использованы для регистрации колебаний от удаленных землетрясений, включая волны поверхностного типа.

3. Апробация метода коррекции

Оценка шума канала геофона, описанная в предыдущем разделе, позволяет говорить о возможности расширения частотной характеристики, в тех случаях, когда сигнал существенно превышает уровень шума измерительного канала. Апробация метода численной коррекции проводилась на примере расширения частотной характеристики двух приборов: высокочастотного геофона GS-20DX и короткопериодного сейсмометра СМ-ЗКВ, которые, как отмечалось выше, широко используются на территории России для проведения сейсмических наблюдений.

3.1 Расширение диапазона регистрации датчика GS-20DX

3.1.1 Регистрация микросейсмического фона

Для апробации метода численной коррекции была проведена серия экспериментов по регистрации микросейсмического фона на постаменте ИДГ РАН.

На первом этапе выполнялась численная коррекция сейсмограмм, записанных геофоном GS-20DX с целью уменьшения нижней граничной частоты геофона и последующего сравнения скорректированных сейсмограмм с волновыми формами, записанными сейсмоприемником CM-3KB (рис. 3.1). Согласно паспортным данным нижняя граничная частота CM-3KB составляет 0.5 Гц, GS-20DX – 10 Гц (табл. 3.1). На постаменте были установлены сейсмоприемник CM-3KB и геофон GS-20DX для записи вертикальной компоненты микросейсмического фона. Регистрация велась с частотой опроса 200 Гц на трехканальную сейсмостанцию «TIM».

Таблица 3.1

	GS-20DX	СМ-3КВ	REFTEK-151-30	REFTEK-151-60	СМ-3-Д
Чувствитель- ность, В/м/с	20	135	2000	2000	2000
Рабочий диапазон частот, Гц	10-250	0.5-50	0.033 -50	0.017 -50	0.01-50



Рис. 3.1. Сейсмометр СМ-3КВ (справа) и геофоны GS-20DX (слева) на постаменте в ИДГ РАН

Как было выше, численную коррекцию сейсмограмм, показано зарегистрированных геофоном, следует проводить до частоты 1 Гц. На рис. 3.2 представлены записи СМ-3КВ и геофона GS-20DX с расширенной частотной характеристикой до 0.5 Гц, отфильтрованные в диапазоне 1-10 Гц полосовым фильтром. Сейсмограммы 2 и 3 на рис. 3.2 схожи и имеют коэффициент 0.84. Ha рис. 3.3 корреляции представлены спектры сейсмограмм, рис. 3.2. Ha изображенных на спектре сейсмического сигнала, зарегистрированного геофоном с расширенной АЧХ, на частотах меньше 1 Гц наблюдается монотонный рост спектра скорости. Это связано с тем, что на этих частотах величина шума становится существенной по сравнению с уровнем

сигнала, и в этом случае производится уже коррекция шума измерительного канала. Данный пример согласуется с результатами, полученными в разделе 2.2.3, и хорошо иллюстрирует тот факт, что необходимо знать граничную частоту, до которой возможно производить коррекцию для получения достоверных результатов. Таким образом, численная коррекция позволила расширить диапазон нижних частот геофона GS-20DX с исходного значения 10 Гц до 1 Гц.



Рис. 3.2. Сигналы в частотном диапазоне 1-10 Гц, зарегистрированные: геофоном GS-20DX (1); сейсмоприемником СМ-3КВ (2); геофоном GS-20DX с расширенной частотной характеристикой до 0.5 Гц (3)



Рис. 3.3. Спектры сигналов, зарегистрированных: геофоном GS-20DX (черная пунктирная линия); сейсмоприемником CM-3KB (серая линия); геофоном GS-20DX с расширенной частотной характеристикой до 0.5 Гц (черная сплошная линия)

3.1.2 Регистрация промышленных взрывов

Апробация метода коррекции также проводилась в полевых условиях. На территории геофизической обсерватории (ГФО) ИДГ РАН «Михнево» ведется постоянный сейсмический мониторинг малоапертурной сейсмической антенной круговой конфигурации, оборудованной датчиками СМ-3КВ [Санина и др., 2008]. Измерительные станции располагаются по трем концентрическим кругам с радиусами 130 м, 320 м и 600 м, в центре группы установлен трехкомпонентный датчик (рис. 3.4). Характеристики аппаратуры позволяют осуществлять регистрацию сейсмических сигналов региональных, локальных и местных событий. Центральная измерительная точка была дополнена тремя геофонами GS-20DX, ориентированными по разным направлениям (вертикаль, север-юг, запад-восток). Удаленность ГФО «Михнево» от крупных населенных пунктов, автомобильных дорог и железнодорожных магистралей обеспечивает сравнительно слабое влияние шумов техногенной природы на запись сейсмических сигналов. Данный аспект является важным фактором при проведении коррекции.

Запись на геофоны велась с 25.11.2011 г. по 9.12.2011 г. За это время сейсмическая антенна зарегистрировала 45 сейсмических событий – взрывы на карьерах с эпицентральными расстояниями 58-735 км (табл. 3.2). Стоит отметить, что главное достоинство многоканального приема состоит в повышении соотношения сигнал/шум в \sqrt{n} раз, где n - число датчиков в группе. Для 5 событий (№ 1, 7, 21, 38, 40 в табл. 3.2) при одноканальной регистрации не удалось выделить вступления сигналов от взрывов и на записи геофонов с частотной характеристикой, расширенной с помощью коррекции, и на записи СМ-3КВ из-за низких значений соотношения сигнал/шум. Частотная характеристика геофонов расширялась в области низких частот с помощью корректирующего фильтра до 1, 2 или 3 Гц (табл. 3.2) в зависимости от интенсивности регистрируемого сигнала (см. раздел 2). Ограничение в значении нижней граничной частоты геофона при проведении коррекции

приводит к тому, что поверхностные волны, которые характеризуются более низкими частотами, чем объемные, не всегда удается выделить на зарегистрированной сейсмограмме.



Рис. 3.4. Конфигурация малоапертурной сейсмической группы «Михнево». Треугольниками обозначены места расположения сейсмоприемников, черными кружками выделены трехкомпонентные приборы, красными кругами показаны точки размещения датчиков GS-20DX

Таблица	3.	2
		_

N⁰	Дата	Время в очаге	Название карьера	R, км	Координаты		Новая нижняя граничная частота геофона, Гц
1	25.11.2011	08,01,52	Ковров	262	56,3	41,19	-
2	25.11.2011	10,11,21	Пореченский	268	52,59	38,6	3
3	25.11.2011	10,56,42	Пореченский	60	54,49	37,28	2
4	25.11.2011	11,16,32	Данковский	209	53,22	39,03	3
5	25.11.2011	12,07,48	Галичья гора	248	52,82	38,91	2
6	25.11.2011	12,23,43	Новогуровский	59	54,47	37,36	2
7	25.11.2011	13,27,38	Добрятинский	238	55,52	41,39	-
8	28.11.2011	11,02,56	Новогуровский	62	54,46	37,29	2

9	28.11.2011	11,19,12	Афанасьевский	64	55,27	38,61	3
10	28.11.2011	12,29,07	Лип. обл. г. Елец	262	52,63	38,48	2
11	29.11.2011	08,01,49	Ефремов	201	53,19	38,45	3
12	29.11.2011	09,57,36	Венев	58	54,44	37,87	2
13	29.11.2011	09,58,53	Щуровской	71	55,09	38,86	2
14	29.11.2011	11,01,00	Новогуровский	61	54,47	37,29	1
15	30.11.2011	07,04,46	Пятовский (Калуга)	112	54,67	36,07	3
16	30.11.2011	08,00,16	Михайловский ГОК	330	52,31	35,47	2
17	01.12.2011	08,03,07	Афанасьевский	67	55,25	38,69	2
18	01.12.2011	10,52,21	Новогуровский	62	54,46	37,3	3
19	01.12.2011	12,07,49	Новогуровский	62	54,46	37,3	2
20	01.12.2011	12,45,49	Ликинского з-да	241	55,93	41,18	3
21	02.12.2011	07,45,36	Ковров	269	56,39	41,22	-
22	02.12.2011	08,05,53	Касимов	233	54,9	41,42	3
23	02.12.2011	08,19,18	Добрятинский	230	55,62	41,22	3
24	02.12.2011	08,39,08	Погореловский	160	54,14	39,82	2
25	02.12.2011	09,31,00	Пореченский	104	54,11	37,06	3
26	02.12.2011	09,36,36	Костенецкий	246	55,97	41,25	3
27	02.12.2011	09,49,03	Хмелинец	278	52,58	39,09	3
28	02.12.2011	10,20,38	Новогуровский	59	54,46	37,35	3
29	02.12.2011	12,10,02	Лип. обл. г. Елец	265	52,6	38,45	2
30	05.12.2011	11,29,56	Данковский	207	53,26	39,08	2
31	05.12.2011	12,10,09	Галичья гора	247	52,91	39,26	2
32	06.12.2011	09,11,36	Мстера	292	56,8	41,12	1
33	06.12.2011	11,09,43	Новогуровский	62	54,45	37,34	2
34	06.12.2011	11,24,09	Галичья гора	243	52,92	39,15	3
35	07.12.2011	10,52,55	Новогуровский	58	54,51	37,31	1
36	07.12.2011	11,19,02	Данковский	207	53,31	39,24	3
37	07.12.2011	11,23,20	Добрятинский	232	55,56	41,27	3
38	07.12.2011	11,29,40	Ситовский1	278	52,66	39,45	-
39	07.12.2011	11,418,36	Парсуковский	63	54,55	37,07	2
40	07.12.2011	15,11,16	Украина(Малин)	735	50,57	29,54	-
41	08.12.2011	09,40,17	Лип. обл. г. Елец	267	52,57	38,51	2
42	08.12.2011	10,20,38	Венев	59	54,43	37,92	2
43	08.12.2011	10,58,05	Хмелинец	272	52,62	39,01	3
44	08.12.2011	11,16,08	Данковский	205	53,28	39,11	3
45	09.12.2011	07,28,04	Полотняный завод	115	54,69	36,02	2

Обработка данных регистрации промышленных взрывов, приведенная в работе [Черных, 2011], показала, что частоты первых вступлений объемных волн лежат, в основном, в диапазоне частот 4-9 Гц, а для карьеров

Афанасьевский и Щуровский характерны более высокочастотные первые вступления 12-14 Гц.



Рис. 3.5. Сигналы от взрыва № 18 (табл. 3.2) в частотном диапазоне 5-9 Гц, зарегистрированные: геофоном GS-20DX (черная линия); сейсмоприемником CM-3KB (синяя линия); геофоном GS-20DX с расширенной частотной характеристикой до 3 Гц (красная линия)

На рис. 3.5 и рис. 3.6 представлены сейсмограммы и соответствующие спектры события № 18 (табл. 3.2) на Новогуровском карьере в полосе 5-9 Гц, СМ-ЗКВ, геофоном зарегистрированные сейсмометром И геофоном С расширенной частотной характеристикой до 3 Гц. Если некорректированная запись геофона (черная линия) существенно отличается от записи СМЗ-КВ (синяя линия), то корректированная запись геофона (красная линия) очень близка к последней. Восстановленный спектр сигнала, зарегистрированного геофоном GS-20DX, совпадает со спектром сигнала, записанного сейсмометром СМ-ЗКВ (рис. 3.6), что наглядно демонстрирует работу метода коррекции. Пониженные значения спектра сейсмограммы, зарегистрированной СМ-3КВ, на частотах выше 25 Гц наблюдаются фильтра из-за нижних частот, установленного в измерительном канале.



Рис. 3.6. Спектры сигналов от взрыва № 18 (табл. 3.2), зарегистрированные: геофоном GS-20DX (черная линия); сейсмоприемником СМ-3КВ (синяя линия); геофоном GS-20DX с расширенной частотной характеристикой до 3 Гц (красная линия)

взрывов, зарегистрированных на ГФО «Михнево», также Помимо проводилась обработка сейсмических событий, записанных малоапертурной группой «Монаково», расположенной в окрестности села Чудь Нижегородской области Навашинского района [Кишкина и др., 2012]. В состав малоапертурной "Монаково" входят сейсмической группы семь точек наблюдения И регистрации сейсмических колебаний грунта, расположенных на **ДВУХ** условных концентрических окружностях с радиусами около 300 м и 600 – 650 м. В центральной точке установлен широкополосный трехкомпонентный сейсмометр. На внутренней и внешней окружностях расположены по три измерительные точки с трехкомпонентными сейсмометрами каждая. Точки регистрации большой внешней окружности укомплектованы на широкополосными трехкомпонентными сейсмометрами **REFTEK-151-30** (табл. 3.1). Дополнительно точки на внешней окружности оборудованы геофонами GS-20DX. 24-разрядный вертикальными Запись велась на регистратор REFTEK-130 с частотой опроса 200 Гц. Конфигурация и оснащение группы позволяют регистрировать локальные и региональные сейсмические события, а также удаленные землетрясения. За период с 14.05.2013 14.09.2013 было по зарегистрировано 324 техногенных сейсмических события.

Систематическая обработка записей взрывов проводилась за период с 5.07.2013 по 20.07.2013. За это время было зарегистрировано 48 взрывов с эпицентральными расстояниями 55-600 км (табл. 3.3). Коррекция сейсмограмм, записанных геофоном, проводилась до 3 Гц. При одноканальной регистрации не удалось выделить 2 события (№ 29 и 38 из табл. 3.3) из 48 как на записи геофона, так и на сейсмограмме широкополосного датчика REFTEK-151-30. В остальных случаях удалось восстановить записи геофона до записей датчика REFTEK-151-30 для сигналов с частотами первых вступлений объемных волн выше 3 Гц. Сейсмограммы взрыва на Аненковском карьере (№ 35 из табл. 3.3) и соответствующие спектры представлены на рис. 3.7 и рис. 3.8. Как и на записях в Михнево, здесь также наблюдается хорошее соответствие волновых форм и спектров записей корректированного геофона и широкополосного датчика.

Таблица 3.3

Nº	Дата	Время в очаге	Название карьера	R, км	Координаты		Примечание
1	05.07.2013	08:00:07,90	Михайловский ГОК	595	52,35	35,26	
2	05.07.2013	10:56:11,80	Каменищи	179	55,49	45,12	
3	05.07.2013	12:25:51,10	Погореловский	245	54,15	39,66	
4	06.07.2013	05:51:50,90	Исса	274	53,82	44,94	
5	08.07.2013	13:40:51,50	Костенецкий	56	55,77	41,4	
6	08.07.2013	16:07:36,00	Ковровское РУ	77	55,88	41,09	
7	09.07.2013	03:29:28,50	Новогуровский	353	54,46	37,24	
8	09.07.2013	08:43:30,70	Мулино	86	56,45	42,95	
9	09.07.2013	09:30:55,50	Венев	342	54,32	37,56	
10	09.07.2013	10:25:09,60	Щуровской	230	55,2	38,79	
11	09.07.2013	11:38:50,00	Исса	273	53,8	44,8	
12	09.07.2013	11:58:21,70	Исса	273	53,8	44,8	
13	09.07.2013	12:31:04,40	Венев	334	54,18	37,84	
14	10.07.2013	11:24:31,10	Погореловский	250	54,269	39,36	
15	11.07.2013	03:27:11,10	Новогуровский	355	54,37	37,29	
16	11.07.2013	08:17:28,90	Касимов	116	54,88	41,31	
17	11.07.2013	08:39:47,20	Акишинский	116	54,94	41,15	
18	11.07.2013	09:00:22,10	Щуровской	231	55,07	38,85	
19	11.07.2013	10:04:21,70	Добрятинский	73	55,58	41,18	
20	11.07.2013	12:36:21,20	Добрятинский	73	55,57	41,21	
21	11.07.2013	12:46:58,90	Касимов	118	54,85	41,31	

22	11.07.2013	13:41:56,00	Венев	306	54,64	37,88	
23	12.07.2013	05:32:09,90	Ковровское РУ	82	55,95	41,04	
24	12.07.2013	07:57:05,50	Ковровское РУ	87	56,28	41,26	
25	12.07.2013	08:05:21,40	Ковровское РУ	79	55,97	41,1	
26	12.07.2013	10:42:05,80	Будаево	154	54,57	43,58	
27	12.07.2013	12:03:31,80	Погореловский	244	54,2	39,61	
28	13.07.2013	13:17:53,90	Исса	275	53,79	44,93	
29	15.07.2013	10:13:02,60	Голутвинский	237	55,21	38,66	Не выделяется
30	15.07.2013	12:46:14,60	Новогуровский	351	54,56	37,19	
31	16.07.2013	03:42:15,10	Новогуровский	354	54,43	37,23	
32	16.07.2013	07:57:58,40	Поплевинский	285	53,7	39,64	
33	16.07.2013	08:13:08,80	Ковровское РУ	86	56,18	41,15	
34	16.07.2013	08:16:59,90	Костенецкий	56	55,79	41,41	
35	16.07.2013	09:11:42,40	Аненковский	145	55,46	44,56	
36	16.07.2013	09:21:36,40	Костенецкий	55	55,78	41,42	
37	17.07.2013	03:41:22,30	Новогуровский	355	54,34	37,3	
38	17.07.2013	08:00:36,30	Михайловский ГОК	600	52,07	35,59	Не выделяется
39	17.07.2013	08:08:48,80	Ковровское РУ	84	56,26	41,3	
40	17.07.2013	11:00:19,50	Каменищи	171	55,55	45,02	
41	18.07.2013	03:41:29,90	Новогуровский	352	54,45	37,26	
42	18.07.2013	08:01:38,00	Акишинский	117	54,95	41,12	
43	18.07.2013	09:56:37,60	Касимов	118	54,86	41,37	
44	19.07.2013	09:49:32,00	Костенецкий	56	55,78	41,42	
45	19.07.2013	11:15:10,20	Аненковский	143	55,46	44,53	
46	19.07.2013	12:05;16,2	Ковровское РУ	84	56,25	41,31	
47	19.07.2013	13:59:14,80	Погореловский	272	54,21	38,99	
48	20.07.2013	08:16:44,00	Добрятинский	69	55,52	41,28	



Рис. 3.7. Сигналы от взрыва № 35 (табл. 3.3) в частотном диапазоне 5-9 Гц, зарегистрированные: геофоном GS-20DX (черная линия); REFTEK-151-30 (синяя линия); геофоном GS-20DX с расширенной частотной характеристикой до 3 Гц (красная линия)



Рис. 3.8. Спектры сигналов от взрыва № 35 (табл. 3.3), зарегистрированные: геофоном GS-20DX (черная линия); REFTEK-151-30 (синяя линия); геофоном GS-20DX с расширенной частотной характеристикой до 3 Гц (красная линия)

3.1.3 Исследование ФЧХ измерительных каналов

В предыдущем разделе акцент сделан на возможности обнаружения сигнала на корректированной записи и на соответствие значений амплитуд сигналов, зарегистрированных двумя различными датчиками. Однако анализ волновых форм на рис. 3.5 и рис. 3.7 показывает, что имеет место запаздывание корректированного геофона (красная сигнала линия) относительно сейсмограммы СМ-3КВ (синяя линия). При локации источника, а также в случае интеграции измерительных оборудованных точек, «корректированными» GS-20DX, в сейсмическую группу необходимо учесть различия в фазовых характеристиках измерительных каналов геофона (с последующей коррекцией) и сейсмометра СМ-3КВ, в случае МСА «Михнево», и REFTEK-151-30 для МСА «Монаково».

Исследование ФЧХ измерительных каналов геофона и СМ-3КВ, состоящих из датчика и усилителя, проводилось на вибростенде «ПСВУ» (рис. 3.9) на частотах 20, 16, 12, 10, 8, 6, 5, 4, 3, 2,1 Гц. Стоит отметить, что измерительный канал СМ-3КВ включает также фильтры низких и высоких частот, которые оказывают дополнительное влияние на фазовую характеристику прибора.

На основе результатов лабораторных измерений на вибростенде получены ФЧХ измерительных каналов геофона и СМ-3КВ. Расчет фазы для геофона после коррекции производился с учетом ФЧХ корректирующей схемы (серая линия на рис. 2.12) для значений частоты коррекции 1, 2 и 3 Гц. Полученные результаты запаздывания геофона с расширенной частотной характеристикой относительно СМ-3КВ представлены на рис. 3.10.

Обработка данных промышленных взрывов, рассмотренных в п. 3.1.2 показала, что частоты первых вступлений объемных волн лежат выше 4 Гц, и уровень сейсмического сигнала в большинстве случаев позволяет проводить коррекцию до 2-3 Гц (табл. 3.2). Исходя из этого, граничную частоту коррекции примем равной 3 Гц. Это позволит использовать одни и те же параметры в корректирующей схеме для всех взрывов без потери информации о вступлении объемных волн.



Рис. 3.9. Измерение ФЧХ датчиков GS-20DX, CM-3KB, REFTEK-151-30 на вибростенде «ПСВУ»



Рис. 3.10. Разница ФЧХ каналов геофона с учетом коррекции до новой граничной нижней частоты f_1 и сейсмометра СМ-3КВ, полученная по результатам измерений на вибростенде. Цветными линиями показана разница между ФЧХ каналов приборов при различных значениях частоты коррекции геофона: красная - $f_1 = 3\Gamma_{\rm II}$, синяя - $f_1 = 2\Gamma_{\rm II}$, черная - $f_1 = 1\Gamma_{\rm II}$

Полученную лабораторную зависимость запаздывания корректированного геофона относительно СМ-3КВ дополнили результаты обработки экспериментальных данных. На территории ГФО «Михнево» вблизи точки 2.3 на 2 круге малоапертурной сейсмической антенны (см. рис. 3.4) были установлены на поверхности дополнительные вертикальные датчики GS-20DX СМ-ЗКВ. Частота 200 Гп. По И опроса составила сейсмограммам промышленных взрывов за период с 8.07.2013 по 16.07.2013 (табл. 3.4) было определено фазовое запаздывание датчика GS-20DX с учетом коррекции до 3 Гц по сравнению с сейсмометром СМ-3КВ. Полученные результаты приведены на рис. 3.11 в сопоставлении с лабораторной зависимостью, снятой на вибростенде. Фазовая задержка между корректированным геофоном и СМ-ЗКВ, определенная по данным от взрывов, в целом согласуется с лабораторной зависимостью, при этом разброс эмпирических значений лежит в диапазоне до 20 градусов. Отрицательные значения фазового рис. 3.11 сдвига на соответствуют запаздыванию геофона с расширенной частотной характеристикой относительно сейсмометра СМ-3КВ. При частоте опроса 200 Гц ошибка в 20 градусов будет составлять от 1 до 3 отсчетов в диапазоне частот 4-12 Гц (табл. 3.5).

N⁰	Дата	Время	Название карьера	R, км	Координаты	
1	08,07,2013	12,00,36	Парсуковский	62	54,54	37,11
2	08,07,2013	16,07,34	Костенецкий	247	55,91	41,31
3	09,07,2013	10,25,08	Щуровской	64	55	38,72
4	09,07,2013	12,53,57	Лип. обл. г.Елец	266	52,59	38,41
5	09,07,2013	12,31,07	Венев	76	54,27	37,84
6	10,07,2013	03,35,24	Новогуровский	54	54,52	37,37
7	10,07,2013	11,24,30	Погореловский	158	54,1	39,72
8	11,07,2013	03,27,11	Новогуровский	57	54,51	37,34
9	11,07,2013	07,36,18	Грызловский	99	54,1	38,24
10	11,07,2013	09,41,11	Лип. обл. г.Елец	284	52,71	38,66
11	11,07,2013	12,47,01	Касимов	239	54,91	41,51
12	11,07,2013	13,41,54	Венев	74	54,31	38,05
13	12,07,2013	12,32,55	Михайлов-цемент	113	54,3	39,11
14	12,07,2013	13,32,17	Парсуковский	64	54,54	37,06
15	15,07,2013	09,15,41	Лип. обл. г.Елец	264	52,65	38,76
16	15,07,2013	12,46,49	Венев	65	54,38	37,95
17	16,07,2013	03,42,14	Новогуровский	59	54,49	37,31
18	16,07,2013	07,57,56	Кимовск	118	54,1	38,86
19	16,07,2013	08,49,09	Пореченский	103	54,19	36,86

Таблица 3.4



Рис. 3.11. Разница ФЧХ каналов геофона с учетом коррекции до 3 Гц и сейсмометра СМ-3КВ, полученная по результатам измерений на вибростенде (красная линия). Значки – экспериментальные результаты, полученные при обработке сейсмограмм от промышленных взрывов из табл. 3.4. Серая линия – аппроксимация полученных зависимостей фазовым фильтром с параметром $\tau = 0.037$ с. Зеленым отмечен участок на ФЧХ фазового фильтра в интервале частот 4-14 Гц
Частота,	t_{0} $\pi\pi\pi$ 10 ⁰	Количество отсчетов при		Количество отсчетов		
Γц	і, с для то	шаге 0.005 с для 10°	t, с для 20	при шаге 0.005 с для 20 °		
1	0.0278	5.6	0.0556	11.1		
2	0.0139	2.8	0.0278	5.6		
3	0.0093	1.9	0.0185	3.7		
4	0.0069	1.4	0.0139	2.8		
5	0.0056	1.1	0.0111	2.2		
6	0.0046	0.9	0.0093	1.9		
7	0.0040	0.8	0.0079	1.6		
8	0.0035	0.7	0.0069	1.4		
9	0.0031	0.6	0.0062	1.2		
10	0.0028	0. 6	0.0056	1.1		
11	0.0025	0.5	0.0051	1.0		
12	0.0023	0.5	0.0046	1.0		

Таблица 3.5

Измерение ФЧХ измерительных каналов проводилось также для геофона GS-20DX и широкополосного сейсмометра REFTEK-151-30 на вибростенде «ПСВУ». Полученные лабораторные значения сопоставлялись с экспериментальными значениям фазовых сдвигов геофона с расширенной частотной характеристикой до 3 Гц и REFTEK-151-30. Для промышленных взрывов из табл. 3.3, зарегистрированных на территории MCA «Монаково», определялись значения фазового запаздывания корректированного геофона относительно широкополосного датчика. На рис. 3.12 приведены результаты измерения фазового сдвига между корректированным геофоном и датчиком REFTEK-151-30 на вибростенде (синяя линия) совместно с результатами, обработки Разброс полученными при взрывов (серые значки). экспериментальных данных составляет допустимые 20 градусов относительно измерений на вибростенде для частот 4-12 Гц. Также на рис. 3.12 для сравнения представлена фазовой зависимость задержки измерительного канала корректированного геофона относительно СМ-3КВ (красная линия), которая согласуется с аналогичной зависимостью для широкополосного сейсмометра REFTEK-151-30.



Рис. 3.12. Разница ФЧХ каналов геофона с учетом коррекции до 3 Гц и датчика REFTEK-151-30, полученная по результатам измерений на вибростенде (синяя линия). Значки – экспериментальные результаты, полученные при обработке сейсмограмм промышленных взрывов из табл. 3.3. Серая линия – аппроксимация полученных зависимостей фазовым фильтром с параметром $\tau = 0.037$ с . Зеленым отмечен участок на ФЧХ фазового фильтра в интервале частот 4-14 Гц. Красная линия (она же на рис. 3.11) - фазовая задержка измерительного канала корректированного геофона относительно СМ-3КВ

Для того чтобы учесть фазовое запаздывание геофона без изменения амплитуды сигналов, следует использовать фазовый фильтр с АЧХ равной единице во всем диапазоне частот. К ним относятся фильтры, вносящие запаздывание (3.1) или опережение (3.2), с импульсными характеристиками:

$$H_1(s) = \frac{-\pi s + 1}{\pi s + 1}, \quad H_2(s) = -\frac{-\pi s + 1}{\pi s + 1}, \quad (3.1)$$

$$H_{3}(s) = \frac{\varpi + 1}{-\varpi + 1}, \quad H_{4}(s) = -\frac{\varpi + 1}{-\varpi + 1}.$$
(3.2)

Фазовые фильтры с характеристиками $H_2(s)$, $H_3(s)$ и $H_4(s)$ являются не устойчивыми, поэтому нам придется вносить опережение в корректированную запись геофона с помощью функции $H_1(s)$ из (3.1).

Варьируя параметр *т*, можно построить ФЧХ фильтра максимально приближенную к лабораторной зависимости (красная линяя на рис. 3.11). При

т = 0.037 с ФЧХ фильтра (серая линяя на рис. 3.11 и рис. 3.12) наилучшим образом соответствует лабораторной и экспериментальной зависимостям.

В диапазоне частот 4-14 Гц, который включает в себя частоты сигналов от промышленных взрывов (зеленая линия на рис. 3.11 и рис. 3.12), отклонение от лабораторной и экспериментальной зависимостей составляет допустимые 20 градусов для частот 4-12 Гц. А для частоты 14 Гц ошибка составляет 30 градусов, что при частоте опроса 200 Гц составляет около одного отчета.



Рис. 3.13. Сейсмограммы промышленного взрыва №3 (табл. 3.4) в полосе 6-8 Гц, зарегистрированные: сейсмометром СМ-3КВ (черная линия), геофоном GS-20DX (синяя линяя), геофоном GS-20DX после коррекции (серая линия), геофоном GS-20DX после коррекции и применения фазового фильтра (красная линия)

Для того чтобы ликвидировать запаздывание геофона после коррекции относительно СМ-3КВ и REFTEK-151-30 с помощью фильтра с передаточной функцией $H_1(s)$ (3.1), требуется имеющуюся откорректированную

сейсмограмму умножить на (-1), а затем применить фазовый фильтр с переменной $\tau_1 = \tau/2$.

Сейсмограммы (рис. 3.13) наглядно демонстрируют, что введение фазового фильтра позволяет удалить опережение СМ-3КВ относительно геофона.

3.1.4 Локация сейсмических событий с помощью малоапертурной сейсмической антенны

Проведенное исследование позволяет говорить, что малогабаритные геофоны с корректированными частотными характеристиками могут заменить крупногабаритные и более дорогие сейсмоприемники, например СМ-3КВ и REFTEK-151-30, в диапазоне частот 4-14 Гц при проведении сейсмического мониторинга в платформенных условиях. В этом диапазоне лежат первые вступления объемных волн от взрывов. Для некоторых карьеров, например, в карьер) г. Алексин (Новогуровский районе Подольска, И г. Коломна (Щуровской карьер) в сейсмической волне от взрыва характерно наличие поверхностных волн Рэлея с периодом 1.0-1.1 с [Черных, 2011]. Волны такого диапазона периодов остаются вне инструментальных возможностей геофона с расширенной АЧХ (до 3 Гц). Для определения эпицентрального расстояния по данным одной сейсмической группы необходимо найти разности времен между моментами вступлениями нескольких сейсмических фаз (например, Pg- и Sgволн), порождаемых этим событием. Азимут определяется с помощью fkанализа [Черных, 2011] записей вертикальных каналов группы путем нахождения величины временного сдвига для каждого канала. Таким образом, отсутствие продольной волны на зарегистрированной сейсмограмме не отразится на локации источника. Создание таких дополнительных точек регистрации, оборудованных геофонами, в малоапертурной группе позволит улучшить точность локации сигналов от промышленных взрывов, а также сигналов иной природы в диапазоне 4-14 Гц. Кроме того, небольшие по своим размерам геофоны можно поместить в скважины на разные глубины, что позволит увеличить отношение сигнал/шум и избавиться от фильтрующего влияния поверхностного слоя. Это, безусловно, потребует применения специальных устройств для надежной фиксации датчиков и их ориентации.

3.2 Расширение диапазона регистрации датчика СМ-ЗКВ

Метод численной коррекции найти может применение И ДЛЯ короткопериодных датчиков, типа СМ-3КВ, которые широко используются как на стационарных станциях, так и во временных сейсмических сетях. При регистрации сигналов от удаленных землетрясений, когда отсутствует широкополосный сейсмометр, разумной альтернативой быть может использование короткопериодных датчиков С расширенной частотной характеристикой. При этом, как отмечалось в разделе 2, важным параметром является соотношение сигнал/шум, которое определяет границы применимости данного метода.

Оценка возможности расширения частотной характеристики датчика СМ-ЗКВ проводилась как для квазистационарных сигналов (микросейсмический фон), так и сильных землетрясений на телесейсмических расстояниях.

На первом этапе проводилась коррекция сейсмограмм сейсмометра СМ-ЗКВ и последующее сравнение с сейсмограммами, записанными датчиком REFTEK-151-60. Согласно паспортным данным нижняя граничная частота REFTEK-151-60 составляет 0.017 Гц (табл. 3.1). Запись микросейсмического фона датчиком REFTEK-151-60 и сейсмометром СМ-3КВ велась на станцию REFTEK-130 с частотой опроса шестиканальную 100 Гш на постаменте в ИДГ РАН. В этом случае, согласно результатам раздела 2, 0.1 Гц. коррекция проводилась до частоты Соответствующие записи микросейсм, полученные при помощи откорректированного сейсмоприемника СМ-3КВ и датчика REFTEK-151-60 в полосе от 0.1 Гц до 0.5 Гц приведены на рис. 3.14. Записи откорректированного сейсмоприемника СМ-3КВ и REFTEK-

151-60 практически совпадают, коэффициент корреляции составляет 0.998. На рис. 3.15 представлены спектры скорости сейсмограмм, зарегистрированные СМ-3КВ, СМ-3КВ после коррекции и сейсмометром REFTEK-151-60.



Рис. 3.14. Сигналы в частотном диапазоне 0.1-0.5 Гц, зарегистрированные: сейсмоприемником СМ-3КВ (1); датчиком REFTEK-151-60 (2); сейсмоприемником СМ-3КВ с расширенной частотной характеристикой до 0.017 Гц (3)



Рис. 3.15. Спектр сигналов, зарегистрированных: датчиком REFTEK-151-60 (серая линия); сейсмоприемником CM-3KB (пунктирная черная линия); сейсмоприемником CM-3KB с расширенной частотной характеристикой до 0.017 Гц (сплошная черная линия)

Соотношение сигнал/шум исходных записей СМ-3КВ близко к 1 на частотах ниже 0.1 Гц, на рис. 3.15 на более низких частотах наблюдается подъем спектра скорости сейсмометра СМ-3КВ после коррекции. Данное обстоятельство не позволило провести достоверную коррекцию СМ-3КВ во всём рабочем диапазоне сейсмоприёмника REFTEK-151-60. В том случае, если микросейсмический фон будет выше уровня фона, зарегистрированного на постаменте ИДГ, коррекцию можно проводить и до более низких частот. Это справедливо не только для фона, но и для низкочастотных сигналов, амплитуда которых значительно превышает уровень шума.

Действие метода коррекции рассматривалось на сильных землетрясениях, произошедших в 2013 году, с магнитудой $m_b > 7$. В выборку вошли следующие события: землетрясение в Пакистане 16.04.2013 с M_w =7.7, на Курильских островах 19.04.2013 с M_{μ} =7.3 и землетрясение в Охотском море 24.05.2013 с *M_w*=8.3. Для указанных событий с помощью метода коррекции удалось восстановить группу поверхностных волн на записи сейсмометра СМ-3КВ. Дополнительно рассматривалось катастрофическое землетрясение, произошедшее в Японии вблизи побережья острова Хонсю 11.03.2011 с *M*_w=9.1. Анализировалась группа поверхностных волн, зарегистрированная сейсмометром СМ-3КВ, входящим в малоапертурную группу, расположенную на территории геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН, и широкополосным сейсмоприёмником СМ-3-Д, установленном в шахте на глубине 20 м. Сейсмический датчик СМ-3КВ был установлен в приямке глубиной около 1м на глинистом грунте на расстоянии 130 м от широкополосного датчика СМ-3-Д. Нижняя граничная частота СМ-3-Д составляет 0.01 Гц (табл. 3.1). На рис. 3.16 представлены откорректированные сейсмограммы СМ-ЗКВ до новой нижней граничной частоты 0.01 Гц и СМ-3-Д. Обе сейсмограммы, зарегистрированные зависимости профильтрованы в диапазоне 0.05-2 Гц. Заметим, что в последнем случае удалось восстановить группу поверхностных волн в записи СМ-ЗКВ до частоты 0.01 Гц, т. к. амплитуда колебаний при Японском землетрясении существенно превышала уровень микросейсмического фона. На рис. 3.17 приведены амплитудные спектры 60-минутной записи землетрясения после прихода

возмущения на станцию и записанные широкополосным датчиком и сейсмометром CM-3КВ с расширенной частотной характеристикой.



Рис. 3.16. Поверхностные волны от землетрясения 11.03.2011 в частотном диапазоне 0.05-2 Гц, зарегистрированные: СМ-3КВ (серия линия); СМ-3-Д (черная линия); СМ-3КВ с расширенной частотной характеристикой до 0.01 Гц (красная линия). По оси абсцисс отложено время (GMT)



Рис. 3.17. Спектр сигналов, зарегистрированных: датчиком СМ-3-Д (черная линия); сейсмоприемником СМ-3КВ с расширенной частотной характеристикой до 0.01 Гц (красная линия)

Обработка данных землетрясений и результаты моделирования шума измерительного канала СМ-3КВ (раздел 2.2.1) позволяют сделать вывод о границах применимости метода коррекции для подобных датчиков. На рис. 3.18

представлен уровень собственных шумов измерительного канала СМ-3КВ (зеленая линия) в сопоставлении с микросейсмическим фоном в Михнево (синяя линия). Фоновые микросейсмы с амплитудами скорости и частотами, попадающими в заштрихованную область, а также сейсмические сигналы с соответствующими параметрами из области с зеленой заливкой удовлетворяют условиям применимости метода коррекции сейсмометра СМ-3КВ. Для них уровень полезного сигнала будет превышать уровень инструментального шума измерительного канала, а при регистрации сейсмических сигналов и уровень микросейсмического фона.



Рис. 3.18. Спектр двойной амплитуды скорости в полосе 1 октава: (1) уровень микросейсмического фона, измеренный STS-2 на станции «Михнево»; (2) шум канала GS-20DX после коррекции; (3) шум CM-3KB после коррекции; (4, 5) минимальный и максимальный уровень микросейсм по модели Петерсона; красная пунктирная линия соответствует собственной частоте датчика CM-3KB и разделяет рабочую полосу сейсмометра и диапазон, расширенный с помощью коррекции

Выводы к разделу 3

• Проведена апробация метода коррекции волновых форм при проведении натурных наблюдений на ГФО ИДГ РАН «Михнево» и малоапертурной группой «Монаково».

• На основе результатов регистрации и обработки сигналов от промышленных взрывов и землетрясений показано, что малогабаритные датчики с корректированными частотными характеристиками в некоторых случаях могут заменить более крупногабаритные и дорогие сейсмометры.

• Установка дополнительных измерительных точек, оборудованных датчиками GS-20DX с расширенными частотными характеристиками, позволит расширить малоапертурную группу «Михнево» и улучшить точность локации регистрируемых промышленных взрывов и других сигналов в диапазоне частот 4-14 Гц. При этом установка геофонов в скважинах на коренных породах позволит увеличить отношение сигнал/шум и уменьшить влияние приповерхностного слоя.

• В отсутствии широкополосных датчиков типа STS-2 или REFTEK-151 для решения широкого круга задач, связанного с регистрацией низкочастотных сигналов, можно использовать сейсмометр CM-3KB с расширенной частотной характеристикой.

4. Мониторинг слабой сейсмичности

Как отмечалось выше, в России в практике наблюдений за слабой сейсмичностью очаговые параметры оцениваются по характеристикам низкочастотной области спектра лишь в отдельных случаях [Маловичко и др., 2008; Методы..., 2010]. Чаще всего инструментально определяются значения энергетического класса событий, по которому затем с помощью эмпирических соотношений рассчитываются значения магнитуд M_L и m_b. На многих станциях ГС РАН и при регистрации более сильных событий сначала вычисляется класс события, а затем по корреляционным зависимостям определяется его магнитуда [см., например, Землетрясения..., 2010]. При проведении измерений на горнодобывающих предприятиях величина K_E часто определяется ПО длительности записи [Еременко и др., 2008].

В этой связи при проведении геомеханических инженерных расчетов зачастую используют энергетический класс или локальную магнитуду для оценки физических параметров источника динамического события. Однако хорошо известно, что эти параметры не являются адекватной оценкой для M_w вне определенного диапазона масштаба событий и их использование для расчета физических характеристик источника слабых событий может привести к значительным ошибкам. Величина этих ошибок зависит от целого ряда причин — масштаба события, поглощающих свойств среды, гипоцентрального расстояния, характеристик измерительной аппаратуры и т. д. Дополнительные ошибки вносит ограниченный частотный лиапазон используемых измерительных каналов. Характер порядок величины этих ошибок И исследуется в настоящем разделе.

4.1 Моделирование излучения сейсмического источника

Как известно, при определении магнитуды землетрясения на практике обычно используют соотношения типа

$$m_b = \zeta \lg(A/T) + Q(\Delta, h) - \alpha, \qquad (4.1')$$

или

$$m_b = \zeta \lg(V_{\max} / 2\pi) + Q(\Delta, h) - \alpha, \qquad (4.1)$$

где A — амплитуда максимального колебания в объемной волне, нм; T — период максимального колебания, с; V_{max} — скорость смещения грунта, нм/с; $Q(\Delta, h)$ — калибровочная функция; Δ — эпицентральное расстояние; h — фокальная глубина, км; α — станционная поправка. Коэффициент ς чаще всего принимают равным 1. При использовании соотношения (4.1) измерения должны проводиться широкополосными сейсмографами [Взрывы..., 2013].

Однако понятие магнитуды в явном виде не содержит никаких сведений о таких параметрах очага землетрясения, как сейсмический момент, излученная энергия, размер разрыва, смещение по разрыву, скачок напряжений и т. д. Пожалуй, наиболее физически понятной величиной, количественно характеризующей источник колебаний при землетрясении, является скалярный сейсмический момент

$$M_0 = \mu \Delta U S$$
,

где μ — модуль сдвига породы в очаге; *S* — площадь очага; ΔU — смещение по разрыву.

Эта характеристика, определяемая землетрясений ДЛЯ крупных различными способами из результатов сейсмологических, геодезических и геологических наблюдений, является квазистатической в том смысле, что она не зависит ОТ динамических параметров очага, таких как скорость распространения разрыва или амплитуда скачка напряжений. Поэтому наряду с сейсмическим следует рассматривать второй, моментом независимо определяемый параметр — излученную сейсмическую энергию E_s, который в отличие от M_0 , определяется динамикой развития разрыва.

Величина сейсмического момента может быть рассчитана по результатам измерений параметров низкочастотной области спектра сейсмических колебаний. Справедливо соотношение [Аки, Ричардс, 1982]

$$M_0 = \Psi^2 \Phi 4\pi \rho C_s^3 R \Omega_0, \qquad (4.2)$$

где Ψ — коэффициент, учитывающий направленность излучения; Φ коэффициент, определяемый углом выхода луча на свободную поверхность; ρ — плотность; C_s — скорость поперечных волн; R — расстояние от источника до точки наблюдения; Ω_0 — амплитуда "полки" в низкочастотной части спектра смещения, которая оценивается при помощи аппроксимации зарегистрированного спектра одним из модельных. Чаще всего для подобной аппроксимации используется модель Брюна [Brune, 1970], которая описывает характеристики сигнала, излучаемого при внезапном сбросе напряжения, на круговой поверхности в упругом изотропном пространстве. Для этой модели спектр скорости смещения грунта на расстоянии R от источника записывается как

$$\dot{\Omega}(s) = \frac{1}{\Psi^2 \Phi 4\pi \rho C_s^3 R} \frac{M_0 \omega_0^2 s}{(s+\omega_0)^2},$$

в соответствии с передаточной функцией

$$\Omega(s) = \frac{1}{\Psi^2 \cdot \Phi \cdot 4 \cdot \pi \cdot \rho \cdot C_s^3 R} \cdot \frac{M_0 \cdot \omega_0^2}{(s + \omega_0)^2},$$

где *s* – комплексная переменная при преобразовании Лапласа. Для смещения во временной области

$$\Omega(t) = \frac{1}{\Psi^2 \cdot \Phi \cdot 4 \cdot \pi \cdot \rho \cdot C_s^3 R} M_0 \omega_0^2 t e^{-\omega_0 t} \quad \text{при } t > 0,$$

и скорости смещения грунта

$$\dot{\Omega}(t) = \frac{M_0 \omega_0^2}{\Psi^2 \Phi 4 \pi \rho C_s^3 R} [1 - \omega_0 t] e^{-\omega_0 t} \quad \text{при } t > 0.$$
(4.3)

Здесь $\omega = 2\pi f$ — круговая частота; $\omega_0 = 2\pi f_0$, f_0 — угловая частота спектра излучения; ρ — плотность; C_s — скорость поперечных волн.

Продольные волны имеют подобный спектр, но угловая частота ω_0^p отличается от значения ω_0 для поперечных волн. Обычно в первом приближении выполняется $\omega_0^p \cong 1.6\omega_0$ [Madariaga, 2010].

Процедура определения сейсмического момента по спектру зарегистрированных колебаний широко применяется в сейсмологической практике. Использование высокочастотной аппаратуры и плотных сетей позволило применить эти подходы и для слабых событий [Маловичко и др., 2008; Методы..., 2010].

Эффективный радиус источника а выражается через угловую частоту:

$$a=\frac{C_sK_s}{2\pi f_0},$$

где K_s — константа кинематической модели разрыва. Для модели Брюна $K_s = 2.34$ [Madariaga, 2010], откуда

$$f_0 = 0.37 \frac{C_s}{a}.$$
 (4.4)

Для оценки характерного размера источника используем результаты измерений для событий в диапазоне магнитуд – 3 < M_w < 3, показанные значками на рис. 4.1. Линией проведено соотношение

$$2a = 0.011 M_0^{0.33}, \tag{4.5}$$

описывающее данные с коэффициентом корреляции $\chi = 0.97$. Для ориентировки на рис. 4.1 приведена также ось магнитуд, рассчитанных по известному соотношению между моментной магнитудой и сейсмическим моментом [Аки, Ричардс, 1982]:

$$M_w = 2/3(\lg M_0 - 9.1).$$
(4.6)

Из (4.4), (4.5) получаем соотношение угловой частоты излучаемого спектра и величины сейсмического момента

$$f_0 = 67.33 \cdot C_s M_0^{-0.33} \ \Gamma \mathbf{\mu}. \tag{4.7}$$

Можно видеть, что спектр сигналов, излучаемых событиями с малыми магнитудами, весьма высокочастотный. Так, угловая частота модельного спектра для события с $M_w = 1$ составляет более 25 Гц, а с $M_w = -1$ — более 200 Гц.



Рис. 4.1. Зависимость диаметра источника от сейсмического момента. Значки — результаты наблюдений, линия — наилучшее приближение данных. Ниже для ориентира показана величина моментной магнитуды. Источники данных: 1 — [Добрынина, 2011]; 2 — [Domański, Gibowicz, 2008]; 3 — [Urbancic, Young, 2003]; 4 — [Ide et al., 2003]; 5 — [Yamada et al., 2007]; 6 — [Oye et al., 2005]; 7 — [Kwiatek et al., 2011]

Излученная сейсмическая энергия *E_s* может быть вычислена интегрированием зарегистрированных сейсмограмм или их спектров [Kanamori et al., 1993]. При использовании модели Брюна сейсмическая энергия выражается через интеграл:

$$E_{s} = \Psi^{2} \Phi^{2} 4\pi \rho C_{s} r^{2} \int_{0}^{\infty} \left[\frac{2\pi f \Omega_{0}}{1 + f^{2} / f_{0}^{2}} \right]^{2} df = \Psi^{2} \Phi^{2} 8\pi^{4} \rho C_{s} r^{2} \Omega_{0}^{2} f_{0}^{3}.$$
(4.8)

Совместное преобразование (4.2) и (4.8) дает выражение, связывающее сейсмическую энергию, сейсмический момент и угловую частоту:

$$E_s = \frac{\pi^2 \Psi^2}{2\rho C_s^5} M_0^2 f_0^3.$$
(4.9)

Учитывая, что среднее значение коэффициента направленности излучения для поперечных волн $\Psi = 0.63$ [Haskell, 1964], получаем

$$E_s \approx \frac{2}{\rho C_s^{5}} M_0^2 f_0^3.$$
 (4.10)

Примечательно, что соотношение (4.10) не зависит от расположения точки наблюдения. Чаще всего полагают, что выполняется соотношение

$$M_0 \sim 1/f_0^3$$
,

что означает независимость отношения E_s/M_0 от масштаба события в предположении постоянства скачка напряжений $\Delta \tau$.

Затухание сейсмических колебаний с расстоянием в первом приближении может быть учтено путем умножения амплитудного спектра на сомножитель $exp(-\pi R f/QC_s)$, где Q — эффективная добротность среды [Kanamori et al., 1993].

С использованием приведенных соотношений можно рассчитать волновые формы на различных расстояниях от модельного источника с заданным сейсмическим моментом и, вычисляя на их основе магнитуду m_b и энергетический класс события K_E , сопоставить их с заданным значением момента M_0 или моментной магнитуды M_w , т. е. с "истинными" параметрами сейсмического источника.

4.2 Оценка ошибок при определении геомеханических параметров источника

Полагая, что «истинные» параметры источника однозначно определяются его сейсмическим моментом M_0 или моментной магнитудой M_w , будем считать, что для выполнения оценок достаточно рассчитать разницу между величиной магнитуды, определяемой непосредственно по параметрам сигнала и величиной

M_w. С использованием приведенных выше соотношений были выполнены расчеты параметров сейсмических колебаний на различных расстояниях от модельных источников с разными величинами сейсмического момента [Беседина и др., 20136].

На рис. 4.2а-в приведены примеры расчетных скоростей смещения грунта от источника с сейсмическим моментом $M_0 = 4 \cdot 10^{10}$ Нм (моментная магнитуда $M_w=1$) при распространении колебаний в среде с добротностью Q=100 и для источника с $M_0 = 4 \cdot 10^{16}$ Нм (моментная магнитуда $M_w=5$) в среде с Q=200. Можно видеть, что с увеличением расстояния от источника амплитуда сигнала уменьшается, а длительность возрастает.



Рис. 4.2. Расчетные скорости смещения грунта на различных расстояниях от землетрясений с $M_0 = 4 \cdot 10^{10}$ Hм (a-в) и с $M_0 = 4 \cdot 10^{16}$ Hм (г); а – R=1 км, б – R=5 км, в – R=10 км, г – R=200 км. Параметры среды: для а-в Q=100, Cs=2000 м/с; для г - Q=200, Cs=3500 м/с. Черная линия – скорость смещения грунта; черная пунктирная линия - скорость смещения грунта; черная пунктирная линия - скорость смещения СМ-3КВ; серая линия - откорректированная запись датчика CM-3KB (пояснения в тексте).

Для того чтобы оценить, насколько адекватно расчет описывает амплитудные характеристики сигнала, необходимо сопоставить расчетные

зависимости с параметрами, регистрируемыми при проведении сейсмических наблюдений.

Результаты измерений максимальной скорости при нескольких землетрясениях, заимствованные из работы [Gomberg et al., 2006], показаны на рис. 4.3а-в. Сплошные линии — результаты расчета максимальной скорости смещения грунта для модельных источников с моментами $M_0 = 1.26 \cdot 10^{15}$ H·м $(M_w = 4), M_0 = 4 \cdot 10^{16}$ Н·м $(M_w = 5), M_0 = 1.2 \cdot 10^{18}$ Н·м $(M_w = 6)$. Расчеты проводились для сред со значениями добротности 50, 100 и 200. Можно видеть, что в рассматриваемом диапазоне расстояний результаты расчета удовлетворительно согласуются с экспериментальными данными. Расчет для источника Брюна в среде с Q = 200 проходит по верхней границе диапазона экспериментальных данных, превышая средние значения в несколько раз. На рис. 4.3а-в затухание максимальной амплитуды колебаний с расстоянием сопоставлено с тремя функциями поглощения. Зависимость, предложенная в [Jennings, Kanamori, 1983]

$$q(R) = cR^{-1.21} \exp(-kR), c=0.4971, k=0.0053 \text{ km}^{-1},$$
 (4.11)

подходит для расчета энергии волны в первом приближении, учитывающей только S-волну. Также рассматривается более универсальная функция поглощения, учитывающая станционную поправку [Kanamori et al., 1993]

$$q(R) = cR^{-1.0322} \exp(-kR), c=0.4971, k=0.0035 \text{ km}^{-1},$$
 (4.12)

и зависимость, предложенная в работе [Mori, 2003]

$$q(R) = 22.7 \cdot 10^3 R^{-1.22} \exp(-5.3R).$$
(4.13)

Функции поглощения (4.11) и (4.12) наилучшим образом соответствуют зависимости максимальной амплитуды колебаний от расстояния при Q = 100 и Q = 200 (рис. 4.3а-в).

Результатов, из которых можно было бы получить характерные значения амплитуды колебаний для событий с малым сейсмическим моментом, опубликовано мало. На рис. 4.3г приведены некоторые данные, полученные А.А. Маловичко и Д.А. Маловичко на Североуральском бокситовом руднике (СУБР) [Методы..., 2010]. Можно видеть, что и для малых событий расчет по модели Брюна соответствует верхней границе экспериментальных данных.



Рис. 4.3. Зависимость максимальной скорости смещения грунта от расстояния. Значками показаны результаты измерений при различных сейсмических событиях: а — $M_w = 4.2$; б — $4.8 \le M_w \le 5.1$; в — $5.8 \le M_w \le 6.2$ [Gomberg et al., 2006]; г — $-1.6 \le M_w \le -1$ [Методы..., 2010]. Сплошные линии — результаты расчета для модели Брюна: а — $M_w = 4$; б — $M_w = 5$; в — $M_w = 6$; г — $M_w = -2$ в средах с разной добротностью: 1 - Q = 200, 2 - Q = 100, 3 - Q = 50 при значении $C_s = 3500$ м/с. Функции поглощения показаны цветными линиями: синяя – зависимость (4.11), красная – зависимость (4.12), зеленая – зависимость (4.13).

Воспользуемся также данными работы [Kwiatek et al., 2011]. На рис. 4.4 приведена запись скорости смещения грунта и ее амплитудный спектр из работы [Kwiatek et al., 2011].



Рис. 4.4. Сравнительный спектральный анализ для события, зарегистрированного акселерометром 3С и датчиком акустической эмиссии AE13. Вверху. Сейсмограммы: слева – акселерометр 3С, справа – датчик AE13. Показаны пакеты P- и S-волн, которые использовались для построения спектров. Внизу. Спектры скорости смещения грунта для P- (темная сплошная линия) и S- волн (светлая сплошная линия). Аппроксимация по модели Boatwrigth – пунктирная линия. Уровень шума показан пунктирной черной линией [Kwiatek et al., 2011]

Судя по временам вступлений Р и S волн расстояние до источника составляло ~40-45 м, а угловая частота спектра соответствует по данным [Kwiatek et al., 2011] событию с моментной магнитудой $M_w \sim -3...-2$. Максимальное значение скорости смещения грунта при этом событии составляет величину ~ 2-3 10^{-5} м/с. Пересчет этого значения на расстояние 1 км по зависимости $V_m = A \cdot R^{-n}$ дает (при степени затухании n=1.5-2) величину $V_m \sim 4$

 10^{-8} -2 10^{-7} м/с. Наши расчеты дают значения $V_m \sim 1.2 \ 10^{-8}$ м/с (при $M_w = -3$) и $V_m \sim 3.9 \ 10^{-7}$ м/с (при $M_w = -2$) при значении добротности среды Q=100 и скорости распространения поперечных волн $C_s=2000$ м/с. Пересчет данных из работы [Kwiatek et al., 2011] для R=1 км от события с M=0 дает значение $V_m \sim 4 \ 10^{-6}$ -2 10^{-5} м/с, тогда как результаты расчета по используемой модели при тех же значениях параметров Q и C_s дают величину 1.1 10^{-5} м/с.

Таким образом, расчетные зависимости находятся в разумном соответствии с эмпирическими данными в широком диапазоне масштабов событий и расстояний, что дает основание использовать модель Брюна для проведения оценок.

При дальнейшей обработке результатов будем полагать, что во всем диапазоне масштабов событий выполняется соотношение (4.2) между сейсмическим моментом M_0 и моментной магнитудой M_w .

Из соотношения (4.1), которое обычно используется на практике для определения магнитуды землетрясения, легко видеть, что для событий с магнитудами *m*_{b1} и *m*_{b2} должно выполняться соотношение

$$m_{b1} - m_{b2} = \varsigma \lg \left(\frac{V_{\max 1}}{V_{\max 2}} \right), \tag{4.14}$$

т. е. при обычном значении _{*G*} = 1 изменение магнитуды на 1 приводит к изменению максимальной скорости смещения грунта в 10 раз.

В модели Брюна при распространении импульса в упругой среде из соотношений (4.3) и (4.7) имеем

$$\lg\left(\frac{V_{\max 1}}{V_{\max 2}}\right) = \lg\left(\frac{M_{01}\omega_{01}^2}{M_{02}\omega_{02}^2}\right) = \lg\left(\frac{M_{01}M_{02}^{2/3}}{M_{01}^{2/3}M_{02}}\right) = \lg\left(\frac{M_{01}^{1/3}}{M_{02}^{1/3}}\right) = 0.5(M_w - M_{w1}), \quad (4.15)$$

т. е. при изменении магнитуды на 1 максимальная скорость изменяется всего лишь в $\sqrt{10}$ раз.

При распространении импульса в среде с поглощением закономерности снижения амплитуды колебаний с расстоянием зависят от спектрального

состава сигнала и добротности среды. Поэтому величина коэффициента *с* в соотношении (4.14) будет расти с увеличением расстояния от источника.

В пределе, на больших расстояниях период сигнала в объемной волне не зависит от масштаба землетрясения, а определяется лишь поглощающими свойствами среды. При этом отношение максимальных амплитуд скорости смещения грунта будет равняться отношению спектральных амплитуд смещений на нулевой частоте. Для источника типа модели Брюна на больших расстояниях будет выполняться соотношение

$$lg\left(\frac{V_{\max 1}}{V_{\max 2}}\right) = lg\left(\frac{\Omega_{01}}{\Omega_{02}}\right) = lg\left(\frac{M_{01}}{M_{02}}\right) = 1.5(M_w - M_{w1}).$$
(4.16)

Таким образом, предельное значение отношения максимальных скоростей смещения грунта при изменении моментной магнитуды на 1 составляет 10^{3/2}.

На средних расстояниях имеем промежуточные соотношения между (4.15) и (4.16), т. е. выражение типа (4.14) с $\varsigma \approx 1$, которым и пользуются в практике сейсмологических наблюдений.

Без ограничения общности дальнейших рассуждений при рассмотрении слабых событий ($M_w \le 2$) можно принять в наших расчетах землетрясение с $M_0 = 1.2 \cdot 10^{15}$ H·м ($M_w = 4$) в качестве эталона в том смысле, что для него выполняется соотношение $M_w = m_b$. В самом деле, угловая частота спектра излучения для такого землетрясения составляет 1.5-2 Гц, поэтому можно полагать, что на близких расстояниях такое предположение в первом приближении справедливо. Это делается для того, чтобы m_b для других событий отсчитывать от этого "эталона", используя соотношение (4.14) и избегая тем самым использования поправок $Q(\Delta, h)$ и α . Как и в обычной сейсмологической практике, будем считать $\varsigma = 1$.

Полезно сопоставить моментную магнитуду с величиной, рассчитанной по значению излученной сейсмической энергии. По результатам проведенных вычислений можно оценить *E_s* при помощи выражения (4.8).

На практике на многих сейсмических станциях вместо излученной энергии, рассчитываемой путем интегрирования зарегистрированных волновых форм, определяют энергетический класс события ($K_E = \lg E_s$) при помощи эмпирических выражений, основанных на измерении либо максимальных амплитуд [Раутиан, 1964], либо полной длительности цуга колебаний.

Мы использовали в расчетах величины K_E соотношение [Раутиан, 1964]

$$K_E = 1.84(\lg(A_P + A_S) + 1.92\lg(R) + 1.54), \qquad (4.17)$$

где *A_P* и *A_S* — амплитуды *P*- и *S*-волн, мкм; *R* — расстояние от источника, км.

В свою очередь магнитуда может быть оценена по результатам вычисления сейсмической энергии или класса события при помощи выражения

$$M_E = \frac{K_E - 4}{1.8},\tag{4.18}$$

которое применяется для многих регионов бывшего СССР [Землетрясения..., 2010]. При использовании в расчетах соотношения (4.17) мы полагали, что $A_P \ll A_S$.

Результаты расчетов для слабых событий с $-1 \le M_w \le 2$ показаны на рис. 4.5 в виде зависимости разности $(M - M_w)$ от расстояния. На ближних расстояниях можно видеть, что магнитуда, рассчитанная непосредственно по максимальной скорости смещения грунта при помощи соотношения (4.14), даже превышает значение M_w . Это связано с тем, что на близких эпицентральных расстояниях в соотношении (4.14) величина $\varsigma <1$. По мере увеличения расстояния магнитуда, определенная по параметру V_{max} , становится все более "недооцененной" по сравнению с моментной (черные сплошные линии на рис. 4.5). При этом, если для землетрясения с $M_w = 2$ разность $(M - M_w)$ становится существенной (~-0.5) на расстоянии 50-60 км, то для события с $M_w = 0$ это происходит уже на расстоянии около 10-12 км от источника. Как следует из выражений (4.5), (4.6), обычный в практике сейсмологических наблюдений разброс в определении магнитуды, равный 0.5, приводит к почти двукратной ошибке в оценке размеров источника, что весьма существенно при проведении мониторинга территорий расположения ответственных инженерных объектов, подземных сооружений, рудников и т. д.



Рис. 4.5. Зависимости от расстояния разности расчетной и моментной магнитуд слабых событий: $a - M_0 = 1.2 \ 10^{12} \text{ H·м} (M_w = 2); \ \delta - M_0 = 4 \cdot 10^{10} \text{ H·м} (M_w = 1), \ \epsilon - M_0 = 1.2 \cdot 10^9 \text{ H·м} (M_w = 0), \ \epsilon - M_0 = 4 \cdot 10^7 \text{ H·м} (M_w = -1).$ Параметры среды: для $a - \epsilon Q = 200, \ C_s = 3500 \text{ м/c};$ для $\epsilon - Q = 100, \ C_s = 2000 \text{ м/c}. \ 1 -$ величины m_b определены по значению V_{max} по соотношению (4.14), 2 - величины M_E определены по рассчитанным значениям сейсмической энергии E_s (4.8), 3 - величины M_E определены через рассчитанные значения энергетического класса событий K_E (4.17)

Еще более недооцененной на больших расстояниях оказывается магнитуда М_Е, определенная для слабых событий из сейсмической энергии, рассчитанной с учетом функции поглощения путем интегрирования эпюры скорости в соответствии с (4.8). Имея в виду, что модель Брюна дает несколько амплитуды, недооценка завышенные M_E сравнению с ПО моментной магнитудой может быть еще более значительной. Столь существенное расхождение между этими величинами связано с тем, что основная энергия излучения малых событий лежит в высокочастотной области; ее подавляющая поглощается при распространении импульса в среде часть даже на относительно малых расстояниях.

Этот эффект хорошо виден при анализе рассчитанных значений нормализованной сейсмической энергии E_s / M_0 на различных эпицентральных расстояниях [Беседина и др., 2013в]. Пример такого расчета приведен на рис. 4.6 в виде зависимостей E_s/M_0 от магнитуды события и расстояния. Здесь при расчете сейсмической энергии использовано выражение (4.8). В расчетах применялась функция поглощения Канамори – Дженнингса [Jennings, Kanamori, 1983], а параметры колебаний рассчитывались по модели Брюна в среде с добротностью Q = 200 при скорости распространения поперечных волн $C_s = 3000$ м/с для событий с $M_w \ge 0$. Для события с $M_w = -1$ в расчетах *O*=100 *C*_s=2000 м/с. использовались значения И б а 10^{-3} , E_s/M_0 $10^{-3} \neg E_s / M_0$ $M_w = 4$ 10^{-4} 10^{-4} 2 10^{-5} 10^{-5} 1 10^{-6} 10^{-6} 10^{-7} 0 10^{-7} 10^{-8} 10^{-8} 10 0 12 8 16

Рис. 4.6. Зависимость приведенной сейсмической энергии от масштаба события (*a*) и от расстояния до источника (б). Цифры около кривых: *a* — расстояние *R*, км; б — моментная магнитуда

Как видно на рис. 4.6, если в ближней зоне землетрясений с магнитудой больше 2 отношение E_s/M_0 практически не зависит от расстояния, то для слабых событий налицо радикальная недооценка рассчитанной сейсмической энергии, быстро увеличивающаяся с ростом расстояния.

Наиболее приемлемой для событий с $M_w \sim 1-2$ выглядит оценка магнитуды по энергетическому классу при помощи выражений (4.17), (4.18), хотя и в этом случае для событий с $M_w \leq 0$ "недооценка" физических характеристик источника становится значительной (штриховые линии на рис. 4.5).

Дополнительные погрешности при оценке магнитуд может вносить ограниченная частотная полоса датчиков. Рассмотрим этот эффект на примере датчика СМ-3КВ с рабочей полосой частот 0.5-40 Гц. На рис. 4.2а-в представлены расчетные эпюры скорости, «зарегистрированные» датчиком СМ-ЗКВ на разных расстояниях от источника (пунктирная черная линия) в сопоставлении с расчетной скоростью смещения грунта (черная линия). Можно видеть, что ограниченная полоса сейсмометра в области верхних частот приводит к тому, что сигнал, «зарегистрированный» датчиком, оказывается искаженным по сравнению с истинным движением грунта. Результаты расчета магнитуд двумя описанными выше методами (по значению V_{max} с помощью соотношения (4.14) и по рассчитанным значениям сейсмической энергии E_s (4.17) по параметрам движения грунта, «зарегистрированным» датчиком СМ-ЗКВ, приведены на рис. 4.7. Эффект ограниченной полосы сейсмометра наиболее сильно проявляется при определении магнитуд слабых событий на малых расстояниях от очага. Заметим, впрочем, что искажения, вносимые датчиком, невелики в рассмотренном диапазоне параметров, т.е. сейсмометр СМ-ЗКВ может с успехом применяться для регистрации слабых событий с $0 \le M_w \le 2$ на расстояниях свыше нескольких километров от источника, где высокочастотная часть спектра в значительной степени ослаблена из-за поглощающих свойств среды.

Отметим, что для более крупных землетрясений $3 \le M_w \le 6$ при использовании в расчетах соотношения (4.1) с $\varsigma = 1$ также наблюдается тенденция переоценки магнитуды, определенной по рассчитанным параметрам движения грунта (4.14), на ближних эпицентральных расстояниях и ее занижения вдали от источника, однако этот эффект не столь значителен, как для слабых событий (рис. 4.8). При рассмотрении сильных событий большее значение имеет ограничение полосы датчика в области низких частот. На рис. 4.8 приведены результаты расчета разности между магнитудой, рассчитанной по «показаниям датчика СМ-3КВ», и величиной моментной

магнитуды для нескольких значений M_w . На расстояниях 180-200 км «недооценка» магнитуды по соотношению (4.17) достигает величины ~0.5-1.



Рис. 4.7. Зависимости от расстояния разности магнитуды m_b, определенной по рассчитанным параметрам движения с учетом АЧХ датчика СМ-3КВ, и моментной магнитуды слабых событий.

а – M_0 =1.2 10¹²Н м (M_w =2), б – M_0 =4 10¹⁰ Н м (M_w =1), в – M_0 =1.2 10⁹Н м (M_w =0), г – M_0 =4 10⁷ Н м (M_w =-1). Параметры среды: для а-в Q=200, Cs=3500 м/с; для г Q=100, C_s =2000 м/с. Черные сплошные линии – величины m_b определены по значению V_{max} по соотношению (4.14). Серые сплошные линии – величины M_E определены по рассчитанным значениям сейсмической энергии E_s (4.8).

Существенно улучшить ситуацию позволяет численная коррекция зарегистрированных сейсмограмм, описанная в разделе 2. В расчетах настоящего раздела численное расширение частотной характеристики датчика СМ-3КВ производилось как в область низких, так и высоких частот до диапазона 0.01-125 Гц, т.е. в наших расчетах в соотношениях (2.6, 2.9) мы полагали, что h = 1, $w_0 = 0.5$ Гц для датчика СМ-3КВ, а $w_1 = 0.01$ Гц, а $w_{v1} = 125$ Гц. Это позволило скорректировать волновые формы как для слабых, так и для сильных событий.



Рис. 4.8. Зависимости от расстояния разности расчетной и моментной магнитуд сильных событий.

а – M_0 =1.2 10¹⁸ Нм (M_w =6), б – M_0 =4 10¹⁶ Н м (M_w =5), в – M_0 =1.2 10¹⁵ Н м (M_w =4), г - M_0 =4 10¹³ Нм (M_w =3). Параметры среды - Q=200, C_s =3500 м/с. Серые линии – величины m_b определены по рассчитанным параметрам движения грунта (4.14).Черные линии – величины m_b определены по рассчитанным параметрам движения с учетом АЧХ датчика СМ-3КВ. Красные пунктирные линии – величины m_b определены по рассчитанным параметрам коррекции записи датчика СМ-3КВ (пояснения в тексте)

Примеры результатов численной коррекции в области высоких частот эпюр скорости слабых событий, «зарегистрированных» сейсмометром СМ-3КВ на малых эпицентральных расстояниях, представлены на рис. 4.2а-в, а пример

численной коррекции волновых форм для землетрясения с M_w =5 - на рис. 4.2г. На рис. 4.8 красной пунктирной линией показаны значения магнитуд ($M - M_w$), рассчитанные по «показаниям датчика СМ-3КВ» с расширенной частотной характеристикой до 0.01-125 Гц, для сильных событий. Можно видеть, что в обоих случаях удается скорректировать сейсмограмму до «истинного» движения грунта, что, в свою очередь, позволит оценить магнитуду сейсмического события более точно.

4.3 Определение поправки для локальной шкалы магнитуд станции «Михнево» применительно к слабым событиям с М<2

При проведении сейсмического мониторинга использование одинаковых калибровочных зависимостей для слабой и сильной сейсмичности приводит к ошибкам в определении магнитуд слабых событий.

Для определения возможной погрешности, возникающей при определении магнитуд слабых событий, использовались значения, полученные стандартными методами по данным регистрации MCA «Михнево» и «Монаково». Данные группы расположены на Восточно-Европейской платформе и основное количество зарегистрированных событий является промышленными взрывами [Черных, 2011].

Для построения локальной шкалы магнитуд для станции «Михнево» использовалась зависимость вида (4.1'). Для оценки калибровочной функций $Q(\Delta, h)$ и коэффициентов ς и α рассматривали события, зарегистрированные группой «Михнево», магнитуды m_b и M_L для которых известны по каталогам других станций. Значения магнитуд m_b и M_L землетрясений находятся в диапазоне от 3,2 до 5,0, взрывов - от 1,5 до 3,6 [Черных, 2011]. Полученная зависимость для определения магнитуд по объемным волнам имеет вид:

$$m_b = 2\lg(A/T) + 2\lg(R/111.13)$$
(4.19)

Для группы «Монаково» константы и калибровочная зависимость определялись аналогичным образом, что позволило получить соотношение:

$$m_b = 2\lg(A/T) + 0.8\lg(R/111.13) - 0.5.$$
 (4.20)

Значения магнитуд, определенные по этим зависимостям, сопоставлялись с магнитудами, рассчитанными по модели Брюна. Однако сдвиговая модель очага в ряде случаев оказывается малопригодной для интерпретации записей слабых сейсмических событий, например, для экзогенных событий со сложной формой сигнала и отсутствием четких вступлений продольных и поперечных волн [Маловичко и др., 2010]. Поэтому для наших целей мы рассматривали сигналы эндогенной природы.

События, зарегистрированные МСА «Михнево», с эпицентральными расстояниями 100-7200 м и магнитудами от -3.3 до -0.3, определенными с помощью соотношения (4.19), представлены в табл. 4.1. Для сдвиговой модели очага магнитуда рассчитывалась по максимальному значению эпюры скорости в предположении, что величиной амплитуды *P*-волны можно пренебречь по сравнению с амплитудой *S*-волны. Скорость распространения поперечной волны выбиралась с учетом скоростного разреза территории ГФО «Михнево» [Горбунова, 2007; Отчет..., 2001]. Добротность среды полагали равной 40, для более глубоких слоев - 60 [Chong, Ni, 2009].

Таблица 4.1

Дата	Время	<i>R</i> , м	m_b	$V_{ m max}$, мкм/с	C_s , м/с	Q	M _{Brune}
18.10.2012		100	-3.3	0.3444	500	40	-3.9
9.10.2012	2.02:46.7	200	-2.42	1.6158	600	40	-2.8
31.10.2012	0.10:52.1	300	-2	0.3921	800	40	-2.8
8.05.2012	0.56:15.5	400	-1.9	0.3551	800	40	-2.6
7.05.2012	3.53:44.8	500	-1.8	0.5923	1500	40	-2.0
21.04.2012	12.04:36.9	600	-1.4	0.2919	1500	40	-2.1
12.01.2012	16.17:44.8	1000	-1.8	0.1632	1500	40	-1.8
30.01.2012	4.17:07.8	1300	-1.3	0.2708	1800	40	-1.4
12.01.2012	23:17:51.2	1700	-1	0.1709	2000	40	-1.3
25.08.2012	11.33:04.7	2700	-0.7	0.0651	2000	40	-1.2
23.09.2012	23.21:01.7	3900	-0.4	0.1058	2200	40	-0.7
25.01.2012	2.15:14.9	7200	-0.3	0.1024	2200	60	-0.4

Результаты сравнения магнитуды, определенной по группе, и магнитуды, рассчитанной аналитически, приведены на рис. 4.9. На малых расстояниях от источника отмечается завышенное значение магнитуды, определенной по группе, если для события с эпицентральным расстоянием 100 м «переоценка» магнитуды составляет ~0.6, то для R = 7 км разница магнитуд $(m_b - M_{Brune})$ ~0.1. При этом наблюдается общий тренд снижения «переоценки» магнитуды с увеличением магнитуды m_b (рис. 4.9,6). Такие отклонения в определение магнитуд могут приводить к значительным ошибкам при оценке размера активизирующихся трещин.



Рис. 4.9. Зависимости от расстояния разности магнитуды m_b , определенной по соотношению (4.19), и магнитуды M_{Brune} , рассчитанной по модели Брюна, для событий из табл. 4.1, зарегистрированных МСА «Михнево», от эпицентрального расстояния (а) и от значения магнитуды m_b (б)

Для событий, зарегистрированных на МСА «Монаково» построены аналогичные зависимости на рис. 4.10. В выборку вошли эндогенные события с m_b от -0.41 до 1.5 и эпицентральными расстояниями 2.5-15 км (табл. 4.2). По исходным параметрам, приведенным в табл. 4.2, рассчитаны значения магнитуд по модели Брюна. В этом случае разница магнитуд ($m_b - M_{Brune}$)~0.5 остается постоянной во всем диапазоне расстояний, и наблюдается плавный рост величины ($m_b - M_{Brune}$) с увеличением магнитуды m_b (рис. 4.10,б).

Дата	Время	<i>R</i> , км	m_b	$V_{ m max}$, мкм/с	C_s , м/с	Q	M Brune
04.08.2012	4:35:11.1	6.9	0.87	2.22	1100	50	0.39
20.08.2012	15:56:27.3	4.6	0.7	1.86	1600	50	0.11
27.05.2013	54:33,8	2.5	-0.12	1	1200	50	-0.7
27,05,2013	55:44,1	2.5	-0.41	1.13	1200	50	-0.7
17,06,2013		2.7	-0.04	1.83	1200	50	-0.4
16,07,2013	52:58,7	15	1.5	0.73	2700	50	1





Рис. 4.10. Зависимости разности магнитуды m_b , определенной по соотношению (4.20), и магнитуды M_{Brune} , рассчитанной по модели Брюна, для событий из табл. 4.2, зарегистрированных МСА «Монаково», от эпицентрального расстояния (а) и от значения магнитуды m_b (б)

Проведенное исследование позволяет говорить о неэффективности используемых зависимостей определения магнитуд для слабых событий или, по крайней мере, о необходимости введения поправки. Завышенные значения магнитуд при мониторинге слабой сейсмичности могут возникать из-за того, что коэффициенты ζ и α , и калибровочная функция $Q(\Delta, h)$ в зависимостях (4.19)-(4.20) определяются для событий с магнитудой больше 1.5. Различие в угле наклона аппроксимирующих зависимостей, построенных для групп «Михнево» и «Монаково» (рис. 4.9 и рис. 4.10) может возникать из-за отличий В геологическом строении подстилающего массива, a также разных коэффициентов в калибровочной функции $Q(\Delta, h)$.

Таблица 4.2

4.4 Выделение длиннопериодных колебаний в записи микросейсмического фона

Исследование параметров микросейсмического фона в низкочастотной ΓΦΟ области проводилось станции «Михнево», оборудованной на широкополосным сейсмометром КСЭШ-Р. Выбранное место измерения относительно удалено от источников техногенных помех. Анализ записей фона проводился за период с 9.06.2009 г. по 18.06.2009 г. в диапазоне больших периодов (40-330 с). Первоначальная частота дискретизации 10 Гц с помощью децимирования была приведена к 1 Гц. Движение грунта в исследуемом диапазоне характеризуется чередованием квазистационарных частотном процессов и ярко выраженных импульсных всплесков. На рис. 4.11 приведены характерные участки сейсмограмм с квазистационарными и нестационарными Нестационарные участки сейсмическими шумами. представляют собой импульсные колебания с характерными периодами 1-1.2 мин преимущественно асимметричной формы. Период повторения самих импульсов составляет 5-7 мин.



Рис. 4.11. Примеры участков сейсмограмм с квазистационарным (а) и нестационарным (б) микросейсмическим фоном. Фильтрация в полосе 0.003-0.025 Гц

Такие колебания нестационарного характера могут отражать характерные особенности напряженно-деформированного состояния земной коры и быть связаны с релаксационными процессами в блочной среде [Кочарян, Кабыченко, 2003; Беседина, Кабыченко, 2011].

Земная кора представляет собой не сплошную среду, а дискретную систему блоков, между которыми имеются «прослойки» из более мягкого и пористого материала – разломы и трещины – вдоль которых может происходить относительное движение блоков земной коры. Простой аналогией колебательного движения блока на прослойке является колебание массы на пружине. Для рассмотрения такой модели необходимо знать параметры системы.

Для характеристики деформационных свойств трещин часто вводят нормальную k_n и сдвиговую k_s жесткости нарушения сплошности [Кочарян, Спивак, 2003]:

$$k_n = \frac{d\sigma_n}{dW_n}, \ k_s = \frac{d\tau}{dW_s}, \tag{4.21}$$

где σ_n и τ - нормальные и сдвиговые эффективные напряжения, действующие в окрестности разрыва, а W_n и W_s - относительное нормальное и сдвиговое перемещение его берегов. В некоторых случаев удобно использовать «среднюю» жесткость: $\bar{k} = \frac{\tau(t_{\text{max}})}{u(t_{\text{max}})}$, где t_{max} - момент времени, в который напряжение достигает максимума.

Если исключить из рассмотрения мелкие трещины длиной менее 100м, то зависимость средней нормальной жесткости от масштаба нарушения сплошности описывается зависимостью [Кочарян, 2009]:

$$k_n = 837 \cdot L^{-0.41}, \tag{4.22}$$

где жесткость k_n измеряется в МПа/м, а длина разлома L - в километрах.

В соответствии с простейшей моделью «массы на пружине» колебания блока размером $L \times L \times H$ на прослойке жесткостью k_n можно охарактеризовать собственной частотой колебаний:

$$f_r = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{kLH}{\rho L^2 H}} = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{k}{\rho L}} = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{837 \cdot 4.25 \cdot L^{-0.41} \cdot 10^6}{3 \cdot 10^3 \cdot L}} \cong \frac{155}{L^{0.71}} \frac{1}{c}, \qquad (4.23)$$

где *L* берется в метрах. Повышенная плотность трещин в разломных зонах, значительная часть из которых заполнена флюидом, приводит к тому, что сдвиговая жесткость разломной зоны k_s может оказаться значительно ниже нормальной. Принимая $k_s \sim 0.1k_n$, получаем:

$$f_s \sim \frac{50}{L^{0.71}} \frac{1}{c}.$$
 (4.24)

Таким образом, для блоков с характерным размером $L \sim 10 \text{ км}$, можно ожидать характерных периодов колебаний $T \sim 1/f_s$ в десятки секунд.

Стоит отметить, что помимо таких собственных колебаний блока при распространении сейсмических возмущений в среде возникают и колебания с частотой, соответствующей отражению колебаний от межблоковых границ:

$$f_i = \frac{C}{2L_i},\tag{4.25}$$

где C - скорость распространения колебаний в среде, L_i - характерный размер блока *i*-го иерархического уровня.

Соотношения, описывающие деформационные характеристики межблоковых контактов, могут быть получены сейсмическими методами из эксперимента. Инструментальное исследование деформационных свойств нарушений сплошности различного строения и масштабов проводилось в течение нескольких лет в ИДГ РАН и представлено в работах [Костюченко и др., 2002, Кочарян и др., 2007; Будков и др., 2010]. В работе [Кочарян, Остапчук, 2011] исследуется изменение жесткости разломной зоны в ходе сейсмического цикла на основе модели прерывистого скольжения. На рис. 4.12 приведена зависимость из [Кочарян, Остапчук, 2011], на которой видно, что на

заключительной стадии цикла прерывистого скольжения сдвиговая жесткость контакта становится в несколько десятков раз ниже максимального значения. Такое снижение жесткости разломной зоны перед возникновением динамического срыва может оказаться чувствительным индикатором перехода системы в метастабильное состояние [Кочарян, Остапчук, 2011]. После же будет возрастать, соответственно землетрясения жесткость системы И характерная частота системы «блок - разлом» будет увеличиваться. Такое поведение системы после динамического события находит подтверждение в лабораторных экспериментах, представленных в работе [Кочарян и др., 2007], и в натурных измерениях, проводимых на разломах Ландерс [Vidale, Li, 2003] и Сан –Андреас в окрестности Паркфилда [Li et al., 2006]. Моделирование процесса деформирования показало, что жесткость нарушения сплошности постепенно увеличивается, когда система находится в стационарном состоянии под нормальной нагрузкой, что можно интерпретировать как «залечивание» трещин. Результаты измерений скорости распространения сейсмических волн на разломе Ландерс показывают, что после резкого снижения жесткости разломной зоны, вызванной динамическим срывом, происходит постепенное упрочнение разлома.



Рис. 4.12. Зависимость сдвиговой жесткости контакта от амплитуды межблокового перемещения в ходе одного из циклов прерывистого скольжения [Кочарян, Остапчук, 2011]
Одним из возможных проявлений снижения жесткости разломной зоны может оказаться появление в спектре микросейсм специфических низкочастотных колебаний. Подобные эффекты наиболее ярко проявились перед землетрясением с магнитудой M = 9.2 на о. Суматра 26.12.2004 г., где период таких колебаний, появившихся более чем за двое суток до главного толчка, стремительно увеличивался по мере приближения события (рис. 4.13) [Соболев, 2011].



Рис. 4.13. Спектрально-временная диаграмма сейсмических колебаний перед землетрясением, произошедшем на о. Суматра. Стрелками показано время землетрясений Маккуори (М=7.9) и Суматра (М=9.2) [Соболев, 2011]

Таким образом, по мере приближения к метастабильному состоянию, которому соответствует снижение жесткости, характерный период системы блок – прослойка может смещаться в низкочастотную часть спектра, достигая значений периодов в сотни секунд. Этот эффект может оказаться удобным индикатором возникновения нестабильности при проведении сейсмологических исследований.

Если на записях сверхширокополосных сейсмометров типа КСЭШ-Р колебания в диапазоне сверхнизких частот выделяются простой фильтрацией, то для выделения подобных сигналов на обычных широкополосных сейсмометрах типа STS-2 необходимо использовать специальные методы

коррекции, принципы которых рассмотрены и апробированы в предыдущих разделах.

Выводы к разделу 4

• Расчеты, выполненные в настоящей работе, демонстрируют некоторые потенциальные источники ошибок при определении геомеханических параметров источника.

• При мониторинге слабой сейсмичности проблемой является радикальное искажение излучаемого спектра в результате поглощения высоких частот. При этом можно ожидать существенной недооценки значения магнитуд, определяемых по объемным волнам и по сейсмической энергии, по отношению к величине моментной магнитуды слабых событий уже на расстояниях нескольких километров, причем величина этой недооценки нарастает с увеличением расстояния.

• Неплохие результаты дает использование подхода Т.Г. Раутиан. По крайней мере, ошибка в определении магнитуды M_w по величине K_E почти не меняется с расстоянием от источника. Однако и в этом случае для событий с $M_w \leq 0$ «недооценка» параметров источника становится весьма значительной.

• Дополнительные погрешности при определении характеристик источника вносит ограниченная частотная полоса измерительного канала. При регистрации колебаний от слабых событий сейсмометр типа СМ-3КВ не вносит существенной дополнительной ошибки, начиная с расстояний в 3-5 км от источника.

• При регистрации датчиком СМ-3КВ колебаний от крупных событий на региональных расстояниях ограничение полосы датчика в области низких частот может приводить к существенному занижению амплитуды колебаний. Метод численной коррекции зарегистрированных сейсмограмм при помощи метода умножения частотных характеристик позволяет практически полностью восстановить истинные значения движения грунта.

• По мере приближения к метастабильному состоянию характерный период собственных колебаний блочных структур может смещаться в

низкочастотную часть спектра микросейсмического шума. Этот эффект может оказаться удобным индикатором возникновения нестабильности при проведении сейсмологических исследований в окрестности очага будущего землетрясения. Применение методов коррекции волновых форм позволит обнаружить такие колебания в явном виде.

5. Исследование проявления солнечно-лунных приливов при совместном анализе сейсмических и гидрогеологических данных

В настоящем разделе изложены результаты совместного анализа данных сейсмических и гидрогеологических наблюдений на ГФО «Михнево», проведено исследование приливного отклика среды, и выполнена оценка проницаемости коллектора подземных Определение вариаций вод. гидрогеологических параметров коллекторов (водопроводимости, проницаемости) основано на анализе зависимости между вариациями уровня воды в скважинах и деформациями пород, обусловленных влиянием лунносолнечных приливов. Для оценок приливных деформаций можно использовать записи уже имеющихся широкополосных велосиметров, таких как STS-2, с учетом гравитационных свойств инерционной массы сейсмометра (раздел 2.4).

5.1 Измерительный комплекс для проведения синхронных сейсмических и гидрогеологических наблюдений

На территории геофизической обсерватории Института динамики геосфер в течение последних шести лет (с 2008г.) проводятся синхронные наблюдения за состоянием флюидонасыщенного коллектора, микросейсмическим фоном и атмосферным давлением [Беседина и др., 2012; Горбунова и др., 2013]. Измерительный комплекс расположен в 100 км к югу от Москвы в центральной части Русской плиты. Прецизионные наблюдения за уровнем подземных вод выполняются в скважине глубиной 115 м с использованием датчика LMP 308i (Германия), установленного на 1 м глубже статического уровня опорного водоносного горизонта. Датчик контролирует изменение гидростатического напора в экспериментальной скважине с точностью 0,1 мм и интервалом опроса 1 сек. Для измерения параметров сейсмических колебаний используется широкополосный сейсмометр STS-2, расположенный в шахте на глубине 20 м. На поверхности размещена цифровая метеостанция (Vontage Pro-2).

На территории расположения ГФО «Михнево» подземные воды получают преимущественное развитие в пределах осадочного чехла, приуроченного к южной окраине Московской синеклизы. Водовмещающие породы представлены известняками неравномерно трещиноватыми с подчиненными прослоями глин, мергеля, доломитов и относятся к коллекторам трещиннопорового типа. Напорный алексинско-протвинский водоносный горизонт нижнего карбона вскрыт наблюдательной скважиной в интервале 92-115 м [Горбунова и др., 2009]. Скважина несовершенного типа, так как рабочая часть ствола скважины составляет 62 % от вскрытой мощности водоносного горизонта. Геологический разрез территории ГФО «Михнево» представлен на рис. 5.1.



Рис. 5.1. Геологический разрез территории расположения ГФО «Михнево»

Область питания подземных вод приурочена к долине реки Оки, расположенной южнее ГФО «Михнево» на расстоянии около 14 км. Режим алексинско-протвинского водоносного горизонта равнинного типа, характеризуется четко выраженными сезонными вариациями уровня до 2.13.8 м, величина напора достигает 23 м. В связи с удаленностью области питания ΓΦΟ «Михнево» вод ОТ подъем уровня проявляется подземных С запаздыванием на 1.5-2 месяца относительно паводка. Максимальное снижение пьезометрической поверхности зарегистрировано в зимнюю и весеннюю межень. Уклоны подземного потока изменяются от 0.0006 до 0.001. По гидрогеологического опробования определены результатам основные параметры водоносного горизонта, коэффициент фильтрации в массиве составляет 0.2 м/сут, в зонах активного водопритока - возрастает до 2 м/сут, коэффициенты пьезопроводности и упругой водоотдачи равны 1.3·10⁴ м²/сут и 2.3.10⁻⁴ соответственно. Действительная скорость потока в зависимости от водности года изменяется от 1 до 10 см/сут.

Первичная обработка экспериментальных данных выполнялась по методике, разработанной в ИДГ РАН, включала в себя фильтрацию сигнала в низко- и высокочастотном диапазонах и выделение полезных сигналов – приливов в сейсмических и гидрогеологических рядах.

Синхронная регистрация атмосферного давления и уровня воды позволила рассчитать коэффициент барометрической эффективности *B*:

$$B = \frac{\sum_{i=1}^{n} f_i \cdot g_i}{\sum_{i=1}^{n} g_i \cdot g_i},$$
(5.1)

где f_i - исходная запись уровня воды, а g_i - исходная запись давления. В дальнейшем полученное значение барометрической эффективности использовалось для очистки исходного уровня воды от влияния атмосферного давления [Виноградов, 2011]. Для определения смещения грунта в приливных волнах по результатам регистрации сейсмическими датчиками, применялась методика, изложенная в разделе 2.4. Дополнительно рассчитывались теоретические смещения грунта в приливных волнах по вертикальной компоненте флюидонасыщенного коллектора применительно к координатам

сейсмических станций MHV с использованием программного пакета ETERNA 3.0 [Wenzel, 1994].

5.2 Анализ результатов наблюдений

По исходным данным с увеличенным шагом дискретизации до 5 минут атмосферного давления, уровня воды, очищенного от барометрического влияния, и теоретическим значениям смещения грунта, рассчитанным по программе ETERNA для расположения ГФО «Михнево» ($54^{0}57.6'$ с.ш. 37^{0} 45.9'в.д.), за период с 01.01.2011 г. по 31.05.2013 г. был проведен предварительный Фурье анализ и построены амплитудные спектры (рис. 5.2). Расщепление амплитудных спектров приливов позволяет идентифицировать основные типы приливных волн. На спектрах уровня подземных вод и теоретического смещения грунта четко выделяются 8 основных приливных волн - суточные Q₁, O₁, K₁, P₁ и полусуточные N₂, M₂, S₂, K₂. Периоды, часовые скорости и типы этих волн показаны в табл. 5.1 в соответствии с [Мельхиор, 1968]. Полусуточная приливная волна лунного типа M₂ в уровне подземных вод имеет наибольшую амплитуду, в то время как в смещении грунта наиболее значимо выражена суточная волна лунно-солнечного типа K₁.

Таблица 5.1	l
-------------	---

Период, час	Амплитуда приливов, мм		Часовая скорость, град/час		Тип волны происхождение (L – лунная, S - солнечная)	
	Уровень воды	Смещение грунта	Экспериментальная	Теоретическая	[Мельхиор, 1968]	
11,96	0,4	7	30,0864	30,0821	К ₂ (L-S, деклинационная)	
12,00	1,9	28	30	30	S ₂ (S, главная)	
12,42	3,4	53	28,9804	28,9841	М ₂ (L, главная)	
12,66	0,6	9	28,4447	28,4397	N ₂ (L, большая эллиптическая M ₂)	
23,94	2,8	62	15,0346	15,0411	К ₁ (L-S, деклинационная)	
24,05	1,3	18	14,9654	14,9589	Р ₁ (S, главная солнечная)	
25,81	2,5	52	13,9458	13,9430	${f O}_1$ (L, главная лунная)	
26,88	0,5	8	13,3929	13,3987	Q ₁ (L, эллиптическая)	



Рис. 5.2. Амплитудные спектры приливов в атмосферном давлении (а), уровне подземных вод, очищенных от влияния атмосферного давления (б), теоретическом смещении грунта (в) на территории ГФО «Михнево» за период с 01.2011 г. по 05.2013 г. в окрестностях часовых скоростей 13-31 град/час

На амплитудном спектре атмосферного давления присутствует только одна приливная волна S_2 , которая, как отмечалось выше, проявляется и в записи уровня подземных вод. Это свидетельствует о том, что приливная компонента S_2 в уровне воды представляет собой комплексный эффект влияния атмосферного давления и твердых приливов. Суточная приливная компонента в спектре атмосферного давления находится на уровне шума.

Полученные данные использованы для оценки амплитудного фактора (рис. 5.3), представляющего собой отношение амплитуд приливов, выделенных в уровне подземных вод, к теоретической деформации, рассчитанной с учетом аппроксимирующей зависимости $Y = -0.062 \cdot X$, где X - смещение (рис. 2.19). Наклон линейной зависимости между амплитудами приливов в уровне и теоретической деформации пород составляет 0.7см/10⁻⁸, что соответствует относительно высокой сжимаемости пород. Тот факт, что аппроксимирующая прямая не проходит через начало координат, а пересекает ось ординат при значении амплитуды уровня 0.2 мм, указывает на завышение амплитуд приливов в воде в связи с наличием шума, либо на занижение значений деформаций относительно действительных теоретических параметров, характерных для рассматриваемого карбонатного коллектора трещиннопорового типа.



Рис. 5.3. Диаграмма соотношения приливов, выделенных в уровне подземных вод и теоретически рассчитанной деформации коллектора

Для приливов в сейсмических анализа данных, полученных на территории ГФО «Михнево», был выбран период наблюдений с 6.01.2011 г. по 31.05.2011 г., за который имеются непрерывные результаты регистрации как датчика уровня, так и широкополосного сейсмометра. По теоретическим значениям амплитуда смещения грунта в полусуточной приливной волне изменяется от 77 до 103 мм (рис. 5.4,а, черная линия), в суточной приливной волне - от 61 до 98 мм (рис. 5.4,а, красная линия). С января по май 2011 г. отмечается постепенное увеличение фазового сдвига полусуточных приливных волн относительно суточных от 2 до 12 дней. Экстремумы полусуточных теоретических значений приливов в смещении грунта фиксируются в марте 2011 г. на фоне минимальных амплитуд приливов, выделенных в суточной компоненте.



Рис. 5.4. Вариации приливной компоненты в смещении грунта, рассчитанной по программе ETERNA (а) и по результатам регистрации датчиком STS-2 (б) (черная линия – полусуточная приливная компонента, красная линия – суточная приливная компонента)

По экспериментальным данным, децимированным к временному шагу 5 минут, амплитуда смещения грунта в полусуточной приливной волне достигает 117-175 мм (рис. 5.4,б, черная линия), суточных – до 99 до 168 мм (рис. 5.4,б,

красная линия). Опережение пакета полусуточных приливных волн относительно суточных сохраняется.

Амплитуды приливов в смещении грунта, определенные по экспериментальным данным, изменяются неравномерно относительно теоретических значений. Для суточных приливов в зимний период имеет место возрастание в 1.6 раз, весной – в 1.7 раз. Для полусуточных волн амплитуда смещения в среднем в 1.7 раз больше теоретического значения.

В рассматриваемых данных выделяются участки (1-3 на рис. 5.4), в пределах которых прослеживается расхождение в формах огибающих между экспериментальными и теоретическими значениями приливов в смещении грунта, наиболее значимо выраженные в полусуточной приливной компоненте. Фрагментарное «искажение» сигнала может быть связано с влиянием факторов. Четко прослеживается дополнительных отклик среды на землетрясение Тохоку 11.03.2011 г. С 7 по 13 марта 2011 г. наблюдается постепенное увеличение амплитуд суточной приливной компоненты в смещении грунта в период со стабилизацией значений к 15 марту 2011 г. (участок 1, рис. 5.4). Для полусуточной компоненты в период 11-12 марта 2011 г. зарегистрировано уменьшение амплитуд приливов в смещении грунта ниже теоретических значений с последующим незначительным увеличением с 13 по 15 марта 2011 г. (рис. 5.4). По экспериментальным данным наибольшие расхождения с расчетными значениями зафиксированы по приливам в смещении грунта не только в периоды форшоковой и афтершоковой активности, связанной с землетрясением 11 марта 2011 г., но и 2-6 апреля (участок 2) и с 26 апреля по 4 мая 2011 г. (участок 3). В периоды 2-6 апреля и 26-30 апреля 2011 г. по полусуточной приливной компоненте в смещении грунта выделяются два интервала уменьшения амплитуд приливов. Ослабление сигнала с 2 по 6 апреля приурочено к периоду максимальной рассинхронизации интенсивности полусуточных и суточных приливных волн и переходу среднесуточной температуры воздуха через 0^{0} . С 26 апреля по 6 мая 2011 г.

прослежен период интенсивного подъема уровенной поверхности верхнего водоносного горизонта в интервале 26-25.5 м и значимого повышения температуры воздуха на 10⁰. Следует отметить, что в это время амплитуды полусуточной и суточной приливных компонент по сейсмическим данным ниже теоретических значений приливов, выделенных в смещении грунта.

На территории ГФО «Михнево» полусуточная (рис. 5.5,а) и суточная (рис. 5.5,б) приливные компоненты, выделенные в уровне подземных вод, приуроченных к карбонатному коллектору трещинно-порового типа, не стабильны и проявляются с опережением на 1-2 суток относительно теоретически рассчитанного смещения грунта по полусуточной компоненте и с отставанием на 1-2 суток по суточной.



Рис. 5.5. Вариации полусуточной (а) и суточной (б) приливных компонент в уровне (синяя линия) и смещении грунта, рассчитанном по ETERNA (серая линия)

Огибающие приливов в уровне подземных вод имеют асимметричную форму. С 26 апреля по 20 мая 2011 г. вклад волны лунного типа O₁ в формирование суточной приливной компоненты в уровне подземных вод ГФО «Михнево» не прослеживается (рис. 5.5,б). Наличие подобных (аномальных) участков предположительно свидетельствует о дополнительном влиянии гидродинамического фактора на формирование приливов в подземных водах ГФО «Михнево». Отклик на землетрясение Тохоку 11 марта 2013 г. в приливных компонентах уровня подземных вод выражен слабо (рис. 5.5).

Визуализация огибающих приливов, выделенных по экспериментальным данным, и рассчитанных по ETERNA, позволяет выделять участки, характеризующиеся осложнением форм приливных компонент в смещении грунта и уровне воды, которые необходимо исключать из рассмотрения при оценке фильтрационных свойств коллектора.

В работе был выполнен комплексный анализ приливных компонент, выделенных в сейсмических и гидрогеологических данных, очищенных от длиннопериодной составляющей и вклада атмосферного давления. За период с февраля 2009 г. по февраль 2011 г. были построены ежемесячные спектры амплитуд вариаций скорости смещения грунта (рис. 5.6,а) и уровня воды (рис. 5.6,б).



Рис. 5.6. Среднемесячный амплитудный спектр за февраль 2009 года: а) скорость смещения грунта, б) уровень подземных вод

Для каждого спектра измерялись значения амплитуд пиков, соответствующих четырем основным типам приливных волн – суточным (K₁, O₁) и полусуточным (S₂, M₂), после чего была проведена оценка дисперсии полученных среднемесячных значений. Результаты расчетов использовались для построения сводных диаграмм среднемесячных спектральных амплитуд скорости смещения грунта (рис. 5.7) и уровня воды за трехлетний период наблюдений (рис. 5.8).



Рис. 5.7. Вариации среднемесячных спектральных амплитуд скорости смещения грунта



Рис. 5.8. Вариации среднемесячных спектральных амплитуд уровня воды

Для приливных волн лунно-солнечного типа K_1 и солнечного типа S_2 , выделенных в результате обработки сейсмических данных, прослежены четко выраженные годовые и полугодовые циклы (рис. 5.7,а), которые соответствуют вариациям теоретических приливных объемных деформаций, рассчитанных для Московского региона [Любушин и др., 1997]. В волнах лунного типа M_2 и O_1 на диаграммах среднемесячных спектральных амплитуд скорости смещения грунта цикличность присутствует, но выражена слабее (рис. 5.7,б). Следует отметить, что по суточной волне K_1 максимальные значения среднемесячных спектральных амплитуд скорости смещения грунта фиксируются в июне и декабре каждого года, минимальные – в марте и сентябре (рис. 5.7,а). По полусуточной волне S_2 увеличение значений среднемесячных спектральных амплитуд скорости смещения грунта прослеживается в марте и сентябре, уменьшение – в июне и декабре (рис. 5.7,а). Установленная цикличность для волн K_1 и S_2 , выделенная в сейсмических данных (рис. 5.7,а), присутствует и в динамике среднемесячных спектральных амплитуд уровня воды (рис. 5.8,а). Для волн лунного типа M₂ и O₁, выделенных в гидрогеологических данных, цикличность выражена слабо (рис. 5.8,б).

Реакция геофизической среды на приливы более подробно рассматривалась в течение 4 месяцев с 01.01.2009 г. по 30.04.2009 г. Данные брались с шагом по времени 1 ч. Выделялись 2 основные составляющие: полусуточные (10-13 ч) и суточные (23-26 ч) приливные волны в уровне подземных вод и вертикальном смещении грунта (далее смещении грунта) (рис. 5.9).

Экстремумы огибающей полусуточной приливной волны соответствуют основным фазам лунного цикла: максимумы значений приходятся на полнолуние и новолуние, в то время как минимумы – соответствуют первой и последней четверти лунного цикла. Это значит, что основной вклад в полусуточную компоненту приливных волн вносит приливная волна лунного типа M₂, а влияние волны S₂ солнечного типа не так существенно.

Для суточных волн наблюдается иная картина. Экстремумы огибающей не соответствуют основным фазам лунного цикла, что говорит о том, что в суточные приливы значительный вклад вносит волна лунно-солнечного типа К₁. Описанная выше картина прослеживается и в результатах измерений уровня воды и в смещении грунта.

На рис. 5.9 наблюдается сдвиг между суточной и полусуточной приливной волной. Суточная приливная волна опережает полусуточную волну, если за реперные точки брать минимумы огибающих приливных волн. Причем, в январе суточная волна опережала полусуточную на 2 дня (рис. 5.9,а), а в апреле эта величина возросла до 11 суток (рис. 5.9,б).

Как отмечалось выше, амплитуды приливных волн в уровне подземных вод и смещении грунта подвержены годовой цикличности. За период с 01.01.2009 г. по 30.04.2009 г. для каждого пакета приливных волн (суточных и полусуточных), выделенных в гидрогеологических и сейсмических данных, определялись значения амплитуд, соответствующие экстремумам огибающей.



Рис. 5.9. Полусуточные (черная линия) и суточные (зеленая линия) приливные волны, выделенные из записей уровня воды и вертикального смещения грунта: а – за январь 2009 года, б – за апрель 2009 года. Вертикальными прямыми отмечены сутки, которым соответствует наименьшее значение огибающей в суточных (зеленая) и полусуточных приливных волнах (черная) в течение исследуемого календарного месяца.

Соответственно по каждому месяцу было определено два максимальных значения приливов в уровне воды и в смещении грунта. Совмещенная диаграмма значений амплитуд приливов полусуточных и суточных волн в уровне воды и смещении грунта представлена на рис. 5.10. Общий вид амплитудной зависимости согласуется с данными на рис. 5.7-5.8 для участка с 1 по 4 месяцы. Полусуточная волна в марте 2009 года достигает максимального значения, в то время как суточная волна имеет минимум.

Для твердых приливов в пределах рассматриваемого 4-х месячного интервала значения амплитуд приливов суточной волны превышают значения амплитуд приливов полусуточных волн. Следует отметить, что в январе расхождения между амплитудами приливов суточной и полусуточной компонент в смещении грунта максимальны, в марте – минимальны.

Указанная зависимость прослежена и в динамике амплитуд суточной и полусуточной компонент приливов в уровне подземных вод. Причем в марте значения амплитуд суточной и полусуточной приливных волн совпадают.



Рис. 5.10. Диаграмма амплитуд приливных волн по данным прецизионного мониторинга: вертикального смещения грунта (черные значки) и уровня подземных вод (синие значки). Значками обозначены пакеты приливных волн: круги - суточная приливная волна (22-26 часов), треугольники - полусуточная приливная волна (10-13 часов).

5.3 Оценка проницаемости коллектора

В процессе обработки сейсмических и гидрогеологических данных установлено, что полусуточная приливная компонента проявляется более устойчиво и характеризуется меньшим диапазоном вариаций значений в пределах прослеженной годовой цикличности (рис. 5.4, 5.5, 5.7, 5.8). По результатам спектрального анализа в составе полусуточной компоненты выделяются приливные волны лунного типа M_2 и солнечного типа S_2 . Основной вклад в формирование последней вносит атмосферное давление, и поэтому волна S_2 не может быть рекомендована для оценки фазового сдвига. На данном этапе исследований определение проницаемости коллектора проведено на основе анализа приливной волны лунного типа M_2 .

Для выделения фаз приливных волн в уровне подземных вод и смещении грунта сначала проводилась предварительная полосовая фильтрация исходных рядов в полосе 8-26 ч для выделения пакета приливных волн, а далее приливная компонента представлялась в виде гармонической функции. Приливную волну М₂ в уровне можно представить в виде

$$u_{M_{2}}(t) = a_{M_{2}} \cos(\omega_{M_{2}}t + \varphi_{M_{2}}), \qquad (5.2)$$

а смещение грунта как

$$s_{M_2}(t) = b_{M_2} \cos(\omega_{M_2} t + \theta_{M_2}), \qquad (5.3)$$

где a_{M_2} и b_{M_2} - амплитуды приливной компоненты в уровне воды и смещении грунта соответственно, $\omega_{\scriptscriptstyle M_2}$ - угловая частота приливной волны М2, $\varphi_{\scriptscriptstyle M_2}$ и $\theta_{\scriptscriptstyle M_2}$ фазовые углы приливной компоненты М2 в уровне воды и смещении грунта соответственно. Фазовый сдвиг уровня относительно смещения грунта $\zeta_{M_2} = \theta_{M_2} - \varphi_{M_2}$. Отметим, что фазовый сдвиг отрицательный, когда приливная составляющая уровня воды запаздывает относительно прилива в смещении грунта. Для определения фазового сдвига были выбраны пять интервалов длительностью каждый. Три рассмотренных месяц промежутка характеризуются квазистационарным режимом фильтрации подземных вод с среднемесячными вариациями амплитуд уровня воды в диапазоне 0.09-0.2 м. На двух других участках происходит понижение уровенной поверхности на 0.23 м и 0.47 м (табл. 5.2). В случае вскрытия скважиной изолированного резервуара при отсутствии инерционных эффектов водообмена и без учета океанической нагрузки разность фаз между приливной волной и изменением уровня должна составлять 180° [Болдина, 2004]. Для трех интервалов (1, 2 и 4 из табл. 5.2) получены оценки фазового сдвига ζ_{M_2} для приливной волны M_2 . Однако для участков с нестационарной фильтрацией (3 и 5) величина фазового сдвига принимает большие значения –192 ° (интервал 3) и –217 ° (интервал 5). Следует отметить, что для этих интервалов (3, 5) снижение пластового давления значительно и составляет 0.06 атм и 0.08 атм. Кроме того, для участка со значением фазового сдвига $\zeta_{M_2} = -217^{\circ}$ отмечается низкое значение гидростатического напора водоносного горизонта. Среднемесячные значения напоров и изменения пластового давления для рассматриваемых временных интервалов приведены в табл. 5.2.

На основании математической модели, представленной в работе [Hsieh et al., 1987], была выполнена оценка водопроводимости с учетом конструкции скважины, упругой емкости водовмещающих пород, фазового запаздывания уровня воды относительно вариаций гидростатического напора в пласте. При этом предполагалось, что скважина идеальная, напорный горизонт бесконечно-протяженный, однородный и изотропный, инерционные эффекты столба воды в скважине не учитывались.

Таблица	5.2
---------	-----

№	Рассматриваемый интервал	Δ <i>А</i> , м	Напор, м	ΔP_{nn} , атм	ζ_{M_2}, \circ	$\eta_{\scriptscriptstyle M_2}$, $^{\circ}$
1	06.02.2009-07.03.2009	0.2	23.1	0.03	-183.5	-3.5
2	25.03.2009-26.04.2009	0.09	23.5	0.03	-182.7	-2.7
3	03.06.2009-02.07.2009	0.23	23.1	0.06	-192	-12
4	08.04.2010-07.05.2010	0.14	22.8	0.04	-181	-1
5	05.08.2010-03.09.2010	0.47	20.8	0.08	-217	-37

С учетом того, что изменение порового давление в резервуаре колеблется в противофазе с изменением объемной деформации, можно рассчитать фазовый сдвиг η между уровнем воды в скважине и гидростатическим напором (табл. 5.2). Таким образом, имея продолжительные записи колебаний уровня воды в скважине, а также значения приливных деформаций за тот же период, можно определить значение водопроводимости пласта, а, следовательно, и его проницаемость.

Оценим водопроводимость пласта. Радиус скважины $r_w = 0.059 \text{ м}$, радиус обсадной колонны $r_c = 0.0635 \text{ м}$, коэффициент упругой водоотдачи пласта $S = 2.3 \cdot 10^{-4}$, мощность резервуара d = 23 м, вязкость $\mu = 1.78 \cdot 10^{-3} \text{ Па} \cdot \text{с}$, плотность воды $\rho = 10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$, ускорение свободного падения $g = 9.8 \text{ м} \cdot \text{c}^{-2}$, период приливной волны $M_2 \tau_{M_2} = 12.42 \text{ ч}$.

Тогда $\frac{Sr_w^2}{r_c^2} = \frac{2.3 \cdot 10^{-4} 0.059^2}{0.0635^2} = 2 \cdot 10^{-4}$. Далее, используя расчетную зависимость

фазового сдвига от параметра $T\tau/r_c^2$ для различных значений Sr_w^2/r_c^2 из работы [Hsieh et al., 1987] (рис. 5.11), находим значения параметра $T\tau/r_c^2$ для различных значений фазового сдвига (табл. 5.3).



Рис. 5.11. Расчетный график зависимости фазового сдвига от параметра $T\tau/r_c^2$ для различных значений Sr_w^2/r_c^2 [Hsieh et al., 1987]

Затем рассчитываем проницаемость резервуара [Doan et al., 2006]

$$k = \frac{\mu}{\rho g d} T \,. \tag{5.4}$$

Большему запаздыванию уровня воды относительно приливных колебаний смещении грунта соответствуют В пониженные значения водопроводимости, а значит, и проницаемости пласта. За интервалы 1, 2 и 4, которые характеризируются квазистационарным режимом фильтрации, проницаемость меняется от 214 до 570 мД (табл. 5.3), что соответствует данным, полученным при проведении откачек скважины. Для участков 3 и 5 с нестационарной фильтрацией получены низкие значения проницаемости (табл. 5.3), что является следствием того обстоятельства, что выбранные интервалы характеризуются наличием дополнительных факторов, влияющих на фазовое запаздывание уровня подземных вод относительно твердых приливов.

Таблица 5.3

N⁰	Рассматриваемый	$\eta_{M_{2}}, \circ$	$T\tau/r_c^2$	<i>T</i> ,	k , m^2
	интервал	- 111 2	, i i i i i i i i i i i i i i i i i i i	м ² /сутки	
1	06.02.2009-07.03.2009	-3.5	300	2.3	$2.14 \cdot 10^{-13}$
2	25.03.2009-26.04.2009	-2.7	400	3.1	$2.85 \cdot 10^{-13}$
3	03.06.2009-02.07.2009	-12	90	0.7	$6.4 \cdot 10^{-14}$
4	08.04.2010-07.05.2010	-1	800	6.2	$5.7 \cdot 10^{-13}$
5	05.08.2010-03.09.2010	-37	20	0.2	$1.4 \cdot 10^{-14}$

Выводы к разделу 5

• По результатам синхронных сейсмических и гидрогеологических наблюдений отработана методика выделения приливных компонент в смещении грунта и уровне подземных вод. Выполнена оценка основных параметров (амплитуд и амплитудного фактора) 8 типов приливных волн.

• Анализ годовых циклов 4 основных типов приливных волн показал, что наиболее высокие значения среднемесячных амплитуд в волне лунносолнечного типа K₁ наблюдаются в июне и декабре, а наименьшие значения - в марте и сентябре. Для волны солнечного типа S₂ отмечена обратная картина. В волнах лунного типа O₁ и M₂ вариации амплитуд годовых циклов слабо выражены. Отмеченные закономерности указывают на то, что волны лунного типа менее зависимы от влияния внешних факторов, и поэтому более устойчивы и могут рассматриваться в качестве зондирующих сигналов для контроля напряженно-деформированного состояния массива горных пород.

результате комплексной обработки гидрогеологических В И сейсмических данных выделены участки с искажением формы огибающей приливов в смещении грунта и уровне подземных вод относительно Такие теоретических приливов. интервалы, вероятно, связаны С постсейсмическими эффектами прохождения сейсмических волн OT землетрясения и нарушениями гидрогеодинамической обстановки, и их необходимо фильтрационных исключать при оценке параметров флюидонасыщенного коллектора.

• Оценка фазового сдвига между приливными компонентами в уровне подземных вод и смещении грунта для волны лунного типа M₂ позволила впервые определить диапазон вариаций проницаемости флюидонасыщенного карбонатного коллектора трещинно-порового типа. Использование такого подхода к определению фильтрационных параметров массива имеет прикладное значение и может быть применено на практике.

Заключение

Наиболее существенные выводы были сформулированы в конце каждого раздела диссертации. В заключение сформулируем основные полученные результаты.

1. В результате выполненных исследований научно обоснован метод программной коррекции волновых форм с целью расширения рабочего диапазона частот сейсмических датчиков.

2. В результате лабораторных и полевых экспериментов, проведенных исследований АЧХ и ФЧХ датчиков, а также моделирования шумов измерительных каналов, определены границы применимости метода.

3. Применение метода коррекции волновых форм позволило использовать геофоны GS-20DX в составе малоапертурных групп «Михнево» и «Монаково». Установлено, что в условиях уровня сейсмического шума, характерного для малонаселенной местности (~0.01 мкм/с в диапазоне частот 1-10 Гц), рабочий диапазон GS-20DX можно расширить до 3 Гц при условии, что амплитуда сигнала больше 0.05 мкм/с.

4. Показано, что с помощью предлагаемого метода рабочая полоса частот короткопериодных сейсмометров СМ-3КВ может быть расширена до 0.01 Гц при регистрации сейсмических колебаний с амплитудами выше, чем 0.3 мкм/с, что позволяет использовать его в качестве широкополосного прибора.

5. На основании модельных расчетов оценены количественные поправки к геомеханическим характеристикам очагов слабых событий, определяемым по измеренным значениям энергетического класса и магнитуды m_b . Показано, что ошибки, которые возникают из-за радикального искажения излучаемого спектра в результате поглощения высоких частот, становятся значимыми уже на расстоянии 1-3 км. Дополнительные погрешности может вносить ограниченный частотный лиапазон измерительного канала, однако

отработанный метод коррекции зарегистрированных сейсмограмм позволяет практически полностью восстановить истинные значения движения грунта.

6. Коррекция волновых форм, выполненная на основе учета гравитационных свойств инерционной массы датчика, позволяет использовать широкополосные сейсмометры для анализа волновых процессов в диапазоне сверхнизких периодов (ниже 0.00028 Гц). По результатам синхронных сейсмических и гидрогеологических наблюдений впервые в платформенных условиях проведено исследование приливного отклика среды и выполнена оценка вариаций проницаемости флюидонасыщенного карбонатного коллектора трещинно-порового типа.

Список литературы

Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.

Адушкин В.В., Спивак А.А. Роль приливной силы в формировании режимов геофизических процессов на границе земная кора-атмосфера // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина, г. Москва, 1-4 февраля 2011 г. – М.: Изд-во Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова. 2011. С. 3-7.

Адушкин В.В., Спивак А.А., Харламов В.А. Влияние лунно-солнечного прилива на вариации геофизических полей на границе земная кора атмосфера // Физика Земли. - 2012. - № 2. - С. 14–26.

Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: Теория и методы. Т. 1, 2. — М.: Мир. 1982.

Аптекман Ж.Я., Белавина Ю.Ф., Захарова А.И. и др. Спектры Р-волн в задаче определения динамических параметров очагов землетрясений. Переход от станционного спектра к очаговому и расчет динамических параметров очага // Вулканология и сейсмология. – 1989. – № 2. – С. 66–79.

Аптекман Ж.Я., Дараган С.К., Долгополов В.В., Захарова А.И. и др. Спектры Рволн в задаче определения динамических параметров очагов землетрясений. Унификация исходных данных и процедуры расчета амплитудных спектров // Вулканология и сейсмология. – 1985. – № 2. – С. 60–70.

Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Т.2. М.: Научный мир. 1998. 432 с.

Беседина А.Н., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Кабыченко Н.В., Свинцов И.С. Исследование приливов в геофизических полях, регистрируемых на территории геофизической обсерватории «Михнево». – Динамические процессы в геосферах. Выпуск 3: сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: Геос. 2012. – С.99-107.

Беседина А.Н., Волосов С.Г., Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г. Исследование частотных характеристик при коррекции сейсмограмм на примере геофона GS-20DX. – Динамические процессы в геосферах. Выпуск 4: сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: Геос, 20136. – С. 157-163.

Беседина А.Н., Кабыченко Н.В. Исследование сейсмических колебаний в длиннопериодной части спектра // Труды МФТИ. – 2011. - №3. - Т. 3. - С. 14-19.

Беседина А.Н., Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Коррекция частотных характеристик сейсмических датчиков и шумы соответствующих

измерительных каналов // Сейсмические приборы. – 2011а. - №2. - Т. 47 - С. 11-20.

Беседина А.Н., Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г. Особенности сейсмического мониторинга слабых динамических событий в массиве горных пород // ФТПРПИ. – 2013а. - № 5. - С. 20-36.

Беседина А.Н., Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Численная коррекция сейсмограмм и шумы измерительного канала. – Динамические процессы в геосферах: сборник научных трудов ИДГ РАН. - М.: ГЕОС. 2011б. С.100-108.

Беседина А.Н., Кочарян Г.Г., Пронюк О.А. Масштабный эффект при мониторинге слабой сейсмичности. – Динамические процессы в геосферах. Выпуск 4: сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: Геос, 2013в. – С. 78-88.

Болдина С.В. Оценка пороупругих параметров резервуара подземных вод по данным уровнемерных наблюдений на скважине Ю35, Камчатка // Вестник Краунц. Серия науки о Земле. 2004. №4. С. 109-119.

Болдина С.В., Копылова Г.Н. Гидрогеодинамические процессы в системе скважина-резервуар при сейсмических воздействиях (на примере скважины ЮЗ-5, Камчатка) / Геофизика XXI столетия: 2007 год. Сб. тр. 9-ых гефиз. чт. им. В.В. Федынского. Тверь: ООО «Изд-во ГЕРС». 2008. С. 23-35.

Бугаев Е.Г., Кишкина С.Б., Санина И.А. Особенности сейсмологического мониторинга районов размещения объектов атомной энергетики на Восточно-Европейской платформе // Ядерная и радиационная безопасность. 2012. №3(65). С. 1-9.

Будков А.М., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Численное моделирование процесса накопления межблоковых перемещений при низкоамплитудных динамических воздействиях // Физическая мезомеханика. – 2010. – Т. 12. – № 2. – С. 21-30.

Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М: Наука. - 1969. - 576 с.

Взрывы и землетрясения на территории Европейской части России (под ред. В.В. Адушкина и А.А. Маловичко). – М.: ГЕОС. - 2013. – 384 с.

Виноградов Е.А. Реакция геофлюидных систем на сейсмическое воздействие: дисс. канд. физ.-мат. наук: 25.00.10 / Евгений Александрович Виноградов; Москва: ИДГ РАН, 2011.-182 с.

Гик Л.Д., Карандеев К.Б. Электрическая коррекция виброизмерительной аппаратуры.-Новосибирск: Изд. СО АН СССР. 1962.-130 с.

Горбунова Э.М., Беседина А.Н., Виноградов Е.А., Кабыченко Н.В., Свинцов И.С. Исследование приливов по гидрогеологическим и сейсмическим записям ГФО «Михнево». – Динамические процессы в геосферах. Выпуск 4: сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: Геос. 2013. – С. 174-184.

Горбунова Э.М., Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В., Свинцов И.С. Исследование динамики вариаций уровня подземных вод под воздействием внешних факторов // Проблемы взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС. 2009. С.232-244.

Горбунова Э.М. Характеристика инженерно-геологического разреза территории геофизической обсерватории "Михнево" по результатам бурения экспериментальной скважины //Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер. Сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2007. С.289-297.

Гусев А.А., Мельникова В.Н. Связи между магнитудами – среднемировые и для Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1990. №6. – С. 55–63.

Давыдов А. Цифровая обработка сигналов. Деконволюция цифровых сигналов // [Электронный ресурс] prodav.exponenta.ru/dsp/doc/dsp13.doc. 2007.

Дещеревский А.В., Сидорин А.Я. Поиск приливных эффектов в сейсмичсноти на фоне суточной периодичности землетрясений // Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 18-21 июня 2013 г.): материалы второго Всероссийского семинара-совещания / Ин-т динамики геосфер РАН; под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М.: ГЕОС. 2013. С. 110-119.

Добрынина А.А. Добротность литосферы и очаговые параметры землетрясений Байкальской рифтовой системы. Дис. канд. физ.-мат. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. 251 с.

Еременко А.А., Гайдин А.А., Еременко В.А. Совершенствование геотехнологии освоения железнорудных удароопасных месторождений в условиях действия природных и техногенных факторов. Новосибирск: Наука. 2008. 312 с.

Еременко В. А., Еременко А. А., Рашева С. В., Турунтаев С. Б. Влияние взрывов на техногенную сейсмичность в районе Таштагольского месторождения // ФТПРПИ. — 2009. — № 5.

Захарова А.И., Чепкунас Л.С. Исследования корреляций между сейсмическим моментом M_o, магнитудами M_w и M_s. // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере, методы, средства и результаты изучения. Материалы XII международной конференции 18–23 сентября 2006 года. Том I (A–M). Воронеж. 2006. С. 207—211.

Землетрясения России в 2008 году. — Обнинск: ГС РАН, 2010. 244 с.

Кабыченко Н.В. Оценка фазового сдвига между приливной деформацией и вариациями уровня воды в скважине // Локальные и глобальные проявления воздействий на геосферы. Сборник научных трудов ИДГ РАН. – М.: ГЕОС. 2008. С. 62-72.

Кабыченко Н.В., Беседина А.Н., Павлов Д.В. Патент полезной модели «Устройство для коррекции частотной характеристики датчика» № 2011119205/28 МПК G01V/00(2006.01) 13.05.2011а.

Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В., Беседина А.Н. Об оценке смещения и деформации в приливных волнах по цифровым записям сейсмометров STS-2 и КСЭШ-Р// Сейсмические приборы. – 2011б. - №3. - Т. 47. - С. 13-18.

Карандеев К.В., Гик Л.Д. Про один метод синтезу коректуючих Г-подібних чотириполюсниківю // Доповіді Академіі Наук Української РСР. 1959. № 12. С. 1312-1315.

Кислов К.В. Теория и методы защиты широкополосных сейсмометров от воздействий окружающей среды: дисс. канд. физ.-мат. наук: 25.00.10 / Константин Викторович Кислов, МИТП РАН. 2009. 171 с.

Кишкина С.Б. Особенности микросейсмического фона в разных районах России // Сборник научных трудов ИДГ РАН: «Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли». – 2003. – Книга 1. – С. 142–152.

Кишкина С.Б. Измерение наклонов земной поверхности на территории ГФО "Михнево"// Геофизика межгеосферных взаимодействий. Программа №5 фундаментальных исследований ОНЗ РАН. М.: ГЕОС. 2008. С. 57-67.

Кишкина С.Б., Коновалов Д.Н. Организация наклономерных наблюдений на геофизическом полигоне "Михнево" // Сборник научных трудов ИДГ РАН: «Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер». – 2007. – С.286-289.

Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Санина И.А., Волосов С.Г., Иванченко Г.Н., Константиновская Н.Л., Нестеркина М.А., Усольцева О.А. Сейсмологический мониторинг проектируемой площадки Нижегородской АЭС с использованием малоапертурной группы – Динамические процессы в геосферах. Выпуск 3: сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: Геос. 2012. – С. 57-65.

Копылова Г.Н., Горбунова Э.М., Болдина С.В., Павлов Д.В. Оценка деформационных свойств системы «пласт-скважина» на основе анализа барометрического и приливного откликов уровня воды в скважине // Физика Земли. 2009. № 10. С. 69-78.

Костюченко В.Н., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Деформационные характеристики межблоковых промежутков различного масштаба // Физическая мезомеханика. – 2002. – Т. 5. – № 5. – С. 23-42.

Кочарян Г.Г. Физический смысл отклонения некоторых параметров сейсмического процесса от закона подобия // Доклады академии наук. – 2009. – Т. 429. –№. 6. – С. 821–824.

Кочарян Г.Г. Об излучательной эффективности землетрясений (пример геомеханической интерпретации результатов сейсмологических наблюдений) // Динамические процессы в геосферах. Выпуск 3: сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: Геос. 2012. – С. 36-47.

Кочарян Г.Г., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Марков В.К., Марков Д.В., Перник Л.М. Гидрогеологический отклик подземных коллекторов на сейсмические колебания //Физика Земли. - 2011. - №12. - С. 50-62.

Кочарян Г.Г., Кабыченко Н.В. Проявление блоковых движений в длиннопериодном сейсмическом фоне // Сборник научных трудов ИДГ РАН: «Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли». – 2003. – Книга 1. – С. 98–107.

Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Нарушение и залечивание зон локализации деформаций в массиве горных пород // Физическая мезомеханика. – 2007. – Т.10. – № 1. – С. 5-18.

Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. – М.: ИКЦ «Академкнига». - 2003. – 423 с.

Кочарян Г.Г., Остапчук А.А. Изменение жесткости разломной зоны в ходе сейсмического цикла // Доклады Академии Наук. – 2011. –Т. 441. - №3. - С. 384-387.

Латынина Л.А., Боярский Э.А., Васильев И.М., Сорокин В.Л. Наклономерные наблюдения на подмосковной станции Протвино // Физика Земли. – 1997. - №11. - С. 86-93.

Любушин А.А. (мл.), Малугин В.А., Казанцева О.С. Мониторинг приливных вариаций уровня подземных вод в группе водоносных горизонтов // Физика Земли, 1997, №4. С. 52-64.

A.A., Габсатарова И.П. Идентификация Маловичко записей слабых сейсмических событий (на примере изучения природы событий в кабардино-Балкарской Республике) // Структура, свойства, динамика и минералогения литосферы Восточно-Европейской платформы. Материалы XVI международной конференции 20-24 сентября 2010 года. Том II, Л-Я. Воронеж. «Научная книга». 2010. – С. 52–57.

Маловичко А.А., Дягилев Р.А., Шулаков Д.Ю., Кустов А.К. Мониторинг техногенной сейсмичности на рудниках и шахтах Западного Урала // Горная геофизика: Междунар. конф., 22-25 июня 1998 г., С.-Петербург, Россия. — СПб.: ВНИМИ, 1998.

Маловичко Д.А., Кадебская О.И., Шулаков Д.Ю., Бутырин П.Г. Локальные сейсмологические наблюдения за карстовыми процессами // Физика Земли. – 2010. - №1. - С. 62-79.

Маловичко А. А., Маловичко Д. А., Дягилев Р. А. Сейсмологический мониторинг на рудниках Верхнекамского месторождения калийных солей // Горн. журн. — 2008. — № 10.

Малянова Л.С., Габсатарова И.П. Спектральные и очаговые параметры землетрясений Северного Кавказа // Землетрясения Северной Евразии, 2005 г. – Обнинск: ГС РАН, 2011.

Мельников Н. Н., Козырев А. А., Панин В. И. и др. Сейсмичность при горных работах. — Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. - 2002.

Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир. 1968. 482 с.

Методы и системы сейсмодеформационного мониторинга техногенных землетрясений и горных ударов. Т. 2 / В. Н. Опарин и др.; отв. ред. Н. Н. Мельников. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2010. (Интеграционные проекты СО РАН; вып. 25).

Мирзоев К.М., Николаев Н.В., Лукк А.А., Дещеревский А.В., Мирзоев В.К., Харламов А.И. Увеличение нефтеотдачи пластов и добычи нефти с помощью снижения объемов закачки воды и вибраций с учетом приливных движений Земли // Георесурсы. Геоэнергетика. Геополитика. 2012. Вып. 1(5). [Электронный ресурс]

Молоденский С.М., Молоденский Д.С. О временных изменениях приливного отклика среды в окрестностях очагов катастрофических землетрясений // Физика Земли. - 2012. - №11. - С. 54-68.

Назаров Л.А, Назарова Л.А., Ярославцев А.Ф. и др. Эволюция полей напряжений и техногенная сейсмичность при отработке месторождений полезных ископаемых // ФТПРПИ. — 2011. — № 6.

Невский М.В., Чулков А.Б., Морозова Л.А., Еременко О.А. Проблемы и перспективы развития систем сейсмологических наблюдений в XXI веке // Проблемы геофизики XXI века. М.: Наука. - 2003. - С. 180-212.

Опарин В.Н., Тапсиев А.П., Востриков В.И. и др. О возможных причинах увеличения сейсмической активности шахтных полей рудников "Октябрьский" и "Таймырский" Норильского месторождения в 2003 г. Ч.І: Сейсмический режим // ФТПРПИ. — 2004. — № 4.

Отчет о научной и научно-организационной деятельности ИДГ РАН в 2012 г.М.: ООО «Графитекс». 2012. 36 с.

Отчет о проведении геологического, гидрогеологического и инженерногеологического до изучения масштаба 1:200000 и эколого-геологических исследований в пределах листов N-37-VIII, IX, XV (Московская, Тульская, Рязанская, Калужская области) в 1994 – 2001 гг. М.: ГПМНПЦ "Геоцентр-Москва". 2001.

Пустовитенко Б.Г., Пантелеева Т.Г. Спектральные и очаговые параметры землетрясений Крыма. – Киев: Наукова думка. – 1990. – 251 с.

Раутиан Т.Г. Об определении энергии землетрясений на расстоянии до 3000 км // Экспериментальная сейсмика: тр. ИФЗ АН СССР. — 1964. — № 32(199).

Родкин М.В. О сейсмической опасности на асейсмичных территориях // Наука и технология в России. – 2005. - № 1. - С. 14-19.

Родкин М.В. О режиме сейсмической активизации в обобщенной окрестности сильного землетрясения // Физическая мезомеханика, 2008, т.11, № 1. С.74-79.

Родкин М.В. Модель сейсмического режима как совокупности эпизодов лавинообразной релаксации, возникающих на множестве метастабильных состояний // Физика Земли. – 2011. - № 10. - С.18–26.

Родкин М.В., Тихонов И.Н. Новая модель параметризации сейсмического режима и прогностические аспекты ее применения в сахалинском регионе // Вулканология и сейсмология. – 2012. - № 3. - С.73-86.

Рыков А.В. Влияние обратной связи на параметры маятника // Известия АН СССР. Серия геофизическая. 1963. № 7.

Рыков А.В. Расширение частотной характеристики сейсмографа способом фильтрации // Сейсмические приборы. 1972. № 6. С. 32-34.

Рыков А.В. Моделирование сейсмометра. ОИФЗ РАН, М., 1996. 108 с.

Рыков А.В., Башилов И.П. Сверхширокополосный цифровой комплект сейсмометров // Сейсмические приборы. 1997. – N. 27.-С. 3-6.

Саваренский Е.Ф., Кирнос Д.П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии, 2 изд., М., 1955. 543 с.

Сасорова Е.В., Левин Б.В. Низкочастотные сейсмические сигналы, как региональные признаки подготовки землетрясения // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 126–133.

Санина И.А., Волосов С.Г., Черных О.А., Асминг В.Э., Солдатенков А.М., Ризниченко О.Ю. Синтез и опыт экспериментального применения двухмерной малоапертурной сейсмической антенны "Михнево" // Сейсмические приборы. - Москва: ИФЗ РАН. - 2008. - Вып.44. - С. 3-18.

Соболев Г.А., Любушин А.А., Закржевская Н.А. Синхронизация микросейсмических колебаний в минутном диапазоне периодов // Физика Земли. – 2005. – № 8. – С. 3–27.

Соболев Г.А., Любушин А.А. Микросейсмические импульсы как предвестники землетрясений // Физика Земли. – 2006. – № 9. – С. 5–17.

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

Черных О.А. Сейсмический мониторинг Восточно-Европейской платформы с применением малоапертурной группы "Михнево": дисс. канд. физ.-мат. наук: 25.00.10 / Олег Анатольевич Черных; Москва, ИДГ РАН-М., 2011.-103 с.

Харченко Р.Р. Коррекция динамических электроизмерительных приборов и преобразователей // Приборостроение. 1956. № 2. С. 21-26.

Al-Alaoui, M.A. Low-frequency differentiators and integrators for biomedical and seismic signals // Circuits and systems I: fundamental theory and applications, IEEE Transactions on. -2001. - V.48, N. 8. - P.1006-1011.

Brodsky E., Roeloffs E, Woodcock D, Gall I, Manga M. A mechanism for sustained ground water pressure changes induced by distant earthquakes //J. Geophys. Res. 2003. - V. 108. - P. 2390-2400.

Brune J. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. - 1970. - V. 75. - P. 4997–5009.

CMG-1T ocean bottom seismometer. Operation's guid. Issue C. 1999. P. 1-34.

CMG-3T broadband seismometer. Issue E. 2000. P. 1-8.

Chong J., Ni S. Near surface velocity and Qs structure of the Quaternary sediment in Bohai basin, China // Earthquake Science. – 2009. – V. 22. – P. 451-458.

Cochran E.S., Vidale J.E., Tanaka S. Earth Tides Can Trigger Shallow Thrust Fault Earthquakes// Science, 2004, V. 306, p.p1164-1166; DOI: 10.1126.

Doan M.L., Brodsky E.E., Prioul R., Signer C. Tidal analysis of borehole pressure - A tutorial. Schlumberger Research report. 2006.

Domański B., Gibowicz S. Comparison of source parameters estimated in the frequency and time domains for seismic events at the Rudna copper mine, Poland // Acta Geophys. 2008. V. 56. P. 324–343.

Elkhoury J.E., Brodsky E.E., Agnew D.C. Seismic waves increase permeability //Nature. 2006. 441. P.1135-1138.

Global Seismograph Network Data Logger Specifications, Incorporated Research Institutions for Seismology, 1200 New York Avenue, Washington, D.C. 20005. IRIS. 2003.

Gomberg J., Felzer K., Brodsky E. Earthquake Dynamic Triggering and Ground Motion Scaling // Proc. of 4th International Workshop on Statistical Seismology.9-13 January, 2006, Kanagawa, Japan. P. 45-51.

Hanks T.C., Kanamori H. A Moment Magnitude Scale // J. Geophys. Res. – 1979. – 84. – № 135. – P. 2348–2350.

Haskell N.A. Total energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults // Bull. Seism. Soc. Am. 1964. V. 54. P. 1811–1841.

Havskov J., Alguacil G. Instrumentation in Earthquake Seismology / Modern Approaches in Geophysics. Springer Academic Publishers. 2002. P. 313.

Hsieh P., Bredehoeft J., Farr J. Determination of aquifer transmissivity from earthtide analysis // Water Resour. Res. 1987. V.23. P.1824-1832. *Ide S., Beroza G.* Does apparent stress vary with earthquake size? Geophys. Res. Lett. 2001. V. 28.

Ide S., Beroza G.C., Prejean S.G., Ellsworth W.L. Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings // J. Geophys. Res. 2003. 108(B5). 2271. doi:10.1029/2001JB001617.

International handbook of earthquake and engineering seismology. Part A / Ed. By Lee W., Kanamori H., Jennings P., Kisslinger C. - New York: Academic Press, 2002, P. 305-318.

Jennings P.C., Kanamori H. Effect of distance on local magnitudes found from strong-motion records // Bull. Seism. Soc. Amer. 1983. V. 73. P. 265-280.

Kanamori H., Hauksson E., Hutton L. K., Jones L.M. Determination of earthquake energy release and M_L using TERRAscope // Bull. Seismol. Soc. Am. 1993. V. 83. P. 330–346.

Kwiatek G., Plenkers K., Dresen G., Jaguar research group Source parameters of picoseismicity recorded at mponeng deep gold mine, South Africa: implications for scaling relations // Bull. Seismol. Soc. Am. 2011. V. 101. №. 6. P. 2592–2608.

Li Y.G. Chen P., Cochran E.S., Vidale J. E., Burdette T. Seismic Evidence for Rock Damage and Healing on the San Andreas Fault Associated with the 2004 M6 Parkfield Earthquake// Bull. Seism. Soc. Amer. - 2006. - V.96. - P. 349-363.

Madariaga R. Earthquake scaling laws // Extreme Environmental Events: Complexity in Forecasting and Early Warning. Robert A. Meyers ed. Springer. - 2010. - P. 364-381.

Oye V., Bungum H., Roth M. Source parameters and scaling relations for miningrelated seismicity within the Pyhäsalmi ore mine, Finland // Bull. Seismol. Soc. Am. 2005. V. 95. № 3. P. 1011–1026.

Pesce K.A. Comparison of receiver function deconvolution techniques // Bachelor of science in mechanical engineering, 2010.

Peterson J. Observation and modeling of seismic background noise. U.S. Geological Survey Technical Report 93-322. - 1993. - P. 1–95.

REFTEK Finds Success with New Broadband Seismometer/ [Электронный ресурс], 2011. http://www.reftek.com/news/2011-success.htm

Rodgers P.W. Frequency limits for seismometers as determined from signal-to- noise rations. Part 1. The electromagnetic seismometer // Bull. Seismol. Soc. Amer. - 1992*a*. - V. 82. - P. 1071-1098.

Rodgers P.W. Frequency limits for seismometers as determined from signal-to- noise rations. Part 2. The feedback seismometer // Bull. Seismol. Soc. Amer. - 1992b. - V. 82. - P. 1099-1123.

Roeloffs E.A. Poroelastic techniques in the study of earthquake-related hydrologic phenomena, Advances in Geophysics. - V.37. - 1996. - P. 135-195.

Roeloffs E.A. Persistent water changes in a well near Parkfield, California, due to local and distant earthquakes //J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 869-889.

Scherbaum F. <u>Of Zeros and Poles</u>. Fundamentals of Digital Seismology / Modern Approaches in Geophysics, Kluwer Academic Publishers. - 1996. - P. 256.

Stroup D.F., Bohnenstiehl D.R., Tolstoy M., Waldhauser F., Weekly R.T. Pulse of the seafloor: Tidal triggering of microearthquakes at 9°50'N East Pacific Rise // Geophysical research letters. - 2007. - V. 34. - L15301, doi:10.1029/2007GL030088.

Tolstoy M., Vernon F.L., Orcutt J.A., Wyatt F.K. Breathing of the searfloor: Tidal correlations of seismicity at Axial Volcano // Geology, 2002, 30. P. 503-506.

Trillium Compact seismometer. User guid / Nanometrics seismological. 2009.

Trnkonczy A. STS-1 and STS-2 sensor in National Seismic Networks– Application Note #40,Kinemetrics S.A. 1997.

Urbancic T.I., Young R.P. Space-time variations in source parameters of mininginduced seismic events with M<0 // Bull. Seismol. Soc. Am. 1993. V. 83. P. 378– 397.

Very Broadband Seismometer KS-54000/KS-1 / Geotech Instruments, LLC. 2004.

Vidale J., Li Y. Damage to the shallow Landers fault from the nearby Hector Mine earthquake // Nature. – 2003. – V. 421. – P 524-526.

Wenzel H.G. Earth tide analysis package ETERNA 3.0 // BIM. 1994. #118. H.8719-8721.

Wieland E., Streckeisen G. The leaf-spring seismometer - design and performance // Bull. Seismol. Soc. Amer. – 1982. – V. 72. – P. 2349–2367.

Wieland E., Stein J.M. A digital very-broad-band seismograph // Ann. Geophys. Ser. B. – 1986. – V. 4, N. 3. – P. 227 – 232.

Wilhelm H., Zurn W., Wenzel H.-G. Tidal response of the solid Earth // Tidal Phenomena. Lecture Notes in Earth Sciences. 1997. V. 66. P. 27 – 57.

Yamada T., Mori J.J., Ide S., Abercrombie R.E., Kawakata H., Nakatani M., Iio Y., Ogasawara H. Stress drops and radiated seismic energies of microearthquakes in a South African gold mine // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. B03305. doi:10.1029/2006JB004553.

Zeumann S., Weise A., Jahr T. Tidal and non-tidal signals in groundwater boreholes in the KTB area, Germany // Journal of Geodynamics. 2008. doi:10.1016/j.jog.2009.09.037.