Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН»

На правах рукописи

A. Vefube

Зверева Анастасия Сергеевна

ДОБРОТНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ И СПЕКТРАЛЬНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Специальность 1.6.9. – Геофизика

Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук

> Научный руководитель: Член-корреспондент РАН, доктор физико-математических наук, Собисевич Алексей Леонидович

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ
ГЛАВА 1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ ОБЗОР СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О
ЗАТУХАНИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В СРЕДЕ13
1.1. Основные теоретические аспекты, связанные с затуханием
сейсмических волн
1.1.1. Геометрическое расхождение15
1.1.2. Добротность среды 17
1.1.3. Обзор современных методов оценки затухания сейсмических волн 21
1.1.4. Кода волны. Основные понятия и природа происхождения
1.2. Затухание сейсмических волн в литосфере Северного Кавказа
1.2.1. Краткая характеристика тектонического строения региона
1.2.2. Сейсмическая сеть наблюдений 36
1.2.3. Сейсмичность
1.2.4. Обзор предыдущих исследований по изучению затухания в регионе 42
Выводы по главе 1 46
ГЛАВА 2 РАСЧЕТ ДОБРОТНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА 47
2.1. Метод огибающих кода-волн 47
2.2. Исходные данные
2.3. Выбор параметров для проведения расчета
2.4. Результаты расчетов
2.5. Сравнение результатов расчетов с аналогичными результатами,
полученными для других регионов мира, а также с данными предыдущих
исследований
Выводы по главе 2

ГЛАВА З РЕГИОНАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ ЗАТУХАНИЯ
3.1. Пространственное распределение значений добротности <i>Q</i> _c и коэффициента затухания δ
3.2. Вариации добротности Q_c и коэффициента затухания δ при различных
значениях времени начала окна коды 67
3.3. Карты региональных вариаций добротности <i>Q</i> _c
Выводы по главе 3
ГЛАВА 4 СПЕКТРАЛЬНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
СЕВЕРНОГО КАВКАЗА
4.1. Метод расчета спектральных параметров очагов землетрясений 85
4.1.1. Краткий теоретический обзор 85
4.1.2. Исходные данные
4.1.3. Методика и расчет
4.2. Сопоставление полученных результатов $M_{ m W}$ и M_0 с данными из других
источников
4.2.1. Сравнение с GCMT
4.2.2. Сравнение с данными Крымского центра и долговременными
зависимостями для Северного Кавказа95
4.3. Энергетический класс K_P и локальная магнитуда M_L на
Северном Кавказе
4.4. Взаимосвязь между M_w и M_L и M_w и K_P
4.5. Масштабирование очаговых спектров землетрясений Северного Кавказа107
Выводы по главе 4110
ЗАКЛЮЧЕНИЕ
ЛИТЕРАТУРА113
ПРИЛОЖЕНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Устойчивое экономическое развитие южных регионов Российской Федерации неразрывно связано с решением вопросов обеспечения безопасности жизнедеятельности в случае реализации вероятных сценариев возникновения природно-техногенных катастроф, обусловленных развития и опасными эндогенными процессами. Понимание причин их возникновения, глубинных механизмов, территориального распространения и повторяемости во многом зависит от уровня организации многодисциплинарных систем геофизических инструментальных наблюдений, развернутых на исследуемой территории с целью контроля состояния геологической среды и его возможных изменений.

Кавказский регион – один из наиболее уязвимых в отношении сейсмической опасности регионов нашей страны. Географически он расположен между Черным и Каспийским морями и подразделяется на Северный Кавказ, известный также как Предкавказье (т.е. район к северу от Большого Кавказа), собственно Большой Кавказ и Южный Кавказ, известный также как Закавказье (т.е. район к югу от Большого Кавказа). В качестве объекта исследования в настоящей работе будут рассмотрены Северный Кавказ и Большой Кавказ в границах Российской Федерации и сопредельных территорий. Для удобства здесь и далее в тексте вся область исследования будет называться «Северный Кавказ».

Весь Кавказский регион характеризуется высоким уровнем сейсмической активности – наибольшим в европейской части России. В соответствии с картой «Общего сейсмического районирования Северной Евразии» (ОСР-2015 А и В) оценка сейсмического потенциала большей части территории Северного Кавказа соответствует в основном 8–9 балльным зонам интенсивности сотрясений (на средних грунтах в баллах шкалы MSK-64) [СП 14.13330.2018, 2018; Завьялов и др., 2018].

Большая часть территории имеет достаточно высокую плотность населения привести многочисленных в городах, что может к возникновению разномасштабных природно-техногенных катастроф сопутствующими с проблемами социально-экономического характера. Проведение геологогеофизических исследований и мониторинга сейсмической активности позволяет уточнить современные представления о тектонике и геодинамике исследуемого региона, особенностях сейсмического режима и, как следствие, содействовать оценке сейсмической опасности и прогнозированию возможных мест и силы землетрясений, а также сопутствующих рисков.

Постоянное развитие и поддержка отечественных сетей инструментальных сейсмологических наблюдений в районах сейсмической и вулканической опасности закономерно способствовали снижению энергетического уровня уверенно регистрируемых землетрясений [Маловичко и др., 2020]. Это позволило накопить достаточный объем экспериментальных данных для проведения систематических исследований процессов затухания сейсмических волн в литосфере Северного Кавказа, посредством оценки частотно-зависимого отношения добротности Q. Изучение пространственного распределения данного параметра позволяет не только выявить и уточнить особенности глубинного строения слоистой геофизической среды исследуемого региона, но и отслеживать значимые изменения ее состояния по результатам длительных сейсмологических наблюдений.

Цель и основные задачи исследования

Целью работы являлось теоретическое и экспериментальное изучение особенностей затухания сейсмических волн в литосфере Северного Кавказа с последующим расчетом спектральных параметров очагов землетрясений умеренных магнитуд в регионе. Для реализации поставленной цели необходимо было решить следующие задачи:

1. подготовить наиболее полную базу исходных данных региональных землетрясений, включая волновые формы и результаты рутинной

5

обработки с выделением сейсмических фаз и определяющих параметров [База данных «Землетрясения России»; Землетрясения Северной Евразии];

- обосновать выбор программного обеспечения и методики расчета, определить значения основных параметров для расчета добротности методом огибающих кода-волн;
- провести расчет значений частотно-зависимой добротности для каждой исследуемой станции сети Северного Кавказа, получить средние значения добротности для тектонических зон различного масштаба;
- провести сравнительное исследование полученных зависимостей добротности с мировыми данными и результатами предыдущих исследований в регионе;
- 5. выполнить картирование станционных определений добротности с последующим их зонированием;
- проанализировать региональные вариации сейсмической добротности в свете ранее полученных результатов полевых геолого-геофизических исследований;
- исследовать очаговые спектры землетрясений Северного Кавказа (9.0<K_P<13) с использованием частотно-зависимой добротности и последующей оценкой скалярного сейсмического момента и моментной магнитуды;
- 8. проанализировать взаимосвязь моментных магнитуд M_w , локальных магнитуд M_L и энергетических классов K_P ;
- изучить свойства масштабирования очаговых спектров землетрясений Северного Кавказа.

Исходный материал

В работе использованы цифровые записи землетрясений, полученные региональной сетью сейсмических станций Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (ФИЦ ЕГС РАН). Основные параметры, используемых каталогов землетрясений были определены по данным региональных сетей сейсмологических наблюдений Северо-Осетинского (NOGSR) и Дагестанского (DAGSR) филиалов, а также Центрального отделения (OBGSR) ФИЦ ЕГС РАН в Обнинске за 2008-2022 гг. [База данных «Землетрясения России»].

Научная новизна

Для всей территории Северного Кавказа получена количественная оценка затухания поперечных волн в виде частотно-зависимой добротности среды и коэффициента затухания по записям локальных землетрясений сети сейсмических станций методом огибающих кода-волн. При этом впервые выполнена калибровка станций всей сети Северного Кавказа по добротности поперечных волн, необходимая для исследования спектральных параметров очагов Северного Кавказа. Исследованы вариации затухания S-волн в литосфере Северного Кавказа и их районирование для последующего применения в задачах оценки сейсмической опасности.

По данным действующей сети сейсмических станций ФИЦ ЕГС РАН впервые выполнен расширенный анализ очаговых спектров, скалярных сейсмических моментов и моментной магнитуды M_w для очагов региональных сейсмических событий умеренной энергии (9< K_P <13). Изучено масштабирование очаговых спектров землетрясений магнитудного диапазона M_w =3-5.

Основные научные положения, выносимые на защиту

1. Аналитические выражения, полученные по данным инструментальных наблюдений локальных землетрясений с использованием метода огибающих кодаволн, позволяющие рассчитывать значения сейсмической добротности литосферы с учетом различных эффектов геометрического расхождения.

2. Модель объемного распределения значений затухания кода-волн, позволившая получить представление о пространственном распределении неоднородных структур в земной коре и верхней мантии Северного Кавказа.

3. Корреляционные связи между моментной магнитудой, локальной магнитудой и энергетическим классом для землетрясений Северного Кавказа.

Теоретическая и практическая значимость

В сейсмологических исследованиях добротность является одним из основных физических параметров среды, в которой распространяются сейсмические волны. Знания связанных с ней оценок затухания энергии сейсмических волн необходимы для многих задач прикладной и фундаментальной сейсмологии:

- исследование региональных особенностей строения среды, поскольку затухания напрямую связано с физико-химическим состоянием горных пород (распределение трещин, флюидонасыщенность, перепады температуры и давления в недрах Земли);
- расчет очаговых спектров землетрясений путем введения поправки за неупругое затухание волны в литосфере в наблюденный станционный спектр;
- оценка сейсмического риска. Согласно исследованию [Шебалин и др., 2022], одним из факторов корректной оценки сейсмической опасности и составления карт ОСР является необходимость совершенствования региональных моделей затухания на разных расстояниях от эпицентров, в том числе отдельно для ближней зоны;

В этой связи, важными и актуальными представляются вопросы изучения региональных особенностей затухания сейсмических волн и свойств геофизической среды в целом.

Достоверность результатов

Достоверность полученных в работе результатов достигается путем использования метрологически выверенного оборудования на сейсмических станциях, обеспечивающих качественные записи землетрясений, статистически представительной выборки рассматриваемых землетрясений, оптимального

8

метода, широко применяемого в России и других странах, надежного программного обеспечения SEISAN [Havskov et al., 2020], применяемого в различных регионах мира и России более 30 лет и одновременно развиваемого авторами под потребности региональных задач. Для всех полученных результатов проведено сравнения с данными других исследований:

- добротность Q_c численно сравнивалась с результатами предыдущих исследований в регионе и с общемировыми значениями, рассчитанными по аналогичной методике;
- на качественном уровне проводилось сравнение полученных в настоящей работе пространственных закономерностей затухания с данными различных геолого-геофизических исследований;
- сопоставление результатов расчета сейсмического момента *M*₀ и моментной магнитуды *M*_w с данными GCMT и Крымского центра.

Личный вклад автора

Автор принимал непосредственное участие на всех этапах исследования:

- 1. обзор ранее выполненных исследований по теме диссертации и выбор оптимального метода для исследования;
- подготовка исходных данных: обработка сейсмограмм землетрясений, создание базы данных, подготовка входных данных для программы расчета;
- проведение расчетов добротности Q_c методом огибающих кода-волн [Aki, Chouet, 1975] и спектральных параметров очагов землетрясений в рамках модели Дж. Брюна [Brune, 1970] в программе SEISAN;
- 4. графическое представление и анализ полученных результатов.

Апробация работы

Основные результаты исследований были представлены на семинарах ФИЦ ЕГС РАН и Институте Физике Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, а также на международных и всероссийских конференциях, в том числе:

- XIII Международная сейсмологическая школа, г. Алматы (Казахстан), 2017 г.
- European Seismological Commission 36th General Assembly, Valletta (Malta),
 2018
- XIV Международная сейсмологическая школа, г. Кишинев (Молдавия), 2019 г.
- XX Уральская молодежная научная школа по геофизике, г. Пермь, 2019 г.
- XVI Международная сейсмологическая школа, г. Минск (Беларусь), 2022 г.
- XXIV Уральская молодежная научная школа по геофизике, г. Пермь, 2023 г.
- XVII Международная сейсмологическая школа, г. Ташкент (Узбекистан), 2023 г.
- XV Международная конференция молодых ученых и студентов «Современные техника и технологии в научных исследованиях», г. Бишкек (Киргизия), 2023 г.
- XIII Всероссийская научно-техническая конференция с международным участием «Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа», г. Владикавказ, 2023 г.
- Восьмая молодежная тектонофизическая школа-семинар, г. Москва, 2023г.

Результаты работ были представлены в научных отчетах по теме НИР проводимых ФИЦ ЕГС РАН в рамках пункта № 136 «Катастрофические эндогенные и экзогенные процессы, включая экстремальные изменения космической погоды: проблемы прогноза и снижения уровня негативных последствий» программы ФНИ государственных академий наук на 2013–2026 гг. Отчеты по теме, научные руководители Лутиков А.И. и Габсатарова И.П.:

- 01.01.2022 31.12.2023 «Изучение структуры и динамики развития очаговых зон сильных землетрясений и анализ сейсмического режима сейсмоактивных регионов Северной Евразии», номер государственной регистрации № АААА-А20-120062590016-0 (ЦИТИС);
- 01.01.2018 31.12.2021 «Исследование параметров сейсмического режима основных сейсмоактивных регионов Северной Евразии с целью уточнения

сейсмического потенциала и особенностей развития очаговых зон» АААА-А16-116070550061-4.

Публикации

Основные результаты по теме диссертации опубликованы в 24 работах, 6 из которых в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных ВАК («Доклады Академии Наук» Сер. Науки о Земле, 2019, 2023; «Известия РАН. Серия физическая», 2020; "Journal of Seismology", 2023; «Физика Земли», 2024; «Российский сейсмологический журнал», 2024).

Структура и объем работы

Диссертация состоит из 4 глав, введения и заключения. Общий объем работы составляет 138 страниц, включает 10 таблиц, 33 рисунка, 2 приложения, список библиографии из 182 наименования.

Благодарности

Работа выполнена в Центральном отделении Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», под научным руководством члена-корреспондента РАН, доктора физико-математических наук А.Л. Собисевича.

Автор благодарна своему научному руководителю чл.-корр. РАН, д. ф.-м. н, Алексею Леонидовичу Собисевичу за внимание и интерес к работе и содействие в подготовке публикаций и текста диссертации.

Искреннюю признательность автор выражает к. ф.-м. н. Ирине Петровне Габсатаровой ведущему научному сотруднику ФИЦ ЕГС РАН за обучение теоретическим аспектам сейсмологии, совместную работу над публикациями и помощь в подготовке диссертации на всех этапах. Автор благодарит д. ф.-м. н. Соколову Инну Николаевну за ценные консультации и помощь в подготовке диссертации к защите. Отдельные результаты были получены совместно с Профессором Университета Бергена Йенсоном Хавсковым (Professor J. Havskov, University of Bergen), ведущим научным сотрудником, ученым секретарем ИФЗ РАН к.ф.-м.н. Д.В. Лиходеевым и старшим научным сотрудником ИТПЗ РАН к.ф.-м.н. А.А. Скоркиной, которым автор выражает признательность за интересное и плодотворное сотрудничество, а также за ценные консультации в процессе написания диссертационной работы.

За помощь в подготовке исходных данных, лежащих в основе диссертации, автор благодарна сотрудникам ФИЦ ЕГС РАН: Бабковой Е.А., Королецки Л.Н., Саяпиной А.А., Багаевой С.С., Клянчину А.И, Будеевой Н.В., Борисову П.А.

Автор также признательна сотрудникам ИФЗ РАН, ФИЦ ЕГС РАН и Горного Института УрО РАН за ценные замечания и консультации, которые помогли улучшить качество диссертации, а именно: д.ф.-м.н. А.Д. Завьялову, д.ф.-м.н. Салтыкову В.А., к.ф.-м.н. Р.А. Дягилеву, к.т.н. Шулакову Д.Ю, к.ф.-м.н. Петровой H.B.

ГЛАВА 1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ ОБЗОР СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ЗАТУХАНИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В СРЕДЕ

Первая часть главы посвящена краткому обзору современных представлений о затухании сейсмических волн в литосфере. Приведено описание основных терминов, связанных с понятием затухания: геометрическое расхождение, добротность, рассеяние, внутренние поглощение. Представлен обзор методов оценки затухания и теорий происхождения кода-волн и описание их свойств.

Во второй части главы представлена краткая характеристика района исследования – Северного Кавказа: особенности региональной тектоники, глубинного строения, сейсмичности, описание современной сети сейсмических станций. Дается обзор предыдущих исследований затухания сейсмических волн в регионе.

1.1. Основные теоретические аспекты, связанные с затуханием сейсмических волн

Здесь далее ПО тексту представлены основные теоретические И представления, опубликованные в работах [Ризниченко, 1985; Раутиан, 1960; Bormann et al., 2013а]. В широком смысле под энергией землетрясения E_0 согласно [Ризниченко, 1985] понимается разность потенциальной энергии окружающей среды до и после возникновения трещины и дислокации. Часть ее тратится на различные неупругие процессы в очаге землетрясения: разрушение материала, трение по разрыву, пластические деформации, физико-химические превращения, а также на работу передвижения масс в поле силы тяжести. Другая часть идет на образование сейсмических волн – переходит в сейсмическую энергию очага Е.

Сейсмическая энергия E – это энергия землетрясения в более узком смысле представленная суммарной энергией упругих волн, излученных очагом. Плотность энергии сейсмической волны E, может быть выражена как сумма двух энергий кинетической (E_{kin}) и потенциальной (E_{pot}):

$$E = E_{\rm kin} + E_{\rm pot} \tag{1.1}$$

Потенциальная энергия представляет собой тепловую энергию пластических деформаций, в то время как плотность кинетической выражается формулой [Bormann et al., 2013a]:

$$E_{\rm kin} = 1/2\rho a_V^2 \tag{1.2}$$

где ρ – плотность материала, $a_V = A\omega \cos \omega t - kx$ – скорость движения частиц грунта, с амплитудой волны A, $\omega = 2\pi f$ – угловой частотой и k – волновым числом. Поскольку среднее значение $\cos^2=0.5$, таким образом, средняя плотность кинетической энергии будет равна $\overline{E}_{kin}1/4\rho A^2\omega^2$ и в случае изотропного отношения напряжение-деформация в недисперсионной (закрытой) системе, где $E_{kin} = E_{pot}$, средняя плотность энергии будет определяться:

$$\overline{E}1/2\rho A^2\omega^2 \tag{1.3}$$

Плотность потока энергии в единицу времени в направлении распространения волны со скоростью V:

$$E_{\rm flux} = 1/2V\rho A^2 \omega^2 \tag{1.4}$$

Полная плотность потока энергии E_{flux} через небольшую площадь поверхности *dS* волнового фронта, ограниченного соседними лучами, образующими лучевую трубку:

$$E_{\rm flux} = 1/2\rho A^2 \omega^2 dS \tag{1.5}$$

При рассмотрении волн только с малой длиной волны по сравнению с неоднородностями среды распространения (высокочастотное приближение), то можно предположить, что сейсмическая энергия распространяется только вдоль лучей. Исходя ИЗ закона сохранения энергии, поток энергии внутри рассматриваемой лучевой трубки должен оставаться постоянным, несмотря на то, что площадь поверхности dS волнового фронта, связанная с этой лучевой трубкой, может изменяться ПО мере распространения из-за фокусировки или расфокусировки сейсмических лучей. Если взять два участка поверхности распространяющегося волнового фронта в разное время $dS_1 \neq dS_2$, ограниченного одной и той же лучевой трубкой с одинаковыми значениями скорости *v* и расстояния *r*, то:

$$A_1 / A_2 = (dS_2 / dS_1)^{1/2}$$
(1.6)

отсюда амплитуды изменяются обратно пропорционально квадратному корню от площади поверхности участка волнового фронта, ограниченного лучевой трубкой. Таким образом, амплитуда увеличивается из-за фокусировки луча и уменьшается при распространении волнового фронта, что называется геометрическим расхождением.

Однако амплитуды волн также изменяются даже при отсутствии геометрического расхождения, когда плотность р и скорость v различаются вдоль пути распространения луча:

$$A_1 / A_2 = [(\rho_2 V_2) / (\rho_1 V_1)]^{1/2}$$
(1.7)

Параметр ρV называется импедансом среды, а $(\rho_2 V_2)/(\rho_1 V_1)$ является импедансом контраста между двумя соседними средами m_1 и m_2 и в значительной степени определяет коэффициенты отражения и передачи на границах в среде. Из уравнения 1.7 согласно [Bormann et al., 2013а] следует, что сейсмические амплитуды будут увеличиваться при распространении волн в средах с меньшей плотностью

и скоростью распространения.

1.1.1. Геометрическое расхождение

Геометрическое расхождение зависит от типа волны и расстояния, которое она проходит, и описывается через функцию $G(\Delta, h)$. Распространение объемных волн

на локальные расстояния можно упрощенно представить как:

$$G(\Delta, h) = 1/\sqrt{\Delta^2 + h^2} = 1/r, \qquad (1.8)$$

или в более обобщенной форме

$$G(\Delta, h) = r^{-\beta} \,. \tag{1.9}$$

Согласно [Havskov et al., 2010] выражение 1.9 предполагает постоянный характер геометрического расхождения β , независимый от гипоцентрального расстояния. Объемные S-волны чаще регистрируются в ближней зоне (β =1), а поверхностные – на дальних расстояниях (β =0.5), предполагая, что влияние Lg-волн преобладает над S-волнами, получается соотношение:

$$G(\Delta) = \frac{1}{\Delta} \operatorname{при} \Delta < \Delta_0, \qquad (1.10)$$

$$G(\Delta) = \sqrt{\frac{1}{\Delta\Delta_0}} \quad при \,\Delta \ge \Delta_0, \qquad (1.11)$$

где часто ∆₀≈100 км. Данные формулы подходят для мелкофокусных событий

и S-Lg-волн. Однако данные формулы не являются универсальными. Геометрическое расхождение зависит как от глубины гипоцентра, так и от типа волны. Чтобы осуществить постепенный переход от мелкофокусных к глубинным землетрясениям, в работе [Havskov et al., 2010] приведена простая формула для вычисления геометрического расхождения. Для событий с глубиной h_1 и $\Delta \ge \Delta_0$ предполагается использовать закон расхождения поверхностных волн, ниже глубины h_2 – закон расхождения объемных волн, для промежуточных глубин используется интерполяция. Таким образом, геометрическое расхождение определяется как:

$$G(\Delta,h) = \frac{1}{g_{\rm d}} , \qquad (1.12)$$

где g_d называется георасстоянием (geodistance) и определяется как

Р-волны: $g_d = r$ при любых Δ и h, S-волны: $g_d = r$ при $\Delta < \Delta_0$ и любых h, $g_d = r$ при любых Δ с $h \le h_2$, $g_d = \sqrt{\Delta \Delta_0}$ при $\Delta \ge \Delta_0$ и $h < h_1$, $g_d = \left(1 - \frac{h - h_1}{h_2 - h_1}\right) \sqrt{\Delta \Delta_0} + \frac{h - h_1}{h_2 - h_1} r$ при $\Delta \ge \Delta_0$ и $h_1 \le h < h_2$ (1.13) Параметры h_1 , h_2 и Δ_0 варьируются в зависимости от региона. Формула 1.12 не имеет специального теоретического обоснования [Havskov et al., 2010], однако она обеспечивает постепенный переход от закона расхождения поверхностных волн к закону расхождения объемных волн, как функция от глубины и расстояния, а также включает в себя полученные ранее соотношения 1.10, 1.11.

Таким образом, согласно [Havskov et al., 2010], геометрическое расхождение при локальных и региональных расстояниях зависит от типа фазы, эпицентрального расстояния, глубины источника и региональных постоянных. Самая точная закономерность получена для прямых волн с небольших расстояний с законом геометрического расхождения 1/*r*.

1.1.2. Добротность среды

Согласно [Ризниченко, 1985; Раутиан, 1960] уменьшение амплитуды сейсмических волн помимо геометрического расхождения, происходит из-за потери энергии вследствие неупругости среды или внутреннего трения при распространении волн, данный процесс называются собственным поглощением в материале. Также уменьшение амплитуды сейсмических волн происходит в результате рассеяния энергии на разномасштабных локальных неоднородностях, обладающих резонансными свойствами. Рассеяние перераспределяет энергию волны внутри среды, но не убирает энергию из общего волнового поля. И наоборот, внутреннее поглощение относится к различным механизмам, которые преобразуют энергию колебаний в тепло посредством процессов трения, вязкости и термической релаксации. Далее в работе следуя исследованию [Гусев, Гусева, 2016] термином «затухание» будем называть: «суммарные потери энергии волны на поглощение (неупругие потери) и на рассеяние на большие углы, не учитывая убывание амплитуд за счет геометрического расхождения». Затухание волн обычно выражается через безразмерный параметр, который называется «добротность среды *Q*» [Ризниченко, 1985; Раутиан, 1960; Bormann et al., 2013а]:

$$Q = 2\pi E \,/\,\Delta E\,,\tag{1.13}$$

где E – пиковое значение упругой энергии в некотором объеме, ΔE – энергия, потерянная в каждом цикле вследствие неидеальной упругости материала (большие потери энергии означают низкую добротность и наоборот, таким образом, Q обратно пропорциональна затуханию). В практике сейсмологических исследований [Вогтапп et al., 2013а] выражение 1.13 обычно не используется непосредственно в таком виде поскольку подвергать материал воздействию волн постоянной амплитуды и периода возможно только в специальных экспериментах, наиболее типична ситуация, в которой происходит затухание сигнала, образованного набором частот некоторого диапазона. В среде с линейным соотношением между напряжением и деформацией амплитуда волны A пропорциональна $E^{1/2}$. В упрощенном виде выражение для описания уменьшения амплитуды с расстоянием согласно [Havskov et al., 2010] представляется следующим образом:

$$A(f,t) = A_0 e^{\frac{-\pi f t}{Q(f)}} , \qquad (1.14)$$

где A_0 – это первоначальная амплитуда колебаний, A(t) – амплитуда через промежуток времени t, f – частота колебаний, а Q(f) – основной частотнозависимый параметр добротности. Формулу (1.14) можно записать в другом виде (Havskov J., et al., 2010):

$$A(f,r) = A_0 e^{\frac{-\pi f r}{VQ(f)}},$$
(1.15)

где r – это гипоцентральное расстояние, а V – средняя скорость вдоль пути распространения волны. Для значительных расстояний средняя скорость варьируется в зависимости от гипоцентрального расстояния, поэтому удобнее (и корректнее) использовать время распространения волны, которое обычно является точно известным параметром для данного местоположения источника и времени в очаге.

Если *Q* постоянна вдоль пути распространения волны, используется только формула 1.14. В остальных случаях следует учитывать влияние неоднородности среды. Для двухслойной среды получим [Havskov et al., 2010]:

$$A(f,t) = A_0 e^{\frac{-\pi f t_1}{Q_1(f)}} e^{\frac{-\pi f t_2}{Q_2(f)}} A_0 e^{-\pi f \left(\frac{t_1}{Q_1(f)} + \frac{t_2}{Q_2(f)}\right)}.$$
(1.16)

Для градиентной среды запишем:

$$A(f,t) = A_0 e^{-\pi f \int \frac{dt}{Q(r,f)}} = A_0 e^{-\pi f t^*}, \qquad (1.17)$$

где t^* определяется как

$$t^{*} = \int \frac{dt}{Q(r,f)} = \frac{T}{Q_{cp}(f)},$$
(1.18)

и интегрирование проводится по всему пути волны, T – общее время распространения волны, а Q_{cp} – это среднее значение добротности Q на всем пути волны. Для телесейсмических объемных волн [Havskov et al., 2010] t^* является практически постоянной величиной (около 1 Гц для Р-волн) при различных временах пробега, что обусловлено увеличением значения Q с глубиной, компенсирующим увеличение пути волны. На расстояниях, которыми оперирует локальная сейсмология, Q считают постоянной величиной на всей траектории пути волны, хотя и отмечается ее некоторое увеличение с глубиной.

Согласно исследованию Гусева А.А. и Гусевой Е.М. [Гусев, Гусева, 2016], «в практике региональной сейсмологии волны, рассеянные на малые углы, практически невозможно отделить от прямой волны, поэтому эти волны рассматриваются совместно. Только энергия волн, рассеянных на большие углы, рассматривается как потерянная». Далее В работе ΜЫ также будем руководствоваться данным принципом. Таким образом общие потери энергии включают в себя собственное поглощение (неупругие потери) и рассеяние, а добротности, связанные с этими двумя факторами, как показано в вышеупомянутой работе обозначают Q_{sc} и Q_i , соответственно, а полные потери выражают через суммарную добротность Q_t или просто Q:

$$Q_t^{-1} = Q_{sc}^{-1} + Q_i^{-1} \tag{1.19}$$

В сейсмологической практике трудно разделить эти два процесса и выявить, что преобладает в процессе затухания, поглощение или рассеяние особенно

в записях локальных землетрясений где доминирует затухание, вызванное рассеянием на неоднородностях земной коры.

Вопросам затухания сейсмических волн посвящены многочисленные теоретические и экспериментальные работы российских и зарубежных авторов: Россия (СССР) [Халтурин, Урусова, 1962; Федотов, Болдырев, 1969; Раутиан и др., 1981; Абубакиров, 2005; Добрынина и др., 2011, 2016; Гусев, Гусева, 2016; Павленко, 2008, 2010, 2016, 2020], Япония [Akamatsu, 1980; Hoshiba, 1993; Sato et al., 2012], Норвегия [Havskov et al., 1989], Франция [Gagnepain-Beyneix, 1987; Calvet, Margerin., 2013; Heller et al., 2022], Греция [Baskoutas, 1996; Hatzidimitrou, 1993], США [Aki, 1969, 1980; Mayeda et al., 1991; Blanke et al., 2019; Phillips, Aki, 1986], Индия [Imtiyaz et al., 2008; Bora, Biswas, 2017; Biswas et al., 2016; Das et al., 2018], Панама [Vargas et al., 2018], Хорватия [Dasovic et al., 2012], Турция [Demirci, 2019; Akyol, 2015], Италия [Giampiccolo, Tuve, 2018; Bianco et al., 2002], Испания [Ibanez et al., 1990; Del Регzо, Ibanez, 2020], Канада [Morozov, 2008], Великобритания [Pulli, 1984], Шри-Ланка [Prasanna et al., 2013], Марокко [Boulanouar et al., 2013], Израиль [Meirova, Pinsky, 2014] и другие. Данные исследования показывают, что затухание имеет региональные различия.

Согласно проведенным исследованиям [Sato et al., 2012], добротность Q в литосфере имеет значительные региональные вариации, и становится стабильной на глубине. Зависимость затухания от частоты при f > 1 Гц в литосфере часто представляется в следующей форме:

$$Q(f) = Q_0 f^{\alpha} \tag{1.20}$$

Существуют разные точки зрения относительно Q при f < 1 Гц. Одни исследователи утверждают [Stein, Wysession, 2003], что параметр снова начинает увеличиваться в диапазоне частот 0.1 - 1 Гц, однако принято считать, что он не изменяется.

Как показано в работах [Havskov et al., 2010; Sato et al., 2012], предполагается, что затухание для P- и S-волн в литосфере различается, и значения Q_P меньше, чем Q_S , и их приблизительное соотношение Q_S ,/ Q_P =1.5. Все исследования, за исключением анализа низкочастотных поверхностных волн [Sato et al., 2012], показывают, что *Q* увеличивается с частотой, при этом частотная зависимость от рассеяния волн выражена значительней, чем от поглощения.

1.1.3. Обзор современных методов оценки затухания сейсмических волн

затухания наиболее распространены Для изучения два подхода предложенные Гусевым А.А. и Гусевой Е.М. [Гусев, Гусева, 2016]. В первом изучается уменьшение амплитуд сейсмических волн или амплитудных спектров с расстоянием за счет суммарного эффекта собственного поглощения и рассеяния на трассе, при этом делаются предположения относительно геометрического расхождения для исключения его влияния на амплитуды. Влияния грунтовых условий площадки размещения сейсмической станции не учитываются. В другом подходе сравнивается форма спектров в зависимости от расстояния относительно формы предполагаемых очаговых спектров. В данном подходе влиянием геометрического расхождения можно пренебречь поскольку предполагается, что оно постоянно во всей изучаемой частотной области. Потери энергии, в данном методе также рассматривают как суммарный эффект рассеяния и поглощения.

Для количественной оценки затухания сейсмических волн существует разные методы, которые были предложены и применены в разных регионах разными исследователями.

Изучение добротности с помощью оценки спада огибающей кода-волн называется «Методом огибающих кода-волн» (Coda wave decay (CWD)) [Aki, Chouet, 1975] и является одним из наиболее распространенных методов и, соответственно, рассчитанная им добротность так и называется – добротность по кода-волнам Q_c (Coda Q). Считается, что добротность по коде суммарно включает в себя оба процесса рассеяние и поглощение. Анализ значительного количества данных в работах [Aki, Chouet, 1975; Раутиан и др., 1981; Sato et al., 2012] показал, что в коде (особенно на высоких частотах) преобладают S-волны, поэтому можно считать, что Q_c представляет Q_{sc} и Q_i S-волны.

Для расчета добротности Q S-волн с помощью спектрального соотношения S-волн и кода-волн широко используется метод нормализации по коде [Aki, 1980;

Sato et al., 2012]. Несмотря на то, что в методе используются кода-волны, он не зависит

от модели рассеяния, используемой для описания природы кода-волн и результаты, следовательно, не могут быть напрямую сопоставлены с добротностью по коде *Q*.

Для региональных землетрясений используется кода Lg-волн. Кода Lg-волн имеет менее высокочастотный состав по сравнению с кода-волнами на небольших расстояниях, поэтому метод огибающих часто не подходит для больших промежутков времени из-за отсутствия высокочастотной составляющей. В работе [Xie, Nuttli, 1988] представлен метод сложенного спектрального отношения с использованием одной трассы. Этот метод часто используется для региональных исследований добротности по коде Lg-волн.

Существуют исследования, в которых используются методы, позволяющие отделить Q_{sc} от Q_i . Недавние исследования [Shapiro et al., 2000] были направлены на изучение того, что на малых расстояниях (0–100 км) преобладает Q_{sc} , а на больших расстояниях Q_i . В работе [Mayeda et al., 1991] выявлено, что есть различие в отношении частоты для данных на малых расстояниях. На частотах f < 6 Гц преобладает рассеяние, а выше 6 Гц поглощение.

В методе MLTWA (Multiple Lapse Time Window Analysis) [Fehler et al., 1992; Абубакиров, 2005; Heller et al., 2022] используются как волны S, так и кода-волны для отдельного определения поглощения Q_i и рассеяния Q_{sc} , из которых в дальнейшем можно получить добротность Q. В данном методе [Абубакиров, 2005] используются интегралы от объемной плотности сейсмической энергии по нескольким временным окнам как функции гипоцентрального расстояния. Значения интегралов сравниваются с предсказаниями модели многократного рассеяния волн в случайно-неоднородной среде, что позволяет оценить искомые параметры рассеяния и поглощения.

1.1.4. Кода волны. Основные понятия и природа происхождения

Кода-волны представляют собой окончание сейсмического сигнала локального или регионального события и находятся в хвосте сейсмограммы после

прихода основных типов волн, таких как P, S и поверхностных волн, зарегистрированных на малых расстояниях от землетрясения.

В работах [Aki, 1969; Aki et Chouet, 1975; Раутиан и др., 1981] впервые обобщены характеристики коды высокочастотных S-волн локальных землетрясений. Основные свойства кода-волн также изложены в исследовании [Кирсанов и др., 2019]:

- спектральный состав начальной части сейсмограммы локального землетрясения зависит от эпицентрального расстояния и от пути, пройденного волной от очага к сейсмостанции. Однако, различие в спектрах, наблюдаемые на станциях уменьшаются к концу сейсмограммы и исчезают в коде;
- для локальных землетрясений с эпицентральными расстояниями менее 100 км общая длительность сейсмограммы, начиная от времени вступления Р волны почти не зависит от эпицентрального расстояния и азимута на источник и может быть использована для определения магнитуды землетрясения;
- 3. спектральная мощность кода-волн разных локальных землетрясений уменьшается как функция от времени (рассчитанная от времени в очаге), независимо

от эпицентрального расстояния и особенностей пути между источником и сейсмостанцией;

- 4. описанная выше зависимость спектральной мощности от времени не зависит от магнитуды, для землетрясений с *M*<6;
- 5. длительность коды зависит от локальных геологических условий в месте установки сейсмической станции (сайт эффект). Для осадочных пород усиление может быть в 5-8 раз больше, чем у скальных. Амплитуда сейсмического фона пропорциональна усилению амплитуды коды, вызванному грунтовыми условиями под сейсмостанцией, таким образом, делая общую запись практически независимой от местных геологических условий;
- Экспериментальные исследования коды малоапертурными группами сейсмографов показывают, что кода-волны не являются регулярными плоскими волнами, идущими от эпицентра.

Раутиан Т.Г. и др. [Раутиан и др., 1981] изучали амплитуды огибающих кодаволн на сейсмограммах в широком частотном и динамическом диапазоне. Они обнаружили, что амплитуды ранних участков сейсмограмм отличаются от станции к станции, однако амплитуды коды имеют общую форму на всех станциях на временах равных примерно 2-3 времени пробега S-волны от источника до станции.

Позже, в результате наблюдений на участках, имеющих различные типы пород и в скважинах, выявлены следующие факты:

- в работе [Tsujiura, 1978] показано, что кода-волны и прямые S-волны имеют одинаковый сайт эффект, что подтверждает, что кода-волны состоят в основном из S-волн;
- четкие кода-волны S-волн были выделены на сейсмограммах, зарегистрированных на дне глубоких скважин, пробуренных в скальных породах под мягкими отложениями [Sato, 1978], из этого следует, что в коде не преобладает поверхностное рассеяние.

Таким образом, можно представить формулу спектральной плотности коды в момент времени в очаге t [Aki, 1969]:

$$P(\omega/t) = S(\omega)C(\omega/t), \qquad (1.20)$$

где $C(\omega/t)$ параметр независимый от источника, расстояния и пути прямой волны от источника к приемнику. Для фиксированного значения ω –частоты, $C(\omega/t)$ зависит только от времени t, $S(\omega)$ выражает влияние очага. Пусть $P_1(\omega/t)$ и $P_2(\omega/t)$ – спектральные плотности коды для двух различных землетрясений и поскольку $C(\omega/t)$ не зависит от местоположения сейсмической станции и эпицентра обоих землетрясений, мы можем записать:

$$\frac{P_1(\omega/t)}{P_2(\omega/t)} = \frac{S_1(\omega)}{S_2(\omega)}.$$
(1.21)

Данное выражение, представляет отношение исходного спектрального параметра $S(\omega)$ для разных землетрясений без учета параметра $C(\omega/t)$. Отношение

 $S_1(\omega)/S_2(\omega)$ показывает полную сейсмическую энергию сгенерированную землетрясением на частоте равной ω .

Предположение, что параметр $C(\omega/t)$ является общим для всех источников, подразумевает, что все источники генерируют одинаковый волновой состав и таким образом одинаковый тип обратного рассеяния. Другое предположение состоит в том, что длительность первичных волн коротка по сравнению с интервалом времени Δt , в течение которого оценивается мощность коды $P(\omega/t)$.

Модели генерации кода-волн основаны на предположении, что кода есть результат рассеяния сейсмических колебаний при их распространении в среде со случайными неоднородностями, т.е. в так называемой «мутной среде». Для построения теоретических моделей, из которых следовала бы закономерность изменения амплитуд колебаний во времени, делаются некоторые предположения [Aki, 1969]:

- первое предположение состоит в том, что неоднородности (рассеиватели) расположены случайно и изотропно в объеме среды или в некотором слое. Это позволяет рассматривать коду, как суперпозицию рассеянных волн, которые в лучевом приближении могут с равной вероятностью прийти в место наблюдения из любой точки некоторого сферического слоя, окружающего место расположения очага и станции;
- еще одно предположение состоит в том, что отношение размера неоднородностей, из которых происходит возбуждение рассеянных волн, к длине таково, что индикатриса рассеяния примерно одинакова для всех углов падения-отражения.

Эволюция моделей природы возникновения кода-волн состоит из четырех основных этапов [Herraiz, Espinosa, 1986].

1. В своей работе Аки и Шуэ [Aki K, Chouet, 1975] впервые предложили модель возникновения кода-волн в результате обратного случайного рассеяния. В данной модели кода рассматривается как суперпозиция волн, рассеянных на точечных неоднородностях. Каждое такое рассеяние является следствием

одиночного рассеяния в отсутствии других рассеиваний. В данной модели предполагается слабое рассеяние и используется аппроксимация однократного рассеяния Борна, в которой пренебрегают потерями энергии на многократном рассеянии.

В рамках модели [Aki K, Chouet, 1975] источник и приемник расположены в одном месте. Обозначим как $\phi(\omega/t)$ преобразование Фурье рассеянных волн, вследствие однократного обратного рассеяния, вызванного неоднородностями на расстоянии *r*. Функция $\phi(\omega/t)$ зависит как от очага землетрясения, так и от положения неоднородностей. Общее количество неоднородностей в радиусе r от приемника обозначается как N(r). Таким образом, количество $(r, r + \Delta r)$ неоднородностей В ограниченной зоне будет $(dN/dr)\Delta r)$. Если предположить, что прямые и рассеянные волны одного вида и имеют одинаковую скорость распространения в среде, тогда обратно рассеянные волны на неоднородностях $(r, r + \Delta r)$ будут приходить на станцию в интервале времени $(t, t + \Delta t)$, где t = 2r/V и $\Delta t = 2\Delta r/V$.

При достаточно большом значении расстояний Δr , Δt становится больше, чем длительность единичного обратного рассеяния на случайных неоднородностях, суммарная энергия рассеянных волн, приходящая в интервале $(t, t + \Delta t)$ будет равна Δt , умноженному на спектральную плотность $P(\omega/t)$ кода-волн [Aki K, Chouet, 1975]:

$$P(\omega/t)\Delta t = \sum_{r < r_n < \Delta r} |\varphi(\omega/r)|^2 = \frac{dN}{nr} \Delta r |\varphi(\omega/r)|^2, \qquad (1.22)$$

где r_n – это расстояние от станции до *n*-й неоднородности.

Рассматривая процесс рассеяния объемных волн [Aki K, Chouet, 1975] предполагается, что неоднородности расположены равномерно в объеме, где σ – плотность неоднородностей на единицу объема среды. Падающие и рассеянные волны – объемные, геометрическое расхождение их – сферическое. Тогда количество неоднородностей внутри сферического объема ($r, r + \Delta r$) будет

определяться

как $(dN/dr)\Delta r = 4\sigma\pi r^2\Delta r$. Из формулы 1.22 получается выражение:

$$P(\omega/t)\Delta t = \left|\varphi(\omega/r)\right|^2 4\sigma \pi r^2 \Delta r. \qquad (1.23)$$

Принимая во внимание геометрическое расхождение, спектральная амплитуда рассеянных волн будет зависеть от длительности их пути распространения:

$$\left|\varphi(\omega/r)\right| = \left|\varphi(\omega/r_0)\right| \left(\frac{r_0}{r}\right)^2, \qquad (1.24)$$

здесь r показывает расстояние между станцией и неоднородностью; r_0 – начальное расстояние. Кроме геометрического расхождения, затухание волн происходит из-за неупругих свойств среды, превращающих механическую энергию

в тепловую. Используя понятие добротности среды Q, можно представить потери энергии за один цикл колебаний как $2\pi Q^{-1}$ и зависимость затухания от времени t как $e^{-\frac{\omega t}{Q}}$, где ω – это угловая частота. Формула интенсивности рассеянных волн будет выглядеть:

$$\left|\varphi(\omega/r)\right| = \left|\varphi(\omega/r_0)\right| \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 e^{-\frac{\omega t}{2Q}}.$$
(1.25)

Из 1.23 и 1.25 и поскольку r = Vt/2, $\Delta r = V\Delta t/2$, получается выражение для спектральной плотности кода-волн, как обратно рассеянных объемных волн:

$$P(\omega/t) = \left| \varphi(\omega/r_0) \right|^2 8r_0^4 \sigma \pi t^{-1} e^{-\frac{\omega t}{Q}}.$$
(1.26)

Если предположить, что кода вызвана обратно рассеянными поверхностными волнами, то в этом случае неоднородности расположены на поверхности земли или в слое, толщиной которого можно пренебречь по сравнению с длиной пробега волн. Падающие прямые волны и вторичные (рассеянные) – поверхностные, с цилиндрическим геометрическим расхождением. Тогда спектральная плотность кода-волн, как рассеянных поверхностных волн будет записана как:

$$P(\omega/t) = \left| \varphi(\omega/r_0) \right|^2 2r_0^2 \sigma \pi t^{-1} e^{-\frac{\omega t}{Q}}.$$
(1.27)

Оба выражения (1.26) и (1.27) могут быть записаны общей формулой:

$$P(\omega/t) = St^{-m}e^{-\frac{\omega t}{Q}}.$$
(1.28)

Константа m – определяет геометрическое расхождение, m = 1 для поверхностных волн и m = 2 для объемных волн. Очаговый параметр *S* показывает влияние источника. Поскольку источником рассеянных волн являются неоднородности общие для всех землетрясений (при одинаковом волновом составе), то различия в параметре *S* будут обусловлены различиями в очаге землетрясений.

В модели однократного рассеяния параметр *Q* включает в себя как рассеяние, так и поглощение

Позже, в работе [Sato, 1978] модель была дополнена и рассмотрена как модель однократного изотропного рассеяния для объемных волн, где происходит разделение источника и приемника и расстояние между ними принимается во внимание, а Копничевым Ю.Ф. [Копничев, 1975] для поверхностных волн.

Большинство исследований на данном этапе было посвящено вопросу природы происхождения рассеянных волн. В процессе исследований произошел переход от предположения в работе [Aki, 1969], что кода-волны возникают в результате рассеяния поверхностных волн к тому, что кода-волны являются рассеянными S-волнами. Доказательства данного предположения были получены в ряде работ. В исследовании [Sato, 1978] в Японии показано, что кода-волны, распространяющиеся на поверхности и в глубоких скважинах (~3.5 км) имеют, схожий вид. В работе [Aki, 1980] представлены очень близкие значения добротности Q_S и Q_c рассчитанные для S-волн и кода-волн соответственно для того же частотного диапазона.

2. Следующим этапом был отказ от диффузного процесса как возможного источника возникновения кода-волн. Данная модель была использована ранее

в изучении взрывов Уэсли М. [Wesley, 1965] и для сравнения Земных и Лунных сейсмограмм Накамурой Я. [Nakamura et al., 1970]. При интерпретации лунных сейсмограмм рассматривались различные модификации теории диффузии – поверхностное рассеяние поверхностных волн, поверхностное рассеяние объемных волн и рассеяние сейсмической энергии в слое конечной толщины.

Пусть $E(x,t,\omega)$ – сейсмическая энергия на единицу объема на частоте ω . Тогда закон сохранения энергии, включающий потери энергии на диссипацию будет представлен как:

$$\frac{\partial E}{\partial t} = D\nabla^2 E - \frac{\omega}{Q} E, \qquad (1.29)$$

где *D* – коэффициент диффузии, а последнее слагаемое показывает потери энергии вследствие неупругости среды и диссипации, а *Q* добротность среды за счет внутреннего поглощения, не включающая потери на рассеяние.

Выражение 1.29 для точечного источника в результате трехмерной диффузии соответствующей рассеянию объемных волн может быть записано как:

$$E(x,t,\omega) = \frac{W(\omega)}{(4\pi Dt)^{3/2}} e^{\left(-\frac{x^2 + y^2 + z^2}{4Dt}\right)} \cdot e^{-\frac{\omega t}{Q}},$$
(1.30)

где $W(\omega)$ – общая сейсмическая энергия, выделенная в результате землетрясения на частоте ω .

Для больших времен *t* и маленьких расстояний $(x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}$ на которых наблюдается кода, выражение 1.30 становится только функцией от *t* и независимым от расстояния, что согласуется и с результатами наблюдений интенсивности коды. Поскольку мощность коды определяется функцией $P(\omega/t)$ для смещений, а сейсмическая энергия на единицу объема среды в два раза больше кинетической энергии распространяющихся волн, то:

$$\rho\omega^2 P(\omega/t) = E(0, t, \omega), \qquad (1.31)$$

Подставив (1.30) в (1.31), можно получить:

$$P(\omega/t) = \frac{W(\omega)}{\rho \omega^2 (4\pi Dt)^{3/2}} \cdot e^{-\frac{\omega t}{Q}}.$$
(1.32)

Данная теория диффузии дает значение *t*(-3/2) среднее для объемных волн, (-2) для поверхностных и (-1) для теории одиночного рассеяния.

В исследовании [Dainty et al., 1974] показано, что лунные сейсмограммы имеют очень большую продолжительность, превышающую один час, и очень медленный рост от первого вступления до максимальной амплитуды. Это vвеличение 5-10 занимает около МИНУТ И не показывает какой-либо преобладающей фазы. Фазы объемных волны очень малы и вырисовываются только на первой минуте сейсмограммы, а кода очень большая и занимает почти всю сейсмограмму. Все эти особенности предполагают более интенсивное рассеяние и намного меньшее поглощение на Луне, чем на Земле. В теории диффузионного рассеяния предполагается, что поток энергии пропорционален ее градиенту и предполагает изотропный вариант рассеяния. Позднее, в работах [Dainty et al., 1974; Копничев, 1977], представлено, что теория диффузии неприменима к земным кодам, хотя это может использоваться для лунных данных.

3. Дальнейшим этапом изучения был учет многократного рассеяния вместо однократного [Копничев, 1977]. Исследованиями двойного и тройного рассеяния для двумерных и трехмерных сред с изотропными неоднородностями размера, сопоставимого с длинами волн, было показано, что однократно рассеянные волны преобладают в более ранних частях коды. Вклад в общее рассеяние от двойного и тройного рассеяния становятся важными для более поздних частей коды [Копничев, 1977]. Продолжение данного исследования нашло отражение в работе [Gao et al., 1983], где было показано влияние многократного рассеяния в двумерных и трехмерных упругих средах со случайным, но равномерным распределением неоднородностей.

4. В настоящее время анализ рассеяния производится с более реалистичными предположениями, такими как: несферическое излучение источника, анизотропное рассеяние, неравномерное распределение неоднородностей, преобразование между волнами Р и S, многократное рассеяние и т.д широким кругом исследователей. Данный этап был начат с 1982 г., такими исследователями как Сато X. [Sato, 1982], Ву Р. и Аки К. [Wu, Aki, 1985] и продолжается до настоящего времени. Результаты

наиболее актуальных исследований природы возникновения кода-волн представлены в работах [Carlote, Sato, 2010; Sato et al., 2012; Calvet, Margerin, 2013; Obermann et al., 2016].

1.2. Затухание сейсмических волн в литосфере Северного Кавказа

1.2.1. Краткая характеристика тектонического строения региона

Кавказский регион является частью Альпийско-Гималайского орогенного пояса, расположенного между Черным и Каспийским морями, вместе с прилегающей к ним южной частью молодой эпигерцинской плиты, занимающей [Милановский, Хаин, равнинное Предкавказье. Согласно 1963], регион представлен следующими главными продольными тектоническими зонами западвосток-юго-восточного («кавказского») северо-западного простирания Предкавказский (рис. 1.1а): передовой прогиб, Ставропольское поднятие, мегантиклинорий Большого Кавказа, закавказские межгорные прогибы и мегантиклинорий Малого Кавказа. Во всех перечисленных продольных зонах выступают крупные поперечные структуры [Милановский, 1968] – Главное Транскавказское поднятие и поперечные зоны к западу и востоку от него, опускающиеся в стороны Азово-Черноморской и Каспийской ступенчато депрессий.

Предкавказская (Скифская) плита [Милановский, 1968] с герцинским складчатым фундаментом примыкает с севера к альпийским сооружениям Кавказа на своем среднем и наиболее приподнятом участке – Ставрапольском поднятии. Согласно [Рогожин и др., 2014], в Предкавказье преобладают разрывные нарушения запад-северо-западной ориентировки, неотчетливо выраженные на поверхности, наиболее активные из них: Черкесский, Армавиро-Ессентукский и Расшеватский региональные разломы на центральном сегменте Предкавказья. В пределах Ставропольского поднятия имеется ряд транскавказских тектонических нарушений, наиболее заметные из них: близмеридиональные Егорлыкская и Калаусская разломные зоны.



Рис. 1.1. (а) Генерализованная схема основных тектонических структур [Милановский, 1968; Рогожин и др., 2014]: СП – Ставропольское поднятие, ЛМЗ – Лабино-Малкинская зона, ДК – Дагестанский клин, ТКП – Терско-Каспийский прогиб, РВ – Рионская впадина, СЗК – Северо-Западный Кавказ, ЗЮС – зона южного склона; Серыми линиями – активные тектонические разломы по [Трифонов и др., 2002]; Звездами положение эпицентров наиболее сильных землетрясений за инструментальный период наблюдений. (б) Современная тектоническая обстановка Кавказского региона из работы [Казьмин и др., 2004]. 1 – Альпийский складчатый пояс; 2 – океанская или тонкая континентальная кора в реликтовых задуговых бассейнах Черного моря и Южного Каспия; 3 – главные надвиговые фронты; 4 – направление движения относительно Евразии.

Альпийские краевые (передовые) прогибы [Милановский, 1968]. Данная зона выражается двумя глубинными прогибами, лежащие к югу от Скифской плиты на западе – Индоло-Кубанский, на востоке Терско-Каспийский заполненными мощными толщами моласс. Индоло-Кубанский краевой прогиб, общий для Восточного Крыма и Северо-западного Кавказа, имеет резко асимметричное строение: северное крыло пологое, а наиболее глубокая осевая зона приближена к узкому южному крылу. Средний участок краевых прогибов относительно приподнятый и более узкий, и менее глубокий чем Западно-Кубанский и выражен Восточно-Кубанским прогибом. Он отделяется от Терско-Каспийского прогиба Минераловодским палеозойского выступом фундамента занимающим

промежуточное положение между Ставрапольским поднятием и северным крылом мегантиклинория Большого Кавказа. Терско-Каспийский прогиб состоит из трех поперечных сегментов, самый западный – Терский прогиб сходен по строению с Западно-Кубанским, но отличается более сложной структурой, в центральной зоне две антиклинали Терская и Сунженская, восточная часть расположена в пределах дельты Терека, Дагестанского побережья Кавказа и западной части Каспийского моря.

Большой Кавказ [Милановский, 1968; Рогожин и др., 2014]. Внешнее складчато-глыбовое сооружение, простирающееся прямолинейно с запада-северозапада на восток-юго-восток почти на 1300 км, при ширине 100 – 200 м представляет собой ассиметричный альпийский мегантиклинорий с отчетливым осевым поднятием с относительно широким и просто построенным северным и более узким южным крылом. Большой Кавказ расчленяется на несколько поперечных сегментов: Северо-Западный, Центральный, Восточный и Юго-Восточный.

Наиболее тектонически и орографически приподнятым сегментом является Центральный Кавказ, он имеет протяженность 300 – 320 км, ширину 120 – 130 км. В его пределах выделяются крупные тектонические нарушения: Пшекиш-Тырныаузская шовная зона на севере и Главный Кавказский «надвиг» на юге. На севере Центральный Кавказ ограничен Лабино-Малкинской моноклинальной зоной (Северо-Кавказский краевой массив), к югу от Сванетского антиклинория – Абхазо-Рачинской зоной и Кахетино-Лечхумским разломом.

Восточный Кавказ тектонически менее приподнят чем Центральный, но на своем среднем участке – «Дагестанский клин» (Известняковый Дагестан) – имеет сопоставимую ширину. Северное крыло отделяется от Терского краевого прогиба резким флексурным перегибом. Южный склон Восточного Кавказа погружен под молодые отложения Алазанской впадины, являющейся частью Закавказского межгорного прогиба.

Северо-Западный Кавказ отделен от Центрального Кавказа зоной Пшехско-Адлерских поперечных разломов и является западной окраиной всего Большого Кавказа. Юго-Восточный Кавказ имеет аналогичное строение с Северо-Западным [Рогожин и др., 2014], их размеры – примерно 200 км на 50 км. Поперечные флексуры делят Юго-Восточный Кавказ на ряд поперечных ступеней, погружающихся в сторону Каспийского моря аналогично Северо-Западном Кавказу, который является периклинальным замыканием всего горно-складчатого сооружения на западе.

В пределах горно-складчатой системы Большого Кавказа выделяется несколько десятков разломов, которые являются активными с геологической точки зрения [Рогожин и др., 2014]: крупнейшими из них являются разлом Бокового хребта, Главный «надвиг» Кавказа, Пшекиш-Тырныаузская зона разломов, Владикавказский, Бежетинский, Гудермесский, Краснополянский, Воронцовский, Кармадонский, Монастырский, Бекишейский, Адылсуйский, Абхазо-Рачинский, Кахетино-Лечхумский разлом и др.

Закавказские межгорные прогибы – Рионский и Куринский, разделенные поперечным Дзирульским выступом, а к западу и востоку переходят в Черноморскую и Южно-Каспийскую глубоководные впадины.

Малый Кавказ – внутренний мегантиклинорий альпийской области, переходящий на западе в сооружения Анатолии (Понт и др.), а на востоке структуры Карадага, Талыша и Эльбурса.

Для Кавказского региона характерны молодые вулканы. Эльбрус и Казбек [Рогожин и др., 2014] являются крупнейшими вулканами и расположены в центральной части орогена в непосредственной близости от Центральной части Большого Кавказа. Согласно [Масуренков и др., 2010], Эльбрусская вулканическая область представляет собой территорию проявлений неоген-четвертичного вулканизма, состоящую из неравномерно распределенных вблизи дневной поверхности вулканических аппаратов, субвулканических структур и интрузий. Результаты геолого-геофизических исследований вулкана Эльбрус [Масуренков и др., 2010; Лиходеев и др., 2017] свидетельствуют о существовании в настоящее время магматической камеры и материнской питающей камеры, находящейся в частично расплавленном состоянии.

Геодинамический режим Кавказского региона [Ershov et al., 2003] определяется надвигом Аравийской плиты на Скифскую, вызванным боковым вытеснением «жестких» Анатолийской и Иранской плит и перераспределением деформаций в широкой области, расположенной между окраинами Аравии и орогеном Большого Кавказа. Далее представлены обобщенные результаты из исследования [Ershov et al., 2003]. В настоящее время скорость Аравийской плиты в фиксированной системе отсчета Евразии равна 25±3 мм/год по модели NUVEL-1A [De Mets et al., 1990], что в общем согласуется с 18-20 мм/год результатами современных геодезических наблюдений [Smith et al., 1994; Reilinger et al., 1997а; McClusky et al., 2000]. GPS-наблюдения показывают минимальное смещение 10±2 мм/год в районе Большого и Малого Кавказа (Reilinger et al., 1997b; McClusky et al., 2000; Ershov et al., 2003]. В исследовании [Рогожин и др., 2014] показано: «Современные тектонические движения земной коры имеют важное значение для выделения зон повышенной сейсмической опасности. Карта современных вертикальных движений земной коры четко фиксирует участки со скоростями разной абсолютной и относительной направленности от 2 мм/год. Различные участки в пределах региона испытывают дифференцированные движения в диапазоне скоростей от +8 мм/год до - 8 мм/год».

Основные параметры строения земной коры на Северном Кавказе составлены по данным интерпретации материалов глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) [Краснопевцева, 1984]. Полученные материалы в дальнейшем были переобработаны и переинтерпретированы Павленковой Г.А. [Павленкова, 2012]. Согласно [Краснопевцева, 1984], «Анализ полученных сейсмических данных показал, что земная кора Кавказа имеет блоково-слоистое строение. Вдоль всего региона достаточно надежно выделена поверхность «базальтового» слоя на глубинах от 10 до 33 км, «гранитный» слой, заключенный между подошвой складчатого фундамента и «базальтовым» слоем, очень изменчив по мощности от 0 до 30 км».

Мощность земной коры [Павленкова, 2012]: на Большом Кавказе 50 – 60 км, в Предкавказье и Закавказье средняя мощность 40 км, в пределах Скифской плиты – 40 – 42 км.

Мощность осадочного слоя [Краснопевцева, 1984]: наиболее мощные толщи осадков развиты в Каспийском (3 – 20 км), Черном (5 – 15 км) и Азовском (5 – 10 км) морях, в Индолоко-Кубанском (5 – 10 км) и Терско-Каспийском (8 – 9 км) прогибах, на Ставропольском своде, соприкасающимся с поднятием Центрального Кавказа – 0 – 4 км, на Восточном Кавказе – 10 км.

1.2.2. Сейсмическая сеть наблюдений

Современный сейсмический мониторинг на Северном Кавказе [База данных «Землетрясения России»; Землетрясения Северной Евразии] производится в непрерывном режиме наблюдений сетью сейсмических станций ФИЦ ЕГС РАН (рис. 1.2), код RU в Международной федерации сетей цифровых сейсмографов (FDSN) [Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences 1989]. B состав входят следующие подразделения: Центральное отделение (код сети И информационно-обрабатывающего центра OBGSR), Дагестанский (DAGSR) и Северо-Осетинский (NOGSR) филиалы. Дополнительно используются данные других агентств [Землетрясения Северной Евразии]: сеть Института сейсмологии и геодинамики ФГАОУВО «Крымский федеральный университет имени Симферополь, Республиканского В.И. Вернадского», г. сеть Центра сейсмологической службы НАН Азербайджана г. Баку, Государственный университет Илии – Центр сейсмического мониторинга Грузии.

Последние 30 лет являются периодом формирования современной сети наблюдений на Северном Кавказе [Габсатарова, Зверева, 2023]. Во время существования СССР сеть станций в этом районе входила в общекавказскую сеть и была довольно редкой, так как считалось, что, по сравнению с районами Большого и Малого Кавказа, здесь происходят относительно слабые землетрясения. Особенно это коснулось западных районов Северного Кавказа, входящих в современный Южный округ РФ, которые долгое время оставались без
должного внимания сейсмологов. Особое значение имело развитие сети в Причерноморье, где продолжительное время работали только две станции: «Сочи» (SOC) и «Анапа» (ANN) (рис. 1.2). Решение о проведении зимних Олимпийских Игр в 2014 г. в Сочинско-Краснополянской зоне и получение новых оценок сейсмической опасности этой территории [Кузин и др., 2009; Осипов и др., 2015] послужило причиной развития сети в западном секторе Северного Кавказа. Это детально описано в работе [Маловичко и др., 2020].





Сейсмическая сеть в западной зоне продолжала развиваться и после 2014 г [Габсатарова, Зверева, 2023]. В прибрежной зоне открыты (рис.1.2): «Шапсуг» (SPGR – 08.09.2015), «Гойтх» (GOYR – 29.09.2015), «Марьино» (MRNR – 17.11.2017), «Сукко» (SUKR – 15.10.2018), «Таманский» (TMNR – 11.10.2018). Кроме Причерноморья часть новых станций установлена на территории платформенных структур Скифской плиты и Западно-Кубанского прогиба. Здесь открыты новые станции: «Еремизино-Борисовская» (ERBR – 07.10.2009), «Сергиевский» (SRGR – 04.10.2018), «Гладковский» (GLDR – 07.10.2018), «Новополтавский» (NVPR – 03.06.2019) и «Головановский» (GLVR – 06.06.2019) (рис. 1.2). В отличие от станций Северного Кавказа, установленных в горных условиях на скальных грунтах (I категории), платформенные станции обладают несколько повышенным уровнем микросейсического шума, так как установлены они на грунтах в основном II – III категории, в районах с мощным слоем осадков. Однако даже в таких условиях улучшенная конфигурация сети позволила повысить уровень регистрируемых землетрясений на платформенных структурах на $1.0 - 1.5 K_{\rm P}$.

В центральной зоне Северного Кавказа [Габсатарова, Зверева, 2023] сеть сформировалась благодаря активному ее развитию в период 90-х – начало двухтысячных в районе Кавказских Минеральных Вод и сопредельных территорий. В настоящее время здесь находится 14 сейсмических станций, обеспеченных современным цифровым оборудованием. Важное значение для центральной и восточной зон имело создание сети Северо-Осетинского филиала ФИЦ ЕГС РАН, который сейчас состоит из 13 пунктов наблюдений, имеющих беспроводное или проводное подключение к сети Интернет для передачи данных в режиме, близком к реальному времени. Подобная ситуация сбора информации и в Дагестанском филиале ФИЦ ЕГС РАН, сейсмическая сеть которого стала полностью цифровой в 2015 г. и в настоящее время насчитывает 18 сейсмических станций.

В настоящее время, как представлено в работе [Габсатарова и др., 2023], «все станции оснащены цифровым оборудованием, подключены к сети Интернет и передают информацию в центры обработки в режиме, близком к реальному времени». Большинство станций имеет средний уровень шумов в сравнении со среднемировыми оценками по Дж. Петерсону». Текущая сеть работает с короткопериодными и некоторыми широкополосными сейсмометрами. Более подробная информация о сети и аппаратурном обеспечении представлена в работах [Маловичко и др., 2020; Лутиков и др., 2021; Габсатарова и др., 2023].

На большей части территории региона сеть [Габсатарова, Зверева, 2023] обеспечивает регистрацию землетрясений с *К*_P=7.0 и выше, в центральной (включая район Большого Сочи) и восточной частях региона представительными

были землетрясения с K_P =6.0 и выше, а в отдельных локальных зонах (Сочи-Краснополянской, в Кавминводской, центральной части Северной Осетии-Алании, центральной части Дагестана) – с K_P =5.5 и выше (рис. 1.2). Оценка регистрационной возможности сети сделана на основе оценок средних уровней сейсмического шума в полосе частот 1–10 Γu по методике, учитывающей эмпирические кривые затухания сейсмических волн, которые используются при расчете магнитуд сейсмических источников в регионе. Для этого использованы программы MicroNoise V 1.3 и SArra v 1.0 [Дягилев, 2013; Дягилев, 2020].

1.2.3. Сейсмичность

В монографии [Рогожин и др., 2014] представлены карты детальной оценки сейсмической опасности на Северном Кавказе, рассчитанные на вероятностной основе в баллах нормативной макросейсмической шкалы MSK-64 с вероятностями превышения за 50 лет в 1 %, 5 % и 10 % и соответствующими средними периодами повторения сейсмических воздействий в 5000, 1000 и 500 лет. Согласно им, уровень сейсмических воздействий в целом достигает 8.5 баллов по картам А, В и несколько превышает 9 баллов по карте С, что соответствует территориям с высоким уровнем сейсмической опасности.

За инструментальный период наблюдений в XX веке произошли наиболее сильные землетрясения в регионе с M>6.0 (рис. 1.1., 1.3), которые произвели катастрофические разрушения, а в результате некоторых из них погибло много людей [Рогожин и др., 2014]: Чхалтинское 16.07.1963 с M=6.4 (21.10.1905 в районе Чхалтинского землетрясения с M=6.4), Дагестанское 14.05.1970 с M=6.6, $I_0=9$, Черногорское 28.07.1976 с M=6.2, Рачинское 29.04.1991 с M=6.9 и Барисахское 23.10.1992 с M=6.3, $I_0=8$.

За 2000 – 2022 гг. было зарегистрировано более 20 тысяч землетрясений в зоне ответственности ФИЦ ЕГС РАН [Габсатарова, Зверева, 2023] (рис. 1.4.). Каталоги землетрясений составлены при непосредственном участии автора диссертационной работы, обобщающие обзоры опубликованы в ежегодных изданиях «Землетрясения Северной Евразии» и «Землетрясения России» [База

данных «Землетрясения России»; Землетрясения Северной Евразии]. По суммарному числу зарегистрированных землетрясений *N*, как на Северном Кавказе (в рамках границ региона), так и с сопредельными территориями за последние 20 лет отмечается заметный рост числа землетрясений (рис. 1.5). Это объясняется ростом числа станций в сети и, в связи с этим, возросшей ее чувствительностью при регистрации слабых событий.



Рис. 1.3. Положение эпицентров наиболее сильных землетрясений Северного Кавказа (*M*>4.5) в период с 1900 по 2022 гг. на фоне активных тектонических разломов по [Трифонов и др., 2002].

Сопоставленный с диаграммой числа землетрясений график выделившейся энергии говорит о наиболее сейсмоактивном периоде 2006 – 2009 гг., когда на сопредельной территории Грузии в зоне Рачинского землетрясения произошли Онийские землетрясения: Онийское 6.02.2006 г. с *M*=4.6, Онийское-II 7.09.2009 г. с *M*=5.8 и Курчалойское 11.10.2008 г. с *M*=5.8 в Чеченской Республике, все три с многочисленными афтершоками [Габсатарова и др., 2013;

2023]. Чуть меньшая энергия выделилась в период Восточно-Черноморского землетрясения 23.12.2012 г. с афтершоками (рис. 1.5). Впервые было установлено, что землетрясения с $M \cong 5.5$ в Черном море могут иметь длительный афтершоковый процесс. Отчасти то может быть объяснено триггерным эффектом из-за разрушения газоконденсатного слоя [Баранов, Габсатарова, 2015; Габсатарова и др., 2018; Заклюковская, Габасатарова, 2013]. Продолжительность реализации афтершоков в очаговой зоне Восточно-Черноморского землетрясения 23 декабря 2012 г. приближена к трем годам. В последние годы Северный Кавказ и его окружение умеренно сейсмичны, и выделившаяся энергия не превышает «фоновых значений» [Землетрясения Северной Евразии].



Рис. 1.5. Положение эпицентров наиболее слабых (*M*≤4) землетрясений Северного Кавказа в период с 2000 г. по 2022 г. на фоне активных тектонических разломов по [Трифонов и др., 2002].

Повышение чувствительности сети открыло возможность детального изучения слабой сейсмичности и объединения ее в кластеры землетрясений, часть которых отнесена к роевым последовательностям [Войтова, Габсатарова, 2016; Габсатарова, Зверева, 2023] (рис. 1.4). Установлены новые места проявления роев

в Дагестане, где ранее они не выделялись (к примеру, Гагатлинский рой слабых землетрясений в конце 2018 г. – начале 2019 г. на западной границе Дагестанского клина [Габсатарова и др., 2019]). Ежегодно не менее 10 % эпицентров слабых землетрясений Северного Кавказа образуют роевые и афтершоковые последовательности. Отдельные рои предвещали возникновение относительно сильного землетрясения, как было перед Курчалойским 11.10.2008 г., но чаще происходят как релаксация напряжений в тектонических узлах или вдоль разломов.



Рис. 1.5. График роста числа зарегистрированных землетрясений сетью Северного Кавказа в рамках границ региона (темно серый цвет) и включая сопредельные территории.

1.2.4. Обзор предыдущих исследований по изучению затухания в регионе

Исследования условий затухания S-волн и расчеты частотно-зависимой добротности земной коры и верхней мантии на Кавказе проводились ранее с целью сейсмической опасности, сейсмостойкости зданий и сооружений оценки [Павленко, 2008, 2010, 2016, 2020; Павленко, Павленко, 2016; Харазова и др., 2016; Кромский и др., 2018; Кирсанов, Павленко, 2019]. В этих работах использовались данные четырех сейсмических станций «Сочи» (SOC), «Анапа» (ANN). «Кисловодск» (KIV) и «Махачкала» (МАК) (рис. 1.2). Добротность рассчитывалась двумя методами «Методом нормализации по коде» [Aki, 1980] и «Методом огибающих Aki, Chouet, 1975) кода-волн» по записям региональных землетрясений. Геометрическое расхождение задавалось в виде кусочнонепрерывной функции расстояния [Павленко, Павленко, 2016]: 1/*R* на удалениях от очага от 1 до 50 км, 1/50 на удалениях от 50 – 70 км до 130 – 150 км и $1/\sqrt{R}$ на удалениях, превышающих 130 – 150 км. Таким образом были получены значения частотно-зависимой добротности для каждой сейсмической станции в отдельности, представленные в таблице 1.1.

Таблица 1.1. Частотно-зависимые степенные функции Q(f) на отдельных сейсмических станциях Северного Кавказа, полученные разными авторами при времени начала окна коды 40 с.

<i>f</i> , Гц	Δ, км	Станция	$Q(f)=Q_0f^a$	Автор
1.0-10	30-265	ANN	$Q_{\rm c}(f)=90f^{0.7}$	[Павленко, 2016]
1.0-20	100-300	KIV	$Q(f)=85f^{0.9}$	[Павленко, Павленко, 2016]
1.0-16	25-200	MAK	$Q(f)=120f^{0.8}$	[Кирсанов, Павленко, 2019]
1.0-10	35-290	SOC	$Q(f)=55f^{0.9}$	[Павленко, 2016]
1.0-16	0-100	DOMR	$Q(f)=36f^{1.07}$	[Собисевич и др., 2019; Лиходеев,
110 10	0 100	Donne	207 209	Зверева, 2020]
1.0-16	0-100	NEY	$Q(f) = 77f^{0.95}$	[Собисевич и др., 2019; Лиходеев,
110 10	0 100		£() · · j	Зверева, 2020]
1.0-16	0-100	GUZR	$Q(t) = 55t^{0.99}$	[Собисевич и др., 2019; Лиходеев,
110 10	0 100	00211	20) 00	Зверева, 2020; Зверева, Бутырин, 2018]
1.0-16	0-100	RPOR	$Q(f) = 41f^{1.02}$	[Собисевич и др., 2019; Лиходеев,
1.0 10	0 100		z_{V}^{-1}	Зверева, 2020]

Ранее нами также были проведены оценки добротности слоистой геофизической среды для отдельных сейсмических станций и поглощения энергии волн целью уточнения особенностей глубинного упругих строения с геофизической среды выявления потенциальных И низкоскоростных неоднородностей земной коры [Собисевич и др., 2019; Лиходеев, Зверева, 2020; Зверева, Бутырин, 2018]. Расчеты проводились для локальных событий с гипоцентральными расстояниями до 100 КМ при заданном значении геометрического расхождения равным единице в программном комплексе SAC 2000, а также с использованием алгоритмов СОДА Q [Пономарева и др., 2017]. Расчет добротности Q_c выполнен для четырех сейсмических станций: «Гузерипль»

(GUZR), «Домбай» (DOM) и «Нейтрино» (NEY), «Красная Поляна» (RPOR) (табл. 1.1).

Также в исследованиях [Собисевич и др., 2019; Лиходеев, Зверева, 2020] были проанализированы частотные зависимости коэффициента поглощения α методом оценки поглощения независимо от расхождения по наблюдениям за изменением формы спектра записей землетрясений с расстоянием [Халтурин, Урусова, 1962; Федотов, Болдырев, 1969]. Результаты представлены в виде графиков $\alpha(f)$ для продольных и поперечных групп волн, распространяющихся вдоль профилей для нескольких пар сейсмических станций (рис. 1.6).

Из рисунка 1.6. можно предположить, что повышенные значения коэффициента затухания для *S*-волн на трассе распространения «Домбай – Нейтрино» подтверждают гипотезу о вероятном месте грядущих проявлений флюидно-магматических процессов в Эльбрусской вулканической области [Собисевич и др., 2019].



Рис. 1.6. Зависимость $\alpha(f)$ для различных пар сейсмических станций: 1 - DOM-RPOR, 2 - DOM-SHA, 3 - ARH-SHA, 4 - NEY-SHA, 5 - DOM-NEY, 6 - RPOR-SHA; а – группа Р-волн, б – группа S-волн

Изучению поглощения S-волн вдоль трасс, пересекающих очаговые зоны сильных (*M*≥4) землетрясений на удалениях 200 – 700 км от сейсмостанции «Кисловодск» (KIV) посвящены работы [Копничев, Соколова, 2019; Аптикаева, 2020]. В работе [Копничев, Соколова, 2019] на основании данных, полученных

методом картирования поля поглощения в литосфере по отношению максимальных амплитуд волн Sn и Pn, через параметр lg(ASn/APn) прослежена связь механизмов очагов сильных землетрясений с напряженно-деформированным состоянием слоистой геофизической среды. Отдельного упоминания заслуживают ранее сделанные цитируемыми авторами [Копничев, Соколова, 2019] выводы об «относительно высоком содержании флюидов в верхах мантии под очаговыми зонами на этапе подготовки сильных внутриконтинентальных землетрясений Кавказа».

поглощения поперечных волн по огибающим Оценки коды для землетрясений Кавказа получены в работе [Аптикаева, 2020], где подробно исследованы очаговые зоны Кизилюртского (1999 г.) и Курчалойского (2008 г.) землетрясений, произошедших В окрестностях эпицентральной зоны разрушительного Дагестанского землетрясения 1970 г. При этом значения добротности геофизической среды были рассчитаны в ограниченном диапазоне частот от 1 до 1.6 Гц, что не позволяло перейти к оценкам эффекта поглощения энергии S-волн в ходе приведения станционных спектров к очаговым с последующим определением спектральных параметров очага.

В работе [Gök et al., 2016] для территории Ближнего Востока, включая Малый Кавказ и восточную часть Большого Кавказа, проведена оценка параметров очагов землетрясений методом расчета эмпирической огибающей кода-волн в 13 узких полосах частот в диапазоне от 0.03 до 8.0 Гц. В основе метода лежит расчет калибровки параметров коды при котором используются региональные широкополосные сейсмограммы скоростей с поправкой на амплитудно-частотные характеристики аппаратуры. В результате получаются кодовые спектры скорости момента, которые привязаны к независимым моментам, смоделированным по форме волны. С помощью рассчитанных в данном исследовании одномерных калибровочных траекторий определяются магнитуды M_w на основе коды для большинства событий. Отдельно представлены рассчитанные очаговые параметры для события 1.07.2007 г. с эпицентром в пределах Азербайджана, где

рассчитаны индивидуальные станционные калибровочные параметры в частности для станции «Кисловодск» (KIV).

В основном ранее выполненные исследования на Кавказе проводились с использованием данных одиночных сейсмостанций и записей наиболее сильных землетрясений.

Выводы по главе 1

Материалы исследований условий распространения, затухания и рассеяния сейсмических волн демонстрируют неразрывную связь основных физических характеристик и геодинамической активности глубинных структур литосферы с понятием сейсмической добротности, определяющей волновые свойства разномасштабных объемов разломно-блоковой геологической среды.

Среди известных в России и за её пределами методов оценки сейсмической добротности наиболее перспективным благодаря простоте математической модели и стабильности результатов для исследования особенностей затухания сейсмических волн в литосфере Северного Кавказа представляется метод огибающих кода-волн.

Северный Кавказ – один из наиболее уязвимых в отношении сейсмической опасности южных регионов нашей страны. Благодаря техническому и организационному совершенствованию сети сейсмологических наблюдении ФИЦ ЕГС РАН на Северном Кавказе и накоплением к настоящему времени значительного объема данных стало возможным проведение оценки частотнозависимой добротности земной коры в региональном масштабе.

ГЛАВА 2 РАСЧЕТ ДОБРОТНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Данная глава посвящена описанию метода и непосредственным расчетам сейсмической добротности литосферы Северного Кавказа методом огибающих кода волн по записям кавказских землетрясений. Приводится описание исходных данных, метода, алгоритм расчета в программном комплексе SEISAN, основные результаты, а также сравнение с общемировыми данными и предыдущими исследованиями в регионе.

2.1. Метод огибающих кода-волн

В настоящей работе вычисление добротности проводилось методом огибающих кода-волн, представленным в исследованиях [Aki, Chouet, 1975; Раутиан и др., 1981]. Данный метод находит широкое применение из-за математической простоты модели и стабильности результатов, а многочисленные исследования показывают корреляцию между Q_c и неоднородностью земной коры в литосфере [Havskov et al., 2016; Sato et al., 2012; Dasovic et al., 2013; Boulanouar et al., 2013; Meirova, Pinsky, 2014; Akyol, 2015; Hasemi et al., 2015; Bachura, Fischer, 2016; Dobrynina et al., 2016; Bora et al., 2017; Naghavi et al., 2017; Giampiccolo, Tuve, 2018; Vargas et al., 2018; Blanke et al., 2019; Demirci, 2019; Yavuz, Baris, 2019; Novelo-Casanova et al., 2020; Sivaram, Gopta, 2022].

В основе метода лежит принцип подавления эффектов источника излучения и локальных эффектов в спектрах поперечных волн с помощью кода-волн, измеренных на фиксированном интервале времени с момента первого вступления. При этом используется модель однократного рассеяния, когда кода-волны представляются в виде суперпозиции объемных волн, отраженных от случайно распределенных неоднородностей, а для устранения эффектов направленности усреднение событий излучения проводится ПО множеству С очагами, расположенными в широком диапазоне азимутов относительно точки приема. Кода-волны на разных частотах рассеиваются от неоднородностей разного размера [Aki and Chouet, 1975; Раутиан и др., 1981]. Потеря энергии волны на многих таких неоднородностях объясняется явлением рассеяния. Если размер неоднородного

включения сопоставим с длиной движущейся волны или больше ее, то такая неоднородность повлияет на амплитуду волны, так как часть энергии будет затрачена на образование отраженных волн. Волны, длины которых значительно больше встречаемых неоднородностей, проходят их без потери энергии. Длина волны λ определяется как произведение скорости ее распространения (V) на период (T) $\lambda = V \cdot T$ или $\lambda = V/f$ (f-частота колебаний). Объемные волны P и S, имеющие одинаковый период T, будут по-разному терять энергию за счет поглощения, что обусловлено разными длинами этих волн. Амплитуды кода-волн в модели однократного рассеяния могут быть представлены в следующем виде [Aki, Chouet, 1975]:

$$A(f,r) = t^{-\beta} A_0 e^{\frac{-\pi f r}{\mathcal{Q}_c(f)}},$$
(2.1)

где *A*₀ – начальная амплитуда, β – коэффициент геометрического расхождения, β=1.0 для объемных волн и β=0.5 для поверхностных.

Логарифмирование соотношения (2.1) дает:

$$\ln(A(f,t)) + \beta \ln(t) = \ln(A_0) - \frac{\pi f t}{Q_c(f)}.$$
(2.2)

Здесь огибающая $\ln(A(f,t))+\beta\ln(t)$ как функция времени от заданной частоты f (в соответствии с полосой пропускания фильтра) является прямой линией с наклоном $-\pi f/Q(f)$, по которому и определяется добротность $Q_{\rm c}(f)$.

Согласно исследованию [Раутиан и др., 1981] время начала окна коды должно превосходить, как минимум вдвое время пробега для *S*-волны. В работах [Aki, Chouet, 1975; Sato et al., 2012] установлено, что поскольку в коде преобладают S-волны, то добротность Q_c , рассчитанная по коде, включает в себя суммарно как компоненты рассеяния (Q_{sc}), так и поглощения (Q_i) S-волн:

$$Q_t^{-1} = Q_{sc}^{-1} + Q_i^{-1} \tag{2.3}$$

и имеет частотную зависимость:

$$Q_c = Q_0 (f / f_0)^{\alpha}, \qquad (2.4)$$

где Q_0 добротность на опорной частоте f_0 и α – степенной параметр, значения которого менее 0.5 для стабильных регионов, в диапазоне 0.3 – 0.8 для областей

с умеренной тектонической активностью и более 0.8 для тектонически-активных регионов [Havskov et al., 2016]. На практике [Havskov et al., 2010] опорная частота устанавливается равной 1 Гц. Существуют разные точки зрения относительно значений параметра затухания Q при f < 1 Гц. Одни исследователи утверждают, что он снова начинает увеличиваться в диапазоне частот 0.1-1 Гц, однако принято считать, что он не изменяется в данной полосе частот. Таким образом, зависимость 2.4 приобретает вид:

$$Q_c = Q_0 f^{\alpha}, \qquad (2.5)$$

2.2. Исходные данные

Для расчетов была создана единая база данных локальных и региональных землетрясений Северного Кавказа включающая в себя: волновые формы, времена прихода Р и S волн, время в очаге, результаты локации, энергетический класс K_P и магнитуду M_L . Всего в расчетах были использованы данные о 800 коровых землетрясений (глубина очага от 1 до 45 км), произошедших в период 2013–2022 гг., с магнитудами M=1.8-5.5 (рис. 2.1). Эти события были зарегистрированы сетью сейсмических станций ФИЦ ЕГС РАН и сетью сейсмических наблюдений Грузии (см. раздел 1.2.2). Основные параметры, анализируемых землетрясений определялись по данным региональных сетей сейсмологических наблюдений Северо-Осетинского (NOGSR) и Дагестанского (DAGSR) филиалов ФИЦ ЕГС РАН, а также Центрального архива данных (OBGSR) в Обнинске [База данных «Землетрясения России»; Землетрясения Северной Евразии]. Искомые параметры землетрясений территории Западного Кавказа были определены соискателем лично.

2.3. Выбор параметров для проведения расчета

Расчет добротности проводился в программе «CodaQ» программного комплекса SEISAN [Havskov et al., 2020] с применением набора исходных параметров, полученных ранее в работе [Havskov et al., 2016]. Поскольку значения добротности по коде существенно зависят от выбора длительности окна коды

(CW), времени его начала (LT), минимально допустимого коэффициента корреляции и ширины полосы применяемого фильтра [Havskov et al., 1989; Baskoutas, 1996], то для сравнения полученных результатов с данными других исследований важна идентичность перечисленных параметров. Следуя работам [Havskov et al., 2016; Зверева и др., 2024; Зверева, 2023; Габсатарова и др., 2021], в настоящем исследовании были установлены идентичные параметры для расчета.



Рис. 2.1. Карта землетрясений за период 2013-2022 гг. отобранных в качестве исходных данных для расчета добротности *Q*_c.

Компоненты. По возможности были использованы записи всех трех компонент для получения дополнительных результатов при расчете Q_c поскольку результаты, полученные отдельно на каждой компоненте и на всех трех практически идентичны.

Геометрическое расхождение β . Для поверхностных волн было установлено значение коэффициента геометрического расхождения β =0.5, а для объемных волн β =1.0, согласно [Ibanez et al., 1990; Dasovic et al., 2012; Bora et al., 2017; Giampiccolo, Tuve, 2018].

Время начала окна коды (LT) (рис. 2.2). Для всех анализируемых событий время начала окна коды (параметр LT на рис. 2.2а) относительно времени в очаге

(T₀) составляет 30 с при этом было введено ограничение: если двойное время пробега S-волны больше чем выбранное значение LT, то событие отклоняется. Использование фиксированного времени позволяет усреднять значения, полученные на различных сейсмостанциях.



Рис. 2.2. Процесс обработки данных модулем «Соda Q» программного комплекса SEISAN для оценки частотно-зависимых значений добротности Q_c . (а) – исходная сейсмограмма землетрясения 12.12.2016 г. в 23:36:15 (UTC) в пункте наблюдения Дышне-Ведено (DVE) с отметками времен вступления Р и S волн, времени в очаге (T0), времени начала окна коды (LT), а также длительности окна коды (CW); (б) – окно коды (CW) исходного сигнала и результатов полосовой фильтрации; (в) – огибающая кода-волн в полосе частот 2.0 – 8.0 Гц, Corr=-0.93 – коэффициент корреляции с линией аппроксимации; (г) – среднее значение Q_c на каждой центральной частоте со стандартными отклонениями и аппроксимирующей степенной функцией.

Фильтрация сигнала. Полученные фрагменты волновых форм коды были обработаны двухоктавным фильтром Баттерворта с использованием предустановленных полос пропускания: 0.5–2.0, 1–4, 2–8, 4–16 и 8–32 Гц с центральными частотами f_0 =1, 2, 4, 8 и 16 Гц (рис. 2.26), с учетом ограничений, накладываемых частотой оцифровки (40–50 Гц), используемой на большинстве сейсмостанций сети (см. раздел 1.2.2).

Длина окна коды. Длительность окна коды (параметр CW на рис. 2.2а) была выбрана равной 30 с.

Отношение сигнал/шум (SNR). Значения отношения сигнал/шум (параметр SNR на рис. 2.26) рассчитывались посредством сравнения трехсекундных среднеквадратичных амплитуд колебаний в конце отфильтрованного фрагмента и в естественном шуме, предшествующем сейсмическому событию.

Максимальный коэффициент корреляции и длина среднеквадратичного окна. Для каждой полосы частот путем вычисления среднеквадратичных значений в скользящем окне длительностью пять циклов строилась огибающая коды, а также распределение значений логарифма амплитуд кода-волн с последующей линейной аппроксимацией по методу наименьших квадратов и определением коэффициента корреляции (параметр «Corr» на рис. 2.1в). В работе использованы данные с коэффициентом корреляции Corr≥0.6. (Значения корреляции в действительности отрицательны, но в дальнейшем всегда упоминаются как положительные).

В результате работы приложения «CodaQ» рассчитываются значения Q_c для каждой сейсмостанции и центральной частоты, используя частотно-зависимую степенную аппроксимацию $Q_c = Q_0 f^{\alpha}$ (рис. 2.2г).

2.4. Результаты расчетов

Средние значения добротности Q_c на каждой частоте рассчитывались на основе всех полученных записей. В общей сложности в расчетах были задействованы данные 53 различных сейсмостанций и получено 9876 и 9083 значений Q_c (при β =0.5 и 1.0 соответственно) по записям 800 локальных



землетрясений [Zvereva et al., 2023; Зверева и др., 2024]. Значения Q_c рассчитывались для каждой сейсмостанции и центральной частоты (рис. 2.3).





Рис. 2.3. Среднее значение Q_c на каждой центральной частоте всех сейсмических станций со стандартным отклонением в виде планок погрешностей и подобранными частотно-зависимыми степенными функциями $Q_c(f)$. Используется геометрическое расхождение $\beta=1.0$.

Только для 7 сейсмических станций «Чубери» (СНВG), «Дышне-Видено» (DVE), «Грозный» (GROC), «Горное» (GRYR), «Они» (ONI), «Красная Поляна» (RPOR) и «Шиджатмаз» (SHA1) (рис. 2.3), имевших частоту дискретизации 100 Гц, удалось рассчитать значение Q_c на центральной частоте 16 Гц (полоса 8–32 Гц), остальные станции имели более низкую частоту дискретизации записей (40–50 Гц), что позволило провести расчеты только для $f_0 = 1, 2, 4, 8$ Гц (рис. 2.3).

С использованием аппроксимирующей частотно-зависимой степенной функции для каждой сейсмостанции определялось соотношение $Q_c=Q_0 f^{\alpha}$, которое рассчитывается на основании средних значений Q_c для каждой частоты, и каждое среднее значение взвешивается по количеству наблюдений для расчета среднего. Результаты приведены в Приложении 1 и на рисунке 2.3. Традиционно для исследований добротности по кода-волнам, существует сильная связь между Q_c и частотой.

По результатам анализа всех имеющихся сейсмограмм Северного Кавказа представляется возможными оценить средние значения Q_c следующими соотношениями:

$$Q_{\rm c} = 74 \pm 16 f^{0.95 \pm 0.11}$$
 при $\beta = 0.5$ (2.6)

$$Q_{\rm c}$$
=94±23· $f^{0.95\pm0.13}$ при β=1.0 (2.7)

На основании полученных средних значений добротности на каждой центральной частоте для геометрического расхождения β=1.0 был проведен расчет коэффициента затухания по формуле:

$$\delta = \frac{\pi f}{VQ_c},\tag{2.8}$$

где f – частота, Qc – добротность на этой частоте f, V – скорость объемной S-волны (средняя скорость S-волн 3.4 км/с).

Расчет коэффициента затухания б проводился отдельно для каждой сейсмической станции и центральной частоты (рис. 2.4), а также определялось среднее значение для всего Кавказа (табл. 2.1). Поскольку только для 7 сейсмических станций удалось оценить добротность на частоте 16 Гц, то на рисунке 2.4. приведены графики распределения коэффициента затухания б до

частоты 8 Гц. В целом, начиная с частоты 4 Гц, наблюдаются очень близкие значения коэффициента затухания для всей территории Кавказа, стандартные отклонения не превышают 17%.



Рис. 2.4. Значение коэффициента затухания б на каждой центральной частоте для отдельных сейсмических станций (серые линии) и среднее значение (черная толстая линия) со стандартным отклонением (черные пунктирные линии).

Таблица 2.1 Среднее значение коэффициента затухания δ для территории Северного Кавказа на каждой центральной частоте *f*. Сокращения: sd – стандартное отклонение,

<i>f</i> , Гц	δ	sd
1	0.0094	0.0010
2	0.0107	0.0013
4	0.0113	0.0021
8	0.0114	0.0021
16	0.0118	0.0020

2.5. Сравнение результатов расчетов с аналогичными результатами, полученными для других регионов мира, а также с данными предыдущих исследований

Проведено сравнение результатов настоящего исследования с таковыми, полученными в различных геотектонических обстановках по всему миру [Havskov et al., 2016]. Поскольку в работе используются те же параметры обработки, что и авторами цитируемой статьи, то результаты напрямую сопоставимы с данным первоисточником (рис. 2.5). Глобальные исследования затухания показали, что Q_c , имеет как правило, высокие значения в относительно тектонически-стабильных регионах и низкие в тектонически-активных областях нашей планеты.



Рис. 2.5 Сравнение значения Q_c в настоящем исследовании с Q_c в разных геологических и тектонических регионах мира.

В настоящем исследовании Q_c , как функция частоты, в значительной степени сопоставима с рифтовой системой Шаньси на севере Китая, которая имеет неглубокую сейсмичность. Полученные результаты также близки к результатам

для Аргентины с мелкофокусной сейсмичностью, сосредоточенной в центральной и северо-западной частях страны вдоль Андского задугового региона. Таким образом, оба региона находятся вблизи границы плит с высокой активностью, тектонически сопоставимой с территорией Северного Кавказа, входящей в зону Аравийско-Евразийской континентальной коллизии. Как и ожидалось, в тектонически стабильных континентальных регионах с сейсмичностью от низкой до умеренной, таких как Норвегия, значения Q_c высоки, а в вулканических районах, таких как Фого и Азорские острова, значения Q_c низки. Таким образом, это подтверждает взаимосвязь между тектонической структурой региона и Q_c .

Если обратится к рассчитанным значениям коэффициента затухания δ и частотного параметра α , то как показано в работе [Добрынина и др., 2011] они снижаются для древних стабильных областей и в целом зависят от возраста консолидации земной коры, например, для неактивной Сибирской платформы δ =0.007, α =0.48. В более молодом (венд) блоке Восточного Саяна с высоким уровнем сейсмической активности наблюдаются высокие значения параметров затухания: δ =0.009, α =0.89. Также в работе [Добрынина и др., 2011] показано, что для территорий под рифтовыми впадинами Южно-Байкальской и Тункинской с активно протекающими процессами современного разломообразования и высоким уровнем разогрева недр под этими структурами наблюдаются самые высокие значения изучаемых параметров δ =0.009-0.010 и α =0.92-0.97. В настоящем исследовании для территории Северного Кавказа коэффициент затухания δ =0.0094-0.0118, а частотный параметр α =0.95, что также подтверждает его принадлежность к тектоническим структурами с высоким уровнем активности и процессов разломобразования.

Если же провести сравнение с ранее достигнутыми результатами на Северном Кавказе, то преимущество настоящих определений состоит в том, что они получены для исследуемой территории с максимальным охватом имеющихся данных по числу землетрясений и зарегистрировавших их сейсмостанций.

Полученные в данной работе результаты сравнивались с работами [Павленко, 2008, 2016; Кромский и др., 2018] для двух сейсмических станций

«Анапа» (ANN) и «Сочи» (SOC). При геометрическом расхождении β =1.0 они получили Q(f)=90: $f^{0.7}$ для ANN и Q(f)=55: $f^{0.9}$ для SOC. В нашем исследовании мы получили Q_c =98±23: $f^{0.83\pm0.16}$ и 113±23: $f^{0.1\pm0.12}$ для тех же двух станций соответственно. Значения Q_c для сейсмостанции ANN оказались близкими к нашему исследованию. Однако значение, полученное для сейсмостанции SOC, сильно отличается от нашего результата, что может быть связано с использованием других расчетных параметров. В предыдущих исследованиях анализировали землетрясения с эпицентральными расстояниями до 300 км, окно длины коды для расчета составляло 40 с, а время промежутка было переменным, поскольку использовалось двойное время прихода S-волны.

Также проведено сравнение с результатами исследований [Собисевич и др., 2019; Лиходеев, Зверева, 2020; Зверева, Бутырин, 2018] для трех сейсмических станций «Домбай» (DOMR) и «Гузерипль» (GUZR) и «Красная Поляна» (RPOR). В работах, описанных выше, были получены более низкие значения, чем наблюдаемые в настоящем исследовании. Для длины окна 30 с $Q(f)=29 \cdot f^{1.07}$ для DOMR и $Q(f)=49 \cdot f^{0.94}$ для GUZR, а в данной работе получилось $Q(f)=87 \cdot f^{1.00}$ и $Q(f)=88 \cdot f^{4.0}$ соответственно. Это может быть связано с тем, что использованное время начала окна было в 2 раза больше времени прихода S-волны, и в расчетах было много событий малой магнитуды с небольшими эпицентральными расстояниями. Последнее приводит также к короткому времени начала окна коды и, следовательно, более низкому Q.

Выводы по главе 2

1. Подготовлена база данных землетрясений Северного Кавказа, определён программный комплекс для получения численных оценок значений частотнозависимой добротности литосферы методом огибающих кода-волн, разработана технология расчёта, включая и процедуру выбора оптимальных параметров.

2. По результатам анализа 800 сейсмограмм локальных землетрясений на 53 сейсмических станциях сети Северного Кавказа ФИЦ ЕГС РАН с использованием метода огибающих кода-волн получены аналитические выражения, позволяющие

рассчитывать значения сейсмической добротности литосферы с учетом различных эффектов геометрического расхождения β=0.5 (поверхностные волны) и β=1.0 (объемные волны).

3. Показано, что характерные для Северного Кавказа значения частотнозависимой добротности $Q_c(f)$ в целом соответствуют таковым для высокоактивных в тектоническом отношении регионов нашей планеты.

ГЛАВА З РЕГИОНАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ ЗАТУХАНИЯ

В данной главе рассмотрены региональные особенности затухания сейсмических волн на Северном Кавказе путем проведения районирования расчетных значений добротности Q_c, полученных в главе 2. Также проведен анализ зависимости значений добротности от времени начала окна коды. Данные необходимы для лучшего понимания исследования взаимосвязи между пространственными вариациями сейсмического затухания с особенностями геолого-тектонического строения и физическими свойствами среды во всем регионе. Построены карты пространственного распределения значений сейсмической добротности литосферы $Q_{\rm c}$.

3.1. Пространственное распределение значений добротности *Q*_c и коэффициента затухания δ

Многочисленные исследования [Добрынина и др., 2019; Харазова и др., 2016; Giampiccolo, Tuve, 2018; Dasovic et al., 2013] показывают связь вариаций добротности Q в регионе с особенностями его геолого-геофизического строения. В работе [Харазова и др., 2016] на основе полученных О.В. Павленко оценок добротности среды на отдельных станциях «Анапа» и «Сочи» [Павленко, 2008, 2016], проводилось исследование связи параметров излучения и распространения сейсмических волн территории Западного Кавказа с геолого-тектоническими особенностями. Исследование [Харазова и др., 2016] показало, что различия в добротности можно объяснить масштабом и характером тектонических дислокаций геологической среды, а локальные вариации затухания могут быть связаны с наличием разломных структур, зон дробления, наклонных сейсмических вариации мощности консолидированности границ, И осадочного чехла, особенностей строения и состава фундамента. В работе [Dasovic et al., 2013] изучение затухания в Паннонском бассейне и в Динаридах (Хорватия) показало, что региональные особенности Q_0 можно объяснить различной мощностью и составом литосферы, в том числе на глубинах где происходит переход от

литосферы к астеносфере, где наблюдается разность мощности теплового потока. Исследования в работе [Добрынина и др., 2019] позволили сопоставить карты кумулятивной сейсмической энергии, плотности эпицентров землетрясений, поверхностной плотности разломов И теплового потока территории Южнобайкальской впадины и прилегающих территорий, в результате чего выявлено, что области с высокой сейсмической активностью характеризуются высокой плотностью разломов и высокими значениями теплового потока и совпадают с областями повышенного затухания, а области пониженной плотности эпицентров землетрясений и пониженной поверхностной плотности разломов хорошо согласуются с зонами низкого затухания сейсмических волн.

В работе [Giampiccolo, Tuve, 2018], посвященной изучению добротности в Северо-Восточной Сицилии, авторы отметили, что распределение аномалий Q подчеркивает структурные контрасты, уже отмеченные исследованиями скоростной томографии. В частности, низкие значения Q₀ (Q на частоте 1 Гц) совпадают с низкими значениями скоростей Р-волн и высокими значениями отношения V_P/Vs. Отношение V_P/Vs является одним из прямых индикаторов трещиноватости горных пород, насыщения флюидов и порового давления в земной коре поскольку жидкость оказывает разный эффект на скорости Р- и S-волн и высокие значения V_P/Vs могут свидетельствовать о содержании флюидов в разломах среды. Сейсмическое затухание в частично насыщенных флюидами образцах горных пород сильно зависит от частоты, следовательно, высокая частотная зависимость добротности Q_c, также может быть связана с наличием флюидов.

Для изучения региональных вариаций добротности Q_c проведено районирование [Zvereva et al., 2023; Зверева, 2024; Зверева и др., 2023а, 2024а,6]. В литературе имеется множество работ, в которых региональное распределение Q_c было получено на основе простых предположений. Например, присвоение значения Q_c средней точке между источником и приемником [Pulli, 1984; Singh, Hermann, 1983], положению сейсмической станции [Carlote, Sato, 2010] или предположение, что Q_c представляет среднее сейсмическое затухание внутри

63

эллипса рассеяния (Xie, Mitchell, 1990; Calvet, Margerin, 2013; De Siena et al., 2014]. Более полные и физически обоснованные подходы, предполагающие многократное рассеяние, были предложены в работах [Mayor et al., 2014; Margerin et al., 2016; Del Pezzo, Ibanez, 2020], которые рассчитали двумерные ядра чувствительности для кода-волн.

В принятой в работе модели однократного рассеяния рассмотрим эллипсоидальный объем геологической среды, в фокусах которого расположены очаг землетрясения и сейсмостанция (рис. 3.1) [Pulli, 1984; Gupta et al., 1998; Havskov et al., 2010], при этом его большая и малая полуоси составляют соответственно:

$$a = \frac{Vt}{2}, \ b = \sqrt{a^2 - \frac{r^2}{4}},$$
 (3.1)

где *r* – среднее гипоцентральное расстояние, *V* – скорость S-волн, *t*=(LT+CW/2) – среднее время прихода кода-волн. Нижняя граница эллипсоида соответствует максимальной глубине проникновения кода-волн:

$$h = h_{av} + b \,, \tag{3.2}$$

где *h*_{av} – средняя глубина событий.

На основании пространственного группирования средних точек и опираясь на границы тектонических зон по Хаину [Хаин, 1973] были выделены 7 основных зон (рис 3.2) [Зверева, 2024; Зверева и др., 2024б]: (БК1) – Сочинско-Краснополянская зона Большого Кавказа (БК2) – Чхалтинско-Рачинская зона Большого Кавказа; (БК3) – Закатальская зона Большого Кавказа; (ДК) – Дагестанский клин; (ЗК) – Западный Кавказ; (ЛМЗ) – Лабино-Малкинская зона и (ТКП) – Терско-Каспийский прогиб. Расчеты Q_c в пределах зон проводились таким образом, чтобы эпицентры землетрясений и средние точки эллипса объема среды, охваченного кода-волнами, находились в пределах тектонических границ изучаемой зоны, а эпицентральные расстояния не превышали 50 км (рис.3.2).



Рис. 3.1. Эллипсоид рассеяния в случае расположения источника и приемника сейсмических волн на дневной поверхности на расстоянии 230 км друг от друга (длина окна коды не более 100 с). Рисунок изменен из (Del Pezzo, et al., 2020).



Рис. 3.2. Карта распределения средних точек Q_c на Северном Кавказе.

Только для четырех зон БК1, БК2, ЛМЗ и ТКП удалось рассчитать значения Q_c для центральной частоты 16 Гц из-за низкой частоты дискретизации записей большинства сейсмических станций (см. часть 2.4). В таблице 3.1 приведены результаты расчета Q_c и коэффициента затухания δ для каждой из зон и на каждой центральной частоте.



Рис. 3.3. Карта распределения средних точек и зон районирования Q_c. Границы зон: 1 – Западный Кавказ (3К), 2 – Большой Кавказ 1 (БК1), 3 – Большой Кавказ 2 (БК2), 4 – Лабино-Малкинская зона (ЛМЗ), 5 – Терско-Каспийский прогиб (ТКП), 6 – Дагестанский клин (ДК), 7– Большой Кавказ 3 (БКЗ). Тектонические зоны [Хаин, 1973]: І – Большой Кавказ, II – Западно-Кубанский передовой прогиб, III – Терско-Каспийский передовой прогиб, IV – Дагестанский клин, V – моноклиналь Предкавказья, VI – Ставропольский свод, VII – Кумо-Манычский прогиб, VIII – структуры Скифской платформы, IX – Рионский межгорный прогиб, X – Джавахетское нагорье, XI – Аджаро-Триалетская складчатая область, XII – мегантиклинорий Малого Кавказа, XIII – Куринский и Нижнеараксинский прогибы, XIV – Донецко-Каспийская погребенная складчатая область.

Для всех рассматриваемых зон [Зверева и др., 20246] наибольшие различия как в добротности Q_c так и коэффициенте затухания наблюдаются при значениях центральной частоты 1 Гц и 2 Гц (табл. 3.1, рис. 3.4). Далее, как видно из рисунка 3.4, затухание на частотах 4-8 Гц плавно изменяется для всех зон, за исключением ЗК. Отметим, что на рассматриваемых эпицентральных расстояниях частотный диапазон поперечных волн составляет 2–5 Гц. На высокой частоте 16 Гц снова прослеживается рост затухания.

Зона		БК1	БК2	БКЗ	ДК	ЗК	ЛМЗ	ТКП	
	1	$Q_{\rm c}$	99±35	88±25	115±35	92±26	109±44	95±26	114±37
	1	δ	0.0093	0.0105	0.0080	0.0100	0.0085	0.0097	0.0081
	2	$Q_{ m c}$	179±49	159±51	228±66	176±42	154±39	210±55	177±48
	2	δ	0.0103	0.0116	0.0081	0.0105	0.0120	0.0088	0.0104
<i>f</i> 0, 4 Гц 9	4	$Q_{ m c}$	384±107	307±80	460±154	357±74	278±56	503±105	297±65
		δ	0.0096	0.0120	0.0080	0.0104	0.0133	0.0073	0.0124
	8	$Q_{ m c}$	792±187	626±163	797±267	686±156	660±108	925±157	600±133
	0	δ	0.0093	0.0118	0.0093	0.0108	0.0112	0.0080	0.0123
	16	$Q_{ m c}$	1492±137	1073±203	_	_	_	1636±229	1166±173
	10	δ	0.0099	0.0138	_	_	_	0.0090	0.0127
	N		1437	822	368	988	474	575	1352

Таблица 3.1 Значения Q_c и δ для каждой центральной частоты. Сокращения: N – общее количество значений Q_c для каждой центральной частоты.



Рис. 3.4. Частотно-зависимые степенные функции $Q_c(f)$ (а) и графики зависимости коэффициента затухания δ от частоты (б) для исследуемых зон.

3.2. Вариации добротности Qc и коэффициента затухания б при различных значениях времени начала окна коды

 Q_c и частотный параметр α зависят от заданного значения времени начала окна коды (LT), как это наблюдается во многих исследованиях, таких как,

например, [Havskov et al., 1989; Ibanez et al., 1990; Gupta et al., 1998; Calvet, Margerin, 2013; Irandoust et al., 2016 Dasovic et al., 2013; Das et al., 2018; Prasanna et al., 2013; Biswas et al., 2016; Singh et al., 2014; Добрынина и др., 2011]. Материалы данного раздела опубликованы в работах [Zvereva et al., 2023; Зверева, 2024].

В работе, аналогично [Zvereva et al., 2023] использовались временные промежутки от 20 до 150 с для всех данных, а для данных из 7 зон, описанных в предыдущем разделе от 20 до 90 с, поскольку время начала окна более 90 с дало слишком мало результатов. Для расчета использовались данные и методика подробно описанные в Главе 2. В таблице 3.2 показан средний результат для всех доступных данных, а в таблице 3.3 показаны результаты для трех зон при геометрическом расхождении β =1.0. Видно, что Q_0 в целом увеличивается с течением времени, пока не будет достигнут максимум и дальнейший выход на уровень плато («насыщение»). Также замечено, что существует разница для Q_0 и Q_{10} , где Q_{10} достигает максимума при меньших LT, чем Q_0 , что, следовательно, приводит к уменьшению а при более длительных временных интервалах.

Общая модель рассеяния может быть следующей [Зверева, 2024]: среда имеет внутреннюю добротность Q_i , вызванную неупругостью среды, которая для земной коры может быть, например, равна постоянному значению 1000 или, более вероятно, зависит от частоты. Когда лучи проходят от источника к приемнику, часть энергии уменьшается за счет рассеяния, поэтому измеренная общая Q будет включать эффект рассеяния Q_{sc} (однократного или многократного), однако подразумевается, что больший вклад в значение Q в земной коре имеет внутреннее поглощение Q_i , чем рассеяние.

Волны коды полностью состоят из рассеянных волн. Уменьшение их амплитуды за счет затухания можно рассматривать за счет внутреннего поглощения и рассеяния [Зверева, 2024]. Фелер и Сато [Fehler, Sato, 2003] обнаружили, что при частоте 1 Гц добротность Q_c в основном вызвана рассеянием, а при частоте 10 Гц Q_c близка к Q_i . Позже теоретические исследования показали, что при больших значениях LT Q_c по существу равно Q_i [Sato et al., 2012]. На близких расстояниях (0–100 км) Шапиро и др., (2000) [Shapiro et al., 2000] обнаружили, что Q_{sc} в результате рассеяния близко к Q_c , в то время как на больших расстояниях (большое LT) преобладает Q_i .

Таблица 3.2. Средняя зависимость Q_0 , α и Q_{10} от разных значений времени начала окна коды (LT) при фиксированной длине окна 30 с. Сокращения: N – общее количество значений Q_c на всех различных частотах

			Геом	етрическо	е расхождение в				
LT			0.5			1.0			
	Ν	Q_0	α	Q10	Ν	Q_0	α	Q10	
20	5032	63±13	0.94±0.13	544±202	4661	84±21	0.92±0.16	689±303	
30	9876	74±164	0.95±0.11	653±218	9083	94±23	0.95±0.13	832±322	
40	13093	91±20	0.93±0.12	773±269	11158	112±27	0.92±0.13	942±367	
50	15025	110±27	0.89±0.14	847±346	11598	131±36	0.88±0.16	996±453	
60	16048	121±31	0.86±0.13	874±350	11752	138±39	0.86±0.14	998±435	
70	16186	125±34	0.85±0.14	890±367	12021	142±41	0.85±0.15	1013±454	
80	15390	129±36	0.83±0.16	880±405	11294	144±43	0.83±0.17	979±487	
90	14086	132±35	0.83±0.14	896±380	10384	146±40	0.82±0.15	968±430	
100	12208	134±36	0.82±0.16	886±405	8848	146±41	0.81±0.17	932±448	
110	10038	137±41	0.81±0.17	878±439	7225	148±47	0.78±0.18	894±467	
120	8298	137±39	0.81±0.15	885±394	5954	144±42	0.80±0.15	902±410	
130	6689	138±40	0.81±0.14	897±384	4849	143±43	0.81±0.14	928±410	
140	5612	143±41	0.75±0.21	811±458	4133	153±45	0.7±0.22	771±447	
150	4804	146±44	0.73±0.21	786±450	3507	154±48	0.69±0.15	968±430	

Кси и Митчел [Хіе, Міtchel, 1990) представили, что для Lg Q_c на коротких расстояниях преобладает рассеяние Q_{sc} , тогда как Q_i преобладает на больших расстояниях. При LT 80 с Бьянко и др. [Bianco et al., 2002] обнаружили, что Q_c и Q_i были близки. Аналогичные результаты были получены в других исследованиях [Carlote, Sato, 2010; Obermann et al., 2016; Calvet, Margerin, 2013]. Таким образом, существует общее соглашение, что вклад в добротность Q_c в основном оказывает рассеяния на малых расстояниях (маленькие значения LT) и внутренние поглощение Q_i на больших расстояниях (большие значения LT).

Таблица 3.3. Зависимость Q_0 , α и Q_{10} от разных значений времени начала окна коды (LT) при фиксированной длине окна 30 с для зон БК1, БК2, БК3, ДК, ЗК, ЛМ3, ТКП. Сокращения: N – общее количество значений Q_c на всех различных частотах

LT	20					30			
Зона	Ν	Q_0	α	Q_{10}	Ν	Q_0	α	Q_{10}	
БК1	1122	81±16	0.98±0.09	766±222	1437	96±22	0.99±0.09	940±294	
БК2	407	76±19	0.81±0.14	488±199	822	87±19	0.91±0.11	715±242	
БКЗ	140	90±20	0.97±0.15	845±353	368	118±30	0.94±0.21	1028±555	
ДК	675	78±16	0.95±0.15	698±283	988	91±20	0.97±0.16	858±374	
ЗК	233	78±15	0.83±0.15	526±206	474	84±22	0.96±0.16	766±354	
ЛМЗ	215	80±14	0.98±0.10	763±226	575	109±21	1.00±0.09	1087±315	
ТКП	584	77±21	1.00±0.12	776±304	1352	98±21	0.88±0.10	745±239	
LT			40	L			50		
Зона	Ν	Q_0	α	Q10	Ν	Q_0	α	Q_{10}	
БК1	1312	116±29	0.95±0.12	1044±391	1006	145±32	0.87±0.11	1076±368	
БК2	706	123±32	0.86±0.16	891±409	117	133±63	0.77±0.29	782±644	
БКЗ	431	135±32	0.95±0.15	1198±508	571	154±40	0.91±0.17	1238±577	
ДК	962	110±25	0.94±0.16	960±415	835	124±30	0.91±0.18	1018±485	
ЗК	382	97±27	0.99±0.16	953±447	269	112±31	0.98±0.18	1083±535	
ЛМЗ	507	143±30	0.90±0.10	1145±350	355	169±40	0.82±0.11	1122±399	
ТКП	1927	106±27	0.90±0.12	845±300	1699	121±30	0.90±0.12	956±361	
LT			60				70		
Зона	Ν	Q_0	α	Q_{10}	Ν	Q_0	α	Q_{10}	
БК1	786	149±42	0.82±0.14	983±425	625	142±48	0.84±0.16	988±490	
БК2	446	128±51	0.87±0.15	947±506	305	138±57	0.80±0.17	869±493	
БКЗ	230	172±45	0.81±0.18	1119±541	297	163±42	0.68±0.24	781±478	
ДК	639	134±32	0.89±0.16	1036±444	546	139±37	0.86±0.26	1006±652	
ЗК	176	131±38	0.96±0.16	1198±553	117	146±44	0.86±0.14	1051±464	
ЛМЗ	317	153±34	0.86±0.11	1105±372	275	165±34	0.84±0.09	1146±342	
ТКП	1576	120±40	0.92±0.13	1000±450	1374	129±33	0.89±0.10	1004±348	

Зона	Ν	Q_0	α	Q_{10}	Ν	Q_0	α	Q_{10}
LT			80		90			
БК1	475	146±32	0.76±0.12	840±297	350	150±32	0.74±0.13	821±303
БК2	285	124±61	0.71±0.25	642±489	260	119±32	0.84±0.11	822±299
БКЗ	273	143±60	0.74±0.32	783±659	199	167±32	0.71±0.14	846±324
ДК	450	147±33	0.82±0.17	963±425	346	163±56	0.76±0.25	949±637
ЗК	—	_	—	—		_	—	—
ЛМЗ	172	200±36	0.76±0.11	1143±349	118	185±27	0.81±0.08	1192±278
ТКП	1198	134±33	0.88±0.10	1025±348	1061	144±36	0.83±0.14	979±397

Продолжение таблицы 3.3.

В исследовании Гусева [Gusev, 1995] представлена теоретическая модель изменения Q_c в вертикально изменяющейся модели мутности среды, описанная как степенное уменьшение мутности или коэффициента рассеяния за счет рассеяния, зависящего от глубины. Гусев изучал глобальные мировые данные и обнаружил хорошее совпадение между измеренными значениями Q_c на частоте 1.5 Гц при LT от 3 до 2000 с и его теоретическим предсказанием Q_c . В его модели Q_c также приближается к Q_i при больших значениях LT. Проведено сравнение результатов настоящего исследования [Зверева, 2024] с моделью Гусева А.А., для этого использовались средние значения из всего набора данных для β =0.5 (табл. 3.2) со значением LT плюс половина длины окна (30 с) согласно Гусеву А.А. [Gusev, 1995]. Как показано на рис. 3.5 а, наши результаты в диапазоне от 35 до 105 с в среднем окне LT сравнимы с результатами Гусева А.А. [Gusev, 1995]. На рис. 3.5 б показана зависимость частотного параметра α от LT. Эти значения также сопоставимы с результатами Гусева А.А. [Gusev, 1995].

Интересно отметить, что, хотя средние результаты в настоящей работе [Зверева, 2024] сопоставимы с предсказанием Гусева А.А. [Gusev, 1995], в них не наблюдается непрерывного увеличения $Q_{1.5}$ с течением времени и, начиная с LT=60, Q_c перестает непрерывно увеличиваться и достигает плато или достигает насыщения.



Рис. 3.5. Наблюденные значения $Q_c(a)$ и частотный параметр $\alpha(\delta)$ в разных тектонических регионах в зависимости от времени начала окна коды (LT) для *f*=1.5 Гц. Рисунок изменен из [Gusev, 1995]. Диапазон результатов Северного Кавказа обозначен красными кривыми.

Другие исследования также обнаружили насыщение Q_c с увеличением LT. В работе [Irandoust et al., 2016] авторы обнаружили насыщение при LT между 30 и 50 с. Они интерпретировали это как зависящее от глубины затухание до 170 км с зоной низкой добротности Q около 110 км. [Dasovic et al., 2013] провели исследование, аналогичное нашему, с окном коды длительностью 30 с и разными значениями LT. В своей работе они обнаружили насыщение Q₀ для LT 50-80 с и интерпретировали это как изменение Q на глубине 100-160 км. [Das и др., 2018] изучали Q_c в районе Дели и обнаружили, что насыщение Q_c происходит при LT между 50 и 80 секундами и его длительность варьируется в зависимости от региона. Они интерпретировали это как различную зависимость Q_c от глубины для разных регионов. [Prasanna et al., 2013] определили Qc для Шри-Ланки, и также обнаружили насыщение Q_c при LT около 60 с, в частности при более высокой частоте. Их интерпретация заключалась в том, что насыщение Q_c вызвано комбинацией факторов зависящей от глубины добротности и многократного рассеяния. [Biswas et al., 2016] рассчитали Q_c в районе Гуджарата в Индии. Они также наблюдали насыщение Q_c с увеличением LT, особенно на более высоких

72
частотах, что снова интерпретировалось как эффект глубины. [Singh et al., 2014] обнаружили аналогичную зависимость Q_c от LT для Андаманских островов.

Для 7 зон, описанных в предыдущем разделе (рис. 3.3), также отдельно было проведено исследование зависимости Q_c и частотного параметра α от LT (при геометрическом расхождении β =1.0) [Zvereva et al., 2023; Зверева, 2024]. Результаты для Q_0 (рис. 7а) показывают увеличение Q_0 с увеличением LT для всех областей, как и предсказывал Гусев А.А. [Gusev, 1995], за исключением зон БК1 и БК2, где наблюдается насыщение примерно через 50 с. Для трех зон ДК, ТКП и ЗК наблюдается плавный рост Q_0 по мере увеличения LT несмотря на то, что для зоны ЗК было возможно рассчитать Q_c только для LT до 70 с. Зоны ЛМЗ и БКЗ характеризуется самыми высокими значениями Q_c , однако для зоны БК3 начиная с LT=70 с добротность уменьшается и становится близкой к другим зонам.

На рисунке 76 показана зависимость Q_{10} от LT, и видно, что Q_{10} также увеличивается с LT, но начиная с более низких значений LT в отличии от Q_0 . Для области ЛМЗ Q_{10} перестает увеличиваться при LT≥40 с, в то время как для региона 3K оно достигает максимума при LT=60 с. Для остальных зон в целом значения Q_{10} выходят на уровень плато начиная с LT=50 с. Все зоны в тектоническом плане относящиеся к территории Большого Кавказа (см. часть 1.2.1): БК1, БК2, БК3 имеют схожий характер зависимости Q_{10} от LT, сначала резкий рост значений с выходом на уровень плато, а затем резкое снижение. Зоны ЛМЗ, ТКП и ДК с момента наступления насыщения Q_{10} сохраняют близкие значения для всех последующих LT, несмотря на разные значения LT при которых наступает насыщение. Разница в значениях LT на котором наступает насыщение для разных частот может быть связана с распределением неоднородностей в пространстве.

В отличии от модели Гусева А.А. [Gusev, 1995] Кальвет и Марджерин [Calvet, Margerin, 2013] объясняют увеличение Q_c с увеличением LT и насыщением другой моделью рассеяния без учета затухания, зависящего от глубины, предполагая анизотропное многократное рассеяние и не зависящее от глубины внутреннее поглощение Q_i . В их модели также предполагается, что при больших значениях LT

Q_c приближается к *Q_i* в предположении, что при больших LT кода-волны переходят в диффузионный тип рассеяния.



Рис. 3.5 Зависимость $Q_0(a)$ и $Q_{10}(\delta)$ от разных значений времени начала окна коды (LT) при фиксированной длине окна 30 с для зон БК1, БК2, БК3, ДК, ЗК, ЛМЗ, ТКП

Рассматриваемая в настоящей работе [Zvereva et al., 2023; Зверева, 2024] упрощенная модель имеет некоторые ограничения, поскольку в ней не учитываются такие факторы как скорости распространения волн и многократное рассеяние которые также могут оказывать влияние на зависимость добротности от LT [Sato et al., 2012]. Однако, несмотря на это, можно предположить, что простая модель неоднородности, зависящей от глубины, верна, поскольку независимо от модели, при больших значениях LT будут отобраны более глубокие части земной коры и энергия волн будет распространяться, в том числе, и в мантии. Согласно формулам 3.1 и 3.2 при LT=60-150 эллипсоидальный объем среды имеет нижнюю границу приблизительно равную 138-192 км, таким образом получается, что значительная часть кода-волн проходит через мантию, однако, нет свидетельств того, в какой степени рассеянные волны возвращаются из мантии. Известно, что мантия более однородна, чем земная кора, за счет закрытия трещин при возрастающем давлении и плавлении вещества при повышенных температурах [Dasovic et al., 2013], а скоростные модели литосферы, представленные в работах

[Павленкова, 2012; Koulakov et al., 2012] также подтверждают этот факт и показывают, что в целом среда менее дифференцирована с глубиной.

При больших промежутках времени Q_c меньше зависит от частоты (табл. 3.2.), что отражается в уменьшении значения α с увеличением LT, $\alpha=0$ указывает на отсутствие частотной зависимости [Зверева, 2024]. На графиках зависимости коэффициента затухания δ от LT (рисунке 3.6) видно, что на низких частотах 1 и 2 Гц, начиная с LT=60 с значение коэффициента затухания постоянно, на частоте 4 Гц, наблюдается незначительный рост, а на частоте 8 Гц, видим резкое увеличение. Это общее наблюдение может быть объяснено как моделями [Calvet, Margerin, 2013] и [Gusev, 1995], так и тем, что при малых значениях LT затухание волн происходит в первую очередь в коре, поэтому количество энергии, теряемое в мантии, зависит от мощности земной коры. [Dasovic et al., 2013] обнаружили, что для LT 50-70 с существует четкая положительная корреляция между α и глубиной Мохо. На больших значениях LT [Dasovic et al., 2013] не выявили корреляцию между α и глубиной Мохо, что указывает на то, что в результатах преобладает рассеяние в мантии. Если степень неоднородности в мантии меньше, чем в коре, то в мантии будут иметь место меньшие потери на рассеяние, что приведет к более высоким значениям Q_c, приближающимся к Q_i, и, следовательно, к насыщению. Разница в значениях LT на котором наступает насыщение для разных частот может быть связана с распределением неоднородностей в пространстве. При больших значениях LT преобладает влияние мантии, и на основании постоянного значения коэффициента затухания при LT>60 с можно сделать вывод, что не происходят потери энергии относительно меньшей частоты, поскольку структура мантии более однородна и в ней не наблюдаются крупномасштабные неоднородности.

В рамках настоящего исследования не представляется возможным однозначно определить, какая из моделей является наиболее правильной, при этом глубина границы Мохо и свойства нижележащей геофизической среды играют важную роль в затухании кода-волн [Calvet, Margerin, 2013] и [Gusev, 1995]. В этой связи было принято решение интерпретировать результаты, используя модель

одиночного рассеяния со значительно отличающимися свойствами рассеяния ниже границы Мохо.



Рис. 3.6. Графики зависимости коэффициента затухания δ от LT на каждой центральной частоте f

3.3. Карты региональных вариаций добротности Q_c

С целью изучения особенностей пространственных вариаций добротности на Северном Кавказе были созданы соответствующие карты согласно следующему алгоритму (результаты данной главы целиком опубликованы в работе [Зверева и др., 20246]:

1. исследуемая область приводилась к прямоугольной системе географических координат, градусы пересчитывались в километры относительно юго-восточного угла карты;

2. исследуемая область разбивалась на ячейки размером 1x1 км;

3. для каждой пары станция-событие строился эллипс, оси которого рассчитывались по формулам 3.1, 3.2;

3.1. выбираются ячейки, центр которых лежит внутри эллипса (проекция на поверхность эллипсоида рассеяния);

3.2. выбранным ячейкам присваивается значение добротности, рассчитанное

для данной пары событие-станция;

3.3. для каждой ячейки карты рассчитывается среднеарифметическое значение по всем эллипсам, построенным таким образом;

4. для сглаживания поля распределения добротности каждой из ячеек присваивается значение среднего арифметического 5-ти соседних ячеек;

5. ячейки, при расчете в которых использовалось меньше трех значений добротности на этапе 3.3, исключались из дальнейшего построения карты;

Для реализации последующих этапов алгоритма использовалось специализированное программное обеспечение [Лиходеев, 2019].

6. Строилась карта изолиний рельефа с использованием данных General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) [Weatherall et al., 2015].

7. Полупрозрачным слоем на карту наносились значения добротности, полученные на этапе 5 в соответствии с выбранной цветовой шкалой. Шкала цветов на карте подбиралась таким образом, чтобы контрастно выделить неоднородности распределения добротности. Описанный алгоритм реализован в том числе с использованием инструментария пакета MATLAB.

На рисунке 3.7 представлены карты пространственного распределения добротности Q_c , которые сопоставлялись с результатами других геологогеофизических исследований [Зверева и др., 2024б]: полем поглощения S-волн [Копничев, Соколова, 2019; Аптикаева и др, 1995; Аптикаева, 2020], картой аномалий скоростей P и S волн [Kulakov et al., 2012], с механизмами очагов и геодинамической ситуацией в регионе [Милюков и др., 2022], с результатами исследования флюидонасыщения и удельного электрического сопротивления [Беляевский, 2023], комплексным исследованием флюидо-магматических структур Северного Кавказа [Масуренков и др., 2010].

Как было показано в разделе 2.1. «Метод огибающих кода-волн» кода-волны на разных частотах рассеиваются от неоднородностей разного размера. Зная скорость S волны ($V_{\rm S}$ =3.4 км/с) и частоту f (Гц), можно оценить длину волны и примерный размер неоднородности, где происходит рассеяние. На центральной частоте 1 Гц кода-волны рассеиваются на относительно крупномасштабных

неоднородностях с размерами порядка 1.7-6.8 км, а в более высоком частотном диапазоне – на неоднородностях меньшего размера порядка 0.8-3.2, 0.4-1.6 и 0.2-0.8 км для центральных частот 2, 4 и 8 Гц соответственно.



Рис. 3.7 Карты распределения добротности на частоте 1 Гц (а) и 4 Гц. (б), рассчитанные при времени начала окна коды LT=30 с

Для дальнейшего анализа [Зверева и др., 20246] были выбраны карты, построенные для центральных частот 1 Гц и 4 Гц, в расчете которых участвовали наиболее представительные по числу анализируемых землетрясений выборки (рис. 7а и 7б). На каждой карте выделяются отдельные зоны повышенных и пониженных значений добротности. Приведем качественное сравнение полученных нами результатов, отражающих свойства среды, с данными других геолого-геофизических исследований.

Область наименьших значений добротности как на частоте 1 Гц, так и на 4 Гц наблюдается в зонах эпицентров сильных землетрясений (рис. 3.7, 1.1), произошедших в последние 30 лет (зона **БК2**): Рачинского землетрясения 1991 г с *M*=6.9, а также Тебердинского 1905 г. с *M*=6.4 и Чхалтинского 1963 г. с *M*=6.4 землетрясений, где в 2013 г. произошли Домбайские землетрясения с *M*=4.4-4.6.

Тектоническая позиция очагов этих землетрясений, согласно [Рогожин и др., 2014], связана с наличием крупнейших разломных зон в Рача-Лечхумской шовной зоне на южном склоне Большого Кавказа и Тебердино-Чхалтинской зоне в осевой части Главного Кавказского комплекса. В пределах названных структур наблюдается существенная раздробленность земной коры. Степень раздробленности здесь представляется более значительной по сравнению с окружающими районами Большого Кавказа и Закавказья [Рогожин и др., 2014].

При изучении неоднородности литосферы и астеносферы в очаговой зоне Рачинского землетрясения, в работах [Аптикаева и др. 1995; Копничев, Соколова, 2019] выявлены полосы сильного поглощения (добротность низкая) в окружающих областях слабого поглощения (добротность высокая). Авторы этих исследований связывают области сильного поглощения с областями подъема флюидов из верхней мантии и объясняют это тем, что после сильных коровых землетрясений в течение нескольких десятилетий наблюдается подъем флюидов из верхов мантии в земную кору и дальнейшая их миграция в горизонтальном направлении.

В целом вся зона **БК2** имеет пониженные значения добротности во всем частотном диапазоне и повышенные значения коэффициента затухания (рис. 3.4, табл. 3.1). Отрицательные аномалии скоростей Р-волн и S-волн в пределах рассматриваемой зоны Большого Кавказа (БК2) выделяются по томографической модели

для территории Кавказского региона [Kulakov et al., 2012]. Как показано в [Giampiccolo, Tuve 2018], низкие значения Q_0 совпадают с низкими значениями $V_{\rm P}$.

Повышенные значения добротности наблюдаются в шельфовой части Черного моря (зоны **БК1** и **ЗК**), в Терско-Сунженской структуре (центральная часть Терско-Каспийского прогиба) и Закатальской зоне (**БК3**) (рис. 3.7). Копничев Ю.Ф.

и Соколова И.Н. [Копничев, Соколова, 2014] установили, что в районах, характеризующихся растяжением в литосфере, наблюдаются пониженные значения поглощения *S*-волн. Согласно данным о механизмах очагов [База данных «Землетрясения России»] (рис. 3.8) в шельфовой части Черного моря и в Терско-Сунженской зоне преобладают механизмы очагов типа сброс, что объясняет низкие значения поглощения и высокую добротность в данных районах.



Рис. 3.8. Карта распределения добротности на частоте 1 Гц, рассчитанная при времени начала окна коды LT=30 с и окне коды 30 с. Нанесены диаграммы типичных механизмов очагов землетрясений

Отдельно отметим зону **БКЗ** (рис. 3.8), где также наблюдаются повышенные значения добротности (рис. 3.4а) и пониженные коэффициента затухания (рис. 3.4б) во всем исследованном частотном диапазоне. **БКЗ** располагается в

восточной части структур Большого Кавказа, где в целом доминирует близгоризонтальное сжатие [Reilinger et al., 1997, Милюков и др., 2022]. Однако при анализе механизмов очагов сильных Закатальских землетрясений 2012 г., 2018 г. и 2019 г. выявлено, что здесь распространены сбросовые и сбросо-сдвиговые движения в очаге (рис. 3.8) [База данных «Землетрясения России»; Етермишли и др., 2018].

Области перехода от структур Большого Кавказа к передовым прогибам – Индоло-Кубанскому и Терско-Каспийскому – (зоны **ЗК** и **ТКП**, рис. 1.1, 3.7) имеют сложное строение в разных своих частях, что находит отражение в картах распределения добротности, и подтверждается неоднородностью других геофизических полей.

Зона Северо-Западного Кавказа (ЗК) (рис. 3.7) расположена в области перехода от структур западной части Большого Кавказа к Керченско-Таманской складчатой зоне и характеризуется фрагментированным, и неоднородным строением. Здесь согласно [Рогожин и др., 2014] «высокодобротные слои кристаллического фундамента погружаются в западном направлении под низкодобротные отложения Керченско-Таманского прогиба и прослеживаются до северного шельфа Черного моря». Нами получены низкие значения добротности Q_c и повышенные значения коэффициента затухания (табл. 3.1) для **ЗК** на частотах f>1 Гц (рис. 3.76), что может пределах данной свилетельствовать O TOM, что В зоны преобладают мелкомасштабные неоднородности размером 0.2-3.5 км. Такие неоднородности могут быть связаны с камерами грязевых вулканов, где содержание водной фракции флюида имеет повышенные значения при низком значении удельного электрического сопротивления [Беляевский, 2023].

Еще одной сложной и неоднородной наряду с зоной **ЗК** является зона **ТКП** (рис. 3.7), которая расположена в Терско-Каспийском прогибе (рис. 1.1). Пониженные значения добротности в юго-восточной части сочленения зоны **ТКП** с Дагестанским клином (**ДК**) (рис. 3.7) могут ассоциироваться с системой раздробленных надвигов, вдоль которых может поступать флюид, создающий систему электропроводящих структур [Беляевский, 2023]. В восточной части **ТКП**

и сочленения со структурами большого Кавказа (**БК2**) под широтными разломами также выделены аномалии проводимости. В наших данных на рисунке 3.7a видны промежуточные значения добротности в восточной части **ТКП**, а на рисунке 3.76 – пониженные. Исследования глубинной структуры Грозненской зоны (центральная часть Терско-Сунженской сейсмогенерирующей области) Саниной И.А. и др. [Санина, 2003; Санина и др., 2009] показали, что и кора, и верхняя мантия изучаемого региона на всех уровнях глубин в горизонтальном плане очень неоднородны по скоростям. Нижняя часть коры (глубина более 23 км) резче дифференцирована по скоростям, чем верхняя. А оба верхних слоя мантии – 45–60 км и 60–75 км – дифференцированы по скоростям дифференциация не ниже, чем в коре. Показано, что области сильной скоростной дифференциации соответствуют положению гипоцентров сильнейших землетрясений. Таким образом, данный факт может находить отражение в низкой добротности в более высокочастотной области.

Особого внимания заслуживает зона **ЛМЗ**, поскольку в ее пределах находятся районы Кавказских Минеральных Вод и Приэльбрусья, включающие Эльбрусскую вулканическую область. Основная часть территории **ЛМЗ** расположена в пределах Лабино-Малкинской моноклинали (Северо-Кавказский краевой массив) – в зоне перехода от северного склона Большого Кавказа к Скифской платформе [Рогожин и др., 2014] (рис. 1.1). Из рисунка 3.4 а видно, что ЛМЗ в целом имеет наиболее высокие значения Q_c и низкие коэффициенты затухания (рис. 3.4б) по сравнению с другими зонами. Однако на карте (рис. 3.7а) и в таблице 2 хорошо видно, что на частоте 1 Гц в данной зоне наблюдаются низкие значения добротности, особенно в районе вулканической постройки Эльбруса. В работе [Масуренков и др., 2010] отмечается наличие магматической камеры на глубине порядка 5 км шириной 8 км, а на глубине 1 км ее характерные размеры не превышают 2×2.5 км. Это, по нашей оценке, близко к размеру неоднородностей на частоте 1 Гц – 1.7-6.8 км где происходит рассеяние кода-волн.

Ранее было проведено исследование [Маловичко 2014]. дp., по И количественной оценке, эффекта поглощения поперечных волн в районе вулкана Эльбрус путем оценки отношения максимальных значений амплитуд поперечных A_S и продольных A_P волн по трассам очаг-сейсмическая станция, пересекающим данную зону. В результате были выделены две зоны высокого поглощения продольных волн на трассе между очагом и станцией, первая в пределах вулканической постройки Эльбруса, а вторая к югу от него, совпадающая с областью повышенной плотности источников углекислых минеральных вод. На карте аномалий скоростей Р-волн [Kulakov et al., 2012] также выделяется в данной области отрицательная аномалия скоростей Р-волн. Заметим, что В.В. Беляевский [Беляевский, 2023] выделяет максимальное содержание флюида совместно с высокой проводимостью блоков земной коры в пределах глубинных разломов и шовных зон, пересекающих Минераловодский выступ и Северо-Кавказский краевой массив до вулканической камеры Эльбруса. Таким образом, наличие магматического очага Эльбрусского вулканического центра и повышенного содержания флюидов в прилегающих территориях может свидетельствовать о высоком затухании в данной зоне на низких частотах.

На рисунке 3.46, начиная с центральной частоты 2 Гц, наблюдается резкое уменьшение коэффициента затухания, который достигает минимума на частоте 4 Гц, дальше наблюдается незначительный рост с трендом близким к общекавказскому. На рисунке 3.76 наблюдается повышение добротности по мере удаления от Эльбрусского вулканического центра к северу к структурам Скифской плиты, что может свидетельствовать о более однородном строении литосферы в пределах данной зоны. Этот факт находит подтверждение в скоростном разрезе среды по профилю ГСЗ Степное-Бакуриани, пересекающему исследуемую область, где наблюдается приблизительно одинаковая картина распределения скоростей волн, типичная для платформенных территорий [Павленкова, 2012].

Промежуточные оценки добротности получены в пределах Сочинско-Краснополянской сейсмогенерирующей зоны (БК1) на Западном Кавказе и Дагестанского клина (ДК) на Восточном Кавказе (рис. 3.4а, 3.7, табл. 3.1).

Выводы по главе 3

Построена непротиворечивая модель объемного распределения значений затухания кода-волн в литосфере Северного Кавказа, позволившая получить представление о пространственном распределении неоднородных структур в земной коре и верхней мантии Северного Кавказа.

Выявлено, что при временах начала окна коды LT>60 с в общих потерях энергии вследствие затухания преобладает внутреннее поглощение, имеющее постоянное значение, а вклад рассеяния минимален за счет того, что большая часть кода-волн рассеивается в мантии с более вязкой и однородной структурой. Различия в значениях LT, при котором наступает насыщение для разных частот, могут быть связаны с размером неоднородных структур в исследуемом объеме.

На основании созданных карт распределения Q_c на Северном Кавказе выявлено, что области минимальных значений добротности соответствуют эпицентральным зонам сильных землетрясений ($M_w \ge 6$), а также тектонически неоднородным областям, характеризующимся повышенными значениями трещиноватости и флюидонасыщенности. Повышенные значения добротности в основном соответствуют локальным зонам растяжения литосферы в шельфовой части Черного моря, в Терско-Сунженской структуре Терско-Каспийского прогиба и Закатальской зоне.

ГЛАВА 4 СПЕКТРАЛЬНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

В данной главе представлены результаты расширенного анализа спектральных параметров очагов региональных сейсмических событий. Определены сейсмические моменты и моментные магнитуды M_w для кавказских землетрясений. Проведено сравнение значений полученных параметров с результатами из других источников.

Сегодня наиболее предпочтительной магнитудой в каталогах землетрясений (рекомендовано IASPEI [Bormann al., 2013b]), является моментная магнитуда M_w [Kanamori, 1977], однозначно связанная с сейсмическим моментом очага M_0 . Установлены корреляционные связи между M_w , M_L и K_P . Полученные результаты могут быть использованы в качестве основы для дальнейшего применения развиваемого подхода в практически значимых оценках спектральных параметров очагов землетрясений Северного Кавказа для различного уровня магнитуд.

Проведено исследование масштабирования очаговых спектров землетрясений Северного Кавказа, что является важным практическим результатом, поскольку позволяет оценить вероятностный диапазон сильных движений для исследуемой территории, что является одной из базовых характеристик при выполнении работ, по оценке сейсмической опасности.

4.1. Метод расчета спектральных параметров очагов землетрясений

4.1.1. Краткий теоретический обзор

Расчет региональных значений затухания в виде частотно-зависимой добротности среды Q позволил начать работы по оценке очаговых спектров и расчету спектральных параметров для кавказских землетрясений. Изучение очаговых спектров землетрясений интересно для физики очага землетрясения, а также важно для решения инженерно-сейсмологических задач. Здесь и далее в пункте 4.1.1 использован материал из работ [Havskov et al., 2010; Скоркина, Гусев,

2017]. В теории очаговый спектр смещения описывается уровнем плоского участка спектра и его точками излома – характерными (угловыми) частотами. Для решения различных задач сейсмологии в качестве модели сейсмического очага наиболее распространена модель «омега-квадрат» (ω^{-2}) Дж. Брюна [Brune, 1970], включающая плоский ($\sim f^0$) участок на низких частотах и убывание по f^2 на высоких частотах. Эта модель широко применяется и хорошо согласуется с данными наблюдений в регионах с различными тектоническими условиями именно она и будет использоваться в настоящем исследовании. Согласно модели Брюна спектр смещений источника *S*(*f*) определяется как:

$$S(f) = \frac{M_0}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_c}\right) 4\pi\rho V^3\right)},\tag{4.1}$$

где M_0 – сейсмический момент [H·м], ρ – плотность (кг/м³), V – скорость в очаге (м/с) (V_p или V_s), f – частота (Гц) и f_c – угловая (характерная) частота (Гц). Пример билогарифмического спектра представлен на рисунке 4.1. На низких частотах отмечается плато, уровень которого пропорционален M_0 , а далее амплитуды спектральных компонент линейно убывают с наклоном -2 в точке, называемой угловой частотой f_c в которой спектральная амплитуда вдвое меньше уровня плато.



Рис. 4.1. Вид спектра смещений (слева) и спектра ускорения (справа). Данный рисунок заимствован из книги [Havskov et al., 2010].

Поскольку спектр смещений приемника видоизменяется под влиянием геометрического расхождения и неупругого затухания теоретический спектр имеет следующий вид [Havskov et al., 2010]:

$$D(f) = \frac{M_0 \times KK}{4\pi V^3 \left(1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2\right)} G(\Delta, h) \cdot d(f), \qquad (4.2)$$

Где $G(\Delta, h)$ – геометрическое расхождение (Δ – эпицентральное расстояние, h – глубина), d(f) – функция уменьшения амплитуды за счет неупругого затухания, $KK = 0.6 \times 2.0$, где 0.6 коэффициент учитывающий средний эффект радиального расхождения лучей, 2.0 – коэффициент, учитывающий влияние эффекта свободной поверхности.

Функция уменьшения амплитуды за счет неупругого затухания определяется как:

$$d(f) = P(f)e^{-\pi f t_{TR}/Q(f)}, \qquad (4.3)$$

где t_{TR} – время от времени в очаге до времени начала окна спектрального анализа и $P(f) = e^{(-\pi\kappa f)}$, предназначенная для приповерхностных потерь с постоянной к. Неупругое затухание, определяется добротностью среды Q, которая зависит от частоты ($Q=Q_0 f^{\alpha}$) для значений f более 1 Гц.

Для вычисления сейсмического момента в наблюденный спектр вноситься поправка на затухание, после чего он используется для получения наблюденных параметров угловой частоты f_c и уровня плато Ω_0 (м·с):

$$D(f) = \frac{\Omega_0}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2\right)} = \frac{M_0 \times 0.6 \times 2.0}{4\pi V^3 \left(1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2\right)} G(\Delta, h) \cdot d(f) .$$

$$(4.4)$$

Далее вычисляется сейсмический момент*M*₀:

$$M_{0} = \frac{\Omega_{0} 4\pi \rho V^{3}}{0.6 \times 2.0 \times G(\Delta, h)}.$$
(4.5)

На основании полученных спектральных параметров можно рассчитать радиус очага и статический сброс напряжений. Согласно дислокационной модели Брюна, очаг представляется в виде круга с радиусом *R* (км) и вычисляется по формуле:

$$R = 0.37 \cdot V / f_c, \qquad (4.6)$$

где V – скорости P или S волн, в зависимости от типа спектра. Статический

сброс напряжений определяется как:

$$\Delta \sigma = \frac{0.44M_0}{R^2}.\tag{4.7}$$

Моментная магнитуда M_w рассчитывается по формуле [Kanamori, 1977]:

$$M_{w} = 2/3(\lg M_{0}[H \cdot M]) - 6.06.$$
(4.8)

При работе с очаговыми спектрами важным этапом является изучение их масштабирования или обобщенного подобия, здесь и далее материал представлен из работ [Гусев, Гусева, 2014; Гусев, 2016]. Такое предположение о подобии физических процессов – одно из наиболее распространенных допущений в науке, поскольку позволяет экстраполировать данные, полученные на одном масштабном уровне на другой. Несмотря на часто наблюдающиеся отклонения от законов подобия, подобие часто применяется и обеспечивает во многих случаях приемлемую точность оценок (например, [Родионов и др., 1971]).

При описании структурных характеристик разломных зон широко применяются эмпирические масштабные соотношения, связывающие длину разлома *L*, ширину разломной зоны *W* и амплитуду смещения по разрыву *D* [Шерман, 1977; Hull, 1988; и др.]. Для связи между этими параметрами чаще всего используют степенные соотношения типа:

$$W = const_1 \cdot D^a$$
, $D = const_2 \cdot L^b$, $W = const_3 \cdot L^c$ (4.9)

Во многих публикациях показатели степени в соотношениях (4.9) чаще всего близки к единице, а коэффициенты изменяются в широких пределах. Как показано в работе [Кочарян, 2016], близость показателей степени к единице означает выполнение соотношений подобия для процесса разломообразования: все линейные размеры связаны прямой пропорциональностью. Есть, однако, основания полагать, что масштабирование и структурных, и механических параметров нарушений сплошности имеет более сложный характер.

Мерой измерения силы землетрясения является его магнитуда. При этом сама по себе магнитуда также является самым неоднозначным параметром для установления теоретической связи с другими важными характеристиками очагового процесса, например, как смещение по разрыву *D*, высвобожденная

энергия, сброшенное напряжение σ , размерность очага (например, длина разлома *L*, ширина разломной зоны *W*), излученная энергия, и сейсмический момент M_0 [Kanamori, Anderson, 1975].

Если все очаги землетрясений являются подобными, то амплитудой, измеренной на любой единичной частоте, характеризуется весь спектр. Тогда простым пересчетом, например, по соотношениям из [Aki, 1967], возможно провести вычисление всех остальных параметров очага (в частности сейсмический момент M_0 и энергия E). В работе [Aki, 1967] приведены результаты первой попытки связать магнитуду по поверхностной волне M_S с параметрами очага и построены зависимости амплитуд спектральной плотности $|A(\omega)|$ от магнитуды M_S , предполагающие, что

$$|A(\omega)|(M_1) = |A(\omega)|(M_2) + const, \qquad 4.10$$

где *M*₁ и *M*₂ – два очага с разными магнитудами. Соотношение (4.10) отражает гипотезу подобия очаговых спектров.

Геллер [Geller, 1976] в качестве опорного параметра при изучении подобия использовал не традиционную магнитуду $M_{\rm S}$ [Aki, 1967], а шкалу сейсмического момента M_0 . Согласно Геллеру, многие из предложенных моделей очагов предсказывают пропорциональность для следующих параметров:

$$A(\omega) \sim M_0(\omega_c/\omega)^3 \sim L_3(L^{-1}/\omega)^3$$
(4.11)

С учетом [Aki, 1967; Chouet et al., 1978; Geller, 1976; Kanamori, Anderson, 1975] получаем, что в случае выполнения гипотезы простого подобия очаговых спектров для случая постоянного значения сброшенного напряжения Δσ можем предположить пропорциональность следующих параметров:

$$L \sim T \sim W \sim f_{c1} \sim f_{c2} \sim f_{c3} \sim M_0^{-1/3}.$$
(4.12)

4.1.2. Исходные данные

В качестве исходных данных для расчёта были отобраны 127 землетрясений (*К*_P=8.7–14.5) на территории Северного Кавказа, за период 2008–2021 гг., с *h*=1-85 км. Параметры гипоцентров исследуемых землетрясений были определены по

данным сетей региональных сейсмических станций ФИЦ ЕГС РАН (см. раздел 1.2.2). Пространственное положение эпицентров землетрясений представлено на рис. 4.2.



Рис. 4.2. Карта эпицентров землетрясений 2008–2021 гг. на Северном Кавказе, для которых проведен спектральный анализ.

4.1.3. Методика и расчет

Полный цикл обработки исходных данных реализован в рамках свободно распространяемого программного комплекс SEISAN. Спектральный анализ в SEISAN основан на модели сейсмического источника по Дж. Брюну [Brune, 1970] и известных значениях геометрического расхождения и затухания. Процедура обработки [Зверева и др., 2023 б,в; Зверева, 2023] подразумевает вычисление спектра смещений объёмной *S*-волны, при этом длительность фрагмента сейсмограммы выбирается от вступления до момента, когда амплитуда данной группы волн снижается до ~1/3 от максимальной (рис. 4.3.).



Рис. 4.3 Пример расчёта спектральных параметров очага землетрясения 3.09.2021 г на записи горизонтальной N компоненты сейсмической станции «Ахты» (АКТ) в соответствии с моделью Брюна: а –фрагмент сейсмограммы и временной интервал для расчёта спектра смещений S-волны. б – спектр смещений с поправками за затухание и геометрическое расхождение; Серым цветом показан исходный спектр сейсмического сигнала, тонкой чёрной линией – сглаженный спектр, чёрными прямыми линиями – асимптоты по модели Брюна; в – исходные параметры для расчета очагового спектра и сейсмического момента: V скорость распространения S волны, ρ – плотность, Δ – эпицентральное расстояние, h – глубина, κ – приповерхностное затухание, $Q_0(f)$ – частотно-зависимая добротность; рассчитанные спектральные параметры: f_c – угловая частота, Ω_0 –уровень площадки спектра, M_0 – сейсмический момент, M_w – моментная магнитуда.

После удаления постоянной составляющей с последующим применением синусного конуса к краевым частям сигнала, длительностью 10% от фрагмента записи, выполняется быстрое преобразование Фурье, а также вносится поправка за амплитудно-частотные характеристики сейсмологической аппаратуры и затухание. Для расчёта используются сейсмограммы только с соотношением сигнал/шум (SNR)>2, потери за неупругое затухание задаются в виде функции 4.3.

Частотно-зависимое соотношение определяющее добротность среды Северного Кавказа задавалось согласно формуле 2.7. Приповерхностное затухание

к задавалось постоянным значением 0.02. Поправка за геометрическое расхождение рассчитывалась в зависимости от расстояния и глубины по формуле 1.12 (см. раздел 1.1.1).

Далее определялся уровень плоского участка спектра Ω_0 как полный вектор смещения *S*-волны (м·с), приведённый к условиям однородного упругого полупространства. Значения скорости распространения волн *V* и плотности ρ , используемые в формуле для определения сейсмического момента соответствуют скоростному разрезу (Таблица 4.1) [Атлас..., 2013] в соответствии с глубиной конкретного землетрясения. Расчёт сейсмического момента M_0 [Зверева, и др., 2023в] проводился по формуле 4.5 для всех спектров смещения S-волн в соответствии с моделью по Дж. Брюну [Brune, 1970] на каждой сейсмической станции в отдельности (рис. 4.3).

Таблица 4.1. Плотность *ρ* и скорости распространения S-волны V в соответствии со скоростным разрезом Северного Кавказа

Глубина, км	Vs, м/с	<i>ρ</i> , г/см ³
3	2400	2400
15	3400	2700
24	3400	2700
80	4100	3000
171	4400	3400

Использование средней диаграммы направленности позволило для каждого землетрясения проводить осреднение оценок по станциям, значение Ω_0 определяется через сумму квадратов спектров горизонтальных компонент N, E [Абубакиров и др. 2018]. Таким образом, для каждого землетрясения были получены соответствующие значения спектральных параметров по данным каждой сейсмической станции (рис. 4.4), также общее среднее значение для каждого из параметров (Приложение 2) [Зверева и др., 2023б,в; Малянова и др., 2022; Зверева, Габсатарова, 2022]. Далее вычислялись величины моментной магнитуды M_w по формуле 4.8.



Рис. 4.4. Примеры спектров смещения объёмной S-волны для фрагмента записи землетрясения 17.10.2018 г на различных сейсмических станциях. Серым цветом показан исходный спектр сейсмического сигнала, тонкой чёрной линией – сглаженный спектр, чёрными прямыми линиями – асимптоты по модели Брюна. В левых нижних углах приведены, рассчитанные значения угловой частоты f_c , уровень площадки спектра Ω_0 и моментная магнитуда M_w

4.2. Сопоставление полученных результатов *M*_W и *M*₀ с данными из других источников

4.2.1. Сравнение с GCMT

Результаты сравнения опубликованы в исследовании [Зверева и др., 2024 а]. Эталоном для сравнения полученных оценок параметров очагов были приняты определения глобального каталога тензора сейсмического момента (СМТ) [The

93

Global Centroid..., 2022], включая и значения скалярного сейсмического момента M_0 , рассчитанные согласно [Dziewonski et al., 1981]. Следует отметить, что в каталоге GCMT приведены решения с условием нулевого следа, поэтому при сравнении следует иметь в виду, что наши решения получаются для тензора сейсмического момента с условием двойного диполя без момента. Из каталога землетрясений «Северного Кавказа» ФИЦ ЕГС РАН [«Землетрясения Северной Евразии»] за рассматриваемый период было всего 7 событий, имеющих решение в GCMT (рис. 4.5).



Рис. 4.5. Схема расположения региональных сейсмических станций и эпицентров землетрясений, использованных для сравнения спектральных параметров с данными GCMT.

В таблице 4.2 представлено сопоставление спектральных параметров изучаемых землетрясений по данным двух агентств. Среднее значение разностей между «эталонными» и магнитудными оценками авторов составило 0.04, в то время как для значений магнитуд $M_w > 5.0$ наблюдается полное соответствие. Также была выполнена оценка среднего значения разностей между определением сейсмического момента M_0 , которая составила 1.0 Н·м·10¹⁶.

	Источник	Время	Координаты эпицентра ⁰		h.	$M_{ m w}/n^*$	Kp	lgM₀, H∙м•10 ¹⁶	fc**, Гц
Дата		в очаге			км				
		(UTC)	широта	долгота	1011			11 / 10	
11 10 2008	Авторы	09:06:11	43.35	46.27	16	5.8/1	14.5	63.0	0.7 – 1.0
11.10.2000	GCMT	09:06:15	43.40	46.19	13	5.8		65.6	
26.03.2013	Авторы	23:35:21	43.26	41.73	6	4.8/5	11.7	1.5	0.8 – 3.5
20.03.2013	GCMT	23:35:24	43.25	41.57	18	4.9		2.7	
28.05.2013	Авторы	00:09:51	43.19	41.70	6	5.1/4	11.6	6.3	1.5 - 2.4
	GCMT	00:09:53	43.28	41.65	12	5.2		7.6	
29.09.2014	Авторы	01:38:08	41.02	48.33	3	5.1/3	12.3	6.3	0.8 - 1.0
	GCMT	01:38:09	41.42	47.76	33	5.1		5.7	
03 05 2017	Авторы	08:53:41	41.61	46.72	32	5.0/10	12.1	3.1	1.1 - 2.8
05.05.2017	GCMT	08:53:45	42.06	46.77	58	5.1		5.1	
12.12.2020	Авторы	21:29:48	43.03	45.54	20	4.8/10	12.5	1.5	1.0 - 2.8
	GCMT	21:29:50	43.16	45.40	13	4.8		2.3	
20.10.2021	Авторы	04:45:40	43.02	45.02	13	4.7/6	12.1	1.2	0.9 – 2.6
	GCMT	04:45:41	43.22	45.59	17	4.7		1.7	

Таблица 4.2. Спектральные параметры очагов землетрясений Северного Кавказа по данным ФИЦ ЕГС РАН и GCMT

^{*}n – количество сейсмических станций, участвующих в расчете моментной магнитуды M_w ; ^{**} – диапазон значений угловой частоты f_c для всех сейсмических станций, использованных в расчете спектральных параметров; K_p – энергетический класс по Раутиан.

4.2.2. Сравнение с данными Крымского центра и долговременными зависимостями для Северного Кавказа

Результаты сравнения представлены в работах [Малянова и др., 2022; Зверева и др., 2023 б, в]. Проведено сравнение полученных значений логарифма сейсмического момента lg M_0 [H·м] в зависимости от энергетического класса K_P по номограмме Т.Г. Раутиан [Раутиан, 1964] с долговременными зависимостями для различных территорий Кавказа [Пустовитенко, Пантелеева, 1990]:

lg
$$M_0 = 0.58 \cdot K_{\Pi} + 8.8 -$$
Крым,
lg $M_0 = 0.58 \cdot K_{P} + 9.1 -$ Дагестан, (4.13)
lg $M_0 = 0.65 \cdot K_{P} + 7.5 -$ Кавказ.

Для корректного сопоставления энергетического класса K_{Π} (по Пустовитенко Б.Г.) и $K_{\rm P}$, используется следующее соотношение [Малянова и др., 2022]:

$$K_{\rm P} = 0.89 K_{\rm H} + 0.9 \,, \tag{4.14}$$

Как видно из рис. 4.6, в целом полученная зависимость для всего Кавказа в настоящем исследовании занимает промежуточное положение между Крымом и средней зависимостью по всему Кавказу из работы [Пустовитенко, Пантелеева, 1990] и имеет вид:



$$\lg M_0 = 0.72 \cdot K_{\rm p} + 7.1 \tag{4.15}$$

Рис. 4.6. Сравнение долговременных зависимостей lgM_0 от K для Кавказа. K^* – В расчете использовался энергетический класс K_P по Раутиан, за исключением данных Крыма где использовался энергетический класс K_Π по Пустовитенко (4.14). ¹ – долговременные зависимости представленные в работе [Пустовитенко, Пантелеева, 1990], зависимость для Крыма; ² – зависимость, полученная в настоящем исследовании для территории Северного Кавказа.

Проведено сравнения рассчитанных спектральных параметров и моментной магнитуды M_w с данными Крымско-Черноморского региона [Пустовитенко, Эреджепов, 2017; 2021; Пустовитенко и др., 2018; 2021]. Методика расчета, обработки и интерпретации амплитудных спектров основана также на вычислении спектра поперечных волн (*S*) волн методом быстрого преобразования Фурье и интерпретация амплитудных спектров в рамках теоретической дислокационной модели Брюна.

Результаты сравнения представлены в таблице 4.3. Значения моментной магнитуды M_w для большей части событий близки по величине, однако, в ряде случаев наблюдаются заметные различия.

Таблица 4.3. Сравнение спектральных параметров землетрясений и моментной магнитуды *M*_w по данным, полученным в настоящей работе и по Крымской сети станций. Агентство: ФИЦ ЕГС РАН, Крым – Крымская сеть сейсмический станций [Пустовитенко, Эреджепов, 2017; 2021; Пустовитенко и др., 2018; 2021]; N – количество сейсмический станций, участвующих в расчёте среднего значения параметра.

Дата и время	Широта	Долгота	h,	A FOUTOTE O	М	$M_0.10^{13},$	Δσ·10 ⁵ ,	R,	N
(UTC)	град.	град.	КМ	Атентство	<i>1V1</i> w	Н∙м	Па	КМ	1
16.06.2017.18.17	44.82	36.99	32	ЕГС РАН	4.0	125.9	14.8	0.82	6
10100.2017 10117				Крым	3.99	120.6	8.4	0.86	5
31.01.2018 4.28	<i>AA</i> 79	37.26	19	ЕГС РАН	3.6	39.8	14.4	0.54	4
				Крым	3.96	108.0	7.9	0.85	4
24.04.2018 20:47	44.75	37.59	40	ЕГС РАН	3.9	79.4	40.3	0.56	8
				Крым	3.95	105.0	11.3	0.74	5
15.10.2018 10:42	46.22	37.36	13	ЕГС РАН	4.1	158.5	26.6	0.74	7
				Крым	4.13	190.0	5.4	1.16	5
15.03.2020 5:36	44.68	37.24	39	ЕГС РАН	3.8	79.4	39.2	0.57	9
				Крым	4.02	132.0	17.1	0.70	8
01.06.2020 13:25	45.02	37.65	17	ЕГС РАН	3.7	39.8	18.4	0.66	5
				Крым	3.11	5.7	1.3	0.58	2
12 12 2020 14.54	44 72	37 39	31	ЕГС РАН	3.8	79.4	35.5	0.64	5
	,2	01.07		Крым	3.67	36.0	4.4	0.73	3

Последнее может быть обусловлено количеством сейсмических станций в эксперименте, как, например, для события 1.06.2020 г., зарегистрированного всего лишь двумя станциями Крымской сети. Подобные различия могут быть связаны и с местоположением отдельных станций, и с эпицентральными расстояниями для каждого из событий. В целом же можно говорить об удовлетворительном согласии среднесетевых значений по данным обеих геофизических служб.

4.3. Энергетический класс *К*_Р и локальная магнитуда *М*_L на Северном Кавказе

Результаты, представленные в данном разделе опубликованы в работах [Зверева и др., 2023в; Зверева и др., 2024в]. Для энергетической оценки землетрясений в рутинной практике подготовки каталогов землетрясений Северного Кавказа База территории данных «Землетрясения России»; Землетрясения Северной Евразии] используется энергетический класс по Раутиан (*К*_P). В широком смысле согласно работе [Абубакиров и др., 2018] «энергетический класс» представляет собой не логарифм энергии, а род магнитудной оценки где энергию, излученную из очага, можно оценить, непосредственно интегрируя квадрат амплитуды скорости по времени. Однако в силу ограниченности возможностей в доцифровую эпоху Т.Г. Раутиан была реализована методика [Раутиан, 1960] в виде корреляционной связи между оценкой энергии и пиком амплитуды A_{peak} в виде: $K_P = 1.8 \lg A_{peak} + f(r)$, где r – гипоцентральное расстояние. Поэтому в $K_{\rm P}$ корректно связать с магнитудой *M* соотношением вида:

$$M = (K-4)/1.8. \tag{4.16}$$

Для территории Северо-Западного Кавказа помимо энергетического класса $(M_{\rm L})$ Рихтеру [Richter, используется локальная магнитуда по 1935]. представляющая собой одну стандартных магнитудных ИЗ оценок ЛЛЯ относительно слабых землетрясений, регистрируемых в региональном масштабе [Bormann, et al., 2013b].

Локальная магнитуда *M*_L была первой шкалой магнитуд, разработанной Рихтером [Richter, 1935] в попытке количественно описать размер очага землетрясения применительно к геотектоническим условиям Южной Калифорнии:

$$M_{\rm L} = \log A - \log A_0, \tag{4.17}$$

где *А* – максимальная амплитуда (в миллиметрах) горизонтального смещения грунта при землетрясении на точке наблюдения с фильтрацией данных подобной частотному отклику стандартного сейсмографа Вуда–Андерсона, *A*₀ – соответствующая амплитуда опорного события на выбранном эталонном эпицентральном расстоянии. В методе Рихтера использовалась наибольшая амплитуда горизонтальной составляющей сейсмического сигнала независимо от фазы [Richter, 1935] в настоящей работе мы продолжаем такой подход.

В общем виде расчёт локальной магнитуды *М*_L производиться по формуле:

$$M_{\rm L} = \log(A) - a\log(r) + br + c + d, \qquad (4.18)$$

где *r* – эпицентральное расстояние в километрах, *a*, *b* и *c* – константы, представляющие соответственно геометрическое расхождение, затухание и базовый уровень, *d* – станционная поправка.

Стандартная процедура обработки сейсмических событий на территории Северного Кавказа в силу своих особенностей не позволяет включать рассчитанные значения локальных магнитуд в итоговые каталоги данных. Таким образом, по мере накопления массивов данных инструментальных наблюдений и последующего определения констант a, b и c калибровочной кривой для территории Северного Кавказа потребовалась новая методика для расчётов M_L . Для расчета был выбран также программный комплекс SEISAN.

Процедура обработки [Зверева и др., 2023в] включала в себя перерасчёт локальной магнитуды согласно [Bormann, et al., 2013b] с калибровочными коэффициентами, с учётом станционной поправки (*d* = 0):

$$M_{\rm L} = \log(A) + 1.183\log(r) + 0.00157r - 2.195, \qquad (4.19)$$

Строго говоря, значения *M*_L могут существенно различаться от станции к станции в зависимости от диаграммы направленности и пути распространения

волнового фронта, поэтому они и рассчитывались на нескольких станциях в разных азимутах, а полученные таким образом значения усреднялись. Таблица с рассчитанными значениями локальной магнитуды представлена в Приложении 2.

Накопившийся к настоящему времени объем индивидуальных оценок K_P , M_L и M_w позволил провести более детальное изучение межмагнитудных соотношений для использующихся на Северном Кавказе магнитудных шкал [Зверева и др., 2023в; Зверева и др., 2024в]. Провелось сопоставление магнитуды M, пересчитанной из K_P по формуле 4.16, с другими магнитудными шкалами M^* : mb^{ISC} и $mb^{GS RAS}$ — телесейсмические магнитуды по объемной P-волне, рассчитанные в «Международном сейсмологическом центре» [International Seismological Centre] и «Службе срочных донесений» [Сейсмологический бюллетень] ФИЦ ЕГС РАН, соответственно, M_w – моментной магнитудой и локальной магнитудой M_L .

В предположении линейной связи между различными типами магнитуд аналогично исследованию [Абубакиров и др., 2018] был выполнен регрессионный анализ зависимостей вида $M=b\cdot M^*+a$ помощью простой линейной регрессии методом наименьших квадратов (табл. 4.4, рис. 4.7), и ортогональной (табл. 4.5). В настоящее время единственной физической шкалой магнитуд является магнитуда M_w , основанная на сейсмическом моменте и именно она является предпочтительной при анализе оценок разных магнитудных шкал.

Из таблиц 4.4 и 4.5, рисунка 4.7 видно [Зверева и др., 2024в], что для связи магнитуды M с M_w получается минимальное расхождение σ для всех анализируемых событий, а также наблюдается линейная зависимость с углом наклона близким к единице (0.87 и 0.95 получены линейной и ортогональной регрессией). Региональная шкала локальных магнитуд M_L также как и M_w дает меньшие значения индивидуальной ошибки σ и представляет собой общий линейный тренд с наклоном близким к единице.

Отметим, что по оценкам межстанционного разброса средних значений, оценки Mw являются более устойчивыми, чем M_L (рис. 4.8). С другой стороны, оценки M_L позволяют получить магнитуды для более слабых землетрясений, в то время как порог определения M_w для Северного Кавказа при данной конфигурации сейсмической сети может быть определен как M = 2.9 в то время как для $M_L = 0.5$.

Таблица 4.4. Регрессионный анализ магнитудных зависимостей вида $M = b \cdot M^* + a$ с помощью простой линейной регрессии в стандартном виде и с фиксацией наклона b=1.0.

	Простая регрессия, с								
Магнитуда	фин	ссирован	НЫМ	Простая регрессия					
		наклоно	М						
	a	Δa	σ	а	Δa	b	Δb	σ	
mb ^{ISC}	0.17	0.25	0.32	0.69	0.25	0.86	0.07	0.31	
mb ^{GS RAS}	0.55	0.16	0.24	1.4	0.13	0.76	0.04	0.19	
M _w	0.19	0.13	0.2	0.65	0.12	0.87	0.03	0.17	
ML	0.15	0.14	0.2	-0.21	0.14	1.1	0.04	0.20	

Обозначения: Δa , Δb – стандартные отклонения для оценок a и b; σ – остаточная среднеквадратичная невязка.



Рис. 4.7. Линейная зависимость между различными магнитудными шкалами, полученная в результате простой регрессии. В правом нижнем углу представлены зависимости вида $M^* = b M + a$, где M^* соответствующий тип магнитуды.

Предварительно заметим, что в связи с этим применение станционных поправок к оценкам M_L более актуально, чем к M_w , что связано с частотным диапазоном, в котором определяются оценки. Таким образом, несмотря на близость полученных оценок M_L и M_w , обе шкалы важны и дополняют друг друга для получения более точной картины об очаге землетрясений, а также об их подобии.

В практике сейсмологических исследований, как показано в работе [Gvishiani et al., 2022] предпочтительной является магнитуда m_b^{ISC} если оценка моментной магнитуды неизвестна. Магнитуду m_b^{ISC} в ISC использует в своей практике для получения «квази M_w » оценок в диапазоне M < 5.0.

Таблица 4.5. Регрессионный анализ магнитудных зависимостей вида $M = b \cdot M^* + a$ с помощью ортогональной регрессии.

Магнитула	Ортогональная регрессия								
Плагнитуда	а	Δa	b	Δb	σ				
mb^{ISC}	-0.08	0.26	1.07	0.07	0.33				
mb ^{GS RAS}	1.1	0.14	0.84	0.04	0.21				
$M_{ m w}$	0.37	0.13	0.95	0.04	0.2				
ML	-0.55	0.14	1.2	0.04	0.2				

Обозначения: Δa, Δb – стандартные отклонения для оценок a и b; σ – остаточная среднеквадратичная невязка.

Из рисунка 4.7 видно, что для магнитудного диапазона M=3-5 кавказских землетрясений, использованного в настоящей работе наблюдается сопоставимая общая линейная зависимость между M_w и m_b^{ISC} [Зверева и др., 2024в]. Однако, из таблицы 4.4 и 4.5 видно, что ошибка определения σ для индивидуальных событий у магнитуды m_b^{ISC} выше чем у других магнитудных шкал для всех видов регрессии. Такая ошибка может быть связана с особенностями расчета магнитуды m_b^{ISC} где используются амплитуды Р-волн на телесейсмических расстояниях. Наибольшие расхождения как индивидуальных определений, так и общей линейной зависимости наблюдаются для магнитуды m_b^{GSRAS} , которая также определяется на телесейсмических расстояниях.



В исследовании [Gvishiani et al., 2022] показано, что согласно [Richter, 1935] предполагалось, что относительные логарифмические оценки магнитуды, полученные для ограниченных диапазонов магнитуд при отсутствии нелинейных эффектов, будут преобразованы в абсолютные оценки энергии путем добавления константы (*const*), в виде выражения M=M+const. В настоящей работе мы, следуя данным принципам, также стараемся представить оценки магнитуды M, которые в первом приближении являются абсолютной шкалой в виде обычной регрессии с фиксацией наклона b = 1.0 (рис. 4.9).

Проведенный регрессионный анализ подтверждает тот факт, что для более точной магнитудной оценки событий следует использовать моментную магнитуду M_w , однако для тех событий где нет возможности ее определения рекомендуется использовать одну из региональных оценок локальную магнитуду M_L или энергетический класс K_P как наиболее точные.

4.4. Взаимосвязь между M_w и M_L и M_w и K_P

Основные результаты данного раздела представлены в работах [Зверева и др., 2023 б, в; Зверева и др., 2024в] Большой практический интерес имеет сопоставление оценок M_w с локальной магнитудой M_L и энергетическим классом K_P [Абубакиров и др., 2018].



Рис. 4.9. Связи между магнитудами M и M^* где $M^*=mb^{ISC}(a)$; $mb^{GS RAS}(\delta)$; $M_w(e)$; $M_L(e)$. Среднюю связь дает сплошная черная линия y = x + const (в верхних левых углах), штрихпунктиром даны графики с σ – стандартное отклонение. Сплошные розовые линии соответствуют связи типа 1:1 (когда $M=M^*$). Результаты получены при аппроксимации данных простой регрессией с фиксацией наклона b = 1.0.

На рисунке 4.10 показана зависимость M_w от M_L в изученном диапазоне $M_w = 3.0 \div 5.1$ ($M_L = 2.6 \div 5.6$) [Зверева и др., 2023в]. Сплошная синяя линия представляет собой линейную зависимость, полученную в результате простой регрессии методом наименьших квадратов:

$$M_{\rm w} = 0.77 M_{\rm L} + 0.89 \,. \tag{4.20}$$

Черная линия представляет отношение 1:1 между M_w и M_L (что предполагает $M_w=M_L$), красная линия представляет собой линейную зависимость наилучшего

104

соответствия между магнитудами в предположении, что угол наклона *b* = 1 или, что-то же самое, что разность этих магнитуд близка к постоянной:

$$M_{\rm w} = M_{\rm L} + 0.05 \,. \tag{4.21}$$



Рис. 4.10. Сравнение магнитуд M_w и M_L для всех событий. 1 – оценки индивидуальных землетрясений; 2 – аппроксимация данных обычной линейной регрессией без фиксации наклона (уравнение а); 3 – средняя связь в предположении линейной связи с наклоном b = 1 (уравнение б); 3 – линия при соотношении 1:1 ($M_w=M_L$); пунктирной линией показан диапазон стандартных отклонений.

Видно, что линейная зависимость с углом наклона b = 1 хорошо описывает события с диапазоном магнитуд $M_w = 3.0 \div 4.5$ ($M_L = 2.6 \div 4.5$), что позволяет говорить об устойчивой связи между магнитудами в данном диапазоне и рекомендовать для использования зависимость типа 4.21. Однако в области более высоких магнитуд $M_w > 4.5$ недостаточное количество событий для более точной статистической оценки, вид зависимости M_w - M_L более точно описывается выражением 4.20.

Поскольку линия наилучшего соответствия (рис. 4.10. красная) и отношения $M_w=M_L$ (рис. 4.10. черная) практически совпадают, то можно сделать предположение о возможности использования локальной магнитуды M_L в диапазоне ниже $M_L < 3.0$ как региональной «квази M_w » магнитуды для северного Кавказа, по аналогии с работой [Gvishiani et al., 2022] относительно магнитуды $m_b^{\rm ISC}$. Данная связь может найти широкое применение в практическом использовании. Таким образом, в настоящее время для землетрясений Северного Кавказа в диапазоне локальных магнитуд $M_L=2.6-4.5$ представляется возможным рекомендовать к применению линейную зависимость вида 4.21.

В качестве одного из практически значимых результатов на рисунке 4.11 представлена зависимость локальных магнитуд M_L и энергетических классов K_P сейсмических событий:



$$M_{\rm L} = 0.61 K_{\rm P} - 2.66. \tag{4.22}$$

Рис. 4.11. Взаимосвязь энергетического класса по Раутиан *К*_P и локальной магнитуды *M*_L для землетрясений Северного Кавказа.

На основании полученных нами значений моментных магнитуд M_w также была получена средняя связь между моментной магнитудой M_w и энергетическим классом K_P [Зверева и др., 2023в] (рис.4.11):

$$M_{\rm w} = 0.48K_{\rm P} - 1.29. \tag{4.23}$$

Соотношения 4.18 и 4.19 могут быть рекомендованы для пересчёта, полученных параметров K_P и M_L в результате рутинной обработке первичных инструментальных данных в M_w для составления итоговых региональных каталогов в диапазоне магнитуд $M_w = 3.0 \div 5.0$.



Рис. 4.12. Взаимосвязь моментной магнитуды М_w и энергетического класса по Раутиан К_P для землетрясений Северного Кавказа

4.5. Масштабирование очаговых спектров землетрясений Северного Кавказа

При изучении свойств очагов землетрясений важным объектом исследования является изучение масштабирования или обобщенного подобия наблюдаемых очаговых спектров. Согласно [Гусев, Гусева, 2014; Гусев, 2014; Скоркина, Гусев, 2017] стандартной моделью очагового спектра землетрясения является модель ω^{-2} ,

включающая плоский участок при низких частотах $f(\sim f 0)$ и убывание по f -2на высоких частотах. Эти участки разделены загибом вблизи угловой частоты f_c . Масштабирование f_c хорошо изучено и часто близко к $f_c \sim M_0^{-1/3}$. Этот род масштабирования соответствует предположению о геометрическом и кинематическом подобии очагов разного размера. Использование именно M_0 как базового масштабного параметра связано с тем, что M_0 и определяемая им моментная магнитуда M_w – основные в сейсмологии и наиболее устойчиво определяемые параметры очага.

Для 44 землетрясений Северного Кавказа (Приложение 2) были рассчитаны среднестанционные очаговые спектры для нескольких магнитудных интервалов: 3-3.5, 3.5-4, 4-4.5, 4.5-5, и >5. Перед усреднением в каждом магнитудном диапазоне выполнялось нормирование (рис. 4.13).



Рис. 4.13. Средний спектр землетрясений Северного Кавказа для каждого уровня моментной магнитуды *М*_w.
Видно, что наблюдаемая угловая частота f_c соответствует общему подобию. Для очаговых спектров магнитудного диапазона начиная с 4.0 видно, что наблюдается некоторое «выполаживание» высокочастотной части спектра. Данная особенность может быть связана с двумя факторами, первый это не достаточный учет приповерхностного затухания к (см. раздел 4.1.1), второй – вероятность очагового вклада.

Возможность очагового вклада также прослеживается на отдельных средних спектрах магнитудного диапазона 4-4.5 (рис. 4.14), на которых можно наблюдать и отдельные землетрясения, не укладывающиеся в гипотезу подобия, а именно, имеющие разный угол наклона высокочастотной части спектров. Данное наблюдение является стандартной практикой для более сильной сейсмичности [Aki et al., 1967; Скоркина, Гусев, 2017].



Рис. 4.14. Индивидуальные спектры землетрясений Северного Кавказа магнитудного диапазона 4.0-4.5

Выводы по главе 4

Выполнены оценки спектральных параметров очаговых спектров 127 локальных и региональных землетрясений Северного Кавказа с использованием модели очага по Брюну, для каждого из этих землетрясений получены общее средние значения сейсмического момента M_0 и моментной магнитуды M_w .

Для землетрясений малой и средней силы территории Северного Кавказа установлены корреляционные связи между моментной M_w и локальной магнитудами M_L и энергетическим классом по Раутиан K_P . Между магнитудами M_w и M_L рекомендуется к применению линейная зависимость вида $M_w=M_L+0.02$ в диапазоне магнитуд $M_w=3.0$ -4.5. Зависимость между значениями K_P и двумя региональными магнитудами имеет вид: $M_L = 0.61K_P - 2.66$ и $M_w = 0.48K_P - 1.29$. Рекомендуется использование локальной магнитуды M_L в диапазоне ниже $M_L < 3.0$ как региональной «квази M_w » магнитуды для Северного Кавказа.

Масштабирование очагов 44 землетрясений Северного Кавказа показало, что для средних спектров магнитудных интервалов: 3-3.5, 3.5-4, 4-4.5, 4.5-5, и >5 д наблюдаемая угловая частота f_c соответствует общему подобию. Выявленные особенности очагов региональных землетрясений призваны содействовать дальнейшим исследованиям сейсмической опасности на Северном Кавказе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполнения диссертационной работы решена значимая научная задача, связанная с изучением пространственного распределения значений сейсмической добротности и особенностей затухания сейсмических волн в литосфере Северного Кавказа.

В процессе решения этой задачи получены следующие качественно новые научные результаты и выводы:

- Подготовлена база данных землетрясений Северного Кавказа, определён программный комплекс для получения численных оценок значений частотно-зависимой добротности литосферы методом огибающих кода-волн, разработана технология расчёта, включая и процедуру выбора оптимальных параметров.
- По результатам анализа 800 сейсмограмм локальных землетрясений на 53 сейсмических станциях сети Северного Кавказа ФИЦ ЕГС РАН с использованием метода огибающих кода-волн получены аналитические выражения, позволяющие рассчитывать значения сейсмической добротности литосферы с учетом различных эффектов геометрического расхождения β=0.5 (поверхностные волны) и β=1.0 (объемные волны).
- Показано, что характерные для Северного Кавказа значения частотнозависимой добротности Q_c(f) в целом соответствуют таковым для высокоактивных в тектоническом отношении регионов нашей планеты.
- 4. Построена непротиворечивая модель объемного распределения значений затухания кода-волн в литосфере Северного Кавказа, позволившая получить представление о пространственном распределении неоднородных структур в земной коре и верхней мантии Северного Кавказа.
- 5. Выявлено, что при временах начала окна коды LT>60 с в общих потерях энергии вследствие затухания преобладает внутреннее поглощение, имеющее постоянное значение, а вклад рассеяния минимален за счет того, что большая часть кода-волн рассеивается в мантии с более вязкой и однородной структурой. Различия в значениях LT, при котором наступает

насыщение для разных частот, могут быть связаны с размером неоднородных структур в исследуемом объеме.

- 6. На основании созданных карт распределения Q_с на Северном Кавказе выявлено, что области минимальных значений добротности соответствуют эпицентральным зонам сильных землетрясений $(M_{\rm w} \ge 6),$ а также тектонически неоднородным областям, характеризующимся повышенными трещиноватости И флюидонасыщенности. Повышенные значениями значения добротности в основном соответствуют локальным зонам растяжения литосферы в шельфовой части Черного моря, в Терско-Сунженской структуре Терско-Каспийского прогиба и Закатальской зоне.
- 7. Выполнены оценки спектральных параметров очаговых спектров 127 локальных и региональных землетрясений Северного Кавказа с использованием модели очага по Брюну, для каждого из этих землетрясений получены общее средние значения сейсмического момента M₀ и моментной магнитуды M_w.
- 8. Для землетрясений малой и средней силы территории Северного Кавказа установлены корреляционные связи между моментной M_w и локальной магнитудами M_L и энергетическим классом по Раутиан K_P . Между магнитудами M_w и M_L рекомендуется к применению линейная зависимость вида $M_w=M_L+0.02$ в диапазоне магнитуд $M_w=3.0-4.5$. Зависимость между значениями K_P и двумя региональными магнитудами имеет вид: $M_L = 0.61K_P 2.66$ и $M_w = 0.48K_P 1.29$. Рекомендуется использование локальной магнитуды M_L в диапазоне ниже $M_L < 3.0$ как региональной «квази M_w » магнитуды для Северного Кавказа.
- 9. Масштабирование очагов 44 землетрясений Северного Кавказа показало, что для средних спектров магнитудных интервалов: 3-3.5, 3.5-4, 4-4.5, 4.5-5, и >5 д наблюдаемая угловая частота f_c соответствует общему подобию. Выявленные особенности очагов региональных землетрясений призваны содействовать дальнейшим исследованиям сейсмической опасности на Северном Кавказе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абубакиров И.Р. Оценка характеристик затухания поперечных волн в литосфере Камчатки по наблюдениям цифровой широкополосной станции «Петропавловск» // Физика Земли, Т. 10, 2005. С. 46-58.

2. Абубакиров И.Р., Гусев А.А., Гусева Е.М., Павлов В. М., Скоркина А. А. Массовое определение моментных магнитуд М_w и установление связи между М_w И М_L для умеренныхИ слабых камчатских землетрясений // Физика Земли, 2018, № 1, с. 37–51

3. Аптикаева О.И., Арефьев С.С., Кветинский С.И., Копничев Ю.Ф., Мишаткин В.И. Неоднородности литосферы в очаговой зоне Рачинского землетрясения 1991 г. // Докл. АН СССР. 1995. Т. 344. № 4. С. 533-538.

4. Аптикаева О.И. Поле поглощения поперечных волн в окрестностях очага Дагестанского 1970 г. землетрясения по короткопериодной коде // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2020. Т. 2. № 81. С. 48-56.

5. Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год». [Электронный ресурс]. – СПб: ВСЕГЕИ, 2013. – 1 электрон. опт. диск (CD-ROM). – URL: https://vsegei.ru/ru/info/seismic/rukovodstvo.php

6. База данных «Землетрясения России» [электронный ресурс]. – [Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2023]. – URL: http://eqru.gsras.ru/.

7. Баранов С.В., Габсатарова И.П. Афтершоковые процессы сильных землетрясений Западного Кавказа // Физика Земли, Т. 3, 2015. С. 134-144.

8. Беляевский В.В. Геоэлектрическая модель центральной части Северного Кавказа и его флюидонасыщение // Физика Земли. 2023. № 4. С. 75-95.

9. Войтова А.С., Габсатарова И.П. Современные методы обработки сейсмологических данных. Материалы XI Международной сейсмологической

школы // Исследование слабых роев в 2016 г. в районе Сочи и Красной Поляны. 2016. С. 98-102.

10. Габсатарова И.П., Бабкова Е.А., Зверева А.С. Опыт применения программы SEISAN для расчета добротности среды в Терско-Каспийском прогибе // Коллективная монография по материалам XI Всероссийской научно-технической конференции с международным участием «Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа (ГЕОКАВКАЗ 2021)». Том XI. Москва, 2021. – 227-233

11. Габсатарова И.П., Зверева А.С. Сейсмический мониторинг Северного Кавказа в первую четверть XXI века. Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Том XIII. М.: ИИЕТ РАН, 2023. С. 257-264

12. Габсатарова И.П., Карпович Е.А., Королецки Л.Н., Войтова А.С., Каменская О.П. Восточно-Черноморское землетрясение 23 декабря 2012 г. с КР=14.1, Мwper=6.0, MwGCMT=5.8, I0=7–8 (Черное море, Абхазия) // Землетрясения Северной Евразии. 2018. № 21 (2012 г.). С. 433-443.

13. Габсатарова И.П., Королецки Л.Н., Иванова Л.Е., Саяпина А.А., Багаева С.С., Адилов З.М., Асманов О.А. Сейсмичность Северного Кавказа в 2018–2019 гг. // Землетрясения Северной Евразии. 2023. Т. Вып. 26.

14. Габсатарова И.П., Пономарева Н.Л., Королецки Л.Н., Ахмедова М.М. Гагатлинский рой слабых землетрясений - проявление активности Андийского разлома // Российский сейсмологический журнал. 2019. Т. 1. № 1. С. 46-56.

15. Габсатарова И.П., Селиванова Е.А., Лещук Н.М. Современная сейсмичность Восточного Причерноморья Обнинск: ГСРАН. 2013. С. 119-124.

16. Гусев А.А. Характерный размер неоднородностей сейсмоактивного разлома и его проявление в скейлинге очаговых спектров землетрясений // ДАН, 2016, том 470, № 6, с. 711–715

17. Гусев А.А., Гусева Е.М. Скейлинговые свойства характерных частот очаговых спектров землетрясений Камчатки // ДАН. 2014. Т. 458. № 1. С. 88–91.

18. Гусев А.А., Гусева Е.М. Оценка затухания поперечных волн в среде вблизи
ст. «Петропавловск», Камчатка, по спаду спектра // Физика Земли, № №4, 2016. С.
с. 35-51.

19. Добрынина А.А., Чечельницкий В.В., Саньков В.А. Сейсмическая добротность литосферы юго-западного фланга байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика, Т. 52, № 5, 2011. С. 712-724

20. Добрынина А.А., Предеин П.А., Саньков В.А., Тубанов Ц.А., Санжиева Д.П.Д., Горбунова Е.А. Пространственные вариации затухания сейсмических волн в Южнобайкальской впадине и прилегающих областях (Байкальский рифт) // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 1. С. 147-166.

21. Дягилев Р.А. MicroNoise, версия 1.3. Руководство пользователя. ФИЦ ЕГС РАН. Обнинск. 2013. 39 с.

22. Дягилев Р.А. SArra, версия 1. Руководство пользователя. ФИЦ ЕГС РАН. Обнинск: 2020.

23. Етирмишли Г.Д., Кязымова С.Э., Исмаилова С.С., Гаравелиев Э.С. Закатальское-III землетрясения 7 мая 2012 г. в 04h 40m с ML Азр=5.6, I0=7 и Закатальское-IV в 14h15m с MLAзp=5.7, I0=7 (Азербайджан) // Землетрясения Северной Евразии. – Вып. 21 (2012 г.). – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2018 – С. 332–344.

24. Завьялов А.Д., Перетокин С.А., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Акатова К.Н. Общее сейсмическое районирование: от карт ОСР-97 к картам ОСР-2016 и картам нового поколения в параметрах физических характеристик //Вопросы инженерной сейсмологии. – 2018. – Т. 45. – №. 4. – С. 47-68.

25. Заклюковская А.С, Габсатарова И.П. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы VIII Международной сейсмологической школы // Об особенностях афтершокового процесса Восточно-Черноморского землетрясения 23 декбря 2012 г. с М=5.6. 2013. pp. 167-131.

26. Зверева А.С. Применение программного комплекса SEISAN для расчета добротности литосферы и спектральных параметров очагов землетрясений Северного Кавказа // Современные техника и технологии в научных исследованиях: Сб.материалов XV Междунар. конф. молодых ученых и студентов. – Бишкек: НС РАН, 2023. – С. 51-57.

27. Зверева А.С. Опыт использования программного комплекса SEISAN для расчета добротности литосферы Северного Кавказа // XXIV уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник науч. Материалов. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2023 – С 59-64.

28. Зверева А.С. Вариации добротности в литосфере Северного Кавказа в // Российский широком диапазоне временных интервалов кода-волн 2024. T. 6, № 1. C. 80-92. сейсмологический журнал. https://doi.org/10.35540/2686-7907.2024.1.05. - EDN: NIHHPB

29. Зверева А.С., Бутырин П.Г. Оценка зависимости добротности среды от частоты в земной коре территории Западного Кавказа по данным сейсмической станции «Гузерипль» // Материалы XIII Международной сейсмологической школы. Обнинск. 2018. С. 108-111.

30. Зверева А.С., Габсатарова И.П. Определение моментных магнитуд Мw и спектральных параметров землетрясений территории Западного Кавказа // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Тезисы XVI Международной сейсмологической школы – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2022. – 44.

31. Зверева А.С., Габсатарова И.П, Саяпина А.А. Добротность литосферы центральной части Северного Кавказа // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных Тезисы XVII Международной сейсмологической школы – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2023а. – С. 43

32. Зверева А.С., Малянова Л.С., Габсатарова И.П. Спектральные и очаговые параметры землетрясений Северного Кавказа в 2018–2019 гг. // Землетрясения

Северной Евразии. – 20236. – Вып. 26 (2018–2019 гг.). – С. 257–263. DOI:https://doi.org/10.35540/1818-6254.2023.26.22 EDN: JQHTEX

33. Зверева А. С., Собисевич А. Л., Лиходеев Д.В. К вопросу о взаимосвязи моментных и локальных магнитуд землетрясений Северо-Западного Кавказа. Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле, 2023в, Т. 508, № 1, с. 98–107

34. Зверева А.С., Собисевич А.Л., Габсатарова И.П. Добротность геофизической среды восточной зоны Северного Кавказа // Физика Земли, 2024а, №1 – С. 140-156

35. Зверева А.С., Габсатарова И.П., Лиходеев Д.В. Региональные особенности затухания сейсмических волн на территории Северного Кавказа // Физика Земли, 2024б, №6 (в печати)

36. Зверева А.С., Скоркина А.А., Габсатарова И.П. Спектральные и очаговые параметры землетрясений Северного Кавказа в 2020 г. // Землетрясения Северной Евразии. – 2024в. – Вып. 27 (2020 г.). (в печати)

Землетрясения Северной Евразии [Электронный ресурс]: ФИЦ ЕГС РАН, г.
 Обнинск. DOI – 10.35540/1818-6254.

 Казьмин В.Г., Лобковский Л.И., Пустовитенко Б.Г. Современная кинематика микроплит в Черноморскм-Южно-Каспийском регионе // Океанология. 2004. Vol. T. 44. No. №4. pp. 600-610.

39. Кирсанов В.И., Павленко О.В. Оценки добротности коры и верхней мантии Северо-Восточного Кавказа по записям сейсмостанции «Махачкала» // Вопросы инженерной сейсмологии, Т. 46, № 2, 2019. С. 60-73

40. Копничев Ю.Ф. Модель формирования хвостовой части сейсмограммы // Доклады Академии наук СССР, Т. 222, № 2, 1975. С. 333-335..

41. Копничев Ю.Ф. О роли многократного рассеяния в образовании хвостовой части сейсмограммы // Физика Земли, № 6, 1977. С. 41-48.

42. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевые структуры сейсмичности в районах Центрального Тянь-Шаня и Джунгарии: возможная подготовка сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология, 2014. – № 3. –С.65–73.

43. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения S-волн в литосфере Кавказа и их связь с сейсмичностью // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18. № 3. С. 67-76.

44. Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.

45. Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. С. 109 с.

46. Кромский С.Д., Павленко О.В., Габсатарова И.П. Проявления особенностей излучения и распространения сейсмических волн на Северном Кавказе в кодаволнах региональных землетрясений // Физика Земли, № 2, 2018. С. 33-44.

47. Кузин И.П., Левченко Д.Г., Лобковский Л.И., Парамонов А.А. О сейсмической опасности района Большого Сочи //Океанология. – 2009. – Т. 49. – №. 5. – С. 773–783.

48. Лиходеев Д.В. Программа построения комплексных карт геологогеофизических параметров // Свидетельство о регистрации программы для ЭВМ RU 2019665442, 22.11.2019. Заявка № 2019664326 от 12.11.2019.

49. Лиходеев Д.В., Дударов З.И., Жостков Р.А., Преснов Д.А., Долов С.М., Данилов К.Б. Исследование глубинного строения вулкана Эльбрус методом микросейсмического зондирования // Вулканология и Сейсмология, № 6, 2017. С. 28-32.

50. Лиходеев Д.В., Зверева А.С. Оценка особенностей распространения и затухания объемных волн на территории Северного Кавказа // Известия РАН. Серия физическая, 2020, Т. 84, № 1, с. 119–123

51. Лутиков А.И., Габсатарова И.П. и Донцова Г.Ю. Об устойчивости параметров сейсмического режима во времени на примере востока центральной части Северного Кавказа // Российский сейсмологический журнал. – 2021. – Т. 3, №3. – С. 61-74. DOI: 10.35540/2686-7907.2021.3.04

52. Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Лиходеев Д.В., Заклюковская А.С., Преснов Д.А. Развитие системы разномасштабного сейсмического мониторинга в районе вулкана Эльбрус // Сейсмические приборы, Т. 50, № 4, 2014. С. 47.

53. Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Дягилев Р.А., Мехрюшев Д.Ю., Зверева А.С. Оценка регистрационных возможностей сейсмической сети в западной части Северного Кавказа через геометрию сети и локальный уровень микросейсмических шумов // Сейсмические приборы. 2020. Т. 56. № 3. С. 35-60.

54. Малянова Л.С., Зверева А.С., Габсатарова И.П. Спектральные и очаговые параметры землетрясений Северного Кавказа // Землетрясения Северной Евразии. 2022. № 25 (2016-2017 гг.). С. 253-260.

55. Масуренков Ю.П., Собисевич А.Л., Комкова Л.А., Лаверова Н.И. Флюидномагматические системы Северного Кавказа. М.: Учреждение Российской академии наук Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2010. 280 с.

56. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

57. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд. МГУ, 1963. 357 с.

58. Милюков В.К., Миронов А.П., Овсюченко А.Н., Горбатиков А. В., Стеблов Г.М., Корженков А. М., Дробышев В.Н., Хубаев Х.М., Агибалов А.О., Сенцов А.А., Dogan U, Ergintav, S. Современные тектонические движения Западного Кавказа и Предкавказья по ГНСС наблюдениям. – 2022. – №1, С. 51–67.

59. Осипов В.И., Ларионов В.И., Сущев С.П., Фролова Н.И., Угаров А.Н., Кожаринов С.В., Барская Т.В. Оценка сейсмического риска территории г. Б. Сочи // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2015. № 1. С. 3-19.

60. Павленко В.А., Пвленко О.В. Поглощение сейсмических волн в коре и верхней мантиив окрестностях сейсмостанции «Кисловодск» // Физика Земли, № 4, 2016. С. 24-34.

61. Павленко О.В. Характеристики поглощения сейсмических волн в коре и верхней мантии Северного Кавказа // Физика Земли, Т. 6, 2008. С. 52-60.

62. Павленко О.В. Изучение закономерностей излучения и распространения сейсмических волн в коре и верхней мантии Северного Кавказа по записям сейсмостанций "Сочи" и "Анапа" Обнинск: ГС РАН. 2010. С. 138-142.

63. Павленко О.В. Оценка добротности коры и верхней мантии в окресностях Сочи и Анапы (Северный Кавказ) // Фзика Земли, Т. 3, 2016. С. 19-30.

64. Павленко О.В. Характеристики поглощения сейсмических волн в восточной части северного кавказа, оцененные по записям сейсмостанции «Махачкала» // Физика Земли. 2020. Т. 5. С. 36-45.

65. Павленкова Г.А. Строение земной коры Кавказа по профилям ГСЗ Степное– Бакуриани и Волгоград–Нахичивань (результаты переинтерпретации первичных данных) // Физика Земли. 2012. № 5. С. 16-25.

66. Пономарева Н.Л, Габсатарова И.П., Бабкина В.Ф., Малянова Л.С. Изучение поглощения сейсмических волн в коре и верхней мантии Восточного Предкавказья // Материалы XII Международной сейсмологической школы. Обнинск. 2017. С. 279-283.

67. Пустовитенко Б.Г., Пантелеева Т.А. Спектральные и очаговые параметры землетрясений Крыма // Наукова думка. 1990. С. 252.

68. Пустовитенко Б.Г., Эреджепов Э.Э. Очаговые параметры землетрясений Крымско-Черноморского региона 2016 года // Ученые записки Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского. География. Геология. Том 3 (69). № 4. 2017. С. 51 – 69.

69. Пустовитенко Б.Г., Эреджепов Э.Э. Скорректированные очаговые параметры землетрясений Крыма 2018 – 2019 гг. // Ученые записки Крымского федерального университета имени В. И. Вернадского. География. Геология. Том 7 (73). № 4. 2021. С. 164 – 175.

70. Пустовитенко Б.Г., Эреджепов Э.Э., Бондарь Н.М. Спектральные и динамические параметры очагов землетрясений Крыма 2017 года // Ученые записки Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского. География. Геология. Том 4 (70). No 4. 2018 г. С. 69 – 83.

71. Пустовитенко Б.Г., Эреджепов Э.Э., Бондарь М.Н. Спектральные и динамические параметры очагов землетрясений Крыма 2020 года // Ученые записки Крымского федерального университета имени В. И. Вернадского. География. Геология. Том 7 (73). № 4. 2021. С. 70 – 86.

72. Раутиан Т.Г. Энергия землетрясений. Строение земной коры и методика обработки сейсмических наблюдений // Методы детального изучения сейсмичности. – М.: Акад. наук СССР, 1960. – С. 30-74. – (Труды ИФЗ АН СССР; №9 (176)).

73. Раутиан Т.Г. Об определении энергии землетрясений на расстояниях до 3000 км // Труды ИФЗ АН СССР. 1964. № №32 (199). С. 88-93

74. Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С, Земцова А.Г., Проскурин А.П., Пустовитенко Б.Г., Пустовитенко А.Н., Синельникова Л.Г., Филина А.Г.1, Шенгелия И.С. Экспериментальные исследования сейсмической коды. – М.: Наука, 1981. – 143 с. EDN: TQPOBT

75. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. – М.: Наука, 1985. с. 408.

76. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Лутиков А.И., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Горбатиков А.В. Эндогенные опасности Большого Кавказа. М.: ИФЗ РАН, 2014. 256 с

77. Санина И.А. Скоростное строение Грозненской очаговой зоны // Метод и результаты исследования литосферы. Дис. д-ра физ.-мат. наук. – М.: ИФЗ РАН им. Гамбурцева, 2003. – С. 199–208..

78. Санина И.А., Шаумян А.В., Габсатарова И.П., Лукашова Р.Н. Первые результаты построения трехмерной скоростной модели Северного Кавказа по данным региональных наблюдений // Современные методы обработки и

интерпретации сейсмологических данных. Материалы Четвертой Международной сейсмологической школы. Листвянка, 10–14 августа 2009 г. – Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 183–190

79. Сейсмологический бюллетень (сеть телесейсмических станций) // ФИЦ ЕГС РАН [сайт]. – URL: http://www.gsras.ru/ftp/Teleseismic_bulletin/2018

80. Скоркина А.А., Гусев А.А. Определение набора характерных частот очаговых спектров для субдукционных землетрясений Авачинского залива (Камчатка) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 7. С. 1057–1068.

81. Собисевич А.Л., Зверева А.С. и Лиходеев Д.В. К вопросу о затухании объемных сейсмических волн в Эльбрусской вулканической области // Доклады Академии Наук. 2019. Т. 486. № 4 - С. 480-484.

82. СП 14.13330.2018 Строительство в сейсмических районах. Актуализированная редакция СНиП 11-7 – 81. М.: Стандартинформ, 2018. 122 с.

83. Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.

84. Федотов С.А., Болдырев С.А. О зависимости поглощения объемных волн от частоты в коре и верхней мантии Курильской островной дуги // Известия АН СССР. Физика Земли, № 9, 1969. С. 17-33.

85. Хаин В.Е. Кавказ. Тектоническая карта. – М: 1:5 500 000. Т. 11. // В кн.: Большая Советская Энциклопедия. М.: «Советская Энциклопедия», 1973. С. 112-114.

86. Халтурин В.И., Урусова Н.Б. Оценка поглощения продольных и поперечных волн в земной коре по наблюдениям над местными землетрясениями // Труды Института Физики Земли , Т. 25, № 192, 1962. – С. 101-129.

87. Харазова Ю.В., Павленко О.В., Дудинский К.А. Связь характеристик распространения сейсмических волн на Западном Кавказе с геологотектоническими особенностями региона // Физика Земли. 2016. Т. 3. С. 68-81. 88. Шебалин П.Н., Гвишиани А.Д., Дзебоев Б.А., Скоркина А.А. Почему необходимы новые подходы к оценке сейсмической опасности? // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле, 2022, том 507, № 1, с. 91–97

89. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 103 с.

90. Akamatsu J. Attenuation property of coda parts of seismic waves from local earthquakes // Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Vol. 30(1), 1980. pp. 1-16.

91. Aki, K. Scaling law of seismic spectrum // Journal of Geophysical Research. 1967.
V. 72. № 4. P. 1217–1231.

92. Aki K. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as Scattered Waves // Journal of Geophysical Research, Vol. 74, No. No. 2, 1969.

93. Aki K. Attenuation of shear-waves in the litosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz // Phys. Earth Planet. Int., No. 21, 1980. pp. 50-60.

94. .Aki K., Chouet B. Origin of coda-waves: source, attenuation and scattering effects// J. Geophys. Res., Vol. 80, No. 1, 1975. pp. 3322-3342

95. Akyol N. Lapse time dependence of coda wave attenuation in Central West Turkey // Tectonophysics. 2015. Vol. 659. pp. 53-62.

96. Bachura M., Fischer T. Coda Attenuation Analysis in the West Bohemia/Vogtland Earthquake Swarm Area. // Pure Appl. Geophys. 2016. Vol. 173. pp. 425-437.

97. Baskoutas I. Dependence of coda attenuation on frequency and lapse Time // PAGEOPH, Vol. 147, No. 3, 1996.

98. Bianco F., Del Pezzo E., Castellano M., Ibanez J., di Luccio F. Separation of intrinsic and scattering seismic attenuation in the Southern Apennine zone, Italy // Geophysical Journal International. 2002. Vol. 150. No. 1. pp. 10-22.

99. Biswas K., Kumar M., Mandal P. Lapse time dependent coda-Q (Qc) in the Kachchh, rift zone, Gujarat, India // Nat Hazards. 2016. pp. 1589-1610.

100. Blanke A., Kwiatek G., Martinez-Garzon P., Bohnhoff M. Sensitivity and stability analysis of coda quality factors at the Geysers Geothermal field, California // Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 109, No. 3, 2019. pp 959-975.

101. Bora N., Biswas R. Quantifying regional body wave attenuation in a seismic Prone zone of Northeast India // Pure and Applied Geophysics, Vol. 174, 2017. pp. 1953-1963.

102. Bormann P., Wendt S., Di Giacomo D. CHAPTER 2: Seismic Waves and Earth Models // New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP2). 2013a. pp. 36-37.

103. Bormann P., Wendt S., Di Giacomo D. CHAPTER 3: Magnitude of seismic events // New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP2). 2013b. pp. 16-49.

104. Boulanouar A., Moudnib L., Harnafi M., Cherkaoui T., Rahmouni A., Boukalouch M., Sebbani J. Spatial variation of coda wave attenuation using aftershocks of the Al Hoceima earthquake of 24 February, 2004, Morocco // Nature Science. 2013. Vol. 5. pp. 72-77.

105. Brune J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. Journal of geophysical research, 75(26), 4997-5009. DOI: 10.1029/JB075i026p04997

106. Calvet M., Margerin L. Lapse-time dependence of coda Q: anisotropic multiple scattering models and application to the Pyrenees // Bull Seismol Soc Am. 2013. Vol. 103. pp. 1993-2010.

107. Carlote E., Sato H. Spatial distribution of scattering loss and intrinsic absorption of short-period S waves in the lithosphere of Japan on the basis of the Multiple Lapse Time Window Analysis of Hi-net data // Geophysical Journal International. 2010. Vol.180. No. 1. pp. 268-290.

108. Dainty A., Toksoz M., Anderson K., Nakamura Y., Latham G. Seismic scattering and shallow structure of the Moon in Oceanus Procellarum // Moon, Vol. 9, 1974.

109. Das R., Mukhopadhyay S., Singh R.K, Baidya P.R. Lapse time and frequencydependent coda wave attenuation for Delhi and its surrounding regions // Tectonophysics. 2018. pp. 51-63.

110. Dasovic I., Herak M., Herak D. Attenuation of coda waves in the contact zone between the Dinarides and the Adriatic Microplate // Stud. Geophys. Geod, Vol. 56, 2012, pp. 231-247.

111. Dasovic I., Herak M., Herak D. Coda-Q and its lapse time dependence analysis in the interaction zone // Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 63, 2013. pp. 47-54.

112. De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // Geophysical journal international. 1990. Vol. 101 (2). pp. 425-478.

113. De Siena L., Thomas C., Waite G.P., Moran S.C., Klemme S. Attenuation and scattering tomography of the deep plumbing system of Mount St. Helens // J. Geophys. Res., Solid Earth. 2014. Vol. 119 (11). pp. 8223-8238.

114. Del Pezzo, Ibanez J.M. Seismic Coda-Waves Imaging Based on Sensitivity Kernels Calculated Using an Heuristic Approach // Geosciences. 2020. Vol. 10. No. 304.

115. Demirci A. Frequency-dependent body-Q and coda-Q in Karlıova Triple Junction and its vicinity, eastern Turkey // Turkish Journal of Earth Sciences, Vol. 28, 2019. pp. 902-919.

116. Chouet B., Aki K., Tsujiura M. Regional variation of the scaling law of earthquake source spectra // Bulletin of the Seismological Society of America. 1978. V. 68. № 1. P. 49–79.

117. Dobrynina A.A., Sankov V.A., Chechelnitsk V.V., Deverchere J. Spatial changes of seismic attenu¬ation and multiscale geological heterogeneity in the Baikal rift and surroundings from analysis of coda waves // Tectonophysics. 2016. Vol. 675. pp. 50-68.

118. Dziewonski A.M., Chou T.A., Woodhouse J.H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // Journal of Geophysical Research. 1981. V. 86. № B4. P. 2825–2852.

119. Ershov A.V., Brunet M.F., Nikishin A.M., Bolotov S.N., Nazarevich B.P., Korotaev MV. Northern Caucasus basin: thermal history and synthesis of subsidence models // Sedimentary Geology. 2003. Vol. 156 (1-4). pp. 95-118.

120. Fehler M., Hoshiba M., Sato H., Obara K. Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan, using measurements of S-wave energy versus hypocentral distance // Geophys. J. Inf, Vol. 108, 1992. pp. 787-800.

121. Fehler M., Sato H. Coda // Pure appl. geophys.. 2003. Vol. 160. pp. 541-554.

122. Gagnepain-Beyneix J. Evidence of spatial variations of attenuation in the western Pyrenean range // Geophysical Journal International, Vol. 89, No. 2, 1987. pp. 681-704.

123. Gao L.S., Biswas N.N., Lee L.C., Aki K. Effects of multiple scattering on coda waves in three-dimensional medium //pure and applied geophysics. $-1983. - T. 121. - N_{\odot} \cdot 1. - C. \cdot 3-15.$

124. Geller R.J. Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes // Bulletin of the Seismological Society of America. 1976. V. 66. № 5. P. 1501–1523.

125. Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences (GSRAS. Seismic network of the European part of the Russian Federation [Data set]. [Электронный pecypc] // International Federation of Digital Seismograph Networks: [сайт]. [1989].

126. Giampiccolo E., Tuve T. Regionalization and dependence of coda Q on frequency and lapse time in the seismically active Peloritani region (northeastern Sicily, Italy) // J Seismol, Vol. 22, 2018. pp. 1059-1074.

127. Gök R., Kaviani A., Matzel E.M., Pasyanos M.E., Mayeda K., Yetirmishli G., El-Hussain I., Al-Amri A., Al-Jeri F., Godoladze T., et al. Moment Magnitudes of Local/Regional Events from 1D Coda Calibrations in the Broader Middle East Region // Bulletin of the Seismological Society of America. 2016. Vol. 106 (5). pp. 1926-1938.

128. Gupta S.C., Teotia S.S., Rai S.S., Gautam N. Coda Q Estimates in the Koyna Region, India // Pure and Applied Geophysics, Vol. 153, 1998. pp. 713-731.

129. Gusev A. Vertical profile of turbidity and coda Q // Geophys. J. Int., Vol. 123, 1995. pp. 665-672.

130. Gvishiani A.D., Vorobieva I.A., Shebalin P.N., Dzeboev B.A., Dzeranov B.V., Skorkina A.A. Integrated Earthquake Catalog of the Eastern Sector of the Russian Arctic. Appl. Sci. 2022, 12, 5010. https://doi.org/10.3390/app12105010

131. Hasemi A., Miura H., Ishizawa M., Kosuga N., Umino N., Hasegawa A. Crustal structure in and around the Onikobe geothermal area, northeastern Honshu, Japan, inferred from the spatial variation of coda decay // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2015. Vol. 244. pp. 23-31.

132. Hatzidimitrou P. Attenuation of Coda Waves in Northern Greece // PAGEOPH, Vol. 140, No.1, 1993.

133. Havskov J., Malone S., McCloug D., Crosson R. Coda Q for the state of Washington // Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 79, 1989. pp. 1024-1038.

134. Havskov J., Ottemoller L. Routine data processing in earthquake seismology: with sample data, exercises and software. Berlin: Springer Science & Business Media, 2010.347 pp.

135. Havskov J., Sorensen M., Vales D., Ozyazicioglu M., ant oth. Coda Q in different tectonic areas, influence of processing parameters // Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 106, No. 3, 2016. pp. 956-970.

136. Havskov J., Voss P., Ottemoller L. Seismological observatory software: 30 Yr of SEISAN // Seismological Research Letters. 2020. Vol. 91(3). No. 1. pp. 846-1852.

137. Heller G., Margerin L., Sebe O., Mayor J., Calvet M. Revisiting Multiple-Scattering Principles in a Crustal Waveguide: Equipartition, Depolarization and Coda Normalization 2022. Vol. 179. pp. 2031-2065.

138. Herraiz M., Espinosa A.F. scattering and attenuation of high-frequency seismic waves: development of the theory of coda waves. Departament of the interior U.S. Geological Survey, 1986. 92 pp.

139. Hoshiba M. Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the multiple lapse time window analysis of full seismogramm envelope // Journal of Geophysical Research, Vol. 98, No. B9, 1993. pp. 15809-15824.

140. Hull J., Thickness displacement relationships for deformation zones // Journal of Structural Geology. 1988. V. 10. № 4. P. 431–435.

141. Ibanez J., Pezzo E., Miguel F., Herraiz M., and oth. Depth-dependent seismic attenuation in the Granada zone (Southern Spain) // Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 80, No. 5, 1990. pp. 1232-1244.

142. Imtiyaz A. Parvez, Anup K. Sutar, M. Mridula, S.K. Mishra, S.S. Rai. Coda Q Estimates in the Andaman Islands Using Local Earthquakes // Pure and Applied Geophysics. Birkha⁻⁻user Verlag, Basel, No. 165 1861–1878, 2008.

143. InternationalSeismologicalCentre.On-lineBulletin.https://doi.org/10.31905/D808B830

144. Irandoust M.A, Sobouti F., Rahimi H. Lateral and depth variations of coda Q in the Zagros region of Iran. // J Seismol. 2016. Vol. 20. pp. 197-211.

145. Kanamori H. The energy release in great earthquakes // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. No. 20. pp. 2981-2987.

146. Kanamori H., Anderson D.L. Theoretical basis of some empirical relations in seismology // Bulletin of the Seismological Society of America. 1975. V. 65. № 5. P. 1073–1095.

147. Koulakov I., Zabelina I., Amanatashvili I., Meskhia V. Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography // Solid Earth. 2012. No. 3. pp. 327-337.

148. Margerin L., Planes T., Mayor J., Calvet M. Sensitivity kernels for coda-wave interferometry and scattering tomography: theory and numerical evaluation in two-dimensional anisotropically scattering media. // Geophys. J. Int.. 2016. Vol. 204. pp. 650-666.

149. Mayeda K., Koyanagi S., Aki K. Site amplification from S-wave coda in the Long Valley Caldera region, California // Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 81, No. 6, 1991. pp. 2194-2213.

150. Mayor J., Margerin L., Calvet M. Sensitivity of coda waves to spatial variations of absorption and scattering: Radiative transfer theory and 2-D examples. // Geophys. J. Int. 2014. Vol. 197. pp. 1117-1137.

151. McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintay S., Georgiev I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., et al. Global positioning system constraints on plate kinematic and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // Journal of Geophysical Research. 2000. Vol. 105. pp. 5695-5719.

152. Meirova T., Pinsky V. Seismic wave attenuation in Israel region estimated from the multiple lapse time window analysis and S-wave coda decay rate // Geophysical Journal International. 2014. Vol. 197. No. 1. pp. 581-590.

153. Morozov I. Geometrical attenuation, frequency dependence of Q, and the absorption band problem // Geophys. J. Int, Vol. 175, 2008. pp. 239-252.

154. Naghavi M., Rahimi H., Moradi A., Mukhopadhyay S. Spatial variations of seismic attenuation in the North West of Iranian plateau from analysis of coda waves // Tectonophysics. 2017. Vol. 708. pp. 70-80.

155. Nakamura Y., Latham G., Ewing M., Dorman J. Lunar seismic energy transmissions // Abstract, EOS, Vol. 51, 1970.

156. Novelo-Casanova D.A., Polanco-Rivera E., Suarez G., Martinez F., Moreta A.M. Seismic S-wave coda attenuation in the Dominican Republic as a tool for seismic hazard mitigation // Nat. Hazards. 2020. Vol. 103. pp. 2849-2863.

157. Obermann A., Planes T., Hadziioannou C., Campillo M. Lapse time dependent coda wave depth sensitivityto local velocity perturbations in 3-D heterogeneous elastic media // Geophys. J. Int. 2016. Vol. 207. pp. 59-66.

158. Phillips W.S., Aki K. Site amplification of coda waves from local earthquakes in Central California // Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 76, No. 3, 1986. pp. 627-648.

159. Prasanna G, Srikanth V. Coda Q for the Sri Lankan Precambrian crust // Proceedings of 2013 Australian Earthquake Engineering Society (AEES) annual conference. 2013. pp. 1-13.

160. Pulli J. Attenuation of coda waves in New England // Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 74, No. 4, 1984. pp. 1149-1166.

161. Reilinger R.E., McClusky S.C., Oral M.B., King R.W., Toksoz M.N., Barka A.A., Kinik I., Lenk O., Sanli I. Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia–Africa–Eurasia plate collision zone // Journal of Geophysical Research. 1997a. Vol. 102. pp. 9983-9999.

162. Reilinger R.E., McClusky S.C., Souter B.J., Hamburger M.W., Prilepin M.T., Mishin A., Guseva T., Balassanian S. Preliminary estimates of plate convergence in the Caucasus collision zone from global positioning system measurements // Geophysical Research Letters. 1997b. Vol. 24. pp. 1815-1818.

163. Richter C.F. An instrumental earthquake magnitude scale, Bull. Seism. Soc. Am. 1935. 25, 1–32.

164. Sato H. Mean free path of S-waves under the Kanto District of Japan // J. Phys. Earth, Vol. 26, 1978. pp. 185-198.

165. Sato H. Coda wave excitation due to nonisotropic scattering and nonspherical source radiation // J. Geophys. Res., Vol. 87, 1982. pp. 8665-8676.

166. Sato H., Fehler M., Maeda T. Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous Earth: second edition. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2012

167. Shapiro N.M., Campillo M., Margerin L., Singh S.K., and oth. The energy partitioning and the diffusive character of the seismic coda // Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 90, No. 3, 2000.

168. Singh S., Hermann R.B. Regionalization of crustal coda Q in the continental United States // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88(B1). pp. 527-538.

169. Singh CS, Mukhopadhyay S, Singh S, Chakraborty P, Kayal JK. Study of lapse time dependence coda Q in the Andaman Islands using aftershocks of the 2002 earthquake (Mw 6.5) // Nat. Hazards. 2014. No. 75. pp. 779-793.

170. Sivaram K., Gopta S. Frequency-Dependent Attenuation Characteristics of Coda and Body Waves in the Kumaun Himalaya: Implications for Regional Geology and Seismic Hazards // Pure Appl. Geophys. 2022. Vol. 179. pp. 949-972.

171. Smith D.E., Kolenkiewics R., Robbins J.W., Dunn P.J., Torrence M.H. Horizontal crustal motion in the central and eastern Mediterranean inferred from satellite laser ranging measurements // Geophysical Research Letters. 1994. Vol. 21. pp. 1979-1982.

172. Stein S., Wysession M. Introduction to seismology, earthquakes and earth structure. Oxford: Blackwell Publishing, 2003. 498 pp.

173. The Global Centroid-Moment-Tensor (CMT). Global CMT Catalog Search [Site]. – URL: https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html (дата обращения 30.10.2022).

174. Tsujiura M. Spectral analysys of the coda waves from local earthquakes // Bull. Earthquake Res. Inst., 1978. pp. 1-48.

175. Vargas C., Pulido J., Hobbs R. Thermal structure of the Panama Basin by analysis of seismic attenuation // Tectonophysics, Vol. 730, 2018. pp. 81-99.

176. Weatherall P., Marks K.M., Jakobsson M., Schmit T., Tani S., Arndt J.E., Rovere M., Chayes D., Ferrini V., Wigley R. A new digital bathymetric model of the world's oceans // Earth Space and Science. 2015. Vol. 2. pp. 331-345.

177. Wesley M.P. Diffusion of seismic energy in the near range // J. Geophys. Res., Vol. 70, 1965. pp. 5099-5106.

178. Wu R.S., Aki K. Scattering of elastic waves by a random medium and the small scale inhomogeneities in the lithosphere // J. Geophys. Res., Vol. 90, 1985. pp. 10261-10276.

179. Xie J., Nuttli O.W. Interpretation of high-frequency coda at large distances: stochastic modeling and method of inversion // Geophys. J., Vol. 95, 1988. pp. 579-595.

180. Xie J., Mitchell B.J. Attenuation of multiphase surface waves in the Basin and Range province, part I: Lg and Lg coda // Geophysical Journal International. 1990. Vol. V 102. No. 1. pp. 121-137.

181. Yavuz E., Baris S. Determination of coda wave attenuation characteristic of the Armutlu peninsula and its surroundings (middle Marmara region, Turkey) // Annals of Geophysics. 2019. Vol. 62:6 (DM673).

182. Zvereva A.S., HavskovJ., Gabsatarova I.P. Regional variation of coda Q in Northwest Caucasus. J Seismol 27, 363–384 (2023). <u>https://doi.org/10.1007/s10950-023-10154-8</u>

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1. Значения Q_0 и Q_{10} для каждой сейсмостанции. Сокращения: sd – стандартное отклонение, N – общее количество значений Q_c на всех различных частотах

					Геог	метри	ческо	e pacx	ожд	ение β				
Станция				0.5							1.0			
	Q_0	sd	α	sd	Q_{10}	sd	N	Q_0	sd	α	sd	Q_{10}	sd	Ν
AKT	61	6	1.09	0.08	761	161	81	78	10	1.11	0.09	1009	256	78
ANN	75	13	0.85	0.12	533	179	175	98	23	0.83	0.16	663	292	171
ARKR	78	14	0.85	0.11	558	174	113	106	24	0.82	0.14	700	276	112
ARXR	72	14	0.84	0.16	502	206	196	92	19	0.81	0.16	596	256	181
BTLR	73	15	0.97	0.14	683	260	446	94	23	0.98	0.17	896	419	423
BUJR	68	12	0.83	0.14	460	169	127	86	17	0.81	0.16	555	237	122
CHBG	69	7	1.00	0.05	693	174	59	92	12	0.99	0.06	901	174	57
D03	69	12	0.96	0.11	632	194	227	90	19	0.95	0.12	803	285	219
D04	74	14	0.89	0.13	575	202	190	94	20	0.89	0.15	729	288	183
D05	75	16	0.91	0.15	601	243	172	93	23	0.92	0.18	775	365	161
D06	73	13	0.95	0.13	647	223	285	96	20	0.93	0.16	812	344	268
D07	79	16	0.88	0.15	599	239	96	107	29	0.84	0.18	740	372	93
D08	72	11	0.98	0.12	687	217	222	95	18	0.98	0.14	899	345	214
D09	72	13	0.87	0.13	539	186	106	94	20	0.84	0.15	660	262	103
D10	77	16	0.98	0.15	748	295	125	100	21	0.97	0.15	929	367	106
D13	88	16	1.00	0.13	877	306	156	126	30	0.96	0.16	1156	508	131
DBC	74	12	0.93	0.12	632	206	214	96	19	0.93	0.15	816	326	205
DIGR	68	8	0.90	0.07	534	105	230	89	12	0.86	0.08	646	146	226
DLMR	69	22	0.94	0.19	603	327	300	83	31	0.95	0.22	736	468	268
DOMR	67	11	0.99	0.07	653	146	119	85	16	1.00	0.07	849	212	115
DVE	76	15	0.88	0.10	580	171	900	98	20	0.87	0.10	730	231	812
FSTR	73	13	0.91	0.14	593	223	76	95	21	0.88	0.17	727	320	71
GLDR	61	14	1.03	0.15	645	262	120	61	14	1.11	0.15	783	326	107
GNBR	72	11	0.85	0.11	508	148	49	95	19	0.82	0.14	622	234	49
GOYR	54	7	1.14	0.05	735	127	128	75	14	0.97	0.13	710	249	122

GROC	84	18	0.86	0.10	602	186	395	103	22	0.86	0.11	748	249	322
GRYR	80	12	0.92	0.07	657	147	51	104	15	0.91	0.07	853	187	48
GUZR	68	15	0.99	0.14	663	253	420	88	24	1.00	0.18	875	427	417
HNZR	82	16	0.77	0.12	478	165	81	110	25	0.68	0.13	534	199	74
KBZ	72	13	1.05	0.11	805	253	126	94	22	1.08	0.15	1135	469	122
KMGR	74	17	0.95	0.17	656	304	189	92	22	0.96	0.15	839	360	159
KMKR	72	10	0.88	0.10	545	151	62	95	16	0.86	0.13	683	233	61
KORR	77	16	0.80	0.16	480	201	210	97	23	0.77	0.18	571	274	193
KRNR	76	14	0.82	0.12	500	168	238	100	22	0.79	0.14	614	247	232
KSMR	67	11	0.98	0.13	635	219	67	87	18	0.97	0.14	813	320	66
LACR	66	18	1.01	0.19	683	353	192	80	26	1.03	0.23	862	536	169
LZRR	70	19	1.08	0.18	848	428	129	89	30	1.10	0.23	1125	704	110
MRMR	72	22	0.79	0.23	449	274	100	87	27	0.79	0.26	529	362	90
MRNR	83	17	1.01	0.13	851	313	369	109	25	1.03	0.16	1158	496	316
ONI	68	7	0.90	0.04	539	74	83	89	11	0.88	0.05	669	116	83
PXTR	65	15	0.80	0.24	414	249	72	78	20	0.80	0.27	493	334	67
PYA1	106	21	0.85	0.12	745	404	64	141	29	0.87	0.14	1048	404	57
R05	71	16	0.94	0.14	622	247	172	88	21	0.95	0.16	779	337	153
RPOR	80	14	0.96	0.07	720	174	204	101	19	0.98	0.08	959	259	187
SHA1	83	13	0.99	0.07	811	184	461	107	18	1.02	0.08	1121	283	406
SOC	94	23	0.93	0.14	808	331	116	113	23	1.00	0.12	1127	392	95
STDR	84	23	0.73	0.16	446	248	118	98	26	0.74	0.16	536	248	97
SUKR	60	12	1.02	0.13	632	222	200	75	18	1.03	0.15	814	345	196
TLTR	86	17	0.92	0.17	716	310	263	116	30	0.91	0.22	937	526	237
UNCR	79	17	0.85	0.14	556	217	288	102	27	0.83	0.17	699	325	273
URKR	78	12	0.86	0.09	567	147	75	104	20	0.84	0.11	716	224	73
VLKR	87	20	0.93	0.14	749	442	88	113	29	0.91	0.18	919	442	64
VSLR	76	12	0.96	0.06	700	250	131	101	20	0.97	0.08	931	250	119

Приложение 2. Основные параметры землетрясений: N – порядковый номер, *событие, участвовавшее в мастштабировании очаговых спектров; h – глубина гипоцентра; $M_{\rm L}$ – локальная магнитуда; $M_{\rm w}$ – моментная магнитуда; $K_{\rm P}$ – энергетический класс по Т.Г, Раутиан; $mb^{\rm ISC}$ и $mb^{\rm GS\,RAS}$ – телесейсмические магнитуды по объемной P-волне, рассчитанные в «Международном сейсмологическом центре» [International Seismological Centre] и «Службе срочных донесений» [Сейсмологический бюллетень] ФИЦ ЕГС РАН; lgM_0 – логарифм сейсмического момента; f_c , – средняя угловая частота.

Ν	Дата и время	φ, °N	λ, °Ε	h,	ML	$M_{ m w}$	KP	$mb^{\rm ISC}$	$mb^{ m GS\ RAN}$	$\lg M_{0,}$	$f_{\rm c},$
1	11.10.2008 9:06	43.35	46.27	км 16		5.8	14.5	3.7	5.7	н∙м 17.8	<u>пц</u> 0.8
2	26.03.2013 23:35	43.26	41.73	6	4.8	4.8	11.7	3.7	5.2	16.2	1.9
3	28.05.2013 0:09	43.19	41.70	6	5.1	5.1	11.6	3.5	5.4	16.8	1.7
4	29.09.2014 13:08	41.18	47.86	3	5.6	5.1	12.3	4.1	5.4	16.8	1.0
5*	07.02.2016 0:50	44.93	39.50	21	3.6	3.6	10.4	4.6	3.6	14.5	3.3
6*	23.02.2016 10:47	43.37	41.50	2	3.5	3.3	9.9	3.5	4.0	14.1	2.6
7*	06.03.2016 0:57	43.19	41.74	4	3.5	3.3	9.5	5.1	3.6	14.0	3.5
8	23.05.2016 2:04	43.47	41.03	3	3.6	3.4	9.4	4.2	3.7	14.2	0.7
9	28.07.2016 6:05	42.92	41.03	12	4.3	4.1	11.1	4.0	4.4	15.1	0.9
10	27.08.2016 18:00	43.36	41.04	21	3.7	3.8	10.2	4.3	3.9	14.8	1.6
11	31.08.2016 21:05	43.31	41.00	5	3.1	3.2	9.2	4.2	_	13.7	0.5
12*	21.09.2016 19:27	42.41	41.04	19	4.4	4.2	11.6	_	4.6	15.4	2.7
13	16.10.2016 20:41	43.35	40.98	7	2.9	3.1	9.0	3.4	3.5	13.7	2.7
14	21.10.2016 21:17	44.96	41.23	19	3.7	3.6	10.0	3.6	4.2	14.5	3.1
15*	30.10.2016 5:27	44.19	39.66	13	4.7	4.4	11.0	4.2	4.9	15.7	1.5
16*	30.04.2017 3:40	43.84	39.06	8	3.3	3.3	9.9	2.8	4.0	14.0	1.9
17*	03.05.2017 8:53	41.97	46.72	32	5.3	5.0	12.1	—	5.4	16.5	1.9
18	16.06.2017 18:17	44.77	36.95	33	3.9	4.0	10.7	—	_	15.1	1.7
19*	24.08.2017 9:14	44.21	41.62	18	4.0	3.9	11.6	3.7	4.6	15.0	2.8
20*	28.09.2017 3:35	43.92	39.40	8	3.8	3.8	10.5	3.9	4.5	14.9	0.9
21	26.10.2017 10:24	43.45	41.11	15	3.1	3.3	9.3	—	3.8	14.1	2.3
22	25.11.2017 14:17	43.28	41.76	20	2.9	3.2	9.3	3.2	_	13.9	3.3
23	27.11.2017 15:55	44.79	36.95	34	2.9	3.2	9.1	—	3.8	13.8	3.7
24	20.01.2018 16:28	44.74	37.38	37	3.3	3.5	9.6	3.0	3.7	14.2	2.8
25	30.01.2018 18:21	43.35	42.70	12	3.3	3.3	9.1	3.4	3.2	14.0	3.2
26	31.01.2018 4:28	44.76	37.20	21	3.6	3.7	10.3	3.6	4.2	14.6	3.0
27*	27.02.2018 19:03	41.30	48.35	29	4.3	4.2	11.1	4.4	4.5	15.4	1.8
28	13.04.2018 0:27	42.96	46.94	11	4.0	3.8	11.1	3.5	4.1	14.8	2.1
29	24.04.2018 20:47	44.74	37.37	33	4.0	3.9	10.5	3.9	4.1	14.9	2.5
30*	09.06.2018 21:49	42.89	46.22	7	4.3	4.1	11.6	4.4	4.5	15.2	1.2

11* 26.06.2018 19:52 42.92 46.48 6 3.5 3.8 9.9 3.6 3.7 14.1 2.5 32 05.07.2018 22:19 43.10 46.29 81 3.7 3.8 10.8 3.6 3.8 13.7 1.1 34* 04.09.2018 19:02 43.32 44.93 11 3.8 3.7 1.0 1.4 1.9 35* 05.09.2018 2:59 43.20 46.33 8.1 1.1 3.8 3.7 10.6 - 4.0 1.4.7 1.9 36* 14.10.2018 10:52 43.30 46.33 7.12 22 4.2 1.1 1.0 3.3 4.3 1.5 1.6 39 22.10.2018 12:39 42.33 45.8 17 3.8 1.8 1.8 1.8 1.9 41 25.11.2018 0:55 44.89 88.69 12 3.9 4.1 10.5 4.6 4.3 1.5 1.6 42 00.1.2019 11:0 42.8												
12 05.07.2018 22:19 43.10 46.29 81 3.7 3.8 10.8 3.6 3.8 14.8 2.5 33 26.08.2018 19:07 42.55 41.01 6 3.4 3.1 3.7 3.3 3.1 34* 04.09.2018 19:02 43.32 44.89 11 3.8 3.7 10.6 - 4.00 14.7 1.9 35* 05.09.2018 12:51 43.07 46.34 83 4.1 3.9 11.0 3.5 4.0 15.0 2.6 38* 17.10.2018 15:55 43.30 47.87 19 4.3 11.7 3.4 4.5 15.5 1.6 39 22.10.2018 12:39 42.53 45.38 17 3.8 3.8 10.8 3.6 4.2 14.7 2.7 41 25.11.2018 0:55 44.88 36.69 12 3.4 10.3 3.5 4.2 1.4 1.4 1.6 42 08.11.2019 11:0 42.80 <	31*	26.06.2018 19:52	42.92	46.48	6	3.5	3.3	9.9	3.6	3.7	14.1	2.5
33 26.08.2018 19:07 42.55 41.01 6 34 3.1 9.9 4.0 3.8 13.7 3.1 34* 04.09.2018 19:02 43.32 44.93 11 3.5 3.6 10.3 3.7 1.0 3.7 3.9 14.5 1.9 36* 14.10.2018 13:55 43.07 46.34 83 4.1 3.9 11.0 3.3 4.3 1.5.3 1.7 38* 17.10.2018 12:35 43.30 44.87 19 4.3 4.3 11.0 3.4 4.4 1.5 1.5.1 1.6 39 22.10.2018 12:39 42.53 45.8 17 3.8 8.8 10.8 3.6 4.2 1.47 1.7 1.0 3.5 4.2 1.47 1.7 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.1 1.3 1.3 3.5 1.2 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4 1.4	32	05.07.2018 22:19	43.10	46.29	81	3.7	3.8	10.8	3.6	3.8	14.8	2.5
34* 04.09.2018 19:02 43.32 44.93 11 3.5 3.6 10.3 3.7 3.9 14.5 1.9 35* 05.09.2018 12:59 43.29 44.89 11 3.8 3.7 10.6 - 4.0 14.7 1.9 36* 14.10.2018 13:51 43.07 46.34 83 4.1 3.9 11.0 3.3 4.3 15.5 1.6 37 15.10.2018 15:55 43.30 44.87 19 4.3 4.3 11.7 3.4 4.5 15.5 1.6 39 22.10.2018 12:39 42.53 45.38 19 4.3 1.1 1.5 4.6 4.3 1.5 0.6 4.2 1.4.7 1.7 0.4 4.3 1.5 0.6 4.3 1.5 0.6 4.3 1.5 0.6 4.3 1.5 0.6 4.3 1.5 0.6 4.3 1.5 0.6 4.3 1.5 0.6 4.3 1.5 0.6 4.3	33	26.08.2018 19:07	42.55	41.01	6	3.4	3.1	9.9	4.0	3.8	13.7	3.1
15* 05.09.2018 2:59 43.29 44.89 11 3.8 3.7 10.6 - 4.0 14.7 1.9 36* 14.10.2018 13:51 43.07 46.34 83 4.1 3.9 11.0 3.5 4.0 15.0 2.6 37 15.10.2018 10:42 46.33 37.20 29 4.2 4.1 11.0 3.3 4.3 15.5 1.6 38* 17.10.2018 15:55 43.80 34.87 19 4.3 4.3 11.7 3.4 4.5 15.2 0.6 40 24.11.2018 0:55 44.88 38.69 12 3.9 4.1 10.5 4.6 4.3 15.2 0.6 41 25.11.2018 0:55 44.88 38.69 12 3.9 4.1 1.4 1.6 4.4 0.0 1.4.0 1.6 41 25.11.2018 0:55 44.80 46.32 6 3.1 3.2 9.5 4.7 3.7 13.8 1.8 40.01.2019 10:10 42.80 46.32 6 3.3 3.5 9.9 5.3 </td <td>34*</td> <td>04.09.2018 19:02</td> <td>43.32</td> <td>44.93</td> <td>11</td> <td>3.5</td> <td>3.6</td> <td>10.3</td> <td>3.7</td> <td>3.9</td> <td>14.5</td> <td>1.9</td>	34*	04.09.2018 19:02	43.32	44.93	11	3.5	3.6	10.3	3.7	3.9	14.5	1.9
36* 14.10.2018 13:51 43.07 46.34 83 4.1 3.9 11.0 3.5 4.0 15.0 2.6 37 15.10.2018 10:42 46.33 37.20 29 4.2 4.1 11.0 3.3 4.3 15.3 1.7 38* 17.10.2018 15:55 43.30 44.87 19 4.3 4.3 11.7 3.4 4.5 15.5 1.6 39 22.10.2018 12:39 42.53 45.38 17 3.9 10.3 3.5 4.2 14.7 2.7 40 24.11.2018 22:55 44.89 38.69 12 3.9 4.1 10.5 4.6 4.3 15.2 0.6 41 25.11.2018 01:0 42.80 46.32 6 3.3 3.3 9.8 4.0 4.0 14.0 19 43* 20.01.2019 14:22 42.80 46.32 6 3.3 3.1 9.6 5.6 3.9 13.8 18 46 24.03.2019 1	35*	05.09.2018 2:59	43.29	44.89	11	3.8	3.7	10.6	_	4.0	14.7	1.9
37 15.10.2018 10:42 46.33 37.20 29 4.2 4.1 11.0 3.3 4.3 15.3 1.7 38* 17.10.2018 15:55 43.30 44.87 19 4.3 4.3 11.7 3.4 4.5 15.5 1.6 39 22.10.2018 12:39 42.53 45.38 17 3.8 3.8 10.8 3.6 4.2 14.9 0.8 40 24.11.2018 22:55 44.88 38.69 12 3.9 4.1 10.5 4.6 4.3 15.2 0.6 42 08.11.2019 21:52 42.80 46.32 6 3.1 3.2 9.5 4.7 3.7 13.8 1.8 43* 20.01.2019 11:01 42.80 46.32 6 3.3 3.1 9.6 5.6 3.9 1.3.8 1.8 44 20.01.2019 11:34 43.45 3.9 2.3 3.5 9.9 5.3 3.7 14.4 1.7 47 01.04.2019	36*	14.10.2018 13:51	43.07	46.34	83	4.1	3.9	11.0	3.5	4.0	15.0	2.6
38* 17.10.2018 15:55 43.30 44.87 19 4.3 4.3 1.7 3.4 4.5.5 1.5.5 1.6 39 22.10.2018 12:39 42.53 45.38 17 3.8 3.8 10.8 3.6 4.2 14.7 2.7 40 24.11.2018 22:55 44.89 38.69 12 3.1 10.5 4.6 4.3 15.2 0.6 41 25.11.2018 0.05 44.88 38.69 12 3.9 4.1 10.5 4.6 4.3 15.2 0.6 42 08.11.2019 11:0 42.80 46.32 6 3.3 3.1 9.6 5.6 3.9 13.8 18 46 24.03.2019 2.037 44.34 45.37 20 3.5 3.6 9.8 5.2 3.9 14.4 1.7 48 18.04.2019 17.2 43.4 45.39 11.4 3.8 3.4 10.3 3.4 4.1 14.2 2.9 50* 1.05.2019	37	15.10.2018 10:42	46.33	37.20	29	4.2	4.1	11.0	3.3	4.3	15.3	1.7
3922.10.201812.3942.5345.38173.83.810.83.64.214.72.74024.11.201822.5544.8938.6993.73.910.33.54.214.90.84125.11.20180:544.8838.69123.94.110.54.64.315.20.64208.11.201921:5242.8046.3273.63.510.2-4.114.41.64420.01.201911:3042.8046.3263.33.19.65.63.913.81.84624.03.201920.3744.3443.45113.23.49.85.13.914.11.94701.04.201911:243.4445.39283.33.59.95.33.714.42.74917.05.201911:243.4445.39283.33.59.95.33.714.42.950*21.05.201912:2643.2244.11123.23.39.84.23.814.13.651*20.06.201912:2643.5744.99113.43.49.913.63.852*23.07.201922.644.1630.67123.03.09.113.63.853*19.08.201912:2643.5544.99113.4<	38*	17.10.2018 15:55	43.30	44.87	19	4.3	4.3	11.7	3.4	4.5	15.5	1.6
4024.11.2018 22:5544.8938.6993.73.910.33.54.214.90.84125.11.2018 0.0544.8838.69123.94.110.54.64.315.20.64208.11.2019 21:5242.8046.3463.13.29.54.73.713.81.943*20.01.2019 10:1042.8046.3263.33.39.84.04.014.01.945*20.01.2019 14:2242.8046.3263.33.19.65.63.913.81.84624.03.2019 20:3744.3443.45113.23.49.85.13.914.12.94701.04.2019 17:3442.0645.97203.53.69.85.23.914.41.74818.04.2019 1:1943.0242.8113.83.410.33.44.114.22.950*21.05.2019 1:0643.3241.41123.23.39.84.23.813.73.05120.06.2019 7:5843.2146.1773.33.19.73.53.813.73.05223.07.2019 2:2644.1639.67123.03.09.113.63.853*19.08.2019 12:2643.5544.99113.43.49.9-3.914.12.654	39	22.10.2018 12:39	42.53	45.38	17	3.8	3.8	10.8	3.6	4.2	14.7	2.7
4125.11.2018 0:0544.8838.69123.94.110.54.64.315.20.64208.11.2019 21:5242.8046.3273.63.510.2-4.114.41.643*20.01.2019 10:1042.8046.3273.63.510.2-4.114.41.64420.01.2019 11:3042.8046.3263.33.39.84.04.01.945*20.01.2019 12:2242.8046.3263.33.19.65.63.913.81.84624.03.2019 20:3744.3443.45113.23.49.85.13.914.41.74818.04.2019 17:3442.0645.97203.53.69.85.23.914.41.42.950*21.05.2019 12:0643.3241.1123.23.39.84.23.814.13.65120.06.2019 7:5843.2146.1773.33.19.73.53.813.73.05223.07.2019 2:2644.1639.67123.03.09.113.63.853*19.08.2019 12:2643.5544.99113.43.49.9-3.914.12.65422.08.2019 8:3443.2046.16123.33.10.73.54.014.12.65504.1	40	24.11.2018 22:55	44.89	38.69	9	3.7	3.9	10.3	3.5	4.2	14.9	0.8
4208.11.2019 21:5242.8046.3463.13.29.54.73.713.81.943*20.01.2019 10:1042.8046.3273.63.510.2-4.114.41.64420.01.2019 11:3042.8046.3263.33.39.84.04.01.01.945*20.01.2019 11:3242.8046.3263.33.19.65.63.913.81.84624.03.2019 20:3744.3443.45113.23.49.85.13.914.41.74818.04.2019 1:1243.4445.39283.33.59.95.33.714.42.950*21.05.2019 1:10643.3241.41123.23.39.84.23.8814.13.65120.06.2019 7:5843.2146.1773.33.19.73.53.813.73.05223.07.2019 2:2644.1639.67123.03.09.113.63.853*19.08.2019 13:2643.5544.99113.43.49.9-3.914.12.65422.08.2019 8:3443.2046.16123.33.310.03.54.114.12.45504.11.2019 15:2242.5047.79273.43.49.84.13.914.22.9561	41	25.11.2018 0:05	44.88	38.69	12	3.9	4.1	10.5	4.6	4.3	15.2	0.6
43* 20.01.2019 10:10 42.80 46.32 7 3.6 3.5 10.2 4.1 14.4 1.6 44 20.01.2019 11:30 42.80 46.32 6 3.3 3.3 9.8 4.0 4.0 14.0 1.9 45* 20.01.2019 14:22 42.80 46.32 6 3.3 3.1 9.6 5.6 3.9 13.8 1.8 46 24.03.2019 20:37 44.34 43.45 11 3.2 3.4 9.8 5.1 3.9 14.4 1.7 47 01.04.2019 17:34 42.06 45.97 20 3.5 9.9 5.3 3.7 14.4 2.9 50* 21.05.2019 1:10 44.02 42.81 1 3.8 3.4 10.3 3.4 4.1 1.6 6 5.1 2.0 3.8 14.1 3.6 3.1 9.7 3.5 3.8 13.7 3.0 3.0 3.1 9.1 13.6 3.8 3.1 9.0 1.4 1.4 2.9 3.5 1.6 1.1	42	08.11.2019 21:52	42.80	46.34	6	3.1	3.2	9.5	4.7	3.7	13.8	1.9
4420.01.2019 11:3042.8046.3263.33.39.84.04.014.01.945*20.01.2019 14:2242.8046.3263.33.19.65.63.913.81.84624.03.2019 20:3744.3443.45113.23.49.85.13.914.12.94701.04.2019 17:3442.0645.97203.53.69.85.23.914.41.74818.04.2019 1:1243.4445.39283.33.59.95.33.714.42.950*21.05.2019 1:1944.0242.8113.83.410.33.44.1114.22.950*21.05.2019 1:20643.3241.41123.23.39.84.23.814.13.65120.06.2019 7:5843.2146.1773.33.19.73.53.813.73.05223.07.2019 2:2644.1639.67123.03.09.113.63.853*19.08.2019 13:2443.9739.8173.73.410.33.54.1114.12.45504.11.2019 15:2242.5047.79273.43.49.9-3.914.12.657*26.01.2020 1:0142.7144.12174.04.111.1-4.2215.02.066 <td>43*</td> <td>20.01.2019 10:10</td> <td>42.80</td> <td>46.32</td> <td>7</td> <td>3.6</td> <td>3.5</td> <td>10.2</td> <td>_</td> <td>4.1</td> <td>14.4</td> <td>1.6</td>	43*	20.01.2019 10:10	42.80	46.32	7	3.6	3.5	10.2	_	4.1	14.4	1.6
45* 20.01.2019 14:22 42.80 46.32 6 3.3 3.1 9.6 5.6 3.9 13.8 1.8 46 24.03.2019 20:37 44.34 43.45 11 3.2 3.4 9.8 5.1 3.9 14.1 2.9 47 01.04.2019 17:34 42.06 45.97 20 3.5 3.6 9.8 5.2 3.9 14.4 1.7 48 18.04.2019 1:12 43.44 45.39 28 3.3 3.5 9.9 5.3 3.7 14.4 2.7 49 17.05.2019 1:206 43.32 41.41 12 3.2 3.3 9.8 4.2 3.8 14.1 3.6 50* 21.05.2019 12:26 44.16 39.67 12 3.0 3.0 9.1 - - 13.6 3.8 53* 19.08.2019 12:26 43.55 44.99 11 3.4 3.4 9.9 - 3.9 14.1 2.6 54 22.08.2019 8:34 43.20 46.16 12 3.3 3.1 10.0 3.5	44	20.01.2019 11:30	42.80	46.32	6	3.3	3.3	9.8	4.0	4.0	14.0	1.9
4624.03.2019 20:3744.3443.45113.23.49.85.13.914.12.94701.04.2019 17:3442.0645.97203.53.69.85.23.914.41.74818.04.2019 11:1243.4445.39283.33.59.95.33.714.42.74917.05.2019 12:0643.3241.41123.23.39.84.23.814.13.65120.06.2019 7:5843.2146.1773.33.19.73.53.813.73.05223.07.2019 2:2644.1639.67123.03.09.113.63.853*19.08.2019 12:2643.5544.99113.43.49.9-3.914.12.65422.08.2019 8:3443.2046.16123.33.310.03.54.114.12.45504.11.2019 15:2242.5047.79273.43.49.84.13.914.22.95618.12.2019 13:2443.9739.8173.73.410.33.54.014.13.657*26.01.2020 21:0142.7144.12174.04.111.1-4.215.22.758*06.02.2020 15:2543.2046.0363.03.19.5-3.713.73.560* <td< td=""><td>45*</td><td>20.01.2019 14:22</td><td>42.80</td><td>46.32</td><td>6</td><td>3.3</td><td>3.1</td><td>9.6</td><td>5.6</td><td>3.9</td><td>13.8</td><td>1.8</td></td<>	45*	20.01.2019 14:22	42.80	46.32	6	3.3	3.1	9.6	5.6	3.9	13.8	1.8
4701.04.2019 17:3442.0645.97203.53.69.85.23.914.41.74818.04.2019 1:1243.4445.39283.33.59.95.33.714.42.74917.05.2019 1:1944.0242.8113.83.410.33.44.114.22.950*21.05.2019 1:20643.3241.41123.23.39.84.23.814.13.65120.06.2019 7:5843.2246.1773.33.19.73.53.813.73.05223.07.2019 2:2644.1639.67123.03.09.113.63.853*19.08.2019 12:2643.5544.99113.43.49.9-3.914.12.65422.08.2019 8:3443.2046.16123.33.310.03.54.114.12.45504.11.2019 15:2242.5047.79273.43.49.84.13.914.22.95618.12.2019 13:2443.9739.8173.73.410.33.54.014.13.657*26.01.2020 1:0142.7144.12174.04.111.1-4.215.22.758*06.02.2020 1:5243.2046.0363.03.19.5-3.713.73.56015.	46	24.03.2019 20:37	44.34	43.45	11	3.2	3.4	9.8	5.1	3.9	14.1	2.9
4818.04.2019 1:1243.4445.39283.33.59.95.33.714.42.74917.05.2019 1:1944.0242.8113.83.410.33.44.114.22.950*21.05.2019 12:0643.3241.41123.23.39.84.23.814.13.65120.06.2019 7:5843.2146.1773.33.19.73.53.813.73.05223.07.2019 2:2644.1639.67123.03.09.113.63.853*19.08.2019 12:2643.5544.99113.43.49.9-3.914.12.65422.08.2019 8:3443.2046.16123.33.310.03.54.114.12.45504.11.2019 15:2242.5047.79273.43.49.84.13.914.22.95618.12.2019 13:2443.9739.8173.73.410.33.54.014.13.657*26.01.2020 15:2543.2046.0363.03.19.5-3.713.73.559*06.02.2020 15:2543.2046.0363.03.19.5-3.713.73.46015.03.2020 5:3644.5537.18223.83.910.8-4.215.02.061* <td>47</td> <td>01.04.2019 17:34</td> <td>42.06</td> <td>45.97</td> <td>20</td> <td>3.5</td> <td>3.6</td> <td>9.8</td> <td>5.2</td> <td>3.9</td> <td>14.4</td> <td>1.7</td>	47	01.04.2019 17:34	42.06	45.97	20	3.5	3.6	9.8	5.2	3.9	14.4	1.7
4917.05.20191:1944.0242.8113.83.410.33.44.114.22.950*21.05.201912:0643.3241.41123.23.39.84.23.814.13.65120.06.20197:5843.2146.1773.33.19.73.53.813.73.05223.07.20192:2644.1639.67123.03.09.113.63.853*19.08.201912:2643.5544.99113.43.49.9-3.914.12.65422.08.20198:3443.2046.16123.33.310.03.54.114.12.45504.11.201915:2242.5047.79273.43.49.84.13.914.22.95618.12.201913:2443.9739.8173.73.410.33.54.014.13.657*26.01.202015:2543.2046.0363.03.19.5-3.713.73.558*06.02.202015:2543.1946.37203.33.39.63.43.814.12.56015.03.20205:3644.5537.18223.83.910.8-4.215.02.061*28.03.202021:3642.7246.3061 <td< td=""><td>48</td><td>18.04.2019 1:12</td><td>43.44</td><td>45.39</td><td>28</td><td>3.3</td><td>3.5</td><td>9.9</td><td>5.3</td><td>3.7</td><td>14.4</td><td>2.7</td></td<>	48	18.04.2019 1:12	43.44	45.39	28	3.3	3.5	9.9	5.3	3.7	14.4	2.7
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	49	17.05.2019 1:19	44.02	42.81	1	3.8	3.4	10.3	3.4	4.1	14.2	2.9
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	50*	21.05.2019 12:06	43.32	41.41	12	3.2	3.3	9.8	4.2	3.8	14.1	3.6
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	51	20.06.2019 7:58	43.21	46.17	7	3.3	3.1	9.7	3.5	3.8	13.7	3.0
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	52	23.07.2019 2:26	44.16	39.67	12	3.0	3.0	9.1	_	_	13.6	3.8
54 $22.08.2019 8:34$ 43.20 46.16 12 3.3 3.3 10.0 3.5 4.1 14.1 2.4 55 $04.11.2019 15:22$ 42.50 47.79 27 3.4 3.4 9.8 4.1 3.9 14.2 2.9 56 $18.12.2019 13:24$ 43.97 39.81 7 3.7 3.4 10.3 3.5 4.0 14.1 3.6 $57*$ $26.01.2020 21:01$ 42.71 44.12 17 4.0 4.1 11.1 $ 4.2$ 15.2 2.7 $58*$ $06.02.2020 15:25$ 43.20 46.03 6 3.0 3.1 9.5 $ 3.7$ 13.7 3.5 $59*$ $06.03.2020 13:22$ 41.97 46.37 20 3.3 3.3 9.6 3.4 3.8 14.1 2.5 60 $15.03.2020 5:36$ 44.55 37.18 22 3.8 3.9 10.8 $ 4.2$ 15.0 2.0 $61*$ $28.03.2020 2:26$ 43.15 46.23 6 3.2 3.2 9.9 3.6 4.11 13.9 3.4 62 $02.04.2020 11:32$ 42.95 45.60 53 2.6 3.0 8.7 3.6 3.4 13.6 4.5 $63*$ $06.04.2020 11:32$ 42.72 46.30 61 3.2 3.6 9.7 4.1 3.7 14.4 3.9 64 $17.04.2020 17:45$ 42.72 46.30 61 3.2 3	53*	19.08.2019 12:26	43.55	44.99	11	3.4	3.4	9.9	_	3.9	14.1	2.6
55 $04.11.201915:22$ 42.50 47.79 27 3.4 3.4 9.8 4.1 3.9 14.2 2.9 56 $18.12.201913:24$ 43.97 39.81 7 3.7 3.4 10.3 3.5 4.0 14.1 3.6 $57*$ $26.01.202021:01$ 42.71 44.12 17 4.0 4.1 11.1 $ 4.2$ 15.2 2.7 $58*$ $06.02.202015:25$ 43.20 46.03 6 3.0 3.1 9.5 $ 3.7$ 13.7 3.5 $59*$ $06.03.202013:22$ 41.97 46.37 20 3.3 3.3 9.6 3.4 3.8 14.1 2.5 60 $15.03.20205:36$ 44.55 37.18 22 3.8 3.9 10.8 $ 4.2$ 15.0 2.0 $61*$ $28.03.20202:26$ 43.15 46.23 6 3.2 3.2 9.9 3.6 4.1 13.9 3.4 62 $02.04.20201:32$ 42.95 45.60 53 2.6 3.0 8.7 3.6 3.4 13.6 4.5 $63*$ $06.04.2020:1:32$ 42.95 45.60 53 2.6 3.0 8.7 3.6 3.4 13.6 4.5 $63*$ $06.04.2020:1:36$ 42.72 46.30 61 3.2 3.6 9.7 4.1 3.7 14.4 3.9 64 $17.04.2020:1:45$ 42.59 45.54 21 3.1 3.4	54	22.08.2019 8:34	43.20	46.16	12	3.3	3.3	10.0	3.5	4.1	14.1	2.4
56 18.12.2019 13:2443.9739.8173.73.410.33.54.014.13.6 57^* 26.01.2020 21:0142.7144.12174.04.111.1-4.215.22.7 58^* 06.02.2020 15:2543.2046.0363.03.19.5-3.713.73.5 59^* 06.03.2020 13:2241.9746.37203.33.39.63.43.814.12.56015.03.2020 5:3644.5537.18223.83.910.8-4.215.02.061*28.03.2020 2:2643.1546.2363.23.29.93.64.113.93.46202.04.2020 11:3242.9545.60532.63.08.73.63.413.64.563*06.04.2020 21:3642.7246.30613.23.69.74.13.714.43.96417.04.2020 17:4542.5945.54213.13.49.53.43.814.13.665*20.04.2020 12:5342.1146.28203.33.49.63.74.014.23.16621.04.2020 6:0841.8545.98283.63.810.6-4.214.72.56723.04.2020 1:5241.9948.68553.63.710.43.83.814.74.9 <t< td=""><td>55</td><td>04.11.2019 15:22</td><td>42.50</td><td>47.79</td><td>27</td><td>3.4</td><td>3.4</td><td>9.8</td><td>4.1</td><td>3.9</td><td>14.2</td><td>2.9</td></t<>	55	04.11.2019 15:22	42.50	47.79	27	3.4	3.4	9.8	4.1	3.9	14.2	2.9
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	56	18.12.2019 13:24	43.97	39.81	7	3.7	3.4	10.3	3.5	4.0	14.1	3.6
$\begin{array}{rrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrr$	57*	26.01.2020 21:01	42.71	44.12	17	4.0	4.1	11.1	_	4.2	15.2	2.7
59^* $06.03.2020 13:22$ 41.97 46.37 20 3.3 3.3 9.6 3.4 3.8 14.1 2.5 60 $15.03.2020 5:36$ 44.55 37.18 22 3.8 3.9 10.8 - 4.2 15.0 2.0 61^* $28.03.2020 2:26$ 43.15 46.23 6 3.2 3.2 9.9 3.6 4.1 13.9 3.4 62 $02.04.2020 11:32$ 42.95 45.60 53 2.6 3.0 8.7 3.6 3.4 13.6 4.5 63^* $06.04.2020 21:36$ 42.72 46.30 61 3.2 3.6 9.7 4.1 3.7 14.4 3.9 64 $17.04.2020 17:45$ 42.72 46.30 61 3.2 3.6 9.7 4.1 3.7 14.4 3.9 64 $17.04.2020 17:45$ 42.59 45.54 21 3.1 3.4 9.5 3.4 3.8 14.1 3.6 65^* $20.04.2020 12:53$ 42.11 46.28 20 3.3 3.4 9.6 3.7 4.0 14.2 3.1 66 $21.04.2020 6:08$ 41.85 45.98 28 3.6 3.8 10.6 - 4.2 14.7 2.5 67 $23.04.2020 1:52$ 41.99 48.68 55 3.6 3.7 10.4 3.8 3.8 14.7 4.9 68 $02.05.2020 16:05$ 42.77 46.58 6 3.4 $3.$	58*	06.02.2020 15:25	43.20	46.03	6	3.0	3.1	9.5	_	3.7	13.7	3.5
60 15.03.2020 5:3644.5537.18223.83.910.8-4.215.02.0 61^* 28.03.2020 2:2643.1546.2363.23.29.93.64.113.93.4 62 02.04.2020 11:3242.9545.60532.63.08.73.63.413.64.5 63^* 06.04.2020 21:3642.7246.30613.23.69.74.13.714.43.9 64 17.04.2020 17:4542.5945.54213.13.49.53.43.814.13.6 65^* 20.04.2020 12:5342.1146.28203.33.49.63.74.014.23.1 66 21.04.2020 6:0841.8545.98283.63.810.6-4.214.72.5 67 23.04.2020 1:5241.9948.68553.63.710.43.83.814.74.9 68 02.05.2020 16:0542.7746.5863.43.59.8-4.014.32.1 70 18.05.2020 7:2443.9243.07103.13.19.74.34.013.75.0 71 23.05.2020 12:3342.7744.69193.73.710.7-4.114.73.0 73^* 01.06.2020 13:2545.0337.6173.63.59.9-3.914.42.8<	59*	06.03.2020 13:22	41.97	46.37	20	3.3	3.3	9.6	3.4	3.8	14.1	2.5
61^* $28.03.20202:26$ 43.15 46.23 6 3.2 3.2 9.9 3.6 4.1 13.9 3.4 62 $02.04.202011:32$ 42.95 45.60 53 2.6 3.0 8.7 3.6 3.4 13.6 4.5 63^* $06.04.202021:36$ 42.72 46.30 61 3.2 3.6 9.7 4.1 3.7 14.4 3.9 64 $17.04.202017:45$ 42.59 45.54 21 3.1 3.4 9.5 3.4 3.8 14.1 3.6 65^* $20.04.202012:53$ 42.11 46.28 20 3.3 3.4 9.6 3.7 4.0 14.2 3.1 66 $21.04.20206:08$ 41.85 45.98 28 3.6 3.8 10.6 $ 4.2$ 14.7 2.5 67 $23.04.20201:52$ 41.99 48.68 55 3.6 3.7 10.4 3.8 3.8 14.7 4.9 68 $02.05.202016:05$ 42.77 46.58 6 3.4 3.5 9.8 $ 4.0$ 14.3 2.1 70 $18.05.20207:24$ 43.92 43.07 10 3.1 3.1 9.7 4.3 4.0 13.7 5.0 71 $23.05.202012:33$ 42.77 44.69 19 3.7 3.7 10.7 $ 4.1$ 14.7 3.0 72 $24.05.202012:33$ 42.77 44.69 19 3.7 3.7	60	15.03.2020 5:36	44.55	37.18	22	3.8	3.9	10.8	_	4.2	15.0	2.0
62 $02.04.2020 11:32$ 42.95 45.60 53 2.6 3.0 8.7 3.6 3.4 13.6 4.5 63^* $06.04.2020 21:36$ 42.72 46.30 61 3.2 3.6 9.7 4.1 3.7 14.4 3.9 64 $17.04.2020 17:45$ 42.59 45.54 21 3.1 3.4 9.5 3.4 3.8 14.1 3.6 65^* $20.04.2020 12:53$ 42.11 46.28 20 3.3 3.4 9.6 3.7 4.0 14.2 3.1 66 $21.04.2020 6:08$ 41.85 45.98 28 3.6 3.8 10.6 $ 4.2$ 14.7 2.5 67 $23.04.2020 1:52$ 41.99 48.68 55 3.6 3.7 10.4 3.8 3.8 14.7 4.9 68 $02.05.2020 16:05$ 42.77 46.58 6 3.4 3.5 9.8 $ 4.0$ 14.3 2.1 70 $18.05.2020 14:51$ 43.12 46.65 11 3.8 3.9 10.7 4.3 4.0 13.7 5.0 71 $23.05.2020 12:33$ 42.77 44.69 19 3.7 3.7 10.1 $ 3.9$ 14.6 2.6 72 $24.05.2020 12:33$ 42.77 44.69 19 3.7 3.7 10.7 $ 4.1$ 14.7 3.0 71 $23.05.2020 19:32$ 43.30 44.92 11 3.5 3	61*	28.03.2020 2:26	43.15	46.23	6	3.2	3.2	9.9	3.6	4.1	13.9	3.4
63^* 06.04.2020 21:3642.7246.30613.23.69.74.13.714.43.96417.04.2020 17:4542.5945.54213.13.49.53.43.814.13.665*20.04.2020 12:5342.1146.28203.33.49.63.74.014.23.16621.04.2020 6:0841.8545.98283.63.810.6-4.214.72.56723.04.2020 1:5241.9948.68553.63.710.43.83.814.74.96802.05.2020 16:0542.7746.5863.43.59.8-4.014.32.16913.05.2020 14:5143.1246.65113.83.910.74.34.115.02.17018.05.2020 7:2443.9243.07103.13.19.74.34.013.75.07123.05.2020 19:3243.3044.92113.53.710.1-3.914.62.67224.05.2020 12:3342.7744.69193.73.710.7-4.114.73.073*01.06.2020 13:2545.0337.6173.63.59.9-3.914.42.87424.07.2020 12:3842.9148.15163.23.49.5-3.914.14.5 <td>62</td> <td>02.04.2020 11:32</td> <td>42.95</td> <td>45.60</td> <td>53</td> <td>2.6</td> <td>3.0</td> <td>8.7</td> <td>3.6</td> <td>3.4</td> <td>13.6</td> <td>4.5</td>	62	02.04.2020 11:32	42.95	45.60	53	2.6	3.0	8.7	3.6	3.4	13.6	4.5
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	63*	06.04.2020 21:36	42.72	46.30	61	3.2	3.6	9.7	4.1	3.7	14.4	3.9
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	64	17.04.2020 17:45	42.59	45.54	21	3.1	3.4	9.5	3.4	3.8	14.1	3.6
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	65*	20.04.2020 12:53	42.11	46.28	20	3.3	3.4	9.6	3.7	4.0	14.2	3.1
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	66	21.04.2020 6:08	41.85	45.98	28	3.6	3.8	10.6	_	4.2	14.7	2.5
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	67	23.04.2020 1:52	41.99	48.68	55	3.6	3.7	10.4	3.8	3.8	14.7	4.9
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	68	02.05.2020 16:05	42.77	46.58	6	3.4	3.5	9.8	_	4.0	14.3	2.1
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	69	13.05.2020 14:51	43.12	46.65	11	3.8	3.9	10.7	4.3	4.1	15.0	2.1
71 23.05.2020 19:32 43.30 44.92 11 3.5 3.7 10.1 - 3.9 14.6 2.6 72 24.05.2020 12:33 42.77 44.69 19 3.7 3.7 10.7 - 4.1 14.7 3.0 73* 01.06.2020 13:25 45.03 37.61 7 3.6 3.5 9.9 - 3.9 14.4 2.8 74 24.07.2020 12:38 42.91 48.15 16 3.2 3.4 9.5 - 3.9 14.1 4.5	70	18.05.2020 7:24	43.92	43.07	10	3.1	3.1	9.7	4.3	4.0	13.7	5.0
72 24.05.2020 12:33 42.77 44.69 19 3.7 3.7 10.7 - 4.1 14.7 3.0 73* 01.06.2020 13:25 45.03 37.61 7 3.6 3.5 9.9 - 3.9 14.4 2.8 74 24.07.2020 12:38 42.91 48.15 16 3.2 3.4 9.5 - 3.9 14.1 4.5	71	23.05.2020 19:32	43.30	44.92	11	3.5	3.7	10.1	_	3.9	14.6	2.6
73* 01.06.2020 13:25 45.03 37.61 7 3.6 3.5 9.9 - 3.9 14.4 2.8 74 24.07.2020 12:38 42.91 48.15 16 3.2 3.4 9.5 - 3.9 14.1 4.5	72	24.05.2020 12:33	42.77	44.69	19	3.7	3.7	10.7	_	4.1	14.7	3.0
74 24.07.2020 12:38 42.91 48.15 16 3.2 3.4 9.5 - 3.9 14.1 4.5	73*	01.06.2020 13:25	45.03	37.61	7	3.6	3.5	9.9	_	3.9	14.4	2.8
	74	24.07.2020 12:38	42.91	48.15	16	3.2	3.4	9.5	_	3.9	14.1	4.5

75*	18.08.2020 11:50	42.37	43.69	6	3.6	3.6	10.5	3.1	4.1	14.5	2.0
76*	01.09.2020 0:59	44.00	39.14	8	4.0	3.8	10.8	-	4.3	14.7	3.2
77	15.09.2020 14:51	42.48	45.91	9	3.4	3.5	10.0	-	3.9	14.3	3.2
78	04.10.2020 11:39	41.84	49.67	31	3.3	3.4	9.6	_		14.2	3.5
79	22.10.2020 12:53	41.13	47.92	6	3.6	3.5	10.0	_	4.3	14.3	2.5
80	03.11.2020 12:16	42.00	49.07	24	4.7	4.5	12.3	3.8	4.6	15.8	3.0
81*	04.11.2020 17:09	42.44	43.34	6	3.7	3.7	10.8	-	4.2	14.6	1.9
82	11.11.2020 9:29	42.59	48.38	32	3.4	3.5	9.9	3.5	3.8	14.3	3.7
83	03.12.2020 22:03	43.39	45.27	28	3.6	3.9	10.5	4.0	3.9	14.9	2.1
84	04.12.2020 13:25	41.55	48.07	42	3.2	3.4	9.6	_	_	14.2	3.3
85	12.12.2020 14:54	44.69	37.34	28	3.8	3.8	10.5	_	4.3	14.8	3.0
86	12.12.2020 21:29	43.03	45.54	20	4.8	4.7	12.5	3.6	4.7	16.2	1.7
87*	12.12.2020 23:50	43.02	45.55	11	4.0	4.0	10.8	3.7	4.1	15.1	2.1
88*	13.12.2020 11:34	43.02	45.50	20	4.5	4.5	11.8	3.3	4.8	15.8	2.6
89	14.12.2020 0:14	43.02	45.53	16	3.2	3.5	9.8	3.7	3.9	14.3	1.9
90	14.12.2020 10:32	44.60	37.36	34	3.2	3.5	9.3	_	3.8	14.3	2.5
91*	20.12.2020 18:36	43.33	45.88	12	3.3	3.6	9.7	3.2	3.9	14.4	2.7
92	22.12.2020 13:21	43.00	45.52	20	3.2	3.4	9.5	3.5	3.6	14.2	2.8
93*	23.12.2020 2:52	43.06	45.21	6	3.3	3.5	10.3	_	3.9	14.3	2.1
94	23.12.2020 16:01	43.01	45.58	11	3.2	3.3	9.7	_	3.7	14.1	3.0
95*	02.01.2021 22:07	41.89	48.37	64	4.0	4.0	10.9	3.7	4.2	15.0	3.5
96	07.01.2021 9:49	42.75	46.14	70	3.4	3.6	9.6	3.9	3.8	14.5	2.0
97	08.01.2021 13:56	43.44	45.99	6	3.1	3.4	10.0	4.4	3.8	14.1	3.7
98*	09.01.2021 4:59	41.82	45.81	20	3.7	3.6	10.5	_	4.1	14.4	1.9
99*	02.03.2021 0:56	41.96	47.91	10	3.0	3.1	9.5	3.3	3.7	13.7	3.2
100	13.03.2021 9:46	42.53	43.39	5	3.8	3.8	10.7	_	4.3	14.7	1.5
101*	13.03.2021 10:55	42.53	43.39	5	3.5	3.3	10.2	3.8	3.9	14.0	2.7
102	13.03.2021 22:15	44.69	37.46	29	3.0	3.3	9.5	4.5	3.6	14.0	3.9
103	15.03.2021 15:25	42.55	43.44	9	3.4	3.5	10.0	3.3	4.0	14.4	1.4
104*	30.03.2021 21:54	42.58	46.19	53	3.3	3.6	9.7	3.5	3.9	14.5	3.4
105	03.04.2021 8:48	42.88	46.44	4	3.5	3.7	9.9	-	3.9	14.5	0.9
106*	06.04.2021 20:00	43.18	45.28	18	3.9	3.9	10.6	3.4	4.0	15.0	2.7
107	18.04.2021 10:58	44.72	37.52	29	2.8	3.3	9.1	_	3.3	14.0	3.3
108*	26.04.2021 1:02	43.06	47.00	11	3.5	3.5	10.5	_	3.9	14.9	1.8
109	28.06.2021 16:53	43.13	46.24	6	4.1	4.2	10.3	4.0	4.3	15.3	0.8
110	02.07.2021 9:04	43.22	46.01	85	3.0	3.4	9.9	3.1	3.7	14.2	4.8
111*	11.07.2021 5:14	43.53	45.17	19	3.5	3.8	10.5	3.4	4.0	14.8	1.4
112	11.07.2021 18:16	43.17	46.17	14	3.8	4.0	10.7	3.5	4.0	15.1	1.5
113*	28.07.2021 0:41	42.51	46.57	50	5.0	4.6	12.4	_	4.7	16.0	3.0
114*	03.09.2021 3:34	42.15	45.98	11	4.8	4.4	12.4	4.0	4.8	15.7	2.3
115	05.09.2021 23:36	44.57	38.21	37	3.2	3.4	9.6	_	—	14.1	4.4
116	11.09.2021 6:33	44.45	36.81	15	3.2	3.4	9.0	3.6	3.2	14.1	4.1
117	26.09.2021 15:07	42.51	43.43	5	3.3	3.4	9.8	3.4	3.8	14.2	1.0
118	27.09.2021 11:00	43.11	46.41	10	3.4	3.6	9.7	3.3	3.8	14.5	1.9

119	27.09.2021 17:26	43.12	46.41	11	3.3	3.4	9.9	3.4	4.0	14.2	1.9
120	20.10.2021 4:45	43.02	45.54	13	4.7	4.7	12.1	_	4.9	16.1	1.5
121*	24.10.2021 15:17	42.72	46.21	58	3.3	3.5	9.8	3.8	4.0	14.3	3.1
122	01.11.2021 10:16	43.66	45.43	16	3.2	3.7	9.6	4.6	3.8	15.2	1.1
123	04.11.2021 9:50	42.50	43.41	11	3.3	3.6	9.8	_	3.8	14.5	1.2
124	15.11.2021 0:16	43.01	45.53	23	3.5	3.6	10.0	_	3.8	14.5	2.6
125*	02.12.2021 23:22	42.93	47.05	7	4.0	4.0	11.0	_	4.2	15.1	1.6
126	07.12.2021 3:38	41.79	46.86	51	3.4	3.6	9.6	3.6	3.9	14.4	2.2
127	15.12.2021 22:54	43.30	38.28	18	3.1	3.3	9.6	_	_	14.0	3.1