

Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли

На правах рукописи

ОРУНБАЕВ Сагынбек Жолчуевич

**СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДОВ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ
ОПАСНОСТИ НА ПРИМЕРЕ РЯДА РАЙОНОВ КИРГИЗИИ**

Специальность 25.00.10 – Геофизика, геофизические методы
поисков полезных ископаемых

Диссертация
на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель
д.ф.-м.н. Родкин М.В.

Москва – 2018

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	9
ГЛАВА 1. ПРОБЛЕМЫ СОВРЕМЕННОГО РАСЧЕТА КАРТ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И УЧЕТА ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ.....	16
1.1 Постановка вопроса.....	16
1.2 Анализ соотношения между представлениями карт сейсмической опасности в терминах интенсивности и величин ускорения.....	18
1.3 Уточнение величин сейсмической опасности. Методики площадных оценок величин PGV и грунтовых свойств.....	42
Выводы.....	45
ГЛАВА 2. МЕТОДИКА И ОПЫТ ПЛОЩАДНЫХ МАРШРУТНЫХ ОЦЕНОК ВЕЛИЧИН PGV ПО МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ...	47
2.1 Метод оценки значений PGV, основные положения.....	47
2.2 Верификация метода оценки PGV по макросейсмическим данным...	51
2.3 Результаты площадных исследований в районе планируемого сооружения каскада Верхне-Нарынских ГЭС.....	60
Выводы.....	65
ГЛАВА 3. АНАЛИЗ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ЗАПИСЕЙ ДЛЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ.....	66
3.1 Методы микросейсмического зондирования.....	68
3.2 Оценка сайт-эффекта г. Бишкек.....	74
3.3 Сайт эффект оценка г. Каракол.....	90
3.4 Сайт эффект оценка г. Нарын.....	94
Выводы.....	114
ГЛАВА 4. САЙТ-ЭФФЕКТ ПО МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ - РАСШИРЕНИЕ ПО ПЛОЩАДИ, ОГРАНИЧЕНИЕ ПО АМПЛИТУДАМ ВОЗДЕЙСТВИЯ.....	115

4.1	Связь величин локального наклона местности с сейсмическим строением грунтовой толщи.....	115
4.2	Микросейсмические и вибро-сейсмические испытания, результаты, сравнение.....	124
	Выводы.....	133
	ОБЩИЕ ВЫВОДЫ.....	134
	Приложение.....	137
	БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК.....	138

Список таблиц

1. Таблица 1.1 Определение классов грунта А,В,С,Д,Е IBC-2006 США на основе средней скорости V_s в верхнем слое толщиной 30 м.
2. Таблица 1.2 Грунтовые коэффициенты F_a для вариантов класса грунта А,В,С,Д,Е США и вариантов спектральных амплитуд $S_s = S_sB$ для скального грунта класса В.
3. Таблица 1.3 Грунтовые коэффициенты S для вариантов класса грунта A_e, B_e, C_e, D_e по Еврокод-8 для спектров Тип 1 (основной) и Тип 2 (малые магнитуды)
4. Таблица 1.4 Грунтовые коэффициенты пересчитанные из таблицы 2.4 норм МСН2002
5. Таблица 2.1 Полученные методом смещения скальных отдельностей оценки PGV и азимуты смещений для Сусамырского землетрясения
6. Таблица 2.2 Сильнейшие известные землетрясения исследуемого района
7. Таблица 3.1 Природа и структура поля шумов
8. Таблица 3.2 Каталог землетрясений с $M \geq 5$ горного обрамления Нарынской впадины
9. Таблица 3.3 Географические координаты сейсмостанций на территории г. Нарын
10. Таблица 3.4 Список параметров зарегистрированных землетрясений
11. Таблица 4.1 Интервалы величин V_s30 и наклонов местности для тектонически активных областей
12. Таблица 4.2 Резонансные частоты грунтовой толщи и здания по данным сильного искусственного вибровоздействия и по результатам анализа микросейсм

Список рисунков

1. Рисунок 1.1. Варианты зависимости $a(I)$ наблюдаемых максимальных горизонтальных ускорений (ордината) от сейсмической интенсивности по шкале MSK64.
2. Рисунок 1.2. Поведение значений A норм США в зависимости от аргумента «номер категории грунта»
3. Рисунок 1.3. Ход значений A норм МСН-2002 в зависимости от аргумента «номер категории грунта»
4. Рисунок 2.1. Фотографии субгоризонтальных смещений скальных отдельностей блоков
5. Рисунок 2.2. Набор моделей сейсмогенных смещений скальных блоков
6. Рисунок 2.3. Расположение оцененных величин PGV в окрестностях Сусамырского землетрясения
7. Рисунок 2.4. Гистограмма распределения азимутов направлений смещения скальных отдельностей при Сусамырском землетрясении.
8. Рисунок 2.5. Схема расположения поворотов скальных отдельностей и иных объектов в области Сусамырского землетрясения.
9. Рисунок 2.6. Схема распределения оцененных значений PGV для Кеминского землетрясения
10. Рисунок 2.7. Связь оцененных для Кеминского землетрясения значений PGV с объемом сместившихся пород
11. Рисунок 2.8. Трехмерная топографическая модель территории (1-arcsec) Нарынской области
12. Рисунок 2.9. Примеры разрушения и смещения скальных отдельностей в бассейне реки Нарын.
13. Рисунок 2.10. Пример возможных сейсмических дислокаций в мягких породах в траншейной стенке
14. Рисунок 2.11. Карта-схема средних значений PGV для района сооружения Верхненарынского каскада ГЭС
15. Рисунок 3.1. Частотные характеристики микросейсм.
16. Рисунок 3.2. Спектральная плотность мощности 10-ти минутных отрезков записи датчиком Mark-L4c-3D
17. Рисунок 3.3. Изотропное волновое поле: волны со всех сторон с различной энергией
18. Рисунок 3.4. Фазовые скорости и групповые скорости
19. Рисунок 3.5. Рассчитанная автокорреляция (двумерном распространении волн)
20. Рисунок 3.6. Пространственная автокорреляция
21. Рисунок 3.7. Расположение временной сети сейсмических станций (сплошные треугольники и квадраты) и пунктов (залитые кружки), где производились 30-ти минутные записи шумов одной станцией в г. Бишкек.

22. Рисунок 3.8. Графики изменения значений спектральных отношений, характеризующие усиление колебаний на некоторых частотах. 1-й столбец слева - HVSR для землетрясений, 2-й столбец - HVSR для сейсмических шумов, третий столбец – SSR для горизонтальных составляющих записей землетрясений и последний столбец - SSR для вертикальных составляющих землетрясений.
23. Рисунок 3.9. Карта фундаментальных резонансных частот г. Бишкек (Кыргызстан). Крестиками указаны участки, где были проведены измерения сейсмических шумов одной станцией.
24. Рисунок 3.10 Карта г. Бишкек, отображающая участки измерений и геологию поверхности
25. Рисунок 3.11 Логарифмическое среднее значение SSR для временных станций.
26. Рисунок 3.12 Пространственное распределение SSR для разных диапазонов частот
27. Рисунок 3.13 Результаты анализа для участка VI08 (ЦАИИЗ).
28. Рисунок 3.14 Результаты анализа записей массивов станций на разных участках г. Бишкек.
29. Рисунок 3.15. Расположение временной сейсмической сети станций в г. Каракол. Разные объекты видны в легенде.
30. Рисунок 3.16. Спектральные коэффициенты для станции КА02 на основе разных составляющих и методов
31. Рисунок 3.17. Усиление подземных толчков на участках для станции КА07 в северной части города вблизи озера Иссык-Куль.
32. Рисунок 3.18. Результаты анализа массивов в г. Каракол для различных участков
33. Рисунок 3.19. Карта резонансных частот для г. Каракол, определенных на основе Н/У спектральных коэффициентов сейсмических шумов
34. Рисунок 3.20. Карта эпицентров сильных землетрясений с $M \geq 5$ ($K \geq 13$, $I_0 \geq 5-6$ баллов) и разломы из работы [29]
35. Рисунок 3.21. Карта районов ожидаемых землетрясений на территории Нарынской области на период 2011-2020 гг.
36. Рисунок 3.22. Карта сейсмического микрорайонирования территории города Нарын
37. Рисунок 3.23. Фотодокумент установки сейсмостанции для проведения мобильных измерений
38. Рисунок 3.24 Карта размещения современных сейсмостанций, установленных в бункерах
39. Рисунок 3.25а). Схема определения спектрального отношения между двумя близкими станциями, б) Схема спектрального отношения без опорной точки
40. Рисунок 3.26 Карта размещения пунктов измерения сейсмических шумов
41. Рисунок 3.27.А Карта расположения полигонов площадных измерений
42. Рисунок 3.27.Б Данные об эпицентрах (указаны в виде кружков) землетрясений, использованных для обработки сейсмических записей по методике сайт-эффектов

43. Рисунок 3.28 Фрагменты карты мощности поверхностных отложений и глубины залегания фундамента. а) западная часть города, изолиний с глубиной фундамента (единица измерения - фут), б) восточная часть города, изолиний с глубиной фундамента (единица измерения - фут) территории города Нарын.
44. Рисунок 3.29 Результаты обработки данных инверсии площадных измерений, полученных группой сейсмостанций на полигоне Кампус УЦА
45. Рисунок 3.30 Результаты обработки данных инверсии площадных измерений, полученных группой сейсмостанций на центральном полигоне Стадион
46. Рисунок 3.31 Результаты обработки данных инверсии площадных измерений, полученных группой сейсмостанций на полигоне городской аэропорт
47. Рисунок 3.32. Карта точечного распределения основной резонансной частоты
48. Рисунок 3.33 Карта мощности поверхностных отложений и глубины залегания фундамента
49. Рисунок 3.34 Карта распределения основной резонансной частоты колебаний частиц почва-грунт на территории г. Нарын
50. Рисунок 3.35 Карта интегрированных сайт-эффектов по трем видам сейсмических измерений, проведенных на территории города Нарын и его агломераций
51. Рисунок 4.1 Вычисленная топографическая кривизна по данным спутника srtm1 для города Нарын.
52. Рисунок 4.2 Схема покрытия поверхности Земли съемкой SRTM
53. Рисунок 4.3 Схема покрытия поверхности Земли съемкой SRTM Каждая ячейка сетки имеет размер 6 градусов и покрывает 36 квадратов данных SRTM
54. Рисунок 4.4 Корреляционная зависимость измеренных V_{s30} (м/с) от топографической кривизны (м/м) для активной тектонической области
55. Рисунок 4.5 Распределение V_{s30} скорости по территории города Нарын, с учетом модельных значений топографической кривизны местности
56. Рисунок 4.6. Исследуемый типовой дом в новостройке Ала-Тоо (пригород г. Бишкек)
57. Рисунок 4.7. Пример инструмента, используемого для исследования шума.
58. Рисунок 4.8. Использованная вибромашина модели LTC212
59. Рисунок 4.9 Пример записи коротких пачек вибровоздействий на фоне шума
60. Рисунок 4.10. Пример записи микросейсм на грунте (время в часах)
61. Рисунок 4.11. Пример отбраковки участков сейсмограммы с записями переходного типа в начале и конце записи цикла микросейсмического колебания.
62. Рисунок 4.12. Средние значения (синий график) и стандартные отклонения (серые кривые) спектров колебаний микросейсм минутной продолжительности
63. Рисунок 4.13. Спектр вибросейсмических колебаний в точках, в тех же точках, где проводились записи микросейсм.
64. Рисунок 4.14. Среднее (по трем сейсмоприемникам) значение спектрального отношения и разброс между датчиками на втором этаже и датчиком на грунте при записи микросейсмических колебаний

Список аббревиатур

- ВАСО – Вероятностный анализ сейсмической опасности (PSHA)
- ДСР – детальное сейсмическое микрорайонирования
- EMS-98 – Европейская макросейсмическая шкала
- МПАК - метод пространственной автокорреляции
- МСН-2002 - Межгосударственные Строительные Нормы и Правила
- МСР – сейсмическое микрорайонирование
- ОСР – общее сейсмическое микрорайонирование
- РОЗ - район ожидаемых землетрясений
- РСН 60-86 - Республиканские строительные нормы
- СНГ – Содружество Независимых Государств
- СНиП – Строительные нормы и правила
- DDA - discontinuous deformation analysis
- EMCA – Модель Землетрясении Центральной Азии
- ESAC – Расширенная пространственная автокорреляция
- GMPE - уравнения прогноза движения грунта (Ground motion prediction equation)
- GMT - Generic Mapping Tool
- GSHAP – Программа по оценке Глобальной Сейсмической опасности (Global Seismic Hazard Assessment Program)
- H/V - Отношение горизонтальной к вертикальной компонент записи
- HVSR – Спектральное отношение горизонтальной к вертикальной компонент записи
- IBC-2006 – Международные строительные нормы и правила (International Building Code)
- ISC – International seismological Center (Международный центр данных)
- MMSK-84 - Оценка интенсивности в баллах по магнитуде землетрясения и расстоянию до очага
- MSK-64 - Шкала интенсивности землетрясений Медведева — Шпонхойера — Карника
- NEHRP - National Earthquake Hazards Reduction Program
- NHVSR - спектральное отношение горизонтальной и вертикальной компонент записи сейсмического шума
- PGA – пиковое ускорение грунта,
- PGV – пиковая скорость грунта
- PGVEM - площадные макросейсмические исследования PGV
- PSD - спектральная плотность
- SPAC – Пространственная автокорреляция
- SRTM - Shuttle Radar Topographic Mission
- SSNM – измерения сейсмических шумов на одной станции (Single station noise measurements)
- SSR – Стандартное спектральное отношение
- Vs30 – осредненная скорость распространения поперечных волн в верхнем 30-ти метровом слое грунта

ВВЕДЕНИЕ

Величина сейсмической опасности определяется сейсмической активностью – в первую очередь, величиной максимально возможного сейсмического воздействия и локальными условиями. Принято представлять сейсмическую опасность картами общего (ОСР), детального (ДСР) и микрорайонирования (СМР). При этом такие карты в разных вариантах включают различные параметры. В СССР, России и странах СНГ принято представление карт сейсмической опасности в терминах величин сейсмической балльности (максимальное значение с повторяемостью 1 раз в T лет). Величины балльности по правилам СНиП пересчитываются в величины ожидаемых ускорений, которые затем и используются в инженерных расчетах.

Однако данные по недавно происшедшим, инструментально зарегистрированным, а часто также и с использованием данных по историческим землетрясениям не дают полного ответа на вопрос о величине сейсмической опасности ввиду редкой повторяемости сильных землетрясений. Красноречивым примером является мегаземлетрясения Тохоку магнитудой $M_w 9+$. Такие землетрясения ранее инструментально в Японии не регистрировались. Не были они известны и по известным каталогам исторических землетрясений Японии. Отсюда высота защитной стенки АЭС Хокусима не была рассчитана на такую волну цунами, что и привело к известной катастрофе. Еще более остро стоит проблема для Кыргызской Республики, которая не имеет каталогов инструментальной и исторической сейсмичности за столь длительные сроки, как Япония. Имеющиеся инструментальные данные дают общую схему сейсмической опасности, но они требуют уточнения и детализации.

Отсюда встают две задачи, в комплексе дающие возможность заметного продвижения в решении проблемы уточнения величин сейсмической опасности. Первая задача состоит в определении величин максимально возможного сейсмического воздействия, вторая в уточнении локального отклика на такое воздействие (определение так называемого сайт-эффекта, *site-effect*). Ошибка в определении максимально возможного воздействия (на основе данных о сильных землетрясениях, происшедших в областях, ранее полагавшихся слабосейсмичными) может достигать 2-3 баллов. Ошибка из-за недоучета локальных условий обычно составляет до 1 балла (в исключительных случаях до 1.5 балла).

В диссертации описываются и реализуются ряд новых подходов к оценке величин максимального сейсмического воздействия и сайт-эффекта.

Для территории Кыргызской Республики проблема уточнения оценки сейсмической опасности чрезвычайно актуальна, что обуславливается высоким уровнем сейсмической активности, краткостью достаточно полных сейсмических каталогов и интенсивным освоением территории. В представленной работе описываются и реализуются ряд новых подходов к оценке величины максимального сейсмического воздействия и сайт-эффекта для ряда районов Кыргызской Республики. Наиболее остро стоит вопрос о величинах максимальных сейсмических воздействий, так как инструментальные каталоги сейсмических воздействий достаточно коротки. Первая сейсмостанция на территории Киргизии была установлена в 1927 году, в 1950-1960 гг. было установлено еще четыре станции (Нарын, Пржевальск, Каджисай и Арал), в 1969-1980 гг. запускается региональная сеть аналоговых станций. Достаточно полная регистрация землетрясений, примерно с уровня $M \geq 2.2$ ($K \geq 8$) началась с 1991 года в связи с установкой телеметрической сети цифровых сейсмических станций KNET (10 станций). Принятая в настоящее время карта сейсмической опасности Киргизии базируется, в первую очередь, на данных, полученных этой системой наблюдений. Очевидно, что короткий срок сейсмических наблюдений не позволяет достаточно точно оценивать сейсмический режим сильных сейсмических событий. Более того, практически отсутствуют данные по сильным движениям, что затрудняет точную оценку величин затухания; и такая информация появится не скоро.

В то же время, особенно в связи с сооружением особо ответственных объектов типа плотин и быстрым ростом городов, остро встает вопрос уточнения возможных величин максимальных сейсмических воздействий. Для решения этого вопроса для района сооружения каскада Верхне-Нарынских ГЭС была применена методика (Родкин и др., 2012) по оценке величин PGV по макросейсмическим данным о предположительно сейсмогенных смещениях скальных блоков. Причем в нашей работе этот подход был впервые реализован в площадном маршрутном варианте без привязки к известным очагам произошедших сильных землетрясений (из-за отсутствия информации о сильных землетрясениях для района исследования), но с учетом данных о сети разломов и характера геоморфологии местности.

Уже отмечалось, что величина сейсмической опасности определяется величиной максимального сейсмического воздействия и грунтовыми условиями, способными заметно увеличить или уменьшить силу такого воздействия.

В рамках решения этой задачи в последнее время все большее внимание уделяется проблеме использования микросейсмического поля Земли в качестве основного зондирующего сигнала. Привлекательность использования микросейсм диктуется, в

основном, следующими обстоятельствами. Микросейсмический фон постоянно присутствует в каждой точке поверхности планеты и представлен в широкой полосе частот, что позволяет проводить исследования для широкого диапазона глубины грунтов и иных условий в любой точке поверхности Земли. При этом полевые измерения на основе поля микросейсм требуют существенно меньших затрат по сравнению с традиционными методами так как не требуют использования специальных источников сейсмических колебаний (редких естественных или дорогостоящих искусственных). Отметим, что при этом встает вопрос о возможной ограниченности метода, накладываемой малыми амплитудами сейсмических волн. В диссертационной работе приводится пример сравнения результатов, полученных при анализе микросейсм и эффектов, полученных при воздействии сильного искусственного источника.

При определении сайт-эффекта встает также задача получения площадных характеристик сайт-эффекта. Точечные микросейсмические наблюдения не позволяют, получать такие данные достаточно детально. С целью решения этой задачи использовано рекомендованное USGS регрессионное соотношение между средними значениями скорости распространения поперечных волн V_s в верхних 30 м разреза и доступными в интернете детальными локальными данными о значениях уклона местности. Общемировая регрессия была дополнена результатами наших микросейсмических наблюдений по бассейну Верхнего Нарына, и распространена на всю исследуемую территорию в области г. Нарын и проектируемого Верхне-Нарынского каскада ГЭС.

Цель работы

реализовать комплексное уточнение сейсмической опасности на основе оценок величин максимальных сейсмических воздействий и грунтовых условий.

Научная новизна работы

Продемонстрирована эффективность использованного набора методов для уточнения сейсмической опасности, в плане 1) определения сайт-эффекта и 2) уточнения величин возможных максимальных сейсмических воздействий. В методологическом отношении по уточнению интерпретации сейсмических наблюдений новизна работы заключается в том, что, а) применительно к анализу микросейсм впервые проведено моделирование процессов взаимодействия поверхностных волн Рэлея с неоднородностями строения породной толщи, б) разработана и реализована схема получения детальной модели пространственного

распределения скоростей V_{s30} на основе данных о наклонах рельефа и геоморфологии участка.

Практическая ценность работы состоит в следующем.

1. Получены новые карты сейсмической опасности ряда городских агломераций Киргизии в терминах основных резонансных частот грунтовой толщи.
2. Продемонстрирована возможность площадной оценки максимальных сейсмических воздействий (величин PGV) методом PGVEM
3. Дан пример ограниченности возможности использования микросейсм в качестве зондирующего сигнала по причине малости амплитуд микросейсм.
4. Предложенная модель формирования сигнала и новый подход к решению соответствующей обратной задачи могут быть использованы для развития метода микросейсмического зондирования с целью исследования глубинной структуры геологических объектов, поисков, разведки и мониторинга месторождений полезных ископаемых, оценки механических свойств подземных инженерных сооружений и решения иных задач.
5. Построен и реализован алгоритм решения задачи оценки прогнозного значения скорости V_{s30} , используя геоморфологические данные (детальную числовую модель рельефа). Программа реализована в виде скриптов на языке программирования awk с использованием пакета прикладных программ GMT. Созданный программный пакет обрабатывает радарные спутниковые данные и допускает развитие с целью обработки снимков высокого разрешения.

Личный вклад автора.

Определение целей диссертационной работы, постановка всех рассматриваемых задач, определение результатов, составляющих научную новизну и практическую ценность работы, были выполнены автором совместно с научным руководителем М.В. Родкином с учетом рекомендаций С. Паролая. Автор участвовал в создании карты резонансной характеристики грунта по городам Бишкек, Каракол и Нарын.

Математическая постановка прямой задачи, выбор методов ее решения, разработка вычислительных алгоритмов, их реализация в виде комплекса программ, проведение всех численных экспериментов и анализ полученных экспериментальных данных, а также

разработка нового подхода к модели формирования сигнала и постановка детерминированной и стохастической обратных задач проведены автором лично.

Автор принимал участие в полевых измерениях методом микросейсмического зондирования совместно с доктором С. Паролаем по исследованиям районов Бишкека и Каракола, данные по району Нарына получены и обработаны автором.

С участием автора выполнены площадные полевые работы по оценке величин PGV для района строительства Верхненарынского каскада ГЭС.

Защищаемые положения.

1. Предложен и реализован комплекс новых подходов, обеспечивающих уточнение оценок сейсмической опасности в плане оценки величин максимальных воздействий и учета грунтовых условий.

2. Получена площадная оценка величин максимальных сейсмических воздействий, величин PGV на основе полевых макросейсмических данных.

3. Определена сравнительная эффективность методов микрорайонирования:
- определения величин сайт-эффекта на основе анализа поля микросейсм,
- методы реперной точки, - H/V спектрального отношения, - построения сейсмического разреза грунтовой толщи для условий Киргизии.

Продемонстрировано:

- преимущество метода H/V спектрального отношения,
- приведен пример ограниченности микрорайонирования только на основе анализа микросейсм используя другой методики активной сейсмики - вибровоздействие.

4. Произведена адаптация методики детальной площадной оценки прогнозных величин Vs30 на основе корреляции величин Vs30 и локальных значений уклона местности.

Апробация результатов. Материалы диссертации докладывались на Второй Европейской конференции по сейсмологии и инженерной сейсмологии, Стамбул, август 2014 г., (доклад отмечен как лучший на подсекции, а работа признана имеющей инновационный потенциал); на Шестой межвузовской молодежной конференции «Школа экологической геологии и рационального недропользования», г. Санкт-Петербург (май 2005 г.); на 33-м

Генеральной Ассамблеи Европейской Сейсмологической комиссии, г. Москва (август, 2012); на международном семинаре «Информационные и коммуникационные технологии по управлению природными рисками и изменение климата», г.Чолпон-Ата (сентябрь 2011); на юбилейной научно-практической конференции молодых ученых, посвященной 70-летию Кыргызского Государственного Университета, апрель 2002, (доклад награжден дипломом первой степени); на восемнадцатых Сергеевских чтениях «Инженерная геология, геоэкология и фундаментальные проблемы и прикладные задачи», г. Москва (март 2016); на заседании Ученого Совета Института Динамики Геосфер 15 марта 2016); на конференции организованной по программе предоставления стипендий и грантов и повышению квалификации исследователей из Центральной Азии и Афганистана (CAARF), Иссык-Куль (май 2016); на Седьмом Международном симпозиуме «Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов», г. Бишкек (июнь 2017). Результаты работы также неоднократно докладывались на научно-технических семинарах ЦАИИЗ.

Публикации. Автор диссертации является автором 56 публикаций, из них 36 по теме диссертации, из которых 2 работы в рецензируемых изданиях списка ВАК, 24 – в списке РИНЦ, а 30 в международных изданиях, отраженных в списках WOS и Scopus и на международных и российских научных конференциях. Список основных публикаций приведен в конце автореферата.

Структура и объем диссертации. Диссертационная работа состоит из введения, четырех глав, заключения, приложений и списка литературы. Работа изложена на 146 страницах, машинописного текста, включая 64 рисунка, 12 таблиц, 1 приложение и библиографический список, содержащий 138 наименований.

Благодарности

Автор благодарен сотрудникам ЦАИИЗ, где проводилась работа по подготовке диссертации. В особенности автор признателен своему руководителю – д.ф.-м.н. М.В. Родкину за руководство в работе, директору ЦАИИЗ к.г.-м.н. Б.Д. Молдобекову за указание общего направления исследований по применению методов оценки сейсмической опасности и площадной оценки величин максимальных сейсмических воздействий, С. Паролаю, Д. Бинди, М. Пильц – за обсуждение отдельных вопросов оценки сайт эффекта по теме диссертации, к.ф.-м.н. З.А. Кальметьевой за указание научного направления и

обсуждение вопросов сейсмологии, а также А.А. Гусеву, чьи положения способствовали в подготовке диссертации. Также автор благодарен Е.А. Батальевой, Н.А. Сычёвой и В.Д. Брагину, ознакомившихся с диссертацией и авторефератом и давших свои замечания, способствовавшие улучшению.

Автор также признателен д.г.-м.н. Ш.Э. Усупаеву за постоянную поддержку в совместных полевых исследованиях, директору НИИ СС д.т.н. Р.А. Мендекееву, к.ф.-м.н. М.О. Омуралиеву за интерес к работе и ценные рецензии представленных к публикации статей, что позволило глубже проинтерпретировать ряд полученных в работе математических статистических соотношений и закономерностей.

ГЛАВА 1. ПРОБЛЕМЫ СОВРЕМЕННОГО РАСЧЕТА КАРТ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И УЧЕТА ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ

1.1 Постановка вопроса.

Ключевую роль в оценке сейсмической опасности играет задача расчета карт общего и детального сейсмического районирования. Далее в этой главе обсуждается наличие разных подходов, основанных в первую очередь на величинах балльности (для СССР, России и стран СНГ) и на оценке величин максимальной величины ускорения на ряде характерных периодов (США). Оценки в терминах максимального ускорения представляются более предпочтительными, так как именно эти величины обычно используются в инженерных расчетах. Однако непосредственный расчет карт ОСР в странах СНГ и России в терминах наблюдаемых величин ускорений невозможен, ввиду отсутствия необходимого большого набора записей сильных движений [35]. А только такие данные позволяют учесть сильные региональные особенности как характера спектра источника (иногда связываемые с региональными характеристиками величин сбрасываемых напряжений), так и региональные вариации величин затухания [65]. Возможные вариации могут достигать здесь нескольких раз, что делает затруднительным использование для расчетов мировых данных и данных для других регионов. Отметим при этом, что величина максимального пикового ускорения не в полной мере описывает величину сейсмического воздействия. Величина интенсивности, исходно основанная на характере разрушения, в чем-то лучше отвечает такой задаче.

На фоне подобной ситуации, в Киргизии подход к ОСР с использованием балльности сохраняется [1], в будущем он видимо будет пересмотрен, и в любом случае важно рассмотреть вопрос оценки расчетных амплитудных параметров колебаний в рамках такого ожидаемого пересмотра ОСР, а также возможные пути уточнения получаемых оценок сейсмической опасности. Анализ этих вопросов и дается в первой главе.

Был проведен анализ данных по сейсмической опасности в терминах ускорений для разных регионов и возможности их применения в условиях Киргизии, в частности, возможности пересчета величин балльности в значения ускорений. В частности последней работе по ОСР авторы Абдрахматов и др. отмечают о необходимости проведении детерминистический и вероятностный подход оценки сейсмической опасности [1]. Обзор мировых данных о сильных движениях и изменчивости получаемых значений показывает, что в целом по мере накопления материала наблюдается явный тренд увеличения значений максимального ускорения для данной балльности. Зависимость величин ускорения от балльности может быть аппроксимирована линейной связью только в очень грубом

приближении из-за сильной вариабельности зависимости величин ускорений от балльности. На слабых почвах происходит насыщение величин ускорения при $I_0=8-9$ и выше. В определенных случаях величина ускорения даже уменьшается с ростом балльности, что связывается с дезинтеграцией рыхлых почв сильными сейсмическими волнами, но при этом явно не указывает на уменьшение потенциального разрушительного эффекта (который соответственно росту интенсивности, возрастает). Отметим, что для скоростей такого насыщения не наблюдается. При этом короткопериодный выброс величин ускорения не сильно сказывается на разрушительном эффекте, достаточно адекватно описываемом величиной интенсивности (балльности).

Применительно к оценке роли свойств грунтового слоя ниже отмечается возможность достаточного полного взаимного перевода принятой в России и странах СНГ 3-х ступенчатой градации при описании свойств грунтов (скальные, крепкие, рыхлые грунты, 1-го, 2-го и 3-го класса соответственно) в принятую в США систему градаций (А, В, С, D, Е типы грунтов) через величины V_s скоростей сейсмических волн в верхней (обычно 30 м) толще грунта. Отсюда следует, что ключевую роль имеют инструментальные (часто получаемые на основе наблюдения микросейсм) данные по величинам V_s -скоростей распространения поперечных волн в верхней части разреза.

Кроме проблем описания представления карт ОСР в терминах балльности и в величинах максимальных ускорений при оценке сейсмической опасности территории Киргизии встают задачи компенсации малой длительности интервала времени инструментальных наблюдений сейсмического режима и трудности получения площадных оценок грунтовых свойств. Обе задачи весьма остро стоят для территории Киргизии, где при высоком уровне сейсмической активности интервалы времени детальных сейсмических наблюдений весьма коротки (для всей территории республики представительные данные на уровне $M \geq 2.2$ ($K \geq 8$) имеются только с 1991 года) и где данные о скоростном разрезе верхних слоев грунтовой толщи, полученные на основе инструментальных наблюдений, довольно редки [36].

Возможные пути решения этих двух проблем рассматриваются автором на основе метода М.В.Родкина оценки величин максимальных массовых скоростей от прошлых землетрясений (PGV) по предположительно сейсмогенным смещениям скальных блоков (вторая глава) и метода пересчета уравнений регрессии между V_s - средними скоростями волн в верхних 30 м разреза и локальными значениями уклона местности, получаемыми по подробной цифровой карте местности (детально обсуждается в четвертой главе).

1.2 Анализ соотношения между представлениями карт сейсмической опасности в терминах интенсивности и величин ускорения

Материал этого раздела дан на основе опубликованных материалов автора [44, 46], которые базировались на результатах А.А. Гусева [16,17]. Традиционно сейсмическое районирование в мире и в Киргизии и, в частности, общее сейсмическое районирование (ОСР) проводилось в терминах макросейсмической интенсивности. При инженерных расчетах традиционно используется значение интенсивности с карты ОСР, которое затем пересчитывали в расчетное максимальное значение ускорения грунта. Используя ускорение, находят нагрузку на сооружение. С 1960-ых годов большинство стран постепенно перешло к сейсмическому районированию в терминах амплитудных параметров колебаний - максимальных ускорений, скоростей или уровней спектра реакции [131]. Так, например, в США с 1990 гг. перешли к уровням спектра реакции на выбранных характерных периодах. В Европе и Китае используются максимальные ускорения, в Японии учитываются все параметры. В Киргизии (и большинстве стран СНГ) подход к ОСР с использованием «балльности» сохраняется. Можно полагать, что в будущем он будет пересмотрен, но в любом случае полезно исследовать проблему оценки ожидаемых амплитудных параметров колебаний в рамках такого ожидаемого пересмотра ОСР. Ниже рассмотрим вопросы:

- вероятностный анализ сейсмической опасности (ВАСО - PSHA) как типовой подход к ОСР; расчеты на основе «балльности» (ВАСО- I) и амплитуд (ВАСО-А) [16];
- требования к изученности колебаний грунта для ВАСО-А и сравнение с фактическим положением дел; пути обхода наметившихся трудностей;
- имеющиеся расхождения между данными инженерной сейсмологии (записи сильных движений) и инженерной практикой, отраженной в СНиП; рекомендации по преодолению имеющихся проблем;

Используемые обозначения:

A - принятое базовое для инженерного расчета максимальное значение ускорения грунта, без повышающих или понижающих коэффициентов; при использовании ВАСО обычно соответствует определенному периоду повторяемости сотрясений, T (период).

K - параметр «категория грунта», равен 1.0, 2.0 или 3.0 для категорий грунта I, II или III советских норм СНиП 81 и РСН 60-86, соответственно. Нецелое значение K можно приписать классам грунта норм в США или Европе, для чего, например, провести

интерполяцию NEHRP [110] по аргументу $\lg(V_s)$, где V_s - скорость распространения поперечных волн в верхней части разреза.

$A_{\text{кп}}$ - значение A для типового, обычно опорного скального грунта (грунт Категория I в Киргизии) или для коренных пород (условного фундамента). $I_{\text{кп}}$ - соответствующее значение балльности. Аналогично определяются: A_B для грунта опорного класса в нормах США, A_{Ae} для грунта опорного класса в европейских нормах, A_{K2} - значение для опорного среднего грунта (грунт Категория II) в Киргизии,

a - наблюдаемое максимальное ускорение грунта, индивидуальное, максимальное или осредненное,

$RA(T_c)$ - спектр реакции *сооружения* по ускорению, моделируемое одномассовым маятником с периодом T_c ,

$\beta_K(T_c)$ «коэффициент динамичности»; $\beta_K(T_c) = RA(T_c)/A$, различен для разных K ,

$\beta_{\text{кп}}(T_c) = RA(T_c)/A_{\text{кп}}$ «модифицированный коэффициент динамичности». Отличается от $\beta_K(T_c)$ использованием для нормировки параметра $A_{\text{кп}}$ вместо A [102].

1.2.1 ВАСО как современный подход к ОСР.

Типичный современный подход к сейсмическому районированию заключается в составлении карта «сейсмической опасности» (seismic hazard) в вероятностном смысле этого термина. Чтобы ясно разделить понятия сейсмической опасности в обычном и узком вероятностном смысле, последнюю рассматривают как результат процедуры вероятностного анализа сейсмической опасности (ВАСО). Сейсмическая опасность по ВАСО тесно связана с понятием сотрясаемости, введенным Ю. В. Ризниченко [56, 57]. Сотрясаемость в точке определяется как среднегодовое число сотрясений с баллом I' , равным или большим некоего порогового значения I . Зависимость B от «порогового балла» I , - убывающая функция $B(I)$, выражается в случаях в год. Иногда в качестве характеристики картируется значение среднего периода повторяемости $T(I) = 1/B(I)$ для набора пороговых значений балла I . Такое представление прозрачно, достаточно полно, но не компактно. Поэтому сложилась практика отражать на картах сейсмической опасности значения соответствующей *обратной функции* $I_{P0} = I(B_0)$ для фиксированного значения повторяемости $B = B_0$, например, для $B_0 = 0.002 \text{ год}^{-1} = 1/500 \text{ лет}$. Т.е., на карте сейсмической опасности нанесены пороговые значения балльности I_{P0} , которые имеют вероятность (скажем, 0.001) быть превышенными при будущих землетрясениях в течение года. Вероятность не быть превышенным в течение года составляет при этом $1 - 0.002 = 0.998$ или

99.9%. Итак, карта сейсмической опасности отражает уровень сейсмического воздействия с заданной вероятностью непревышения за заданный интервал времени. Пороговая балльность в практике в России и странах СНГ используется как входной параметр инженерного расчета и далее называется «нормативная балльность». Обычно для целей ОСР фиксируется заданный уровень вероятности возникновения колебаний с интенсивностью, равной или превышающей I_{P0} , хотя бы один раз в течение срока не в 1 год, а в 50-лет. Так, для карты ОСР-97А это значение вероятности было принято равным 10%, (за 50 лет), что соответствует значению сотрясаемости $B_0=1/475$ год⁻¹ или периоду повторяемости 475 лет (округленно 500 лет) [5]. Соответственно, вероятность непревышения за 50 лет составляет 90%. Ясно, что в описанном подходе можно заменить балл I на амплитудный параметр, в качестве которого можно использовать, например, логарифм максимального ускорения или само значение ускорения. Если опорный грунт - скальный, то картируемый параметр - это $A_{кп}$. Балл карт ОСР-97 относится к среднему (кат. II) грунту.

Вклад в оценку сейсмической опасности может вносить и значение производной $d \lg B(T)/d \lg T$, которое определяет, как быстро растет значение балла I_{P0} при росте периода повторяемости T .

Скорости спада сотрясаемости (по статистике исторической сейсмичности) могут характеризоваться диапазоном изменения повторяемости от 5 до 10 раз на единицу приращения балла, то есть вариацией I от 1 до 2 баллов при изменении повторяемости в 10 раз. Этот фактор важен для инженерного расчета, если пытаться учесть вероятностным образом влияние разброса прочности реального сооружения относительно результатов идеализированного инженерного расчета. Степень важности этого фактора определяется величиной наклона кривой $d \lg B(T)/d \lg T$.

Карты сейсмической опасности на основе ВАСО будем далее называть (для краткости) картами ВАСО. Соответственно, подходы к ВАСО с использованием «балльности» или амплитуд будем называть ВАСО- I и ВАСО- A . Во многих странах карты ВАСО, в первую очередь карты для периода 475 лет, рассматриваются как основа карт сейсмического районирования. Часто используются максимальные ускорения, в США ОСР описывается через две карты для периодов сооружения 1 с и 0.2 с; для других же периодов *воздействие* находится интерполяцией. В России реализацию методики ВАСО- I на всю территорию страны впервые реализовали при создании карт ОСР-97.

В практике России эта расчетная балльность подправляется для учета фактических свойств грунта:

$$I_p = I_{p0} + \Delta I,$$

где ΔI - это поправка, называемая «приращением балльности», а I_{p0} снимается с карты ОСР в соответствии с географическим положением площадки строительства. Значения I_{p0} – целые из диапазона 6-9 баллов. Величина ΔI принимает возможные значения -1, 0 или +1 балл. В простейших случаях ΔI оценивается по инженерно-геологическим данным о литологии разреза верхнего слоя грунта 10 м мощности. Для удобства вводится понятие «категория грунта»; выделены три категории: I (скальные и особо плотные нескальные грунты), II (средние грунты), и III (мягкие грунты). Обычно полагают

$$\Delta I = (\text{номер категории грунта}) - 2.$$

В особо важных случаях оценка ΔI определяется по изменению амплитуд колебаний на данном грунте (относительно «среднего» грунта) прямым сейсмологическим методом.

Далее обычно делается переход от I_p к квазистатической расчетной нагрузке методом спектров реакции. В простейшем случае сооружение описывается как одномассовый маятник с затуханием 0.05. В этой расчетной схеме делают следующие два шага:

1. Определяют расчетное максимальное ускорение A грунта на площадке на основе постулата жесткой функциональной связи между A и расчетной балльностью I_p . В действующих нормах величина A – безразмерная, в долях ускорения свободного падения g , и принята связь вида

$$A = 0,1 \cdot 2^{I_p - 7} \tag{1}$$

2. Определяют расчетное инерционное ускорение, приложенное к сооружению, как

$$RA(T_c) = A \beta_K(T_c)$$

где: T_c - собственный период сооружения; A - максимальное ускорение основания сооружения; $RA(T_c)$ - расчетный спектр реакции или максимальное инерционное ускорение сооружения, возникающее при его вынужденных колебаниях; обычно оно расщепляется на два множителя – A и $\beta_K(T_c)$; «коэффициент динамичности» $\beta_K(T_c)$ имеет чисто эмпирическое происхождение и получен на основе обобщения расчетов с реальными акселерограммами и представляет собой осредненное значение безразмерного отношения максимального инерционного ускорения упругого маятника $RA(T_c)$ к максимальному ускорению основания этого маятника A .

Принятые в СНиП [34, 64, 64, 66] функции $\beta_K(T_c)$ могут различаться. Выбор функций $A(I_p)$ и $\beta_K(T_c)$ един для всей территории России и СНГ (в частности, Киргизии) [106]. Поясним, что нагрузка имеет двоякий характер: по своему происхождению это

динамическая нагрузка в результате колебаний, а по использованию в дальнейшем расчете она считается приложенной статически. Идея этого упрощенного инженерного расчета как раз и сводится к замене динамического расчета более простым статическим.

В других странах, при наличии необходимых данных по сильным движениям, также используют спектры реакции, но связь балл – расчетное ускорение не используют, а строят карту ОСР непосредственно для амплитудных параметров колебаний. В отличие от российского стандарта - шкалы интенсивности MSK-64 [33] и ее усовершенствованного варианта MMSK-84 [27], новая европейская шкала EMS-98 [97] вообще (и принципиально) не содержит указаний на амплитудные параметры колебаний. Сам факт отсутствия жесткой связи наблюдаемой балльности и наблюдаемого максимального ускорения (а также наблюдаемой, реальной величины $RA(T_c)$) общеизвестен. Отсюда корректность традиции жестко привязывать расчетную амплитуду к расчетному баллу весьма сомнительна.

Но дальнейший анализ показывает, что использование балла для нормирования величин сейсмического воздействия вообще-то не хуже, чем использование максимального ускорения, и даже может иметь определенные преимущества перед использованием ускорений.

1.2.2 О целесообразности сохранения практики использования балла, как инструмента в ВАСО-А или в ВАСО-І

Практика в России и Киргизии к настоящему времени такова, что при применении карты ОСР в баллах инженер переводит расчетный балл I_p в расчетный спектр реакции $RA(T)$ по выработанным инженерами-строителями правилам, и этот пересчет призван описать связь реального наблюдаемого (с заданной повторяемостью) балла и параметров наблюдаемых же колебаний грунта. Здесь две сложности: (1) наблюдаемый макросейсмический балл I не связан жестко с наблюдаемым максимальным ускорением a (имеется большой разброс a при заданном балле, более того, сама средняя зависимость $a(I)$ может быть определена с большой ошибкой); (2) наблюдаемое значение a нельзя отождествлять с расчетной величиной A . Обсудим эти два вопроса.

Как известно, при фиксированном значении балла разброс измеренного a_{\max} весьма велик: стандартное отклонение $\lg a_{\max}$ порядка 0.3 (около двух раз в каждую сторону). Но когда используется зависимость $A(I_p)$ из строительных норм, фактически по значению I жестко прогнозируется значение a гипотетического будущего землетрясения с помощью величины A . Обсудим, является ли погрешность такого прогноза принципиальной с инженерной точки зрения?

Балльность как концепция имеет важные позитивные аспекты, хотя это не более чем полукачественная характеристика движений грунта. Балльность носит интегральный характер и отражает усредненные характеристики колебаний. В то же время a - это точечная оценка и по времени, и по пространству, и имеет большой разброс по этим характеристикам. Можно полагать, что эти преимущества параметра I перевешивают его недостатки. При использовании нормирования на основе I важно лишь, чтобы нормативное значение A было реалистическим и при этом монотонно, систематически росло с ростом I_r . Влияние разброса эмпирической связи между I и a второстепенно. Дело в том, что инженеру истинное значение a не столь важно, а важно задать адекватное нормативное значение A , которое обеспечит требуемую прочность сооружения. Соотношение истинного значения a с закладываемой в расчет величиной A нетривиально. Во-первых, реальное сооружение не идеально хрупко и даже большой выброс ускорения не страшен, важнее уровень амплитуд в области максимальных амплитуд на акселерограмме (типа среднеквадратического экстремума ускорения, оцененного в плавающем окне длиной в несколько секунд). Обычно (но не всеми) считается, что очень короткий выброс (например, с характерной частотой 15 Гц) не очень страшен: важно, какое a будет в «инженерном диапазоне периодов» (то есть, в диапазоне 0.3-10 Гц. Наконец, помимо значения амплитуды ускорения, на степень повреждений сильно влияет длительность колебаний с амплитудами, близкими к максимальным (разрушение реального сооружения происходит обычно не мгновенно, а путем накопления повреждений, для чего нужно время). Соответственно, инженеры стремятся использовать не истинное, наблюдаемое «сейсмологическое» максимальное ускорение, а некое «эффективное» максимальное ускорение. В идеале, это «эффективное» значение и следовало бы использовать в качестве расчетного значения максимального ускорения A . Но единства в определении подобного «эффективного» параметра нет.

В этой ситуации, логично связывать значение A непосредственно со значением интенсивности, отражающей, в первую очередь, масштаб повреждения гипотетических зданий с фиксированной уязвимостью. Использование некой связи балльности I_r с расчетным ускорением A - это по существу удобный обходный способ получить «эффективное ускорение», не изучая реальных значений a и во многом обходя перечисленные трудности связи I_r с a и a с A . Поэтому, сама концепция использования балла I_{r0} как параметра карты ОСР, дополненная подразумеваемой или явной спецификацией параметра $A(I_r)$ как эффективного значения ускорения, выглядит достаточно удобной.

Следует отметить, что картирование непосредственно параметра A логически более прозрачно и в принципе предпочтительнее. Компромиссным могло бы быть составление согласованного комплекта карт I и A , отнесенных к опорному грунту. Сегодня процедура пересчета $I \Rightarrow A \Rightarrow RA(T)$ фиксируется в строительных нормах (СНиП) Кыргызстана и в старанаг СНГ на основе проведенного инженерами анализа сейсмологической информации. При сохранении такой практики создание комплекта двух отдельных, но жестко согласованных карт I и A избыточно и вряд ли целесообразно. Дальнейшее обсуждение ведется в предположении, что использование параметра A (пересчет $A \Rightarrow RA(T)$) выполняется по модернизированной процедуре, включающей уточненные варианты пересчета $I \Rightarrow A$ и $A \Rightarrow RA(T)$.

1.2.3 Практика реализации ВАСО в США, Европе и Японии. GSHAP.

Процедуры расчета ВАСО прошли несколько этапов развития, начиная с 1968 г. Обзор можно найти в [18]. Основные шаги ВАСО следующие:

- Составление модели сейсмичности как потока землетрясений в пространстве и времени. События характеризуются в первую очередь магнитудой и размером очага. Временная структура принимается как случайной поток Пуассона с определенной частотой событий. Пространственная структура подразумевает узлы сейсмичности, линейные (разломы, линеаменты) и площадные (диффузные) сейсмогенные зоны. Протяженность очагов обычно не учитывается.

- Создание модели сейсмического воздействия на исследуемой площадке (для здания) от одиночного события-источника. За эффект обычно берут максимальное ускорение, скорость, уровень спектра реакции на некотором периоде. Определяющими параметрами для эффекта считаются магнитуда M , эпи- или гипоцентрального расстояние r , тип источника и грунтовые условия G . Модель обычно представляют в виде функциональной зависимости - уравнения прогноза движения грунта (ground motion prediction equation), например, для A типа $\lg a = F(M, r, G)$. Зависимость от M обычно нелинейная, от расстояния r определяется через параметры геометрического расхождения и поглощения сейсмических волн. Иногда учитывается размер очага, зависящий от магнитуды и делается попытка учета эффекта протяженности источника. Эффект грунтовых условий оценивается через определение класса грунта (аналог категории СНиП), эта оценка используется только на этапе применения результатов ВАСО-А (в виде карты СР) для конкретного объекта. Собственно ВАСО-А проводится применительно к данному

грунту. Альтернативный подход предусматривает использование ранее выполненной карты грунтовых условий и включения эффекта в картируемые нормативные значения.

– Объединение двух моделей и определение повторяемости событий в функции A для ожидаемой статистики сотрясений или движений грунта разной силы с учетом статистики очагов вокруг приемника и с учетом затухания.

Корректное выполнение ВАСО требует использования соответствующих исходных данных. Сложившаяся в России и странах СНГ практика оценки сейсмичности в целом близка к таковой за рубежом, единственное важное отличие - повсеместный переход к магнитуде M_w как базовой в таком описании. Положение с учетом затухания иное. В условиях США основой расчетов является база данных регистрации сильных движений грунта (акселерограмм), регистрируемых с 1933 г. В Японии акселерограммы массово регистрируются с 1962 г, а с 1995 г сеть приборов радикально расширена и переведена на цифровую основу [103, 107]. Европейская база данных опирается на довольно обширные материалы регистрации сильных движений в Греции, Италии, Турции и бывшей Югославии. Эти материалы дают прочную основу для проведения ВАСО на этих территориях.

Методика ВАСО-А была, в основном, разработана до 1990 г. В 1992-2000 гг. результаты ВАСО по регионам Земли были сведены вместе и уточнены в рамках проекта ЮНЕСКО GSHAP, который давал мировую карту ВАСО-А для скального грунта для $T=475$ лет. Материалы проекта GSHAP весьма поучительны, в частности из них видно различие с изученностью сейсмической опасности в разных странах. Российское (и большей части стран СНГ) участие в проекте было реализовано на основе пересчета в максимальные ускорения баллов карты ОСР-97А, построенной для среднего грунта. Пересчет вели на основе простой формулы линейной связи $I \Rightarrow \lg A$, не идентичной аналогичной связи, фиксированной в Российских СНиП.

Использование регрессии балл-амплитуда для Российской карты GSHAP [108] - вариант, вызванный практическим отсутствием материалов по реальным движениям грунта на территории России и стран СНГ. Весьма ограниченный материал исследований СДГ для Камчатки использован не был [20]. К настоящему времени ситуация примерно такая же. Отсюда реализовать процедуру ВАСО-А на основе собственных данных в условиях России и стран СНГ в настоящее время невозможно.

Для сбора необходимых исходных данных нужна расстановка в регионах России сетей цифровых акселерографов, с регистрацией в различных, характерных для данного региона, грунтовых условиях. Число необходимых приборов дается неким компромисом.

Плотность приборов, принятая для развитых густонаселенных стран с высокой сейсмической угрозой, (Италия, Япония, запад США, Иран, Греция) определяется расстоянием между акселерографами в 20-30 км [137, 138]. При такой плотности каждое сильное землетрясение надежно регистрируется в приемлемом диапазоне расстояний. В условиях России и СНГ следует ориентироваться на шаг не менее 50 км вдоль важнейших активных разломов, и обеспечивать регистрацию в первую очередь на скальных грунтах. Дополнительно к акселерографам, необходима установка цифровых велосиграфов для оценок уровня спектра на низких частотах и определения магнитуд M_w . После создания сети придется 5-10 лет ждать накопления минимального числа записей землетрясений. После этого можно будет применять описанную выше методику расчета сейсмической опасности и изучить региональные свойства очагов и затухания амплитуд с расстоянием. Возникнет возможность оценить параметры для малых и (возможно) для средних магнитуд, что создаст возможность корректной адаптации для России и стран СНГ акселерограмм из мировых баз данных сильных движений. Параллельно необходимо разработать корректные способы экстраполяции параметров акселерограмм от слабых и умеренных землетрясений к сильнейшим в регионе. Без подобных усилий невозможно ни построить современные карты сейсмической опасности для России и стран СНГ, ни даже корректно заимствовать материалы накопленные или созданные за рубежом.

1.2.4 Трудности реализации ВАСО в Киргизии, и возможности использования заимствованных зависимостей для реализации ВАСО-А.

Как показывает опыт работ GSHAP для менее изученных регионов мира, обычный путь преодоления низкой изученности в целевом регионе - это прямое заимствование результатов полученных в более изученных регионах и странах [128]. Наиболее типично использование материалов полученных на материале запада США. Такой подход имеет то преимущество, что для запада США удалены уже различные аномалии, и имеются оценки не только для средних, но и диапазонов разброса амплитуд. Однако, некритическое использование подобного подхода опасно. Возможны существенные ошибки, основные причины которых в существовании существенных региональных различий получаемых эмпирических зависимостей. Существуют, по крайней мере, два типа особенностей - в плане излучательной способности очагов и в характере затухания колебаний с расстоянием [86]. Менее существенные вариации связаны с пересчетом магнитудных оценок из региональных шкал типа «энергетический класс» или в шкалу M_w .

M_w - моментная магнитуда. Все шкалы имеют определенные ограничения. M_w вычисляется через сейсмический момент и может быть определена для всего диапазона

эпицентральных расстояний и величин очагов. Несмотря на то, что вычисление M_w является сложной процедурой, использование современной цифровой аппаратуры позволяет проводить массовое определение M_w . Сегодня M_w вычисляется для всех землетрясений земного шара с $M_w > 5$.

Существенные различия в излучательной способности очагов проявляется как заметный разброс амплитуд при фиксированных магнитуде и расстоянии для землетрясений разных регионов. В данном аспекте особенно важен этот фактор, так как он может породить существенные систематические ошибки при расчете сейсмической опасности. Размеры эффекта могут выражаться в различиях региональных средних до двух, а в особых случаях до 3-4 раз (при фиксированных магнитуде и расстоянии). Известны различия в параметре «максимальное ускорение»: между западом и востоком США [89], между субдукционными и коровыми очагами в Японии, между данными запада США и данными Италии (и Японии). Для этих пар регионов первый имеет среднее ускорение (при данных магнитуде и расстоянии) в 1.5-2.5 раза меньше второго (иногда различия достигают 3 раз). Для зон субдукции нередко отмечаются более низкие (около двух раз) амплитуды от мелкофокусных очагов в сравнении с промежуточными очагами на глубинах 80-200 км. Нередко в качестве причины описанных различий выдвигают межрегиональный разброс очагов по величине характерного сброшенного напряжения. Роль этого фактора несомненна, но он едва ли определяет весь диапазон изменчивости.

Список изменений заведомо не полон. Учет этих факторов при заимствовании «чужих» уравнений прогноза движения грунта (GMPE) без возможности их сравнения со «своими» движениям грунта выполнить затруднительно [90]. Представляется допустимым использование регионов-аналогов, но путей надежной практической реализации подбора таких аналогов не раскрыты. Такой выбор мог бы быть реализован после развертывания сети акселерографов и сбора минимальной базы данных по региональным движениям грунта.

Фактор различия затухания между регионами относительно менее важен, так как в эпицентральной зоне, где амплитуды максимальны и где оценка их уровня наиболее важна при ВАСО, гипоцентральные расстояния невелики. Поэтому различия амплитуд за счет различия в затухании имеют второстепенное значение.

Отсюда заключаем, что на настоящий момент нет оснований ожидать надежных результатов от проведения ВАСО-А на основе данных по другим регионам.

Процедура включения амплитуд в схему ОСР путем пересчета балла в амплитуду ускорения. Вообще говоря, по баллу I карт ВАСО-I можно путем прямого

пересчета строить оценки различных параметров движений грунта, таких, как максимальные ускорения, скорости, уровни спектров Фурье и др. Если ограничиться одиночным параметром, в качестве такового следует, по-видимому, выбирать максимальное ускорение, так как это - базовый амплитудный параметр используемый при оценки расчетных нагрузок.

Выбор простейшего варианта пересчета $I \Rightarrow A$, при простейшем варианте базировались на результатах Гусева А.А. [17]. Простейший вариант - использование связи $A(I)$ по СНиП. В СНиП II-7-81 [62], когда баллу $I=[7; 8; 9]$ соответствует $A=[0.1; 0.2; 0.4]$. Однако экспериментальная оценка по данным США [137] (см рисунок 1) дает при $I=7$ и 9 ожидаемое среднее геометрическое $A=0.25g$ и $0.90g$, то есть, при $I=9$, имеем более чем вдвое большее значение.

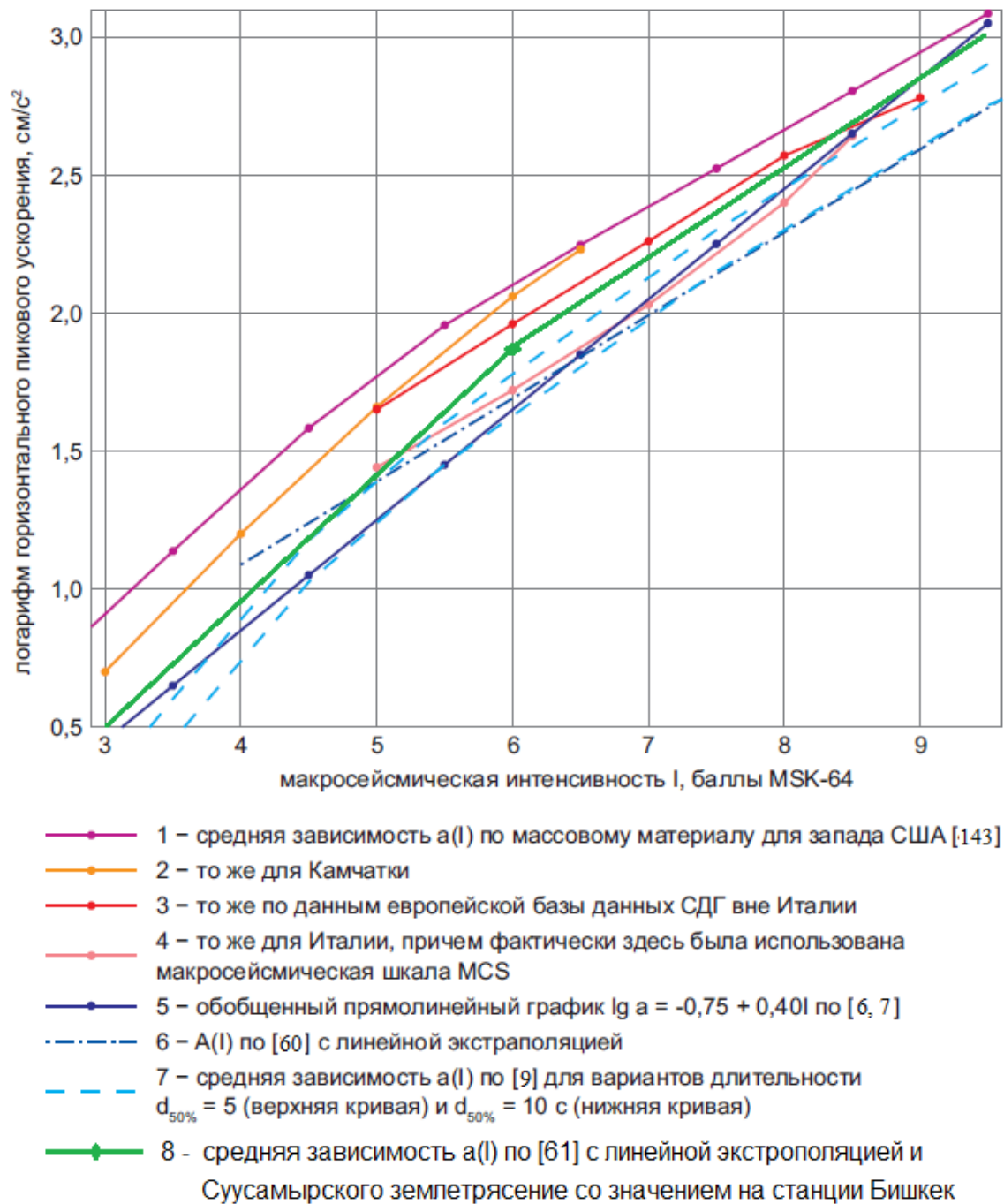


Рисунок 1.1. Варианты зависимости $a(I)$ наблюдаемых максимальных горизонтальных ускорений (ордината) от сейсмической интенсивности по шкале MSK64 (абсцисса). СДГ-сильные движения грунта. Кривые 2, 3, 4 получены Гусевым А.А. [16,17,18] с помощью приближенной нелинейной ортогональной регрессии. Кривая 8 получена автором настоящей работы с помощью приближенной нелинейной ортогональной регрессии.

На рисунке 1.1 видны систематические региональные изменения в пределах 0.3 до 0.5 логарифмических единиц (2-3 раза в величинах ускорения), что поясняет отмеченную выше невозможность использования эмпирических данных по другим регионам. Как

видно также, ряд источников аппроксимирует связь $a(I)$ нелинейной зависимостью. Согласно [19] естественный шаг логарифма амплитуд для макросейсмической шкалы, то есть производная $dlga/dI$, составляет около 0.3 ед логарифма на балл, в диапазоне 5-9 баллов, 0.5-0.6 в диапазоне 2-5 баллов, и еще более снижается при 9-10 баллах. Причина этой нелинейности объясняется довольно просто. В диапазоне 2-5 баллов основой макросейсмической шкалы являются ощущения людей. Эти ощущения ранжируются (градуируются) с трудом, поэтому здесь у составителей шкалы получилось различие амплитуд примерно в 3-4 раза для соседних ступеней шкалы, $dlga/dI=0.5-0.6$. В диапазоне 6-10 баллов основой макросейсмической шкалы являются повреждения зданий, степень которых ранжируется более уверенно; в конечном итоге шаг шкалы по lga снизился до +0.3, что дает различие амплитуд примерно в 2 раза для соседних ступеней шкалы. Излом нелинейной зависимости обычно происходит в диапазоне 5-6 баллов. Можно поэтому полагать, что нелинейность связей отражает реальность, в то время как единая линейная связь в диапазоне 2-10 баллов и наклоном $dlga/dI$ более 0.3 скорее всего является переупрощением и ведет к завышенным оценкам для наиболее мощных колебаний. Насыщение амплитуд ускорений в области 9-10 баллов также реально и более подробно обсуждается ниже.

Иная (возможно переупрощенная) трактовка дана в [6, 7] где говорится, что зависимость $lg a(I)$ лучше выражается прямолинейной зависимостью вида $lg a. = -0.75 + 0.40I$, с изменением амплитуд в 2.5 раза на балл.

Указания на более чем двукратное расхождение принятой по СНиП II-7-81* [62] зависимости $a(I)$ с данными большого объема наблюдений за сильными движениями в США является серьезной проблемой. Замечено, что типовые зависимости $a(I)$ за период 1950-2000 гг. существенно эволюционировали в направлении роста амплитуд при фиксированном балле. Принятое в СНиП II-7-81 и СНиП 22-01-98 КР [62, 64] для 9 баллов значение $a=A=0.4g$ было в определенном смысле корректно - оно покрывает сверху соответствующий диапазон шкалы MSK-64 (0.2-0.4 g). Однако, уже Аптикаев и Шебалин [10,] рекомендовали при 9 баллах оценку 0.6 g в среднем. Более новая оценка Вальда и др. [137] дает уже 0.9g. Отметим, однако, что тенденция роста максимальных амплитуд со временем может обуславливаться тривиальным ростом объема выборки.

Большинство приведенных оценок применимы только к прочным грунтам. Фактически в области 9 баллов рост измеренного ускорения a с баллом прекращается, сначала на мягком, а затем и на среднем грунте. Максимальные ускорения, достигающие 2-4 g, регистрируются пока исключительно на скальных грунтах. Эмпирическое среднее для

9 баллов (без группировки по типам грунта) составляет 0.45g по [9] и около 0.5g. по, т.е., не так отличается от первоначальных оценок. За счет разрушения и потери связности грунтов при прохождении волн больших амплитуд, при росте амплитуд на коренных породах, регистрируемый на грунте параметр a насыщается и не растет и может даже снижаться. Но это насыщение величин параметра a мало что меняет для инженерного расчета, так как не характеризует уменьшение степени разрушения. Насыщение a по крайней мере не является признаком насыщения разрушительной силы землетрясения (иначе и балл не рос бы). Продолжает расти без выраженного насыщения наблюдаемая максимальная скорость колебаний грунта. Приостановка в росте a возможно связана со снижением доминирующей частоты спектра колебаний при росте балла [18]. Такая тенденция имеет, по крайней мере, две совместно действующие причины: рост вклада относительно низкочастотной неволновой компоненты движения грунта вблизи разлома, а также рост с амплитудой нелинейных потерь. В целом, нет сомнений в том, что условный, эффективный параметр A должен продолжать расти с баллом. Однако возникает вопрос, следует ли понимать соответствующие нагрузки традиционно, просто как боковую силу (срез основания). В области 9-10 баллов для нескальных грунтов целесообразно рассмотреть вариант учета нагрузок двух видов - от боковых сил и от неравномерной (дифференциальной) просадки грунта под фундаментом. Именно такой вариант учитывается в ответственных сооружениях путем использования монолитной плиты фундамента или других подобных инженерных решений.

Существует также мнение, что материалы США, где используется модифицированная шкала Меркалли, не вполне сопоставимы с баллами по европейским шкалам. Для этого возможны по крайней мере две причины. Во-первых, различны типичная застройка запада США и типичная застройка сейсмоопасных регионов Европы, что может сказаться при сопоставлении уязвимости из-за различия в традициях строительства.

Для задачи выбора и фиксации связи $A(I)$ для применения при пересчете в A используемых в СССР-России-странах СНГ данных о балльности целесообразно учитывать тот факт, что стандартная шкала MSK64 (и аналогичная ей к EMS [97]) являются базовыми шкалами для Европы. На этом пути можно получить соотношение $a(I=9)=0.6g$. Близкая оценка получена Аптикаевым и Шебалиным [10, 75]. Использование шкал MM и данных США дает относительно завышенные оценки, а шкалы MCS и данных Италии, в диапазоне 6-8 баллов - заниженные оценки. Для $I=9$ европейские данные дают оценку $a(I=9)=0.6g$. Однако объем данных, на котором основано это значение, невелик.

Европейская (вне Италии) зависимость в целом слегка нелинейна. Однако шаг изменения $\lg a$ на ступень шкалы балльности, равный 0.3 (или 2 раза для a) можно продолжать использовать в будущем для пересчета $a(I)$ в диапазоне I 6-9, по крайней мере, для скальных грунтов. В качестве опорного значения можно использовать статистически достоверное значение $a(I=8) = 0.3$ г. Зафиксировав линейный тренд с наклоном $d \lg A/dI = 0.3$ (рост a в 2 раза на балл), получим для линейной аппроксимации следующее соотношение, представляющее возможный вариант связи балл–максимальное ускорение:

$I=$	7	8	9
$A=$	0.17	0.33	0.66

Подчеркнем, что при выводе данной связи использованы данные не сгруппированные по типам грунта. На первый взгляд ее можно использовать для среднего грунта, получить оценки максимальных ускорений, а затем пересчитать для скального грунта или коренных пород, используя типовое «приращение балльности», равное -1. Однако, как отмечается в [19], накопленный объем данных по сильным движениям не отвечает подобному подходу. Альтернативный подход развит ниже на основе опыта, вложенного в последнюю версию норм США и Европы.

Выводы к разделу 1.2.2

Проведение ВАСО непосредственно в терминах амплитуд в условиях России и стран СНГ затруднительно малым числом данных по сильным движениям; использование данных по другим регионам приемлемо в принципе, но не может дать надежных результатов.

Проведение ВАСО в терминах баллов может быть использовано для приемлемой вероятностной оценки эффективных амплитуд колебаний. Такая оценка будет приемлема по надежности и не должна давать существенных систематических ошибок.

Соотношение балл–максимальное ускорение, используемое в нормах, подлежит пересмотру на основе накопленных к настоящему времени наблюдений сильных движений.

1.2.3 Анализ процедуры пересчета балльности в максимальное ускорение в целях корректного учета грунтовых эффектов в условиях больших баллов и амплитуд

Обсуждаемая связь $a(I)$ почти у всех авторов строится без дифференцирования по типам грунта. Использование в практике России и стран СНГ стандартного понятия

«приращение балльности» неявно предполагает, что зависимость a от I однотипна для разного уровня амплитуд и не зависит от того, по какой причине растет балл - из-за роста амплитуды на коренных породах или из-за изменения параметров грунтовой толщи при фиксированной амплитуде на коренных породах. Далее детально обсуждается второй из этих двух случаев. Необходимость обсуждения связана с тем, что принятое в процедурах СНиП II-7-81* и СНиП 22-01-98 КР [62, 64] предположение о росте максимальных ускорений (параметра A) в 2 раза на единицу «приращения балльности» или на единичный шаг категории грунта не согласуется с данными сильных движений. Наблюдения говорят, что этот рост примерно соответствует традиции только при относительно низкой балльности, до 6-7 баллов на коренных породах (скальном фундаменте). При амплитудах до 6-7 баллов на коренных породах (на скальном фундаменте), при приращении балльности $\Delta I = 1$, рост a составляет примерно 1.6 раза и сильно замедляется при 8-9 баллах. При 9-10 баллах даже и на скальном фундаменте рост максимальных ускорений может смениться их парадоксальным снижением. В рамках обычных моделей нелинейного поведения грунта по Хардину-Дрневичу такое поведение связано с деградацией упругих и прочностных свойств грунтовой толщи под воздействием сильных сейсмических волн. Таким образом, традиционное представление о росте максимальных амплитуд в зависимости от типа грунта в два раза на балл примерно согласуется с наблюдениями максимальной скорости, в то время как для максимальных ускорений это представление неприемлемо.

Может возникнуть вопрос, почему возникает подобное расхождение уже даже при малых амплитудах, когда собственно нелинейных эффектов быть не должно. Вероятная причина - в вязкоупругом поведении грунтовой толщи. В такой толще неупругие потери сильно растут с частотой. Это ведет к заметным дополнительным потерям для ускорений, в то время как влияние эффекта на скорости много слабее.

Эффект повышенных потерь в грунтовой толще при больших амплитудах - не единственный наблюдавшийся нелинейный эффект в нескальных грунтах. При особых типах грунтов возможны нелинейное формирование пиков ускорений (см. теорию и детальный обзор нелинейных эффектов в [22, 22]), но такие эффекты пока рассматривают как редкую аномалию.

Обзор нелинейных эффектов и путей их учета на основе норм ИВС-2006 США, Еврокод 8 [93] и МСН-2002.

Будем исходить из действующих на 2011 г строительных норм США ИВС-2006 [98], составленных с учетом наиболее обширного объема данных сильных движений и с учетом

теоретических нелинейных расчетов распространения упругих волн в реалистических моделях грунтовых толщ. Нормы ИВС-2006 включают карты сейсмического районирования, которые описывают нагрузки на двух фиксированных периодах - 1 с ($S_1 = RA(1)$) и приблизительно 0.2 с ($S_s = RA(0.2)$), значения которых привязаны к конкретному роду грунта В (скальный грунт). Значения S_s для класса В далее обозначаются S_{sB} . Тип грунта описывается через «класс грунта» с буквенным кодом А, В, С, D, Е. Классы грунта примерно аналогичны российским «категориям грунта», но дают более дробную классификацию. Из таблицы 1.1 (по основной части таблицы 1613.5.2 ИВС-2006, не включены особые случаи мягкого грунта) устанавливается соответствие между классами А, В, С, D, Е США и категориями принятыми в России и в странах СНГ на основе значения v_s скорости распространения поперечных волн. Оно установлено на основе норм РСН 60-86 [60] в следующем виде: для категории 1 - $V_s = 1000 - 1400$ м/с, точечная оценка 1200 м/с; для категории 2 - $V_s = 250 - 350$ м/с, точечная оценка 300 м/с; далее проводили интерполяцию по аргументу $\lg V_s$. Таблица 1.1 будет использоваться нами и дальше для пересчета категорий грунта на основе значений скорости V_s .

Таблица 1.1

Определение классов грунта А,В,С,D,Е ИВС-2006 США на основе средней скорости v_s в верхнем слое толщиной 30 м.

Класс грунта США	Скорость поперечных волн v_s , м/с	Категория грунта К	Тип грунта
А	$V_s < 1524$	[0.75]	Твердая скала
В	$762 < V_s < 1524$	1.25	Скала
С	$366 < V_s < 762$	1.75	Очень плотный грунт, мягкая скала
Д	$183 < V_s < 366$	2.25	Плотный грунт
Е	$V_s < 183$	[2.75]	Мягкий грунт

В таблице 1.2 приводятся значения «грунтовых коэффициентов» F_a для расчета спектра реакции на коротком периоде (приблизительно 0.2 с) для грунтов разного класса. Значение S_{sB} снимаются с карты районирования. Для расчета спектра реакции при классе грунта, отличном от В, расчет S_s , ведут по формуле

$$S_s = S_{sB} * F_a (**II)$$

Основные отличия такого подхода от практики в России и странах СНГ следующие. Во-первых, на карте ОСР отображен спектральный параметр, а параметр A не входит в процедуры расчетов. Во-вторых, при учете эффекта грунта используются «грунтовые

коэффициенты», существенно зависящие от амплитуды колебаний на коренных породах (то есть от S_{sB}).

Для сопоставимости с нормами России, целесообразно для ориентировки связать значения параметра S_{sB} со значениями максимального ускорения A на том же (класс В) грунте (первая строка таблицы 1.2, обозначено A_B). Это сделали в предположении, что отношение $F_B = S_{sB} / A_B$, то есть динамический коэффициент для коротких периодов и для скальных грунтов, равен 2.5. В следующих двух строках - балл, полученный из A_B пересчетом по соотношению из СНиП-81 и, более реалистично, по [20].

Таблица 1.2

Грунтовые коэффициенты F_a для вариантов класса грунта А,В,С,Д,Е США и вариантов спектральных амплитуд $S_s = S_{sB}$ для скального грунта класса В.

Класс грунта США и др	К пересчитанное по V_s	Спектр реакции, на коротких периодах, на грунте класса В, S_s , согласно карте СР				
		$S_{sB}=0.25$	$S_{sB}=0.50$	$S_{sB}=0.75$	$S_{sB}=1.00$	$S_{sB}=1.25$
$A_B = S_{sB} / 2.5$		0.1	0.2	0.3	0.4	0.5
$I(A_B)$ по СНиП-81		7	8	8.5	9	9.25
А	0.75	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
В	1.25	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
С	1.75	1.2	1.2	1.1	1.0	1.0
Д	2.25	1.6	1.4	1.2	1.1	1.0
Е	2.75	2.5	1.7	1.2	0.9	0.9

Результаты представлены на рис.1.2 Абсциссы - значения непрерывного аргумента K , в частности, пересчитанные из характеристик грунтовых классов ABCDE норм США, см. таблицу 1.1. При целых K , значение K соответствует определениям категории. По той же схеме выполнили пересчет в K для классов грунта А, В, С, Д норм Еврокод8. Поскольку идентичность обозначений может ввести в заблуждение, европейские классы, которые определены иначе, чем в нормах США, переобозначены как Ae, Be, Ce, De.

На рисунке 1.2 ординаты для сплошных ломаных линий - это значение A , полученное из значения S_s как $S_s / 2.5 = A_B F_a$. Выраженные различия тонких кривых от рекомендаций норм США при $A_B = 0.2 g$ и выше прямо связаны с учетом в этих нормах нелинейных потерь в постепенно теряющем прочность и связность грунте. Рисунок 1.2, иллюстрирует, как по нормам США зависит амплитуда ускорения A на нескальном грунте от грунтового

параметра K для случаев разных по уровню «входных амплитуд» A_B , привязанных к скальному грунту, класса В. При относительно малых амплитудах это изменение примерно следует обычной линейной схеме (систематический рост амплитуды при падении акустической жесткости).

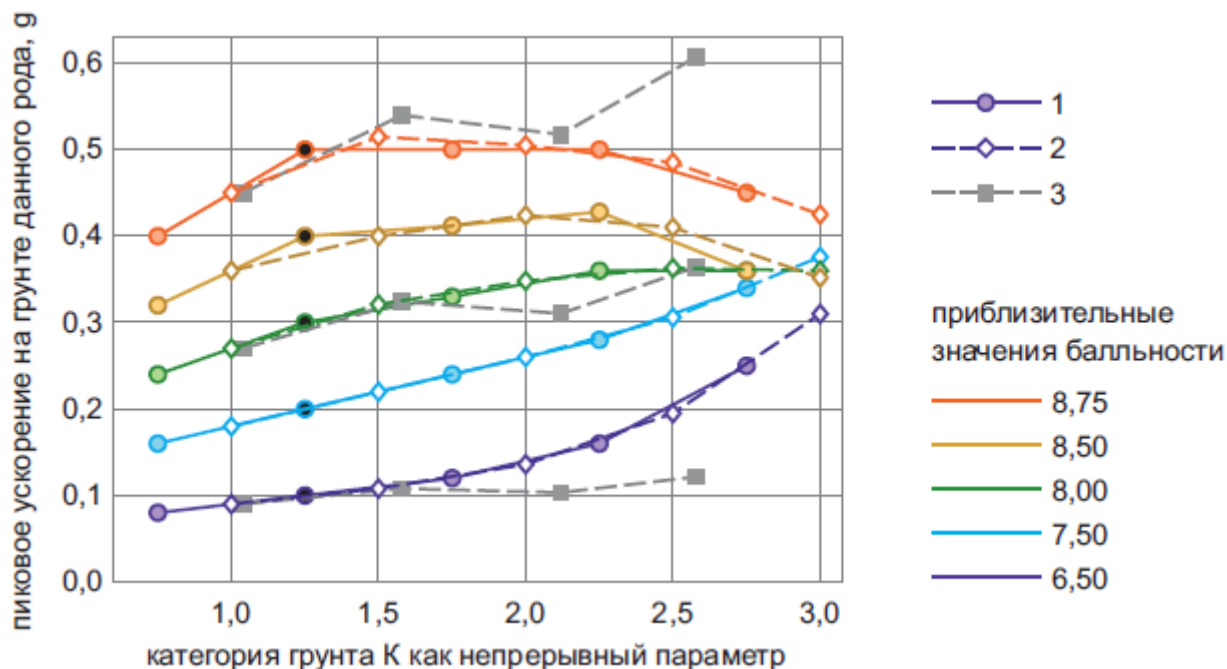


Рисунок 1.2. Поведение значений A норм США в зависимости от аргумента «номер категории грунта» K согласно таблице 2 и уравнению 1. Линии, снизу вверх, приблизительно соответствуют значениям балльности 6.5 7.5 8 8.5 8.75. Параметр линии - значение ускорения $A_B = S_{SB} / 2.5$ для грунта класса В; это значение обозначено кружком с точкой при $K=1.25$. Тонкий пунктир - аналогичные кривые, построенные в предположении линейного поведения среды. Серый пунктир - два варианта зависимости A от K на основе таблиц Еврокод8 (см таблицу 3) для случаев различных исходных значений A для грунта класса Ae, равных 0.15 и 0.45. Эти две ломаные пропорциональны друг другу. Черная кривая - предложение для новых норм России при фиксированном $A = A_{cr} = 0.3$ для грунта категории $K=1.0$ (Гусев А.А.) [18].

Можно заметить, что инженерные сейсмологи США принимают более медленный рост амплитуды с категорией, чем это принято в СНиП-1981, СНиП 22-01-98 КР и РСН-60-86 [63, 64, 60]. Шаг $\lg A$ ($d \lg A / dK$) в российских нормах равен, традиционно, 0.3010 (рост 2 раза на $\Delta K=1$). В нормах США при малых амплитудах для ускорений и спектрального параметра S_s , $d \lg A / dK$ составляет приблизительно 0.2 (рост в 1.6 раза на $\Delta K=1$ или 1.25 раза на класс грунта США). Это заметно расходится с традициями России и стран СНГ. Однако при тех же малых амплитудах, для периодов в окрестности 1 с, $d \lg S_1 / dK$ составляет в среднем около 0.3 (рост в 2 раза на $\Delta K=1$ или 1.41 раза на класс грунта США). Можно уверенно предполагать, что она отражает реальность, и расхождение в темпе роста

амплитуд с категорией грунта $dlg(\text{амплитуда})/dK$ - реальное явление. Рост грунтовых коэффициентов с K наиболее выражен при малых амплитудах. При относительно больших амплитудах, этот рост замедляется в силу нелинейности.

Для условий Японии (с чем автор имел возможность работать лично во время стажировки в Японии) грунтовые поправки к $Ig RA$ для «среднего грунта» относительно «скалы» для периодов 0.2 и 1 с равны 0.13 и 0.40 соответственно. В [107] дается оценка $G=dlgY/dlgV_{30}$ для разных амплитудных параметров, где V_{30} - это V_s в верхних 30 м разреза. Легко видеть, что $dlgY/dK \approx 0.6 G$. Получены следующие оценки $dlgY/dK$: 0.33 для максимального ускорения; 0.426 для максимальной скорости; 0.408 и 0.558 для спектров реакции на периодах 0.2 и 1.0 с. Качественное согласие с результатами по США наблюдается, но численные оценки выше оценок для США (и более ранних оценок для Японии). Авторы [92] отмечают данный факт и его аномальный характер, но этим и ограничиваются. Грунтовые поправки к $Ig RA$ на периодах в 0.2 и 1.0 с имеют гораздо более близкие к традиции США значения 0.15 и 0.30. Грунтовые коэффициенты для классов C, D и E (относительно класса B) для ускорений и спектров на 0.2 и 1 с составили: для ускорений 1.5, 1.9 и 2 раза, для спектров на 0.2 с 1.4, 1.9 и 1.8 раза, и для спектров на 1 с 1.35, 2 и 3.6 раза. В целом, намечается тенденция к несколько более высоким оценкам грунтовых коэффициентов в Японии относительно данных по западу США. По другим хорошо исследованным регионам (Европа) наблюдаются свои отличия.

При анализе различий регионов следует иметь в виду, что модель вертикального распространения волны, и тем более частная модель отношения акустических жесткостей не дает полного описания картины грунтовых коэффициентов. Более совершенная модель должна бы учитывать вклады поверхностных волн, включая их высшие гармоники, и во всяком случае роль резонансов в слое. Отсюда различия в оценках вполне ожидаемы.

Из вышесказанного видна качественная картина поведения грунтовых коэффициентов: они снижаются с ростом амплитуд на скальном грунте, причем при малых амплитудах грунтовый коэффициент для коротких периодов заметно ниже, чем для средних периодов. Обобщение данных такого рода по многим землетрясениям, в первую очередь для запада США, послужило основой для установления нормативных грунтовых коэффициентов в IBC-2006. Рассмотрение кривых рисунка 1.2 показывает, что по мере увеличения максимального ускорения на скале, устойчивый рост амплитуд с ростом K прекращается, и при $A_v=0.5 g$ формируется картина насыщения амплитуд на значениях, характерных для грунтового класса B. «Переключение» с линейного на заметно

нелинейный режим происходит постепенно: от отсутствия вплоть до $K=2.5$ при $A_B=0.1$ до «немедленного» включения при $K \approx 1.5$ при $A_B=0.5$.

Близкие выводы следуют из рассмотрения более простого подхода, использованного в европейских нормах Еврокод-8, когда дается карта сейсморайонирования в терминах A_{Ae} - максимального ускорения на коренных породах или грунте класса Ae (оригинальное обозначение a_g). В Еврокод8 нет явного учета нелинейности, грунтовые поправки принимаются амплитудно-независимыми; но неявным образом эти поправки учитывают нелинейность грунтов. Непростая картина, видная на графиках рисунка 1.2 по нормам США, сглажена и осреднена в европейских нормах, где принята единая форма трендов $A(K)$ при разных уровнях амплитуды на скальном грунте. Эти тренды описываются через единый для всех амплитуд грунтовый коэффициент $S = A/A_{Ae}$, таблица 1.3. Расчет спектра реакции $RA(T_c)$ для сооружения с собственным периодом T_c (оригинальное обозначение $Se(T)$) ведется по схеме:

$$RA(T_c) = A_{Ae} S - \beta_{Ae}(T),$$

где функция $\beta_{Ae}(T)$ (оригинальное обозначение Se/a_g) напоминает коэффициент динамичности СНиП-81, однако нормирована не на максимальную амплитуду движения данного грунта, а на аналогичную амплитуду для коренных пород.

Таблица 1.3

Грунтовые коэффициенты S для вариантов класса грунта Ae, Be, Ce, De по Еврокод-8 для спектров Тип 1 (основной) и Тип 2 (малые магнитуды)

Класс грунта Еврокод-8	Скорость поперечных волн v_s , м/с	K , пересчитанное по V_s	Род грунтового разреза	S для спектров «Тип 1»	S для спектров «Тип 2»
A \equiv Ae	> 800	[1.04]	Скала	1,0	1,0
B \equiv Be	360 – 800	1.58	мягкая скала	1,2	1,35
C \equiv Ce	180 – 360	2.12	Плотный грунт	1,15	1,50
D \equiv De	< 180	[2.58]	Мягкий грунт	1,35	1,80

Произведение $A = A_{Ae} S = a_g S$ имеет смысл максимального ускорения на грунте данного класса. Его ход с категорией грунта иллюстрируется серыми пунктирными ломаными с квадратами на рисунке 1.3. Если считать таблицы Fa ИВС-2006 близкими к истине, то в рамках подхода Еврокод8, при амплитудно-независимых грунтовых поправках,

вносятся искажения. Из рисунка 3 можно усмотреть, что выбранный в Еврокод8 конкретный вариант поправок, неявно учитывающих нелинейность, примерно соответствует случаю, когда максимальное ускорение на скале близко к 0.3 g [61]. При малых амплитудах, когда вклад нелинейности невелик, такой подход занижает ускорения на мягких грунтах до двух раз в области $K=2.5-3$. Напротив, при ускорениях 0.4-0.5 g на грунте с $K=1$, ускорения предсказываемые на тех же грунтах по EC8 могут превышать реальные до 1.5 раз.

Применительно к условиям России и СНГ, разработан проект норм МСН-2002, в котором также реализован табличный вариант учета нелинейности. Главная особенность МСН-2002 в сравнении с ИВС-2006 - это использование в качестве опорного амплитудного параметра колебаний максимального ускорения на среднем ($K=2$), а не на скальном ($K\approx 1$) грунте. Это следует традициям норм СССР, но по этой же причине возникает ряд сложностей, причем не только с нормированием в строительных нормах, но и с методикой СМР, и частично с методикой ОСР [67]. Нормы МСН-2002 занимают, в известном смысле, промежуточное положение относительно норм США и Европы. Нелинейность описывается в табличном виде и учтены различия в степени выраженности нелинейных эффектов при разных уровнях амплитуды но форма спектра не меняется с амплитудой.

Из таблицы 1.4 и рисунка 1.3 видно, что в целом как нормы МСН-2002 так и нормы США учитывают, что нелинейные эффекты (замедленный рост амплитуд в функции от K) нарастают с амплитудой. В области $A_{K1}=0-0.3$ и $K=1-2.5$ имеется неплохое численное согласие. Но при A_{K1} более 0.3 имеются существенные расхождения и детали заметно различаются. Результат (рис. 1.3) показывает численное расхождение между нормами США и расчетом по МСН, в котором сделано стандартное для норм СССР-России и стран СНГ предположение $dlgA/dK=0.3010$ (рост амплитуды ускорения вдвое на $\Delta K = 1$), не связанное с учетом нелинейности. Нормы США указывают на $dlgA/dK=0.20$ при малых амплитудах. При больших амплитудах $dlgA/dK$ принимает много меньшие значения, чем 0.20. По-видимому, нормы ИВС-2006 лучше отражают реальность, и наличие расхождения указывает на необходимость пересмотра методологии СМР. Из графиков на рисунке 1.3 также видно, что принятая для МСН-2002 схема нелинейного поведения переупрощена и не отражает качественно разное поведение на разных амплитудных уровнях. Поведение кривых ИВС-2006 демонстрирует выраженное нарастание нелинейного затухания на слабых грунтах, в отличие от сглаженной зависимости норм МСН2002.. Кроме того, при обычной для СССР-России-страны СНГ более грубой градации грунтовых условий просто трудно отобразить

в таблице важные детали. Наконец, использование как опорной категории грунта $K=2$ вносит дополнительные сложности в анализ.

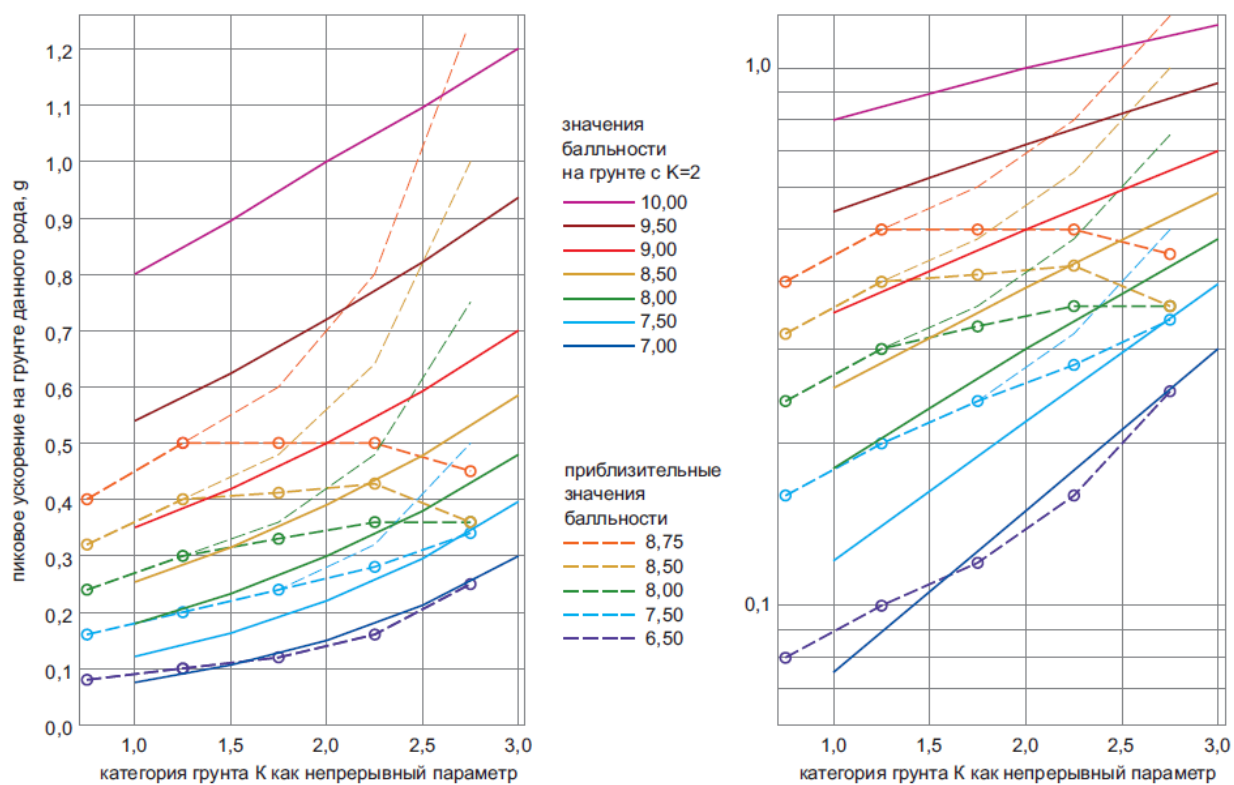


Рисунок 1.3. Ход значений A норм МСН-2002 в зависимости от аргумента «номер категории грунта» K согласно таблице 1.4 (сплошные линии). Линии, снизу вверх, соответствуют значениям балльности 7 7.5 8 8.5 9 9.5 10 на грунте $K=2$. Аналогично, штриховые ломаные линии с кружками описывают поведение значений A норм США согласно таблице 1.2. Линии, снизу вверх, приблизительно соответствуют значениям балльности 6.5 7.5 8 8.5 8.75. Параметр линии - значение ускорения A_B для грунта класса В США. Тонкий пунктир - аналогичные кривые, построенные в предположении линейного поведения среды. Принято $dlgA/dK=0.301$ Левый график - натуральный масштаб, правый график - логарифмический масштаб [17].

Таблица 1. 4

Грунтовые коэффициенты пересчитанные из таблицы 2.4 норм МСН2002

	Параметры колебаний грунтов***					
Балл на грунте кат 1	5	6	7	8	9	10
Балл на грунте кат 2	6	7	8	9	10	[11]
Балл на грунте кат 3	7	8	9	10	[11]	--
A_{K2}		0.15	0.3	0.5	1	
$A_{КП}$		0.075	0.15	0.25	0.5	

K=1*	1	1	1	1	1	
K=2**	2[1.54]	2[1.54]	2[1.43]	1.67[1.26]	1.43[1.1]	[1.25]
K=3	4	3.2	2.8	2.0	--	--

* примерно граница классов A|B США

** примерно граница классов C|D США

*** В квадратных скобках, курсивом: интерполированное к использованному набору дискретных значений K значение F_a по ИВС-2006

Таблица построена для случая, когда за опорное значение амплитуды берется ее значение $A_{ск}$ на грунте с $K=1$ или коренных породах, в предположении $A(I=7)=0.15$ и (при малых амплитудах) $dlgA/dK=0.3$.

Вывод к разделу 1.2.3

Для корректной оценки амплитуд воздействия по карте нормативного балла считается возможным пересмотр подходов к оценке воздействия и создание единой процедуры, вместо их сегментов, разделенных в настоящее время между картой ОСР, нормами СНиП и нормами РСН. Главное в пересмотре - учет выраженного нелинейного поведения нескальных грунтов, учет которого можно проводить на основе зарубежных данных.

1.3 Уточнение величин сейсмической опасности. Методики площадных оценок величин PGV и грунтовых свойств

Выше, в разделе 1.2, был дан обзор существующего в России и странах СНГ положения с представлением данных о сейсмической опасности в виде карт ОСР и ДСР в терминах величин интенсивности и амплитуд ускорений, где при обсуждении этих вопросов, в значительной степени, базировались на результатах Гусева А.А. [17]. В случае представления карт в терминах ускорений происходит некоторое упрощение ситуации для инженерных расчетов, при этом такой пересмотр не является просто формальным объединением «стадии ОСР и стадии учета норм СПиП», но и позволяет более полно учесть мировой опыт наблюдения сильных движений. Такой учет по-прежнему невозможен в плане учета региональных особенностей излучения сейсмических источников (равной магнитуды M_w) и региональных характеристик затухания ввиду нехватки таких региональных данных, но вполне возможен в плане более полного учета свойств грунта. В частности, анализ показывает, что часто используемое в практике в России и в странах СНГ предположение о равном (кратном) изменении амплитуды колебаний при изменении

интенсивности колебаний на 1 балл и при изменении категории грунта на единицу не отвечает имеющимся эмпирическим данным и может быть существенно уточнено.

Проведенный анализ позволяет также получить два результата, существенных в плане обоснования и реализации описанных далее, в определенной степени оригинальных, методик уточнения сейсмической опасности. Эти результаты касаются 1) наблюдения, что, в отличие от максимальных амплитуд ускорения (PGA), для амплитуд скорости сейсмических колебаний грунта (PGV) не наблюдается столь сильного насыщения при больших значениях интенсивности (балльности) колебаний и 2) наличия четкой связи между международными (в частности, американскими) градами грунтов (A, B, C, D, E) и российскими категориями (K=1, 2 и 3), причем эта связь реализуется через характерный интервал значений скоростей поперечных сейсмических волн V_s в верхней части разреза, обычно берутся верхние 30 м, получаем характеристику V_{s30} .

Из первого наблюдения следует особая перспективность использования значений PGV для оценки величин сейсмических воздействий (особенно высокой интенсивности I). Из второго наблюдения следует, что именно оценка локальных значений V_{s30} позволяет выйти на локальные же оценки сайт-эффекта.

Охарактеризуем наши два методологических приема для уточнения сейсмической опасности более подробно. Величина сейсмической опасности определяется величиной максимального сейсмического воздействия и грунтовыми условиями, способными значительно увеличить или уменьшить силу такого воздействия. Отсюда встают две задачи, в комплексе дающие возможность заметного продвижения в решении проблемы уточнения величин сейсмической опасности. Первая задача состоит в определении величин максимально возможного сейсмического воздействия, вторая в уточнении локального отклика на такое воздействие (определение так называемого сайт-эффекта, site-effect). Ошибка в определении максимально возможного воздействия (на основе данных о сильных землетрясениях, происшедших в областях, ранее полагавшихся слабосейсмичными) может достигать 2-3 баллов. Ошибка из-за недоучета локальных условий обычно составляет до 1 балла (в исключительных случаях до 1.5 балла).

Ниже мы обсуждаем процедуру оценки отклика грунтовой толщи и характеристической пиковой скорости движения грунта, PVG по макросейсмическим данным. Таким образом, мы пытаемся представить комплексную оценку, учитывающую максимальное ожидаемое значение сейсмического воздействия и локальный сайт-эффект, связанный со свойствами почвы. В комплексе эти оценки позволяют заметно уточнить величину сейсмической опасности.

Ожидаемый максимальный уровень сейсмического воздействия был оценен как значения пиковой скорости (PGV) при древних сильных землетрясениях, оцененных по величине предположительно сейсмогенных дислокаций, в данном случае в смещениях блоков (обломков) скальных пород в исследуемой области. Отметим, что именно в случае ошибочного отнесения потенциально сейсмоактивной территории к сейсмически спокойной, обычно и возникали землетрясения, повлекшие особенно большие значения ущерба. Получение статистических полевых данных такого рода позволяет оконтуривать очаговые области сильных землетрясений и оценивать максимальные значения сейсмических воздействий. Повторимся, что анализ инструментальных данных по сильным движениям позволяет заключить, что, в отличие от значений ускорения, значения массовой скорости (PGV) в весьма незначительной степени имеют тенденцию к насыщению при больших значениях интенсивности. Таким образом, оценка величин PGV от сильных исторических и палеоземлетрясений позволяет достаточно точно охарактеризовать величину сильных редких сейсмических воздействий.

Максимальная погрешность величин сейсмического воздействия, связанная с недоучетом местных грунтовых условий слабее максимальной погрешности, возникающей при отнесении потенциально сейсмоактивных территорий к сейсмически спокойным. Не удивительно, что при такого рода ошибках возникают землетрясения, приводящие к особенно большим ущербам. Так, при отнюдь не самом сильном Таншаньском землетрясении 1976 г. с $M=8$ в Китае погибли, по разным источникам, от 240 до 650 тыс. человек (многие эксперты полагали, что маоистские власти занизили число жертв, и предлагали свои оценки). На территории современной России самая страшная сейсмическая катастрофа произошла 28 мая 1995 года на Северном Сахалине, в области ранее полагавшейся слабосейсмичной. Землетрясение с магнитудой 7.6 уничтожило город Нефтегорск и унесло жизни 2040 человек из 3197 жителей города. На картах Сахалина 50-ых годов этого молодого города нефтяников еще нет. На современных картах его нет тоже. Вместо города мемориальный комплекс. И такие случаи возникновения сильного землетрясения в области, полагавшийся ранее слабосейсмичной или даже асейсмичной отнюдь не единичны. Повторяемость сильных землетрясений может составлять многие сотни и даже несколько тысяч лет, и в промежутке времени между такими событиями данная местность может казаться слабосейсмичной. Недооценке сейсмической опасности способствует и то, что в слабосейсмичных областях часто не бывает сейсмостанций, поэтому слабые местные землетрясения остаются незамеченными. Строительство в слабосейсмичных областях ведется типовым образом, без учета сильно удорожающих

строительство антисейсмических требований. Поэтому последствия случающихся в таких районах неожиданных ударов стихии бывают особенно тяжелыми. Методика оценки величин PGV при исторических и палеоземлетрясениях призвана помочь в преодолении опасности получения ошибок такого типа.

Оценка локальных профилей скоростей S-волн, как видно из приведенного выше обзора, является не только ключевым фактором при оценке свойств поверхностного слоя в инженерной сейсмологии, она также позволяет интегрировать и совместно использовать данные о сайт-эффекте выраженные значениями категории грунта ($K=1, 2$ и 3) в традициях СССР-России и стран СНГ, и данные в градациях иных стран, в частности наиболее обеспеченные инструментальными наблюдениями шкалу свойств грунта в США (градации A, B, C, D, E). Однако такого рода исследования по определению сейсмической структуры грунтового слоя весьма трудоемки и ими может быть охвачены только относительно малые участки исследуемой территории. Такие сейсмические измерения были проведены автором на ряде участков в Нарынской области для определения скоростной структуры грунтовой толщи по сейсмическим инструментальным данным. Значения скорости S-волны, согласно данным Национальной программы уменьшения опасности землетрясений (NEHRP, Building Seismic Safety Council, 2004) [110] являются критическими параметрами для оценки величин сайт-эффекта. Однако, требуется метод, позволяющий распространить имеющиеся локальные данные на всю исследуемую территорию. Для получения такого площадного покрытия мы используем простой и недорогой метод [132], предполагающий корреляцию между наклоном рельефа и средним значением скорости S-волны в приповерхностном слое (обычно мощностью 30 м). Предполагается, что на локальном уровне существует приемлемо точная корреляция между локальным наклоном местности (получаемым по топографии) и значением поверхностной скорости S-волны.

Соответствующие методики и результаты представлены ниже в главе 2 (по оценке максимальных скоростей PGV для землетрясений прошлого) и в главе 4 (площадная оценка грунтовых условий).

Выводы по главе 1

Приведенный анализ подкрепляет целесообразность перехода в будущем от полуколичественной шкалы балльности (интенсивности) на инструментальную шкалу представления величин сейсмической опасности. Такой переход целесообразен, несмотря на то, что характеристика интенсивности (балльности) является интегральной характеристикой и сама по себе более адекватно характеризует сейсмическое воздействие

и величину разрушений чем, например, пиковые значения ускорения. Такой переход целесообразен по следующим соображениям.

1. Более адекватно представляющая уровень разрушений шкала балльности в инженерной практике СССР-России и стран СНГ не является окончательной, а используется как промежуточная характеристика для последующей оценки величин ускорения по правилам СНиП. Такой переход неизбежно более формален, менее точен и меньше использует богатые мировые данные по сильным движениям, чем это возможно в случае оптимального (более сложного) перевода карт ОСР в термины эффективной максимальной амплитуды ускорений.
2. Хотя, ввиду недостатка региональных данных по сильным движениям на территории стран СНГ невозможно учесть региональные особенности излучения сейсмических источников (при той же магнитуде M_w) а также региональные особенности поля затухания, мировые данные по учету грунтовых свойств могут быть использованы в полной мере.
3. По предложенным вариантам перехода к картам сейсмической опасности в терминах эффективного максимального ускорения выбран вариант, оптимальный для условий Киргизии.

На основе проведенного анализа показано также:

1. По результатам анализа мировых данных по сильным движениям показано, что, в отличие от величин ускорения, значения PGV не демонстрируют сильного насыщения при больших значениях балльности, что указывает на корректность использования этой характеристики для оценки максимальных сейсмических воздействий.
2. Ключевой характеристикой, удобной для взаимного пересчета категорий грунта по используемой в России и странах СНГ ($K=1, 2$ и 3) и наиболее обеспеченной инструментальными данными шкалы, применяемой в США (градации А, В, С, D, Е) являются значения скоростей поперечных сейсмических волн в верхних 30 м разреза, V_{s30} .

С использованием вышесказанного далее описываются методики (частично оригинальные) и результаты их использования по площадной оценке величин максимальных массовых скоростей (PGV) при исторических и палеоземлетрясениях и по площадной оценке локальных величин V_{s30} на основе мировой регрессионной зависимости

величин V_{s30} от локального наклона местности, получаемого по данным детальной цифровой модели местности.

ГЛАВА 2. МЕТОДИКА И ОПЫТ ПЛОЩАДНЫХ МАРШРУТНЫХ ОЦЕНОК ВЕЛИЧИН PGV ПО МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ.

2.1 Метод оценки значений PGV, основные положения

Использованный нами метод оценки величин PGV при исторических и палеоземлетрясениях основан на методе, впервые предложенном в работе [59]. Этот метод, который с участием автора был обобщен на получение площадных оценок величин PGV, исходно базируется на использовании трех важных допущений, являющихся обобщением эмпирических данных.

Во-первых, принимается, что на степенном распределении величин сейсмических воздействий имеет степенной характер. Это позволяет учитывать только одно сильнейшее воздействие, полагая все другие, существенно более слабые по величине, как бы шумом.

Во-вторых, используется то обстоятельство, что обычно в цуге сейсмических колебаний наблюдается одно наиболее сильное отклонение (часто составляющее целый период, т.е. с отклонением вверх-«плюс» и вниз-«минус»). Именно это отклонение и обеспечивает резко выделяющееся по величине максимальное значение массовой скорости — PGV. Предполагается, что именно эта скорость и передается скальному блоку, который затем по инерции перемещается в свое новое положение. Типичность в цуге колебаний единичного, резко выделяющегося значения позволяет не учитывать перемещения, порождаемые более слабыми воздействиями с меньшими значениями массовой скорости. Эти последние играют роль относительно несущественного шума.

Наконец, в-третьих, используется то обстоятельство, что геометрия смещающегося скального блока и окружающих его блоков породы обычно служит эффективным фильтром, позволяющим в полной мере реализовать смещения только одной определенной ориентации. Иначе направленные сильные сейсмические воздействия не реализуются по геометрическим ограничениям.

Перечисленные предположения позволяют в качестве допустимого сильно упрощающего приближения рассматривать каждое отдельное смещение скальной отдельности (глыбы) как порождаемое некоторым единичным сейсмическим воздействием. Остается оценить величину этого воздействия, т.е. значение PGV, и направление

воздействия. Для этого решается упрощенное модельное уравнение баланса механической энергии, связывающее величину наблюдаемого перемещения данной скальной отдельности со значением массовой скорости в сейсмической волне, полагаемой равной PGV.

Представленный в [59] список моделей дан на рис.2.2 В простейшем (и наиболее часто наблюдаемом в природе, модель №3 на рис.2.2 в предположении горизонтальности площадки) модельном случае перемещения скальной отдельности по горизонтальной поверхности с трением используется уравнение баланса энергии

$$mV^2 = 2 m \cdot g \cdot k \cdot L, \quad (2.1)$$

где m — масса скальной отдельности; V — скорость (полагаемая равной PGV); g — ускорение свободного падения; k — коэффициент трения; L — дальность перемещения скальной отдельности.

Фотографии примеров такого рода смещений представлены на рис.2.1.



Рисунок 2.1. Фотографии субгоризонтальных смещений скальных отдельностей блоков (возможно сейсмогенной природы).

В более сложном случае учитывается величина смещения скальной отдельности по вертикали, а также используются иные модели для оценки PGV при отбрасывании,

подбрасывании скальной отдельности или при ее переворачивании. В частности, модель (2.1) легко может быть обобщена на случай несильно наклонной поверхности. В этом случае рассматриваются смещения крупных скальных блоков, реализующиеся в направлении, сильно отличающемся от направления максимального уклона местности (рис. 2.2, модель №3). Естественным объяснением резкого отклонения направления смещения обвальных и оползневых масс от гравитационно обусловленного направления является воздействие сильного сейсмического импульса. Приняв, что смещение блока вниз по склону происходило одновременно со смещением вдоль склона, по аналогии с подходом, использованным при расчете модели 2, получаем для оценки скорости V соотношение:

$$V = \sqrt{2(kg\sqrt{(H^2 + L^2)} - gH)}, \quad (2.2)$$

где H – уменьшение высоты сместившегося блока, L – величина смещения обвальной массы по горизонтали.

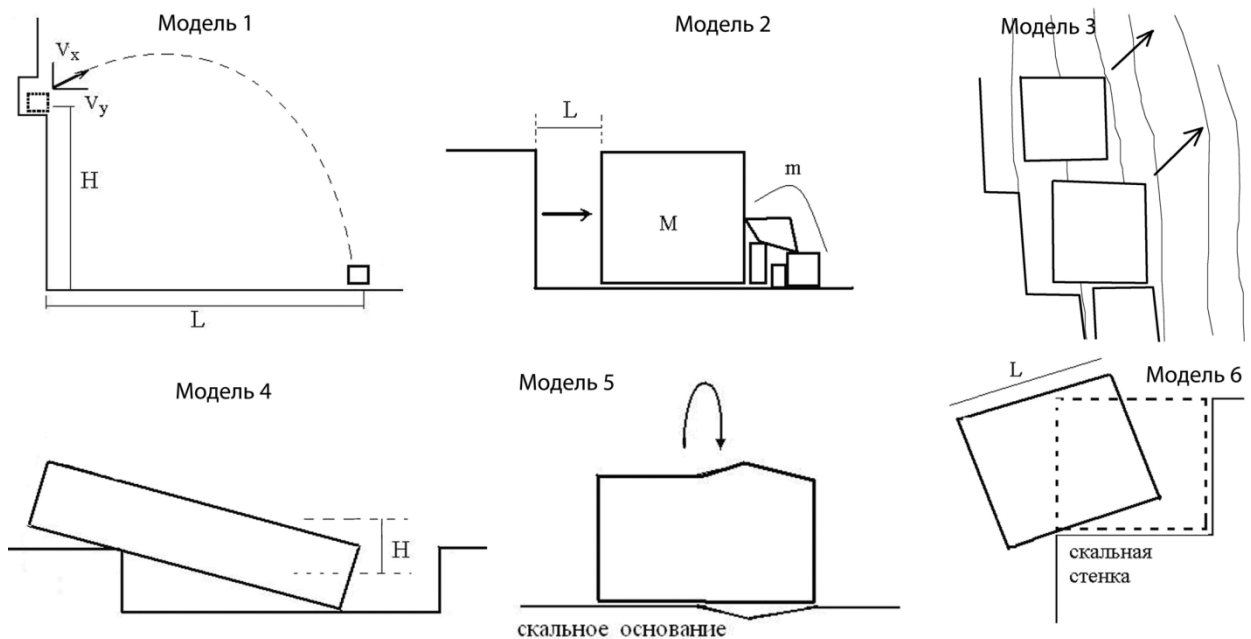


Рисунок 2.2. Набор моделей сейсмогенных смещений скальных блоков, по [59].

В любом из модельных случаев, изображенных на рис.2.2, решается некоторое упрощенное соотношение баланса механической энергии. Конкретные формулы расчета по каждой из этих моделей приведены в [59]. Как отмечалось выше, реально в наших работах

использовалось только соотношение (2.1), отвечающее упрощенному варианту модели №3 рис.2.2. Поэтому здесь не будем более останавливаться на других моделях.

Для полноты картины, отметим, что аналогичные задачи иногда [84, 100] решаются на основе применения метода дискретно-элементного деформационного анализа (numerical discrete element discontinuous deformation analysis, DDA). С теоретической точки зрения, различие обоих подходов аналогично решению задач механики на основе уравнений движения или на основе соотношений баланса энергии. Первый метод, обычно, точнее; второй часто существенно более прост в реализации. Аналогично этому, и результаты расчетов методом DDA точнее, но они сильно зависят от выбора шага по времени, принимаемых параметров и условий взаимодействия с соседними блоками и механических ограничений. При сильном уменьшении шага по времени и точном выборе параметров задачи метод DDA требует значительных вычислительных мощностей. Последнее не всегда удобно, особенно, если реализуется статистический подход с анализом большого числа смещений различных скальных отдельностей. Проведенные сопоставления (личное сообщение М.В.Родкина) показали, что применение обоих методов приводит к весьма близким результатам.

В конце краткого описания верифицируемого и используемого далее метода оценки PGV отметим, что в обзоре главы 1 указывалось, что, в отличие от величин ускорения PGA, значения максимальных сейсмических скоростей не демонстрируют насыщения при больших значениях интенсивности (балльности). Соответственно, метод оценки по макросейсмическим данным величин PGV предпочтительнее метода DDA оценки величин PGA также и в этом отношении.

Представленный метод было необходимо верифицировать. Такая верификация была проведена Родкиным М.В. и другими при полевых работах в очаговых зонах известных сильных Кеминском (03.01.1911 г., $M_w = 7.9$) [84] и Сусамырском [11] (19.08.1992 г., $M_S = 7.3$, $H = 23$ км) землетрясений [58, 76]. Результаты подтвердили правомочность такого подхода. Отдельные положения модели были подкреплены сравнением с данными смещения каменных блоков в результате взрыва [59].

При участии автора была проведена работа по реализации площадной версии использования данного метода. А именно, в течении двух полевых сезонов 2014 и 2015 годов были проведены маршрутные полевые работы на площади до 150 км² в районе начавшегося строительства Верхне-Нарынского каскада ГЭС. Далее детально описываются результаты работ в очаговых зонах Сусамырского и Кеминского

землетрясений, а далее описываются результаты работ в районе Верхне-Нарынского каскада ГЭС.

2.2. Верификация метода оценки PGV по макросейсмическим данным

Ниже, по материалам нашей работы [50, 58] рассматриваются результаты применения указанной методики для фокальных зон Сусамырского и Кеминского сильных землетрясений и для ряда участков зоны строительства Верхне-Нарынского каскада ГЭС. *Суусамырское землетрясение* (19.08.1992 г., $MS = 7.3$, $H = 23$ км) - произошло в западной части межгорной Сусамырской впадины Северного Тянь-Шаня примерно в 100 км к юго-западу от г. Бишкек. Несмотря на слабую населенность района землетрясения, от землетрясения и вызванных им обвалов погибли 52 человека. Характер фокального механизма и сейсмодислокаций отвечает развитию сжимающих (ориентированных примерно в направлении север–юг) напряжений. Вскоре после землетрясения его плейстосейстовая область была достаточно подробно исследована и описана рядом исследователей [6, 95, 101], в том числе и автором настоящей диссертации. Собранные во время этих работ материалы (систематические замеры сейсмических деформаций) позволили провести приведенные ниже оценки и сопоставления. Подчеркнем, что макросейсмическое описание проводилось до разработки используемого в данной статье метода оценки величин PGV, ввиду чего оно не вполне отвечает требованиям такого подхода; в ряде моментов оно оказалось избыточным, а в ряде других — неполным. Кроме того, исследованиями была охвачена только небольшая доля площади очаговой зоны.

Несмотря на большую магнитуду события, сейсморазрыв при Сусамырском землетрясении вышел на поверхность только на двух относительно коротких и сильно разнесенных (около 20 км) участках (Таблица 2.1). К окрестности этих участков приурочены и две области максимальных ($I = X$) значений балльности [101]. Оба вышедших на поверхность коротких сегмента сейсморазрыва (рис. 1) имеют взбросо-сдвиговой характер и приурочены соответственно к субширотному Арамсуйскому адырному предгорному разлому (восточный сегмент) и Сусамырскому краевому разлому запад–северо-западного простирания (западный сегмент). Характер поверхностных сейсмонарушений (обвалов, трещин, оползней, грязевых вулканчиков) весьма разнообразен и охватывает большую площадь [48].

Результаты расчетов величин PGV по формуле (2.1) с характерным значением $k = 0.7$ приведены в таблице. Видно, что максимальные ($PGV \geq 3$ м/с) значения скорости

располагаются в непосредственной близости от двух вышедших на поверхность сегментов сейсморазрыва (см. рис. 2.3). Согласно новой макросейсмической шкале [6], такие значения PGV соответствуют балльности $I = X+$. Балльности $I > IX$, согласно этой же шкале, соответствуют значения PGV более 1 м/с. Внутри изолинии $I = IX$ располагаются только такие значения скорости. Однако значения с $PGV > 1$ м/с встречаются также и вне изолинии $I = IX$, в области $VIII < I < IX$.

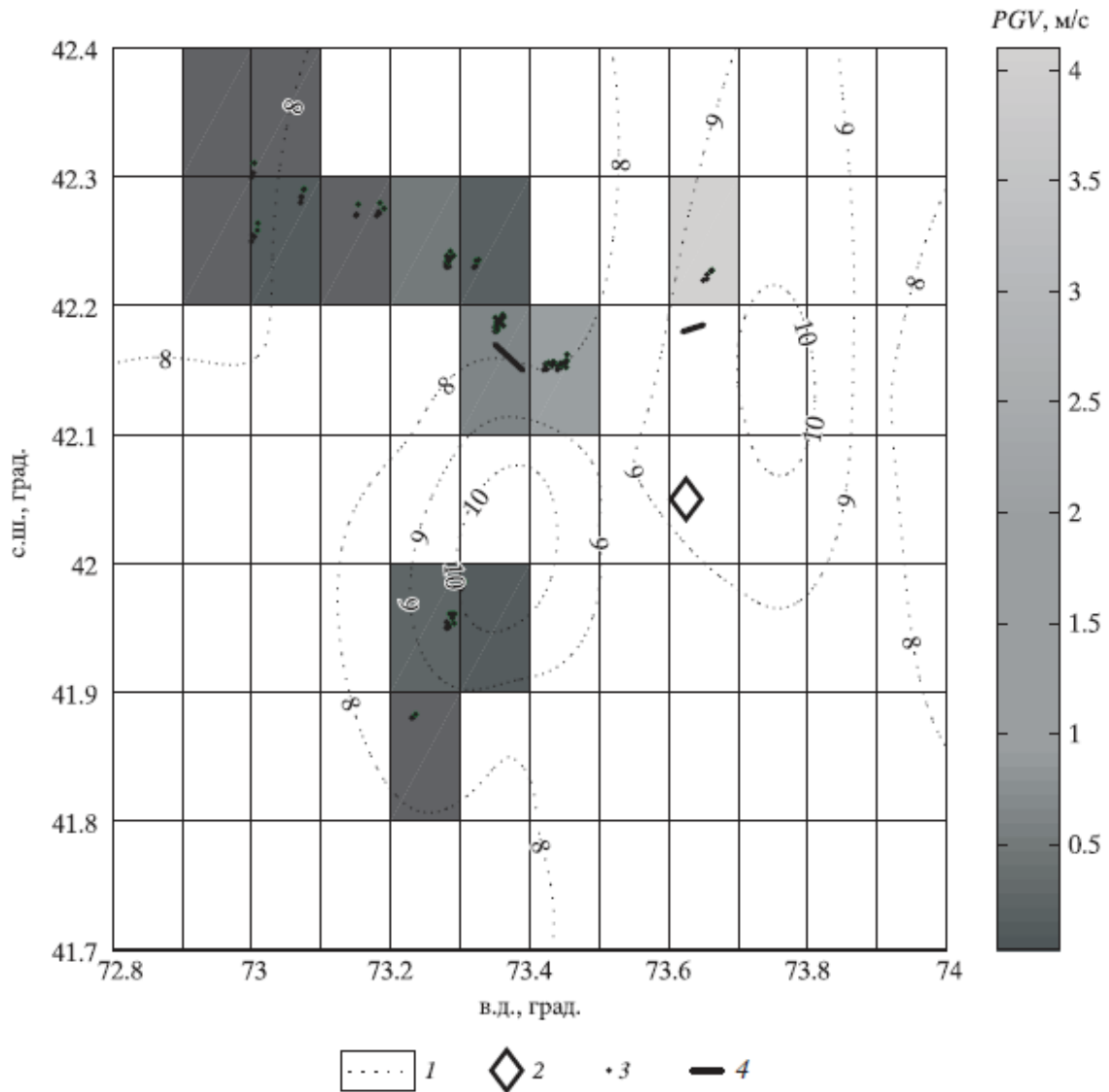


Рисунок 2.3. Расположение оцененных величин PGV в окрестностях Сусамырского землетрясения 1 — примерное положение изолиний балльности по данным [95]; 2 — положение эпицентра; 3 — точки наблюдений; 4 — выходы сейсморазрыва на поверхность по [58]

Таблица 2.1

Полученные методом смещения скальных отделностей оценки PGV и азимуты смещений для Сусамырского землетрясения

Номер точки	Географические координаты		PGV, м/с	Азимут смещения, град.
	с.ш., град.	в.д., град.		
1	42.23	73.66	4.3	180
2	42.23	73.65	3.7	170
3	42.16	73.45	1.0	240
4	42.15	73.42	2.9	333
5	42.16	73.43	2.0	180
6	42.16	73.42	2.2	155
7	42.15	73.43	2.0	170
8	42.15	73.45	1.3	320
9	42.16	73.44	1.0	340
10	42.16	73.45	0.9	60
11	42.15	73.44	1.2	333
12	42.16	73.45	1.0	240
13	42.16	73.44	0.8	220
14	42.15	73.45	0.7	315
15	42.23	73.28	1.6	190
16	42.23	73.28	1.5	145
17	42.23	73.28	1.8	180
18	42.24	73.28	1.9	125
19	42.23	73.28	0.7	2
20	42.23	73.29	1.4	100
21	42.23	73.28	2.0	130
22	42.24	73.33	1.1	200
23	42.23	73.32	2.4	140
24	42.18	73.35	0.7	65
25	42.19	73.35	0.6	190
26	42.18	73.35	2.3	185
27	42.18	73.35	1.7	165
28	42.18	73.35	0.6	333
29	42.18	73.36	2.8	40
30	42.18	73.35	2.2	105
31	42.18	73.36	0.8	95
32	42.18	73.35	1.6	330
33	42.19	73.36	3.3	175
34	42.18	73.35	2.7	185
35	42.18	73.35	2.2	50
36	42.18	73.36	2.0	50
37	42.28	73.08	1.4	60
38	42.28	73.08	0.8	225
39	42.27	73.15	1.0	310
40	42.27	73.18	1.0	60
41	42.28	73.18	1.2	210
42	42.30	73.00	1.0	40
43	42.25	73.01	0.6	240
44	42.26	73.01	0.6	50
45	41.98	73.30	1.8	330
46	41.98	73.30	2.4	300
47	41.96	73.28	1.7	290
48	41.95	73.29	1.7	150
49	41.95	73.28	1.3	180
50	41.95	73.28	2.7	180
51	41.96	73.28	1.7	250
52	41.95	73.28	1.0	340
53	41.88	73.23	1.3	240

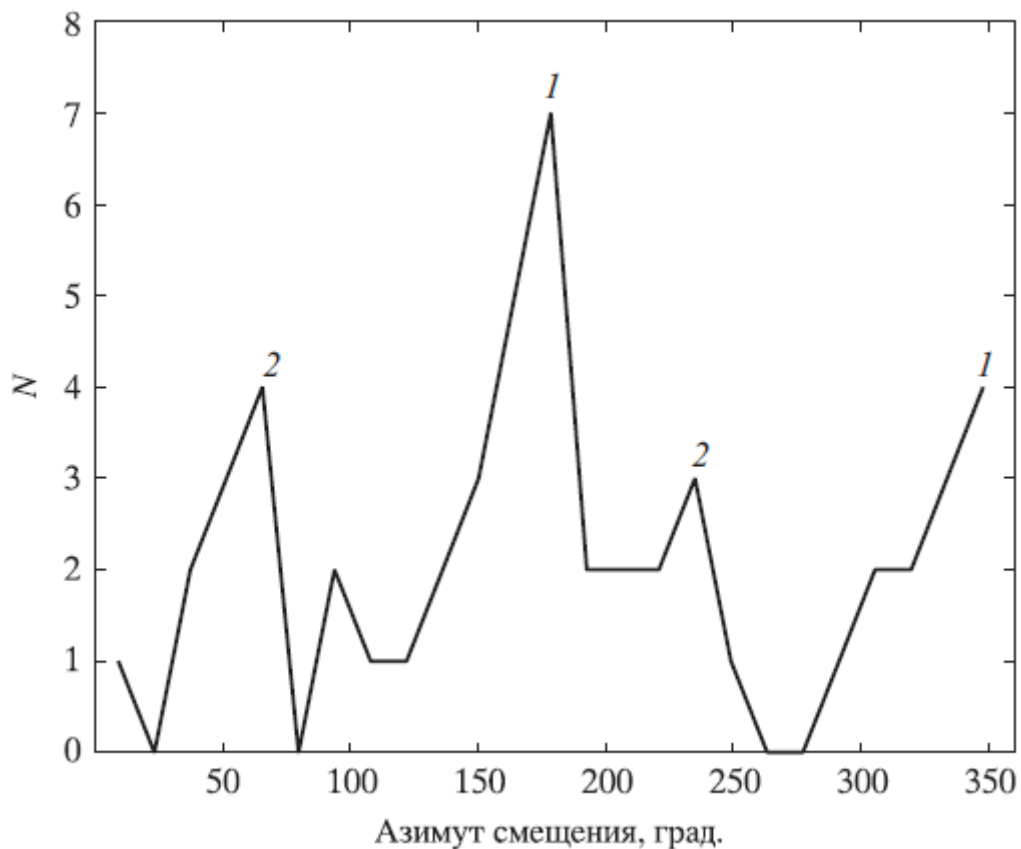


Рисунок 2.4. Гистограмма распределения азимутов направлений смещения скальных отдельностей при Сусамырском землетрясении. 1, 2 — две пары преимущественных направлений, отличающиеся на 180°

На рис. 2.4 представлена гистограмма величин азимутов направлений смещений. Это распределение с несколькими (от 3 до 5) отчетливо выраженными максимумами. При этом максимумы, располагающиеся в окрестности азимутов 180° и 350° , 60° и 240° , различаются почти ровно на 180° . Выше отмечалось, что часто можно наблюдать один импульс длительностью в полный период (т.е. с отклонением вверх и вниз) максимальных значений скорости в цуге сейсмических колебаний. Соответственно, можно ожидать тенденцию частой встречаемости смещений в противоположных азимутах. Отсюда предполагаем, что максимумы в азимутах 180° и 350° , 60° и 240° отвечают двум неким характерным направлениям.

С целью проверки этого предположения проанализировано пространственное расположение точек с преимущественным развитием колебаний в направлениях 180° и 350° и 60° и 240° . Оказалось, что они различаются. Точки наблюдения смещений в направлении север–юг концентрируются на востоке эпицентральной области, а точки наблюдения с направлениями смещений 60° и 240° — приурочены в большей степени к западной ее части. Такое положение точек согласуется с характером сейсмотектоники. Западный сегмент

сейсморазрыва располагается в зоне доминирования Сусамырского разлома северо-западной ориентации, восточный сегмент находится в области Арамсуйского надвига вблизи его сближения с Каракольским разломом; при этом оба эти разлома имеют субширотное простирание [95]. Таким образом, в обоих случаях имеем преимущественное развитие сильных движений поперек доминирующих разломов, как и следует ожидать при развитии надвиговых деформаций.

Отметим также и то обстоятельство, что по данным о параметрах фокальных механизмов афтершоков намечается (статистически, однако, слабозначимая) тенденция разворота фокальных механизмов; в восточной части сейсмофокальной зоны механизмы более субширотны, в западной части текущая северо-западная компонента также достаточно выражена.

Как и ожидалось, не было выявлено статистической связи между размерами смещенной скальной отдельности и величиной смещения (соответственно, и оценками величин PGV). Этот результат вполне ожидаем, как можно видеть из соотношения (2.1) и большинства других соотношений, используемых для оценки величин PGV [59]. Поскольку смещающийся блок скальной породы трактуется в модели как материальная точка, то величина смещения (в первом приближении) не зависит от объема и массы смещающегося блока.

В очаговой зоне Сусамырского землетрясения были отмечены не только смещения скальных отдельностей, но и их повороты. На рис. 2.5 приведены данные по значениям и направлениям поворотов. Максимальные значения поворотов приурочены к областям повышенных значений балльности I и величин PGV. Величины поворота в области максимальных значений балльности бывают довольно значительны и превышают 90° . Не выявляется, однако, явных закономерностей в распространении поворотов по или против часовой стрелки. Отсюда можно предположить, что развитие, направление и в значительной мере величина поворота блока определяются геометрическим несовпадением центра масс блока с его «центром трения» по опорной поверхности.

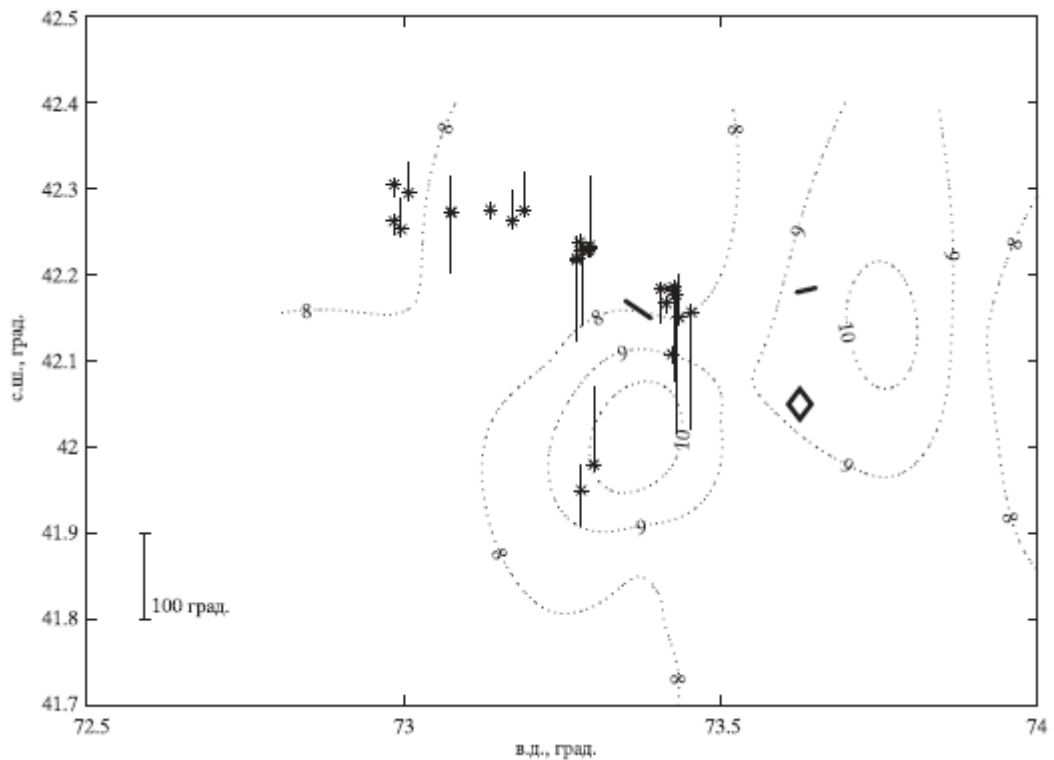


Рисунок 2.5. Схема расположения поворотов скальных отдельностей и иных объектов в области Сусамырского землетрясения. Длина отрезков и их ориентация отвечают повороту: вверх — по часовой стрелке, вниз — против часовой стрелки. Остальные обозначения см. на рис. 2.3.

Особенностью Сусамырского землетрясения является отсутствие явного положения вышедшей на поверхность протяженной плоскости разлома. Ввиду этого не представляется возможным проследить изменение величин смещения относительно плоскости разрыва. Отметим также определенную условность приведенных схем, так как полевые работы проводились еще без использования средств спутниковой системы навигации ГЛОНАСС. Указанных недостатков лишены представленные ниже результаты обследования восточного участка фокальной зоны Кеминского землетрясения.

Кеминское землетрясение. Восточный сегмент сейсмофокальной области Кеминского землетрясения (03.01.1911 г., $M_w = 7.9$) был обследован нами во время полевых работ 2014 г. Как и Сусамырское землетрясение, Кеминское землетрясение произошло в поле субмеридианально ориентированных сжимающих напряжений и характеризуется преимущественно взбросовым характером деформаций. Северное крыло все еще достаточно четко выделяемого на местности протяженного сейсморазрыва взброшено [78]. Четкость положения сейсморазрыва способствовала получению более полной базы данных, чем в случае с Сусамырским землетрясением. С другой стороны, с момента Кеминского

землетрясения прошло более 100 лет и многие сейсмогенные деформации прослеживаются на местности уже не столь определенно.

Кеминское землетрясение произошло зимой, исследуемая область расположена на высотах около 2000 м над ур. моря, поэтому район землетрясения был сильно заснежен. Вздернутое (на уступе) и практически лишенное растительности северное крыло разлома, по всей вероятности, сильно продувалось ветром и не было перекрыто мощным слоем снега. Южное, поднадвиговое крыло расположено непосредственно под уступом. Можно полагать, что снежный покров здесь был намного толще. Отметим для полноты картины, что в монографии [12] указывается и на промерзание верхнего слоя грунта; в равнинных переувлажненных областях это иногда приводило к формированию разломанных и наклоненных под различными углами блоков (пластин) верхнего слоя грунта.

Так же, как и выше, будем использовать предложенные в работе [59] методики, решая тем самым задачи как исследования очага Кеминского землетрясения, так и проверки этой новой методики.

На исследованном участке очаговой зоны сейсмогенный уступ в своей западной части почти непрерывен, в центральной и восточной частях представлен рядом смещенных по широте и кулисообразно расположенных сегментов. В ходе кратких полевых работ было выявлено 19 случаев предположительно сейсмогенных смещений скальных отдельностей (камней) на северном (висячем) крыле разлома и 8 случаев — на южном (нижнем) крыле надвига. Используя описанные в [59] модельные схемы перемещения скальных отдельностей, получаем оценки величин пиковой массовой скорости, PGV и направлений сейсмического воздействия для всех выявленных случаев смещения. Как и в случае Сусамырского землетрясения, наиболее часто использовалась схема расчета на основе соотношения (2.1). Полученные результаты представлены на рис.2.6, где показано расположение сегментов сейсмического уступа, точек измерения и приведены значения азимутов и оценок величин PGV .

Из данных, приведенных на рис. 2.6, видно, что полученные оценки величин PGV в области разрыва согласуются в целом с экспериментально измеренными значениями. Отметим, однако, что в непосредственной близости от вышедшего на поверхность сейсмогенного разрыва можно было бы ожидать доминирования значений, близких к максимально наблюдаемым, — в диапазоне 3–5 м/с. В нашем же случае явно доминируют меньшие значения — в диапазоне 1–1.5 м/с.

На рис. 2.6 также видно, что доминируют направления смещений поперек сейсмогенного уступа, что согласуется с преимущественно надвиговым характером

подвижки. Направления инерционного воздействия на северном надвинутом крыле разлома ориентированы по направлению смещения, что отвечает ситуации относительно более медленного начала движения и более резкой его остановки. В этом случае направление действия сил инерции ориентировано по направлению надвига — на юг. Направления воздействий на южном крыле разлома в целом противоположны направлению для северного крыла разлома (см. рис. 2.6).

В центральной части зоны, в области 77.41° в.д., кроме надвиговых подвижек, сильно выражены и сдвиговые направления. На этом участке сейсмические импульсы в наибольшей степени имеют разное направление и могли быть оценены как случайные (возможно, ошибочные). Отметим, однако, что по характеру пересекающих уступ ныне сухих водотоков можно предполагать наличие существенной сдвиговой компоненты. Здесь же нарушается простая структура уступа и единый эскарп замещается серией пространственно разнесенных отдельных сегментов. Разнонаправленность сильных сейсмических движений в данном месте, таким образом, не представляется невозможной.

Выше уже отмечалось, что по сравнению со значениями, полученными нами в других случаях, обращают на себя внимание относительно невысокие значения получаемых оценок PGV. Можно предположить, что это связано с тем, что землетрясение произошло в январе и смещения каменных блоков были затруднены снежным покровом. Такое предположение подкрепляется наличием корреляционной связи между полученной оценкой величины PGV и объемом сместившихся пород (рис. 2.7). В ранее рассмотренных случаях, в частности при анализе смещений в сейсмофокальной области Сусамырского землетрясения и вблизи эпицентра сильного взрыва (произведенного летом), аналогичной закономерности не наблюдалось. Очевидно, что тормозящая роль снежного покрова более существенна для меньших по размеру камней, что и объясняет характер корреляции. Значения первого коэффициента линейной регрессии близки по величине, а корреляция значима с вероятностью более 99% и для северного (верхнего), и для южного (нижнего) крыльев разлома. Отметим, что для сходных по объему смещенных пород значения PGV систематически выше для северного (верхнего, расположенного по вершине приразломной складки) крыла разлома (см. рис. 2.7). Полагаем, что это может быть связано с более толстым слоем снежного покрова на опущенном, южном крыле разлома.

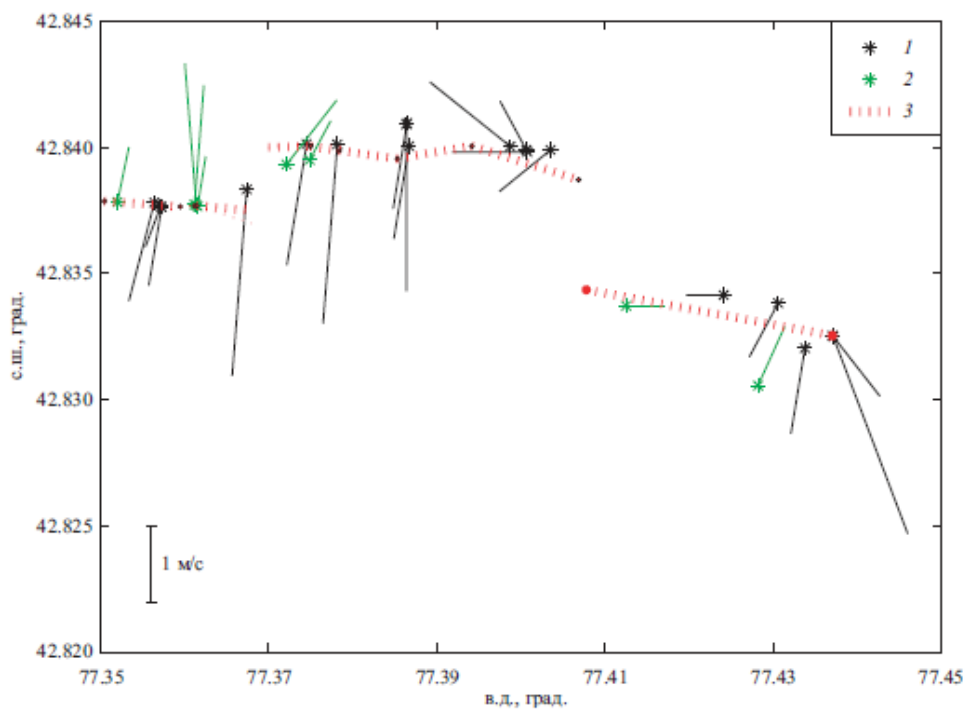


Рисунок 2.6. Схема распределения оцененных значений PGV для Кеминского землетрясения 1, 2 — точки наблюдения соответственно на верхнем и нижнем крыльях разлома. Линии указывают направление и величину смещений; 3 — сегменты сейсмогенного уступа.

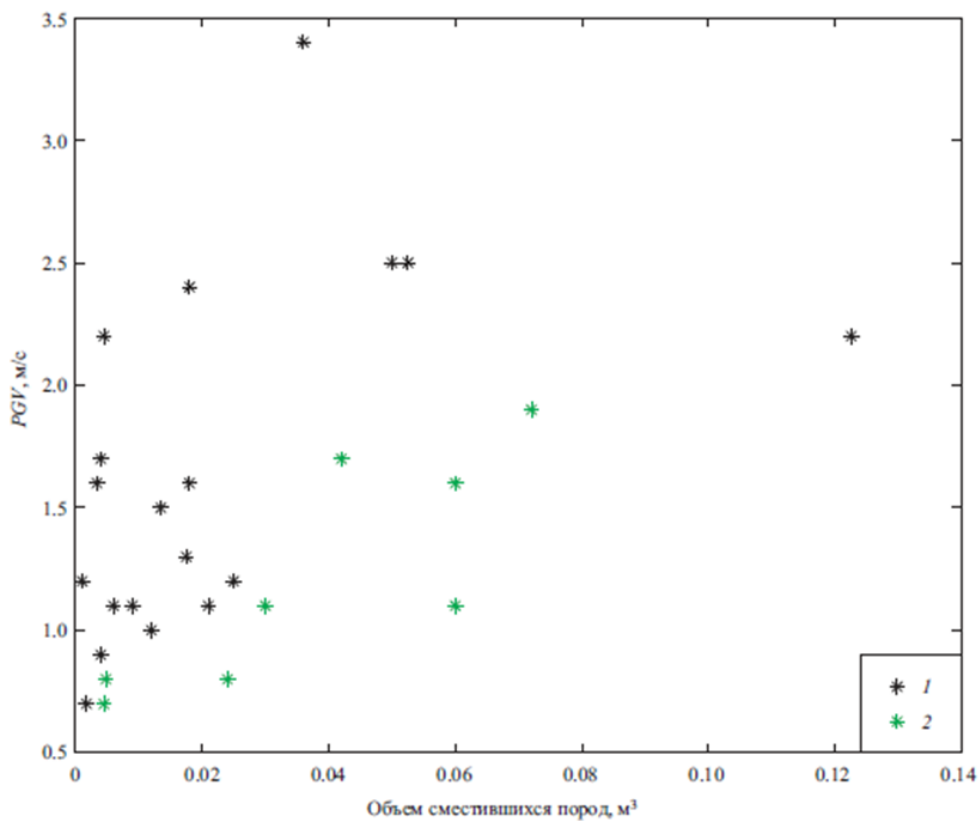


Рисунок 2.7. Связь оцененных для Кеминского землетрясения значений PGV с объемом сместившихся пород 1 — данные для северного, надвинутого крыла разлома; 2 — данные для южного, опущенного крыла разлома

2.3. Результаты площадных исследований в районе планируемого сооружения каскада Верхне-Нарынских ГЭС.

Перейдем к обсуждению результатов применения изложенного выше и подкрепленного эмпирическими данными метода для участка строительства каскада ГЭС на Верхнем Нарыне. Существует несколько аспектов оценки сейсмической опасности для гидроэлектростанций: - сейсмическая безопасность существующей гидроэлектростанции; - сейсмическая интерпретация данных наблюдений по деформации фрагментов плотины; - опасность нарушения основания плотины; - определение сейсмического риска в связи с опасностью разрушения плотины. При этом большие землетрясения могут иметь сильное воздействие на местные гидроусловия и рельеф.

2.3.1. Постановка задачи.

Сейсмическая опасность для гидроэлектростанций может развиваться разными путями. Сильное землетрясение способно вызвать вибрации в плотинах, прилегающих структурах, оборудовании и фундаменте, сбои в гидроэлектростанциях, смещение разломов на дне водоема (вызывающие волны в водохранилище и/или разрушение надводного борта), массовые перемещения водных масс в резервуаре. В этой связи известные активные разломы Нарынской области представляют собой потенциальную угрозу безопасности Верхне-Нарынского гидроэнергетического каскада. Отметим, что складчатые структуры в нарынском секторе - это преимущественно структуры широтного сжатия, которые могут деформировать и повреждать тело плотин.

Геологическая и геоморфологическая обстановка исследуемой области. Исследовался бассейн в пределах Кыргызского Тянь-Шаня, Нарынский район, в области и окрестности планируемого сооружения Верхне-Нарынского гидрокаскада (рис. 2.8). Район охватывает 200 км с востока на запад по течению Нарына. Нарынский бассейн содержит многочисленные свидетельства поперечного сокращения за четвертичный период [3,78]. Позднечетвертичная деформация связана главным образом с двумя южно-вергентными надвиговыми разломами, достигающими поверхности в северо-восточной и северо-центральной частях бассейна [2,3]. Массивы известняка, окружающие бассейн Нарына, были интерпретированы как исходно представляющие собой палеозойскую морскую карбонатную платформу, которая была объединена с азиатским континентом и надвинута на него на ранней стадии орогенеза. Взброшенные речные террасы доминируют в

ландшафте Нарынского бассейна. Эти поверхности коррелируются на основе морфологии и абсолютной геохронологии [133]. Поверхность террасы подстилается гравийными и булыжными конгломератами мощностью от 2 до 30 м.

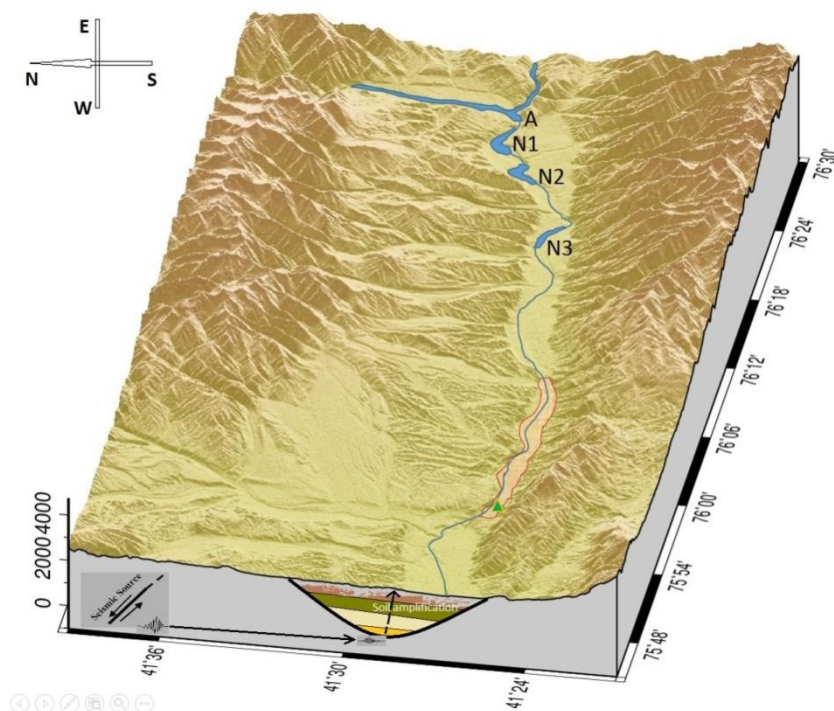


Рисунок 2.8. Трехмерная топографическая модель территории (1-arcsec) Нарынской области с заполненными резервуарами. Красная линия ограничивает территорию города Нарын, зеленый треугольник обозначает университетский городок УЦА. А - обозначает гидроэлектростанцию Ак-Булун (HPS), N1 - Нарынскую ГЭС-1, N2 - Нарынскую ГЭС-2, а N3 - обозначает Нарынскую ГЭС-3 [118].

Верхняя Нарынская область расположена в восточной части Нарынской впадины (бассейна), где не было зарегистрировано крупных сейсмических событий. Таблица 2.2 содержит список известных землетрясений. Сильнейшие землетрясения с интенсивностью 7 и 7-8 в эпицентре произошли в 1885, 1948 и 1954 гг. Следует отметить, что источник Куланского землетрясения находился на глубине ($H = 6$ км), а Дурбельжинского землетрясения - на глубине $H = 15$ км, во втором случае это привело к ослаблению сейсмического эффекта. По этой причине, несмотря на то, что эпицентр Дурбельжинского землетрясения располагался ближе к городу Нарын, чем эпицентр Куланского землетрясения, интенсивность на территории Нарына была ниже. Атбашинское землетрясение 1885 г. по данным [25] вероятно имело на территории г. Нарын интенсивность $I = 5-6$.

Отсюда следует, что по инструментальным и имеющимся бедным историческим данным исследуемый район как бы относительно слабосейсмичен. Это может быть, однако, далеко не так. Геоморфологические данные указывают на довольно высокую потенциальную сеймотектоническую активность. В данной ситуации вполне может повториться (отмечавшаяся выше) ситуация, когда внезапно происшедшее сильное землетрясение, происшедшее в до того слабосейсмичной области приведет к большому ущербу. Планируемое строительство каскада ГЭС делает потенциальную угрозу еще более серьезной.

Таблица 2.2.

Сильнейшие известные землетрясения исследуемого района

год	мес	день	час	мин	шир	долг	h	M	Io	Название	Интенсивность в Вокруг Нарын
1885	9	19	20		41.7	75.8	14	5	7	Атбашинский	5-6
1902	2	13	3	56	41.4	76.0	15	5.4			
1907	3	11	1	34	41.5	75.0	20	5.6			
1927	5	29	10	28	41.2	75.2	15	5			
1932	4	20	20	5	41.0	74.8	20	5.1			
1939	4	17	19	15	41.3	76.5	5	5			
1948	7	28	8	0	41.4	75.4	6	4.9	7-8	Куланский	not felt
1954	12	3	21	38	41.4	74.8	15	5.4	7	Дюрбелжин-й	5
1958	10	13	8	58	41.6	75.1	12	5.2	6-7	Сонкульский	3.5
1965	9	25	15	47	41.5	75.3	25	5.1	6-7	Сонкульский	4
1998	5	29	22	49	41.3	75.6			6		4-5

Полевые работы в районе проводились в течение сезонов 2014-2015 годов в Верхне-Нарынской области, вокруг планируемого расположения дамб и водохранилищ Верхне-Нарынского гидроузла. Ранее (и впоследствии) автором проводились также полевые сейсмометрические работы в г.Нарын и его окрестностях. Результаты этих работ описаны ниже, в главе 3.

Метод PGVEM дает возможность проведения недорогих площадных макросейсмических исследований. В ходе макросейсмических работ в бассейне р.Нарын было выявлено более 280 случаев смещения блоков камней, которые могли быть связаны с

сильными землетрясениями прошлых лет. Фотографии примеров таких смещений даны на рис.2.9. Эти данные в совокупности позволили оценить возможные значения пиковой скорости (*PGV*), которые могли вызвать наблюдаемые смещения. Отмечается, однако, что в отличии от случаев обследования очаговых зон Кеминского и Сусамырского землетрясений и от большинства иных случаев применения *PGVEM* метода, ярко выраженной очевидной направленности смещений не обнаружено, что уменьшает надежность интерпретации полученных значений как сейсмогенных. Отсюда представляется возможным трактовать полученные результаты как некоторую оценку сверху.

Кроме смещений скальных блоков во рвах и траншеях, образованных при строительстве каскада ГЭС, нами наблюдались предположительно сейсмогенные дислокации в рыхлых породах (рис. 2.10), но по этим данным не было возможности произвести параметризацию силы и времени события. По полученным данным о предположительно сейсмогенных смещениях скальных отдельностей по методу *PGVEM* нами были оценены значения массовых скоростей сейсмических воздействий (пиковые значения скорости грунта, *PGV*), которые необходимы для инициирования выявленных дислокаций. Карта-схема полученных нами средних значений *PGV* представлена на рис. 2.11.

Согласно схеме рис.2.11, наибольшие значения *PGV* выявлены на участке планируемого размещения Акбулунской ГЭС. Линия максимальных значений предположительных *PGV* хорошо соответствует разломной зоне, ассоциирующейся с резко выраженной молодой долиной Малого Нарына. Несколько меньшие значения вероятных *PGV* получены для самого верхнего участка области исследований, размещенного выше слияния рек Большой и Малый Нарын. Минимальные средние значения получены для области базы РусГидро. Согласно новой макросейсмической шкале Ф.Ф. Аптикаева [7, 8], полученные средние значения *PGV* соответствуют балльности $I = IX$, т.е. отвечают нормам антисейсмического строительства, заложенным в проект Верхне-Нарынского каскада ГЭС.



Рисунок 2.9. Примеры разрушения и смещения скальных отдельных в бассейне реки Нарын.



Рисунок 2.10. Пример возможных сейсмических дислокаций в мягких породах в траншейной стенке, расположенных вблизи временной базы для гидрокаскадной конструкции (видны наклонные клинья).

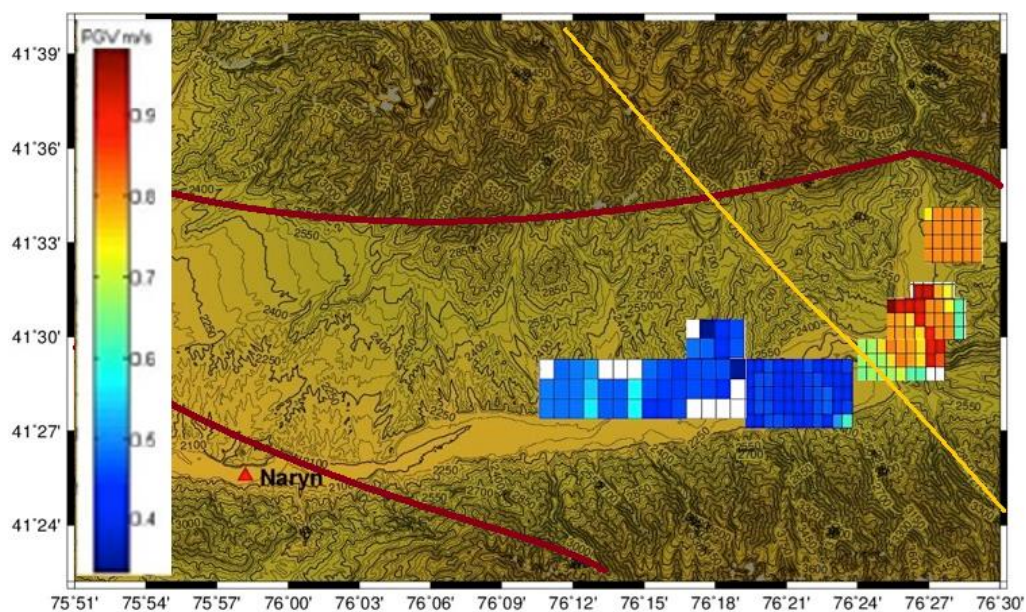


Рисунок 2.11. Карта-схема средних значений PGV для района сооружения Верхне-Нарынского каскада ГЭС. Коричневые линии – активные продольные тектонические разломы. Желтая линия – активный поперечный разлом, Вблизи разломов значения PGV имеют тенденцию к увеличению.

Таким образом, полученные нами методом расчета величин PGV по смещениям в скальных породах результаты хорошо согласуются с оценкой, полученной ранее по комплексу данных сейсмического мониторинга и макросейсмических и сеймотектонических исследований, положенных в основу принятой при проектировании максимальной балльности. Отметим однако, что, согласно ранее использовавшимся макросейсмическим шкалам MSK-86 и MSK-92, такие полученные нами значения массовых скоростей соответствовали бы балльности $I = X$ (как отмечалось выше, наблюдается тренд увеличения наблюдаемых максимальных значений амплитуд сейсмических колебаний при той же балльности).

2.4. Выводы по главе 2.

1. Проведен анализ предложенного ранее [59] метода PGVEM оценки величин пиковых массовых скоростей при землетрясениях, а также других подходов (в частности, сравнение с методом DDA).
2. Впервые реализованный вариант площадной оценки величин максимальных сейсмических воздействий (значений PGV) на основе полевых макросейсмических данных по методу PGVEM показал свою достоверность. Полученные оценки возможной максимальной балльности совпали со значениями, заложенными в проект каскада Верхне-Нарынских ГЭС.

ГЛАВА 3. ОЦЕНКА И АНАЛИЗ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ЗАПИСЕЙ ДЛЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ

В третьей главе рассматриваются методика и результаты определений фундаментальной резонансной частоты (частот) грунта в городах Бишкек, Каракол и Нарын, проведенных в 2008-2015 годах Центрально-Азиатским институтом прикладных исследований Земли (ЦАИИЗ) в рамках инициативы Модель Землетрясения в Центральной Азии (EMSA).

Кыргызстан характеризуется самым высоким уровнем сейсмической опасности среди стран Центральной Азии. Почти все крупные города и населенные пункты расположены в субширотно ориентированных межгорных впадинах, где широко развит слоистый грунтовый слой, способный усиливать сейсмические колебания.

Записи землетрясений и сейсмического шума были проанализированы для того, чтобы изучить пространственную изменчивость динамических характеристик грунта и получить карту фундаментальных резонансных частот грунта для 3-х городов. Собственные частоты грунта определялись двумя методами: методом Стандартного спектрального отношения SSR и спектрального отношения горизонтальной к вертикальной компонент записи HVSR (методом Накамуры)[80, 81, 109].

За последние два десятилетия в Бишкеке наблюдались быстрые темпы урбанизации и массовый масштаб строительства, в том числе и многоэтажных зданий. Несмотря на то, что в непосредственной близости от города уже почти два века не наблюдалось сильных землетрясений, исторические данные содержат сведения о Беловодском землетрясении 1885 года с $M=6.8$, вызвавшем катастрофические разрушения и человеческие жертвы, особенно в плейстосейстовой области, где населенные пункты Беловодское, Карабалты и Сокулук были полностью уничтожены. Активные смещения вдоль Иссык-Атинского разлома у южной границы города маркируют самую молодую фазу тектонической деформации в регионе [25].

Работы по сейсмическому микрорайонированию, проведенные Институтом сейсмологии НАН в 1984-1989 годах показали, что северная часть города построена на грунтах с инженерно-геологическими свойствами, способствующими увеличению интенсивности колебаний во время землетрясения.

Одной из задач сейсмического микрорайонирования является определение фундаментальной (собственной) частоты грунта, которую необходимо учитывать в процессе городского планирования и сейсмостойкого проектирования.

Метод, который использует сейсмический шум для оценки динамических характеристик грунтов, был предложен в начале 1950 г. Тогда применение этого метода вызвало много критики из-за неопределенности в отношении источника и характера микросейсм. После внедрения в 1989 году методики Накамуры (H/V) [109], метод стал очень популярен как недорогой и надежный способ оценки фундаментального периода колебаний грунта, и с тех пор успешно использовался для целей сейсмического микрорайонирования среди городов Центральной Азии: в Бишкеке, Душанбе, Алматы, Караколе, Хороге и Нарыне [46, 49, 51, 52, 123]. Российские “Правила детального сейсмического микрорайонирования” [5], рекомендуют применять съемку сейсмического шума как один из методов оценки динамических характеристик грунтов.

Методика сейсмического микрорайонирования включает три возможных подхода:

- Прямой метод определения требует регистрации на заданной площадке записей землетрясений в достаточно большом количестве точек. Данный метод принято считать наиболее точным, но он же является наиболее длительным, дорогостоящим и, как правило, используется параллельно по сети точек, где проводятся другие виды измерений. В случае, если сроки проведения работ по сейсмическому микрорайонированию совпадают с автешоковыми процессами крупных землетрясений, прямой метод становится существенно дешевле и используется при составлении карт сейсмического микрорайонирования как основной.
- Косвенный метод основан на изучении скоростных характеристик верхней части разреза и расчете усиления сейсмических колебаний от землетрясений верхней частью грунтового слоя. Исследование верхней части разреза обеспечивает получение информации для математического моделирования усиления/ослабления сейсмических воздействий в грунтовом слое.
- микросейсмический метод основан на связи между интенсивностью микросейсмических колебаний и усилением колебаний от землетрясений на заданной площадке. В настоящий момент в мире исследование микросейсм в решении задач сейсмического микрорайонирования стало широко применяться как детальный и дешёвый метод, обеспечивающий достаточно точные результаты сейсмического микрорайонирования. В данной методике также есть возможности исследования резонансных свойств верхней части геологического разреза по измерениям микросейсмических колебаний. Изменение в пространстве верхней части разреза играет значительную роль в усилении колебаний от землетрясений и может внести значительный вклад в развитие методов определения сайт эффекта.

В данной главе рассмотрены возможности применения методов оценки сайт-эффекта и приведены результаты по оценке сайт-эффект г. Бишкек, как пилотного проекта в Центральной Азии. Далее описаны результаты оценки сайт-эффекта для городов Каракол и Нарын.

3.1 Методы микросейсмического зондирования

Для решения поставленных задач применялись: метод отношений компонентов спектра микросейсм, метод стандартного спектрального отношения, метод микросейсмического зондирования «аггау», метод пространственной автокорреляции (МПАК), метод инверсии дисперсионных кривых и метод структурно-геоморфологической корреляции (кривизна/Vs30).

3.1.1 Микросейсмы

Микросейсмы определяют как тремор (tremor) Земли, обусловленный природными источниками. В любом месте на Земле с помощью широкополсных сейсмографов можно регистрировать микросейсмы. Впервые итальянский ученый Т. Бартелли отметил, что активность маятника меняется от погодных условий. Он считал, что показания маятника зависят от природных сил, действующих в регионах с различными природными условиями. Благодаря появлению усовершенствованной сейсмической аппаратуры в XX веке был выяснен физический механизм микросейсм. Значительный вклад здесь внесли российский ученый академик, князь Б.Б.Голицын [15] и японский ученый Омори Ф [115]. Особенности распространения микросейсм и механизмы их генерации изучались в [96, 104, 105, 107, 111, 113, 122, 125, 136 и др.].

Вблизи океана на континенте во время шторма часто наблюдается низкочастотный микросейсмический шум в диапазоне частот от 0.01 до 0.2 Гц, он и называются первичными микросейсмами (Рис.3.1). Первичные микросейсмы могут наблюдаться как на поверхности Земли [30], так и на океаническом дне [79]. Вдвое превышающим диапазон частот первичных микросейсм является диапазон частот вторичных микросейсм. Основная часть вторичного микросейсмического поля, как правило, представлена фундаментальной и высшей модами поверхностной волны Релея (Таблица 3.1).

Таблица 3.1 Природа и структура поле шумов

Источник шума	Природный	Человеческий
Название	Микросейсмы	Микротреморы
Частота	0,1- f_n (0,5-1 Гц)	f_n (0,5-1 Hz) до 10 Гц

Происхождение	Океанское волнение	Транспорт/индустрия/ деятельность человека
Фронт волны	Поверхностные волны	Поверхностные + объемные волны
Волны Релея/Лява	Преимущественно Релея	волны Лява незначительны по энергии
Фундаментальной/высшей модами колебаний	Преимущественно фундаментальной	Возможно высшие моды при высокой частоте
Примечание	Локальное волновое поле может различаться от случайного	Некоторые монохроматические волны от станка и двигателя

Существует сейсмические датчики с различным диапазоном частот для регистрации микросейсм. Так, например, для изучения спектральной структуры сейсмического шума на Камчатке, применили сейсмо-датчик, диапазон частот которого в среднем варьировался от 0.1 до 40 Гц [20]. В нашем случае для городов Бишкек, Каракол и Нарын диапазон частот варьировался от 0.1 до 10 Гц [116, 117, 119, 120 и 121].

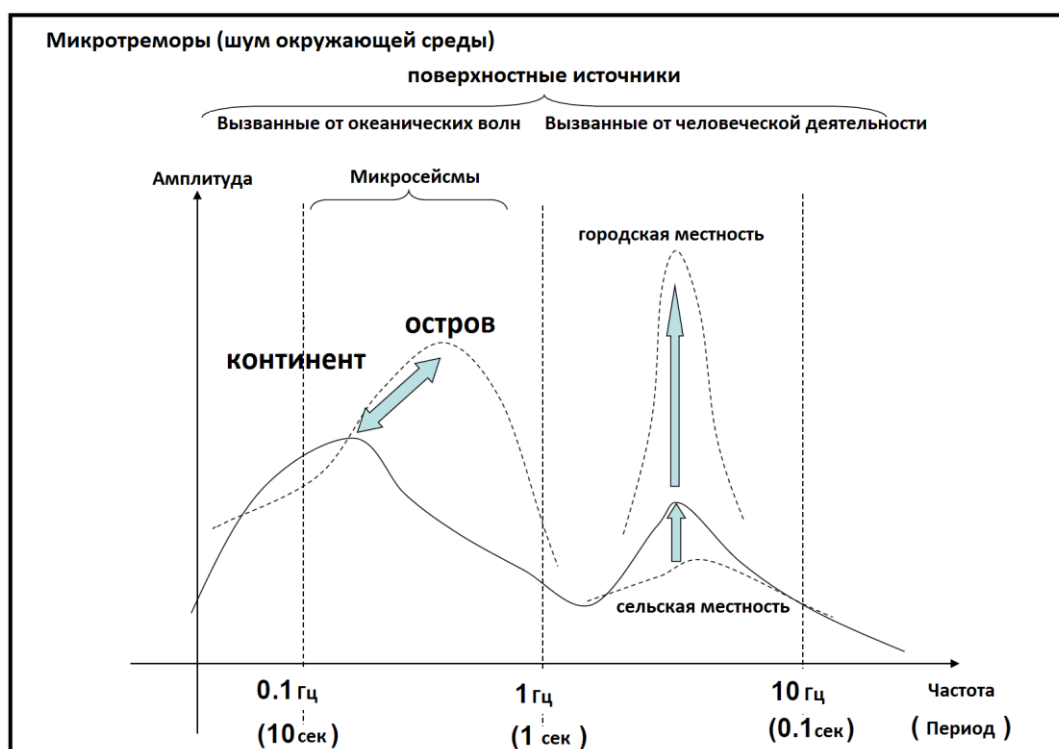


Рисунок 3.1. Частотные характеристики микросейсм.

Метрология сейсмодатчиков. Любой измерительный процесс зависит не только от рабочих характеристик отдельно взятых частей оборудования, например датчиков определенной с полосой пропускания или же технических характеристик аналогово-цифрового преобразователя, а от работы измерительного комплекса в целом. Отсюда и возникает необходимость проверки каждого измерительного канала.

Такого рода проверкой, как правило, занимаются специализированные учреждения, в которых задействовано несколько специалистов, занимающихся, многочисленным тестированием оборудования с последующим сертифицированием прибора. На рисунке 3.2 приводятся результаты проверки измерительных каналов при помощи тестирования оборудования, проведенного автором диссертационной работы и коллегами из Центра Исследования Земли, Потсдам, Германия [127].

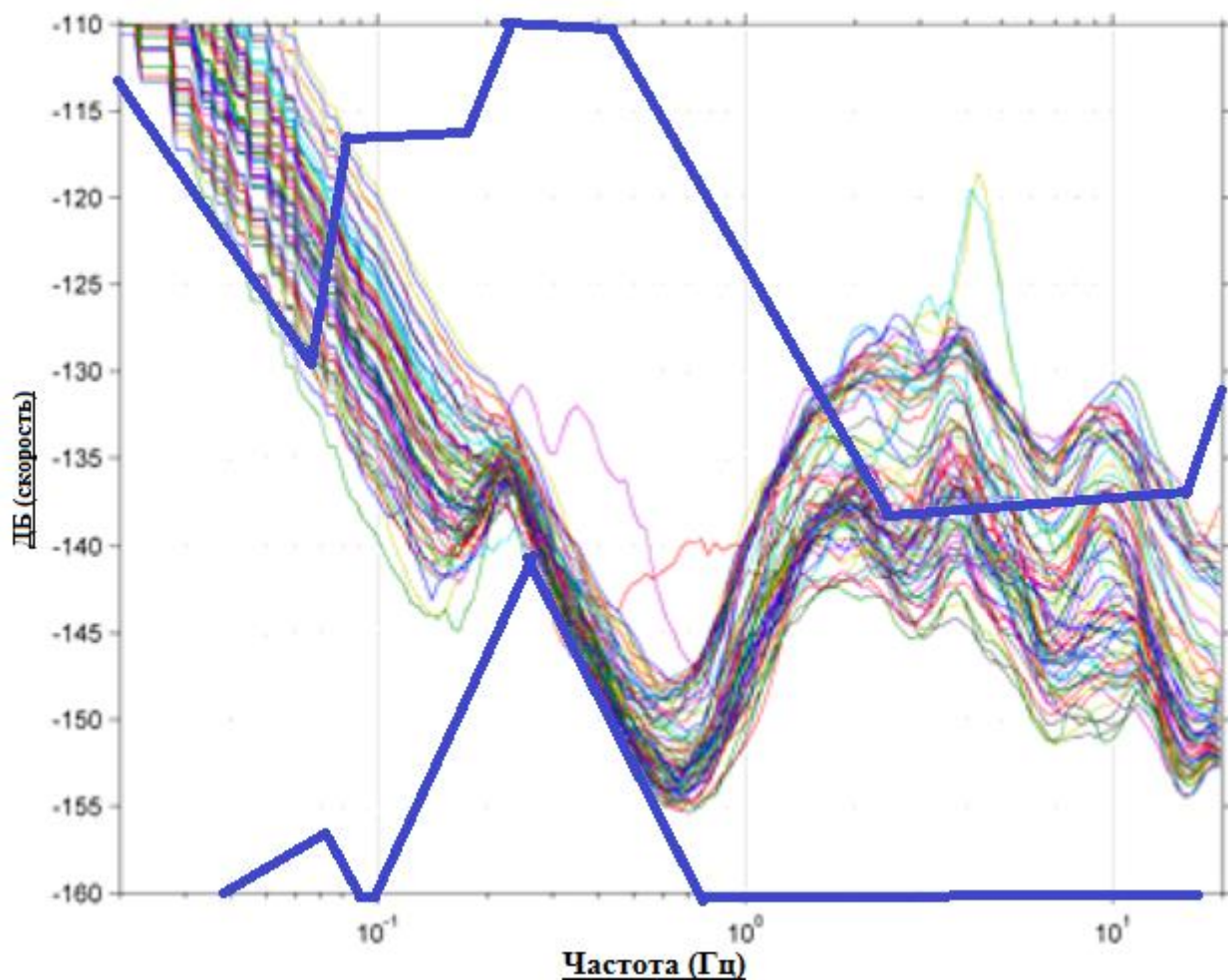


Рисунок 3.2 Спектральная плотность мощности 10 минутных отрезков записи датчиком Mark-L4c-3D. Синие линии Модель Петерсона (1993) [127].

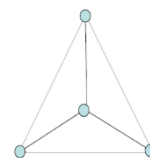
3.1.2 Метод микросейсмического зондирования «агау»

Микросейсмическое зондирование (МЗ) «агау» является новой, уникальной в мире технологией. МЗ «агау» предназначен для сейсморазведки территорий и участков с целью получения двумерных и трехмерных моделей строения среды в параметрах относительных скоростей поперечных волн. МЗ «агау» относится к группе пассивных сейсморазведочных методов. Он не нуждается в дорогостоящих сейсмических источниках. Зондирующим

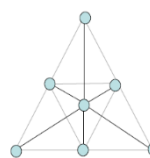
сигналом для МЗ «агау» является естественное фоновое микросейсмическое поле Земли. Как и у любого геофизического метода, у МЗ «агау» есть свои преимущества и недостатки.

Для проведение полевых измерений используют обычно следующие конфигурации сети регистрации:

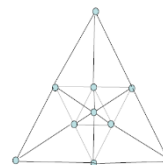
1. Съёмка с помощью 4 сейсмодатчиков, 2 различных межстанционных расстояния -



2. Съёмка с помощью 7 сейсмодатчиков, 5 разных межстанционных расстояний -



3. Съёмка с помощью 10 сейсмодатчиков, 8 разных межстанционных расстояний -



3.1.3 Метод пространственной автокорреляции

Микросейсмическое зондирование или длительное наблюдение микросейсм сетью сейсмических станций позволяет определять значения фазовых скоростей различных мод волн Релея. Для этого применяется метод пространственной автокорреляции, впервые предложенный в работе японского сейсмолога К. Аки [82]. Позднее метод был модифицирован авторами Х. Окада и М. Нигоши [111, 113]. Инверсия дисперсионных кривых по данным фазовых скоростей волн Релея, позволила оценить структуру сейсмических волн на глубинах до 100 метров в городах Киргизии.

Метод микросейсмического зондирование “агау” при регистрации поверхностной волны, который рассматривался выше (пункт 1, 2, 3), базируется на утверждении, что только одна фазовая скорость может быть оценена для каждой частоты [104]. При применении такой технологии на практике исследователь сталкивается с тем, что не одна, а десятки поверхностных волн распространяются одновременно в данной точке поверхности Земли (Рис 3.3). Если все десять волн будут распространяться с той же

скоростью, то конечно, метод применим, однако в реальности это не так. Несколько волн двигаются, как правило, быстрее. Они имеют различные длины волн и проникают на различные глубины. Их скорость меняется в зависимости от свойств пород, из которых состоит Земля [105, 136]. Из двух волн с различными длинами, но имеющими одинаковую общую энергию распространения, волна с большей длины распространится на больший интервал. И если свойства среды будут способствовать, то распространение волны с большей длиной будет быстрее.

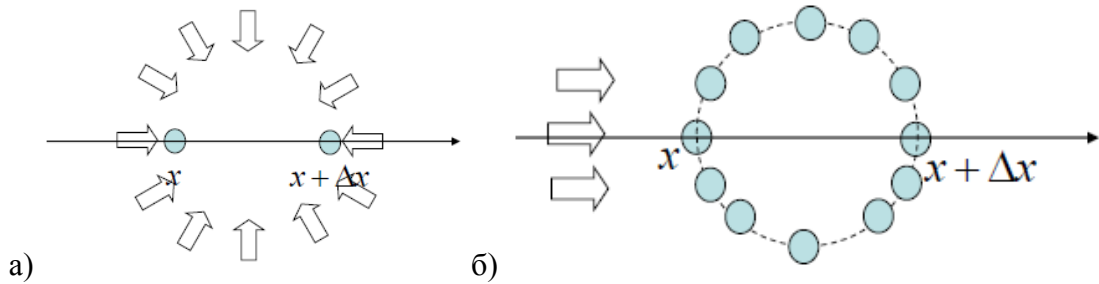


Рисунок 3.3. а) изотропное волновое поле: волны со всех сторон с различной энергией б) анизотропное волновое поле: датчики установленные на различных направлениях.

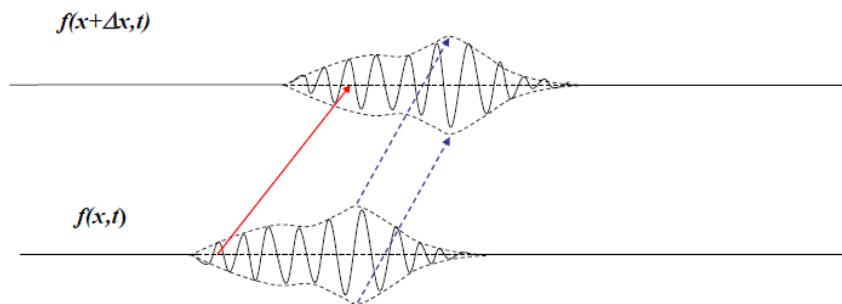


Рисунок 3.4. Фазовые скорости и групповые скорости

Увеличение скорости с длиной волны происходит как для групповых скоростей, так и для фазовой скорости (рис. 3.4). Группа волн состоит из волн с различной длиной волны и различной частотой. Групповой скоростью считают скорость, с которой распространяется группа волн. Фазовой скоростью является скорость отдельной волны, которая имеет собственную характерную длину волны и частоту. При инверсии поверхностных волн, фазовые скорости используются чаще, чем групповые скорости. В слоистых средах скорость волны Рэлея зависит от длины волны или частоты, и это явление называется дисперсией.

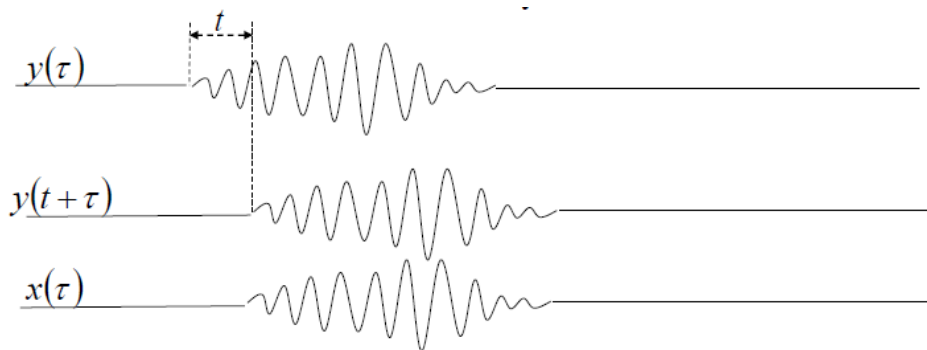
Распространение энергии: групповые скорости – \mathbf{v}

Распространение информации: фазовые скорости – c

Зависимость фазовой скорости от частоты – f (или k - волновое число): Дисперсия

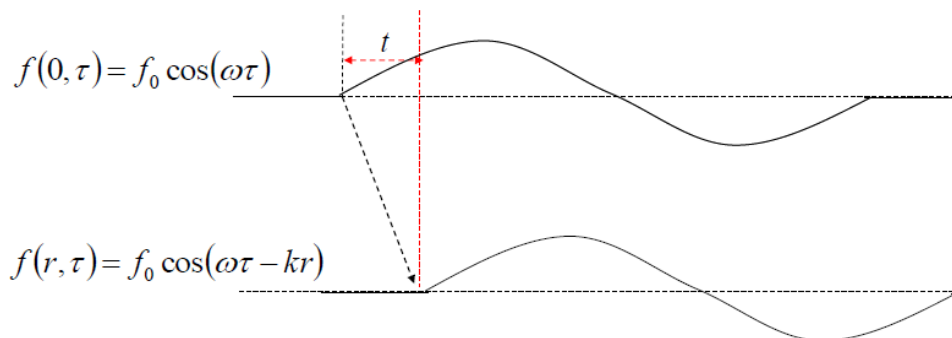
$$v = c + \frac{dv}{dk} \quad k = \frac{\omega}{c}$$

Определяем фазовую скорость:



Взаимная корреляция:
$$C_{xy}(t) \equiv \int x(\tau)y(t + \tau)d\tau$$

Задержка времени t – запаздывающее совпадение. Если дистанция – r , фазовая скорость c – определяется как r/t .



$$C_c(0, r, t) = f_0^2 \int \cos(\omega\tau)\cos(\omega\tau + \omega t - kr)d\tau = f_0^2 \left[\int \cos^2(\omega\tau)d\tau \cos(\omega t - kr) - \int \cos(\omega\tau)\sin(\omega\tau)d\tau \sin(\omega t - kr) \right]$$

В частотной области: $C_c(0, r, \omega) = F(0, \omega) \cdot \overline{F(r, \omega)} = |F(0, \omega)| \cdot |F(r, \omega)| \cdot \exp(i\Delta\phi(\omega))$

Задержка фазы в результате распространение волны
$$\Delta\phi = \frac{\omega r}{c} ,$$

следовательно
$$Cc(0, r, \omega) = |F(0, \omega)| \cdot |F(r, \omega)| \cdot \exp\left(i \frac{\omega r}{c}\right),$$

когерентность
$$Coh(0, r, \omega) = \operatorname{Re} \left[\frac{Cc(0, r, \omega)}{|F(0, \omega)| \cdot |F(r, \omega)|} \right] = \operatorname{Re} \left[\exp\left(i \frac{\omega r}{c}\right) \right] = \cos\left(\frac{\omega r}{c}\right)$$

Авто-корреляция
$$Ac(0, \omega) = Cc(0, 0, \omega) = |F(0, \omega)|^2, \quad Ac(r, \omega) = Cc(r, r, \omega) = |F(r, \omega)|^2$$

В оригинальной разработке Аки [82, 83], пространственная автокорреляция в одномерном (1D) варианте распространение волн в промежутке записи, определено так:

Во временной области:
$$Cc(\Delta x, t) = f(x, t) * \overline{f(x + \Delta x, t)}$$

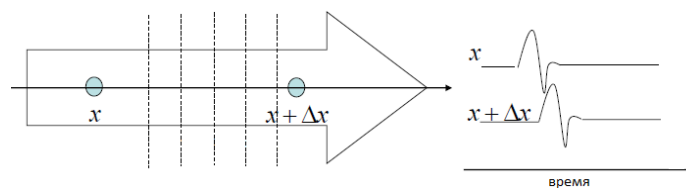
В частотной области:
$$Cc(\Delta x, \omega) = F(x, \omega) \cdot \overline{F(x + \Delta x, \omega)} = |F(x, \omega)| |F(x + \Delta x, \omega)| \exp\left(\frac{i \omega \Delta x}{c(\omega)}\right)$$

Коэффициент авто-корреляции:

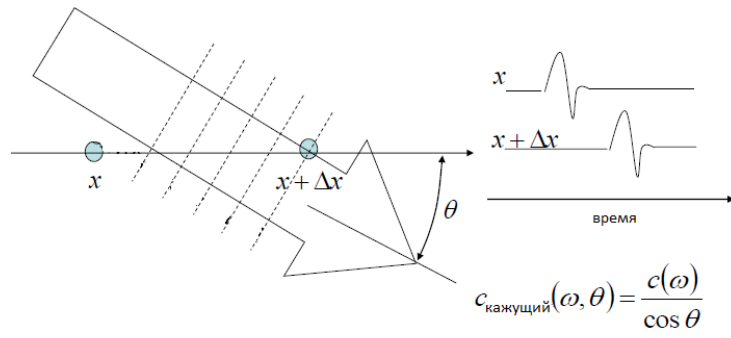
$$\rho(\Delta x, \omega) \equiv \operatorname{Re} \left[\frac{Cc(\Delta x, \omega)}{Cc(0, \omega)} \right] = \frac{|F(x + \Delta x, \omega)|}{|F(x, \omega)|} \operatorname{Re} \left[\exp\left(\frac{i \omega \Delta x}{c(\omega)}\right) \right] \approx \cos\left(\frac{\omega \Delta x}{c(\omega)}\right)$$

Распространение волн по отношению к датчикам рассматривается в вариантах (Рис. 3.5):

Вариант 1. Распространение волн параллельно линии соединяющей датчики



Вариант 2. Распространение волн под углом к расположению датчиков, измеренным в градусах (Θ)



Вариант 3. Распространение волн перпендикулярно линии датчиков

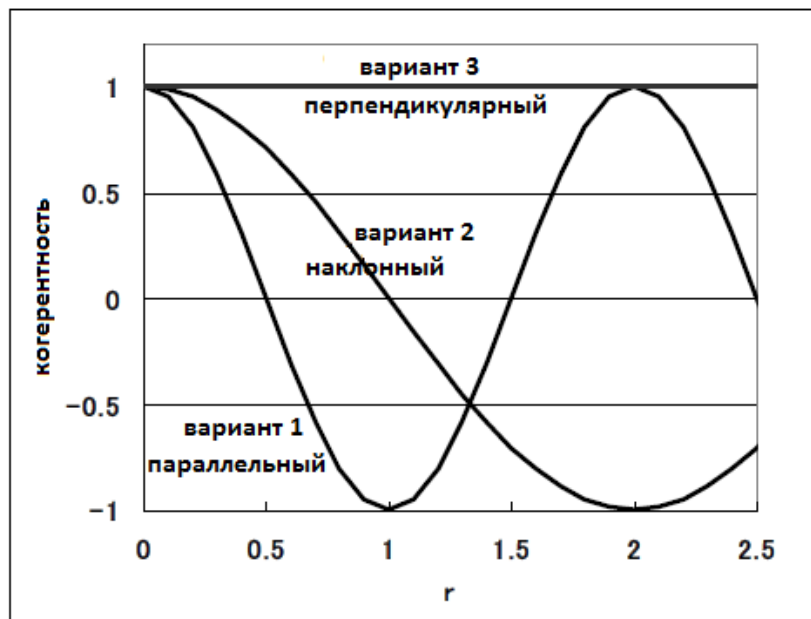
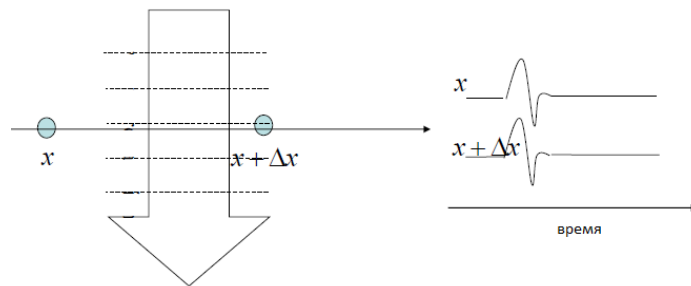


Рисунок 3.5. Расчитанная авто-корреляция (в двумерном варианте распространения волн)

Таким образом, пространственная авто-корреляция [91] (в двумерном варианте распространения волн) (Рис. 3.6):

- во временной области:

$$Cc(\xi, \eta, t) = f(x, y, t) * f(x + \xi, y + \eta, t)$$

- в частотной области: $Cc(\xi, \eta, \omega) = F(x, y, \omega) \cdot \overline{F(x + \xi, y + \eta, \omega)}$

где, $\xi = r \cos \psi, \eta = r \sin \psi$

Коэффициент авто-корреляции:

$$\rho(r, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} Coh(\xi, \eta, \omega) d\psi = \frac{1}{2\pi} \operatorname{Re} \left[\int_0^{2\pi} \exp \left(\frac{i\omega r}{c_{\text{apparent}}} \right) d\psi \right] = \frac{1}{2\pi} \operatorname{Re} \left[\int_0^{2\pi} \exp \left(\frac{i\omega r \cos \psi}{c(\omega)} \right) d\psi \right] = J_0 \left(\frac{\omega r}{c(\omega)} \right)$$

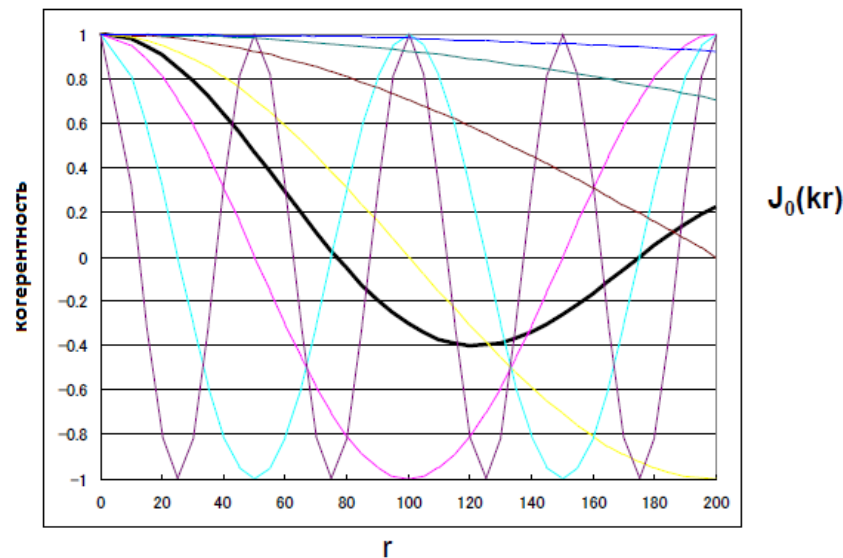


Рисунок 3.6. Пространственная авто-корреляция

В работах Х.Окада (2003, 2006) [113, 114] показано улучшение теории Аки [82] для вертикальных и горизонтальных компонент волн Релея и Лява.

Но надо отметить преимущество анализа посредством дисперсионных кривых, которые могут неплохо отражать присутствие низко скоростных зон. Преимущество метода:

- микросейсмы/микротреморы можно записывать в любом месте;
- поверхностные волны доминирующие в микросейсм/микротреморах;
- доминирование фундаментальной моды;
- плоские волны не пересекаются (по корреляции ноль);

В то же время недостатком метода может быть неоднозначность решения, при которой разные виды неоднородностей соответствуют одной и той же дисперсионной кривой. Недостатком метода можно считать также, что в городских условиях не всегда возможно получить необходимые данные, поэтому рекомендуется запись более 30 минут, чтобы была возможность исключения временных помех от близкого движения транспорта и иных.

В результате исследования определяется дисперсионная кривая ($J_0(kr)$), которая представляет собой график зависимости скорости от длины волны (частоты). В зависимости от неоднородных свойств среды, а также от формы неоднородности, вид дисперсионной кривой меняется. Так, кривая может иметь прямолинейные участки с различными углами наклона по отношению к оси длины волны, либо терпеть разрыв (то есть иметь два значения фазовой скорости для одного и того же значения длины волны). Такой способ исследования отражает характер геологического строения в данной точке.

3.1.4 Инверсия дисперсионных кривых

Существует несколько методов, позволяющих успешно оценить дисперсионные кривые поверхностных волн, содержащихся в микросейсмах.

Путем инверсии дисперсионных кривых определяют зависимость фазовой скорости поверхностных волн от глубины. Учитывая, что скорости поверхностных волн и поперечных S-волн близки, развилось направление исследования структуры поперечных волн с помощью инверсии дисперсионных кривых поверхностных волн.

При недостаточной полноте исходных данных используется условная оптимизация с помощью метода множителей Лагранжа. При исследованиях поверхностных волн обычно наблюдается плавная зависимость дисперсионной кривой от геологического строения верхних горизонтов [125]. Однако, поверхностные волны высоких частот находятся под сильным влиянием наиболее приповерхностных неоднородностей (особенно низко скоростных), и оптимизация процесса нахождения скорости для более глубоких слоев может быть сделана только при учете этих неоднородностей как априори известной информации. Отсюда вытекает задача детального исследования приповерхностной структуры. В данной диссертационной работе с помощью созданных корреляционных моделей (см главы 4) кривизна/ V_{s30} , проверяем успешность задачи распространение скоростей V_{s30} используя кривизну рельефа как прокси.

3.1.5 Анализ отношений компонентов спектра сейсмического шума

В последующих главах диссертации процесс распространения поверхностной волны Рэлея рассматривается как стохастический случайный процесс и вводится параметр отношения энергетических спектров записей сейсмических сигналов, который является одной из характеристик этого процесса. Как было уже показано выше, наблюдения поверхностных волн, как правило, обнаруживают при регистрации микросейсм. Надо отметить, что первой работой, которая исследует спектр сейсмического шума Земли, является работа известного японского сейсмолога К. Аки [82, 83]. Если предположить, что стохастический процесс волнового сейсмического шума является постоянным в пространстве и во времени, то можно найти соотношение между спектральной плотностью шума и соответствующей ему отфильтрованной полосой частот плоской сейсмической волны. Исследование поверхностных волн может быть связано с анализом отношений горизонтального и вертикального компонентов спектра сейсмического шума, зарегистрированного одиночной станцией. Такой анализ предложили японские исследователи М. Ногоши и Т. Игараша в своих работах: «Характеристики распространения микротремора» [111] и «Об амплитудных характеристиках микротремора. Часть 2» [112]. Затем их работа была пересмотрена Ю. А. Накамурой [109]. Было предположено, что пики в отношении компонентов спектра могут быть объяснены характером разреза приповерхностного слоя. В настоящее время широко признано, что пики связаны в большинстве случаев с поверхностной волной, и их анализ дает оценку резонансных частот слоистой системы [94]. В слоистой системе дисперсионные свойства основных мод Рэлея, имеющих высокие частоты, достаточно сильно проявляются для поверхностных слоев (глубина < 7 метров), а дисперсия высших мод Рэлея характерна для более глубоких слоев и в более широком диапазоне частот [96]. Настоящая работа изучает характеристики поверхностной волны, сгенерированной высокочастотными колебаниями на малой глубине. Поэтому исследование параметра отношения спектров записей сейсмических сигналов, соответствующих основной моде поверхностной волны Рэлея представляется целесообразным.

3.1.6 Метод стандартного спектрального отношения

Спектральный анализ посредством разложения Фурье позволяет разложить временной ряд в область составляющих его частот. Метод использующий быстрое преобразование Фурье, был назван методом стандартного спектрального отношения или

SSA (Standard Spectral Ratio) [122]. Для описания параметров спектрального анализа рассмотрим простой случай двух приемников, установленный на скальном массиве и грунтовом толще исследуемого участка. Выходные функции записанных сигналов, представляющих собой колебания во временной области, обозначим через $x_1(t)$ и $x_2(t)$, где t - время. Посредством обычного преобразования Фурье $X_i(f)$, $i=1,2$: из произвольного колебания выделяются частоты и амплитуды комплексной синусоиды (экспоненты).

Метод называется стандартным, потому что в сейсмологии, когда еще не использовали вычисление спектров, просто сравнивали максимальную амплитуду на записях двух станций, одна из которых располагалась на скальных грунтах [123].

3.2. Оценка сайт-эффекта г. Бишкек

Достаточно разные исследования проводились авторами [88, 116, 121] по оценке сейсмического риска г. Бишкек.

Картирование фундаментальных частот грунта в г. Бишкек, проводилось в 2008-2010 годах в рамках проекта CASCADE (Межграницное предупреждение природной опасности в Центральной Азии). Была установлена временная сеть из 19 сейсмических станций для записи сейсмических событий на территории г. Бишкек [69, 70, 71]. Наряду с этим были сделаны 196 замеров сейсмического шума в черте города. Записи землетрясений и сейсмического шума были проанализированы, чтобы изучить пространственную изменчивость динамических свойств грунта и впервые получить карту резонансных частот грунта для г. Бишкек.

Оценка сайт-эффектов было проведено в г. Бишкек с использованием методов исследования эталонных и не эталонных участков и результатов анализа землетрясений и записей сейсмических шумов. На рисунке 3.7 отображено расположение 19 использовавшихся сейсмических станций, которые сформировали временную сейсмическую сеть, установленную в 2008 году с целью сбора данных о землетрясениях и сейсмических шумов, а также данные о геологии поверхности города, в том числе о расположении главного разлома в этом районе.

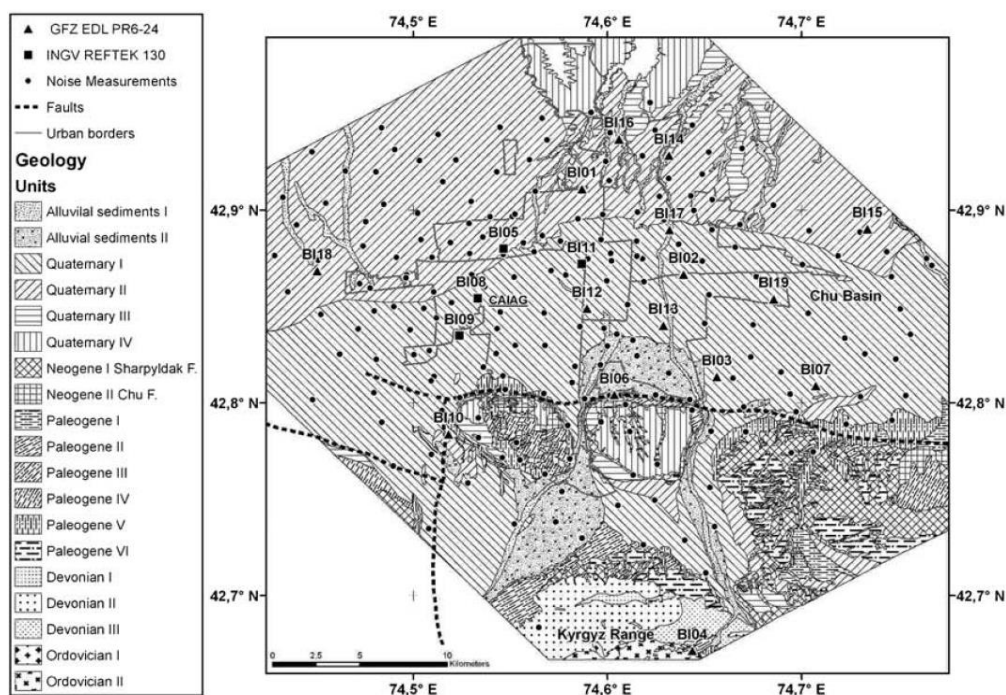


Рисунок 3.7 Расположение временной сети сейсмических станций (сплошные треугольники и квадраты) и пунктов (залитые кружки), где производились 30-ти минутные записи шумов одной станцией в г.Бишкек [121].

Чтобы получить пространственную изменчивость сайт-эффектов, были произведены 30-ти минутные записи сейсмических шумов в 200 точках (изображены залитыми кружками на Рис.3.7). Кроме того, измерения сейсмических шумов проводились для построения скоростного разреза по записям S-волн в разных частях города. Станция BI04, расположенная на Кыргызском хребте к югу от города, считалась эталонной при анализе SSR, хотя результаты H/V по этой станции показывают некоторое усиление подземных толчков на частотах свыше 3-4 Гц [121].

На Рисунке 3.8 показаны примеры значительного увеличения амплитуд колебаний подземных толчков, наблюдаемых при использовании различных методов анализа на станциях, расположенных в различных районах в г. Бишкек. Полный и исчерпывающий анализ результатов представлен в работе [121] с участием автора. Поскольку результаты схожи для обеих горизонтальных составляющих записи (E-W и N-S), результаты представлены здесь только для E-W составляющих. Из основных результатов проведенного анализа [121] подчеркнем следующее:

1. HVSR (спектральное отношение горизонтальной и вертикальной компонент записи) для станций, в северной части города на старых четвертичных отложениях дают четкий первый резонансный пик на частоте $\sim 0,2$ Гц. После минимума на частоте $0,3$ Гц, график HVSR

остается почти плоским, а затем наблюдается максимум в диапазоне 2-3 Гц до 10 Гц. Станции, расположенные в центральной части города, показывают меньшую амплитуду низкочастотного пика (между 0,1 и 0,2 Гц), остальная часть спектрального отношения HVSR - плоская. Станции, расположенные на южной окраине города, в области влияния отрогов Киргизского хребта, с контактами третичных и четвертичных отложений, - отображают поведение, сильно зависящее от мелкомасштабных изменений в геологии поверхности. В заключении стоит отметить, что HVSR на станции BI04, которая рассматривалась как эталонная станция, можно считать плоским лишь до частоты 2 Гц. На более высоких частотах наблюдаются значительное усиление подземных толчков с видимым пиком на частоте ~ 5 Гц.

Хотя станция BI04 не рассматривалась как идеальный эталонный участок, она использовалась в качестве эталонной станции для диапазона частот ниже 2 Гц. В этом диапазоне, результаты анализа HVSR почти постоянны и близки к единице. Кроме того, расстояние между этой станцией и другими станциями сети является достаточно коротким, для предположения того, что лишь незначительные эффекты распространения волн влияют на результаты анализа SSR в этом диапазоне частот. Результаты, полученные по EW и Z составляющим записей подземных толчков показаны на рисунке 3.8 (третий и четвертый столбцы). В отличие от HVSR, результаты использования метода SSR для всех станций показывают близкое поведение для горизонтальной составляющей. В частности, значительное усиление подземных толчков наблюдается с четко выраженным пиком между частотами 0,2 и 0,1 Гц (убывающими по частоте с севера на юг), 0,4 Гц и от 1 до 2 Гц. Некоторые станции также показывают отчетливые пики усиления на частоте 0,6-0,7 Гц.

Станции, расположенные на южной окраине бассейна, показывают разное поведение. В некоторых случаях реакция участка на подземные толчки была почти незначительной с небольшим усилением подземных толчков на частоте около 1,5 Гц. В других случаях наблюдалось лишь незначительное усиление подземных толчков на частотах от низких до 1-2 Гц. Разница между результатами анализа HVSR и SSR может быть легко объяснена с учетом результатов SSR, полученных в ходе анализа вертикальной составляющей записей толчков. Вертикальная составляющая SSR на станциях в пределах бассейна (Рисунок 3.8, четвертый столбец) отображает значительное усиление подземных толчков на частотах ($\sim 0,3-0,5$ Гц), систематически больше, чем наблюдаемые по результатам анализа горизонтальных составляющих. Эти пики особенно велики, иногда даже преобладают на станциях BI13, BI08, BI09, BI11, расположенных на молодых

четвертичных отложениях, обнажающихся на поверхности в ряде районов южной части города. Расположения этих пиков совпадают пиками со спектральными отношениями в HVSR. На самом деле, предыдущие исследования [122] показали, что на границах между поверхностными геологическими слоями может иметь место значительная конверсия Р-к-S и S-к-Р, что может оказать воздействие на результаты анализа методом HVSR.

2) Наблюдается четкое соответствие между основными резонансными частотами, полученными при анализе HVSR (первый столбец) и NHVSR (второй столбец). Результаты, представленные на рисунке 3.8, отображают то, что в г.Бишкек, к северу от области развития обнажений третичных отложений, фундаментальная резонансная частота почвы согласуется с результатами анализа SSR, на частотах от около 0,3Гц на севере до ~ 0,1 Гц на юге. Общее снижение фундаментальной резонансной частоты с севера на юг согласуется с геологической структурой бассейна, отображающей увеличение толщины четвертичного и третичного осадочных чехлов к югу. Учитывая высокое значение скорости распространения S-волн, характеризующее поверхностные четвертичные слои, низкое значение резонансной частоты может свидетельствовать о глубоком контрасте импеданса, скорее всего, существующего между образованиями Шарпылдак и Чу. Низкие резонансные частоты, наблюдаемые в юго-западной части исследованной области, согласуются с утолщением здесь осадочного чехла.

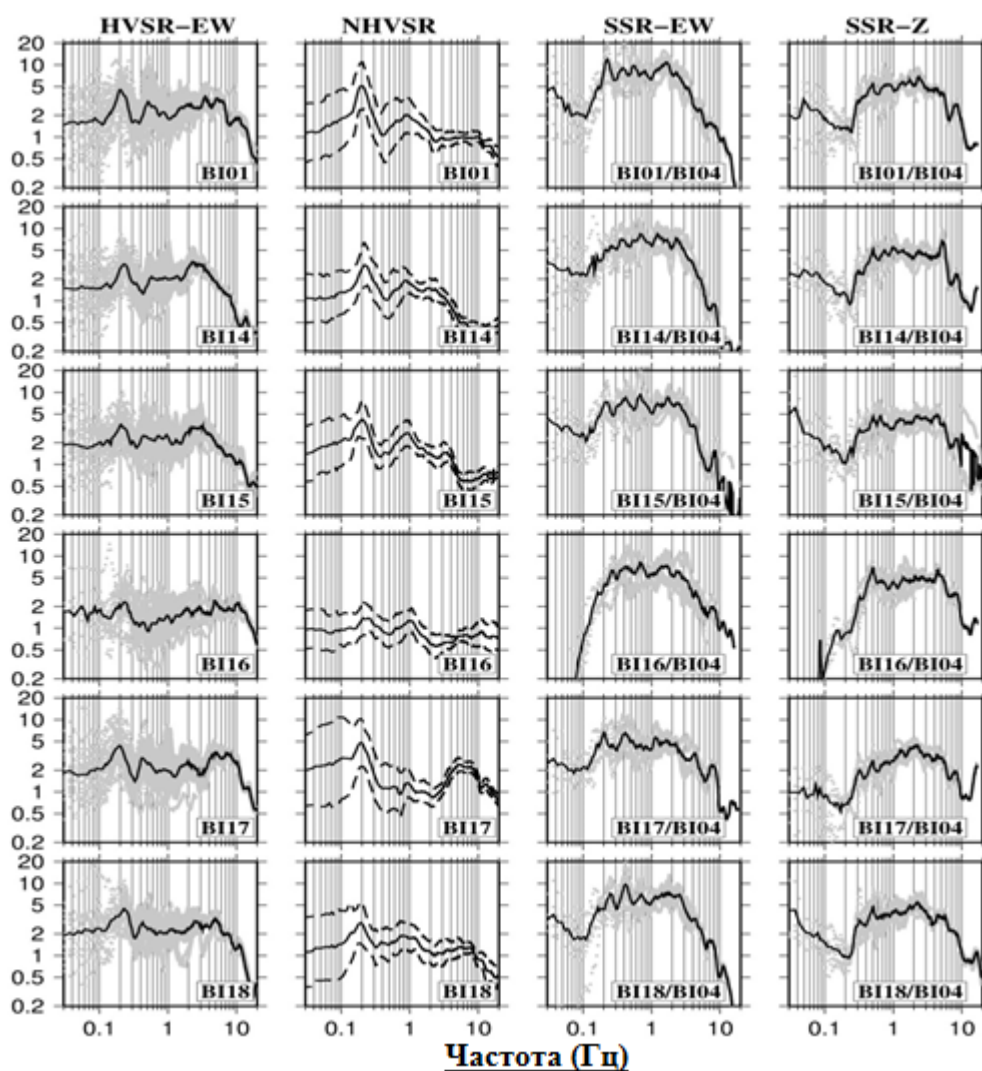


Рисунок 3.8 Графики изменения значений спектральных отношений, характеризующие усиление колебаний на некоторых частотах. 1-й столбец слева - HVSR для землетрясений, 2-й столбец - HVSR для сейсмических шумов, третий столбец – SSR для горизонтальных составляющих записей землетрясений и последний столбец - SSR для вертикальных составляющих землетрясений [121].

Были также проанализированы записи сейсмических шумов, зарегистрированных на 200 точках одной станцией (SSNM), с использованием метода HVSR. Фундаментальная резонансная частота, определяемая с SSNM и данных временной сейсмической сети станций, представлена на рисунке 3.9 методом Интерполяции ближайших соседей. На рисунке 3.9 отображена резонансная частота в южной части города вблизи Кыргызского хребта в диапазоне от 0.28 до 1Гц. В центральной части города наблюдается низкая резонансная частота между 0.1 и 0.2Гц, в то время, как в северной части города в сторону Чу-Илийских гор резонансные частоты отмечаются между 0.2 и 0.3Гц.

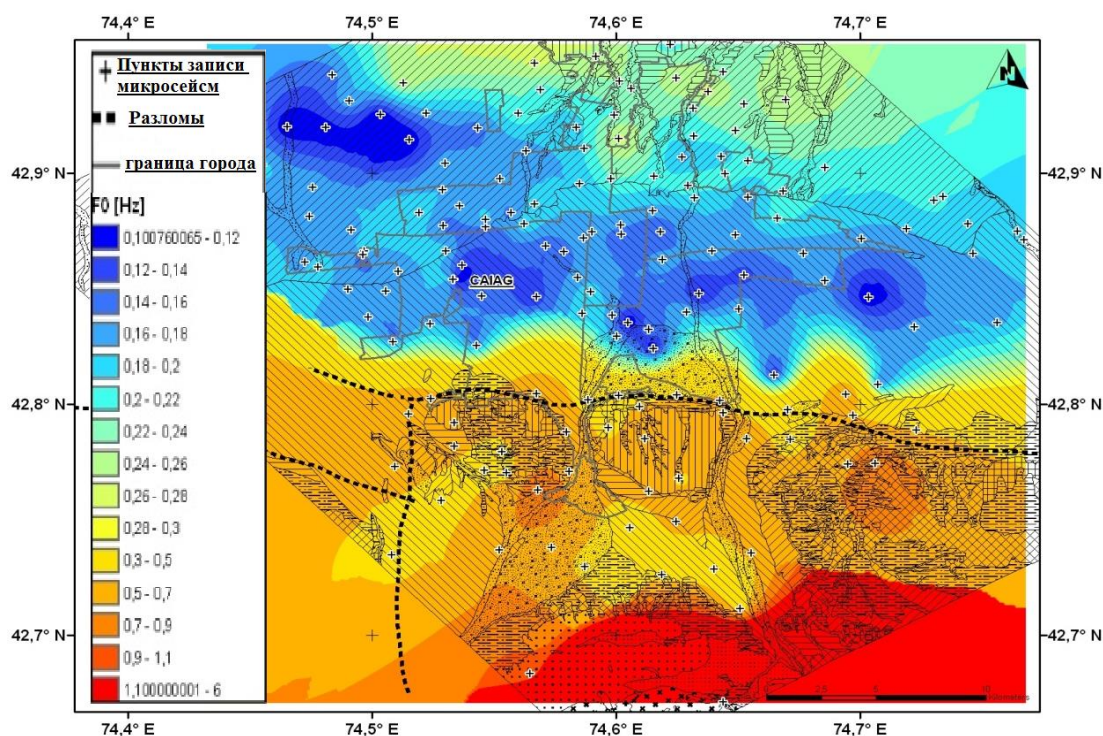


Рисунок 3.9. Карта фундаментальных резонансных частот г.Бишкек (Киргизия). Крестиками указаны участки, где были проведены одной станцией измерения сейсмических шумов.

3.2.2. Улучшение пространственного разрешения данных об изменении подземных толчков г.Бишкек с использованием данных о землетрясениях и сейсмических шумах

С использованием алгоритма кластеризации K-means были определены три кластера типов реакции участка на подземные толчки на основе их сходства по результатам SSR. Реакции были определены для участков, где на основе результатов корреляционного анализа были проведены измерения сейсмических шумов одной станцией. Пространственная изменчивость реакции участка на подземные толчки хорошо коррелирует с основными геологическими особенностями в области. В частности, пространственная изменчивость наблюдается с юга на север, в согласии с изменениями в толщине и составе осадочного чехла. Более детально это соотношение описано в работе с нашим участием [130].

На рисунке 3.10 отображено пространственное распределение станций на геологической карте г.Бишкек. Данные, полученные со станций, группируются в три кластера. В северной части в сторону Чу-Илийских гор, усиление подземных толчков сильнее по сравнению участком со средним усилением и затем низким усилением на юге Кыргызского хребта. В данном распределении также проявляется влияние геологическое строение и глубинное распределение различных геологических блоков, так как спектральные коэффициенты отражают глубинную геологическую структуру.

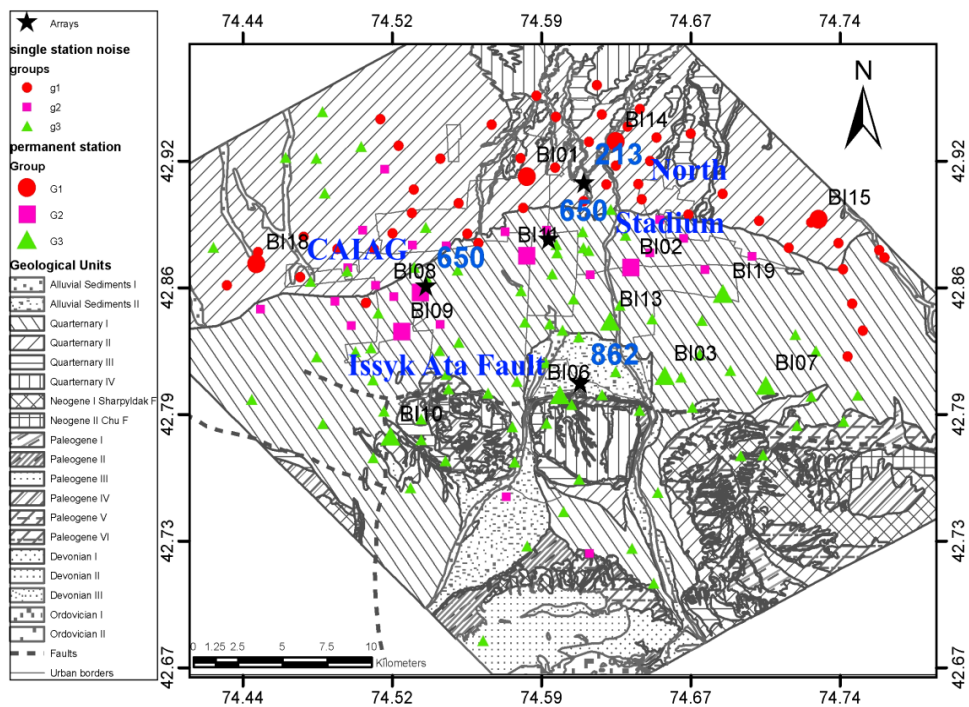


Рисунок 3.10 Карта г.Бишкек, отображающая участки измерений и геологию поверхности. Большими значками отображены стационарные станции временной сети, мелкими значками показаны станции для записей сейсмических шумов (в густой сетке). Разные цвета отображают разные кластеры, выявленные по результатам кластерного анализа. Звездочками с синим текстом отображены места, где были установлены массивы станций для определения значений Vs30.

На рисунке 3.11 отображена реакция участков из трех определенных кластеров на подземные толчки. Жирными линиями в каждом кластере отображено логарифмическое среднее значение для данного кластера. Серый участок отображает интервал частот, где спектры реакции не были учтены в анализе. В качестве эталонного участка был выбран грунтовой участок ближе к скальному массиву. Высокой частоте (2-10 Гц) были подвержены к усилению, т.к. эталонная станция установлена не в самом скальном породе, а ближе к нему [121].

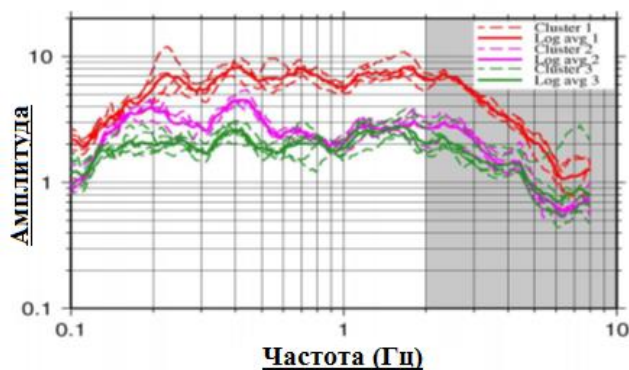


Рисунок 3.11 Логарифмическое среднее значение SSR для временных станций. Разные цвета отображают разные кластеры, в то время, как жирными линиями в каждом кластере показано логарифмическое среднее

значение. Серый участок отображает интервал частоты, где эталонный датчик был установлен на тонкой грунтовой толще ближе к выходу скальных пород.

На рисунке 3.12 отображено усиление подземных толчков, вычисленное по значениям SSR для разных диапазонов частот. Данные схемы были получены путем присвоения значений SSR каждой точке, где проводилась запись шумов, и проведения кластеризационного и корреляционного анализов. Наивысшие уровни усиления подземных толчков наблюдаются на частоте 0.4Гц, достигая 10-кратного усиления на севере.

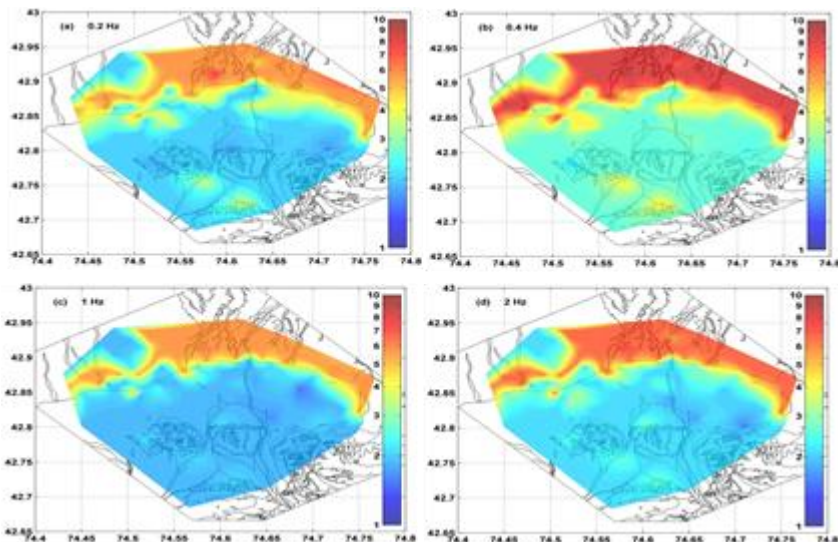


Рисунок 3.12 Пространственное распределение SSR для разных диапазонов частот ((0.2, 0.4, 1 и 2Гц), полученное с помощью метода Интерполяции ближайших соседей [130].

Площадные съемки сейсмических шумов. В Бишкеке были также зарегистрированы сейсмические шумы с помощью небольших массивов станций с целью построения скоростных разрезов для S-волн в верхнем слое. Были выбраны три участка с юга на север на территории города. Результаты, полученные для первого участка, по записям станции В108, отображены на рисунке 3.13. На этом рисунке представлена дисперсионная кривая, полученная с помощью метода Расширенной пространственной автокорреляции (ESAC), и отображена стандартное дисперсионное кривое между частотами 3 и 13Гц. Данная дисперсионная кривая была инвертирована с помощью упрощенной линейной инверсии для построения скоростного разреза по профилю для S-волн. Полученная скоростная модель отображает регулярное увеличение скорости с глубины от 600 м/с в самых мелких поверхностных слоях (глубина 0-25 м) и увеличивающаяся до 1380 м/с в самых глубоких частях, на глубине 126 метров.

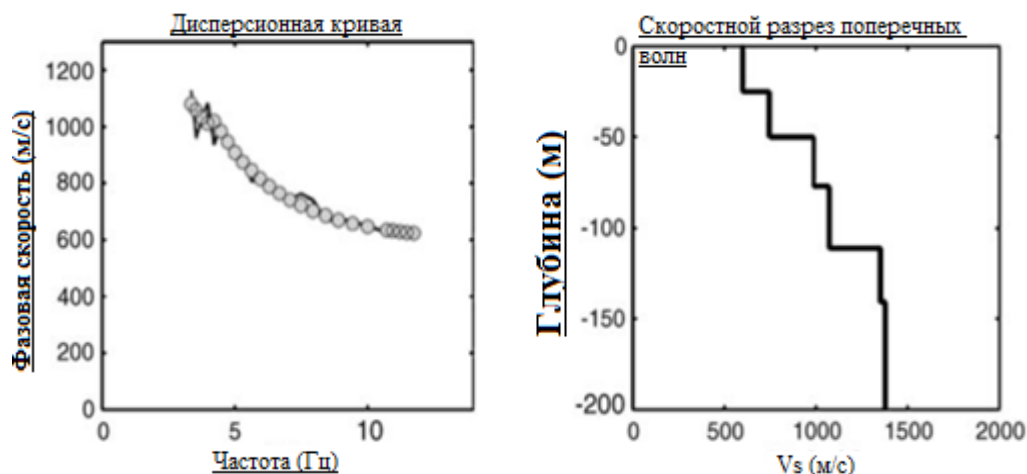


Рисунок 3.13 Результаты анализа для участка VI08 (ЦАИИЗ). Слева: наблюдаемая (черная линия) и восстановленная (серые круги) дисперсионная кривая. Справа: скоростная модель для S-волны, полученная путем инверсии дисперсионной кривой [134, 135].

Результаты анализа для всех массивов отображены на рисунке 3.14. Максимальная скорость распространения поперечной волны (862 м/с в верхних 30 м) наблюдалась в самом южном массиве, расположенном вблизи Иссык-Атинского разлома. Самая низкая скорость распространения поперечной волны со средней скоростью распространения (в верхних 30 м равна около 213 м/с) наблюдается в северной части города. Эти разрезы предоставляют полезную информацию, которую необходимо учесть при Вероятностном анализе сейсмической опасности (PSHA).

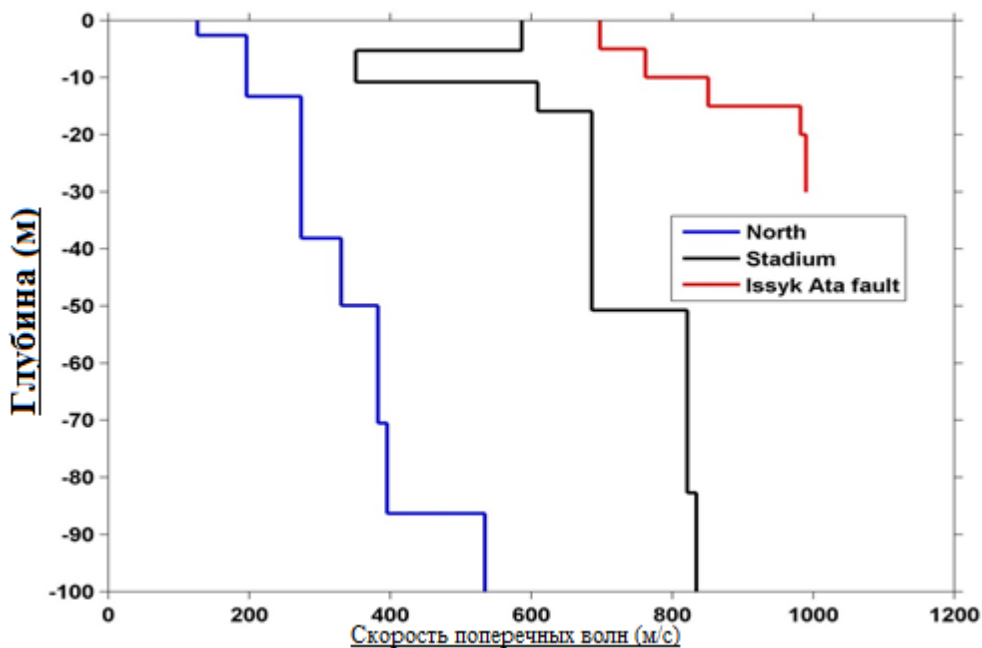


Рисунок 3.14 Результаты анализа записей массивов станций на разных участках г.Бишкек.

3.2.3 Результаты и их обсуждение

Сейсмический шум был записан на 196 точках в городской черте Бишкека и в южном пригороде, где Четвертичные отложения перекрывают складчатые Третичные комплексы (рис. 3.10). Записи сейсмического шума, сделанные в непрерывном режиме сетью временных сейсмических станций, также были использованы для анализа.

После того, как были протестированы несколько критериев для отбора сигнального окна, был проведен анализ данных с использованием окон длиной 60 секунд (минута). Это было вызвано необходимостью включить в анализ достаточное количество низко частотных циклов для того чтобы оценить фундаментальную частоту в пределах осадочного чехла мощностью около 800 метров.

Надежность низко частотного (0.1-0.2 Гц) пика, рассчитанного для записей с высоким отношением сигнал-шум, определялась с помощью очистки записей от шума по методу S-transform.

Записи сейсмического шума, полученные по единичным замерам в городской черте Бишкека, были использованы чтобы рассчитать горизонтальное к вертикальному спектральное отношение (NHVSR) в окне длиной 100 секунд. Была проведена калибровка единичных замеров сейсмического шума посредством их сравнения с данными землетрясений, что позволило расширить область исследований, и улучшить пространственное разрешение. Фундаментальная резонансная частота колебаний грунта соответствует пику отношения Накамуры [109], рассчитанному как квадратный корень значения спектрального отношения между горизонтальной и вертикальной энергетической спектральной плотности (PSD). Записи землетрясений и сейсмического шума показали подобные формы реакции грунта (рис. 3.8). Фундаментальная резонансная частота оценивалась обеими методами.

Впервые для исследуемого района была построена карта фундаментальных резонансных частот грунта (рис. 3.8), показывающая, что в осадочном чехле Чуйской впадины существует резкий импедансный контраст, который генерирует первое пиковое увеличение движений грунта.

Анализ сейсмического шума в населенных областях является источником информации о фундаментальной (собственной) частоте колебаний грунта, которую необходимо учитывать в процессе городского планирования и сейсмостойкого проектирования.

Частотный диапазон инженерного интереса обычно охватывает 0,1-20 Гц. Частоты больше, чем 1 Гц возникают в тонких слоях рыхлых осадочных пород и соответствуют собственной частоте двух- и трехэтажных зданий, расширяя диапазон до 4-11 Гц, со средним значением 7,7 Гц. В то время как частоты ниже 1 Гц, усиливаются мощными осадочными толщами более 100 м, и представляют интерес для реакции зданий с высотой более 10 этажей.

Город Бишкек расположен в Чуйской впадине, где мощность мезозойско-кайнозойского осадочного чехла варьирует приблизительно от 1.0 км в северной части до 3.0 км у южной границы города. Предположительно импедансный контраст между валунно-галечными конгломератами Шарпылдагской свиты и подстилающими отложениями Чуйской свиты, с преобладанием мелкозернистых переслаивающихся глин, алевролитов, песчаников и реже конгломератов, является подошвой рыхлого слоя в котором первоначально происходит наиболее интенсивное усиление движения частиц грунта, вызванное землетрясением.

Фундаментальная частота грунта уменьшается от 0,3 Гц (собственный период колебаний $T=3.3$ сек) на севере, до $\sim 0,1$ Гц ($T=10$ сек) в центральной части города и вновь возрастает до 0,3 Гц в зоне Иссык-Атинского разлома. Таким образом в глубоком осадочном бассейне Чуйской впадины существует вероятность возникновения длиннопериодных поверхностных волн, в то время как волны с более короткими периодами (<1 сек) затухают в глубоких осадках, а длиннопериодные колебания (2-10 сек) обогащаются энергией, тем самым увеличивая амплитуду и продолжительность индуцированных землетрясением движений грунта.

На карте показано что фундаментальные частоты грунта в Бишкеке находятся в диапазоне 0,1-0,3 Гц (собственный период колебаний 3-10 сек), что указывает на возможность возникновения длиннопериодного движения грунта в мощном осадочном чехле Чуйской впадины.

3.3. Сайт эффект оценка г. Каракол

3.3.1. Наблюдения.

Временная сейсмическая сеть, состоящая из 16 датчиков, записывающих короткопериодные колебания, функционирующая непрерывно с 10 июля 2011 года до октября 2011 года, была установлена в г.Каракол, в восточной части территории Киргизии [37]. Большое количество местных, региональных и телесейсмических событий были зарегистрированы данной сетью датчиков, из которых 50 использовались для исследования сайт эффектов, так как они были зарегистрированы одновременно требуемым числом станций. Кроме того, измерения сейсмических шумов (SSNM) были проведены одной станцией в 34 участках по всему городу. Поскольку структура изменения скорости распространения поперечной волны неизвестна, были проведены измерения сейсмических шумов 3-мя массивами станций (всего 20 станций) в разных районах города. На рисунке 3.15 показано расположение станций, составляющих временную сейсмическую сеть, SSNM-станции и массивы станций. Станция КА08 в юго-восточной части города, расположенная на скальном основании, была использована в качестве эталонной.

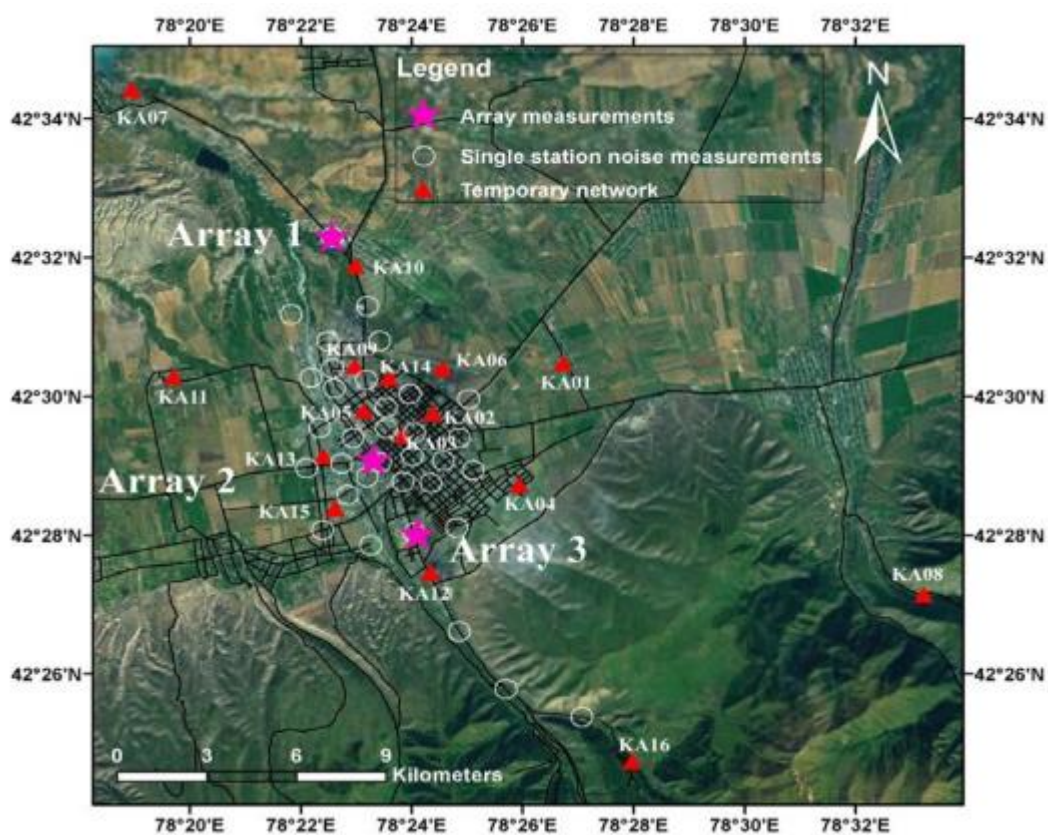


Рисунок 3.15. Расположение временной сейсмической сети станций в г.Каракол. Разные объекты видны в легенде.

Результаты, полученные с использованием метода стандартного спектрального отношения - SSR (пример, показанный на рисунке 3.16) показывают, что в Караколе усиление сейсмических толчков (от 2 до 9) происходит в широком диапазоне частот. Высокие уровни усиления наблюдаются в северной части города, недалеко от озера Иссык-Куль. Следует отметить, что усиление также наблюдается на частотах ниже 0,2 и 0,3 Гц. В общем, частоты пиков усиления толчков соответствовали результатам, полученным на основе метода Спектрального отношения компонент - Н/У.

На рисунке 3.16 отображены значения SSR и результаты определения Н/У спектральных отношений по записям шумов по данным станции КА02, расположенной в центре города. Широкое, но умеренное усиление подземных толчков наблюдается по итогам SSR результатов, полученных по данным станции КА07, влияющее также на вертикальную составляющую подземных толчков. Отношение Н/У для сейсмических шумов дает низкие уровни усиления подземных толчков, но с четким пиком на частоте 4 Гц. Этот пик наблюдается также по результатам применения SSR и может указывать на наличие вертикальной неоднородности в приповерхностных горизонтах. Следует отметить, что наблюдаемое различие в уровнях усиления подземных толчков между двумя горизонтальными составляющими подземных толчков вместе с широкополосным усилением и различием между SSR и Н/У, может указывать на очень сложную структуру грунтового слоя, что приводит к 2D и 3D сайт эффектам.

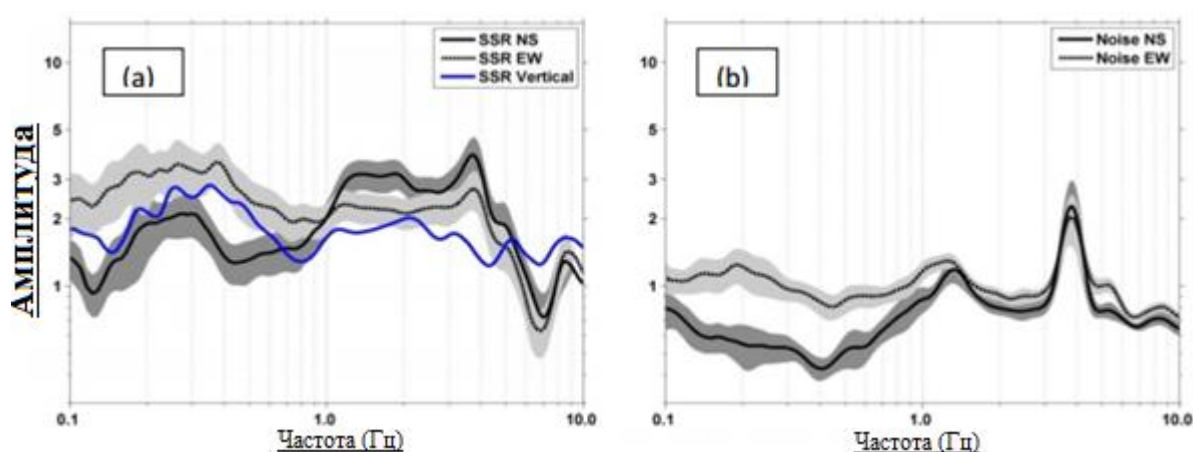


Рисунок 3.16. Значения спектральных отношений для станции КА02 на основе разных составляющих и методов. (а) Усиление подземных толчков на участках на основе метода SSR для окна S-волн в записях землетрясений. (б) Усиление подземных толчков на основе метода Н/У спектральных отношений. Серым цветом указано стандартное отклонение ± 1 .

На рисунке 3.17 показаны значения спектральных отношений по различным составляющим на основе метода SSR для землетрясений и Н/У спектральных отношений

для записей сейсмических шумов на станции КА07 в северной части города, недалеко от озера Иссык-Куль. Эта станция отображает наивысший уровень усиления подземных толчков по данным записей землетрясений со значениями усиления до 10 раз. Кроме того, усиление подземных толчков происходит на частотах ниже 0,1 Гц до 10 Гц, со средним уровнем усиления равным 5 [130]. Различные составляющие записей подземных толчков показывают различные уровни усиления между частотами 0,5 и 2 Гц. Н/V спектральное отношение для сейсмических шумов показывает низкий уровень усиления на низких частотах и затухание на более высоких частотах, что может говорить об усилении вертикальной составляющей подземных толчков. Наблюдается также пик на частоте в интервале 2 - 8 Гц, что может свидетельствовать о низком контрасте импеданса между коренными породами и перекрывающими отложениями.

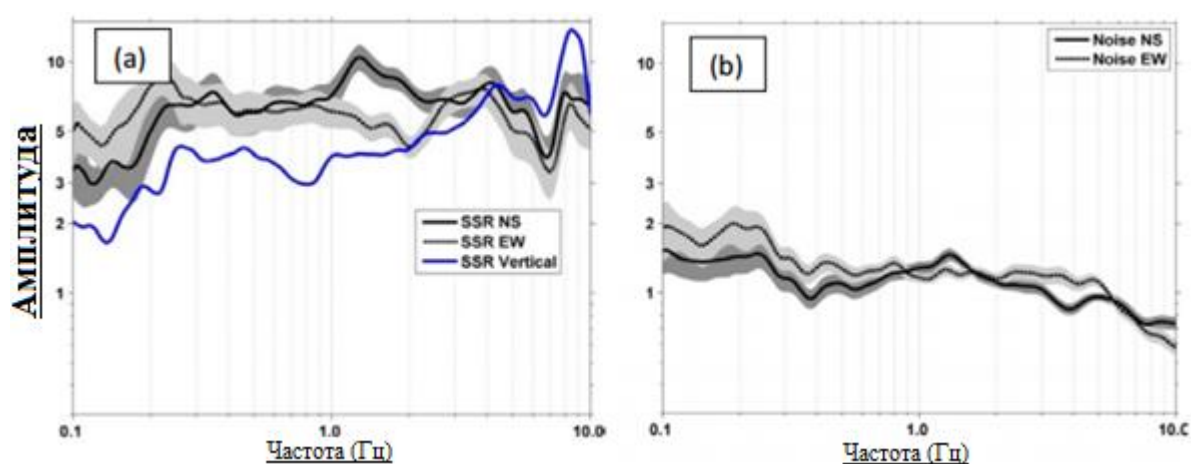


Рисунок 3.17. Усиление подземных толчков по данным станции КА07 в северной части города вблизи озера Иссык-Куль, полученное на основе разных составляющих и методов. (а) Усиление подземных толчков на участках на основе метода SSR. (б) Усиление подземных толчков на основе метода Н/V спектральных отношений. Серым цветом указано стандартное отклонение ± 1 .

На рисунке 3.18 отображены результаты анализа для различных участков города. Массив наблюдений 1, расположенный в северной части города вблизи озера Иссык-Куль, отображает самую низкую скорость распространения поперечных волн со значениями ниже 200 м/с вблизи поверхности. Массивы 2 и 3, расположенные вблизи центра города дают скорость распространения поперечных волн со значением 300 м/с вблизи поверхности.

На рисунке 3.19 отображена карта резонансной частоты для г. Каракол, полученная в ходе анализа сейсмических шумов одной станцией в городе [49]. Наблюдается наличие очень низкой резонансной частоты. В южной части отображена частота около 0.4 Гц с ростом до 0.67 Гц вблизи центра города.

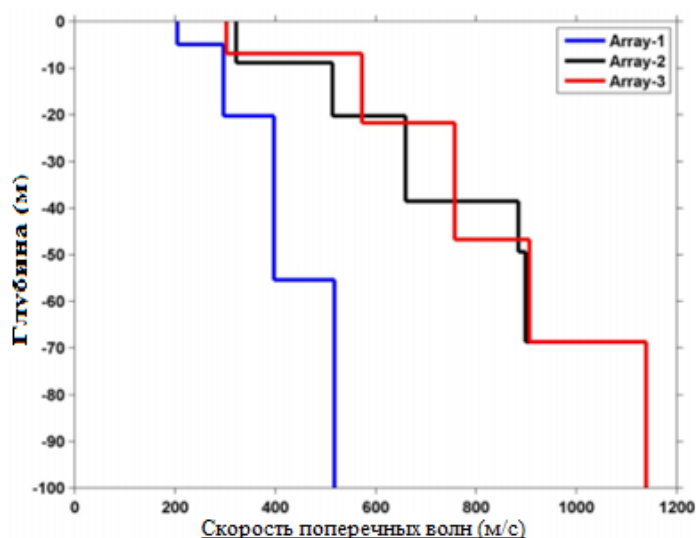


Рисунок 3.18. Результаты анализа данных массивов станций в г.Каракол для различных участков, которые видны на Рисунке 3.15.

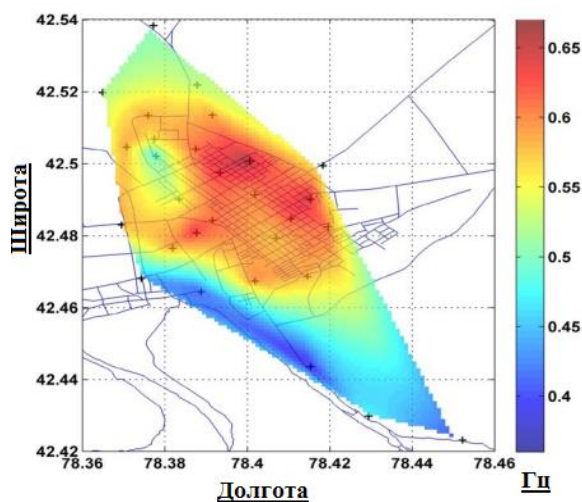


Рисунок 3.19. Карта резонансных частот для г.Каракол, определенных на основе Н/V спектральных отношений записей сейсмических шумов [49].

3.3.2. Результаты и их обсуждение

Анализ сайт-эффектов с использованием различных методов показывает наивысший уровень усиления подземных толчков в г.Каракол, в северной части города вблизи озера Иссык-Куль на наиболее рыхлых обводненных грунтах. Различие в уровнях усиления подземных толчков на различных составляющих подземных толчков, указывает на явную латеральную неоднородность глубинной структуры. На основе резонансной частоты, полученной в результате измерений микросейсм одной станцией, и структуры изменения скорости распространения поперечных волн, полученной при анализе данных массивов станций, ожидается расположение кровли коренной породы на глубине около 500 м.

3.4. Сайт эффект оценка г. Нарын

3.4.1. Исходные данные

Город Нарын – административный центр Нарынской области, расположен на юге в срединной части территории Киргизии, где проживает 35000 чел. Город расположен на обоих берегах реки Нарын, в узкой долине вдоль главной транспортной линии проходящей из Киргизии в Китай. Река является одной из главных истоков р. Сыр-Дарьи. Абсолютные отметки рельефа находятся в пределах 1830-2190 м. Через город проходит автомагистраль государственного значения – г. Бишкек - перевал Торугарт. Расстояние до г. Бишкек составляет около 350 км, ближайшая железнодорожная станция «Балыкчи» расположена на расстоянии 176 км.

После интенсивного освоения территорий и разрастания города в начале 70-х годов началось преобразование естественного ландшафта и формирование различных геологических процессов и явлений, вызванных техногенной нагрузкой.

По физико-географическому районированию исследуемая территория относится к Внутренней части Тянь-Шаньской области [78]. Особенным отличием от других областей является приподнятость рельефа на высоту более чем 2000 м [129].

В целом наблюдается общее понижение области к западу. Отличительной чертой строения поверхности исследуемой территории является наличие хорошо сохранившихся денудационных равнин – сыртов, обычно приподнятых на большую высоту.

Для исследуемой территории в силу её приуроченности к тому или иному типу рельефа наиболее характерным является предгорно-долинный эрозионно-аккумулятивный рельеф. Он выработан на субстрате палеоген-неогеновых отложений в процессе их размыва и накопления четвертичных отложений и относится к числу эрозионно-аккумулятивных.

3.4.1.1. Сейсмические условия исследуемого района

Сведения о произошедших ранее сейсмических событиях подготовлены для оценки сейсмической обстановки в регионе. На рисунке 3.20 показаны эпицентры сильных землетрясений территории Кыргызстана, где видно, что наиболее сильные разрушительные землетрясения с магнитудой M , достигающей значений до 8.3, происходят вдоль северной и южной границ Тянь-Шанского блока. Интенсивность проявления на поверхности от некоторых из них достигала 11 баллов по шкале MSK 64 [].

Однако эти события, теряя свою разрушительную силу с удалением от эпицентра, ощущались в Нарыне с намного меньшей интенсивностью, и не могли оказать разрушительного воздействия.

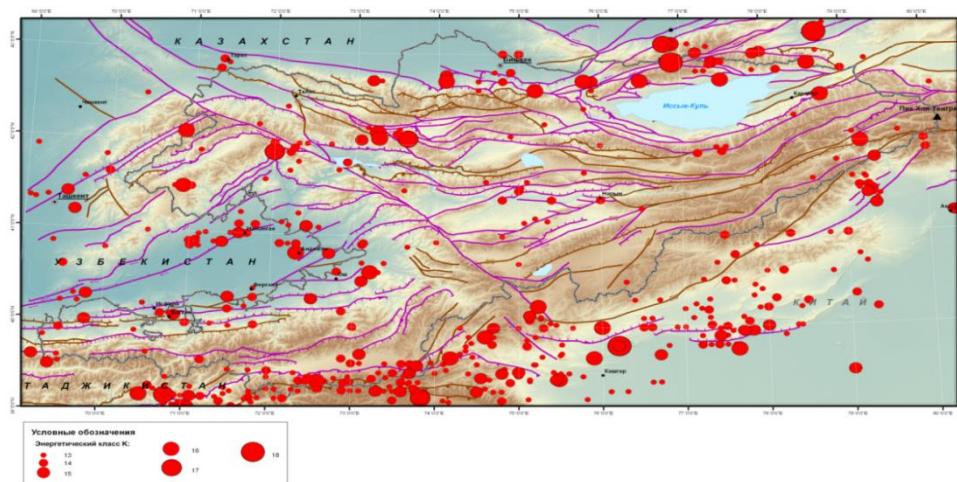


Рисунок 3.20. Карта эпицентров сильных землетрясений с $M \geq 5$ ($K \geq 13$, $I_0 \geq 5-6$ баллов) с исторических времен по 2008г. и разломы из работы [29].

Нарынская впадина, в восточном окончании которой располагается город Нарын, не отмечена такими сильными событиями. В таблице 3.2 приведен список землетрясений с $M \geq 5$. Наиболее сильные из них, интенсивностью в эпицентре 7 и 7-8 баллов произошли в 1885, 1948 и 1954 гг.

Таблица 3.2

Каталог землетрясений с $M \geq 5$ горного обрамления Нарынской впадины

Год	мес	день	час	мин	Шир.	Долг.	глуб.	M_{lh}	$I_0, б$	Название	Интенсив. в Нарыне
1885	9	19	20		41.70	75.80	14	5	7	Атбашинское	5-6 б.
1902	2	13	3	56	41.40	76.00	15	5.4			
1907	3	11	1	34	41.50	75.00	20	5.6			
1927	5	29	10	28	41.20	75.20	15	5			
1932	4	20	20	5	41.00	74.80	20	5.1			
1939	4	17	19	15	41.30	76.50	5	5			
1948	7	28	8	0	41.40	75.40	6	4.9	7-8	Куланакское	не ощущ.
1954	12	3	21	38	41.40	74.80	15	5.4	7	Дюрбельдж.	5 б.

1958	10	13	8	58	41.60	75.10	12	5.2	6-7	Сонкульское	3.5 б.
1965	9	25	15	47	41.53	75.03	25	5.1	6-7	Сонкульское	4 б.
1998	5	29	22	49	41.35	75.60			6		4-5 б.

На рисунке 3.21 представлена “Карта районов ожидаемых землетрясений на территории Нарынской области на период 2011-2020 гг. [31].



Рисунок 3.21. Карта районов ожидаемых землетрясений на территории Нарынской области на период 2011-2020 гг. [31]

Согласно «Карты-схемы вероятной сейсмической опасности территории Киргизии на период 2011-2020 гг.» (Рис.3.21) на территории Нарынской области выделены 15 районов ожидаемых землетрясений (РОЗ) II-категории опасности, среди которых опасными являются Байбичетауский (ББ), и Атбашинский (АТБ).

3.4.1.2. Геологические и тектонические условия района исследований

Геологическое и гидрогеологическое изучение г. Нарын характеризуется как детальное среднемасштабное. Геологическая съемка с масштабом 1:100000 - 1:200000 была проведена специалистами Геологического управления Правительства в 1959 году. Затем Министерством по Геологии СССР в 1979 году была подготовлена геологическая карта города (масштаба 1:200000). Пояснительный материал карты включает в себя описание стратиграфии, тектоники, геоморфологии и минералов, но значительно меньшее внимание уделено описанию подземных вод.

В 1968-1969 гг. Кыргызской геофизической экспедицией было проведено исследование глубинных тектонических структур. В 1977 году Институтом инженерных изысканий

"Кыргыз ГИИЗ" были проведены среднемасштабные инженерно-геологические исследования (масштаба 1:10000) для разработки генерального плана развития города Нарын. Затем в 1994 году Кыргызским институтом градостроительства были проведены инженерно-геологические исследования для разработки генерального плана развития города с целью увеличения его территории в будущем, в плане создания карты сейсмического микрорайонирования.

Результаты всех проведенных до настоящего времени исследований показывают, что город Нарын характеризуется очень сложной геологической структурой: большое разнообразие геологического возраста, литологического характера и генезиса грунтов, сложность структурной формы, геоморфологических структур и истории тектонического развития, активна деятельность различных физико-геологических процессов и явлений.

В городе и его окрестностях Томпсон и др. (2002) [129] выявили несколько активных разломов, среди них один из крупнейших новейших разломов Тянь-Шаня, известный как Центральный Нарынский разлом и проходящий прямо через город. Доминирует режим сокращения земной коры в меридиональном направлении (Açur 2012).

3.4.1.3. Гидрогеологические условия исследуемого района

Река Нарын проходит через город Нарын и является одной из крупнейших рек Центральной Азии. В окрестностях города река течет в западном направлении, и её питание происходит за счет ледников, расположенных к востоку от города.

Гидрогеологические исследования в бассейне реки Нарын начались в 1950 году. Они включали среднемасштабную гидрогеологическую съемку и тематические исследования. В 1965-1969 гг. Кыргызской гидрогеологической экспедицией была проведена гидрогеологическая съемка (масштаб 1:200000), данные которой были включены в монографию "Гидрогеология СССР", том 10, Киргизской ССР, 1971.

По данным Комплексной Гидрогеологической Экспедиции проницаемые породы залегают под слабопроницаемым или водоупорным слоем отложений Нарынской Плиоценовой системы (N_{2NR}), разрез представлен чередованием глинистых слоев, песчаников, конгломератов, суглинков. Водоносный горизонт, используемый в целях снабжения питьевой водой, относится к аллювиальным современным Верхнечетвертичным отложениям (Q_{III-IV}). В литологическом аспекте, проницаемые породы представлены в виде валуно-галечниковых отложений с гравийно-песчаным заполнителем.

Режимные наблюдения за уровнем грунтовых вод показывает, что амплитуда колебания составляет до 3 м в год. Самый высокий уровень грунтовых вод наблюдается в летний период и соответствует максимальному расходу реки Нарын.

3.4.1.4. Инженерно–геологические условия района исследований

Инженерно-геологические исследования масштаба 1:10000 были выполнены институтом КыргызГИИЗ в 1977 г. в целях составления генерального плана г. Нарын. В отчётах по результатам гидрологических обследований в районе горного массива Ала-Мышык расположенного на южной границе г. Нарын выделено до 40 потенциально селеопасных логов, 10 из которых отнесены к средне селеопасным. Максимальные расходы по селевым руслам 1% обеспеченности варьируют от 0,11 до 8,5 м³/с.

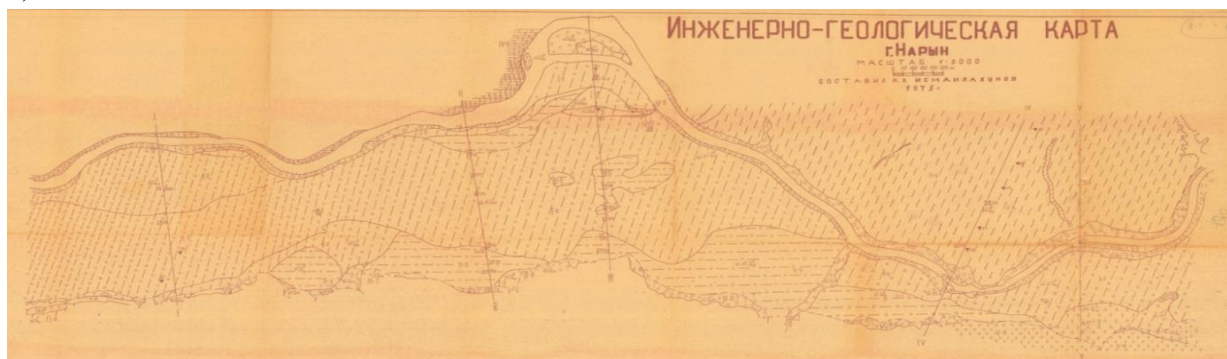
Институтом Кыргыз НИИП-строительства были в 1994 г. выполнены инженерно-геологические исследования для разработки генплана на территориях перспективного развития г. Нарын, где проведены работы по сейсмическому микрорайонированию.

Для анализа, оценки рисков и их прогноза используются данные Кыргызской комплексной гидрогеологической экспедиции, например по наблюдениям прорывоопасных высокогорных озёр, опасных экзогенных процессов: сели, осовы, камнепады, обвалы, подтопление грунтовыми водами.

3.4.2. Сейсмическое микрорайонирование территории г. Нарын.

Единственная карта микросейсморайонирования (рис. 3.22) была составлена в 1976 году, Исмаилахунов К.Х. и др. Территория города с того времени выросла в 3 раза. Данная карта была разработана на основе инженерных геологических данных, полученных вследствие проведения инструментальных сейсмологических исследований.

а)



б)



Рисунок 3.22. Карта сейсмического микрорайонирования территории города Нарын (1976 г.): а. на бумажном носителе; б. оцифрованная.

Важно отметить, что существует необходимость проведения вероятностной оценки сейсмической опасности для города, в целях планирования строительства города. Оценка СМР была проведена по профильным исследованиям: 5 профилей (с севера на юг).

3.4.2.1 Используемые современное сейсмическое измерительное оборудования.

На территории города Нарын для инструментальных измерений землетрясений были использованы 16 современных сейсмических станций, 5 из которых являются собственностью ЦАИИЗ, а оставшиеся 11 станций арендованы из Центра Исследований Земли (GFZ), Потсдам, Германия.

Сейсмостанции оснащены измерительными регистраторами сейсмических данных. Станции имеют 24-битные системы сбора данных, которые оборудованы 15 короткопериодными сенсорами Mark L4C-3D с собственной частотой 1 Гц, а также сейсмометром Güralp CMG-ESP3G.

Сейсмостанции в зависимости от их схемы расположения и сочетания различных видов наблюдений, позволяют получать, необходимую информацию для составления карт сайт-эффектов в целях сейсмического микрорайонирования территории г. Нарын и его окружения (рис. 3.24).

На рисунке 3.23. приведена фотография установки сейсмостанции для проведения мобильных измерений в районе частной Гостиницы (северо-восточная часть г. Нарын).



Рисунок 3.23. Фотодокумент установки сейсмостанции для проведения мобильных измерений

В таблице 3.3 приведены координаты, даты и адреса их расположения.



Рисунок 3.24. Карта размещения современных сейсмостанций установленных в бункерах (подвалах административных зданий и жилых домов) для стационарного многомесячного измерения реальных землетрясений на территории города Нарын и его агломераций.

Таблица 3.3

Географические координаты привязки и адреса пунктов установки сейсмостанций постоянной сети наблюдений на территории г. Нарын и его агломераций для получения записей реальных землетрясений

	Long	Lat	Elev	Date	Address
NRN 01	41°26'13.4"	75°52'00.8"	2010	28.07.2013	West part of Campus Univ. EM_03
NRN 02	41°25'53.2"	75°54'27.7"	2022	28.07.2013	East part of Campus Univ. EM_01
NRN 03	41°25'53.0"	76°1'45.0"	2106	28.07.2013	st. Karabuk 13 EM_02
NRN 04	41°25'39.7"	75°58'57.9"	2056	27.07.2013	st. Tynybekova 20 EM_08
NRN 05	41°25'42.20»	75°58'23.12	2059	26.07.2013	St. Dostuk 22 EM_10
NRN 06	41°26'1.1"	76°00'03.2"	2046	26.07.2013	St. Aigyr Jal EM_07
NRN 07	41°25'42.90"	76°2'29.28"	2082	26.07.2013	St. Bolobalaev, 44 EM_12
NRN 08	41°25'30.60"	76° 2'53.64"	2087	26.07.2013	St. Moldoeva 15 EM_05
NRN 09	41°25'38.7"	76°3'12.4	2094	28.07.2013	Market "Ayana" KI_015

NRN 10	41°26'17.3	76°7'22.4	2133	26.07.2013	Aeroport EM-06
NRN 11	41°25'20.46	76° 2'12.06	2083	26.07.2013	Private house KI_016
NRN 12	41°25'22.62	76° 0'35.28	2098	26.07.2013	Private house EM_11
NRN 13	41°25'38.3	75°59'46.2	2066	26.07.2013	UCA Aga-Han KI_013
NRN 14	41°26'1.0	75°55'34.8	2030	26.07.2013	St. Kyzyl Sarai KI_017
NRN 15	41°25'52.81"	75°57'11.35"	2055	27.06.2013	St. Jany Jol, Aral 47 EM_09
NRN 16	41°25'41.17"	75°56'33.63"	2017	27.06.2013	Custom department EM_04
NRN 17	41°25'22.66"	75°58'44.89"	2056	permanent	Naryn seismic station

Представленные карты-схемы расположения сейсмостанций были сделаны на основе использования космоснимков Google Earth и ArcMap. Были разработаны для сбора и анализа необходимой информации унифицированные "Формы технических данных" для каждой сейсмической станции временной сети. Каждое измерение (запись землетрясения, шум, массив) имеет характеристики по форме технических данных, которые состоят из первичной информации, фотодокументов участка и данные измерений.

В методе опорной точки также имеется собственная зона отклика (site response). Зона отклика оценивается с помощью метода без опорной точки (H/V) (рис.3.25а и б) [122].

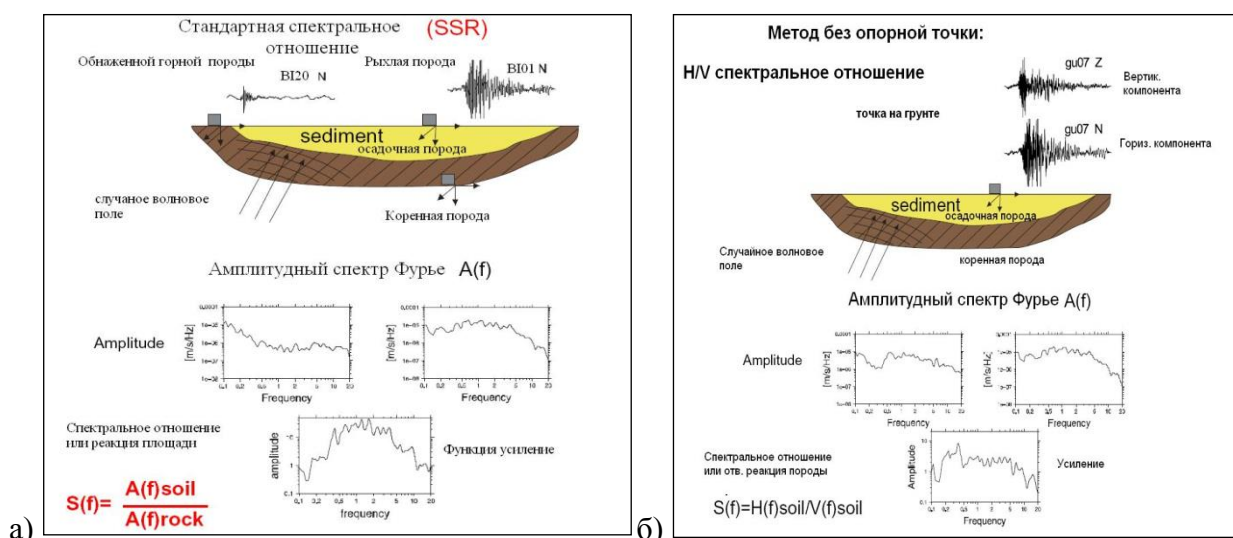


Рисунок 3.25 а). Схема определения спектрального отношения между двумя близкими станциями, б) Схема спектрального отношения без опорной точки [122].

Записи сейсмических шумов по 30 мин. выполнялись на 134 участках по всей территории города Нарын, на территории аэропорта, а также в западной части на территории Университета Центральной Азии (УЦА), граничащейся с активными

разломами. Все измерения сейсмических шумов проводились в период с июля по ноябрь (рис. 3.26).

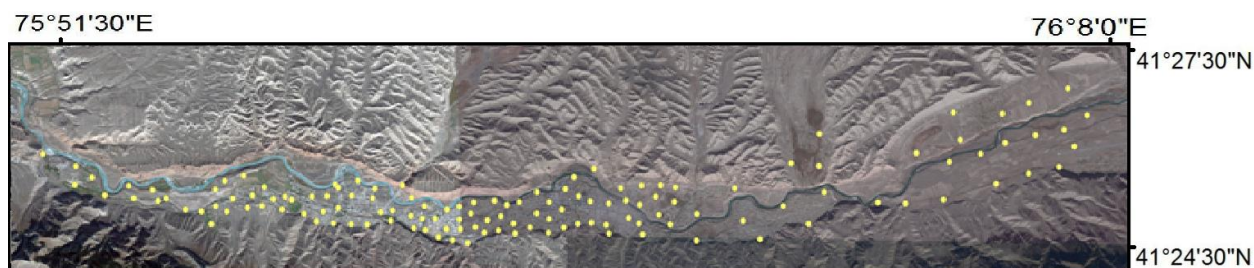


Рисунок 3.26. Карта размещения пунктов измерения сейсмических шумов (желтые точки) мобильными станциями на различных сейсмических, инженерно-геологических и гидрогеологических условиях выполненные на территории г. Нарын и его агломераций.

3.4.2.2 Метод площадных измерений для оценки особенностей залегания кровли кристаллического фундамента

Для того, чтобы получить информацию о структуре локальных скоростей, было проведено 3 групповых измерения на разных участках города с использованием 16 станций по 3 часа. Записи оцифровывались по 100 замеров в секунду, временные ряды были поделены на 60 рядов.

Измерение сейсмических шумов на локальных площадях для определения изменения скорости S-волн с глубиной является ключевым фактором при оценке сейсмической опасности, и широко применяются в инженерной сейсмологии, так как дает информацию о локальных эффектах.

Примерами использования V_s являются эмпирические прогнозы сильных колебаний грунта [135], коэффициенты сайт-эффект для строительных норм и правил и вероятностные характеристики разжижения грунта.

Сейсмические шумы (микросейсмы) – полученные при площадных измерениях сложены поверхностными волнами Лява и Релея, которые анализируются в целях получения информации о структуре поля скорости S-волны на исследуемом участке. В литературе описано несколько методов получения информации о скорости распространения сейсмических волн в осадочном слое на основе записей сейсмических шумов [79]. В нашем случае, три сейсмических сети были установлены в разных частях города Нарын (рис. 3.27.А).



Рисунок 3.27.А. Карта расположения полигонов площадных измерений (квадраты зеленого цвета) для определения глубины залегания фундамента подстилающих пород на территории г. Нарын его агломераций (Array-площадные измерения).

Рассчитанные кривые дисперсии и спектральные отношения N/V использовались для оценки соответствующих локальных профилей скоростей S -волн, в последующем используя общую инверсионную схему, была преодолена проблема согласования модельных параметров, затрудняющих инверсию этих кривых.

3.4.2.3. Особенности инструментальных измерений сайт-эффект и обработка записей землетрясений

На установленной в городе сейсмической сети за период с лета по осень 2013 года, на 16 станциях по общим подсчетам, было зарегистрировано репрезентативных по характеру записи 43 землетрясения. Также тремя мобильными станциями были проведены более 130 точечных измерений шумов. Все полученные записи были проанализированы в соответствии с вышеописанными процедурами [53].

Локализация эпицентров землетрясений показана на рисунке 3.27.Б и в таблице 3.4, где представлен список сейсмических событий с магнитудами от 2,2 до 7,7, которые произошли на расстоянии от 24 до 5650 км от станции NRN08, г. Нарын. При этом записи 17 землетрясений имели магнитуду M_L 2,2. и m_b 3,8. $4 < M_L < 5$, с эпицентрами в радиусе 300 км от г. Нарын и ближе. Также были рассмотрены записи от землетрясений с магнитудой M_w от 7,0. до 7,8 произошедшие на удаленном расстоянии от 1800 и 5126 км от г. Нарын с гипоцентрами на глубине менее 40-50 км., которые на рисунке 3.27.Б не вынесены.

В качестве примера, на рисунке 3.27.Б показаны записи произошедших землетрясений магнитудой 5,0 в разных направлениях от города Нарын, где отдельные эпицентры имели место в 350 км в западном направлении от города на границе с Узбекистаном. Из-за плотности сети на таком расстоянии отчетливая разница между волновыми формами в основном зависит от местоположения станции, а не от эффектов источника.

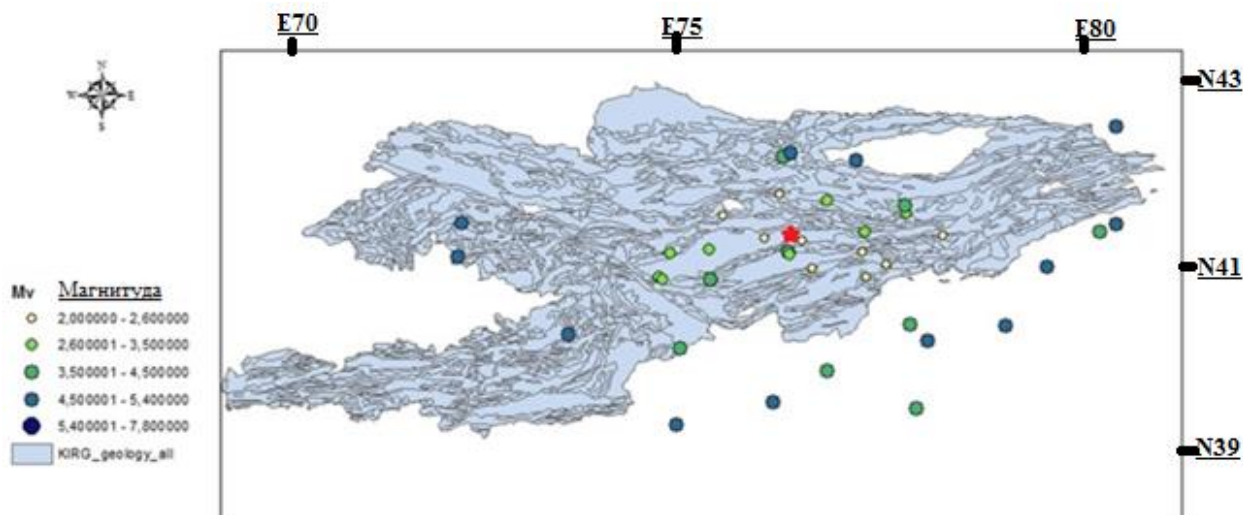


Рисунок 3.27.Б. Данные об эпицентрах (указаны в виде кружков) землетрясений, использованных для обработки сейсмических записей по методике сайт-эффектов (Табл. 3.4). Город Нарын показан на рисунке красным знаком (звезда). Желтыми крестиками указано местоположение исторических сейсмических событий. Список произошедших сильных землетрясений, представлен в табл. 3.4 [53].

Метод стандартного спектрального отношения [122] заключается в сравнении записей землетрясений с близко расположенных мест, используя одну из них в качестве опорной. Предполагается, что записи, сделанные на реперном участке (обычно такие станции устанавливаются на обнаженных коренных породах), показывают тот же источник и эффекты распространения, что и записи с других участков. Таким образом, спектральное отношение напрямую показывает сайт-эффект.

Таблица 3.4

Список параметров зарегистрированных землетрясений используемых для анализа и обработки сейсмических записей для создания карт сайт-эффектов в районе г. Нарын.

Номер события	Дата	ОТ	Широта	Долгота	Высота (km)	Магн. (type)	Расстояние эпицентра (km)	Азимут (NRN01)
1	20130803	1839 11.3	41,5500	76,6167	15	2.8	52,8778799	129,22
2	20130812	0221 24.2	41,2333	76,1667	19	2.6	26,0794472	47,72
3	20130816	1855 36.0	41,1833	76,8667	15	2.4	76,7224574	189,91
4	20130917	1523 29.6	41,3000	75,7500	19	2.9	24,5764102	206,4
5	20130921	0403 34.0	41,9167	76,1833	17	3.4	56,2453046	47,72

6	20131005	0250 11.3	41,3167	74,3833	20	3.4	132,56489	100,16
7	20131006	2019 26.3	41,0167	74,8500	19	3.8	104,323839	133,22
8	20131012	2142 6.7	41,0333	76,6333	16	2.4	68,5429752	74,32
9	20131018	2146 9.3	41,9833	75,6333	13	2.6	68,1247267	92,21
10	20131019	2103 40.7	41,1333	76,0167	17	2.5	32,9871037	261,73
11	20131022	0305 0.2	41,7667	77,0833	15	3.5	96,9297519	136,83
12	20131112	0344 57.4	41,4833	75,4667	12	2.2	43,5333757	207,04
13	20131116	0342 42.6	41,0167	74,3000	18	3.2	146,181544	147,98
14	20131117	2232 57.7	41,7500	74,9833	19	2.4	90,0695679	79,81
15	20131122	0239 58.3	41,3333	76,5833	14	2.3	49,6064343	211,10
16	20131122	1148 14.1	41,4500	75,9000	18	2.5	7,91735438	77,44
17	20131123	1458 51.1	41,3500	74,8333	15	2.9	95,4808317	139,69
18	20130803	081523.8	41.1554	78.7062	0.0	4.9	224,587518	91,85
19	20130809	174242.2	40.4967	77.1329	0.0	4.2	139,546529	153,55
20	20130828	143220.4	39.3400	74.4600	25.0	4.8	263,840435	186,62
21	20131022	030501.8	41.8521	77.0711	0.0	4.0	100,079797	187,55
22	20131104	080431.8	39.5952	75.5660	0.0	4.5	206,640519	171,71
23	20131114	205618.3	40.2175	74.5034	7.3	4.3	181,729	188,47
24	20131116	061041.4	39.9533	76.1819	0.0	4.4	164,641064	206,40
25	20131123	001430.4	42.4182	75.6857	15.0	4.0	112,546536	208,62
26	20131125	000907.0	41.5585	79.3114	0.0	4.4	272,510511	186,19
27	20131109	123514.0	39.5351	77.1998	0.0	4.4	232,456749	175,27
28	20130824	002428.3	41.2700	71.9500	10.0	5.0	331,973228	220,10
29	20130828	143220.4	39.3400	74.4600	25.0	5.0	263,840435	256,12
30	20130906	133405.0	42.7686	79.4903	0.0	5.0	323,012368	27,18
31	20130920	162827.2	42.3770	76.5190	12.3	5.3	113,637695	56,45
32	20131102	042730.4	40.4742	78.2312	0.0	5.0	212,012012	261,73
33	20131104	080431.8	39.5952	75.5660	0.0	5.4	206,640519	18,86
34	20131115	020854.8	41.6430	79.4905	0.0	5.1	287,79614	157,52

35	20131115	065708.7	40.3779	73.2225	0.0	5.2	255,412482	205,32
36	20131117	064852.1	40.3061	77.3369	0.0	5.2	166,469345	65,42
37	20131121	154021.4	41.6523	71.9968	0.0	5.1	328,588741	207,04
38	20131123	094208.4	42.4600	75.7700	10.0	5.1	115,784183	187,36
39	20130924	112947.9	26.9710	65.5200	15.0	7.7	1820,2497	44,32
40	20130928	073408.4	27.2700	65.5500		7.0	1789,87668	136,83
41	20131015	001232.0	9.9100	124.1800		7.2	5277,71385	92,85
42	20131025	171016.5	37.2000	144.6500		7.4	5649,44673	203,37
43	20131117	090453.3	-60.3740	-46.6313	0.0	7.8	15126,1934	125,60

*Параметры для 43-х землетрясений извлечённые из непрерывных сейсмических данных и использованы для обработки. Параметры гипоцентров и магнитуд получены из каталога Международного Сейсмологического Центра (МСЦ-ISC, Лондон, Англия).

Несмотря на то, что NRN01 оказался не самым идеальным основным участком наблюдения, его все же можно использовать в качестве опорной станции для диапазона частот меньше 3 Гц.

Роль поверхностных сейсмических волн должна быть исключена, так как пики значений амплитуд в диапазоне низких частот появляются на разных частотах в вертикальных и горизонтальных компонентах; результаты можно проинтерпретировать с учетом эффекта обменных волн.

3.4.2.4. Обработки записей микросейсм на одной станции

Сейсмический шум был записан в 134 точках в городе Нарын и в южных его окрестностях, где четвертичные отложения перекрывают складчатую текстуру. Шумы, записанные временной сейсмической сетью, также были включены в анализ. В зависимости от имеющихся записей, от 10-30 до 60 шумовых окон были отобраны для обработки и рассмотрены для каждой точки измерения.

Учитывая высокую значимость скорости поперечных волн, характеризующей маломощные четвертичные слои, низкое значение резонансной частоты может свидетельствовать о глубоком контрасте акустического импеданса или волнопоглощающего сопротивление (акустического сопротивление).

Низкие резонансные частоты, наблюдаемые в западной части района, согласуются с утолщением осадочного чехла.

Хорошо известно, что основная частота почвенных отложений, F_0 , связана с общей толщиной слоя почвы, H_s и средней скоростью поперечной волны внутри осадочного покрова, V_s , в соотношении

$$H = V_s / 4 * F_0 (*)$$

Поэтому, используем скорости поперечных волн, взятых для 3 различных геологических массивов (Рис. 3.28), особенно, когда данные из скважин для калибровки были доступны, можно провести оценку точности построения скоростного разреза для поперечных волн в рыхлых отложениях.

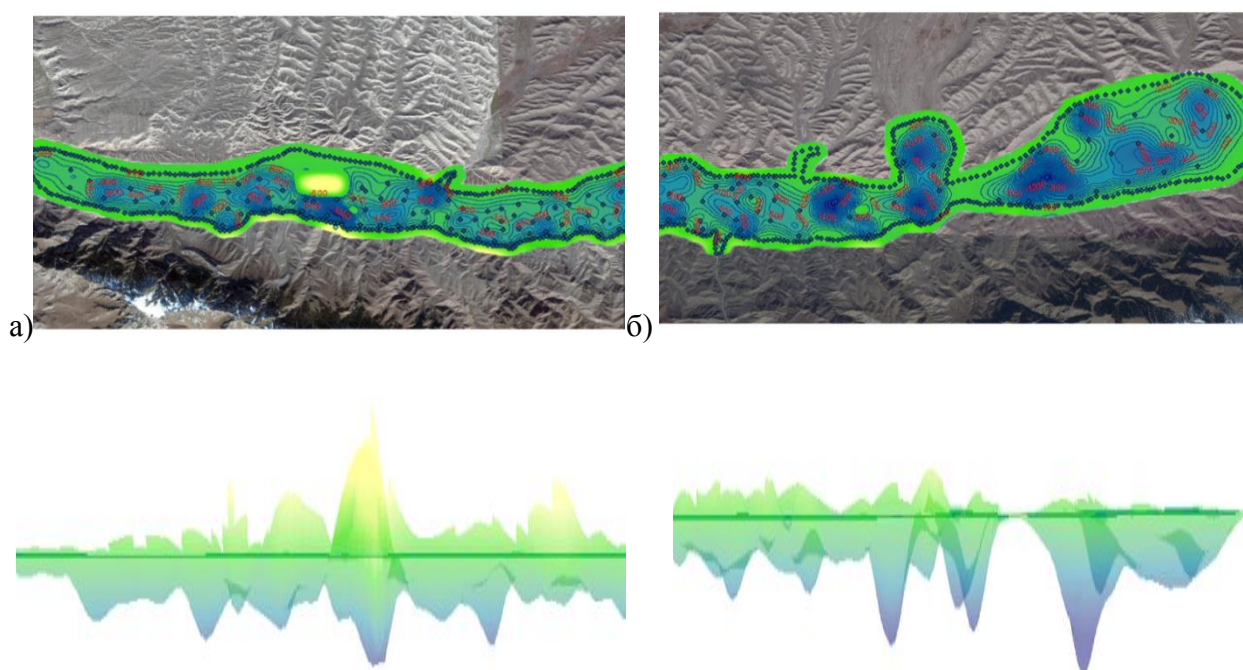


Рисунок 3.28. Фрагменты карты мощности поверхностных отложений и глубины залегания фундамента, полученные в результате обработки записей шумов (определение основных частот и скорости поперечных волн) на трех полигона города Нарын.

а) – рисунок выше, западная часть города, изолиний с глубиной фундамента (единица измерения - фут), рисунок ниже - вертикальный профиль для западной часть, разрез вдоль субширотного профиля б) – рисунок выше, восточная часть города, изолиний с глубиной фундамента (единица измерения - фут), рисунок ниже - вертикальный профиль для для восточной части города, разрез вдоль субширотного профиля территории города Нарын и его агломераций [46, 47].

3.4.2.5 Сайт-эффект обработки данных площадных измерений сейсмических шумов

Использовали все имеющиеся 16 станций, установленных вблизи главного здания УЦА на территории кампуса и рядом с NRN01, NRN02 временной сейсмической сети.

Сейсмический шум был записан одновременно всеми станциями в течение нескольких часов при 100 отсчетах в секунду. Записи длительности одного часа шума были использованы и разделены на 60 окон. Только вертикальная компонента использовалась в расчетах.

Записи были подготовлены для инструментальной обработки, учитывая параметры калибровки каждого датчика, а данные были проанализированы с помощью расширенного метода пространственной автокорреляции.

Полученная дисперсионная кривая, в интервале 4 - 14 Гц, показывает нормальный дисперсионный режим. Самые высокие частоты показывают достаточно высокую фазовую скорость рэлеевской волны (400 м/с), которая увеличивается до 950 м/с для нижнего диапазона частот. Эти значения согласуются с существованием в области исследования жесткого четвертичного аллювиального материала, из щебня и гравия.

Отметим, что для массива Аэропорт провели инверсию, используя только кривую дисперсии. Видно, что надежность результатов инверсии зависит не только от качества исходных данных, но и от частотного диапазона, охваченного кривыми H/V отношения и дисперсии.

Для проведенных площадных зондирований на полигонах группой сеймостанций на участках Кампус УЦА и массива Стадион кривые дисперсии и H/V занимают разные частотные диапазоны (т.е., основная частота резонанса значительно ниже частот дисперсионной кривой).

В этих случаях они несут информацию для различных диапазонов глубин, с дисперсионной кривой, в основном ограничивающей скорость в поверхностной части модели, и кривой H/V , предоставляющей информацию о скорости поперечных волн и контрастах импеданса в более глубокой части разреза [87].

Полученная модель (Рисунок 3.29) показывает регулярное увеличение скорости с глубиной, начиная от скорости сейсмической волны 400 м/с в поверхностных слоях (0-25 м. глубиной), которая резко увеличивается до 950 м/с на глубинах залегания фундамента. Обратите внимание, что исследованный диапазон глубин лежит в пределах четвертичного осадочного покрова, и это является надежным (оценки на основе анализа матрицы разрешения здесь не приводятся) до почти 200 м глубины.

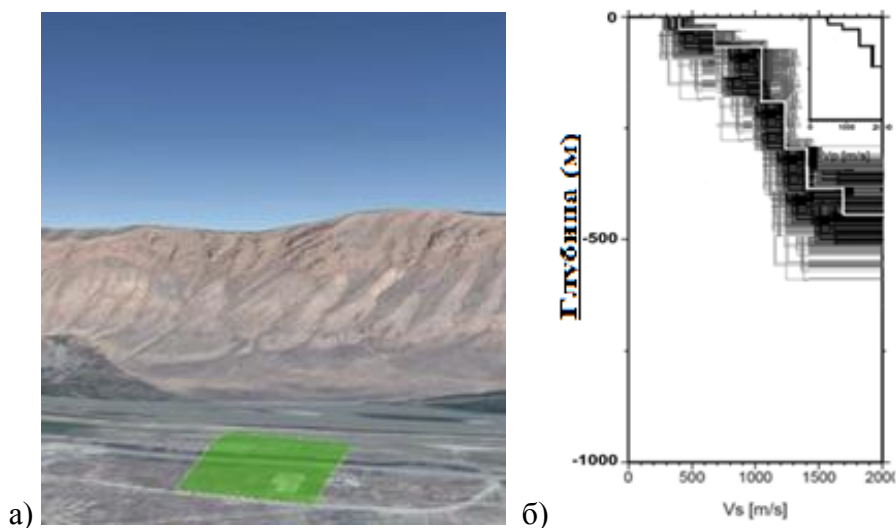


Рисунок 3.29: Результаты обработки данных инверсии площадных измерений, полученных группой сейсмостанций на полигоне Кампус УЦА. а) Участок (зеленый квадрат) является местом, где планируется построить основное здание УЦА б) Скоростной разрез вдоль поперечного профиля

Полученная модель (Рис. 3.30) показывает увеличение скорости сейсмической волны с глубиной до 100 м, где показания скорости составляют от 550 м/с в поверхностных слоях (0-50 м глубиной) и которая резко возрастает до 900 м/с на глубинах представленных фундаментом. Затем, начиная от 100 м., скорость сейсмической волны продолжает свое регулярное увеличение, и начиная с 750 м/с резко возрастает до 1200 м/с при достижении глубины зондирования до 900 м.

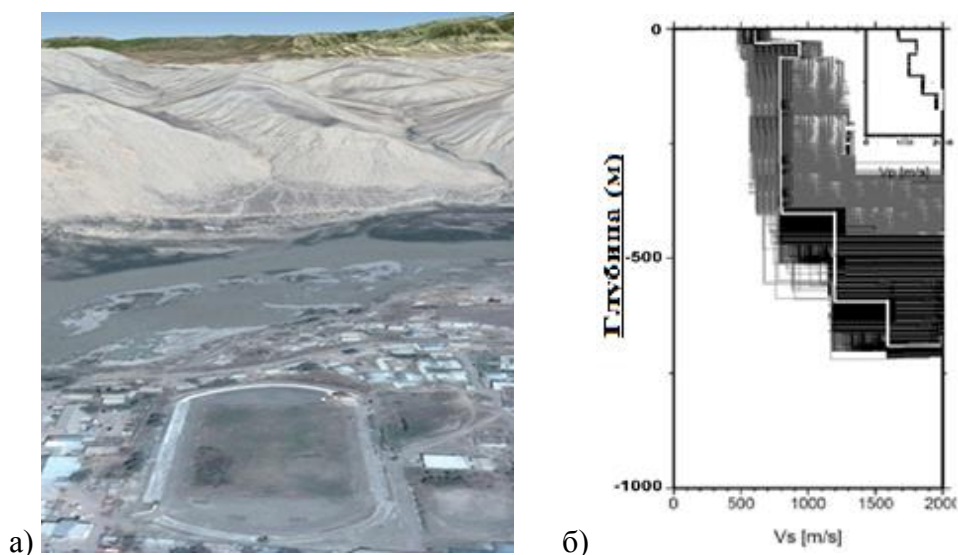


Рисунок 3.30 Результаты обработки данных инверсии площадных измерений полученных группой сейсмостанций на центральном полигоне Стадион. а) Участок стадиона б) Скоростной разрез вдоль поперечного профиля

Результаты определений сайт-эффектов в районе аэропорта г. Нарын в его восточной части показывают регулярное увеличение скорости на глубины до 400 м., с значениями скорости сейсмической волны от 250 м/с в поверхностных слоях (0-30 м глубины) и увеличения скорости до 1400 м/с при глубине 400 м. и более (Рис .3.31).

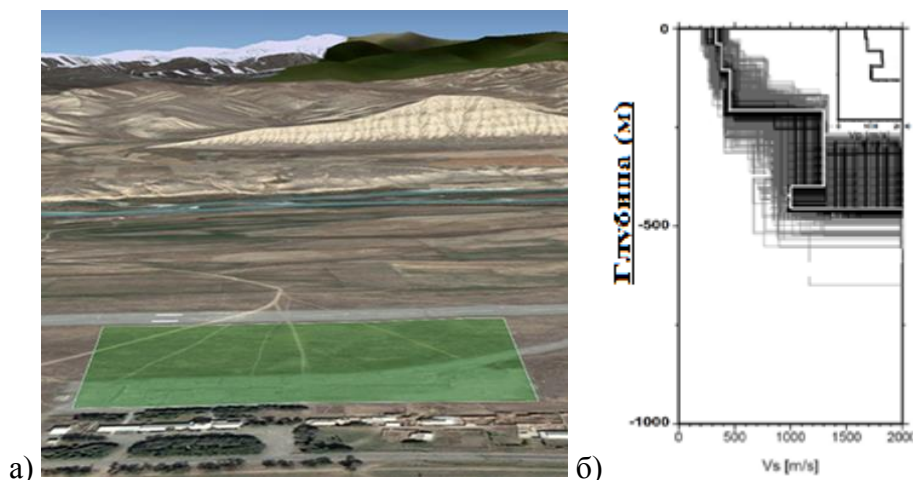


Рисунок 3.31 Результаты обработки данных инверсии площадных измерений полученных группой сейсмостанций на полигоне городской аэропорт а) Участок (зеленый квадрат) б) Скорость в поперечном профиле

Затем, начиная с глубины 400 м, происходит снижение скорости до 1200 м/с, с последующим резким увеличением до 2050 м/с при погружении в массивы фундамента на больших глубинах.

Необходимо отметить важность вероятностной оценки сейсмической опасности (ВОСО) для города, которая может быть полезна для градостроителей при составлении Генерального плана города Нарын. На рисунке 3.32 приведена «Карта точечного распределения основной частоты резонанса определенной по результатам измерений сейсмических шумов для составления интегральной карты сайт-эффектов территории города Нарын и его агломераций».

Из карты видно, что на территории города частоты колебаний грунта варьируют от 0,4 до 1,22 Гц. При этом в западной, восточной и центральных частях города значительные площади занимают участки с частотами колебания в среднем 0,741 Гц. Значения частот колебания частиц грунта от 1,754 до 0.741 Гц проявлены на достаточно большом количестве участков.

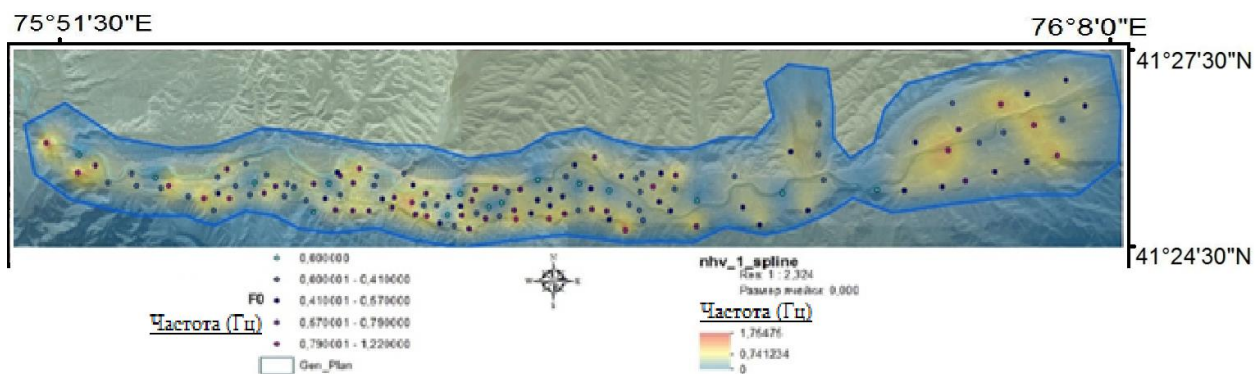
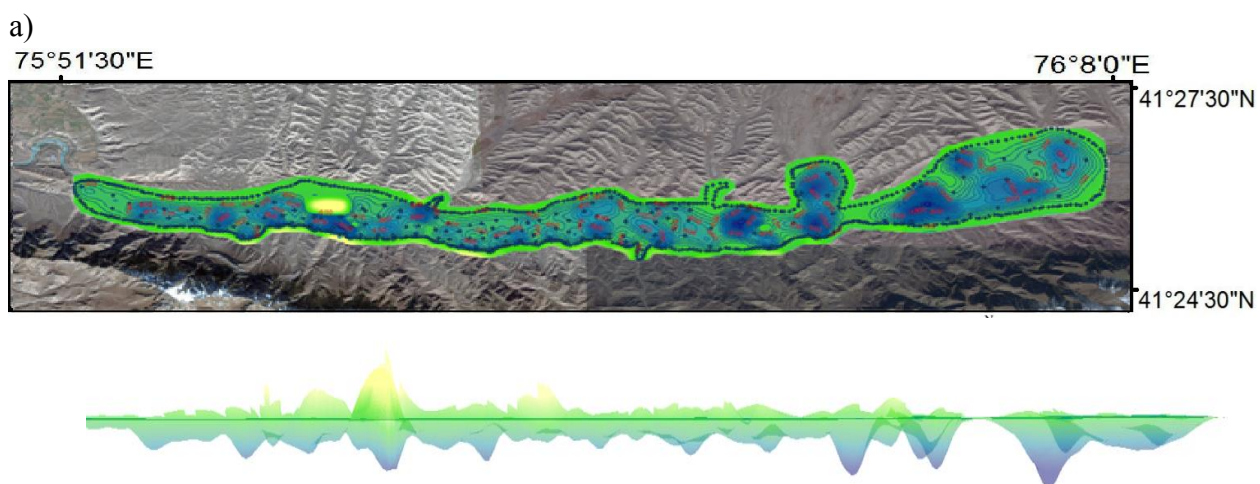


Рисунок 3.32. Карта точечного распределения основной частоты резонанса определенной по результатам измерений сейсмических шумов для составления интегральной карты сайт-эффектов территории города Нарын и его агломераций.

На рисунке 3.33 представлена «Карта мощности поверхностных отложений и глубины залегания фундамента», полученная в результате определения основной частоты шума, на основе скорости поперечной волны на трех полигонах площадных измерений:

- а) глубина изолиний (единица измерения: км);
- б) вертикальный средний разрез вдоль субширотного профиля для территории города Нарын и его агломераций.

Из карты и разреза к ней видно, что глубина залегания фундамента пород варьирует в широких пределах, что отражается на значениях частот колебания грунтов на карте сайт-эффекта г. Нарын. При этом на карте мощностей рыхлых осадочных пород (или глубин залегания фундамента), не получили точного отражения карты разломной тектоники, которая до сих пор с использованием инструментальных измерений не составлена для территории города Нарын и его агломераций.



- б)
- Рисунок 3.33 Карта мощности поверхностных отложений и глубины залегания фундамента, полученная в результате обработки записей для определения основной частоты шума, на основе скорости поперечной волны на трех полигонах площадных измерений: а) глубина изолиний

(единица измерения: фут) б) вертикальный разрез вдоль субширотного профиля для территории города Нарын и его агломераций.

3.4.4. Результаты и их обсуждение

В отличие от выше описанной (рис.3.34) карты видно, что в результате совмещения обработанных сейсмических записей по всем трем видам измерений, и составленной серии аналитических отдельных карт сайт-эффектов, поле распределения частот колебаний на карте сайт-эффектов территории города Нарын выделились следующие особенности.

На рисунке 3.34 приведена карта распределения основной резонансной частоты почво-грунтов на территории г. Нарын и его агломераций. Из карты видно, что на исследуемой территории частоты колебания частиц грунтов варьируют от 0,22 до 2,97 Гц. Более 60% площади территории города характеризуются средними значениями частот колебания частиц грунта около 1,6 Гц, вариации которой показаны на карте сайт-эффектов цветами желтого тона. Наиболее высокие значения колебаний частиц грунтов на карте показаны цветами коричневого тона, что имеет место в восточной части города Нарын.

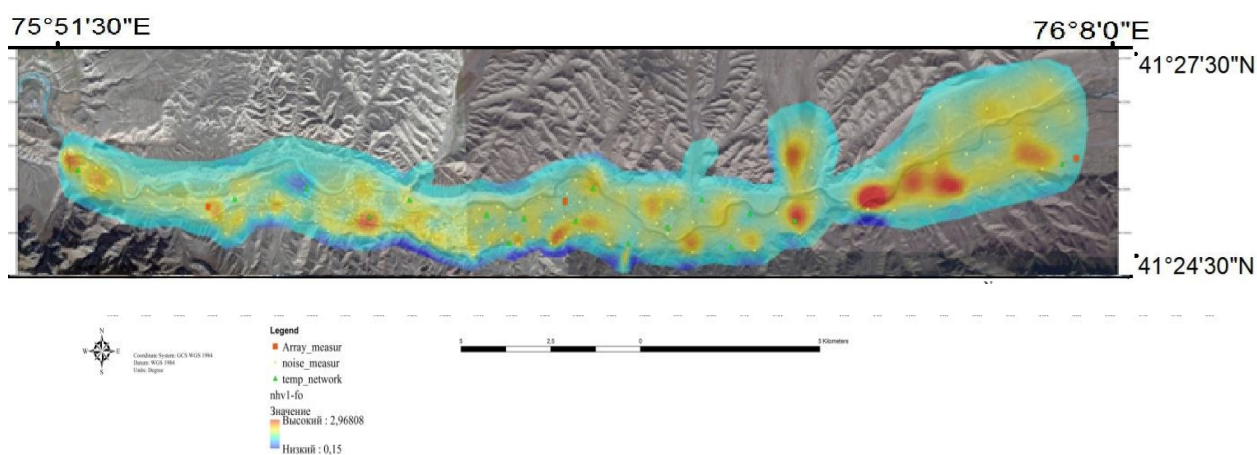


Рисунок 3.34. Карта распределения основной резонансной частоты колебаний частиц почва-грунт на территории г. Нарын и его агломераций по измерениям сейсмических шумов.

На рисунке 3.35 приведена впервые составленная «Карта интегрированных сайт-эффектов для территории города Нарын и его агломераций».

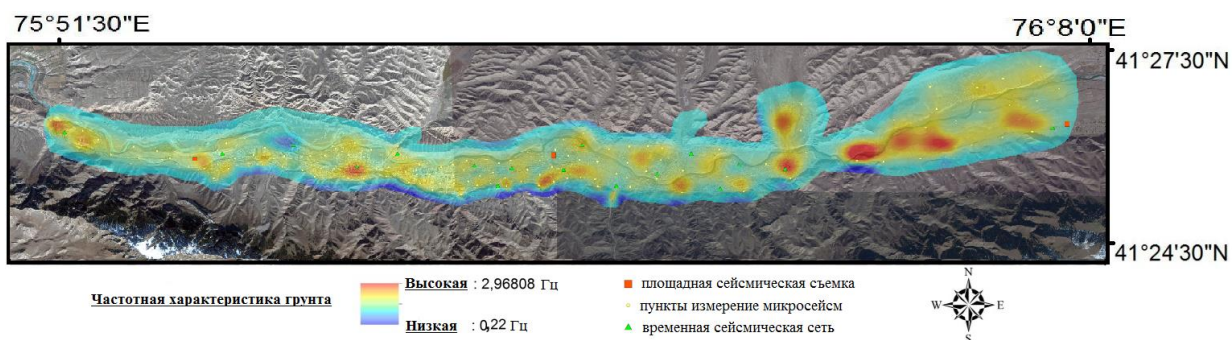


Рисунок 3.35 Карта интегрированных сайт-эффектов по трем видам сейсмических измерений проведенных на территории города Нарын и его агломераций.

Из карты видно, что на исследуемой территории частоты колебания частиц грунтов варьируют от 0,15 до 2,97 Гц. До 70% площади территории города характеризуются средними значениями частот колебания частиц грунта 1,55 Гц, вариации которой показаны на карте сайт-эффектов цветами желтого тона. Наиболее высокие значения колебаний частиц грунтов на карте показаны цветами коричневого тона.

3.5 Основные выводы.

Для трех разных городских агломераций проведен оценка величин сайт-эффекта единым комплексом методов. Результаты применения разных методов, в целом, согласуются достаточно хорошо, а также достаточно хорошо согласуются с результатами других методов, в частности методом определения H/V Накамуры [52, 53, 54]. Отметим, что в ряде других регионов (например, на Камчатке [62]), отмечалась неадекватность результатов применения метода Накамуры. Можно предположить, что успешность его применения в нашем случае обусловлена относительно большей простотой строения грунтовой толщи на нашей территории, а именно отсутствие вулканических геологических новообразований, прорывающих осадочную толщу и сильно деформирующих ее слоистую структуру.

ГЛАВА 4. САЙТ-ЭФФЕКТ ПО МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ - РАСШИРЕНИЕ ПО ПЛОЩАДИ, ОГРАНИЧЕНИЕ ПО АМПЛИТУДАМ ВОЗДЕЙСТВИЯ.

4.1. Связь величин локального наклона местности с сейсмическим строением грунтовой толщи.

4.1.1. Влияние рельефа на сейсмические факторы в регионе, деформация склонов

Сейсмические характеристики грунтов в пространстве изменяются в широких пределах, и эти изменения статистически связаны с характером рельефа (глубины и интенсивности расчленения, средних уклонов поверхности). В результате воздействия землетрясений возможно возникновение смещения даже на склонах, имеющих значительный запас устойчивости. Объясняется это тем, что сейсмические колебания, воздействуя на объемы раздробленных пород, ослабляют сцепление (зацепление) отдельных обломков. В результате наступает момент, когда сдвигающие усилия превышают силы сопротивления сдвигу и происходит склоновое смещение. При землетрясениях в более 9 баллов склоны крутизной более 20° независимо от состава слагающего материала теряют устойчивость. На склонах крутизной более 30° возможны сейсмогравитационные смещения даже при землетрясениях в 9 баллов. Выявляется также зависимость устойчивости склонов от характера слагающих склон образований. Наиболее устойчивы склоны, сложенные крупноглыбовым материалом [4]. Выявлено, что при увеличении крутизны склона сейсмический эффект на галечниках нарастает медленнее, чем на лессах и на суглинках. Отмечено также изменение спектрального состава сейсмических колебаний; с возрастанием уклона спектр колебаний грунта обогащается высокочастотными составляющими.

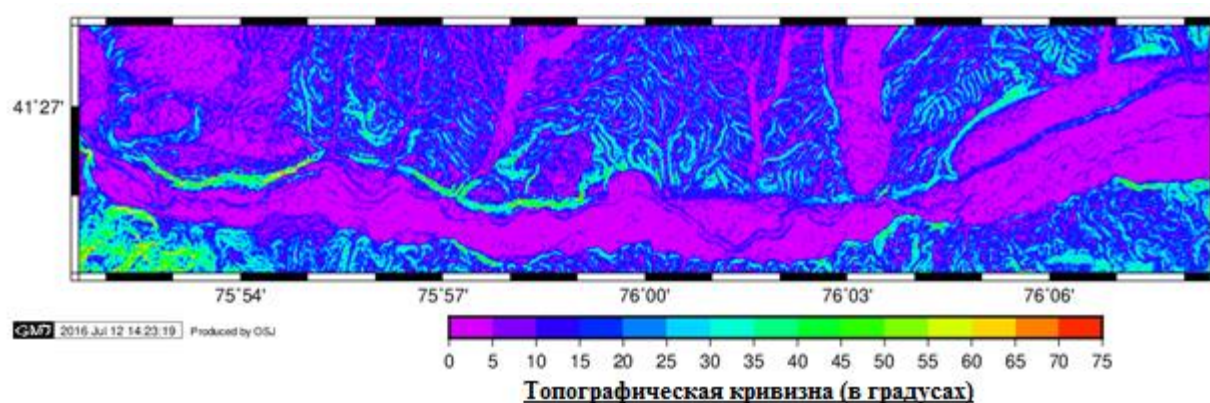


Рисунок 4.1 Вычисленная топографическая кривизна по данным спутника srtm1 для города Нарын [45].

В орогенных областях, в условиях сложного рельефа сейсмически активных районов необходимо учитывать влияние на интенсивность сейсмических воздействий рельефа местности (рис. 4.1). По нашим данным и данным [51, 52, 53], наиболее высокий амплитудный уровень колебаний грунта зафиксирован на гребне склона крутизной 30° , который в два раза превышает соответствующие значения, полученные у подножья. Независимо от ориентации сейсмоприемников относительно склона, преобладающая частота колебаний грунта составляет 5 гц. Приращения сейсмичности, полученные на равнинных территориях вблизи бровки склона крутизной $20-30^\circ$, достигает 0,5-1,0 балла. На склонах (до $18-20^\circ$), колебания на бровке склона в диапазоне частот (1.5-10 гц), в среднем, в 1,5 раза превышали соответствующие значения, зафиксированные у подножья. Диапазон преобладающих частот колебаний грунта для склонов крутизной $10-12^\circ$, независимо от геоморфологического уровня пункта наблюдений и ориентации сейсмоприемников, составили 2-5 гц [13, 14]. Можно видеть, что в среднем, доминирующие частоты растут с увеличением крутизны склона.

Возрастание амплитуд сейсмических колебаний с высотой и крутизной склонов - одна из причин образования гравитационных сейсмодеформаций. Сейсмический эффект возрастает в связи с интерференцией сейсмических колебаний от бортов глубоковрезанных долин и каньонов. Активное воздействие тектонической обстановки на образование сейсмодислокаций проявляется косвенно через новейшие и современные движения как площадные, так и по тектоническим разрывам. Сейсмогенные подвижки проявляются в период активизации уже существовавших и в образовании новых зон нарушений. Морфологический характер подвижек (сбросы, сдвиги, надвиги и т. п.) и амплитуда сеймотектонических деформаций могут меняться в зависимости от характера ранее существовавшего разрыва, рельефа местности и состава слагающих ее пород.

На устойчивость склонов по отношению к сейсмическому воздействию влияет также характер дислоцированности пород и ориентировка тектонических разрывов по отношению к углу выхода сейсмических волн [39]. Снижению устойчивости склонов к сейсмическому воздействию способствуют процессы выветривания, повышающие дезинтеграцию, пористость и влагопоглощение породы, снижающие прочность и сопротивление сдвигу.

В зонах интенсивной трещиноватости увеличивается коэффициент трещинной пустотности, снижается коэффициент сцепления и угла внутреннего трения в связи с

изменением минералогического состава, образованием глинки трения. Пересечение разнонаправленных трещин и зон выветривания способствует уменьшению устойчивости склонов и подготовленных к обрушению масс пород при землетрясениях. Устойчивость к сейсмическому воздействию снижается на склонах, несущих грунтовый поток и подверженных инфильтрации атмосферных осадков [30, 32].

Применительно к Средней Азии, исследования проводились Институтом сейсмологии АН УзССР в Ферганской долине [72]. Местность здесь резко пересечена в различных направлениях многочисленными саями с крутыми склонами, с весьма значительными превышениями [68]. С поверхности зона сложена лессовидными породами, подстилаемыми грунтами с большим содержанием грубообломочного материала - конгломератов, галечников. Результаты измерений показали, что с увеличением крутизны и длины склона возрастает амплитуда колебаний грунта. При этом следует учитывать влияние литологического состава пород, т.к. исследования показали, что значительные увеличения амплитуды отмечаются на склонах, сложенных лессовидными породами, а наименьшие - когда склоны представлены конгломератами осадков [32].

Высокая эрозионная активность рельефа и значительная крутизна склонов приводит к неизбежным подсечкам склонов, что способствует активизации существующих и образованию новых оползней. Большое влияние на нарушение устойчивости склонов при землетрясении оказывают антропогенные изменения инженерно-геологической и гидрогеологической обстановки. Необходима оценка устойчивости склонов, т. к. исследования показали, что при ожидаемой сейсмичности в 9 баллов участки крутых (70° и более) и обрывистых склонов высотой 5 м и более необходимо выделять как неблагоприятные в связи с их потенциальной неустойчивостью [40].

В лессах и лессовидных породах при землетрясениях в 7 и более баллов возникают обвалы крутых склонов оврагов и долин рек, подготовленные вертикальными отдельностями в породе, как это имело место при Андижанском землетрясении 1902 года, Каратагском землетрясении 1907 г [38, 39].

4.1.2. Получение и обработка данных радарной топографической съемки

4.1.2.1. Общие сведения

Из вышесказанного следует, что ключевой характеристикой, позволяющий охарактеризовать сейсмоустойчивость территории является ее рельеф, перейдем к описанию

процедуры, позволяющей получить детальную цифровую модель рельефа на данную территорию. Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) [99] это радарная топографическая съемка большей части территории земного шара, за исключением наиболее северных ($> 60^\circ$) и южных широт ($> 54^\circ$), произведенная за 11 дней в феврале 2000 г с помощью специальной радарной системы [26] с борта космического челнока «Индевор». Двумя радиолокационными сенсорами SIR-C и X-SAR, было собрано более 12 Тб данных (что примерно равно объему информации, хранящейся в библиотеке Конгресса США), которые в течение двух лет обрабатывались специалистами NASA. Результатом работ стала цифровая модель рельефа 85% поверхности Земли (рис. 4.2).

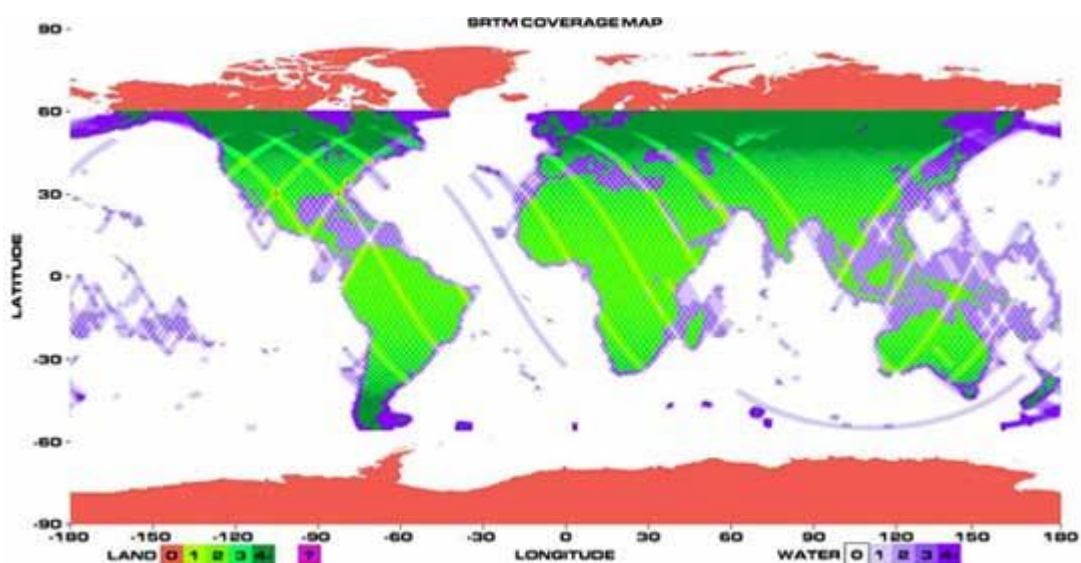


Рисунок 4.2. Схема покрытия поверхности Земли съемкой SRTM (Land 0-1-2-3-4, Water 0-1-2-3-4 — сколько раз был снят участок земной или водной поверхности) [23, 24]

В настоящее время данные SRTM свободно распространяются в двух вариантах масштаба: SRTM-1 — с размером ячейки одна угловая секунда по широте и долготе (примерно 30 м в районе экватора) и SRTM-3 — с размером ячейки три угловых секунды (примерно 90 м в районе экватора), полученная усреднением из данных SRTM-1 [23, 24].

Существует три версии данных: предварительная (unfinished, версия 1, октябрь 2015 г), окончательная (finished, версия 2, ноябрь 2016 г) и обработанная. Окончательная версия получена путем дополнительной обработки, состоящей в выделении береговых линий и водных объектов, а также фильтрации ошибочных значений. Обработанная версия производится CGIAR-CSI¹ [28] и включает сборку мозаик в более крупные фрагменты

¹ Consultative Group on International Agricultural Research — Консультативная группа по международным сельскохозяйственным исследованиям — международная организация, одним из

(6000 x 6000 пикселей или 5 x 5 градусов, вместо оригинальных 1 x 1 градус) и исправление областей с отсутствующими значениями [43].

Данные SRTM предварительной и окончательных версий доступны по ссылкам [26] и [23, 24] соответственно. Исходные данные распространяются квадратами размером 1 x 1 градус. При максимальном доступном разрешении в 1 угловую секунды такой квадрат является матрицей размером 401x401 элементов (пикселей). Один дополнительный ряд (нижний) и одна колонка (правая) являются дублирующим и повторяется на соседней матрице.

Данные являются простым 16 битным растром (без заголовка), значение пикселя является высотой над уровнем моря в данной точке [55]. Значение -32768 означает отсутствие данных. Использована проекции референц-эллипсоида — WGS84.

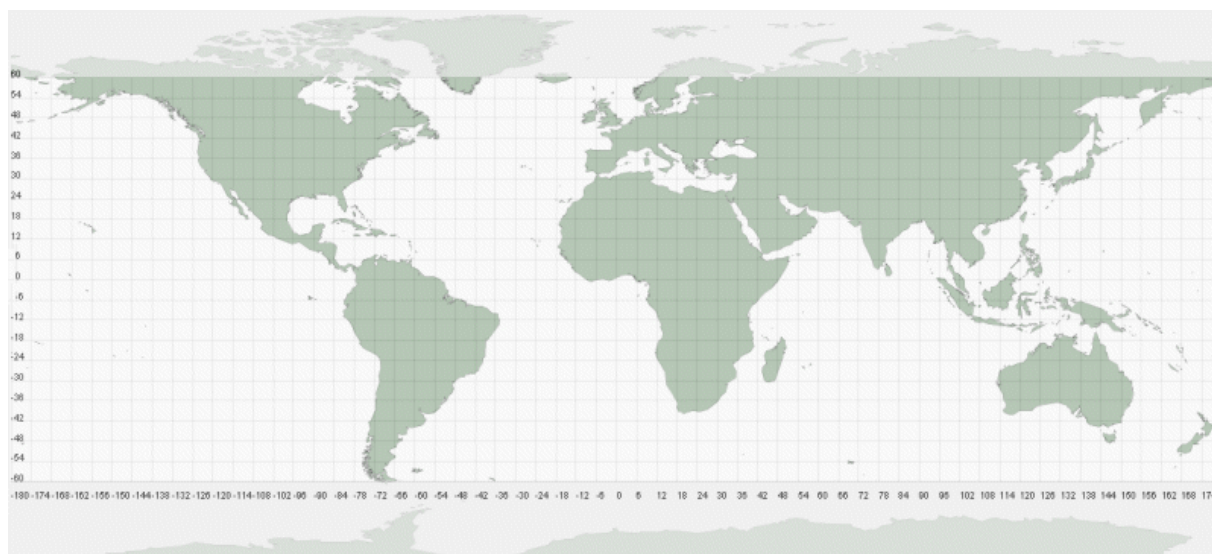


Рисунок 4.3. Схема покрытия поверхности Земли съемкой SRTM. Каждая ячейка сетки имеет размер 6 градусов и покрывает 36 квадратов данных SRTM [126]

Название квадрата данных версий 1 и 2 соответствует координатам его левого нижнего угла, например, n41e075 соответствует 41 N., 75 E. Определить нужный квадрат можно используя сетку-разграфку (рис. 4.3) или электронную карту мира, с помощью которой находятся координаты интересующего района [55].

подразделений которой является Consortium for Spatial Information — Консорциум по пространственной информации.

4.1.2.2 Обработка данных с помощью GMT

Файлы данных *.hgt могут быть импортированы в различные программы построения карт и геоинформационные системы (ГИС), в частности, GMT (Generic Mapping Tool), ArcView и Arcinfo Workstation. Подробности о формате HGT даны в [126].

ArcView и Arcinfo — многофункциональные, но достаточно сложные и дорогие программы. Их возможности значительно шире стоящей перед нами задачи преобразования данных SRTM из формата HGT в формат ASC (возможно, с некоторой обработкой), с которым работает GMT.

Generic Mapping Tools (Универсальные картографические инструменты) — набор программ с открытыми кодами, предназначенных для обработки и отображения двумерной и трёхмерной информации, растеризации, фильтрации и других алгоритмов обработки изображения, а также отрисовки различных картографических проекций.

Пакет содержит программы для конвертации и импорта различной информации (спутниковых снимков, цифровых моделей рельефа), доступной из других источников. Выходным форматом данных для пакета служит формат PostScript (PS) или Encapsulated PostScript (EPS).

В пакет GMT включен обширный свободно распространяемый набор картографических данных GSHS (англ.), включающий береговую линию, реки, административные границы и другие географические объекты.

Все программы, входящие в пакет, являются утилитами командной строки, что позволяет автоматизировать работу с ними путём написания скриптов и командных файлов. Существуют графические оболочки для GMT, созданные сторонними организациями и лицами, а также Web-приложения, предоставляющие возможность онлайн-работы с пакетом.

Следуя описанию [126] опишем поэтапно процесс получения данных SRTM и преобразования их к виду, пригодному для работы в GMT на примере фрагмента рельефа с территорией г. Нарын.

Шаг 1 — скачать файлы hgt

Зайдем на сервер [23,24] в папку SRTM1/ и затем в папку Eurasia/. Поскольку географические координаты Нарына: 41°25'59" с. ш. 75°59'59" в. д., то выбираем файл N41E075.hgt.zip.

Шаг 2 — импорт данных в grid-растр

Распаковав архив, Вначале преобразуем все 4 файла в файлы формата grd:

```
$> xyz2grd N41E075.hgt -GN41E075.grd -R74/75/40/41 -I1c -N-9999 -ZTLhw
```

```
$> xyz2grd N41E076.hgt -GN41E076.grd -R75/76/40/41 -I1c -N-9999 -ZTLhw
```

Полученные файлы N41E075.grd и N41E076.grd объединим в один:

```
$> grdpaste N41E075.grd N41E076.grd -GNaryn.grd
```

Шаг 3. Создание изображение из grd-файла

С полученным grd-файлом проводим те же операции, что и с обычным grd-файлом: создаём изображение полутеней, формируем растровую картину и накладываем на неё изображения экваторий, береговой линии, реки, координатную сетку:

```
$> grdgradient Naryn.grd -Ne0.1 -A335 -M -GNaryn.grd
```

```
$> grdimage Naryn.grd -INaryni.grd -R74/76/40/41r -JB74/76/40/41/6i -Cmount.cpt -K -P > naryn.ps
```

```
$> pscoast -R -J -S218/240/253 -B1g0.5 -O -K -Df -Ia/0.5p,blue -W0.25p,blue -Lf74/76/40/41 >> map.ps
```

4.1.3. Получение пространственной модели изменения значений Vs30 по данным о наклонах рельефа

Выше была описана методика локального определения наклона местности. В предыдущей главе было показано, что величина сайт-эффекта может быть оценена по средним значениям скорости Vs волн в верхнем грунтовом слое; принято использовать для этой цели значение Vs30 — среднее значение скорости в верхних 30 м грунта. В этом разделе описывается регрессионная связь между локальными значениями наклона местности и величинам Vs30. Учитывая описанную выше возможность получения значений наклона местности с высоким разрешением на всю исследуемую территорию, это позволяет распространить результаты локальных определений сайт-эффекта по наблюдениям микросейсм также на всю исследуемую территорию.

Влияние грунтовых условий на силу ощущаемых подземных толчков можно описать путем использования набора данных о скорости распространения поперечных волн в интервале 30 м от поверхности земли (V_{s30}), определенного для региона по методу USGS по регрессионной связи между величинами уклона местности и значениями V_{s30} . Значения V_{s30} были определены методом регистрации сейсмических шумов на 3-х участках г. Нарын для проверки применимости мировых данных по тектонически активным регионам к описанию площадного эффекта грунтовых условий для исследуемого региона (г. Нарын и окрестности).

Использовалась методология из работы [85, 132] для получения карт сейсмических откликов грунта (V_{s30}) в Нарынской области с использованием значений уклона местности. Тот факт, что средняя скорость V_{s30} коррелирует с топографическим наклоном, можно использовать для прогнозирования V_{s30} в активных тектонических районах, которые обладают динамическим топографическим рельефом.

Данные рис.4.4 показывают, что полученные нами для г.Нарын и его окрестностей данные для нескольких точек наблюдения разумно согласуются с мировыми данными для тектонически активных регионов. Связь эта, однако, характеризуется большим разбросом. Отсюда в USGS рекомендуется огрублять соотношение, и характеризовать грунтовые условия не величиной V_{s30} , а классом грунта, которому отвечает некоторый, достаточно широкий, интервал изменения значений скорости V_{s30} и величин наклона местности. Рекомендованные интервалы представлены в таблице 4.1.

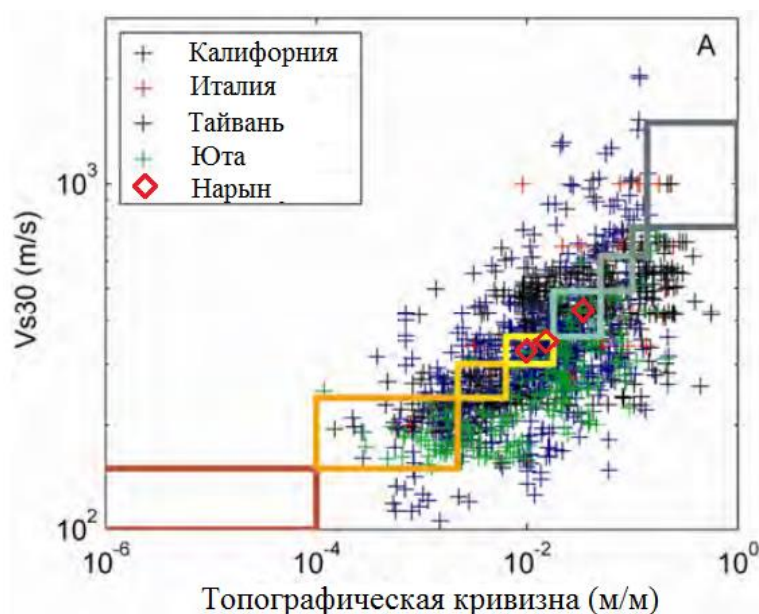


Рисунок 4.4. Корреляционная зависимость измеренных V_{s30} (м/с) от топографической кривизны (м/м) для активной тектонической области [132]. Цветные полигоны представляют собой V_{s30} и

диапазоны наклонов, соответствующие диапазонам, указанным в таблице 4.1, а также соответствуют легендам Vs30 для всех геолого-топографических карт в этой статье.

Повторимся, что в нашем случае для расчета уклонов местности использовалась глобальная топографическая база данных Shuttle Radar Topography Mission 1-arcsec, представляющая собой пересчет версии SRTM1. В нашем анализе используются отсчеты с шагом в 1 секунду (наиболее высокое доступное разрешение для глобальных наборов данных). Здесь важно отметить, что топографические данные с разными значениями разрешениями приведут к изменениям значений наклона, особенно в областях с высоким рельефом, и могут потребовать пересчетов корреляций с Vs30, т.е. дадут несколько иной конечный результат, чем представлено в нашем случае.

Таблица 4.1.

Интервалы величин Vs30 и наклонов местности для тектонически активных областей с молодым рельефом и для тектонически стабильных регионов.

Класс грунтов	Диапазон изменения Vs30	Величины наклона местности, тектонически активные области	Величины наклона местности, тектонически стабильные области
E	<180	<1.0E-4	<2.0E-5
	180-240	1.0E-4 – 2.2E-3	2.0E-5 - 2.0E-3
D	240-300	2.2E-3 – 6.3E-3	2.0E-3 - 4.0E-3
	300-360	6.3E-3 – 0.018	4.0E-3 - 7.2E-3
	360-490	0.018 – 0.050	7.2E-3 – 0.013
C	490-620	0.050 – 0.10	0.013 – 0.018
	620-760	0.10 – 0.138	0.018 – 0.025
B	>760	>0.138	>0.025

Полученные по данным расчета регрессии значения Vs30 для исследуемой области представлены на рисунке 4.5. Отметим достаточно высокую степень «изрезанности» полученной карты значений Vs30. Полученные значения Vs30 могут использоваться как ориентировочные, в случае более ответственных сооружений рекомендуется проводить локальные микросейсмические наблюдения.

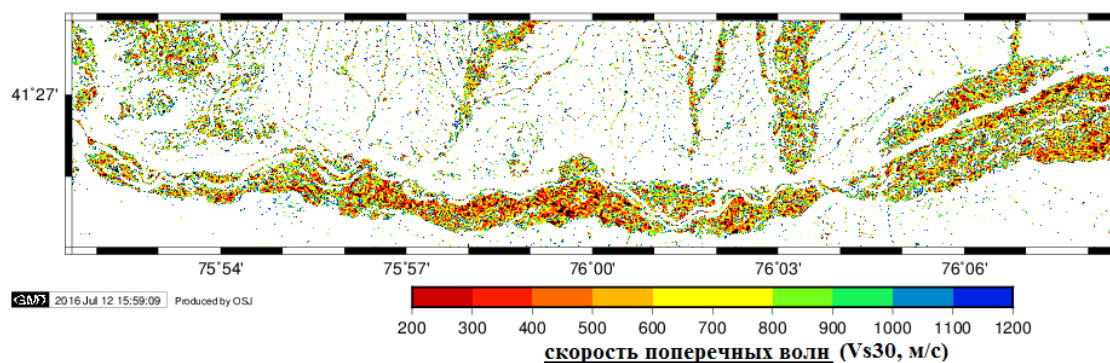


Рисунок 4.5. Распределение Vs30 скорости по территории города Нарын с учетом модельных значений топографической кривизны местности [120].

4.2. Микросейсмические и вибро-сейсмические испытания, результаты, сравнение

Инженерный анализ сейсмостойкости сооружений базируется на результатах анализа реакции сооружений на вибровоздействия. В качестве источников колебаний могут использоваться записи землетрясений (желательно более сильных), искусственные вибровоздействия и микросейсм [51]. Работа посвящена сравнению результатов анализа микросейсм и результатов искусственного вибровоздействия на примере небольшого типового дома в частном секторе [44].

Информацию о реакции сооружений на сильные сейсмические воздействия получают на основе экспериментальных исследований, в частности, с использованием искусственных имитационных нагрузок. Помимо динамических испытаний самих сооружений, методом искусственных имитационных нагрузок проводятся испытания моделей зданий в 1/3—1/5 натуральной величины, фрагментов и образцов конструктивных элементов сооружений, а также исследования физико-механических свойств материалов, из которых они изготовлены [41, 42, 73]. Известны следующие методы экспериментального исследования сейсмостойкости зданий и сооружений: - с использованием вибромашин, взрывной метод, метод сброса нагрузки, ударный метод, испытания зданий и моделей зданий на экспериментальных стендах (платформах), а также на основе использования микросейсмических колебаний и записей землетрясений. В настоящей работе используются искусственные воздействия вибромашиной и метод анализа микросейсмических колебаний и проводится сравнение результатов применения этих двух методов.

На сегодняшний день актуальна задача определения фактической сейсмостойкости как существующих, так и проектируемых зданий и сооружений в г. Бишкек (Киргизия). Используемые методы расчета характеристик основных несущих конструкций зданий не

всегда могут дать полную информацию о реальной сейсмостойкости исследуемого сооружения. В таких случаях прибегают к экспериментальному анализу сейсмостойкости конструкций зданий и сооружений: начиная с испытаний по определению прочностных характеристик материалов и отдельных конструктивных элементов, и заканчивая натурными испытаниями всего здания [73]. Целью работ являлось уточнение сейсмостойкости типовых зданий и конструкций и получение на экспериментальной основе моделей, описывающих реальное поведение зданий, конструкций и материалов под сейсмической нагрузкой.

4.2.1. Метод искусственного вибрационного воздействия

На одном и том же типовом доме (рис.4.6) были получены записи микросейсмических колебаний и от искусственных вибрационных воздействий. Использовались 7 сейсмодатчиков (велосиметры) модели Geophone 4,5 Hz и регистратор данных CUBE (рис.4.7). Частота дискретизации была установлена в 400 Гц, а система отсчета времени была предоставлена встроенным GPS. Так как антенна GPS не всегда принимает сигнал внутри здания, процедура синхронизации времени проводится до и после измерений для того чтобы позднее исправить возможные задержки с помощью программного обеспечения. На каждом этапе регистрации были получены записи в 7 точках наблюдения - на первом этаже дома - от 3 датчиков в трех углах здания, и на втором этаже - от 3 датчика в аналогичных точках; одновременно проводилась запись фоновых колебаний на грунте вблизи здания.



Рисунок 4.6. Исследуемый типовой дом в новостройке Ала-Тоо (пригород г.Бишкек) [44]

Применение вибрационного метода заключается в возбуждении и исследовании вынужденных колебаний объекта. В качестве источника колебаний чаще всего применяют центробежный вибратор, в котором при вращении эксцентрично расположенных грузов возникает неуравновешенная центробежная сила, обеспечивающая сильное вибрационное воздействие. Вибромашина либо жестко крепится к зданию, либо располагается на грунте рядом со зданием.



Рисунок 4.7. Пример инструмента, используемого для исследования шума. Каждая станция оснащена 24-битным регистратором данных CUBE, подключенным к сейсмоприемнику Геофон 4,5 Гц (желтого цвета)

В нашем случае использовалась вибромашина для трамбовки асфальта (рис. 4.8); при работе вибромашины в здании возбуждаются вынужденные колебания. При испытаниях сейсмостойкости могут использоваться направленные колебания и ненаправленные. Для создания направленной силы обычно применяют вибратор, имеющий два, три, а иногда четыре вала, на которых вращаются сдвинутые друг относительно друга эксцентричные грузы. В зависимости от ориентации валов и направления вращения может создаваться вертикальная, горизонтальная или наклонно ориентированная сила, изменяющаяся во времени по гармоническому закону (возникает несколько основных синусоидальных колебаний и широкий набор гармоник). Искусственные вибровоздействия с применением

специальных стендов обеспечивают значительную вариабельность в частотном характере нагрузки. Вибромашины, как правило, не обеспечивают изменений частотного диапазона воздействия, но они обычно работают в наиболее опасном в сейсмическом отношении диапазоне первых герц, поэтому вполне пригодны для использования.



Рисунок 4.8. Использованная вибромашина модели LTC212

При динамических испытаниях с помощью вибрационных машин достижимы довольно высокие уровни напряжений в конструкции, приближающиеся к величинам сейсмических воздействий интенсивностью V-VI, а в некоторых случаях даже до IX баллов. Вибровоздействия интенсивностью до V-VI баллов часто достигаются при воздействии на всю конструкцию дома, когда вибромашина расположена на грунте около испытуемого здания. Вибрации силой до IX баллов достигаются при локализованном воздействии вибромашин на отдельные узлы и конструкции здания. В определенной степени такого рода испытания ограничены размерами обследуемых сооружений и мощностью и размерами вибромашин. Сравнительно малый размер обследуемого нами типового здания позволил добиться общей балльности на все сооружение в VI баллов. Интервалы работы вибромашин на записях на грунте около дома (рис.4.9) выделяются пачками высокоамплитудных колебаний длительностью до 2-3 минут на фоне шума.

Высокие уровни нагрузки на конструкции здания, позволяют достаточно уверенно судить об адекватности получаемых оценок сейсмостойкости.

Вибрационный метод испытаний обычно используется для исследования не эксплуатирующихся в данное время сооружений, причем желательно расположенных в нежилых районах так как воздействия от вибромашины могут привести к потере несущей способности элементов испытываемой конструкции и даже повредить близлежащие сооружения. Разнообразие конфигурации направлений и силы воздействия позволяет опробовать различные динамические нагрузки и приводить обследуемое сооружение в режим резонанса. В целом, заключаем, что вибрационный метод позволяет имитировать нагрузки аналогичные сейсмическим, причем довольно высокой интенсивности.

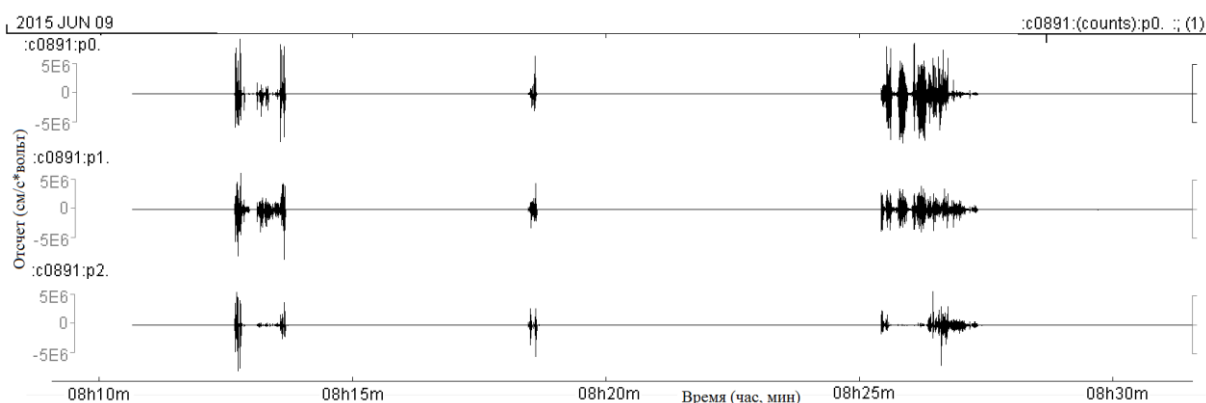


Рисунок 4.9 Пример записи коротких пачек вибровоздействий на фоне шума, по оси x время в часах, компонент: p0 – вертикальная, p1 - Ю-С, p2 – В-З, c0891 – код станции

Однако, для реализации этой методики необходимы довольно дорогостоящие вибромашины. При этом процесс испытаний длителен и довольно трудоемок, что обусловлено весом вибромашин, и необходимостью значительного числа расстановок (на кровле, вблизи здания, у несущих конструкций и т.д.). Это ограничивает массовость использования методики искусственных вибровоздействий.

4.2.2. Метод анализа микросейсм

С развитием аппаратно-методической базы все более широкое распространение в геофизических исследованиях приобретают микросейсмические наблюдения; в области практических применений этот метод является доминирующим. Это связано с его дешевизной и технологической простотой, а также с возможностью применения в практически любых ситуациях (например, для исследования поведения плотин, мостов, в стесненных условиях площадки и пр.). Удобство применения делает микросейсмические

наблюдения особенно приоритетными при рекогносцировочных работах перед детальными исследованиями и при постановке систем мониторинга [109].

В настоящей работе анализ микросейсм представлен широким набором технологий, основанных на использовании волн различного типа и генезиса (высокочастотные и низкочастотные микросейсм, в частности, поверхностные волны, техногенные сигналы, иные). Пример записи микросейсм приведен на рисунке 4.10. Существенно, что, в целях получения более полной информации о поведении конструкции, зарегистрированное волновое поле микросейсм может затем обрабатываться различными способами, использующими различные компоненты поля микросейсм. В работе использовались частотный диапазон 0,5-10 Гц, поверхностные волны диапазона 0.1 Гц и техногенные монохроматические колебания, представленные пиками в спектре микросейсм.

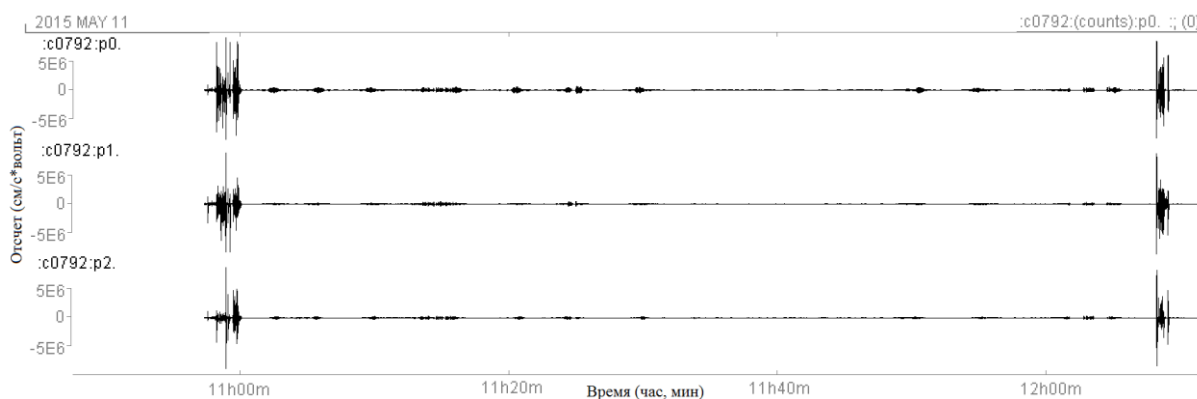


Рисунок 4.10. Пример записи микросейсм на грунте; время в часах

Использование микросейсм, которые ранее (в частности выше, при анализе вибровоздействий) рассматривались как помехи, дает богатый материал для анализа. Это особенно важно при исследовании слабосейсмичных платформенных территорий, где записи заметных по силе землетрясений весьма редки, а освоенность территории и многообразие типов зданий велико. Главным преимуществом использования микросейсм является возможность получения необходимой экспериментальной информации за короткое время [135].

Анализ микросейсмических колебаний можно проводить на любом сооружении без вреда для него. Так как колебания непрерывны, этот метод является наиболее экономичным и простым в реализации. Основная сложность переносится в процедуру обработки, которая должна быть более изощренной. Основное ограничение метода связано с малостью амплитуд микросейсмических колебаний и невозможностью в связи с этим наблюдать возможные нелинейные эффекты, возникающие при сильных сейсмических воздействиях.

С учетом этого ограничения, можно полагать, что анализ поля микросейсм может дать достаточно полную и достоверную информацию о реакции сооружений на сейсмические воздействия. Ниже, на примере данного обследования, оценим, насколько существенными могут оказаться ограничения, связанные с малостью амплитуды микросейсм.

4.2.3. Методика обработки данных

Обработка данных проводилась средствами Матлаб специальным комплексом, адаптированным под задачу оценки сейсмостойкости небольших жилых домов. Определялись собственные периоды колебаний зданий и величины спектрального отношения. Для анализа использовались участки записи со стабильным характером колебаний. В частности, обычно вырезаются начальный и конечный участок записи, осложненные переходными процессами (рис. 4.11).

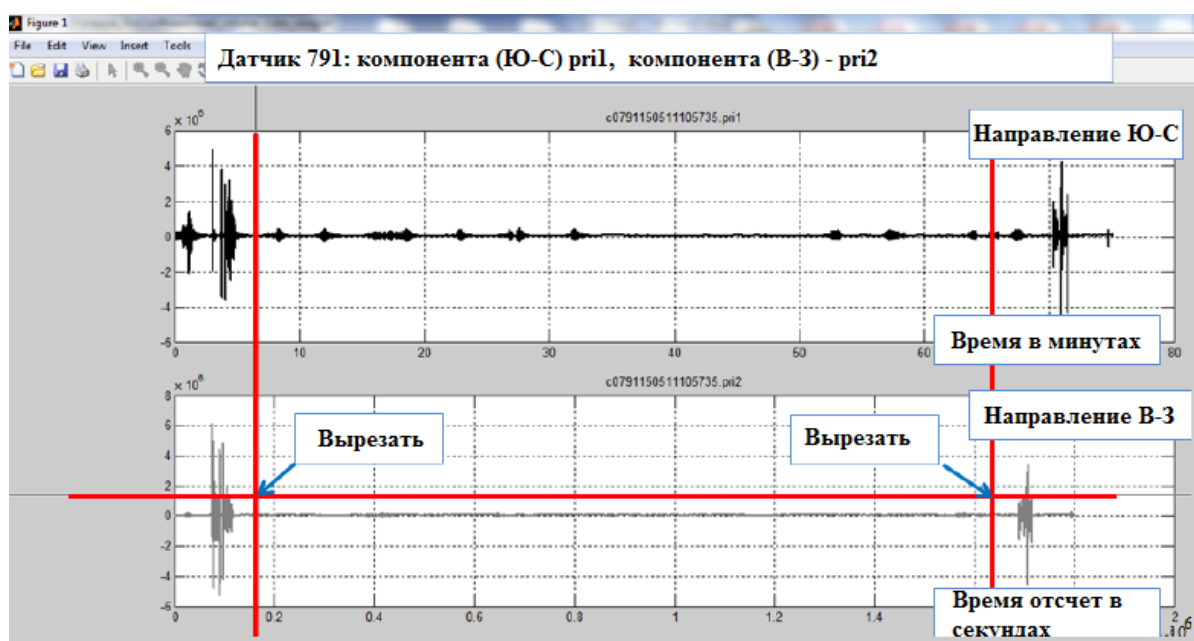


Рисунок 4.11. Пример отбраковки участков сейсмограммы с записями переходного типа в начале и конце записи цикла микросейсмического колебания. Большие амплитуды колебаний переходного процесса отвечают моментам установки и снятия датчика. Указание типа c0791150511105736.pr1 – код записи сейсмоприемника, c0791 – код сейсмоприемника, 150511 – год месяц день, 105736 – час минута секунда по гринвичу, pr1, 2 - компоненты Ю-С и В-3 соответственно

Данный цикл записи микросейсм проводился в течение часа в интервале 17:08-18:08, 11 мая 2015 года. При регистрации задействованы сейсмоприемники на грунте и в трех углах здания на первом и втором этажах (рис.4.12). Обработка записей показывает пики в

спектре микросейсм в записи на грунте - около 10 Hz, на первом этаже - 2.6-2.7 Гц и 8.1 Гц, а на втором этаже - 2.6-2.7 Гц и 8.1 Гц. Соответственно, собственный период на грунте оказался равным 0.1 сек., тогда как на самом здании он оказался больше, а именно: около 0,125 сек по направлению С-Ю и около 0,4 сек, по направлению В-З. Отсюда, по данным анализа микросейсм, опасность существенного резонансного усиления колебаний при сильном землетрясении не выявляется.

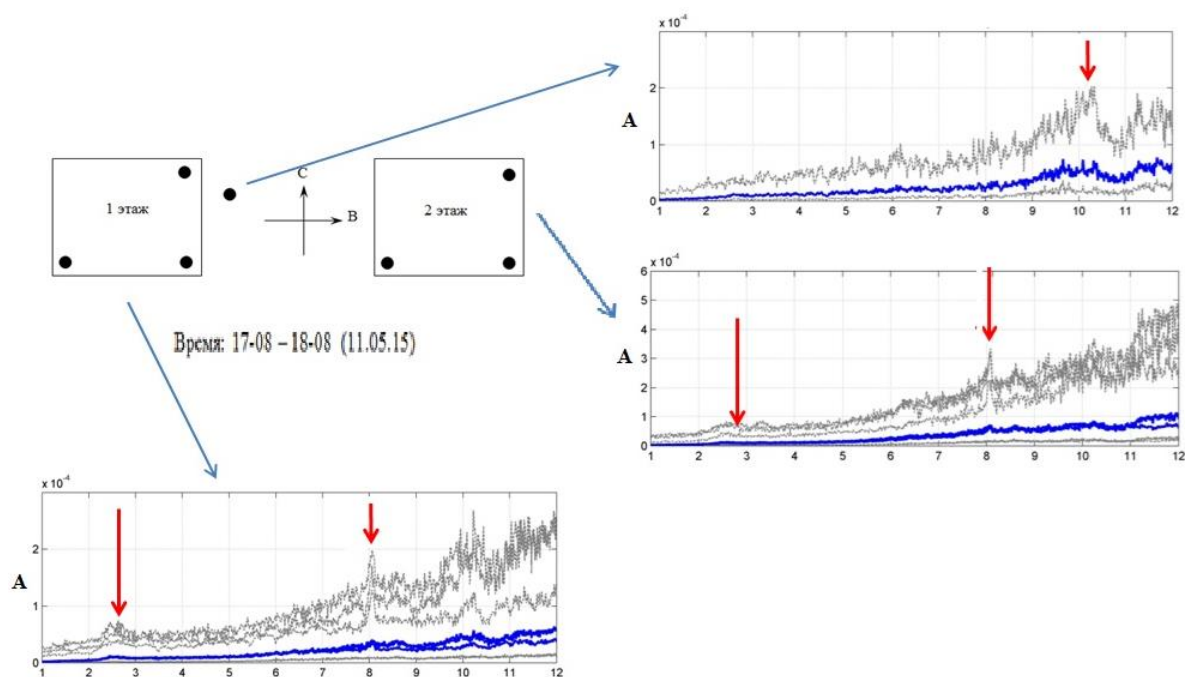


Рисунок 4.12. Средние значения (синий график) и стандартные отклонения (серые кривые) спектров колебаний минутной продолжительности при анализе микросейсм для 3-х сейсмоприемников, установленных на первом и втором этажах и на грунте. А – амплитуда, f(Hz) – частота. Красные стрелки указывают на основные спектральные максимумы. Синие стрелки указывают, записи каких датчиков приведены на рисунке

4.2.4. Сравнение результатов разных методов

Аналогичным образом были проанализированы записи, полученные при использовании вибромашины. Запись проводилась с 14:40 по 15:40, 9 июня 2015 года. Были задействованы сейсмодатчики на грунте, на первом и на втором этажах здания в тех же точках, что и при записи микросейсм (рис.4.13). Полученные максимумы собственных колебаний на спектрах (таблица 4.2) показывают аналогичные пики на первом этаже - 2.6 и 7.9-8.0 Гц и 2.6-2.7 и 7.9 Гц на втором этаже. По записи на грунте наиболее устойчиво выделяются два пика 1.5-3.0 Гц и около 10 Гц. Все собственные периоды (кроме одного) совпадают с периодами, полученными при анализе микросейсмических колебаний. Не исключено, что появление в грунтах при сильном вибровоздействии дополнительного

низкочастотного пика в широком интервале от 1.0 до 3.0 Гц отвечает предварительной стадии разжижения грунта при сильном вибровоздействии. Альтернативная интерпретация упомянута ниже. Этот важный вопрос требует дальнейших исследований.

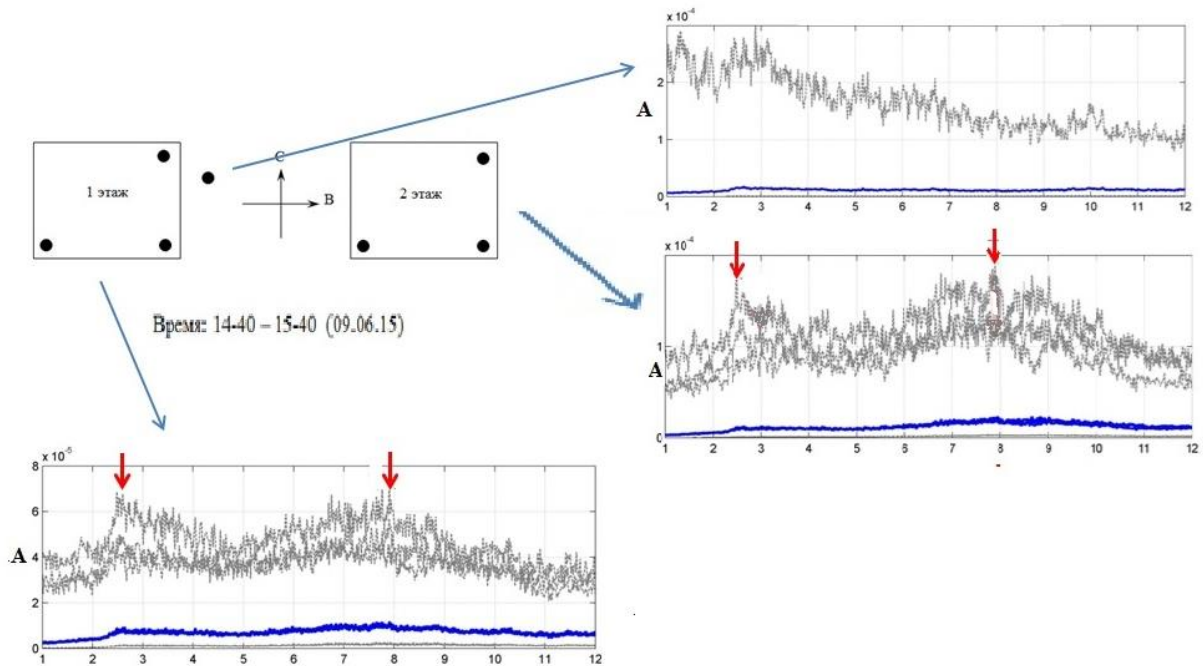


Рисунок 4.13. Спектр вибросейсмических колебаний в точках, в тех же точках, где проводились записи микросейсм. Обозначения как на рис.4.12

Кроме выявления возможных резонансов, итогом обработки являются стандартные спектральные отношения между датчиками на втором и первом этажах и на грунте. По анализу стандартного спектрального отношения получены пики на 2.6 Гц и около 10 Гц (рис. 4.14). Итоговые данные по резонансным свойствам грунтовой толщи и здания по результатам сильного искусственного вибровоздействия и по результатам анализа микросейсм представлены в таблице.

Таблица 4.2

Резонансные частоты грунтовой толщи и здания по данным сильного искусственного вибровоздействия и по результатам анализа микросейсм

	Вибровоздействие, Т, сек	Микросейсмы, Т, сек
грунт	0.33 – 0.67; 0.1	0.1
2-й этаж	0.13; 0.38	0.13; 0.38

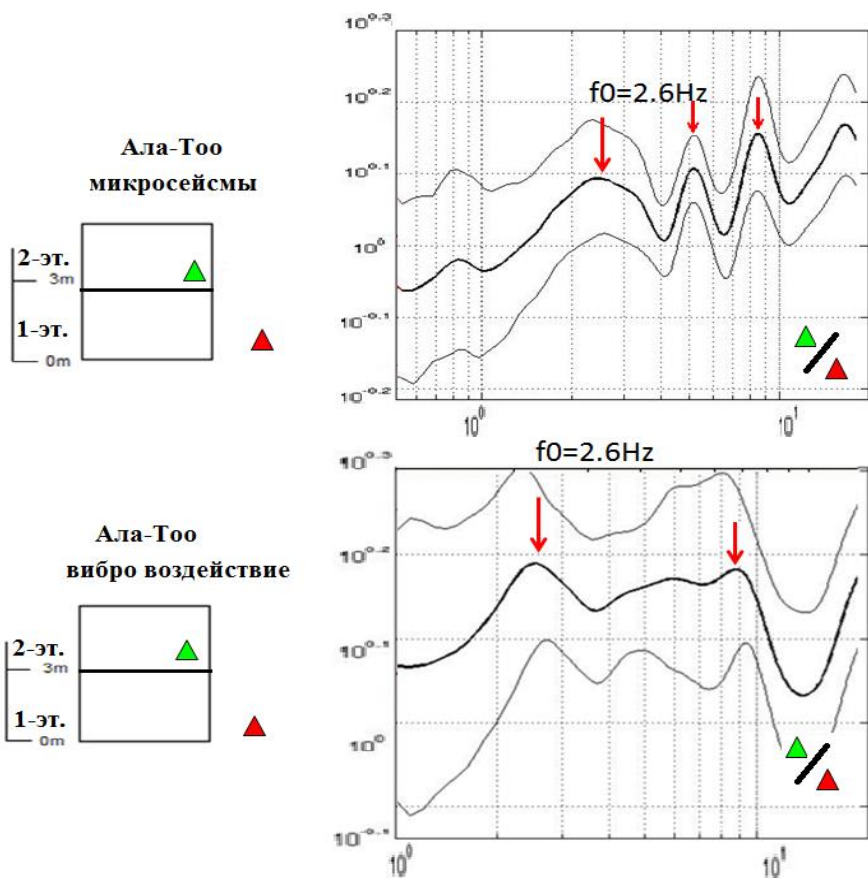


Рисунок 4.14. Среднее (по трем сейсмоприемникам) значение спектрального отношения и разброс между датчиками на втором этаже и датчиком на грунте при записи микросейсмических колебаний (верхний график справа) и при записи вибросейсмических колебаний (нижний график). Слева – расположение датчиков на втором этаже (зеленый треугольник) в вертикальном сечении дома и датчика на грунте (красный треугольник)

Выводы

На примере небольшого типового дома частного сектора реализованы и сравнены методы оценки сейсмостойкости на основе анализа поля микросейсм и при использовании искусственного вибровоздействия, приближающегося по интенсивности к воздействию сильного землетрясения (V – VI до IX баллов). Наблюдается хорошее согласие набора резонансов и величин спектрального отношения сооружения по данным анализа микросейсм и по результатам сильного искусственного вибровоздействия. Отсюда делается вывод, что использование микросейсм дает удовлетворительную информацию, и привлечение дорогостоящей методики искусственных вибровоздействий не дает качественно новой информации для оценки реакции сооружения.

Несколько иная ситуация имеет место с анализом свойств грунтовой толщи. При сильном искусственном вибровоздействии, наряду с выявленным по результатам анализа микросейсм периодом 0.1 с, был выявлен также довольно широкий длиннопериодный максимум в диапазоне 0.3 – 0.7 с. Возникновение этого максимума может иметь различные причины. Он может, например, порождаться более глубокой границей раздела в грунтовой толще, залегающей на глубинах 50 – 100 м, где глубина H оценивается по формуле Накамура [109]

$$H = 4T / V_s, \quad (**)$$

где V_s – скорость поперечных упругих волн в грунтовом слое выше данной границы раздела, а T – период выявленных собственных колебаний.

Не исключено однако, что появление низкочастотного максимума может отвечать начавшемуся в результате сильного искусственного вибровоздействия процессу разжижения грунта.

Заметим также, что выявленный при вибровоздействии низкочастотный период $T = 0.3 - 0.7$ с перекрывает диапазон собственных колебаний здания $T = 0.38$ с, более сильно проявляющихся по направлению В-З. Отсюда получаем, что результаты сопоставления указывают на возможную неполноту данных по сейсмостойкости сооружений, получаемых только при использовании слабых сейсмических воздействий микросейсм.

Полученные динамические параметры охарактеризует исследуемое здание как имеющее собственные периоды 0.38 с (преимущественно по направлению В-З) и около 0.1 с (более по направлению Ю-С). При сильном сейсмическом воздействии по направлению В-З не исключается попадание здания в резонанс с широким грунтовым периодом колебаний 0.3 - 0.7 с. Этот вывод позволяет предложить рекомендации по ориентировке вновь строящихся домов, снижающие опасность возможного сейсмического воздействия.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Диссертация представляет собой анализ существующего положения в оценке сейсмической опасности, проблем, стоящих на этом пути (применительно к территории Киргизии), дает описание ряда методик решения этих проблем и осуществляет реализацию этой комплексной программы на отдельных случаях. При этом автор не только ориентируется на известные ранее методики, но при их применении вводит новые оригинальные моменты, что приводит к новым интересным результатам, важным не только в плане оценки сейсмической опасности в Киргизии, но и для методики оценки сейсмической опасности в целом.

В настоящей работе, по литературным данным, дается анализ ситуации с оценкой сейсмической опасности применительно к условиям Киргизии. Делается вывод, что проблемными и важными моментами являются оценка долгосрочной сейсмической опасности в плане получения практически важной оценки максимально возможного сейсмического воздействия, а также оценки свойств грунтового слоя (величин сайт-эффекта). Описывается реализация методики оценки долгосрочной сейсмической опасности по полученным в результате полевых работ данным по предположительно сейсмогенным смещениям скальных отдельностей в районе строительства Верхне-Нарынского каскада ГЭС.

Применительно к оценке максимального сейсмического эффекта новым является то, что из проведенного анализа проблематики оценки сейсмической опасности следует, что для практических целей оценки величин сейсмической опасности оценка максимальных скоростей предпочтительнее оценки максимальных ускорений, а используемый нами метод оценки PGVEM направлен на оценку именно величин максимальных массовых скоростей при исторических землетрясениях. Вторым новым моментом является то, что впервые реализована программа площадных оценок по этому методу, в данном случае для области планируемого строительства Верхне-Нарынского каскада ГЭС. Полученные оценки возможных величин максимальных воздействий (балльности) совпали с параметрами, заложенными в проект строительства каскада ГЭС. Такое совпадение можно полагать как свидетельствующим в пользу использованного метода, так и как дополнительное подкрепление обоснованности проекта в плане сейсмической безопасности.

Также в работе описываются методики оценки величин сайт-эффекта по результатам, в первую очередь, анализа поля микросейсм и приведены результаты применения этих методик по оценке сайт-эффекта городов Бишкек, Каракол и Нарын.

Комплексный подход к оценке величин сайт-эффекта описан на примере 3-х городских агломераций Киргизии, из которых работы по г.Нарыну и его окрестностям проводились лично автором. Комплексный подход включает использование 3-х разных методов оценки величин сайт-эффекта — на основе превышения амплитуд колебаний при землетрясениях относительно реперной станции на скальном основании, на основе анализа поля микросейсм, и на основе построения вертикальных профилей (скоростных разрезов) V_s в верхнем грунтовом слое. При этом за основной метод принят автором наиболее экономичный метод использования поля микросейсм. Для условий Киргизии показана хорошая применимость метода Накамуры. Отметим, что в исследованиях Скоркиной А.А. и Гусева А.А [62] указывалось на погрешности в применении этого метода в условиях Камчатки. Такое различие может объясняться широким развитием на Камчатке вулканических образований, нарушающих правильную слоистость толщи, предполагаемую в методе Накамуры.

Метод анализа микросейсм, однако, предполагает то обстоятельство, что получаемая картина может быть не полной, ввиду малых амплитуд колебаний микросейсм. Встает также задача получения оценок не для отдельных точек, а для всей исследуемой территории, причем с высоким пространственным разрешением. Для распространения результатов расчета сайт-эффекта на всю территорию использовано рекомендуемое USGS регрессионное соотношение между наклонами местности и характеризующими величину сайт-эффекта средними значениями скорости распространения поперечных волн V_s в верхних 30 м грунтовой толщи. Автором показана согласованность мировых данных по этой регрессии для тектонически активных территорий с отдельными, полученными автором данными для территории Киргизии. Подробно описана процедура получения величин наклона местности с детальностью 1 арксек по открытым мировым данным космического мониторинга.

Применительно к возможной неполноте результатов анализа микросейсм проведено сравнение получаемых этим методом результатов с результатами при применении искусственного сильного вибровоздействия (на примере небольшого типового дома частного сектора). Показано определенное отличие результатов при применении сильного

вибровоздействия. Обсуждаются возможные причины различия и пути уточнения полученного результата.

В целом основной результат проделанной диссертационной работы сводится к разработке комплексного подхода к уточнению степени сейсмической опасности, а также демонстрации его реализации и опробирования на практике.

Приложение №1

Вычисление кривизны рельефа по данным SRTM1.

Проведена процедура вычисления кривизны из ниже следующего программного кода с помощью GMT (Generic Mapping Tool).

```
# calculate azimuth/slope and plot

# parameter setting
region=75:00/76:00/41:00/41:30          # grid region
east/west/south/north
proj=M15                                # map projection and scale
ticks=f1ma10m                          # boundary tick info
frame1=WSne+tazimuth                   # boundary frame info
frame2=WSne+tslope                     # boundary frame info
grdfile=naryn_1arc.grd                  # bathymetry grid file
azimfile=naryn_azim_1.grd              # output azimuth file
(degree)
slopefile=naryn_slope1.grd             # output slope in azimuthal
direction (degree)
cptfile_azim=azim.cpt                  # color table for azimuth
(manulally created)
climit=0/50/5                          # color limit for slope
cptfile_slope=slope.cpt               # color table for slope
psfile=a1_slope_azim.ps                # output postscript file name
#
# calculate azimuth / slope
gmt grdgradient $grdfile -Snaryn_slope.grd -D -M -G$azimfile -V
gmt grdmath naryn_slope_1.grd ATAN PI DIV 180 MUL = $slopefile
gmt grdmath naryn_1arc.grd DDX naryn_1arc.grd DDY ATAN2 R2D 180 ADD =
naryn_aspect.grd
gmt grdmath naryn_1arc.grd DDX naryn_1arc.grd DDY R2 SQRT ATAN R2D =
slope.grd
gmt grdmath slope.grd D2R COS 45 D2R COS MUL slope.grd D2R SIN 45 D2R
SIN MUL 315 D2R naryn_aspect.grd D2R SUB COS MUL ADD =
naryn_cosgamma_315.grd
#
#
gmt makecpt -Cgray -T$climit -I > $cptfile_slope
gmt grdimage $azimfile -R$region -J$proj -C$cptfile_azim -K -V >
$psfile
gmt psscale -D5/-1/10/0.5h -B45 -C$cptfile_azim -K -O >> $psfile
gmt psbasemap -R$region -J$proj -B$ticks -B$frame1 -K -O -V >> $psfile
gmt grdimage $slopefile -R$region -J$proj -C$cptfile_slope -K -O -X12
>> $psfile
gmt psscale -D5/-1/10/0.5h -B10 -C$cptfile_slope -K -O >> $psfile
gmt psbasemap -R$region -J$proj -B$ticks -B$frame2 -O -V >> $psfile
#
```

Этот скрипт, составленный в GMT, во-первых рассчитывает кривизну дневной поверхности, а во-вторых составляет карту с цветовой палитрой (рис.4.1)..

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Абдрахматов К.Е., Джанузаков К.Д., Фролова А.Г., Погребной В.Н. Карта сейсмического районирования территории Кыргызской республики (Объяснительная записка). Бишкек: ИС НАН КР, 2012. 51 с.
2. Абдрахматов К.Е., Томпсон С., Уелдон Р., Дельво Д., Клеркс Ж. (2001) Активные разломы Тянь-Шаня// Наука и новые технологии. -2001.-№2.-Бишкек.
3. Абдрахматов К.Е., Уелдон Р., Томпсон С., Бурбанк Д., Рубин Ч., Миллер М., Молнар П., (2001) Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) // Геология и геофизика. 2001. Т.42, № 10.
4. Авдеев В. А., П. Я. Зеленков. Оценка устойчивости склонов в связи с сейсмичностью. (Институт земной коры СО АН СССР). АН ТаджССР. Институт сейсмостойкого строительства и сейсмологии. Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана. (Ежегодник 1. Материалы рабочего совещания по координации макросейсмических исследований). "Донниш". Душанбе-1970. С. 62-65.
5. Алешин А.С. Сейсмическое микрорайонирование особо ответственных объектов. М. 2010. 303 с.
6. Аптикаев Ф.Ф. Инструментальная шкала сейсмической интенсивности. М.: ИФЗ РАН, 2012. 176 с.
7. Аптикаев Ф. Ф. (2005) Инструментальная шкала сейсмической интенсивности // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. – № 5. – С. 33 – 37.
8. Аптикаев Ф.Ф. (2001) Сильные движения грунта при землетрясениях; сейсмические воздействия Автореферат докторской дисс.
9. Аптикаев Ф.Ф., Копничев Ю.Ф. Учет механизма очага землетрясения при прогнозе параметров сильных движений. ДАН, 1979, т. 247. №4. С.822-825.
10. Аптикаев Ф.Ф., Шебалин Н.В. Уточнение корреляций между уровнем макросейсмического эффекта и динамическими параметрами движения грунта //Исследования по сейсмической опасности. Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 29. М.: Наука, 1988. С. 98-108.
11. Богачкин Б.М., Корженков А.М., Мамыров Э., Нечаев Ю.В., Омуралиев М., Петросян А.Э., Плетнев К.Г., Рогожин Е.А., Чаримов Т.А. Структура очага Сусамырского землетрясения 1992 г. На основании анализа его геологических и сейсмологических проявлений // Физика Земли. 1997. № 11. С. 3–18.
12. Богданович К.И., Карк И.М., Корольков Б.Я., Мушкетов Д.И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.) // Тр. Геол. комитета. Нов. сер. СПб., 1914. Вып. 89. 256 с.
13. Веселов В.В., Паничкин В.Ю., Мирошниченко О.Л. и др. Побережье Каспийского моря. Проект 565201150004 KZH “Совершенствование национальной информационной сети по водным проблемам Казахстана”. ИГГ МОН РК. 2011. URL: http://water.unesco.kz/ca_ch_4_r.
14. Геологическая карта Казахстана и Средней Азии м-б 1:1500000. Таблицы стратиграфических разрезов. Гл. ред. Н.А.Афоничев, Н.Г.Власов. 1984 г.
15. Голицын Б.Б. http://www.hrono.ru/biograf/bio_g/golicyn_bb.html
16. Гусев А.А. О принципах картирования сейсмоопасных регионов Российской Федерации и нормирования сейсмических нагрузок в терминах сейсмических ускорений (часть 1), Инженерные изыскания, Проект новой Российской сейсмической шкалы (часть 1), ISSN

- 1997-8650, 10/2011, Москва, с. 20-29
17. Гусев А.А. О принципах картирования сейсмоопасных регионов Российской Федерации и нормирования сейсмических нагрузок в терминах сейсмических ускорений (часть 2), Инженерные изыскания, Проект новой Российской сейсмической шкалы (часть 2), ISSN 1997-8650, 11/2011, Москва, с. 66-77
 18. Гусев А.А. (2002). О сейсмологической основе норм сейсмостойкого строительства в России. Физика Земли, №12, С. 35-44.
 19. Гусев А.А., Шумилина Л.С. Некоторые вопросы методики общего сейсмического районирования. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии, вып 2-3. М. ОИФЗ РАН 1995. С.289-299.
 20. Гусев А.А., Шумилина Л.С. Повторяемость сильных землетрясений Камчатки в шкале моментных магнитуд // Физика Земли. 2004. № 3. С. 34–42.
 21. Гусев А.А.. (2003). Некоторые вопросы сейсмологического обоснования норм сейсмостойкого проектирования. Сейсмостойкое проектирование. Безопасность сооружений. С. 32-36
 22. Гусев, А.А. (1992). О необходимости корректировки документов, регламентирующих антисейсмические меры в СССР. /Вопросы инж. сейсмологии вып 32.М. Наука 1991, 147-161
 23. Данные SRTM, версия 1 <http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version1/>
 24. Данные SRTM, версия 2 http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/
 25. Джанузаков К.Д, Омуралиев М., Омуралиева А., Ильясов Б.И. и Гребенникова В.В. (2003) Сильные землетрясения. Бишкек: Илим, 2003
 26. Документация по данным SRTM ftp://ecs.nasa.gov/srtm/Documentation/SRTM_Topo.pdf
 27. Ершов И.А., Шебалин Н.В. (1984) Проблемы конструкции шкалы интенсивности землетрясений с позиций сейсмологов//Прогноз сейсмических воздействий . Вопросы инженерной сейсмологии. Вып.25. М.: Наука, С. 78-95.
 28. Импорт данных SRTM с помощью Arcinfo Workstation <http://gis-lab.info/qa/srtm-ai.html>
 29. Кальметьева З.А., Миколайчук А.В., Молдобеков Б.Д., Мелешко А.В., Жантаев М.М., Зубович А.В. (2009) Атлас землетрясений Кыргызстана. Бишкек: ЦАИИЗ 213с. ISBN 978-9967-25-829-7. www.caiag.kg
 30. Капустян Н. К., Антоновская Г.А., Нго Тхи Лы Инновационные технологии использования микросейсм для оценки состояния инженерных сооружений и процессов их основаниях (на примере плотин ГЭС) // ИФЗ РАН, М:Наука, ИЭПС УрО РАН.
 31. Мамыров Э., Омуралиев М.О., Усупаев Ш.Э. Оценка вероятной сейсмической опасности территории Кыргызской Республики и приграничных районов стран Центральной Азии на период 2002-2005 гг. (монография). Бишкек, 2002. 93 с.
 32. Матвеев В.Г., Живодеров А.Б., Волож Ю.А. Мангышлак и Устюрт / Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. Под. ред. Ш.Е. Есенова. М.: Недра. 1969. 492 с.
 33. Медведев С.В. (1968) Международная шкала сейсмической интенсивности// Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука,1968. С.151-162.
 34. Международные Строительные Нормы (МСН) СНГ. Строительство в сейсмических районах (проект) 2002г. / Научно-технический журнал ВНИИТПИ Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. №3, 2002. С.27-54.

35. Методика и принципы проведения детального сейсмического районирования (ДСР). Электронный ресурс: Сейсмобезопасность России. URL: <http://seismorus.ru>.
36. Михайлова Н.Н., Михайлов А.М. О зависимости максимальных горизонтальных ускорений от магнитуд и расстояний для Северного Тянь-Шаня. Compillation of Paper Abstracts 94' International Simposium on Tianshan Earthquakes. Sep. 12-17 1994. Urumqi, China p.77.
37. Молдобеков Б.Д., Орунбаев С.Ж., Усупаев Ш.Э., Раббаниев Ж. (ЦАИИЗ), Parolai S., Bindi D., Picozzi S.M., Pilz M. Parolai S. (GFZ), Камчибеков М.П., Камчибеков Ы.П. (Институт сейсмологии НАН КР). Мониторинг и предварительная оценка сайт-эффекта в целях сейсмического микрорайонирования для территории города Каракол. В книге: Мониторинг, прогнозирование опасных процессов и явлений на территории Кыргызской Республики (издание девятое с изменениями и дополнениями), Б.: МЧС КР, 2012. с.
38. Мурзин Ш. М. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности акватории Среднего и Северного Каспия. Автореферат. Москва, 2010. URL: <http://geo.web.ru/db/msg>.
39. Мусин А.Р., В.В. Подколзон. Особенности СМР территории западной части Илийской впадины./ Опыт проведения СМР городских территорий. Тез докл. школы-семинара, Госстрой Каз ССР. А-Ата, 16-18 апреля 1984 г. С. 17-19.
40. Мускаэлян А. А., Л. В. Лаврусевич, Т. В. Гельман. Влияние рельефа местности на интенсивность сейсмических колебаний. Институт сейсмостойкого строительства и сейсмологии. Тадж ССР. Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана. (Ежегодник 1. Материалы Рабочего совещания по координации макросейсмических исследований). Изд."Донниш" Душанбе-1970.
41. Негматуллаев С.Х. Имитация сейсмического воздействия с целью испытания зданий и сооружений на сейсмостойкость / Отв. ред. М. А. Садовский; Институт сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН ТаджССР. Душанбе: Дониш, 1986. 149 с.
42. Окамото Ш. Сейсмостойкость инженерных сооружений PDF. Стройиздат, Москва, 1980. 342 с.
43. Описание и получение данных SRTM <http://gis-lab.info/qa/srtm.html>
44. Орунбаев С.Ж., Р.А. Мендекеев, Б.Д. Молдобеков, М.В. Родкин. Сравнительный анализ результатов микросейсмических и вибро-сейсмических испытаний здания (на примере типового частного жилого дома в г. Бишкек) // Инженерная сейсмология, Москва, 2018 (в печати).
45. Орунбаев С.Ж., Б.Д. Молдобеков. Новые сейсмокарты «VS30» составленные на основе топографических снимков высокого разрешения «srtm-1» для территории Кыргызстана // IX международная конференция Молодых ученых и студентов, Современные техника и технологии в научных исследованиях, 2017, Бишкек, Кыргызстан
46. Орунбаев С.Ж.. Оценка сайт-эффектов для восточной части города Нарын, Кыргызстан. // Сергеевские чтения. Выпуск 18, март 2016, РУДН, Москва, стр. 179-183.
47. Орунбаев С.Ж.. О карте сайт-эффектов для западной части города Нарын // Седьмой международной молодежной конференции «Современные техника и технологии в научных исследованиях», Научной станции РАН в г.Бишкек, марта 2015 года.
48. Орунбаев С.Ж., М.В. Родкин, Н.А. Абдывапов. Опыт применения некоторых новых методов оценки сейсмической опасности в Киргизии. // Седьмого Международного симпозиума «Проблемы Геодинамики и Геоэкологии Внутриконтинентальных Орогенов», г. Бишкек, Киргизия, 19–23 июня 2017 г.

49. Орунбаев С.Ж.. Исследование сайт-эффекта на территории города Каракол и его агломераций. // Сборник тезисов. Международная Научная Конференция «Современные техника и технологии в научных исследованиях», 24 - 25 марта 2016 года г. Бишкек.
50. Орунбаев С.Ж., М.В. Родкин, Макросейсмический анализ для вероятностной оценки сейсмической опасности водосборной территории верхней части реки Нарын. // Юбилейная научная конференция 10-летие ЦАИИЗ, 2014, с. 47-51.
51. Орунбаев С.Ж., Ш.Э. Усупаев, Б.Д. Молдобеков. Микросейсмические Зондирования Исык-Атинского и Чон-Кеминского разломов Северного Тянь-Шаня. // Материалы докладов VIII Международной конференции молодых ученых и студентов «Современные Техника и Технологии в Научных Исследованиях», 24 - 25 марта 2016 года г.Бишкек
52. Орунбаев С.Ж., Ш.Э. Усупаев, Б.Д. Молдобеков. Карты сайт-эффекта и раннее оповещение Населения Городов о Землетрясениях в Центральной Азии // IX международная конференция Молодых ученых и студентов, Современные техника и технологии в научных исследованиях, 2017, Бишкек, Кыргызстан
53. Орунбаев С.Ж., Усупаев Ш.Э., Мамбеталиев Э., Коноков Т., Серенков А. Новые полевые измерения для сейсмического микрорайонирования города Нарын. В кн. Мониторинг и прогноз возможной активизации чрезвычайных ситуаций на территории Кыргызской Республики (издание одиннадцатое с изменениями и дополнениями). Б.: МЧС КР, 2014.с.645 - 648.
54. Павленко О.В. (2009) Сейсмические волны в грунтовых слоях: нелинейное поведение грунта при сильных землетрясениях последних лет. М. Научный мир, 284 с
55. Разграфка фрагментов данных SRTM <http://gis-lab.info/data/srtm-tif/srtm-5dg-grid.7z>
56. Ризниченко Ю.В. От активности очагов землетрясений к сотрясаемости земной поверхности, Известия АН СССР, Физика Земли, 1965, №11, стр.1-12.
57. Ризниченко Ю.В. Расчет сотрясаемости точек земной поверхности от землетрясений в окружающей области // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1966. № 5. С.16-32.
58. Родкин М.В., А.М. Корженков, С.Ж. Орунбаев. Опыт оценки максимальных массовых скоростей в очаговых зонах сильных землетрясений по смещениям скальных отделенностей на примере некоторых районов Киргизии. // ISSN 0132-2826, Т-42, №4, с. 25-36, УДК 550.3, Вопросы инженерной сейсмологии, 2015.
59. Родкин М.В., Никонов М.В., Шварев С.В. Оценка величин сейсмических воздействий по нарушениям и смещениям в скальных массивах // Геодинамика и тектонофизика. 2012. URL: http://gt.crust.irk.ru/article_80.html (Эл.журн.)
60. РСН 65-87. Республиканские строительные нормы. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Технические требования к производству работ. Госстрой РСФСР. 1987. 14 с.
61. Силачева Н.В. Корректировка модели затухания пиковых ускорений грунта по региональным данным для сейсмоопасных районов Казахстана // Известия НАН РК. Алматы, 2012. №3. С. 53-60.
62. 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.
63. СНиП II-7-81*. Строительные нормы и правила. Строительство в сейсмических районах / Минстрой России. - М.: ГП ЦПП, 1995. - 52 с.

64. СНиП 22-01-98 КР. Строительные нормы и правила. Оценка сейсмостойкости зданий существующей застройки. / Минархстрой Кыргызской Республики. – Бишкек, 1998. - 52 с.
65. Страхов В.Н., Уломов В.И., Шумилина Л.С. Общее сейсмическое районирование территории России и сопредельных стран.// Физика Земли, 1998, № 10.
66. Строительство в сейсмических районах. СНиП РК 2.03-30-2006. Алматы. 2006. 80 с.
67. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Проблемы сейсмического районирования территории России. М. ВНИИТПИ Госстроя России. 1999. 56 с.
68. Умаров А.А. Влияние крутизны склона на амплитуду колебаний грунта. (ИС АН УзССР)/ Опыт проведения СМР городских территорий. Тез докл. школы-семинара, Госстрой Каз ССР. А-Ата, 16-18 апреля 1984 г. С. 35-36.
69. Усупаев Ш.Э, Молдобеков Б.Д., Токмулин Ж.А., Орунбаев С.Ж, Жусупова К., Абдыбачаев У.А., Мелешко А.В., от GFZ (Германия) Dr. St. Parolai, A. Strollo., INGV (Италия) - Dr. D. Bindi, E. D’Alema, P. Auglie. Предварительные результаты обработки данных и определения частот колебаний грунтов по пунктам точечных измерений сейсмических шумов на территории города Бишкек и его агломерации. В книге: Мониторинг, прогнозирование опасных процессов и явлений на территории Кыргызской Республики (издание седьмое с изменениями и дополнениями), Б.: МЧС КР, 2010, - с. 687 – 689.
70. Усупаев Ш.Э., Молдобеков Б.Д., Орунбаев С.Ж., Мелешко А.В., Токмулин Ж.А., Абдыбачаев У.А. Жусупова К. (ЦАИИЗ), Dr. St. Parolai, A. Strollo. GFZ (Германия), Dr. D. Bindi, E. D’Alema, P. Auglie INGV (Италия). Сейсмическое микрорайонирование территории города Бишкек с учетом развития его до 2025 года. В книге: Мониторинг, прогнозирование опасных процессов и явлений на территории Кыргызской Республики (издание восьмое с изменениями и дополнениями), Б.: МЧС КР, 2011, с. 675 – 679.
71. Усупаев Ш.Э., Орунбаев С.Ж., Молдобеков Б. Д., Бегалиев У., Паролай С., Бинди Д. Система оповещения сейсмокатастроф для города Бишкек. Теоретический и прикладной научно-технический журнал. ИЗВЕСТИЯ Кыргызского государственного технического университета им. И. Раззакова №33. МАТЕРИАЛЫ МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ «Современное состояние и перспективы развития горнодобывающей отрасли» посвященная к 80-летию академика У. Асаналиева. Издательский центр “Техник.” Бишкек 2014 с. 392 - 399.
72. Чернов Ю.К. Сильные движения грунта и количественная оценка сейсмической опасности территорий. АН УЗССР. Ин-т сейсмологии. Ташкент: Фан, 1989. 295 с.
73. Шапиро Г. А., Ашкинадзе Г. Н., Симон Ю. А. Вибрационные методы испытания жилых и общественных зданий. Государственный комитет по гражданскому строительству архитектуре при Госстрое СССР. М.:Наука, 1967.
74. Шебалин Н.В. О равномерности шкалы балльности. //Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности, М.Наука 1975, 222-233
75. Шебалин Н.В., Аптикаев Ф.Ф. Шкала сейсмической интенсивности землетрясений MMSK-92 (проект) / Магнитное поле земли: математические методы описания. Проблемы макросейсмологии. Вычислительная сейсмология. Вып.34, М., ГЕОС, 2002.С.235-253.
76. Шмидт Г.А. Инженерно-геологические факторы образования сейсмодислокаций сильных землетрясений. /Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана. (Ежегодник 1. Материалы Рабочего совещания по координации макросейсмических исследований). ТаджССР "Донниш" Душанбе-1970. С. 82-84.

77. Штейнберг В. В., Сакс М. В., Аптикаев Ф. Ф., Алказ В. Г., Гусев А. А., Ерохин Л. Ю., Заградник И., Кендзера А. В., Коган Л. А., Лутиков А. И., Попова Е. В., Раутиан Т. Г., Чернов Ю. К., Методы оценки сейсмических воздействий // Вопросы инженерной сейсмологии, 1993. Вып. 34, С. 5-94.
78. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 224с.
79. Юдахин Ф. Н. Микросейсмические колебания - важный источник информации // Вестник УрО РАН №33. 2010. С. 65-73.
80. Abrahamson, N.A., and K.M Shedlock. Overview // Seism. Res. Let. 1997. 68(1), 9-23.
81. Abrahamson, N.A., and W.J. Silva. Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes // Seism. Res. Let. 1997. 68(1), 94-127.
82. Aki, K. (1957) Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremor, Bull., Earthq., Res., Inst., Univ., Tokyo, 35, 415-457.
83. Aki, K. (1965) A Note on the Use of Microseisms in Determining the Shallow Structures of the earth's Crust, Geophysics, 30, 665-666.
84. Arrowsmith J.R., Crosby C.J., Korjenkov A.M., Mamyrov E., Povolotskaya I.E. Surface rupture of 1911 Kebin (Chon-Kemin) earthquake, Northern Tien Shan, Kyrgyzstan // Eos Trans. AGU. 2005. 86 (52). Fall Meet. Suppl. Abstr. T51F-05.
85. Asten. M.W. Shear-wave velocity profile for Holocene sediments measured from microtremor array studies. SCPT. and seismic refraction // Journal of Engineering and Environmental Geophysics. 2005. Vol.10. P. 235-242
86. Atkinson, G., and D. Boore. Empirical Ground-Motion Relations for Subduction-Zone Earthquakes and Their Application to Cascadia and Other Regions // Bulletin of the Seismological Society of America, 2003. Vol. 93, No. 4, pp. 1703–1729.
87. Bao H., Yagoda-Biran G., Hatzor Y.H. Site response analysis with two-dimensional numerical discontinuous deformation analysis method // Earthquake Engin. Struct. Dyn. 2013. V. 43, No. 1. DOI: 10.1002/eqe.2340.
88. Bindi D., Boxberger T., Orunbaev S., Pilz M., Stankiewicz J., Pittore M., Iervolino I., Ellguth E., Parolai S. On-site early-warning system for Bishkek (Kyrgyzstan) // Annals of Geophysics. 2015. Vol. 58, no. 1. S0112; doi:10.4401/ag-6664
89. Boore, D.M., G. M. Atkinson, 2008 Ground-Motion Prediction Equations for the Average Horizontal Component of PGA, PGV, and 5%-Damped PSA at Spectral Periods between 0.01 s and 10.0 s. Earthq. Spectra, 24, 99–138
90. Campbell, K.W. Empirical Near-Source Attenuation Relations for Horizontal and vertical Components of Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Pseudo-Absolute Asseleration Response Spectra // Seism. Res. Let. 1997. 68(1), 154-179.
91. Cho, I, Tada, T. and Shinozaki Y. (2008) Assessing the Applicability of the Spatial Autocorrelation Method: A Theoretical Approach, Jour. Geophys. Res., 113, B06307.
92. Cornell C.A. Engineering Seismic Risk Analysis // BSSA. 1968. Vol.58. P. 1583-1606.
93. Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance. Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings. European standard, 2003.
94. Fall D. A theoretical investigation of average H/V ratios 7 Geophys J. Int. 2001. V. 145. P. 535-549. Malischewsky P.G. et al. Love's formula and H/V-ratio (ellipticity) of Rayleigh waves // Wave Motion. 2004. Vol. 40. P. 57-67
95. Ghose S., Mellors R.J., Korjenkov A.M., Hamburger M.W., Pavlis T.L., Pavlis G.L., Omuraliev

- M., Mamyrov E., Muraliev A.R. The MS = 7.3 1992 Suusamy, Kyrgyzstan, earthquake in the Tien Shan: 2. Aftershock focal mechanisms and surface deformation // Bull. Seismol. Soc. of Amer. February 1997. V. 87, No. 1. P. 23–38.
96. Gorbatiykov, A.V. New Features in the Subsurface Structure Model of El Hierro Island (Canaries) from Low-Frequency Microseismic Sounding: An Insight into the 2011 Seismo-Volcanic Crisis / A.V. Gorbatiykov, F.G. Montesinos, J. Arnos, M.Yu. Stepanova, M.Benavent, A.A. Tsukanov // Surveys in Geophysics. -V. 34. - 2013. – pp. 463–489
 97. Grünthal G. (Editor). European Macroseismic Scale EMS-98. G. ESC, Subcommittee on Engineering Seismology, Working Group Macroseismic Scale. Luxembourg, 1998. 99 p. International Building Code (IBC), published by the International Code Council, 2006
 98. International Building Code (IBC). Washington, DC: International Code Council Inc., 2009. 676 p. ISBN: 978-1-58001-725-1.
 99. Importing Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) elevation data <http://www.soi.city.ac.uk/~jwo/landserf/landserf230/doc/howto/srtm.html>
 100. Kamai R., Hatzor Y.H. Numerical analysis of block stone displacements in ancient masonry structures: A new method to estimate historic ground motions // Inter. J. Numer. Anal. Meth. Geomech. 2008. V. 32. P. 1321–1340.
 101. Korjenkov A.M., Mamyrov E., Omuraliev M., Kovalenko V.A., Usmanov S.F. Rock avalanches and landslides formed in result of strong Suusamyr (1992, M = 7.4) earthquake in the Northern Tien Shan: Test structures for mapping of paleoseismic deformations by satellite images // Proc. of the Intern. symp. on high-mountain remote sensing cartography. 2004.
 102. Kramer, S.L. Geotechnical Earthquake Engineering. New Jersey. Prentice-Hall. 1996. P.653.
 103. Kuramoto, H. 2006. Seismic Design Codes for Buildings in Japan. J. Disaster Res., 1, No.3, 341-356
 104. Liu. H. P. Comparison of phase velocities from array measurements of Rayleigh waves associated with microtremor and results calculated from borehole shear-wave velocity profiles Bulletin of the Seismological Society of America. 2000. Vol. 90. P. 666- 678.
 105. Luo Y. H. et al. Joint inversion of fundamental and higher mode Rayleigh waves Chinese Journal of Geophysics. Acta Geophysica Sinica. 2008. Vol. 51. P. 242 - 249
 106. Marco Pilz, Tanatkan Abakanov, Dino Bindi, Tobias Boxberger, Bolot Moldobekov, Sagynbek Orunbaev, Natalya Silacheva, Shahid Ullah, Sheyshenaly Usupaev, Pulat Yasunov, Stefano Parolai. An overview on the seismic microzonation and site effect studies in Central Asia. // Материалы Международной конференции «Дистанционные и наземные исследования Земли в Центральной Азии». Из-во «Коллаж». Бишкек, 2014 г., с. 74.
 107. Midorikawa M., I. Okawa M. Iiba M. Teshigawara 2004. Performance-based seismic design provisions newly introduced to the Building standard law of Japan. J. Jpn Ass. Earthq. Eng., 4, 162-173
 108. Mohammadioun B., Pecker A. Low-frequency transfer of seismic energy by superficial soil deposits and soft rocks. Earthq. eng struct. mech. 1984, 12, P. 537-564, The Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) 1992-1999. Annali di Geofisica, Volume 42, No 6., 1999
 109. Nakamura Y.A. Method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // QR Railway Tech. Res. Inst. 1989, V. 30. P. 25-33.
 110. NEHRP (National Earthquake Hazards Reduction Program) Recommended Seismic Provisions for New Buildings and Other Structures (FEMA P-750) 2003 Edition. BSSC. Washington. 2003.

111. Nogoshi, M. On the propagation characteristics of microtremors / M. Nogoshi, T. Igarashi // J. Seism. Soc. Jpn. (in Japanese with English abstract). –1970. –Vol. 23. –P. 264–280.
112. Nogoshi, M. On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2) / M. Nogoshi, T. Igarashi // J. Seism Soc. Jpn (in Japanese with English abstract). –1971. –Vol. 24. –P. 26–40.
113. Okada, H. (2003) The Microtremor Survey Method, Geophysical Monograph Series Number 12, Society of Exploration Geophysicists.
114. Okada, H. (2006) Theory of efficient array observations of microtremors with special reference to the SPAC method, Exploration Geophysicists, 37, 73-85.
115. Omori, F. (1908), "On Microtremor", Bulletin of the Earth. Inv. Comm., 2, 1-6.
116. Orunbaev S., M. Pilz, Sh. Usupaev, B. Moldobekov, S. Parolai. Noise measurements in the Enylchek glacier moraine (central Tien-Shan region): assessment of the glacier thickness by determination of the fundamental resonance frequency // 33rd General Assembly of the European Seismological Commission, Moscow, 19-24 August, 2012
117. Orunbaev S., U. Abdybachev, Ch. Haberland, Z. Kalmetyeva, J. Mechie, A. Meleshko, B. Moldobekov, V. Bragin, B. Schurr, and Sh. Usupaev. Active seismic investigation of December 22, 2009 detonation at Kambarata (Kyrgyzstan) site for a dam fill construction // EGU2011 Conference, Vienna, Austria, 04-08 April, 2011
118. Orunbaev S.J., M.V. Rodkin. Assessing Earthquake Hazard Near Dams in Kyrgyzstan's Upper Naryn Region. // CAARF Project, Policy Brief, http://www.ucentralasia.org/Content/downloads/assessing_earthquake_hazard.pdf June 2017
119. Orunbaev S., M. Pilz, S. Usupaev, D. Bindi, A. Serenkov, E. Mambetaliev, F. Verjee, B. Moldobekov and S. Parolai. Site Effect Assessment In Naryn (Kyrgyzstan) Using Earthquake And Noise Data. // A joint event of the 15th European conference on Earthquake engineering & 34th General Assembly of the European Seismological commission. ESC2014, www.2eceedistanbul.org 24-29 August 2014, ICEC – Istanbul / TURKEY
120. Orunbaev S.J. Determining shear wave velocity using microtremor in Naryn city, Kyrgyz Republic. // Annual of GRIPS, ISSN, 2016, Tokyo, Japan
121. Parolai S., S. Orunbaev, D. Bindi,* A. Strollo,† S. Usupaev, M. Picozzi, D. Di Giacomo,† P. Augliera, E. D'Alema, C. Milkereit, B. Moldobekov, and J. Zschau. Site Effects Assessment in Bishkek (Kyrgyzstan) Using Earthquake and Noise Recording Data Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 100, No. 6, pp. 3068–3082, December 2010, doi: 10.1785/0120100044
122. Parolai, S., and Richwalski, S. M. (2004). The importance of converted waves in comparing H/V and RSM site responses. Bull. Seism. Soc. Am., 94, 304–313.
123. Pilz M., T. Abakanov, D. Bindi, T. Boxberger, B. Moldobekov, S. Orunbaev, N. Silacheva, Sh. Ullah, Sh. Usupaev, P. Yasunov, S. Parolai. An overview on the seismic microzonation and site effect studies in Central Asia. ANNALS OF GEOPHYSICS, 58, 1, 2015, S0104; doi:10.4401/ag-6662
124. Shi G.-H. Block system modeling by discontinuous deformation analysis. South Hampton, UK: Comp. Mech. Publ., 1993.
125. Shiraishi, H., T. Matsuoka and H. Asanuma (2006) Direct estimation of the Rayleigh wave phase velocity in microtremor, Geophys. Res. Lett., 33, L18307.
126. Shuttle Radar Topography Mission <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>

127. Strollo A, Parolai S., Jäkel K.H., Marzorati S. and Bindi D. (2008a) Suitability of short-period sensors for retrieving reliable H/V peaks for frequencies less than 1 Hz, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98, 671-681, doi:10.1785/0120070055.
128. The Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) 1992---1999 // *Annali di Geofisica*. 1999. V. 42. № 6. P. 957---974.
129. Thompson, S.C., Weldon, R.J., Rubin, C.M., Abdrakhmatov, K., Molnar, P., & Berger, G.W., 2002. Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia, *J. Geophys. Research*, 107
130. Ullah, S., Bindi, D., Pittore, M., Pilz, M., Orunbaev, S., Moldobekov, B. and Parolai, S. (2013) Improving the spatial resolution of ground motion variability using earthquake and seismic noise data: the example of Bishkek (Kyrgyzstan). *Bulletin of Earthquake Engineering*, vol. 11(2), pp. 385-399, DOI: 10.1007/s10518-012-9401-8.
131. Ulomov V.I. Seismic hazard of northern Eurasia. // *Annali Geofis.*. Vol. 42. 1999. P. 1023-1038
132. Wald, D.J., and Allen, T.I., 2007, Topographic slope as a proxy for seismic site conditions and amplification: *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 97, no. 5, p. 1379–1395.
133. Wald, D.J., V. Quitoriano, T.H. Heaton, and H. Kanamori Relationships between peak ground acceleration, peak ground velocity, and modified Mercalli intensity in California, *Earthq. Spectra*, 1999, 15. P. 557-564.
134. Wapenaar K. & Fokkema J. (2006) Green's Function Representations for Seismic Interferometry, *Geophysics*, 71, SI33-SI46.
135. Wiggins R. A. The general linear inverse problem: implication of surface wave sand free oscillations for earth strucmre 7 *Reviews of Geophysics and Space Physics*. 1972. Vol. 10. P. 251-285
136. Yokoi,T. and S.Margaryan (2008) Consistency the Spatial Autocorrelation method with Seismic Interferometry and its Consequence, *Geophys.Prospecting*, 56, 435-451.
137. Youngs R.R., S.-J. Chiou, W.J. Silva, and J.R. Humphrey (1997). Strong ground motion attenuation relation in the Cascadia Region, 68(1). P. 58-73.
138. Zhao, J.X., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T., Ogawa, H., Irikura, K., Thio, H.K., Somerville, P.G., Fukushima, Yasuhiro, and Fukushima, Yoshimitsu. (2006). Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period. *Bull. Seismol.Soc. Amer.* 96 , 898-913