

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского
Российской академии наук

Петухова София Максимовна

ВАРИАЦИИ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ КАРБОНАТНОГО
КОЛЛЕКТОРА ПРИ КВАЗИСТАЦИОНАРНОМ И СЕЙСМИЧЕСКОМ
ВОЗДЕЙСТВИИ (ПО ДАННЫМ ГФО «МИХНЕВО»)

Специальность 1.6.9 «Геофизика»

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
доктор геол.-мин. наук Э.М. Горбунова

Москва – 2023

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	4
ГЛАВА 1. ИЗУЧЕННОСТЬ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОТКЛИКОВ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННОГО КОЛЛЕКТОРА НА ДИНАМИЧЕСКОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ	10
1.1 Характеристика типов флюидонасыщенного коллектора	11
1.2 Режимы деформирования флюидонасыщенного коллектора	20
1.2.1 В квазистационарных условиях.....	20
1.2.2 При сейсмическом воздействии	27
1.3 Основные механизмы изменений фильтрационных свойств флюидонасыщенного коллектора	35
Выводы к Главе 1.....	41
ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ	43
2.1 Аппаратурно-измерительный комплекс.....	43
2.2 Выделение квазистационарных факторов	45
2.2.1 Атмосферное давление	45
2.2.2 Земные приливы	47
2.3 Оценка фоновых параметров флюидонасыщенного коллектора	49
2.4 Обработка гидрогеологических откликов коллектора на удаленные землетрясения.....	54
2.5 Теоретическая оценка порового давления флюидонасыщенного коллектора	60
Выводы к Главе 2.....	63

ГЛАВА 3. ИССЛЕДОВАНИЕ РЕЖИМА ДЕФОРМИРОВАНИЯ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННОГО КОЛЛЕКТОРА ПО ДАННЫМ ПРЕЦИЗИОННОГО МОНИТОРИНГА УРОВНЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД.....	64
3.1 Характеристика участка работ.....	64
3.2 Определение фоновых параметров флюидонасыщенного коллектора... ..	69
3.3 Реакция флюидонасыщенного коллектора на удаленные землетрясения.....	78
3.4 Гидрогеологические отклики на атмосферное возмущение, вызванное извержением вулкана Тонга	89
Выводы к Главе 3.....	98
ГЛАВА 4. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДИНАМИКИ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННОГО КОЛЛЕКТОРА	101
4.1 Определение относительной деформации коллектора.....	101
4.2 Анализ сейсмического воздействия удаленных землетрясений на фильтрационные свойства коллектора	110
4.3 Моделирование реакции коллектора на сейсмическое воздействие .	116
4.4 Модель реакции коллектора на квазистационарные факторы и сейсмическое воздействие	123
Выводы к Главе 4.....	127
Заключение	129
Список литературы	131
Приложение А	143
Приложение Б	156

Введение

Работа направлена на исследование вариаций фильтрационных свойств карбонатного коллектора при квазистационарном и сейсмическом воздействии по данным прецизионного мониторинга, проводимого на территории геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево» (ГФО «Михнево»).

Актуальность работы

Гидрогеологические отклики на экзогенное и эндогенное воздействие в условиях квазистационарного режима фильтрации могут рассматриваться в качестве индикатора динамического деформирования флюидонасыщенного коллектора и вариаций порового давления. Разнообразие регистрируемых гидрогеологических эффектов обусловлено разными режимами деформирования флюидонасыщенного коллектора и различиями в локальных геолого-структурных условиях. Значительная сложность заключается в разработке адекватных моделей, соответствующих различным механизмам реакции флюидонасыщенного коллектора на внешнее воздействие. Пороупругая реакция флюидонасыщенного коллектора на атмосферное давление и земные приливы проявляется в виде вариаций уровня подземных вод в длиннопериодном диапазоне, при прохождении сейсмических волн – в высокочастотной области. Необходимость разработки физических моделей реакции флюидонасыщенного коллектора на внешнее воздействие, а также дистанционных методов контроля массива горных пород определяет актуальность данной работы.

Для мониторинга фильтрационных свойств массива может быть использован «невозмущающий» метод оценки вариаций проницаемости коллектора по фазовым характеристикам приливного отклика скважин. Применение такого метода к анализу реакции системы «пласт-скважина» на квазистационарные факторы (атмосферное давление и земные приливы) позволяет оценить фоновые вариации фильтрационных свойств пласта. А исследование гидрогеологических откликов на эпизодическое воздействие (удаленные катастрофические землетрясения) позволяет обнаружить возможное изменение структуры трещинно-порового

пространства, которое может приводить к активизации природно-техногенных процессов. Использование прецизионного мониторинга уровня подземных вод в комплексе с развивающимися подходами и методами обработки экспериментальных данных позволяет выявить основные закономерности реакции флюидонасыщенного коллектора на квазистационарные факторы и сейсмическое воздействие.

Объект исследования – флюидонасыщенный коллектор трещинно-порового типа, который характеризуется изменением трещиноватости по глубине и находится в напорных и слабонапорных условиях.

Цель исследования – определение основных закономерностей реакции флюидонасыщенного коллектора на квазистационарные факторы и сейсмическое воздействие и разработка модели реакции карбонатного коллектора на экзогенное и эндогенное воздействия.

Основные задачи:

- актуализация сведений о влиянии экзогенных и эндогенных факторов на состояние флюидонасыщенных коллекторов по данным высокоточного гидрогеологического мониторинга;
- анализ методик, используемых для оценки фильтрационных свойств флюидонасыщенных коллекторов в массиве *in situ*;
- определение реакции неравномерно трещиноватого карбонатного коллектора на квазистационарные факторы – атмосферное давление и земные приливы по данным ГФО «Михнево»;
- исследование гидрогеологических откликов, зарегистрированных на территории ГФО «Михнево», при прохождении сейсмических волн от удаленных землетрясений;
- моделирование реакции карбонатного коллектора на сейсмическое воздействие.

Научная новизна и теоретическая значимость представленной работы заключается в:

- создании комплекса методов обработки гидрогеологических и барометрических данных, полученных на территории ГФО «Михнево», для оценки фильтрационных параметров флюидонасыщенных коллекторов;
- адаптации методик, обычно применяемых для обработки сейсмических данных, к анализу результатов гидрогеологического мониторинга;
- установлении закономерностей гидрогеологических откликов неравномерно трещиноватого карбонатного коллектора на квазистационарные факторы (земные приливы, атмосферное давление) и сейсмическое воздействие в напорных и слабонапорных условиях с учетом различий структурных и фильтрационных параметров;
- выявлении основных критериев, позволяющих прогнозировать реакцию коллектора на квазистационарное и сейсмическое воздействие;
- разработке модели реакции карбонатного коллектора на квазистационарное и сейсмическое воздействие.

Практическая значимость заключается в определении диапазонов вариаций проницаемости карбонатного коллектора в недренируемых условиях под влиянием квазистационарных факторов по данным многолетних наблюдений на территории ГФО «Михнево». Сопоставление результатов теоретических расчетов, выполненных по сейсмическим данным, с экспериментальными измерениями вариаций порового давления, зарегистрированными при прохождении сейсмических волн от удаленных землетрясений, позволяет определять коэффициенты нарушенности флюидонасыщенного коллектора. Полученные параметры свидетельствуют о пороупругом и неупругом деформировании неравномерно трещиноватого карбонатного коллектора; их рекомендуется учитывать при строительстве объектов повышенного уровня ответственности в сложных инженерно-геологических условиях. Определенные амплитуды косейсмических и постсейсмических эффектов, установленные на территории ГФО «Михнево» при сейсмическом воздействии, могут быть использованы для

разработки методики прогнозной оценки вариаций давления в флюидонасыщенных коллекторах и относительной деформации.

Основные методы исследования направлены на оценку фильтрационных свойств водовмещающих пород по реакции коллектора на атмосферное давление и земные приливы, определение параметров гидрогеологических откликов при прохождении сейсмических волн от удаленных землетрясений и моделирование реакции карбонатного коллектора на сейсмическое воздействие.

Защищаемые положения

1. Создан комплекс методов обработки измерений сейсмических, гидрогеологических и барометрических параметров, позволяющий оперативно оценивать фильтрационные свойства водонасыщенного коллектора.

2. Долговременные вариации проницаемости карбонатного коллектора, определяемые этим комплексом методов на территории ГФО «Михнево» на протяжении более 10 лет, для каждого из двух разновозрастных водоносных горизонтов не превышают порядка величины средней проницаемости данного горизонта.

3. В платформенных условиях косейсмические эффекты при прохождении сейсмических волн от удаленных землетрясений начинают проявляться в виде осцилляций порового давления при уровне относительной деформации карбонатного коллектора более $7 \cdot 10^{-9}$, сравнимой с деформацией от земных приливов.

4. Эмпирически установлен эффект постсейсмического увеличения порового давления карбонатного коллектора в напорных условиях при прохождении сейсмических волн с максимальным уровнем относительной деформации более $2.6 \cdot 10^{-7}$. Амплитуда увеличения порового давления определяется плотностью сейсмической энергии и зависит от локальных гидрогеологических условий и амплитудно-частотной характеристики системы «пласт-скважина».

Достоверность полученных результатов обеспечивается использованием апробированных измерительных методик, современными методами обработки больших массивов экспериментальных данных за многолетний период наблюдений 2010–2023 гг. на территории ГФО «Михнево» и сопоставлением полученных результатов с данными, опубликованными другими исследователями.

Личный вклад автора

Автор принимал участие в формировании базы данных и обработке гидрогеологических и барометрических данных, полученных на территории ГФО «Михнево» за период наблюдений 2010–2023 гг. Соискателем лично на основе барометрического и приливного анализа вариаций уровня подземных вод определены фоновые параметры флюидонасыщенного коллектора, исследовано влияние сейсмических волн от удаленных землетрясений на карбонатный коллектор. Результаты выполненных теоретических расчетов сопоставлены с экспериментально полученными данными. Предложена модель реакции карбонатного коллектора на квазистационарное и сейсмическое воздействия, построенная по данным ГФО «Михнево».

Апробация работы

Основные результаты исследований были представлены на российских и международных конференциях:

- 6-ая Международная научная конференция - школа молодых ученых «Физическое и математическое моделирование процессов в геосредах» (Москва, 2020);
- 64-ая Всероссийская научная конференция МФТИ (Москва, 2021);
- Международная конференция «Физическая мезомеханика. Материалы с многоуровневой иерархически организованной структурой и интеллектуальные производственные технологии» (Томск, 2021);
- VIII научно-техническая конференция «Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов» (Петропавловск-Камчатский, 2021);

- XXIII Уральская молодежная научная школа по геофизике (Екатеринбург, 2022);
- XIV Международная конференция молодых ученых и студентов «Современные техника и технологии в научных исследованиях» (Бишкек, 2022);
- 6-ая Международная конференция «Триггерные эффекты в геосистемах» (Москва, 2022).

По теме диссертации автором опубликовано 10 научных работ, в том числе 5 статей в рецензируемых журналах (входящих в перечень ВАК), 5 - в научных сборниках и трудах конференций.

Объем и структура работы: Диссертация состоит из введения, четырех глав, изложенных на 159 страницах, включая 77 рисунков, 11 таблиц, 2 приложения и список литературы из 110 наименований.

Благодарности. Автор выражает особую благодарность своему научному руководителю д.г.-м.н. Э.М. Горбуновой за чуткое руководство и помощь в выполнении работы, д.ф.-м.н., проф. Г.Г. Кочаряну за поддержку и корректировку курса научного исследования, к.ф.-м.н. А.Н. Бесединой за содействие и помощь в разработке методического аппарата. Автор признателен д.ф.-м.н. Б.А. Иванову, д.ф.-м.н. В.М. Овчинникову, д.ф.-м.н. А.А. Спиваку и к.ф.-м.н. А.А. Остапчуку за консультирование и ценные замечания на заключительном этапе исследования. Автор благодарит всех коллег, сотрудников лаборатории «деформационных процессов в земной коре» ИДГ РАН за поддержку и участие в обсуждениях в ходе выполнения работы, инженера Л.Д. Годунову – за помощь при редакции текста.

ГЛАВА 1. ИЗУЧЕННОСТЬ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОТКЛИКОВ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННОГО КОЛЛЕКТОРА НА ДИНАМИЧЕСКОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ

Различные гидрогеологические эффекты, вызванные землетрясениями, наблюдались с давних времен. Например, согласно летописям древнегреческого историка Фукидида, после землетрясения в Греции в заливе Малиакос в 426 г. до н.э. термальные источники пересохли на несколько дней. Другим примером является Лиссабонское землетрясение (1 ноября 1755 г.), которое вошло в список самых разрушительных землетрясений за историю человечества. Согласно записям, на территории Испании и Португалии на расстоянии 300–700 км от эпицентра уровень воды в колодцах поднимался до 3–5 м. Однако первые наблюдения имели лишь описательный характер.

Использование примитивных приборов ручных измерений уровня подземных вод в скважинах (хлопушек, мерных лент) и водопритоков (объемным методом) позволило перейти от качественного описания к количественным определениям. В середине прошлого столетия впервые были зарегистрированы гидрогеологические отклики на землетрясения (Киссин, 2009; Jeanne et al., 2021 и др.). На следующем этапе развития цифровой аппаратуры внедрение аналоговых датчиков уровня способствовало детализации результатов измерений. В частности, при катастрофическом землетрясении 27 марта 1964 г. с магнитудой 8.4 на Аляске во многих наблюдательных скважинах в США наряду с косейсмическими вариациями были зарегистрированы постсейсмические смещения уровня подземных вод (Vorhis, 1967).

На современном этапе исследований результаты прецизионного гидрогеологического мониторинга используются для: определения типа флюидонасыщенного коллектора (Rahi, Halihan, 2013), оценки фильтрационных параметров (Hsieh et al., 1987; Xue et al., 2013; Sun et al., 2018; Liao et al., 2021), исследования реакции флюидонасыщенного коллектора на динамическое воздействие (Cooper et al., 1965; Барабанов и др., 1988; Любушин и др., 1997; Lai et

al., 2013) и анализа изменений его свойств при прохождении сейсмических волн от землетрясений (Brodsky et al., 2003; Elkhoury et al., 2006). На основе ретроспективного анализа материалов выполняется разработка моделей и механизмов деформирования флюидонасыщенного коллектора (Wang, Manga, 2015; Shi et al., 2017; Xing et al., 2022 и др.), а также поиск и изучение предвестников землетрясений (Вартанян, 2002; Копылова, Болдина, 2019; King, Chia, 2017; Sun et al., 2017 и др.).

Вариации уровня подземных вод в недренируемых условиях рассматриваются в качестве индикатора динамического деформирования флюидонасыщенного коллектора и вариаций порового давления при воздействии экзогенных, эндогенных и техногенных факторов.

1.1 Характеристика типов флюидонасыщенного коллектора

Флюидонасыщенный коллектор – порода (грунт), трещинно-поровое пространство которой заполнено флюидом (вода, газ, нефть и т.д.). Преобладающий вид пустотности пород – пористость и трещиноватость определяет тип коллектора. Поровый коллектор представлен преимущественно дисперсными грунтами, обладающими физическими и физико-химическими структурными связями (связные грунты) или механическими (несвязные грунты). Наличие сообщающихся между собой пор в поровом коллекторе предопределяет фронтальное движение флюида. Свойства дисперсных грунтов зависят от размеров зерен, их формы, сортировки и укладки.

К трещинно-поровым коллекторам отнесены скальные грунты с преобладающим видом пустотности в виде трещиноватости. Движение флюида в пределах трещинно-порового коллектора неравномерное из-за неоднородной трещиноватости и разной степени открытости трещин. Различают трещиноватость непрерывную, прерывистую и разорванную, которая может быть системной, полигональной и хаотичной (Чернышев, 1983).

Проницаемость флюидонасыщенного коллектора – основное свойство, которое определяет движение флюида при перепаде давления. Проницаемость (k) определяется только геометрией порово-трещинного пространства и взаимосвязана с коэффициентом фильтрации (k_ϕ):

$$k = k_\phi \frac{\nu}{g}, \quad (1.1)$$

где ν – коэффициент кинематической вязкости, равный $1.308 \cdot 10^{-6}$ м²/с для пресной воды при температуре 10° С, g – ускорение свободного падения, 9.8 м²/с. Коэффициент фильтрации (k_ϕ) соответствует скорости фильтрации воды (V_ϕ) через грунт при градиенте напора (J), равном единице, и линейном законе фильтрации:

$$V_\phi = k_\phi J. \quad (1.2)$$

В соответствии с коэффициентом фильтрации скальные и дисперсные грунты классифицируются по водопроницаемости (таблица 1.1).

Таблица 1.1 – Характеристика фильтрационных свойств скальных и дисперсных грунтов

Коэффициент фильтрации k_ϕ , м/сут				
	$5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-1}$	3	30
Проницаемость k , м ²				
	$8 \cdot 10^{-15}$	$5 \cdot 10^{-13}$	$5 \cdot 10^{-12}$	$5 \cdot 10^{-11}$
водо- непроницаемый	слабо- водопроницаемый	водо- проницаемый	сильно- водопроницаемый	очень сильно- водопроницаемый

Среди трещинно-поровых коллекторов выделяются коллекторы трещинно-пластового и трещинно-жильного типов. Первые – приурочены к зоне экзогенного выветривания скальных пород, которые характеризуются относительно однородными фильтрационными свойствами, так как ограничены в подошве и кровле относительными водоупорами. Вторые – распространены в разломах и зонах их влияния.

Естественные запасы трещинно-жильных вод обводненных разломов невелики из-за незначительного объема пор-пустот. Но естественные ресурсы разломов могут быть значительными в пределах участков гидравлической взаимосвязи с трещинно-пластовыми, поровыми и поверхностными водами. Гидрогеологически активные разломы представляют собой дренирующие системы, через которые происходит транзит и разгрузка подземных и поверхностных вод.

В работе (Scibek, 2020) представлен обзор проницаемости разломов и вмещающей породы, определенной лабораторными методами на отобранных образцах (матричной) и непосредственно в массиве (объемной) с использованием различных методов (откачек, нагнетаний, трассеров, приливного анализа и др.), выполненный по состоянию до февраля 2020 г. по опубликованным статьям и интернет данным. Из 521 рассмотренных объектов автором этой статьи были отобраны 410, соответствующие критериям анализа проницаемости разломов, включающим информацию по строению и параметрам разлома, литологическому составу заполнителя и вмещающей породы, методам определения.

Для систематизации объектов выделены 5 основных категорий, к которым отнесены исследования состояния разломов в естественных (ненарушенных) условиях (1) и в зонах влияния геотермальных резервуаров (2), хранилищ радиоактивных отходов (3), водозаборов подземных вод (4), нефтяных резервуаров и инженерных сооружений (5). Результаты обработки материалов обзора по категориям объектов приведены в таблице 1.2.

Таблица 1.2 – Сводная выборка определения проницаемости разломов и вмещающих пород

Параметры	Ядро разлома		Зона трещиноватости		Вмещающая порода	
	матричная	объемная	матричная	объемная	матричная	объемная
1. Активные разломы						
количество	47	4	27	48	47	27
минимальное	$1 \cdot 10^{-21}$	$1 \cdot 10^{-17}$	$3 \cdot 10^{-20}$	$2 \cdot 10^{-19}$	$7.5 \cdot 10^{-21}$	$7 \cdot 10^{-20}$
максимальное	$1 \cdot 10^{-12}$	$1 \cdot 10^{-11}$	$1 \cdot 10^{-9}$	$5 \cdot 10^{-11}$	$1.5 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-12}$
среднее	$3.8 \cdot 10^{-14}$	$2.5 \cdot 10^{-12}$	$3.7 \cdot 10^{-11}$	$2.3 \cdot 10^{-12}$	$1 \cdot 10^{-13}$	$1.2 \cdot 10^{-13}$
<i>В зоне влияния:</i>						
2. геотермальных резервуаров						
количество	1	-	5	114	16	46
минимальное	$1 \cdot 10^{-15}$	-	$5 \cdot 10^{-17}$	$8 \cdot 10^{-18}$	$1 \cdot 10^{-23}$	$3 \cdot 10^{-19}$
максимальное	-	-	$3 \cdot 10^{-13}$	$1.7 \cdot 10^{-10}$	$1 \cdot 10^{-13}$	$1.4 \cdot 10^{-11}$
среднее	-	-	$1 \cdot 10^{-13}$	$2.9 \cdot 10^{-12}$	$6.4 \cdot 10^{-15}$	$3.1 \cdot 10^{-13}$
3. хранилищ радиоактивных отходов						
количество	7	5	6	55	14	55
минимальное	$1 \cdot 10^{-19}$	$5 \cdot 10^{-19}$	$1 \cdot 10^{-14}$	$3 \cdot 10^{-20}$	$1 \cdot 10^{-21}$	$1 \cdot 10^{-21}$
максимальное	$1 \cdot 10^{-12}$	$4 \cdot 10^{-12}$	$2.6 \cdot 10^{-12}$	$2.8 \cdot 10^{-11}$	$4 \cdot 10^{-13}$	$2.3 \cdot 10^{-11}$
среднее	$3.9 \cdot 10^{-13}$	$8 \cdot 10^{-13}$	$6.2 \cdot 10^{-13}$	$1.9 \cdot 10^{-12}$	$5.3 \cdot 10^{-14}$	$5.7 \cdot 10^{-13}$
4. водозаборов подземных вод						
количество	4	6	2	16	1	16
минимальное	$1 \cdot 10^{-16}$	$7 \cdot 10^{-18}$	$1.7 \cdot 10^{-15}$	$1 \cdot 10^{-16}$	$1 \cdot 10^{-12}$	$3 \cdot 10^{-17}$
максимальное	$1 \cdot 10^{-14}$	$3.5 \cdot 10^{-11}$	$2.5 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-09}$		$5 \cdot 10^{-11}$
среднее	$4.5 \cdot 10^{-15}$	$5.9 \cdot 10^{-12}$	$1.2 \cdot 10^{-12}$	$1.6 \cdot 10^{-10}$		$4.7 \cdot 10^{-12}$
5. нефтяных резервуаров и инженерных сооружений						
количество	37	11	23	59	48	52
минимальное	$9 \cdot 10^{-20}$	$2 \cdot 10^{-16}$	$1 \cdot 10^{-15}$	$5.9 \cdot 10^{-19}$	$7 \cdot 10^{-19}$	$2 \cdot 10^{-19}$
максимальное	$1 \cdot 10^{-11}$	$1 \cdot 10^{-13}$	$4.2 \cdot 10^{-11}$	$1 \cdot 10^{-10}$	$1.2 \cdot 10^{-10}$	$1 \cdot 10^{-11}$
среднее	$7.1 \cdot 10^{-13}$	$2.2 \cdot 10^{-14}$	$4.6 \cdot 10^{-12}$	$4.4 \cdot 10^{-12}$	$1.0 \cdot 10^{-11}$	$3 \cdot 10^{-13}$
По всем категориям						
количество	96	26	63	292	126	196
минимальное	$1 \cdot 10^{-21}$	$5 \cdot 10^{-19}$	$3 \cdot 10^{-20}$	$3 \cdot 10^{-20}$	$1 \cdot 10^{-23}$	$1 \cdot 10^{-21}$
максимальное	$1 \cdot 10^{-11}$	$3.5 \cdot 10^{-11}$	$1 \cdot 10^{-9}$	$2 \cdot 10^{-9}$	$1.19 \cdot 10^{-10}$	$5 \cdot 10^{-11}$
среднее	$3.2 \cdot 10^{-13}$	$1.9 \cdot 10^{-12}$	$1.8 \cdot 10^{-11}$	$1.1 \cdot 10^{-11}$	$4 \cdot 10^{-12}$	$7.2 \cdot 10^{-13}$

По результатам обобщения наибольшие диапазоны вариаций матричной проницаемости между минимальными и максимальными значениями достигают 10-13 порядков и зарегистрированы по лабораторным данным, которые исключают макроскопическую трещиноватость. Ядро разлома представлено слабоводопроницаемыми породами, среднее значение проницаемости составляет $3.2 \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$. Вмещающий массив представлен водопроницаемыми породами, проницаемость на порядок выше $4 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$. В зоне трещиноватости распространены сильноводопроницаемые грунты, проницаемость которых превышает $1.8 \cdot 10^{-11} \text{ м}^2$.

По данным оценки объемной проницаемости *in situ* (в массиве) диапазон вариаций значений изменяется на 8-11 порядков. Средние значения проницаемости ядра разломов и вмещающей породы не превышают $1.9 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$ и $7.2 \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$ и могут быть отнесены к водопроницаемым грунтам. В зоне трещиноватости развиты сильноводопроницаемые породы, проницаемость возрастает до $1.1 \cdot 10^{-11} \text{ м}^2$.

В пределах первой категории объектов – активных разломов зависимость между проницаемостью, определенной в ядре разлома, от значений, полученных в зоне трещиноватости и вмещающей породе, не прослеживается. Трещинно-жильные воды в зонах разломов приурочены к системам водопроводящих трещин, которые характеризуются контрастными изменениями сечений и контролируют неравномерное изменение проницаемости и водопроводимости по простиранию и падению гидрогеологических структур.

Для четвертой категории объектов – в пределах водозаборов выделяется зависимость между объемной проницаемостью, определенной в зоне трещиноватости, от значений, полученных во вмещающем массиве, с относительно высоким коэффициентом детерминации 0.8 (рисунок 1.1а). Основные ресурсы трещинно-жильных вод формируются в результате дренирования трещинно-пластовых вод. Поэтому зависимость объемной проницаемости зоны трещиноватости, учитывающей наличие магистральных гидрогеологически активных трещин, от значений вмещающего массива относительно устойчива. Подобная зависимость с меньшими коэффициентами детерминации

выдерживается для геотермальных источников (рисунок 1.1б) и инженерных сооружений (категории 2 и 5 соответственно).

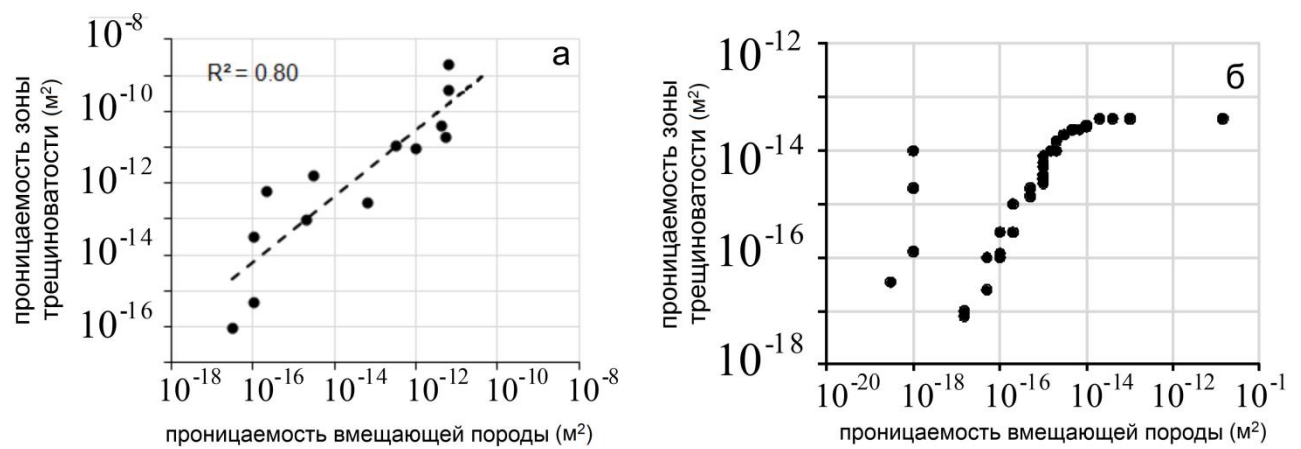


Рисунок 1.1 – Зависимость объемной проницаемости зоны трещиноватости от значений проницаемости вмещающей породы для категорий 4 (а) и 2, 5 (б)

При систематизации данных по типам коллекторов и водовмещающих пород (таблица 1.3) отмечено, что матричная проницаемость порового коллектора, представленного глиной (дисперсным связным грунтом), характеризуется минимальным средним значением вмещающей породы $1.3 \cdot 10^{-16} \text{ м}^2$ по сравнению с другими типами пород и относится к водонепроницаемому грунту (водоупору). В ядре разлома и зоне трещиноватости глина слабоводопроницаемая, значение составляет $(1.1\text{--}5.2) \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$.

Таблица 1.3 – Сводная выборка определения проницаемости по типам коллекторов и пород

Параметры	<i>Ядро разлома</i>		<i>Зона трещиноватости</i>		<i>Вмещающая порода</i>	
	матричная	объемная	матричная	объемная	матричная	объемная
1. Поровый коллектор						
1.1. Дисперсный связный грунт (глины)						
количество	1	2	5	13	12	9
минимальное	$1 \cdot 10^{-21}$	$5 \cdot 10^{-19}$	$7 \cdot 10^{-18}$	$3 \cdot 10^{-20}$	$1 \cdot 10^{-21}$	$1 \cdot 10^{-21}$
максимальное	$1 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-16}$	$2 \cdot 10^{-12}$	$2.4 \cdot 10^{-12}$	$5 \cdot 10^{-16}$	$2 \cdot 10^{-15}$
среднее	$1.1 \cdot 10^{-13}$	$1 \cdot 10^{-16}$	$5.2 \cdot 10^{-13}$	$2.5 \cdot 10^{-13}$	$1.3 \cdot 10^{-16}$	$3.4 \cdot 10^{-16}$
1.2. Скальный осадочный грунт (песчаники)						
количество	34	7	21	18	48	19
минимальное	$2 \cdot 10^{-18}$	$1 \cdot 10^{-16}$	$1.13 \cdot 10^{-15}$	$9 \cdot 10^{-16}$	$1 \cdot 10^{-19}$	$4 \cdot 10^{-16}$
максимальное	$1 \cdot 10^{-11}$	$1.7 \cdot 10^{-13}$	$2 \cdot 10^{-11}$	$1 \cdot 10^{-11}$	$7 \cdot 10^{-11}$	$5 \cdot 10^{-11}$
среднее	$7.1 \cdot 10^{-13}$	$5.3 \cdot 10^{-14}$	$3.0 \cdot 10^{-12}$	$7 \cdot 10^{-12}$	$7.7 \cdot 10^{-12}$	$3.6 \cdot 10^{-12}$
2. Трещинно-поровый коллектор (скальные грунты)						
2.1. Осадочные породы (карбонаты)						
количество	11	6	8	21	12	15
минимальное	$9 \cdot 10^{-20}$	$6 \cdot 10^{-15}$	$1.7 \cdot 10^{-15}$	$1 \cdot 10^{-14}$	$7 \cdot 10^{-19}$	$2 \cdot 10^{-16}$
максимальное	$1.3 \cdot 10^{-12}$	$3.5 \cdot 10^{-11}$	$4.16 \cdot 10^{-11}$	$2 \cdot 10^{-9}$	$1.19 \cdot 10^{-10}$	$6 \cdot 10^{-12}$
среднее	$1.7 \cdot 10^{-13}$	$7.5 \cdot 10^{-12}$	$5.6 \cdot 10^{-12}$	$1.2 \cdot 10^{-10}$	$1.1 \cdot 10^{-11}$	$1.2 \cdot 10^{-12}$
2.2. Магматические породы						
2.2.1. Интрузивные (граниты)						
количество	17	8	15	97	23	68
минимальное	$1 \cdot 10^{-20}$	$3 \cdot 10^{-18}$	$1.8 \cdot 10^{-19}$	$2 \cdot 10^{-19}$	$1 \cdot 10^{-23}$	$1.6 \cdot 10^{-19}$
максимальное	$2 \cdot 10^{-12}$	$4 \cdot 10^{-12}$	$1 \cdot 10^{-09}$	$1.7 \cdot 10^{-10}$	$1 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-12}$
среднее	$2.2 \cdot 10^{-13}$	$5 \cdot 10^{-13}$	$6.7 \cdot 10^{-11}$	$4.2 \cdot 10^{-12}$	$4.4 \cdot 10^{-14}$	$3.7 \cdot 10^{-14}$
2.2.2. Эффузивные породы (вулканические)						
количество	3	-	3	48	8	24
минимальное	$1 \cdot 10^{-17}$	-	$1 \cdot 10^{-15}$	$2 \cdot 10^{-15}$	$3 \cdot 10^{-18}$	$1 \cdot 10^{-16}$
максимальное	$7 \cdot 10^{-14}$	-	$1 \cdot 10^{-13}$	$1 \cdot 10^{-10}$	$5 \cdot 10^{-16}$	$1.4 \cdot 10^{-11}$
среднее	$2.4 \cdot 10^{-14}$	-	$3.5 \cdot 10^{-14}$	$2.5 \cdot 10^{-12}$	$1.1 \cdot 10^{-16}$	$5.9 \cdot 10^{-13}$
2.3. Метаморфические породы						
количество	20	3	6	82	18	54
минимальное	$7 \cdot 10^{-20}$	$1 \cdot 10^{-17}$	$3 \cdot 10^{-20}$	$2.5 \cdot 10^{-19}$	$5 \cdot 10^{-22}$	$1 \cdot 10^{-20}$
максимальное	$1 \cdot 10^{-13}$	$1 \cdot 10^{-14}$	$1 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-11}$	$2 \cdot 10^{-16}$	$5 \cdot 10^{-12}$
среднее	$7.9 \cdot 10^{-15}$	$5.8 \cdot 10^{-15}$	$1.7 \cdot 10^{-13}$	$1.2 \cdot 10^{-12}$	$4 \cdot 10^{-17}$	$1 \cdot 10^{-13}$

Поровый коллектор, сложенный песчаником, сильноводопроницаемый, средние значения матричной и объемной проницаемости вмещающей породы

достигают $(3.6-7.7) \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$. В ядре разлома и зоне трещиноватости проницаемость песчаника изменяется от $(0.5-7.15) \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$ до $3 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$, грунт слабоводопроницаемый и водопроницаемый.

Среди коллекторов трещинно-порового типа к водопроницаемым и сильноводопроницаемым отнесены карбонаты (осадочные), матричная и объемная проницаемость вмещающих пород составляет $(1.2-10.6) \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$. В зоне трещиноватости карбонатов проницаемость возрастает до $1.2 \cdot 10^{-10} \text{ м}^2$. В ядре разлома, сложенном раздробленным тонкодисперсным слабоводопроницаемым материалом, проницаемость уменьшается до $1.7 \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$.

Метаморфические породы отнесены к слабоводопроницаемым и водонепроницаемым трещинно-поровым коллекторам. Средние значения матричной и объемной проницаемости вмещающих пород не превышают $4 \cdot 10^{-17}$ и $1 \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$, в ядре разлома составляют $7.9 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. В зоне трещиноватости распространены водопроницаемые породы, объемная проницаемость увеличивается до $1.2 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$.

Магматические породы занимают промежуточное положение по фильтрационным параметрам. Вмещающие интрузивные породы слабоводопроницаемые, в зоне трещиноватости – сильно- и очень сильноводопроницаемые. В ядре разлома, заполненном преимущественно рассланцованным, перетертым материалом, породы слабоводопроницаемые и водопроницаемые. Эффузивные (изверженные) образования представлены водопроницаемыми породами, объемная проницаемость вмещающих пород и в зоне трещиноватости не превышает $(0.6-2.5) \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$.

Устойчивая зависимость объемной проницаемости зоны трещиноватости от значений вмещающей среды прослежены для коллекторов, характеризующихся контрастными фильтрационными свойствами. Коэффициент детерминации для непроницаемого порового коллектора, сложенного глинами, достигает 0.9 (рисунок 1.2а), для трещинно-порового, представленного сильноводопроницаемыми карбонатами, составляет 0.8 (рисунок 1.2б).

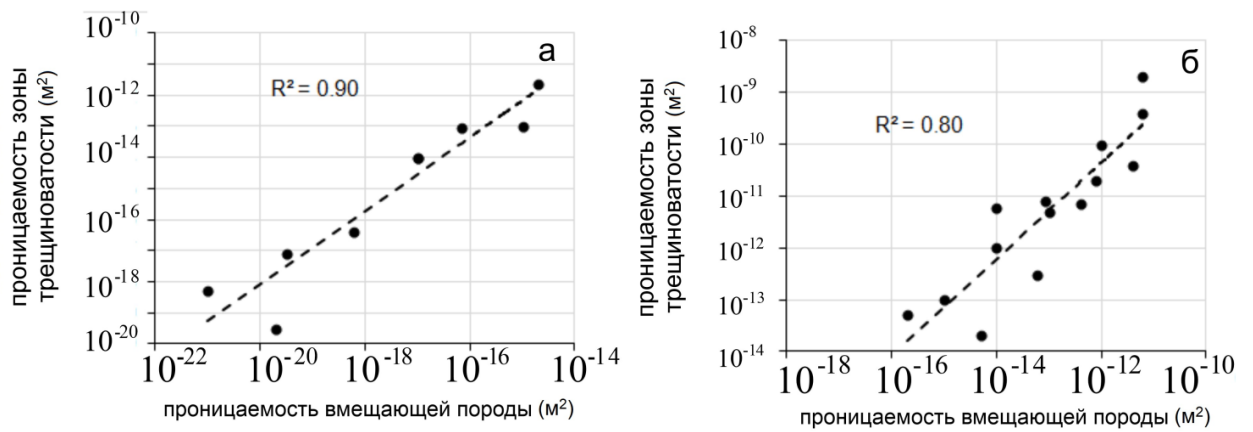


Рисунок 1.2 – Зависимость объемной проницаемости зоны трещиноватости от значений проницаемости вмещающей породы для порового коллектора – глин (а) и трещинно-порового – карбонатов (б)

При систематизации данных по расположению объектов, в пределах которых проводилось определение проницаемости разломов, зон влияния и вмещающих пород, наиболее представительные выборки получены в США (на 83 объектах) и Японии (на 51 объекте) по сравнению с остальными 52 регионами. Для систем разломов, приуроченных к Североамериканскому континенту, прослеживается зависимость матричной проницаемости зоны трещиноватости от значений вмещающих пород (рисунок 1.3а). Для разломов Японии выделяется зависимость матричной проницаемости ядра разлома от значений вмещающих пород (рисунок 1.3б).

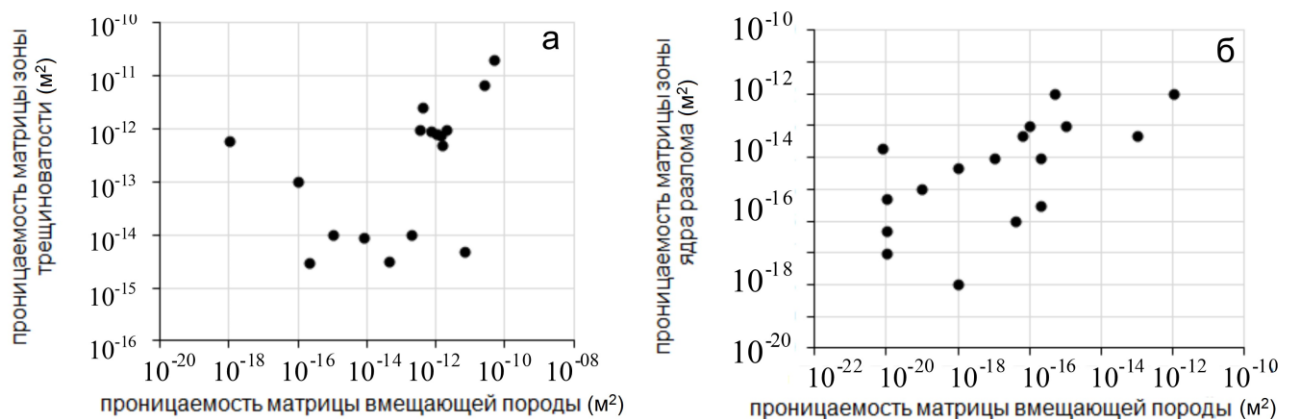


Рисунок 1.3 – Зависимость матричной проницаемости зоны трещиноватости от значений проницаемости вмещающей породы для систем разломов США (а) и ядра разломов, выделенных в Японии, от значений проницаемости вмещающей породы (б)

В составе базы данных (Scibek, 2020) представлены 8 участков определения проницаемости разломов по приливному анализу (Xue et al., 2013; 2016 и др.): в США – 6, Китае – 1 и Сальвадоре – 1 по состоянию на февраль 2020 г. За прошедший период 2020-2023 гг. эти данные могут быть дополнены результатами исследований, выполненных в разных регионах (Liao et al., 2021 и др., см. раздел 1.2.1 ниже).

1.2 Режимы деформирования флюидонасыщенного коллектора

Вариации уровня подземных вод в недренируемых условиях могут быть связаны с динамическим деформированием флюидонасыщенного коллектора под влиянием различных факторов. Среди ведущих факторов выделяются три группы: эндогенные (внутренние), экзогенные (внешние) и техногенные, связанные с хозяйственной деятельностью человека. По длительности воздействия факторы также можно разделить на квазистационарные (атмосферное давление, земные приливы) и эпизодические (землетрясения, извержения вулканов, ураганы и т.п.).

1.2.1 В квазистационарных условиях

Зависимость вариаций уровня подземных вод от влияния квазистационарных факторов может быть представлена в виде (Matsumoto, 1992; Matsumoto et al., 2003; He et al., 2016):

$$U = U_o + P + T + \varepsilon, \quad (1.3)$$

где U — измеренный уровень, мм; U_o — реальное значение уровня, мм; P — влияние атмосферного давления, мм; T — влияние земных приливов, мм; ε - шум измерений, предполагается как белый шум Гаусса, среднее значение которого равно нулю с дисперсией σ^2 .

Атмосферное давление и земные приливы могут быть представлены в виде:

$$P = k_P P_P + b_P, \quad (1.4)$$

$$T = k_T T_T + b_T, \quad (1.5)$$

где k_p – коэффициент отклика на атмосферное давление; P_p – наблюдаемое значение атмосферного давления; k_T – коэффициент приливной реакции Земли; T_T – теоретическое значение объемной приливной деформации; b_p и b_T – константы.

На рисунке 1.4 схематично представлен механизм пороупругой реакции флюидонасыщенного коллектора на вариации атмосферного давления и земных приливов.

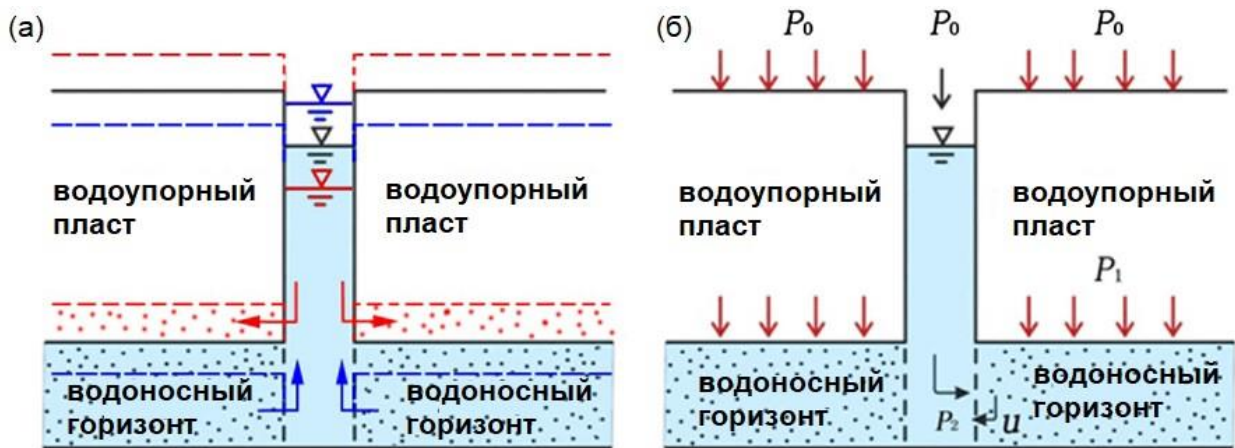


Рисунок 1.4 – Влияние земных приливов (а) и атмосферного давления (б) на флюидонасыщенный коллектор (He et al., 2016) (красным цветом показано расширение водоносного горизонта и соответствующее снижение уровня, синим – сжатие и подъем уровня; P_0 – атмосферное давление, P_1 – измененное давление, действующее на кровлю горизонта, P_2 – измененное давление в стволе скважины, P_3 – давление, влияющее на рабочую часть ствола скважины, преобразованное по соотношению между P_1 и P_2)

Влияние атмосферного давления через толщу пород, залегающих в кровле водоносного горизонта, передается на поровую воду и матрицу (скелет) водовмещающих пород. Также атмосферное давление оказывает влияние на зеркало (столб воды) в открытой скважине. Результирующий перепад давления в открытой (рабочей) части ствола скважины зависит от распределения влияния атмосферного давления (нагрузки) на поровую воду и матрицу, на вышезалегающие горизонты, от параметров скважины (диаметр и интервал рабочей части фильтра) и проявляется в виде асинхронных вариаций уровня подземных вод.

Степень влияния атмосферного давления на флюидонасыщенный коллектор характеризуется коэффициентом барометрической эффективности коллектора (BE) (Clark, 1967), который определяет реакцию подземных вод на колебания атмосферного давления. Для оценки коэффициента барометрической эффективности наряду с регрессионным анализом применяют различные методы, к которым относится Фурье анализ, аналитическое и численное моделирование и другие (Turnadge et al., 2019).

Барометрическая эффективность рассчитывается по отношению мгновенного изменения давления подземных вод (P_w) к изменению барометрического давления у поверхности земли (P_b):

$$BE = 1 - \frac{P_w}{P_b} \approx 1 - \frac{\Delta w}{\Delta b}. \quad (1.6)$$

Значение коэффициента барометрической эффективности можно использовать для оценки сжимаемости матрицы (C_M) при известном коэффициенте сжимаемости поровой воды (C_W), который составляет $4.58 \cdot 10^{-10}/\text{Па}$ для пресной воды, используя соотношение, предложенное в работе (Jacob, 1940):

$$BE = 1 - \frac{C_M}{C_M + nC_W}, \quad (1.7)$$

где n – эффективная пористость. Тогда сжимаемость матрицы (C_M) можно выразить в виде:

$$C_M = \frac{nC_W(1 - BE)}{BE}. \quad (1.8)$$

Барометрическая эффективность позволяет определить не только условия залегания флюидонасыщенного коллектора, но оценить и упругость водовмещающих пород (S_S):

$$S_S = \frac{\rho_w g n C_W}{BE}, \quad (1.9)$$

где ρ_w – плотность воды, 1000 кг/м^3 ; g – ускорение свободного падения, 9.8 м/с^2 .

В уравнении (1.9) отсутствует сжимаемость матрицы (C_M) в соответствии с предположением об отсутствии сжимаемости для консолидированных пород.

Реакция напорных горизонтов на изменение атмосферного давления (Bredehoeft, 1967; Bower, Heaton, 1978; Erskine, 1991 и др.) отличается от реакции слабонапорных и безнапорных условиях (Rojstaczer, 1988; Rojstaczer, Riley, 1990; Quilty, Roeloffs, 1991). Как правило, барометрическая эффективность безнапорных и слабонапорных водоносных горизонтов больше и может проявляться с запаздыванием (Rasmussen, 1997).

Влияние земных приливов на флюидонасыщенный коллектор в виде периодических гармонических колебаний уровня подземных вод впервые отмечено в работе (Meinzer, 1939). Земные приливы вызывают упругую деформацию скелета водовмещающих пород, которая выражается в вариациях порового давления и регистрируется в изменениях уровня. Теоретические основы расчетов земных приливов и результаты экспериментальных исследований приведены в работе П. Мельхиора (Melchior, 1966).

Впервые детальный анализ влияния приливов на вариации подземных вод представлен в работе (Bredehoeft, 1967). В работе (Hsieh et al., 1987) изложено аналитическое решение уравнения потока жидкости в напорном водоносном горизонте для оценки фазового сдвига (запаздывания) между приливными волнами, выделенными в смещении и уровне подземных вод.

Гармонические колебания давления и уровня воды в скважине можно описать уравнениями:

$$h = h_0 \exp(i\omega t), \quad (1.10)$$

$$x = x_0 \exp(i\omega t), \quad (1.11)$$

где h – вариации напора в флюидонасыщенном пласте, x – вариации уровня воды в скважине, h_0 – комплексная амплитуда изменений напора, x_0 – комплексная амплитуда смещений уровня воды, $i = \sqrt{-1}$ – мнимая единица, t – время, $\omega = 2\pi/\tau$ – частота колебаний, с^{-1} , τ – период колебаний (рисунок 1.5).



Рисунок 1.5 – Схема скважины, пробуренной в напорный водоносный горизонт в соответствии с моделью (Hsieh et al., 1987) (h_f (м) - вариации напора, s (м) - снижение; r_w (м) – радиус рабочей части скважины; r_c (м) – внутренний радиус обсадной колонны скважины)

Амплитудный отклик (отношение уровня воды к напору) и фазовый сдвиг (запаздывание между уровнем и напором) определяются как:

$$A = x_0/h_0, \quad (1.12)$$

$$\eta = \arg(x_0/h_0). \quad (1.13)$$

Оценка фильтрационных параметров по фазовому сдвигу применима преимущественно для напорных горизонтов. В работе (Wang et al., 2018) была предложена расширенная модель, учитывающая гидравлическую взаимосвязь между водоносным горизонтом и вышележающим водоупором. В модели наряду с горизонтальным движением воды рассматривается вертикальный переток (рисунок 1.6).

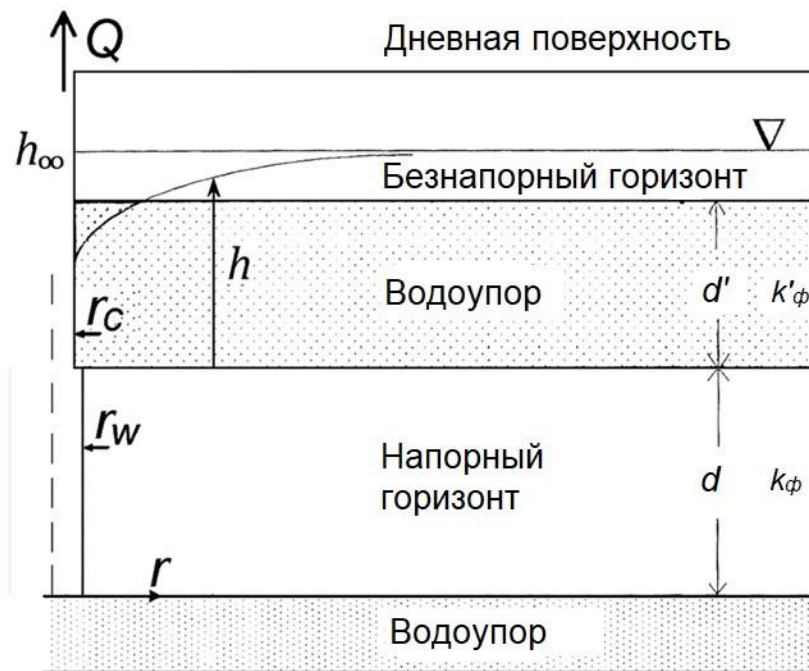


Рисунок 1.6 – Классическая модель Хантуша в дренируемом водоносном горизонте (Wang et al., 2018). Вертикальная пунктирная линия слева показывает положение оси скважины при $r = 0$; мощность (d) и коэффициент фильтрации (k_ϕ) водоносного горизонта определяют водопроницаемость $T = dk_\phi$; эквивалентная мощность (d') и вертикальный коэффициент фильтрации водоупора (k_ϕ')

Модель представлена водоносным горизонтом, перекрытым слабопроницаемым водоупором, выше которого распространен безнапорный водоносный горизонт. Предполагая, что водоносный горизонт, протяженный по латерали, и что поток из слабопроницаемого водоупора вертикальный, можно оценить поток из слабонапорного горизонта, вызванный земными приливами, используя следующее уравнение:

$$T \left[\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} \right] - \frac{k_\phi'}{d'} h = S \left(\frac{\partial h}{\partial t} - \frac{BK_u}{\rho g} \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} \right), \quad (1.14)$$

где h (м) – гидравлический напор в водоносном горизонте над кровлей водоносного горизонта, r (м) – расстояние от наблюдательной скважины, T ($\text{м}^2/\text{с}$) – водопроницаемость и S – упругая емкость пласта; ε – приливная объемная деформация водоносного горизонта (сжатие принимается положительным), B – коэффициент Скемптона и K_u (Па) – недренированный модуль объемного сжатия

водоносного горизонта; k_{ϕ}' (м/с) и d' (м) – вертикальный коэффициент фильтрации и мощность водоупора соответственно.

Представленная модель Хантуша отличается от классической модели (Hsieh et al., 1987) наличием вертикального перетока - $k_{\phi}' h / d'$ (м/с), который может рассматриваться математически как объемный источник для водоносного горизонта небольшой мощности, перекрытого водоупором слабопроницаемым. Предполагается, что водоупор несжимаем, вертикальный переток через него возможен через вертикальные трещины. Верхний безнапорный водоносный пласт сильнопроницаемый.

Граничные условия записываются в следующем виде:

$$h(r, t) = h_{\infty}(t) \text{ при } r = \infty, \quad (1.15)$$

$$h(r, t) = h_w(t) \text{ при } r = r_w, \quad (1.16)$$

$$2\pi r_w T (\partial h / \partial r)_{r=r_w} = \pi r_w^2 (\partial h_w / \partial t), \quad (1.17)$$

где h_w (м) = $h_{w,o} e^{i\omega t}$ – периодический уровень воды в скважине с комплексной амплитудой $h_{w,o}$ (м); ω (с⁻¹) = $2\pi/\tau$ - угловая частота; τ (с) – период приливных колебаний.

Для условий слабонапорного водоносного горизонта при наличии слабопроницаемого водоупора амплитуда отклика на приливы (A) может быть выражена как:

$$A = \left| h_{w,o} / \left(\frac{BK_u \varepsilon_0}{\rho g} \right) \right|. \quad (1.18)$$

Фазовый сдвиг (η) определяется по соотношению:

$$\eta = \arg \left| h_{w,o} / \left(\frac{BK_u \varepsilon_0}{\rho g} \right) \right|, \quad (1.19)$$

где $\eta = \arg(z)$ — аргумент комплексного числа z .

На данный момент существует множество аналитических решений, основанных на концепциях, которые позволяют производить расчет фильтрационных параметров коллектора с учетом приливных деформаций (Cuttillo, Bredehoeft, 2011; Rau et al., 2020; Wang, Manga, 2021 и др.). Однако, существующие

аналитические модели ограничены в применении как к безнапорным, так и к слабонапорным горизонтам.

1.2.2 При сейсмическом воздействии

Теоретические основы реакции флюидонасыщенных коллекторов на сейсмическое воздействие представлены в работе (Cooper et al., 1965), в которой рассматривается модель однородного водоносного горизонта мощностью d , вскрытого скважиной (рисунок 1.7).

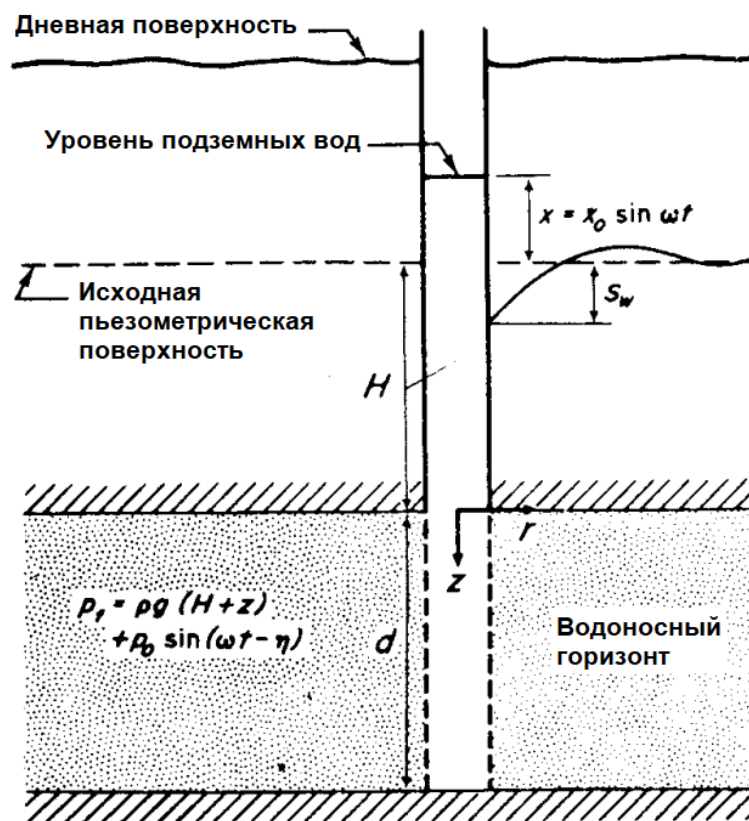


Рисунок 1.7 – Схема изменений уровня, вызванная вариацией давления при сейсмическом воздействии (Cooper et al., 1965)

Предполагается, что вариации уровня воды (x) в скважине описываются уравнением:

$$x = x_0 \sin \omega t, \quad (1.20)$$

где ω - вертикальная компонента смещения грунта в волне Рэлея, и соответствуют изменению давления (p_f) при прохождении сейсмических волн в соответствии с уравнением:

$$p_f = \rho g(H + z) + p_0 \sin(\omega t - \eta), \quad (1.21)$$

где p_0 – амплитуда вариаций давления уровня воды, η – фазовый сдвиг (рад), z – глубина ниже забоя (дна) скважины (м).

В *ближней зоне*, сопоставимой с длиной разлома (L) (Wang, Manga, 2010), в области статических напряжений необратимое деформирование флюидонасыщенного коллектора трещинно-порового типа проявляется в виде продолжительных постсейсмических вариаций уровня подземных вод.

Флюидонасыщенный коллектор, представленный дисперсными несвязными грунтами, может переходить в состояние разжижения (текучее, плавунное) при интенсивном сейсмическом воздействии, включающем стадии разрушения структурных связей, течения и последующего уплотнения грунта.

В зонах разломов наблюдаются устойчивые постсейсмические изменения уровня, вызванные статическими деформациями. Амплитуда этих ступенеобразных изменений может составлять несколько десятков сантиметров (рисунок 1.8) (Lai et al., 2011).

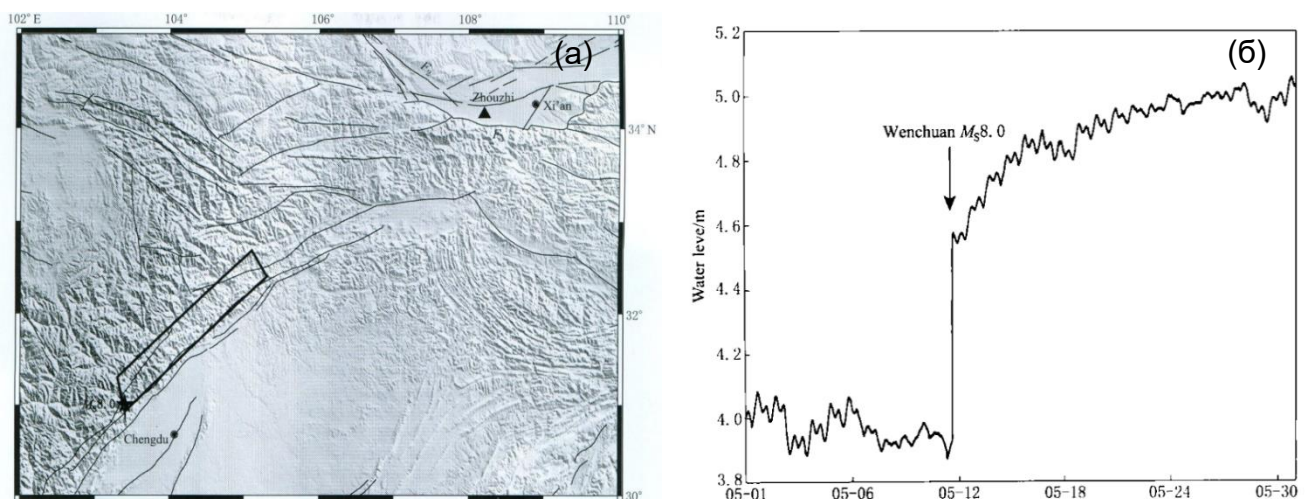


Рисунок 1.8 – Схема расположения эпицентра землетрясения Вэнчуань 12.05.2008 г. М 8.0 (а) и косейсмического изменения уровня в скважине (б) (эпицентр землетрясения обозначен звездой, область разрушения – прямоугольником) по данным (Lai et al., 2011)

Непосредственно в массиве горных пород, в подземных лабораториях зарегистрированы единичные отклики на землетрясения. Например, в окрестностях подземной лаборатории Gran Sasso центральной Италии в горизонтальных скважинах, вскрывающих региональный разлом, прослежены отклики на два землетрясения $M 6.0$ и $M 6.5$, произошедшие 24.08.2016 г. и 30.10.2016 г. на расстоянии 39 и 57 км. Вариации давления составили 0.18-0.22 МПа при максимальной скорости смещения грунта по вертикальной компоненте 54 мм/с (рисунок 1.9) (De Luca et al., 2018).

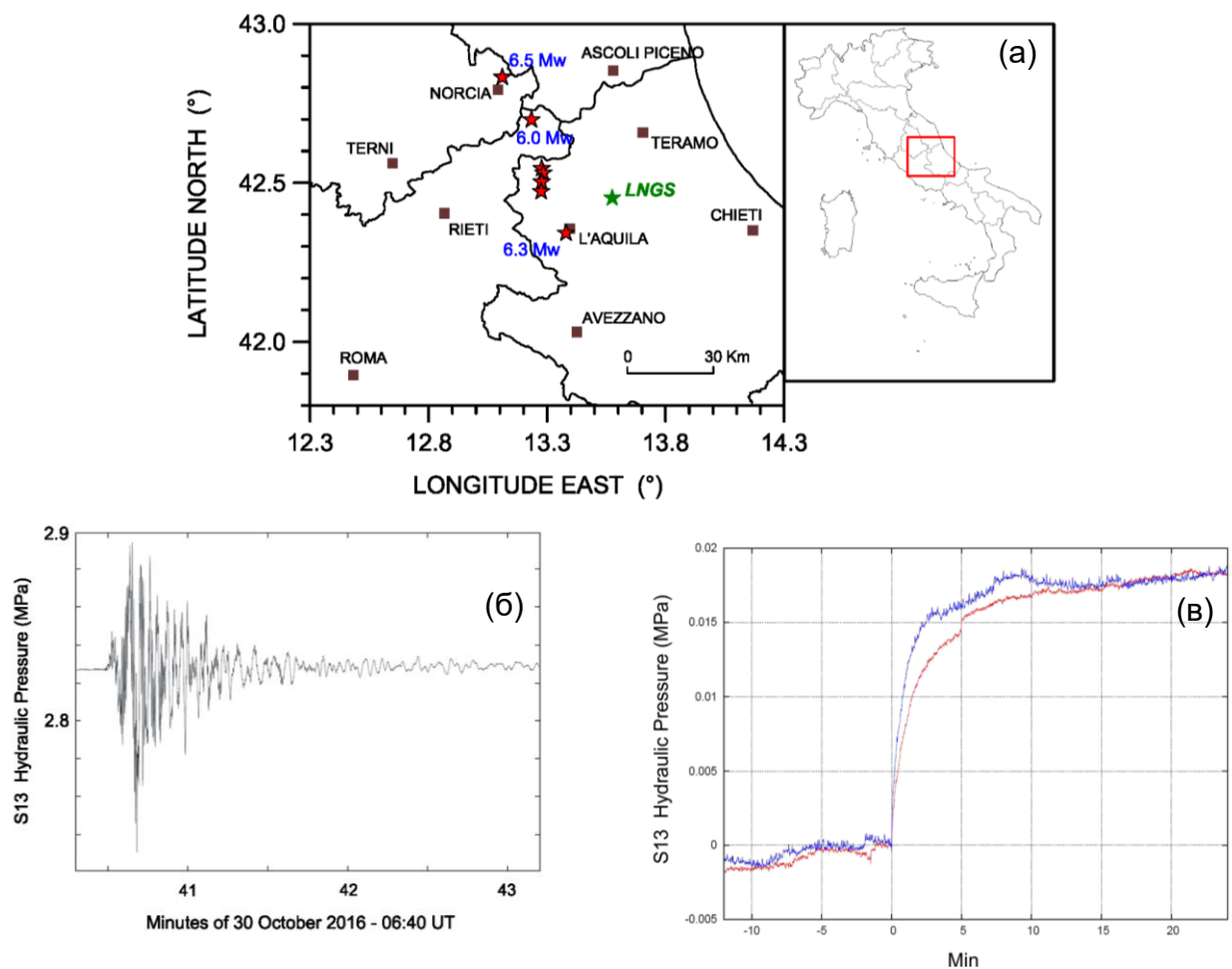


Рисунок 1.9 – Карта расположения основных землетрясений за период август 2016 г. - январь 2017 г. (а); график вариаций давления в скважине S13 при землетрясении 30.10.2016 г. $M 6.5$ (б); совмещенные графики изменения давления в скважине S13 при землетрясениях 24.08.2016 г. $M 6.0$ и 30.10.2016 г. $M 6.5$ (синяя линия) (в) (на карте Национальная лаборатория Гран-Сассо обозначена зеленой звездочкой, эпицентры землетрясений – красными) по данным (De Luca et al., 2018)

На увеличение проницаемости при сейсмическом воздействии обращено внимание в работах (Rojstaczer et al., 1992; Rojstaczer et al., 1995). Результаты долговременных наблюдений за изменением проницаемости при сейсмическом воздействии представлены в работе (Elkhoury et al., 2006). Авторы проанализировали записи 20-летних гидрогеологических наблюдений и рассчитали изменение проницаемости на основании фазовых сдвигов, отметив при этом произошедшие за рассматриваемый период землетрясения. Полученные результаты показали, что землетрясения могут вызывать увеличение проницаемости водоносного горизонта в 2–3 раза.

Однако в результате сейсмического воздействия отмечено не только увеличение проницаемости пласта, но и уменьшение. При регистрации уровня подземных вод в сети наблюдательных скважин, расположенных в ближней зоне эпицентра землетрясения в Новой Зеландии 2010 г, М 7.1 в большинстве скважин наблюдалось постсейсмическое повышение уровня воды, вероятно, обусловленное снижением проницаемости водоносного горизонта (Rutter et al., 2016). Авторы статьи предполагают, что снижение проницаемости может быть связано с насыщением прослоев гравия мелкодисперсными частицами.

В *промежуточной зоне*, которая определяется эпицентральной дистанцией, составляющим от 1 до 10 длин разлома, и *дальней*, на эпицентральных расстояниях более 10 длин разлома, гидрогеологические отклики в флюидонасыщенных коллекторах изменяются в широких пределах от первых сантиметров до десятков (Shi et al., 2014; Lee et al., 2012; Shibata et al., 2020; Liu et al., 2023). Например, при землетрясении Вэнчуань 12.05.2008 г. на расстоянии ~2000 км в 80 скважинах, расположенных на острове Тайвань, зарегистрированы гидрогеологические отклики в виде снижения уровня на 40 см и подъема на 23 см (рисунок 1.10). В ряде наблюдательных скважин были прослежены постсейсмические эффекты, которые проявились с запаздыванием через 7-20 минут после прохождения группы поверхностных волн от землетрясения.

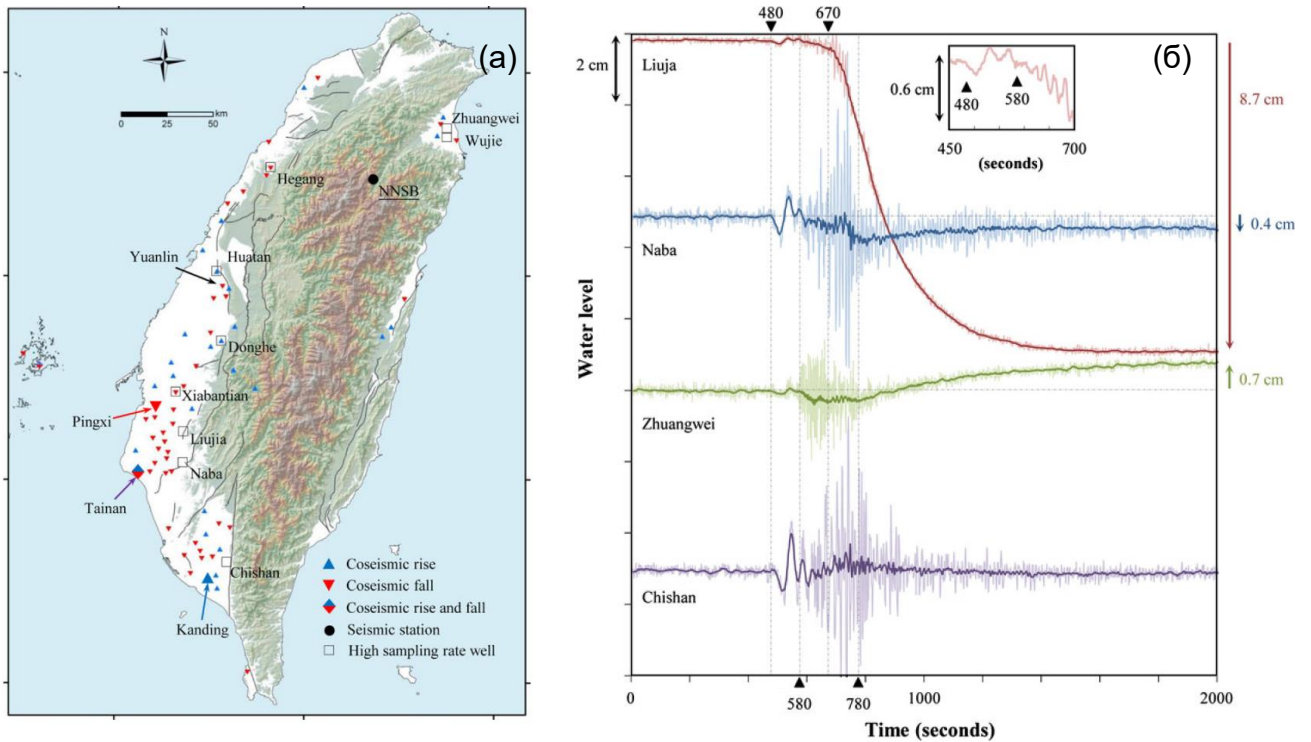


Рисунок 1.10 – Схема расположения наблюдательных скважин на острове Тайвань (а) и косейсмические эффекты, зарегистрированные при частоте опроса 1 Гц в наблюдательных скважинах при землетрясении Вэнчуань 12.05.2008 М 8.0 (б) по данным (Lee et al., 2012)

При землетрясении в Пакистане 24.09.2013 г. М 7.7 в скважинах, расположенных на эпицентральных расстояниях ~ 3000 км в Израиле, прослежены различные косейсмические эффекты. В скважине Gome 1 глубиной 350 м, пройденной на расстоянии 80 м от основного разлома в интенсивно трещиноватых песчаниках, установлено постсейсмическое уменьшение порового давления на 2.8 гПа. В скважине Meizar 1 глубиной 1.25 км, вскрывшей доломиты с прослоями глин, мергеля, отмечено увеличение порового давления на 1.2 гПа (рисунок 1.11) (Shalev et al., 2021). Высказано предположение, что уменьшение порового давления связано с увеличением трещиноватости водовмещающих пород, увеличение — обусловлено уплотнением пород.

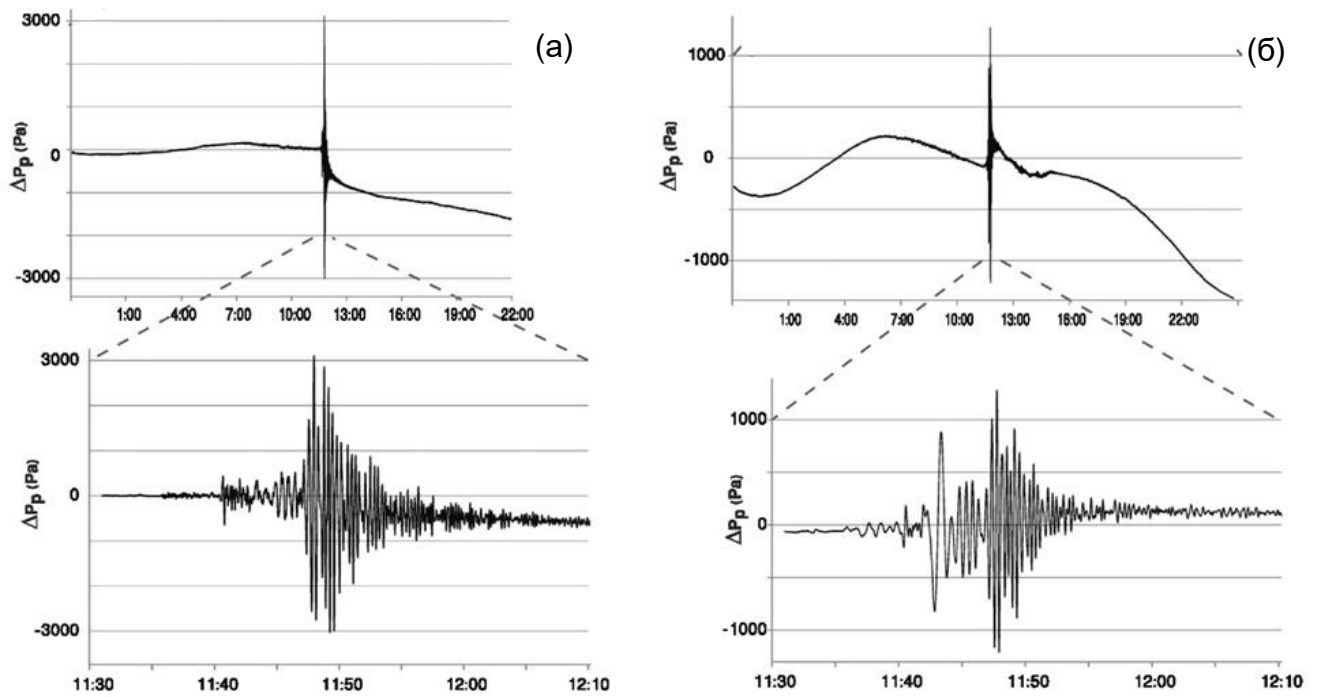


Рисунок 1.11 – Гидрогеологические отклики на землетрясение в Пакистане 24.09.2013 М 7.7 в скважинах Gome 1 (а) и Meizar 1 (б) по данным (Shalev et al., 2021)

В результате обработки большого объема экспериментальных данных, полученных при регистрации гидрогеологических эффектов, связанных с землетрясением Вэнчуань 12.05.2018 М 8.0 (He, Singh, 2019), не установлены зависимости между амплитудами косейсмических вариаций уровней и пространственным распределением наблюдательных скважин относительно эпицентра землетрясений. Тем не менее высказано интересное предположение о взаимосвязи между видом отмеченных гидрогеологических откликов и положением наблюдательных скважин в области питания, транзита и разгрузки подземных вод. Косейсмический подъем уровня преимущественно установлен в скважинах, расположенных вблизи области питания подземных вод, снижение – в области разгрузки, вариации уровня – в зоне транзита. Реакция на прохождение сейсмических волн отсутствует в скважинах, вскрывших дренируемый водоносный горизонт.

Комплексное исследование косейсмических откликов в ответ на разрушительное землетрясение Тохоку, 2011, М 9.0 приведено в работе (Sun et al.,

2015). Показано, что на уровень воды влияет приход продольных и поперечных сейсмических волн. Косейсмическое изменение уровня воды больше по амплитуде, чем колебания уровня воды, вызванные вступлением объемных волн, которые несколько скрадываются фоновыми колебаниями уровня воды. Выявлена устойчивая корреляция между амплитудой и частотой колебаний уровня воды со скоростью смещения грунта по вертикальной компоненте. Наряду со ступенчатым повышением уровня, отмечено изменение приливной амплитуды и фазового сдвига для волн M_2 в скважине после землетрясения Тохоку. Это указывает на то, что проницаемость системы «скважина-водоносный горизонт» повысилась после прохождения волн столь сильного землетрясения.

Изменения фильтрационных свойств водонасыщенного коллектора (проницаемость и водопроницаемость) отмечены в трех скважинах глубиной 205–683 м, пройденных вдоль зоны влияния субмеридионального разлома Tanlu за 10-летний период мониторинга (рисунок 1.12) (Yan et al., 2016). В качестве индикатора изменений гидравлических свойств рассматривался приливной фактор и фазовый сдвиг приливной волны M_2 , выделенной в вариациях уровня подземных вод.

С 2007 г. по 2016 г. на эпицентральных расстояниях 1056–5292 км произошло 13 землетрясений с M 6.5–9.0. В 4 скважинах глубиной 211–976 м, расположенных вкост простирания разлома на расстоянии ~20–140 км, прослежены только косейсмические вариации уровня. Подобное различие гидрогеологических откликов на землетрясения в зоне локальных разломов и в массиве отмечены в скважинах, расположенных в «Трех ущельях» (Shi et al., 2013), в окрестностях разломов Longmenshan и Huayingshan (Shi et al., 2014; Sun, Xiang, 2019).

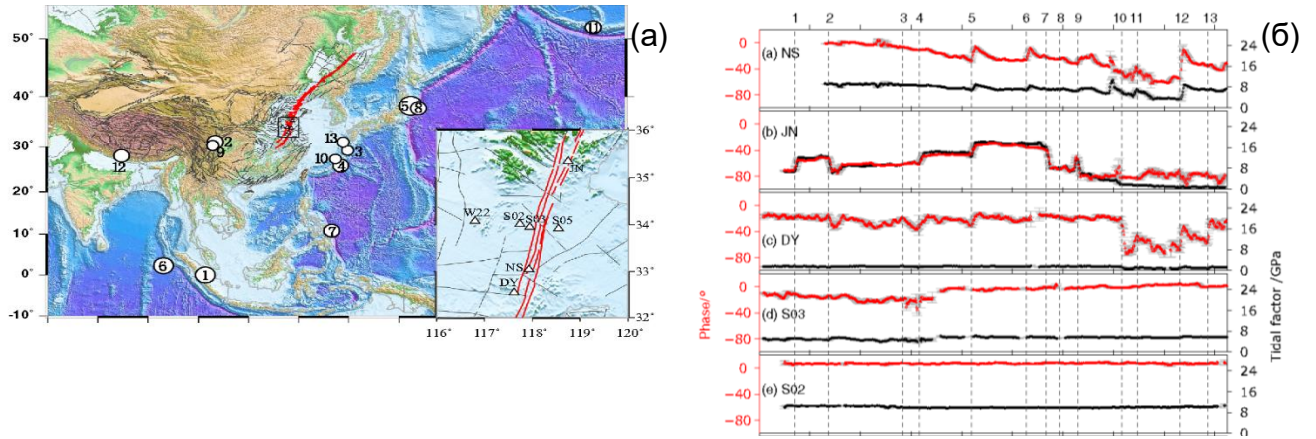


Рисунок 1.12 – Схема расположения наблюдательных скважин (треугольники), эпицентров 13 землетрясений (кружки) (а); фазовый сдвиг, приливный фактор (б) по данным (Yan et al., 2016). Штриховые вертикальные линии соответствуют землетрясениям. Серая линия - среднеквадратичная ошибка (RMSE) приливного анализа

Косейсмический отклик в основном соответствует прохождению поверхностной волны Рэлея (Huang, Zhang, 2021). Косейсмические отклики вызваны высокочастотными колебаниями грунта и не приводят к изменению проницаемости. Но при катастрофических землетрясениях возможны необратимые изменения проницаемости в дальней зоне. В частности, в одной из скважин Северного Китая глубиной более 2 км после землетрясения Тохоку 11.03.2011 г. прослежено увеличение проницаемости, которое сохранялось в течение 4 лет (Zhang et al., 2019).

Одновременно с этим по данным режимных наблюдений в скважинах, глубиной от 14 до 300 м, расположенных на острове Тайвань на эпицентральной расстоянии 2600 км и пройденных преимущественно в дисперсных грунтах (песчано-гравийных отложениях), косейсмический отклик на землетрясение Тохоку прослежен в единичных скважинах в виде кратковременных осцилляций порового давления. Однако гидрогеологические эффекты, связанные с землетрясением Вэнчуань 12.05.2008 г., представлены как косейсмическими вариациями порового давления, так и постсейсмическим снижением уровня на 8.8–12.6 см. Вероятно, различие реакции одной и той же гидрогеологической

структуры острова Тайвань зависит от ее приуроченности к границе между Евразийской и Филиппинской плитами (Liu et al., 2023). Землетрясение Вэнчуань приурочено к трансформному разлому Longmenshan, расположенному в пределах Евразийской плиты. Землетрясение Тохоку произошло в зоне субдукции Тихоокеанской плиты под Охотскую.

Подобные изменения проницаемости при сейсмическом воздействии, установленные на разных эпицентральных расстояниях от очага землетрясения, включая и дальнюю зону (Shi et al., 2015), могут быть потенциально опасными, приводить к миграции сейсмичности и к инициированию землетрясений.

1.3 Основные механизмы изменений фильтрационных свойств флюидонасыщенного коллектора

Разнообразие гидрогеологических эффектов, зарегистрированных при прохождении сейсмических волн от землетрясений, свидетельствует о разных режимах деформирования флюидонасыщенных коллекторов. В основе пороупругой модели (Wakita, 1975; Merifield, Lamar, 1984; Roeloffs, 1996; Ge, Stover, 2000; Jonsson et al., 2003; Wang, Manga, 2010) лежит зависимость между режимом деформирования флюидонасыщенного коллектора и вариациями порового давления (уровня подземных вод). Механизмы изменений фильтрационных свойств коллекторов при сейсмическом воздействии различаются.

В ближней зоне землетрясений проявляются преимущественно два механизма, которые приводят к изменению проницаемости флюидонасыщенного коллектора.

В первом случае – это механизм разжижения (Liu et al., 1982; Tang, 1985). Флюидонасыщенный коллектор, представленный дисперсными несвязными грунтами, может переходить в состояние разжижения (текучее, пловунное) при интенсивном сейсмическом воздействии, включающем стадии разрушения структурных связей, течения и последующего уплотнения грунта. В работе

(Roeloffs, 1998) предложена гипотеза уплотнения/разжижения рыхлых пород, которая могла бы объяснить косейсмические изменения уровня и скорости потока жидкости. В статье описывается вызванный землетрясением подъем уровня воды в скважине в долине Бурдые, недалеко от Паркфилда, Калифорния, и рассматриваются возможные объяснения этого явления. Автором получено уравнение, описывающее амплитуду отклика как функцию магнитуды землетрясения и расстояния. Идея уплотнения/разжижения пород представлена также в работах (Manga, 2001; Manga et al., 2003).

Во втором случае – дилатансия (трещинообразование). Статические напряжения могут привести к необратимому режиму деформирования и нарушению гидравлической взаимосвязи между разными типами флюидонасыщенных коллекторов, представленных разновозрастными водоносными горизонтами. Дислокационная модель объясняет согласованность между изменениями уровня подземных вод и прогнозной оценкой деформации пород (King, et al., 1999; Lee et al., 2002), но в отдельных случаях эта зависимость не выдерживается (Wang et al., 2001; Koizumi et al., 2004).

По данным режимных наблюдений в скважинах глубиной от 200 до 1300 м, пробуренных вокруг подземной лаборатории Mizunami в Японии, после землетрясения Тохоку 11.03.2011 г. с магнитудой 9.1 (Niwa et al., 2012) зарегистрированные косейсмические вариации давления обусловлены несколькими факторами, к которым относится дилатансия, увеличение проницаемости вдоль локальных геологических структур – непроницаемых разломов и активизация гидравлических перетоков в окрестностях шахт. На основе последующего анализа состояния локальных разломов и численного моделирования различий в гидравлических свойствах между геологическими слоями с использованием программы TOUGH2 (Pruess et al., 2005) предложено два основных механизма (Jeanne et al., 2021).

К первому механизму отнесена дилатансия массива, которая способствовала пополнению естественных ресурсов подземных вод фундамента за счет перетока из вышележающих водоносных горизонтов, получающих развитие в осадочном

чехле. Ко второму – повышение проницаемости по разломам, ориентированным по направлению сейсмических волн, которое обусловлено увеличением касательного напряжения, приводящему к сдвигу - проскальзыванию. Ряд скважин, пройденных в массиве и в зоне влияния разломов, был оборудован пакерами для разделения водоносных горизонтов. Подобный подход позволил установить однотипную реакцию обводненного массива при прохождении сейсмических волн от катастрофического землетрясения. В скважинах, пройденных в зонах разломов, в выделенных интервалах, приуроченных к различным водоносным горизонтам, наряду с подъемом уровня прослежено снижение.

По результатам гидрогеологического мониторинга, проводимого за год до землетрясения Чи-Чи 1999 г. М 7.6 и на протяжении года после, предложена модель для объяснения постсейсмических эффектов, которые могут быть обусловлены увеличением вертикальной проницаемости относительных водоупоров (рисунок 1.13) (Wang et al., 2016).

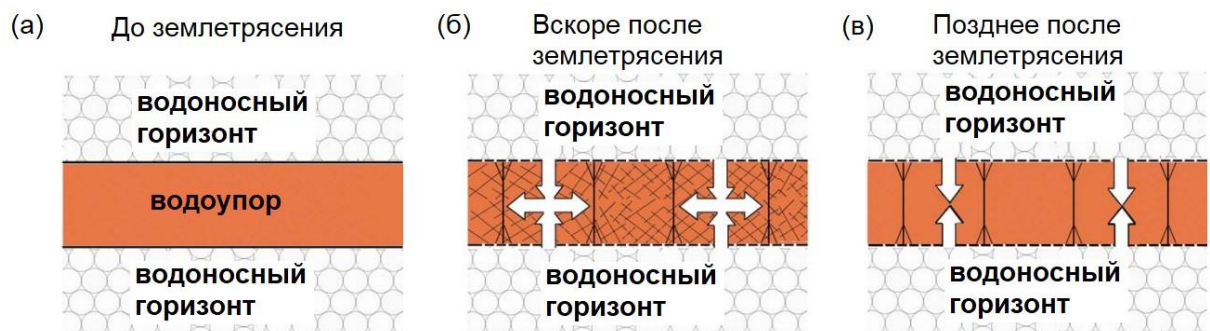


Рисунок 1.13 – Концептуальная модель нарушения системы подземных вод землетрясениями (Wang et al., 2016). Перед землетрясением водоносные горизонты гидравлически изолированы друг от друга непроницаемым водоупором (а). Землетрясение создает некоторые новые трещины (показаны темными линиями с ответвлениями) и просветы ранее существовавшие трещины (показаны сетью тонких линий), увеличивая проницаемость как вдоль, так и поперек водоупора (б). Позднее после землетрясения ранее существовавшие трещины повторно забиваются, оставляя только вновь образовавшиеся трещины, которые продолжают обеспечивать гидравлическую связь между водоносными горизонтами (в)

Результаты полевых исследований свидетельствуют, что подобные нарушения водоупоров между водоносными горизонтами и увеличение вертикальной проницаемости, может отмечаться и в промежуточной зоне при прохождении сейсмических волн от удаленных землетрясений (Huang, Zhang, 2021).

В промежуточной и дальней зоне землетрясений в качестве основных механизмов изменения проницаемости рассматриваются:

- кольматация-декольматация трещин в пласте (Brodsky et al., 2003) и околоскважинном пространстве (скин-эффект) коллоидными частицами;
- динамические воздействия (вибрация) (Кочарян и др., 2011; Shalev et al., 2016a);
- дегазация (Linde et al., 1994; Matsumoto et al., 2003);
- гидрогеохимические процессы, такие как осаждение минералов, растворение и другие.

Динамические напряжения и изменения порового давления, связанные с сейсмическими волнами от удаленных землетрясений, относительно невелики, но могут быть достаточно большими, чтобы активировать коллоидные частицы, которые будут поддерживать или раскрытие ранее существовавшей трещины, или ее закупорку (Brodsky et al., 2003; Elkhoury et al., 2011). Механика данного процесса продемонстрирована в лабораторных экспериментах (Кочарян и др. 2011). При воздействии импульса давления на образец были разрушены «барьеры» из мелких частиц в трещинах материала. Показано, что даже слабые динамические воздействия при длительном воздействии вибрации способны вызвать повышение эффективной проницаемости вследствие декольматации трещин.

Исследованию механизмов деформирования флюидонасыщенного коллектора при воздействии землетрясений посвящен большой объем научных работ. В работе (Xing et al., 2022) рассматриваются сложные условия формирования гидрогеологических откликов при воздействии двух источников – объемного напряжения и диффузии давления, которые могут приводить к

изменению фильтрационных свойств водоносного горизонта и давления в околоскважинном пространстве (рисунок 1.14).

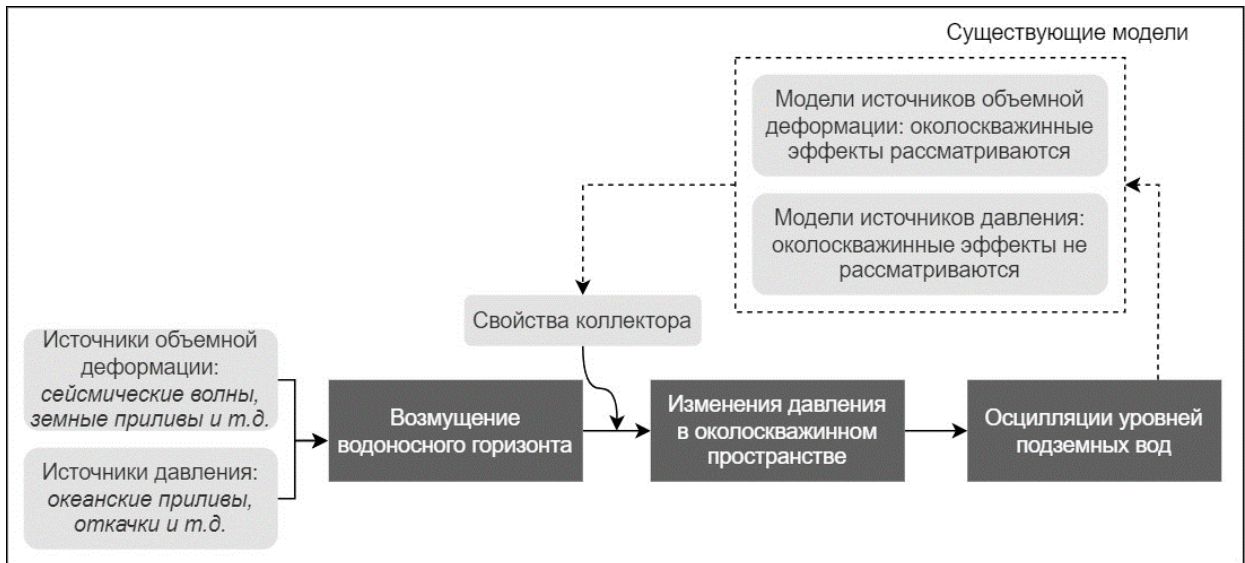


Рисунок 1.14 – Механизм колебаний уровня воды и методика определения свойств водоносного горизонта для источника объемных деформаций и источников диффузии давления (Xing et al., 2022)

Количественная оценка различных механизмов, объясняющих изменения уровня подземных вод в зоне разлома приведена в исследовании (Shi et al., 2017). Смоделированы теоретические косейсмические ряды изменения уровня воды вследствие землетрясения Вэнчуань 2008 г. на основе применения нескольких моделей расчета проницаемости, напора воды и водопритока. Сделан вывод о том, что для случая землетрясения Вэнчуань лучше всего соответствует модель переходной проницаемости, использующая ряд параметров, в т. ч. гидравлическую проводимость разлома до и после землетрясения, коэффициент масштабирования и др.

Схема связи землетрясения, сопровождающих гидрогеологических эффектов и механизмов, определяющих их проявление, предложена в работе (Wang, Manga, 2015) (рисунок 1.15).

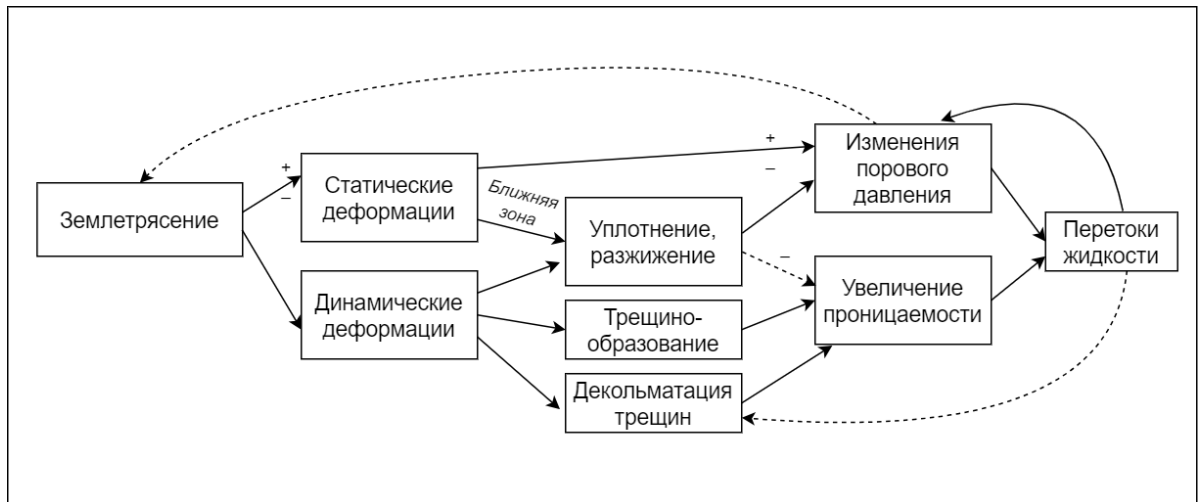


Рисунок 1.15 – Схема, объясняющая связь между землетрясением, его эффектами и механизмами, вызывающими эти эффекты (Wang, Manga, 2015)

В статье (Sun et al., 2021) высказано предположение, что уменьшение проницаемости коллектора перед землетрясением может быть связано с усилением («накоплением») тектонических напряжений, которые приводят к изменению апертуры трещин. Раскрытие трещин способствует движению (мобилизации) коллоидных частиц. Накопление частиц в сужениях трещин предопределяет кольтматацию трещин и снижение проницаемости.

В одной из последних работ (Varbour, Beeler, 2021) представлен новый механизм, объясняющий динамические изменения проницаемости. Для исследования пороупругой реакции коллектора (резервуара сброса сточных вод Arbuckle в Оклахоме, США) используются прямые измерения давления резервуара. Отклик на телесеismicические волны включает анизотропный динамический отклик с наблюдаемой связью деформации сдвига и статическими сдвигами. Систематическая азимутальная изменчивость этого отклика указывает на то, что сеть гидравлически проводящих трещин является основным фактором контроля пороупругого отклика коллектора. Вероятно, сейсмическое воздействие может быть более эффективным при совпадении ориентаций систем трещин с направлением сейсмических волн от источника, причем этот диапазон зависит от напряженного состояния и преобладающей структуры трещин.

Вышеописанная взаимосвязь между рассмотренными механизмами изменения проницаемости и зарегистрированными гидрогеологическими эффектами могут соответствовать различным режимам деформирования флюидонасыщенных коллекторов.

Выводы к Главе 1

Проницаемость флюидонасыщенных коллекторов разного типа – порового, трещинно-пластового и трещинно-жильного зависит от литолого-фациального состава пород и определяет не только условия движения флюидов, но и его реакцию на динамические воздействия.

Гидрогеологические отклики на квазистационарные факторы – атмосферное давление и земные приливы контролируются условиями залегания флюидонасыщенных коллекторов. Безнапорные и слабонапорные водоносные горизонты, приуроченные к коллекторам порового и трещинно-пластового типов, отличаются повышенным коэффициентом барометрической эффективности. Напорные горизонты, развитые в коллекторах трещинно-пластового и трещинно-жильного типов, характеризуются повышенной чувствительностью к земным приливам.

Реакция флюидонасыщенных коллекторов на сейсмическое воздействие зависит от параметров землетрясений, локальных структурно-гидрогеологических условий и амплитудно-частотных характеристик «пласт-скважина». В разломах, сопряженных с очагом землетрясений, и в оперяющих структурах наряду с косейсмическими откликами прослежены постсейсмические гидрогеологические эффекты. В разломах, несвязанных с сейсмогенным разрывом, проявляются преимущественно косейсмические вариации порового давления при прохождении сейсмических волн. Постсейсмические гидрогеологические отклики в промежуточной и дальней зонах землетрясений могут быть связаны с различными механизмами, к которым относятся кольматация/декольматация микротрещин, вибрационное воздействие и др.

При разработке теоретических основ реакции флюидонасыщенного коллектора на сейсмическое воздействие необходимо рассматривать более сложные механизмы, учитывающие различие типов и фильтрационных свойств флюидонасыщенных коллекторов.

ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Экспериментальные данные получены на территории геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево» (ГФО «Михнево») с использованием аппаратурно-измерительного комплекса Уникальной научной установки «Среднеширотный комплекс геофизических наблюдений «Михнево» (УНУ СКГН «Михнево») (Кочарян и др., 2022). Для синхронной обработки гидрогеологических, барометрических и сейсмических данных создан единый программный комплекс в среде Matlab (приложение А) на основе используемых методов (Беседина и др., 2012; 2015; Виноградов и др., 2011; Кабыченко, 2008; Копылова и др., 2009; Besedina et al., 2016; Brodsky et al., 2003; Hsieh et al., 1987; Shalev et al., 2016; Vinogradov et al., 2017; Wenzel, 1996 и др.).

2.1 Аппаратурно-измерительный комплекс

Для уточнения инженерно-геологического разреза на территории ГФО «Михнево» в декабре 2006 г. и в марте 2013 г. были пробурены две скважины. В скважине 1 в интервале 92-115 м вскрыт напорный водоносный горизонт. В скважине 2 в интервале 44.0-56.2 м пройден слабонапорный водоносный горизонт. По окончании бурения в скважинах выполнены геофизические исследования (ГИС), включающие гамма-каротаж, электрокаротаж, кавернометрию, резистивиметрию и телеметрию ствола. ГИС в скважине 1 проведен 29.11.2006 г. и 27.11.2008 г., в скважине 2 – 26.03.2013 г.

Для определения основных гидрогеологических параметров (удельный дебит, водопроницаемость) и химического состава подземных вод в скважинах проведены пробные откачки продолжительностью 1 сутки. В скважине 1 – 16.11.2006, 19.11.2008, в скважине 2 – 25.03.2013 г. По завершению откачек на изливе отобраны пробы воды на химический анализ.

Скважины оборудованы высокоточными датчиками уровня LMP-308i, которые установлены на глубине 67.5 м в скважине 1 и 46.9 м в скважине 2 (Горбунова и др., 2021). Регистрация вариаций уровня в скважине 1 проводится с

февраля 2008 г., в скважине 2 - с июля 2013 г. с точностью 1.7 мм и частотой опроса 1 Гц. Диапазон измерений составляет 2 м. В периоды, когда вариации уровня превышают диапазон измерений, датчики передвигаются на ± 1 м для продолжения регистрации. Дополнительно 1 раз в сутки проводятся контрольные ручные измерения с использованием электроуровнемера. В июне 2022 г. в скважину 1 установлен новый датчик уровня LMP-308i на глубину 66 м, диапазон измерений составляет 4 м, точность – 3.4 мм. Перерыв регистрации уровня в скважине 1 составил 5 месяцев с февраля по июнь 2022 г.

Регистрация атмосферного давления в период с 2008 по 2019 гг. проводилась цифровой метеостанцией Vantage Pro УНУ СКГН «Михнево», в августе 2020 г. был установлен датчик атмосферного давления Keller PAA-33x.

Сейсмическая регистрация станцией MHV УНУ СКГН «Михнево» ведется широкополосными сейсмометрами STS-2 и CM-3-E с частотой опроса 100 Гц, установленными в шахте на глубине 20 м (Адушкин и др., 2016). Для сопоставления сейсмических данных с результатами гидрогеологических измерений частота дискретизации приведена к 1 Гц. При разрывах в сейсмической регистрации по техническим причинам используются данные станции «Обнинск» (OBN) Федерального исследовательского центра Единой геофизической службы РАН (ФИЦ ЕГС РАН). Станция OBN, входящая в состав международной сейсмической сети IRIS (<http://ds.iris.edu/mda/II/OBN>), расположена на расстоянии ~80 км северо-западнее от ГФО «Михнево» и оборудована сейсмометром STS-2. Поскольку все землетрясения, для которых регистрируются гидрогеологические отклики, являются телесеismicкими, данные, зарегистрированные сейсмостанциями MHV и OBN от удаленных землетрясений, можно считать результатами измерений в одной точке наблюдения. Для землетрясений, произошедших с 2010 по 2019 гг., использовались данные сейсмостанции MHV, для событий 2020–2023 гг. – данные станции OBN.

Основные параметры рассматриваемых сейсмических событий: время землетрясения в очаге, глубина, координаты эпицентра и время прихода продольной волны на станцию (OBN) приведены согласно данным каталога ФИЦ

ЕГС РАН (<http://gsras.ru>). Магнитуда M приведена по каталогу Global CMT Catalog (<http://www.globalcmt/org/CMTsearch.html>).

Метеорологические параметры за 13-летний период (2010-2023 гг.) получены из архива гидрометеорологических данных сайта «Расписание погоды» <http://rp5.ru/> в виде данных ежедневной регистрации с частотой опроса 3 часа (температуры воздуха, атмосферного давления). Суммарные месячные значения атмосферных осадков взяты с сайта «Погода и климат» <http://www.pogodaiklimat.ru/>.

2.2 Выделение квазистационарных факторов

2.2.1 Атмосферное давление

Для оценки влияния атмосферного давления на уровень подземных вод используется коэффициент барометрической эффективности (BE), который рассчитывается как отношение изменений давления подземных вод к изменениям атмосферного давления (1.6).

Полученное значение коэффициента барометрической эффективности показывает, с какой степенью коллектор реагирует на изменения атмосферного давления. Более высокие значения характерны для безнапорных или слабонапорных условий ($BE > 0.6$), более низкие – для напорных водоносных горизонтов ($BE < 0.6$).

Для очистки уровня подземных вод от влияния атмосферного давления (w') используется метод компенсации, основанный на методе линейной регрессии:

$$w' = w - A \cdot p, \quad A = \frac{\sum \Delta w \cdot \Delta p}{\sum \Delta p^2}, \quad (2.1)$$

где w' – уровень воды с компенсацией давления, м; w – уровень воды, м; p – атмосферное давление, кгс/м². Коэффициент A определяется как отношение сумм изменений уровня воды, помноженное на изменение атмосферного давления за сутки к сумме квадрата изменений атмосферного давления, м/(кгс/м²).

Пористость двух разновозрастных водоносных горизонтов оценивалась по значениям барометрической эффективности и удельной упругости водовмещающих пород (S_s), обратно пропорциональной приливному фактору (Zhao et al., 2021):

$$n = \frac{BE \cdot S_s}{\beta\rho}, \quad (2.2)$$

где β – сжимаемость воды, $\beta = 4.6 \times 10^{-10} \text{ м}^2/\text{Н}$; ρ – плотность водовмещающих пород, $\text{кг}/\text{м}^3$; S_s – удельная упругость водовмещающих пород, м^{-1} , которая рассчитывается как отношение упругой емкости пласта (S) к мощности пласта (d):

$$S_s = \frac{S}{d}. \quad (2.3)$$

Следующий параметр, связанный с коэффициентом барометрической эффективности – сжимаемость матрицы. Его можно оценить в соответствии с соотношением (Turnadge et al., 2019):

$$C_M = \frac{\theta_E C_W (1 - BE)}{BE} \quad (2.4)$$

где θ_E – коэффициент эффективной пористости породы, C_W – коэффициент сжимаемости жидкости (сжимаемость пресной воды $C_W = 4.6 \cdot 10^{-10} \text{ Па}$). На рисунке 2.1 представлена диаграмма зависимости коэффициента сжимаемости матрицы от барометрической эффективности. Кривые зависимостей в зависимости от коэффициента эффективной пористости распределены по цветовой шкале.

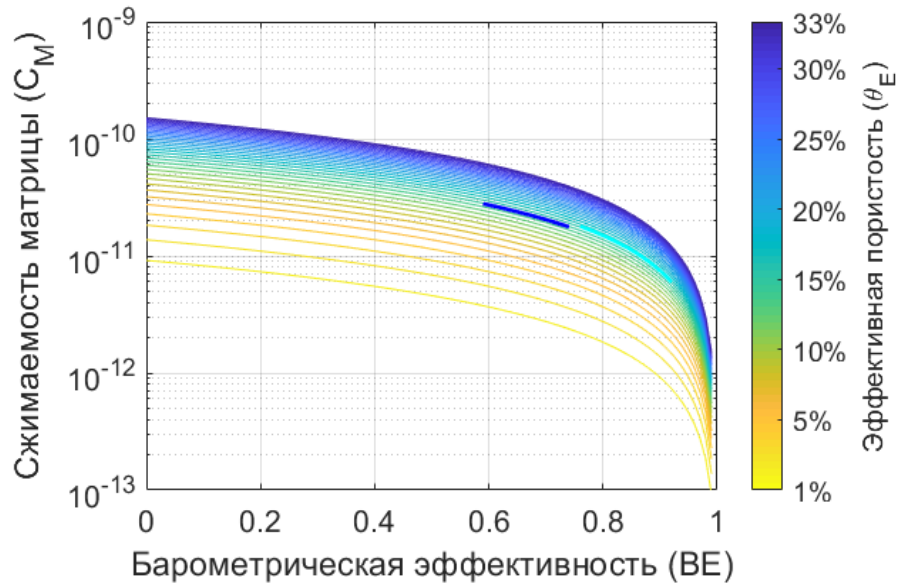


Рисунок 2.1 – Диаграмма зависимости сжимаемости матрицы от коэффициента барометрической эффективности (цветам спектра соответствуют кривые, определённые для значений коэффициента эффективной пористости от 1 до 33%), на диаграмму нанесены диапазоны сжимаемости матрицы для двух исследуемых горизонтов (обозначены полосками бирюзового и синего цвета)

В соответствии с определенными по экспериментальным данным коэффициентам барометрической эффективности и полученным на основании лабораторных испытаний коэффициентов эффективной пористости были определены диапазоны сжимаемости для двух горизонтов.

2.2.2 Земные приливы

Теоретическое смещение грунта, вертикальная и объемная деформация, вызванные земными приливами, рассчитываются для координат объекта исследования (ГФО «Михнево» 54° 57.6' с.ш. 37° 45.9' в.д.) с использованием программного пакета ETERNA 3.0 (Wenzel, 1996). Для выделения приливных волн в экспериментальных (гидрогеологических и барометрических) и расчетных данных выполнена фильтрация узким полосовым фильтром в диапазонах 12.32-12.52 часа и 25.7-25.9 часа после децимации и приведения шага по времени к 300 с.

В вариациях уровня напорного горизонта прослежено 6 основных типов приливных волн, которые представлены в таблице 2.1 и на рисунке 2.2.

Таблица 2.1 – Основные типы приливных волн, выделенных в уровне подземных вод

Тип	Период, ч	Обозначение	Происхождение (Л – лунное, С - солнечное)
Полусуточные	12.00	S ₂	(С)
	12.42	M ₂	(Л)
	12.66	N ₂	(Л)
Суточные	23.94	K ₁	(Л-С)
	24.05	P ₁	(С)
	25.81	O ₁	(Л)

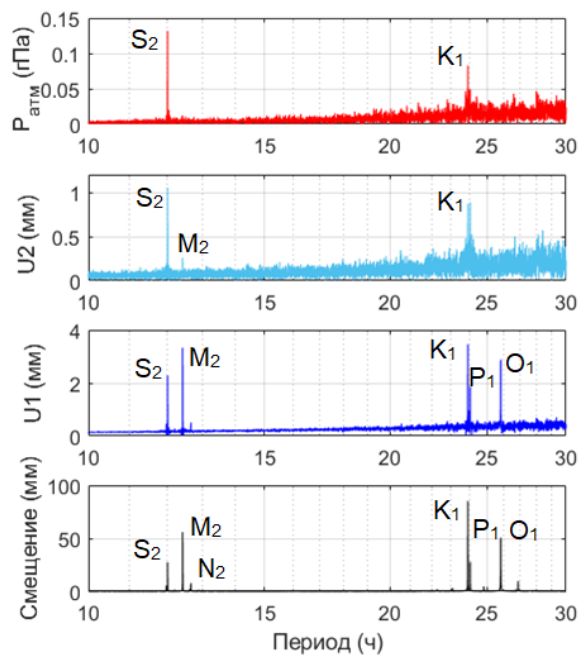


Рисунок 2.2 – Амплитудные спектры приливов, выделенные в смещении грунта, рассчитанного по ETERNA 3.0 (а), уровне напорного водоносного горизонта (б) и атмосферном давлении (в) за период 01.01.2018 – 31.12.2018

Приливный отклик (Δh_t) оценивается как отношение амплитуд выделенных приливных волн к соответствующим значениям теоретической объемной деформации. Для полученной зависимости рассчитывается уравнение регрессии.

Величина наклона линейной зависимости характеризует приливной отклик уровня воды в скважине во всем диапазоне суточных и полусуточных периодов и принимается в качестве величины приливной чувствительности уровня воды по отношению к объемной деформации водовмещающих пород.

2.3 Оценка фоновых параметров флюидонасыщенного коллектора

Для определения фильтрационных свойств флюидонасыщенного коллектора в качестве опорной выбрана полусуточная волна лунного типа M_2 , так как устойчиво проявляется на амплитудных спектрах приливов в теоретическом смещении и уровне напорного горизонта (рисунок 2.2). В качестве примера на рисунке 2.3 показаны нормированные приливные волны M_2 , выделенные в теоретическом смещении грунта (E) и уровне напорного водоносного горизонта (U1).

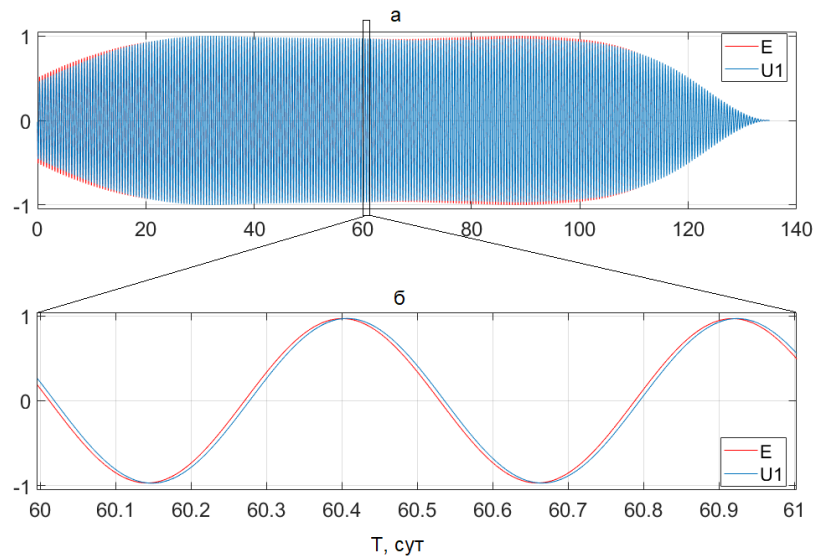


Рисунок 2.3 – Полусуточные приливные волны M_2 с периодом 12.42 ч, выделенные в теоретическом смещении грунта (E) и в уровне воды (U1) за период 14.02.2020 – 28.06.2020 (а), врезка для суток 13.04.2020 (б)

На врезке (рисунок 2.3б) видно, что наблюдается запаздывание синусоиды приливной волны, выделенной в уровне воды, относительно синусоиды волны, выделенной в теоретическом смещении грунта.

Гармонические колебания давления и уровня воды в скважине можно описать уравнениями (1.10, 1.11). Амплитудный отклик (отношение уровня воды к напору) и фазовый сдвиг (запаздывание между уровнем и напором) определяются по (1.12, 1.13).

Фазовый сдвиг может быть представлен в виде $\eta = 2\pi t_p/\tau$, где t_p – это временное отставание между пиками колебаний уровня воды и напора. Отметим, что фазовый сдвиг имеет отрицательные значения, когда отклик уровня воды запаздывает относительно напора. В квазистационарных условиях напор горизонта отслеживает смещение грунта в диапазоне приливных волн в противофазе, поэтому для дальнейшего приливного анализа используются колебания уровня воды и теоретическое смещение грунта, рассчитанное в ETERNA 3.0 (Wenzel, 1996). При последующих оценках фазового сдвига применяется поправка, равная π .

Для оценки фазового сдвига η между приливной компонентой в уровне воды и смещении грунта применяется метод, представленный в работе (Кабыченко, 2008). Методика основана на расчете задержки синусоиды приливной волны в уровне воды относительно синусоиды приливной волны в смещении грунта (при помощи фазовых портретов) в координатах «смещение грунта – уровень воды» (рисунок 2.4).

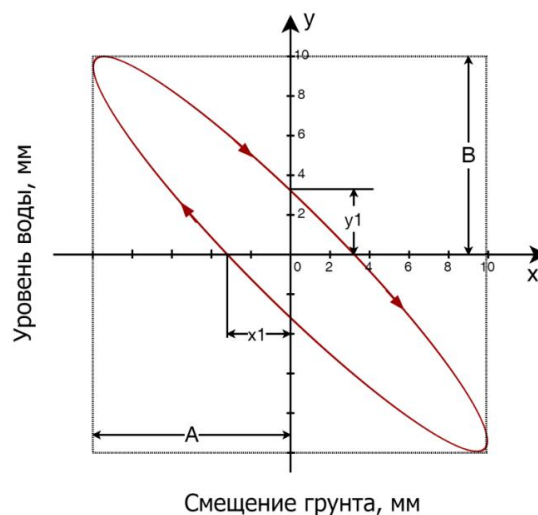


Рисунок 2.4 – Методика расчета фазового сдвига в координатах «смещение грунта – уровень воды» (Кабыченко, 2008)

Величина фазового сдвига η используется для дальнейшего анализа проницаемости флюидонасыщенного коллектора.

Уравнение потока жидкости в изотропном, гомогенном напорном водоносном горизонте:

$$\frac{\partial^2 s}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial s}{\partial r} - \frac{S}{T} \frac{\partial s}{\partial t} = 0, \quad (2.5)$$

где s – снижение, r – радиальное расстояние от центра скважины, S – коэффициент упругой водоотдачи пласта, T – водопроницаемость, t – время.

Граничные условия для периодической разгрузки из пласта в скважину с объемной скоростью $Q_0 \exp(i\omega t)$:

$$2\pi r_w T \left(\frac{\partial s}{\partial r} \right)_{r=r_w} = -Q_0 \exp(i\omega t), \quad s \rightarrow 0, r \rightarrow \infty \quad (2.6)$$

Аналитическое решение данного уравнения позволяет получить выражение для расчета водопроницаемости (T) (Hsieh et al., 1987):

$$\eta = -tg^{-1} \left(\frac{F}{E} \right), \quad (2.7)$$

$$E \approx 1 - \frac{\omega r_c^2}{2T} Kei(\alpha_w), \quad (2.8)$$

$$F \approx \frac{\omega r_c^2}{2T} Ker(\alpha_w), \quad (2.9)$$

где $\omega = 2\pi/\tau$ – частота колебаний, с^{-1} ; τ – период колебаний, с ; r_c – радиус обсадной колонны, м ; r_w – радиус скважины, м ; T – водопроницаемость, $\text{м}^2/\text{сут}$; $Ker(\alpha_w)$ и $Kei(\alpha_w)$ – функции Кельвина нулевого порядка; $\alpha_w = (\omega S/T)^{1/2} \cdot r_w$; S – коэффициент упругой водоотдачи пласта.

На рисунке 2.5 представлены кривые амплитудного отклика и фазового сдвига η , построенные для значений параметра $Sr_w^2/r_c^2 = 10^{-7} - 10^{-3}$ (Hsieh et al., 1987), рассчитанные в соответствии с значениями r_c и r_w наблюдательных скважин 1 и 2.

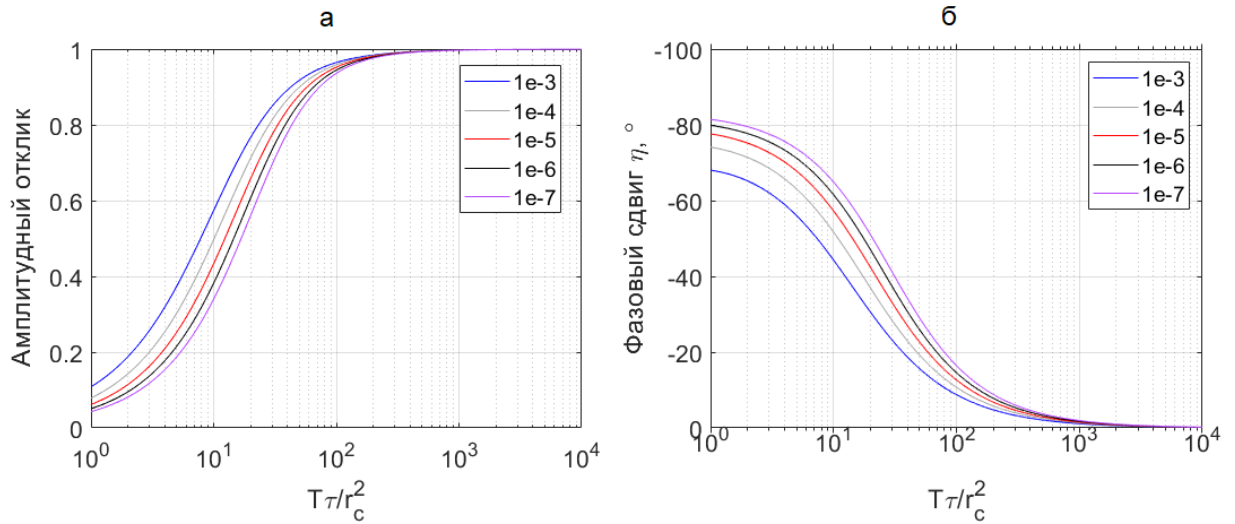


Рисунок 2.5 – График зависимости амплитудного отклика (а) и фазового сдвига η (б) от параметра $T\tau/r_c^2$ для значений параметра Sr_w^2/r_c^2 от 10^{-7} до 10^{-3}

По кривым зависимостей (рисунок 2.5, б) определяется диапазон значений параметра $T\tau/r_c^2$, которому соответствует диапазон фазового сдвига, рассчитанный методом фазовых портретов: $\eta \pm \sigma$, где σ – среднеквадратическое отклонение, которое определяет погрешность расчетов. Из полученных значений параметра $T\tau/r_c^2$ можно определить значения водопроницаемости T .

Проницаемость флюидонасыщенного коллектора (k) оценивается по формуле (Гавич, 1988):

$$k = \frac{\mu}{\rho g d} T, \quad (2.10)$$

где: T – водопроницаемость пород, $\text{м}^2/\text{сут}$; μ – коэффициент динамической вязкости пласта; ρ – плотность воды, $\text{кг}/\text{м}^3$; g – ускорение свободного падения, $\text{м}/\text{с}^2$; d – интервал обводненной части скважины, м.

Для определения фильтрационных параметров в условиях квазистационарной фильтрации проводится исключение интервалов, в пределах которых вариации уровня воды превышают 50 мм/сут, которое экспериментально определено в качестве порогового значения (Vinogradov et al, 2017). Для оценки фоновых годовых вариаций параметров производится фильтрация в скользящем

окне длиной 60 сут с перекрытием 75%. На рисунке 2.6 показан пример обработки полученных значений фазового сдвига за 7 месяцев (без фильтрации в скользящем окне), зеленым цветом обозначены точки, соответствующие суточным вариациям уровня ≤ 50 мм/сут. Исходный ряд сглажен по 14 соседним точкам, розовым цветом обозначен ряд фазового сдвига, сглаженный по 28 точкам.

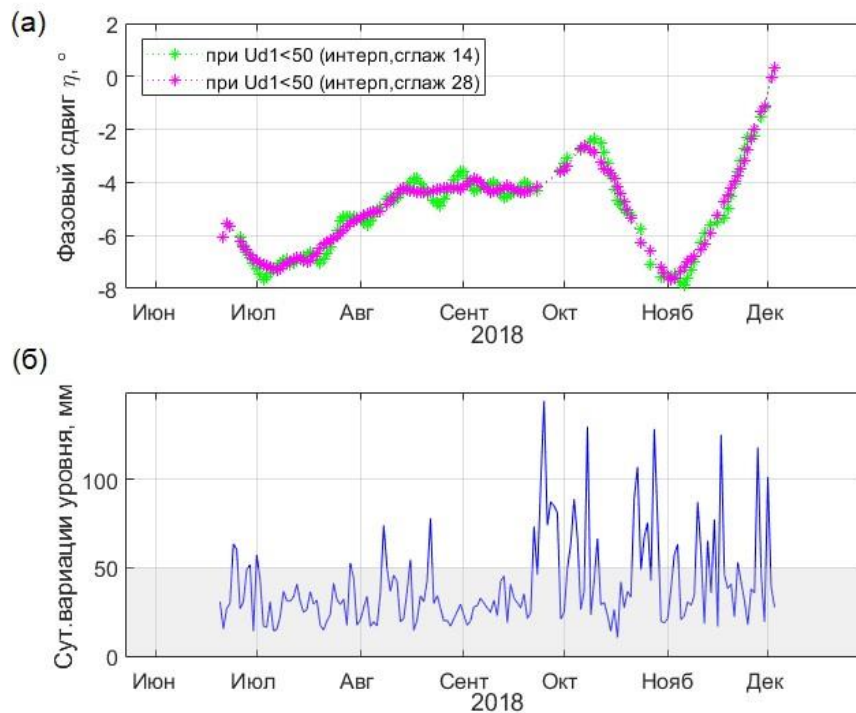


Рисунок 2.6 – Фазовый сдвиг, рассчитанный за период 23.05.2018 – 31.12.2018 (а), суточные вариации уровня (б) (серым цветом выделена область квазистационарного режима фильтрации)

Режим слабонапорного горизонта нарушенный и обусловлен сложным геологическим строением (наличием в карбонатной толще прослоев глин в диапазонах глубин 47.9–49.5 и 50.6–53.5 м). В связи с этим по результатам приливного анализа выделяются интервалы, при которых наблюдается фазовое опережение приливной волны M_2 , выделенной в уровне, от волны, выделенной в теоретическом смещении грунта. В ряде работ (Xue et al., 2016; Wang et al., 2019) наличие участков с положительными значениями фазового сдвига объясняется тем, что при увеличении горизонтальной скорости потока (например, во время весеннего половодья) появляются вертикальные перетоки жидкости в пласте. В

таким случае отдельно рассматривается задача реакции столба жидкости на приливное воздействие с учетом следующих граничных условий: на поверхности водного столба – дренируемые условия, на бесконечной глубине условия – недренируемые. Тогда уравнения амплитудного отклика и фазового сдвига примут вид (Xue et al., 2016):

$$A = \left| \frac{x_0}{\varepsilon_0} \right| = \frac{1}{S_s} \left[1 - 2 \exp\left(-\frac{z}{\delta}\right) \cos \frac{z}{\delta} + \exp\left(-\frac{2z}{\delta}\right) \right]^{1/2}, \quad (2.11)$$

$$\eta = \arg\left(\frac{x_0}{\varepsilon_0}\right) = \arctg \left\{ \frac{\exp\left(-\frac{z}{\delta}\right) \sin \frac{z}{\delta}}{1 - \exp\left(-\frac{z}{\delta}\right) \cos \frac{z}{\delta}} \right\}, \quad (2.12)$$

где: $\delta = \sqrt{\frac{2D}{\omega}}$; z – глубина от дневной поверхности; $D = \frac{T}{S}$ – коэффициент вертикальной диффузии, под которой понимается появление вертикальных перетоков жидкости ($\text{м}^2/\text{с}$), равный отношению вертикальной водопродимости к коэффициенту упругоёмкости пласта. Данная модель позволяет оценить диапазон вертикальной водопродимости пласта.

При анализе сейсмического воздействия и оценке влияния землетрясений на изменение фильтрационных характеристик фазовый сдвиг был рассчитан и отфильтрован в скользящем окне длиной 30 сут с перекрытием 1 сут, затем интервал ограничивался диапазоном ± 2 сут и ± 14 сут от даты землетрясения.

2.4 Обработка гидрогеологических откликов коллектора на удаленные землетрясения

Первичная обработка данных заключалась в выборке и систематизации гидрогеологических и сейсмических (по вертикальной компоненте) записей в интервалах, соответствующих времени прохождения волн от удаленных землетрясений с $M > 6.0$ и с плотностью сейсмической энергии $e > 0.001 \cdot 10^{-4}$ Дж/м³. Оценка плотности сейсмической энергии производилась по соотношению, которое связывает в один параметр магнитуду и эпицентральный расстояние (Wang, 2007):

$$M = 2.7 + 0.69 \lg e + 2.1 \lg (R), \quad (2.13)$$

где R – эпицентральный расстояние, км; M - магнитуда.

Отбор землетрясений проводился по нижнему порогу чувствительности рассматриваемых водоносных горизонтов (двойная амплитуда скорости > 0.03 мм/с) на удаленные землетрясения (Besedina et al., 2023). При оценке вариаций порового давления в флюидонасыщенном коллекторе выполнялся пересчет скоростей смещения грунта, записанных в системе координат ZNE (вертикальная, северная и восточная компоненты) в систему координат ZRT (вертикальная, радиальная и трансверсальная компоненты) в пакете Matlab (поворот системы координат в направлении очага землетрясения на угол φ).

Расчет радиальной и трансверсальной скоростей производился в соответствии с формулами пересчета:

$$v_R = \cos(\varphi) \cdot N + \sin(\varphi) \cdot E, \quad (2.14)$$

$$v_T = -\sin(\varphi) \cdot N + \cos(\varphi) \cdot E, \quad (2.15)$$

$$\varphi = A/180 \cdot \pi, \quad (2.16)$$

где N и E – исходные компоненты скорости смещения грунта по северной и восточной компоненте, A – азимут на эпицентр рассматриваемого землетрясения; v_T – трансверсальная компонента скорости смещения грунта; v_R – радиальная компонента скорости смещения грунта; v_Z – вертикальная компонента скорости смещения грунта. Вертикальная компонента скорости смещения грунта Z не изменялась.

Азимуты землетрясений были рассчитаны для координат сейсмического пункта ГФО «Михнево» (за период 2010 – 2019 г.). Для событий, при которых использовались сейсмические данные станции ОВН (2020 – 2023 гг.), азимуты были взяты из каталога землетрясений Единой геофизической службы РАН для пункта наблюдения в Обнинске – ОВН (http://www.gsras.ru/new/ssd_news.htm).

Для каждого землетрясения формировался временной интервал длительностью шесть часов (3 часа до и 3 часа после прихода волны от землетрясения на станцию МНУ). Максимальные значения амплитуд скорости

смещения грунта и уровня напорного горизонта определялись между последовательным максимумом и минимумом в скользящем окне длительностью 72 с и перекрытием 50% на сейсмограммах и диаграммах уровня соответственно при регистрации откликов на удаленные землетрясения.

По сейсмическим и гидрогеологическим данным за 3 часа до прихода волны на станцию и через 3 часа после рассчитывались амплитудные и нормированные спектры – отношение модулей спектров скорости смещения грунта и колебаний уровня воды (рисунок 2.7) с целью удаления влияния локальных особенностей расположения станции.

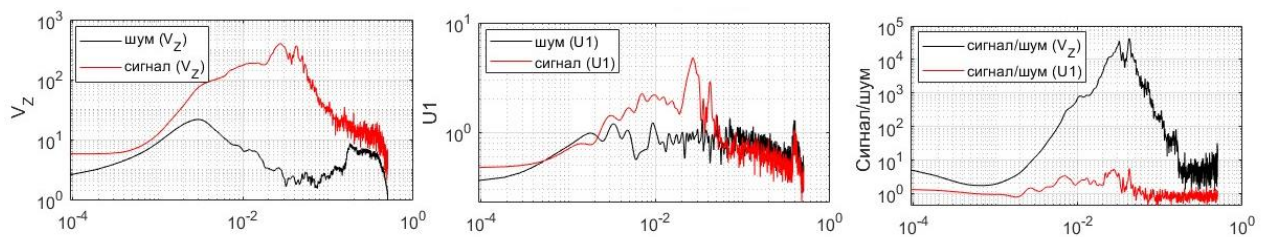


Рисунок 2.7 – Амплитудные спектры скорости смещения грунта (а), уровня напорного горизонта (б) и нормированные спектры (в) от землетрясения, произошедшего в Мексике 08.09.2017 М 8.2

При последующем делении спектра уровня воды на спектр скорости грунта на определенных ранее частотах, соответствующих синхронизации пиковых значений, рассчитывался амплитудный фактор (χ), который является параметром отклика уровня воды в скважине на прохождение сейсмических волн от землетрясений и измеряется в (мм/с)/мм (Brodsky et al., 2003). Для типизации гидрогеологических откликов проводилась фильтрация записей 6-часовых интервалов в диапазонах периодов меньше 60 с и больше 60 с (Горбунова и др., 2018; Горбунова, 2022). К I типу отнесены отклики, которые проявляются ограниченно в одном из диапазонов периодов. II типу соответствуют отклики, зарегистрированные в широком диапазоне частот. К III типу отнесены отклики, при которых прослеживается постсейсмический эффект (повышение уровня на фоне общего тренда). На рисунке 2.8 представлен пример гидрогеологического отклика в слабонапорном горизонте II типа.

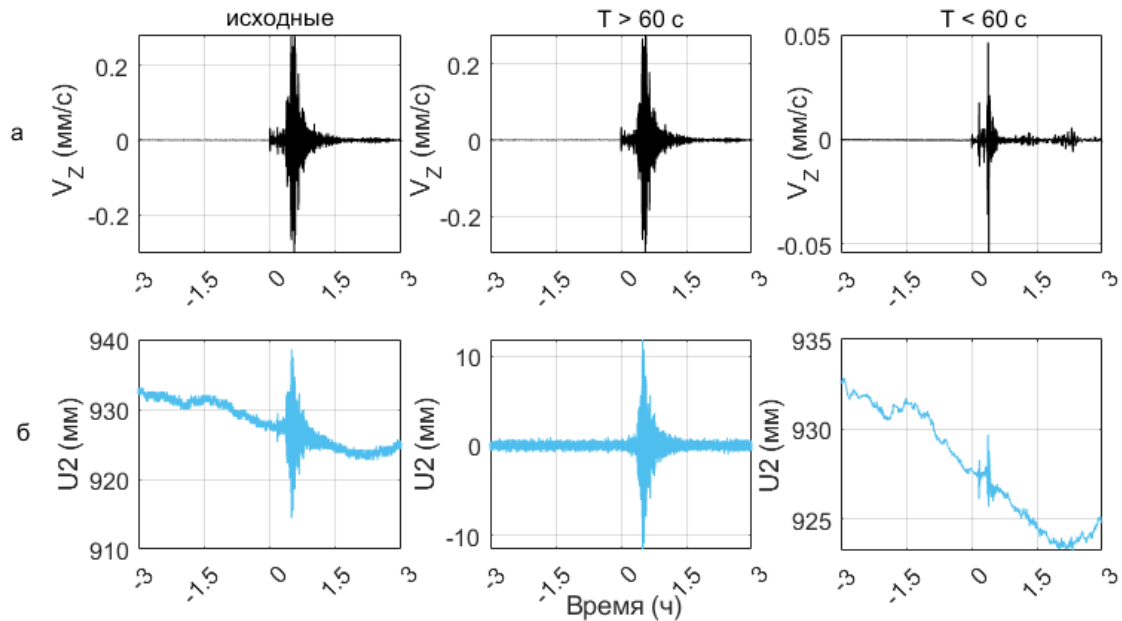


Рисунок 2.8 – Диаграммы отклика уровня на землетрясение на Аляске 22.07.2020 М 7.8 (а – скорость смещения грунта, б – уровень воды). В первой колонке – исходные данные, во второй – данные, отфильтрованные в диапазоне периодов >60 с, в третьей – данные, отфильтрованные в диапазоне периодов <60 с

Для детального исследования изменений спектрального состава гидрогеологического отклика на землетрясение используется метод непрерывного вейвлет-преобразования в программном пакете Matlab, представляющий собой разложение одномерных сигналов временных рядов по базису, который собран из специальных функций при помощи их масштабного изменения и переноса вдоль оси времени. Преимущество этого анализа перед Фурье-преобразованием состоит в более эффективном выделении как высокочастотных, так и низкочастотных характеристик сигналов, т. к. базисная функция изменяет размер окна при увеличении или уменьшении масштаба. Пример представлен на рисунке 2.9.

Времена вступлений объемных сейсмических волн рассчитывались по модели ak135 для заданных угловых расстояний и глубин очага землетрясения. Вступления поверхностных волн были оценены по средним скоростям 3.7 км/с для волны Лява и 3.5 км/с для волны Рэлея.

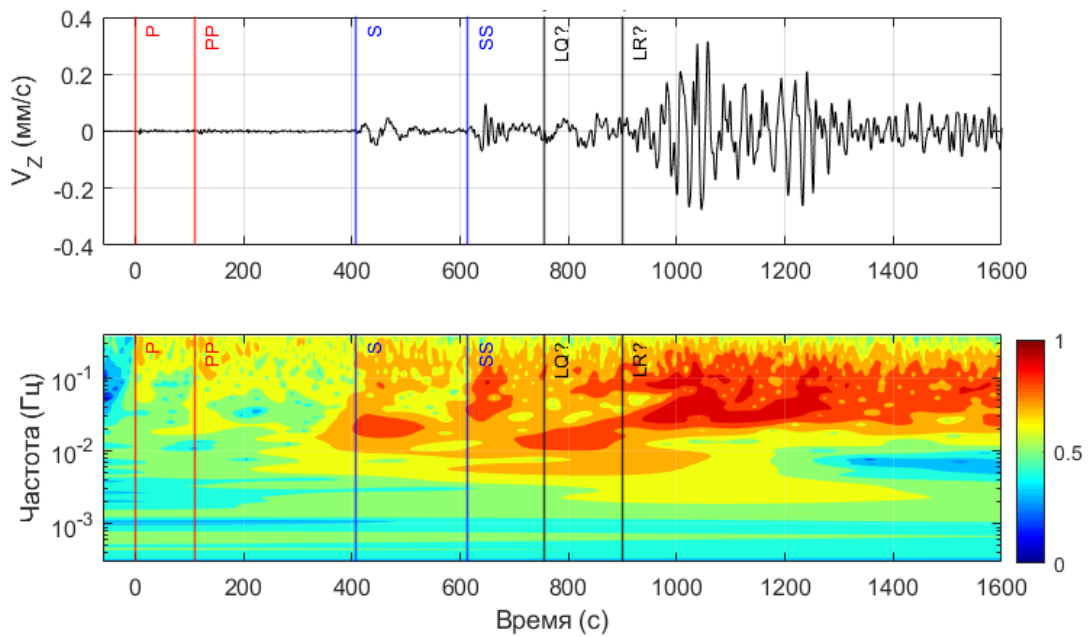


Рисунок 2.9 – Сейсмограмма и вейвлет-скейлограмма сейсмического отклика на землетрясение в Цинхэе, Китай, М 7.4 21.05.2021

Для сравнительного анализа откликов флюидонасыщенного коллектора на эпизодическое воздействия экзогенных и эндогенных факторов с фоновыми параметрами объекта исследований – геолого-геофизической средой (сейсмическими, барометрическими и гидрогеологическими) впервые применялся вероятностный подход, который обычно используется для характеристики сейсмического шума (McNamara, Buland, 2004; Wolin, McNamara, 2020).

Исходные данные, используемые для анализа, были разделены на интервалы длиной 2 часа, каждый с перекрытием в 1 час. Линейный тренд был предварительно удален (оценена и вычтена из исходных данных линия регрессии при помощи метода наименьших квадратов). Спектральная плотность мощности (СПМ) рассчитывалась для каждого 2-часового интервала методом Уэлча в бегущем окне продолжительностью 2/13 ч с перекрытием 75%. Полученные данные СПМ использовались для расчета плотности вероятности для каждой частоты. Для этого сначала усреднялась СПМ в бегущем окне длиной 1 октава с перекрытием 1/16 октавы. Это позволяет уменьшить частоты и получить равномерную выборку по частоте в логарифмическом масштабе. Затем для каждой частоты строились плотности вероятности распределений СПМ с шириной интервала 1 дБ. Затем,

опираясь на рассчитанные значения плотности вероятности для всех частот, строили спектрограмму функции плотности вероятности появления определенного значения СПМ на каждой частоте. Для дальнейшего рассмотрения используется статистическая мода, 10-й и 90-й процентиля. Проведен сравнительный анализ СПМ сейсмических сигналов и уровней воды (порового давления) для наиболее значимых землетрясений с фоновыми вариациями, представленными на диаграммах СПМ.

Пример использования данного метода представлен на рисунке 2.10.

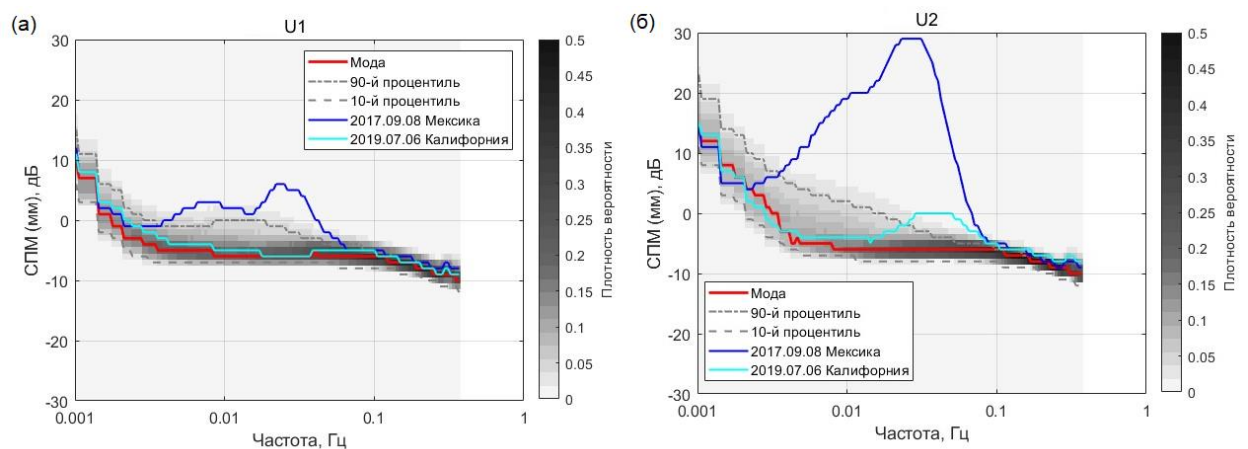


Рисунок 2.10 – Плотность вероятности шума за период 2017-2019 в напорном (а) и безнапорном (б) водоносных горизонтах (на диаграммы наложены кривые СПМ откликов на землетрясения 08.09.2017 М 8.2 в Мексике и 06.07.2019 М 7.0 в Калифорнии)

Для оценки постсейсмического изменения давления в воде исходные данные гидрогеологической регистрации были отфильтрованы от атмосферного давления, а затем оценены амплитуды постсейсмического изменения порового давления и длительность постсейсмических эффектов (рисунок 2.11)

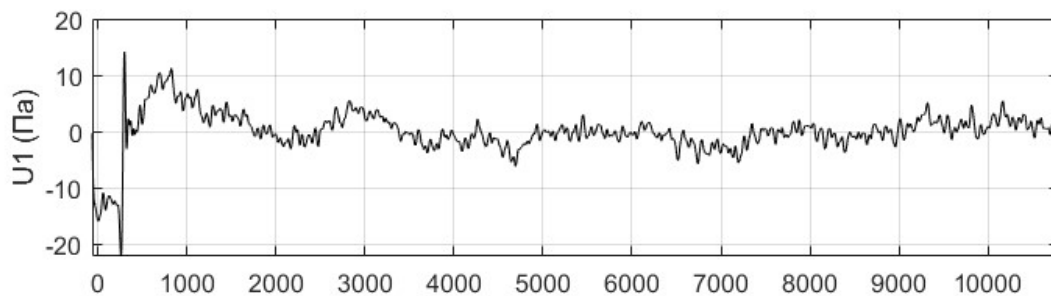


Рисунок 2.11 – Постсейсмическое повышение уровня на 17 Па после землетрясения 06.02.2023 М 7.8 в Турции

2.5 Теоретическая оценка порового давления флюидонасыщенного коллектора

Продольные и поперечные сейсмические волны вызывают объемную и девиаторную деформацию коллектора. Имея в качестве входных данных волновые формы скоростей по трем компонентам и гидрогеологические данные, можно произвести оценку упругих параметров коллектора. Численное моделирование теоретического изменения порового давления при прохождении сейсмических волн от удаленных землетрясений выполняется по соотношению (Shalev et al., 2016б):

$$\Delta p_f = BK_u \varepsilon_v + N \varepsilon_d, \quad (2.17)$$

где ε_v – объемная деформация, $\varepsilon_d = \frac{\varepsilon_1 - \varepsilon_2}{2}$ – девиаторная деформация,

A и B – коэффициенты Скемптона,

K_u – недренированный модуль объемной упругости (Wang, 2000),

$N = -4\mu B \left(A - \frac{1}{3} \right) \varepsilon_d$ – коэффициент связи деформации сдвига,

$\mu = \mu_0 + \alpha_D \varepsilon_0$ – модуль сдвига,

α_D – скалярный коэффициент нарушенности пород, который показывает концентрацию трещин в материале, $\alpha_D = 0$ соответствует неповрежденной породе, $\alpha_D = 1$ соответствует разрушенной породе.

Выражение порового давления в условиях деформации представлено в виде суммы объемной и девиаторной деформации. Левая часть отражает пороупругие свойства коллектора, правая часть – изменение формы объекта.

Согласно модели рассчитывается теоретическое поровое давление с использованием сейсмических данных, пересчитанных в систему координат ZRT, и сравнивается с наблюдаемым (экспериментально полученным) изменением порового давления.

Поровое давление в условиях деформации рассчитывалось по соотношению:

$$\Delta p_f = BK_u \frac{1 - 2\nu_u}{1 - \nu_u} \frac{v_R}{V_{R,L}} + N \frac{1}{2} \frac{v_T}{V_{R,L}}, \quad (2.18)$$

где коэффициент $BK_u \frac{1-2\nu_u}{1-\nu_u}$ отражает упругие свойства среды, а коэффициент N определяет девиаторную деформацию. ν_T – трансверсальная скорость, $V_{R,L}$ – теоретическая скорость волны Рэлея, Лява (принимается $\sim 3.5\text{--}3.8$ км/с). Оценку можно производить как по фазе прохождения объемных волн, так и по фазе прохождений поверхностных волн, используя теоретические скорости Р и S-волн.

Для линейно-упругого материала $A=1/3$, $N=0$. Для исследования свойств нелинейно упругих материалов (горных пород), в которых под воздействием нагрузки может происходить трещинообразование, вводится дополнительный параметр разрушенных пород (γ), который объединяет параметры объемной и девиаторной деформации A и N (Lyakhovskiy et al., 1997):

$$N = \frac{8BK_u\gamma(2\mu + \gamma)}{4(2\mu + \gamma)\gamma - 3(6\mu + \gamma)(K_u + 4/3\gamma)} \quad (2.19)$$

$$A = \frac{1}{3} - \frac{4K_u\gamma}{4(2\mu + \gamma)\gamma - 3(6\mu + \gamma)(K_u + 4/3\gamma)} \quad (2.20)$$

На рисунке 2.12 представлена диаграмма изменения параметров A и N и определение диапазона коэффициента нарушенности α_D . Зависимость параметра N от коэффициента нарушенности рассчитывается по (2.19), полученному в результате моделирования теоретического отклика на сейсмическое воздействие значению параметра $BK_u \frac{1-2\nu_u}{1-\nu_u}$. При анализе отклика на приливное воздействие этот коэффициент рассчитывается по следующему соотношению:

$$BK_u \frac{1-2\nu_u}{1-\nu_u} = p_f \frac{ga}{W} \frac{1}{(2h-6l)} \quad (2.21)$$

где p_f – напор воды в скважине, $g = 9.81$ м/с² – ускорение свободного падения, $a = 6371024$ – радиус Земли, W – приливный потенциал, $h = 0.606$ – число Лява, $l = 0.084$ – число Шида.

Зависимость параметра A от коэффициента нарушенности рассчитывается по (2.20).

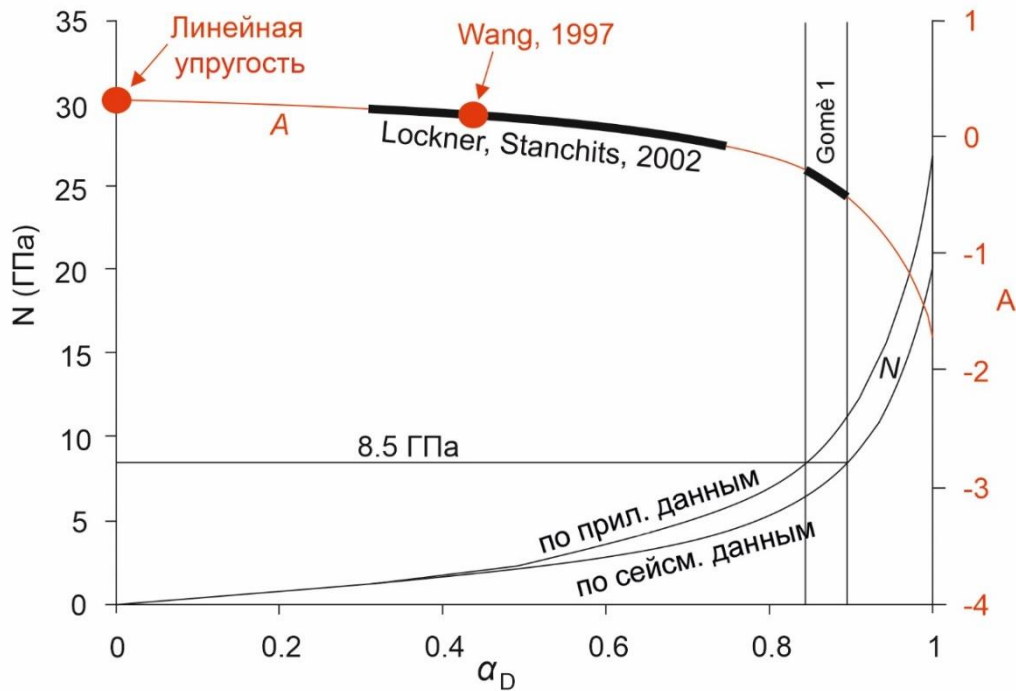


Рисунок 2.12 – Условия девиаторной связи: зависимость параметров A и N от коэффициента повреждения (α_D) по приливным и сейсмическим данным. Значение параметра $N = 8.5$ ГПа соответствует $-1.2 < A < -0.25$ и соответствует значениям коэффициента нарушенности $0.84 < \alpha_D < 0.9$ – по материалам статьи (Shalev et al., 2016б). Результаты в работах (Wang, 1997; Lockner, Stanchits, 2002) были получены для пород с меньшими значениями α_D

Для анализа зарегистрированных вариаций порового давления в напорных и слабонапорных условиях использовались интервалы длительностью, содержащие группу объемных, либо поверхностных волн. После выбора нужного интервала производилось удаление линейного тренда из данных уровней с целью очистки сигнала от устойчивого тренда подъема/снижения уровня.

Основной задачей выполнения моделирования является оценка и определение упругих коэффициентов, соответствующих объемной и девиаторной деформации, возникающей при прохождении сейсмических волн землетрясений. Теоретическое изменение порового давления сопоставляется с экспериментально полученным изменением в системе «пласт-скважина». Алгоритм реализован в виде вложенных циклов подбора значений параметров (упругих коэффициентов) с определением коэффициента детерминации для каждого набора коэффициентов. В качестве итоговых принимается набор коэффициентов, при котором получен

наиболее высокий коэффициент детерминации. Далее с использованием коэффициентов определяется коэффициент нарушенности среды α_D , который отражает степень концентрации трещин в горизонте, где проводятся измерения.

Выводы к Главе 2

На подготовительном этапе обработки экспериментальных данных регистрации вариаций уровня и атмосферного давления произведена очистка рядов от артефактов, удалены единичные и длительные выбросы значений сигналов. Последующий анализ фоновых параметров флюидонасыщенного коллектора выполнен на основе сформированных непрерывных интервалов и длинных рядов гидрогеологических и барометрических данных, полученных в пункте наблюдения ГФО «Михнево» за период 2010 – 2023 гг. Дополнительно обработаны сейсмические данные станции «Обнинск» за период 01.2021 – 03.2023 гг. для сопоставления приливных волн, выделенных в смещении грунта, определенном по сейсмическим данным, с теоретическими значениями и анализа фоновых параметров флюидонасыщенного коллектора с применением вероятностного подхода.

Для оценки фоновых параметров флюидонасыщенного коллектора (приливный отклик, фазовый сдвиг, водопроницаемость, проницаемость, пористость) создан комплекс методов обработки экспериментальных данных. Для определения фильтрационных свойств флюидонасыщенного коллектора разработан пакет программ в среде Matlab (Свидетельство, 2023).

Дополнена база данных гидрогеологических откликов на землетрясения, зарегистрированных на территории ГФО «Михнево». В рамках анализа реакции флюидонасыщенного коллектора на прохождение сейсмических волн выполнено моделирование теоретического гидрогеологического отклика на прохождение сейсмических волн, полученные результаты сопоставлены с экспериментальными данными.

ГЛАВА 3. ИССЛЕДОВАНИЕ РЕЖИМА ДЕФОРМИРОВАНИЯ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННОГО КОЛЛЕКТОРА ПО ДАННЫМ ПРЕЦИЗИОННОГО МОНИТОРИНГА УРОВНЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

3.1 Характеристика участка работ

Геофизическая обсерватория ИДГ РАН «Михнево» (ГФО «Михнево») расположена в юго-западной части Московского артезианского бассейна вне зоны активного техногенного воздействия и удалена на расстояние 2.4 км на запад от реки Лопасни и 13.2 км на север от реки Оки. Климат в районе ГФО «Михнево» относится к умеренно континентальному с холодной зимой и теплым летом. Амплитуды годовых вариаций атмосферного давления изменяются в широких пределах от 43 до 90 гПа. Максимальные значения атмосферного давления зарегистрированы в зимний период до 1040 гПа, минимальные – до 970 гПа в летний период (рисунок 3.1).

Среднегодовое количество атмосферных осадков варьирует от 488 до 891 мм. Основное количество осадков выпадает в летний и осенний периоды. Внутригодовой характер распределения осадков влияет на гидрологический режим поверхностных водотоков. Амплитуда весеннего паводка в реке Оке зависит от общего количества осадков, выпадающих в зимние месяцы. За период наблюдений 2007-2022 гг. основной подъем воды в реке Оке зарегистрирован в период весеннего половодья с конца февраля по начало марта (рисунок 3.1) (данные по гидропосту г. Серпухов получены из фондов отдела гидрологии Центрального Управления гидрометслужбы РФ).

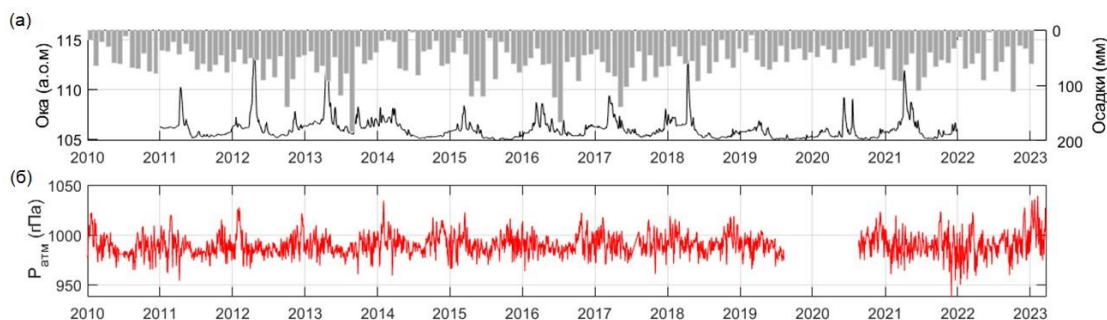


Рисунок 3.1 – Диаграммы вариаций уровня в реке Оке, месячные суммы осадков (а) и диаграмма атмосферного давления (б)

По данным бурения наблюдательных скважин и геофизических исследований, проведенных на территории ГФО «Михнево» в 2004-2013 гг., геологический разрез детально изучен в интервале 0-115 м (Горбунова и др., 2009). С поверхности до глубины 10.2 м распространены среднечетвертичные моренные отложения, залегающие с угловым несогласием на размытой поверхности среднекаменноугольных образований мощностью 65.9 м. Вскрытая мощность нижезалегающих пород нижнего карбона составляет 38.9 м (рисунок 3.2).

Водовмещающие породы представлены известняками трещиноватыми и неравномерно трещиноватыми, доломитами, мергелями с подчиненными прослоями глин. В скважине 2 в интервале 42.6-56.6 м вскрыт каширский водоносный горизонт, приуроченный к нарской толще среднего карбона. Верхняя часть толщи сдренирована. Наличие слабоводопроницаемого прослоя глин в интервале 45.5-47.9 м (относительного водоупора) определяет режим верхнего горизонта как слабонапорный.

За период наблюдений 2013-2023 гг. уровень верхнего горизонта изменялся от 42.6 до 46.5 м, вариации напора не превышали 2.4 м. По результатам резистивиметрии основной водоприток в скважину 2 выделен в интервале 47.9-49.5 м (рисунок 3.2). Повышенная кавернозность пород приурочена к приконтактным зонам (глина-известняк) и магистральным трещинам. По данным бурения скважины выделенные зоны повышенной трещиноватости пород соответствуют интервалам поглощения промывочной жидкости и зарегистрированным «провалам» снаряда в интервалах 45-45.3 и 51.7-52 м (Горбунова, 2022).

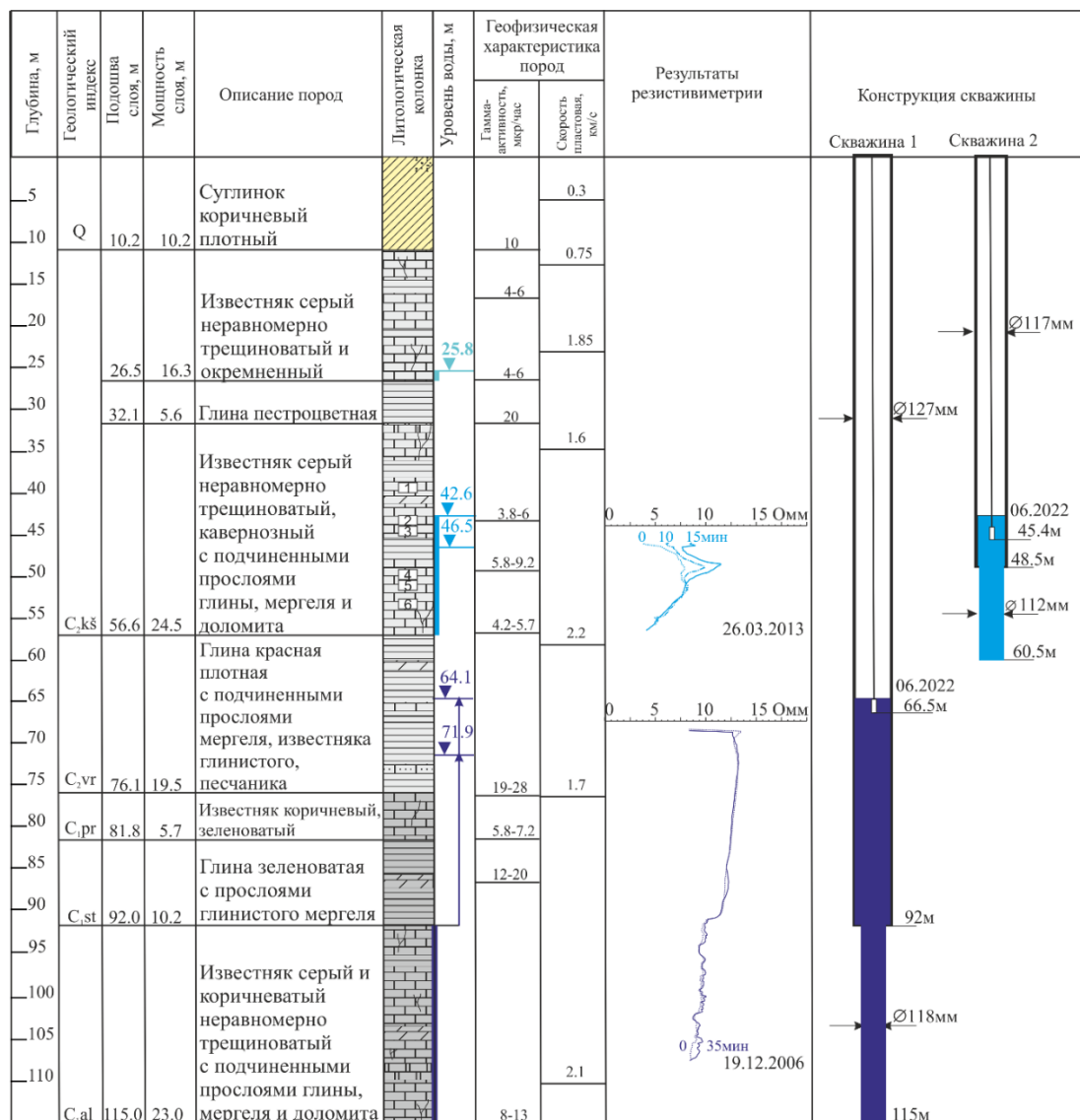


Рисунок 3.2 – Геолого-геофизический разрез и конструкция скважин 1 и 2 (цифрами 1-6 в литологической колонке обозначены интервалы отбора образцов керна для лабораторных испытаний и петрографического анализа)

Проницаемость образцов известняков №№ 1-6, отобранных из керна скважины 2, определенная по газу, изменяется от $0.7 \cdot 10^{-15}$ до $5 \cdot 10^{-14}$ м² (Горбунова и др., 2021). Полученные данные на территории ГФО «Михнево» согласуются со значениями проницаемости $6.79-9.96 \cdot 10^{-15}$ м², рассчитанными по результатам измерений фильтрационно-емкостных свойств карбонатных пород (Гасеми, Баяк, 2020).

В скважине 1 в интервале 92-115 м в отложениях нижнего карбона, сложенных известняками неравномерно трещиноватыми, частично окремненными в интервалах 98.7-99.7, 101.8-103 м, развит напорный алексинско-протвинский

водоносный горизонт. Уровень нижнего горизонта изменяется от 64.1 до 71.9 м, величина напора от 20.1 до 27.9 м. По результатам резистивиметрии основной водоприток в скважину 1 выделен в интервале 104.5-107 м.

Наличие в разрезе скважины 1 регионального водоупора – плотных красных глин среднего карбона мощностью 19.5 м, которые характеризуются площадным распространением, обуславливает изолированность и разобщенность уровенных поверхностей верхнего (каширского) и нижнего (алексинско-протвинского) водоносных горизонтов. Верхний водоносный горизонт распространен повсеместно за исключением долины реки Оки и ее притока – реки Лопасни, в пределах которой размыт. Основное направление движения подземных вод в отложениях среднего карбона радиальное, от водоразделов к долинам рек и их притоков с уклоном до 0.003-0.006. Направление движения подземного потока в отложениях нижнего карбона латеральное на северо-восток с уклоном до 0.002 в соответствии с моноклинальным залеганием отложений карбона.

По результатам пробной откачки и расходомерии в скважинах определены основные гидрогеологические параметры. Водопроницаемость верхнего каширского водоносного горизонта в скважине 2 составляет 15 м²/сут, коэффициент фильтрации – 1.2 м/сут, коэффициенты уровнепроводности и водоотдачи равны $4.7 \cdot 10^2$ м²/сут и 0.02 соответственно.

В нижнем алексинско-протвинском водоносном горизонте, вскрытом в скважине 1, водопроницаемость не превышает 3 м²/сут, коэффициент фильтрации – 0.13 м/сут, коэффициенты пьезопроводности и упругой водоотдачи равны $1.3 \cdot 10^4$ м²/сут и $2.3 \cdot 10^{-4}$.

Режим верхнего каширского водоносного горизонта в скважине 2 техногенно нарушен из-за эксплуатации скважинами и колодцами. В 2014–2015 и 2018–2019 гг. отмечено региональное снижение уровня на 2.5-3.8 м, в 2016–2018 и 2020–2023 гг. – подъем уровня (рисунок 3.3). В вариациях уровня прослеживается годовая цикличность в виде интенсивного подъема уровня в паводок (весенний период) с амплитудами до 1.9-2.3 м. Максимально высокие отметки зарегистрированы в июне 2022 г.

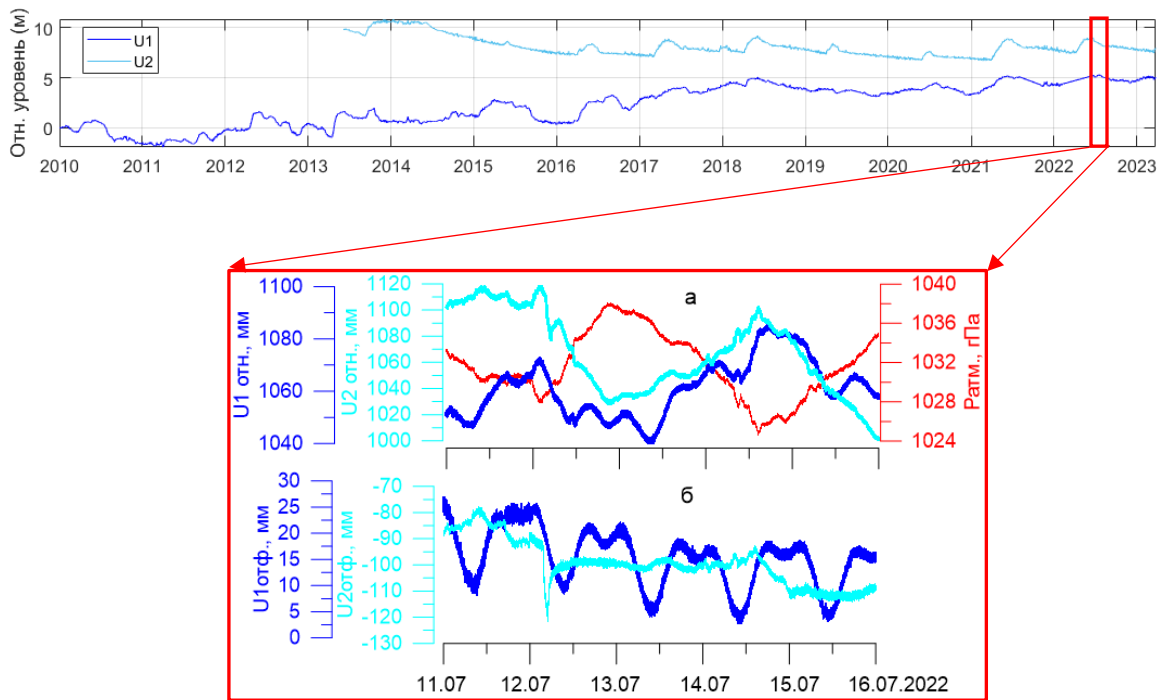


Рисунок 3.3 – Уровень подземных вод в скважинах 1 (U1) и 2 (U2) (относительный), ниже – фрагмент регистрации 11-15.07.2022 г. исходные данные (а) и очищенные от влияния атмосферного давления (б)

На общем фоне вариаций уровня верхнего слабонапорного горизонта в скважине 2 выделяются локальные мини депрессионные воронки, связанные с периодическим водоотбором (через 5-7 суток) из технической скважины, расположенной на территории ГФО «Михнево» ниже по направлению подземного потока на расстоянии 300 м (фрагмент рисунка 3.3) (Горбунова и др., 2016).

Нижний напорный горизонт приурочен к области транзита слабо дренированных подземных вод и характеризуется неравномерным и растянутым питанием в течение годового цикла. Абсолютные отметки глубины залегания уровня алексинско-протвинского водоносного горизонта варьируют от 97.3 до 103.7 м и находятся ниже уреза речной сети. Река Ока выступает в качестве источника питания подземных вод на участках эрозионного размыва регионального водоупора верейских глин. Амплитуда весенних вариаций напорного алексинско-протвинского водоносного горизонта зависит от гидрологического режима реки Оки и изменяется от 1.1 до 3.1 м (рисунок 3.4). Влияние граничных условий – гидрологического режима реки Оки на нижний

водоносный горизонт проявляется с запаздыванием до 2 месяцев по диаграммам кросс-корреляции.

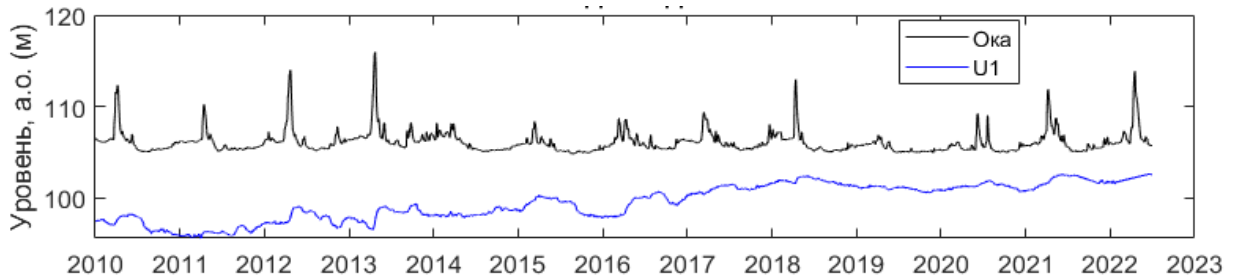


Рисунок 3.4 – Диаграммы вариаций уровня реки Оки и напорного алексинско-протвинского водоносного горизонта

3.2 Определение фоновых параметров флюидонасыщенного коллектора

Квазистационарные факторы – атмосферное давление и земные приливы, проявляющиеся в диапазоне длинных периодов от первых часов до нескольких суток, контролируют динамику пороупругого деформирования флюидонасыщенного карбонатного коллектора. По данным многолетних режимных наблюдений, проводимых на территории ГФО «Михнево», за вариациями атмосферного давления и уровня напорного и слабонапорного водоносных горизонтов определены коэффициенты барометрической эффективности (рисунок 3.5).

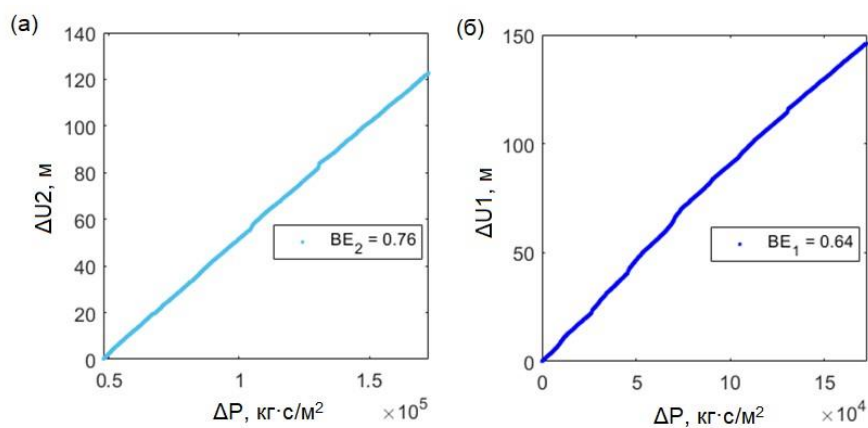


Рисунок 3.5 – Диаграммы барометрической эффективности слабонапорного (а) и напорного (б) водоносных горизонтов

В верхнем слабонапорном водоносном горизонте, приуроченном к трещиноватому кавернозному карбонатному коллектору, коэффициент барометрической эффективности (BE) составляет -0.76 за период измерений 2013-2022 гг. В нижнем напорном водоносном горизонте, развитом в неравномерно трещиноватых известняках с подчиненными прослоями глин, не превышает -0.64 за период измерений 2010-2022 гг.

При сопоставлении функций когерентности между атмосферным давлением и уровнем напорного и слабонапорного водоносных горизонтов отчетливо проявляется синхронное увеличение амплитуды сигналов в диапазоне периодов 3.5, 6 и 8 и 12 часов (рисунок 3.6 а,б). Когерентность сигналов на периоде 12 часов прослеживается также в функциях когерентности между теоретическим смещением грунта и уровнем подземных вод и соответствует полусуточной приливной волне S_2 солнечного типа (рисунок 3.6 в,г), которая выражена в барометрических и гидрогеологических данных.

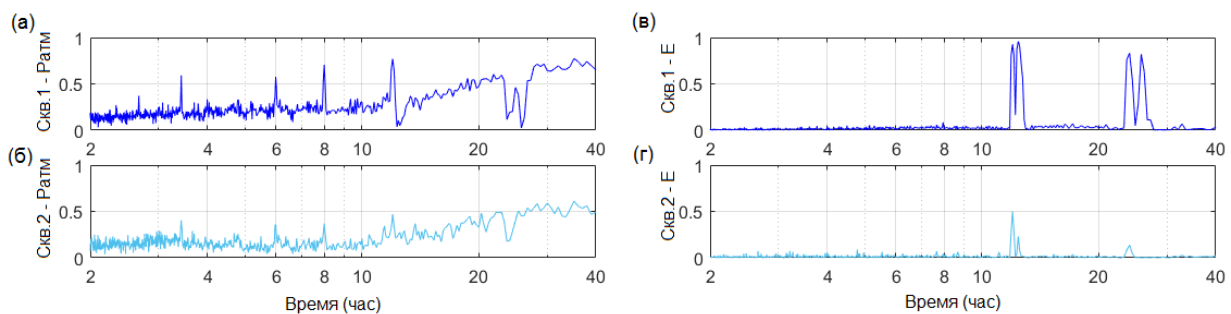


Рисунок 3.6 – Функции когерентности между атмосферным давлением и уровнем напорного (а) и слабонапорного (б) водоносных горизонтов, теоретическим смещением грунта и уровнем напорного (в) и слабонапорного (г) водоносных горизонтов

Функция когерентности между смещением грунта и уровнем напорного горизонта близка к 1 для периода 12.42 часа, соответствующего полусуточной приливной волне M_2 лунного типа. Для этого же периода функция когерентности между смещением грунта и уровнем слабонапорного горизонта выражена слабее и составляет менее 0.2. В связи с тем, что на формирование волны солнечного типа

S_2 большое влияние оказывает атмосферное давление, для оценки проницаемости коллектора выбрана приливная полусуточная волна лунного типа M_2 .

Значение приливной чувствительности уровня воды по отношению к теоретически рассчитанной приливной деформации коллектора или приливной фактор определяется как отношение амплитуд приливных волн, выделенных в вариациях уровня подземных вод, к объемной деформации пород. Приливной фактор напорного водоносного горизонта равен 0.36 мм/нанострейн, для слабонапорного – 0.20 мм/нанострейн и может быть использован для оценки пористости θ_E и сжимаемости карбонатного коллектора C_M в соответствии с уравнением (2.4), приведенным в главе 2.

Упругость породы S_S представляет обратную величину приливному фактору (Zhao et al., 2021) и совместно с параметрами коллектора барометрической эффективностью BE , плотностью породы ρ , сжимаемостью воды C_w , равной $4.58 \cdot 10^{-10} \text{ м}^2/\text{Н}$, применяется для оценки пористости и сжимаемости коллектора в напорных и слабонапорных условиях (таблица 3.1).

Таблица 3.1 – Физико-механические параметры коллектора

Основные физико-механические параметры	Нижний напорный горизонт		Верхний слабонапорный горизонт	
	от	до	от	до
BE	0.59	0.74	0.76	0.92
θ_E	0.11		0.15	
C_M	$1.77 \cdot 10^{-11}$	$3.5 \cdot 10^{-11}$	$5.97 \cdot 10^{-12}$	$2.17 \cdot 10^{-11}$
S_S	$6.68 \cdot 10^{-7}$	$8.38 \cdot 10^{-7}$	$7.33 \cdot 10^{-7}$	$8.87 \cdot 10^{-7}$

При определении фильтрационных параметров флюидонасыщенного коллектора – водопроводимости T , проницаемости k , коэффициента вертикальной диффузии D на основе анализа фазового сдвига между приливной волной M_2 , выделенной в вариациях смещения грунта и уровне подземных вод в соответствии с методикой, детально описанной в главе 2, учтены внешние факторы –

естественные и техногенные, которые могут оказать влияние на режим напорного и слабонапорного водоносных горизонтов.

В первую очередь из полученных расчетных рядов фазового сдвига за периоды наблюдений 2010-2023 гг. для нижнего горизонта и за 2013-2023 гг. для верхнего горизонта исключены интервалы, в пределах которых нарушается квазистационарный режим фильтрации, суточные вариации уровня превышают ± 5 см/сут (рисунок 3.7).

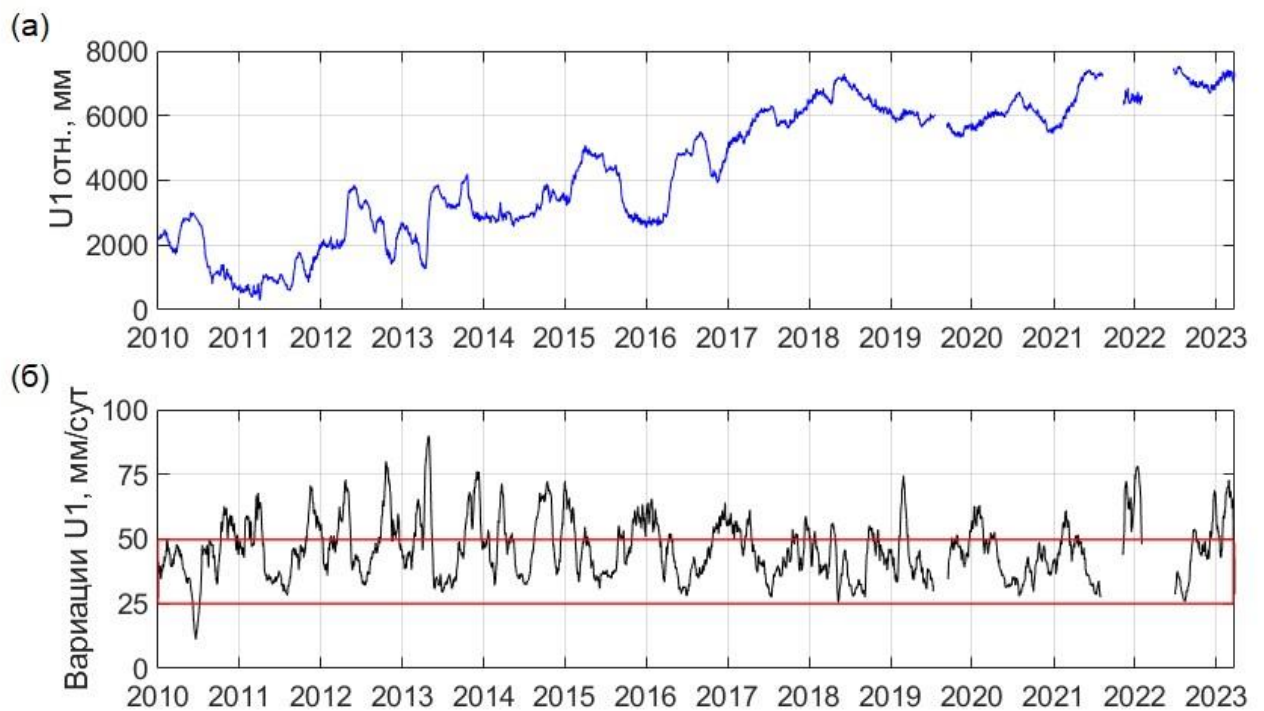


Рисунок 3.7 – Вариации уровня нижнего напорного горизонта (а) и скорость суточных изменений (б) (красным прямоугольником выделена область квазистационарного режима фильтрации)

Дополнительно для слабонапорного горизонта произведена выборка интервалов, соответствующих положению уровня в пределах относительного водоупора (выделенного глинистого прослоя) (рисунок 3.8), для которых характерно увеличение амплитуд приливной волны M_2

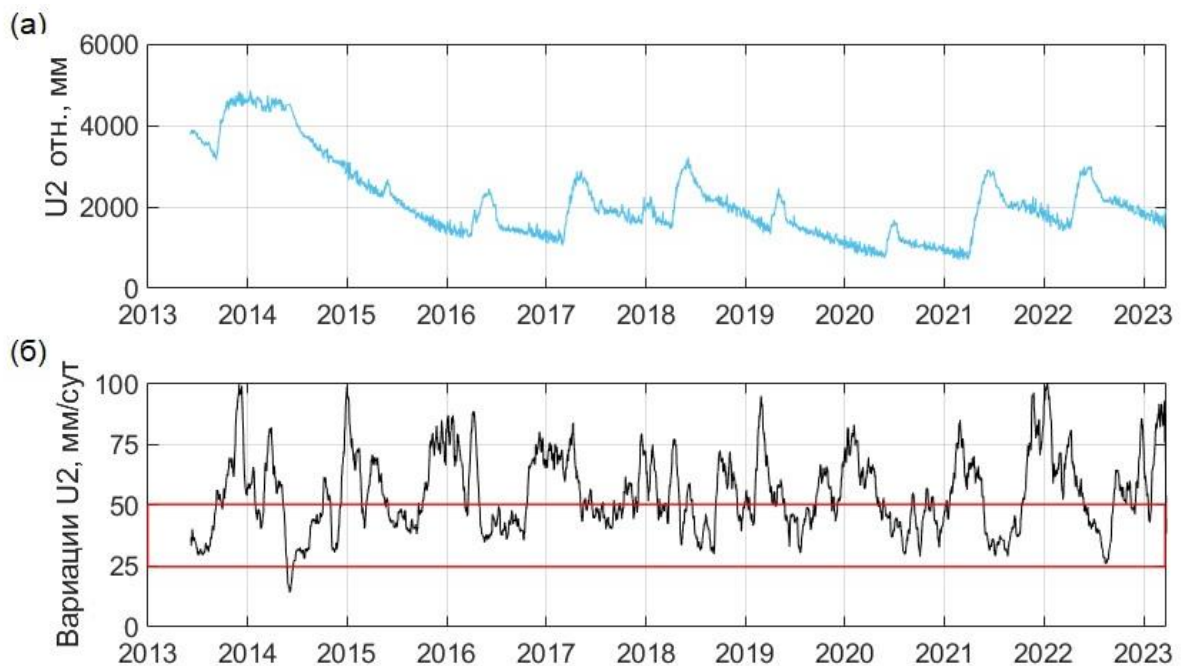


Рисунок 3.8 – Вариации уровня верхнего слабонапорного горизонта (а) и скорость суточных изменений (б) (красным прямоугольником выделена область квазистационарного режима фильтрации)

Определение фазового сдвига между приливными волнами, выделенными в смещении грунта и уровне подземных вод, первоначально проводилось для всего ряда наблюдений. В дальнейшем на основе полученных отрицательных значений фазового сдвига рассчитывалась проницаемость (горизонтальная) для напорного и слабонапорного водоносных горизонтов, отфильтрованные в скользящем окне 60 суток с перекрытием 75% с учетом исключения обозначенных выше интервалов.

Результаты расчетов, полученные в соответствии с моделью, представленной в (Hsieh et al., 1987) и уравнениями (2.7 – 2.9), приведенными в главе 2, представлены ниже на рисунках 3.9, 3.10 и в таблице 3.2.

По данным многолетнего мониторинга прослежены вариации проницаемости нижнего горизонта. В 2014 г. и 2019 г. и в начале 2020 г. в условиях квазистационарного режима фильтрации отмечено уменьшение проницаемости до $1.4 \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$. С середины 2020 г. и 2022 г. прослежено увеличение проницаемости до $4.5 \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$.

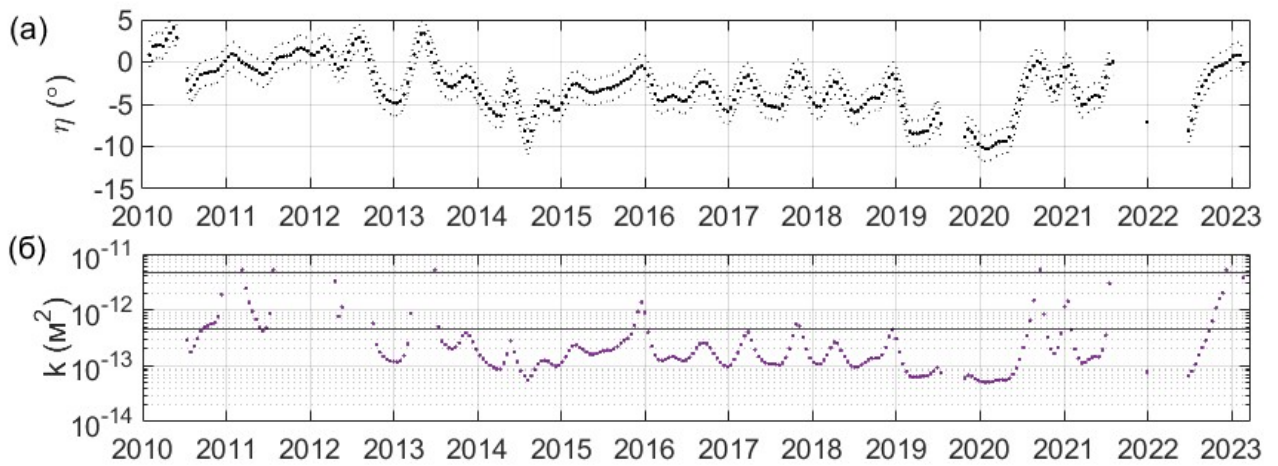


Рисунок 3.9 – Диаграммы фазового сдвига (а) и проницаемости (б) нижнего напорного горизонта (а – пунктиром показана погрешность; б – горизонтальными линиями обозначены границы перехода свойств от слабопроницаемого к водонепроницаемому и к сильнопроницаемому состоянию)

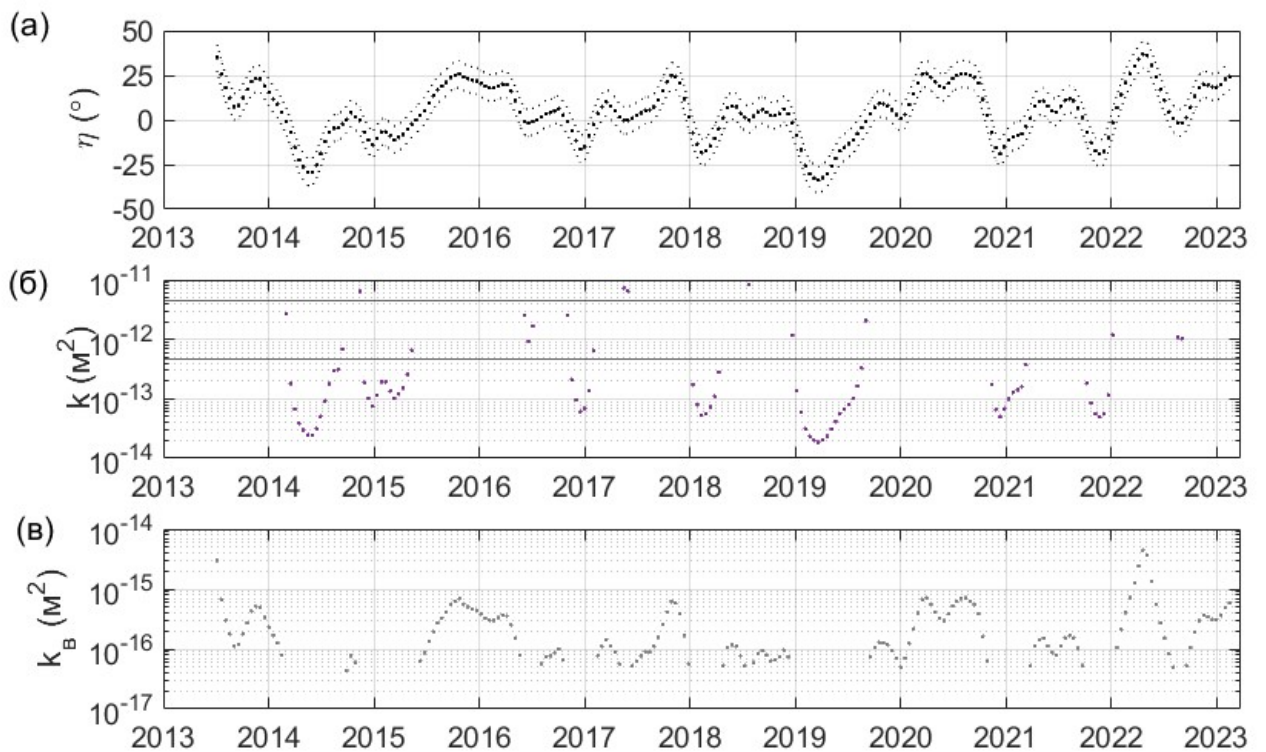


Рисунок 3.10 – Диаграммы фазового сдвига (а), горизонтальной (б) и вертикальной проницаемости (в) нижнего слабонапорного горизонта (а – пунктиром показана погрешность; б – горизонтальными линиями обозначены границы перехода свойств от слабопроницаемого к водонепроницаемому и к сильнопроницаемому состоянию)

Зависимость вариаций проницаемости нижнего горизонта от глубины залегания уровня (величины напора) характеризуется относительно невысоким коэффициентом корреляции (0.53). Для верхнего горизонта подобная зависимость не установлена. Диаграмма вариаций проницаемости в зависимости от напора представлена на рисунке 3.11.

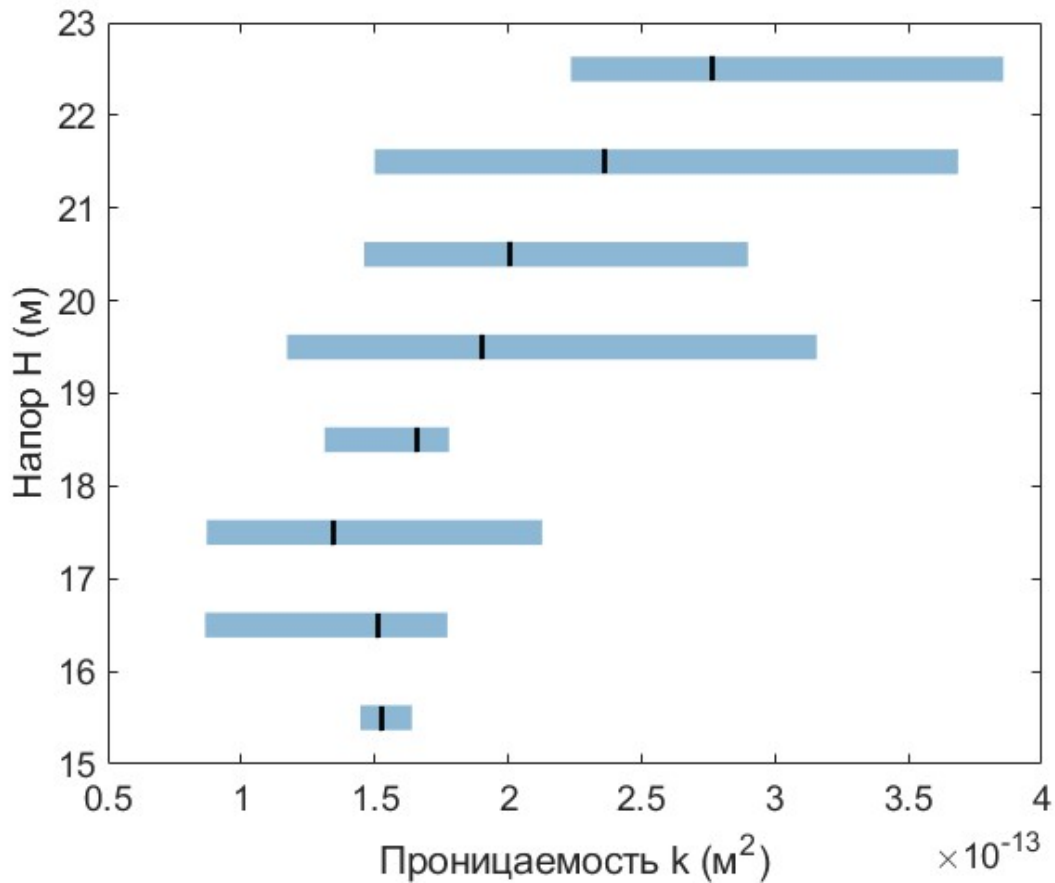


Рисунок 3.11 – Диапазоны вариаций проницаемости в зависимости от напора нижнего горизонта (засечками обозначены значения медиан для каждого диапазона)

Таблица 3.2 – Фоновые фильтрационные параметры карбонатного коллектора в напорных и слабонапорных условиях

Год	Месяц	η°	T, м ² /сут	$k \cdot 10^{-13}$, м ²	Месяц	η°	T, м ² /сут	$k \cdot 10^{-13}$, м ²	
Напорный водоносный горизонт					Слабонапорный водоносный горизонт				
2011	02 - 06	-3.3...-1.3	2.6-7.6	5.1-14					
2012	05 - 08	-2.4...-1.5	3.8-6.1	7.4-12					
2013	06 - 08	-5.5...-2.9	1.5-3.1	2.9-6.0					
2014	05 - 07	-7.5...-2.7	1.1-3.3	2.0-6.3					
2015	05 - 08	-6.2...-4.5	1.3-1.9	2.5-3.7	07 - 09	-11...-2.5	0.8 – 4.0	1.6 – 7.9	
2016	05 - 09	-7.6...-4.9	1.0-1.7	2.0-3.4	07 - 09	-9.5...-2.0	0.9 – 5.0	1.8 – 9.9	
2017	04 – 08	-6.0...-7.1	1.1-1.4	2.2-2.6					
2018	05 - 09	-6.8...-5.8	1.4-1.2	2.3-2.7					
2019	03 - 08	-10.2...-7.6	1.1-1.2	1.5-2.0	07 - 08	-10.7...-2.0	0.9 – 5.0	1.8 – 9.9	
2020	05 - 09	-10.4...-3.7	1.2-2.3	1.4-4.5	06 - 08	-4.0...-2.6	3.0 – 4.0	5.9 – 7.9	
2021	05 - 09	-6.8...-5.0	1.2-1.7	2.3-3.2					
2022	07 - 09	-7.6...-1.2	1.0-7.7	1.3-12					

Для одних и тех же интервалов, представленных в таблице 3.2, водопроницаемость флюидонасыщенного карбонатного коллектора в верхней части разреза изменяется от 0.8 до 5.0 м²/сут, в нижней части разреза - от 1.0 до 2.3 м²/сут.

Для интервалов с положительным значением фазового сдвига, выделенных в пределах верхнего слабонапорного водоносного горизонта, выполнен предварительный расчет вертикальной диффузии согласно уравнениям (2.11, 2.12), приведенным в главе 2 и в статье (Хуе et al., 2016).

Для сопоставления водопроницаемости коллектора напорного и слабонапорного водоносных горизонтов, определенной дистанционным методом, с результатами расчета этого параметра, полученного по данным откачки, построены гистограмма распределения и график плотности распределения вероятностей фазового сдвига (рисунок 3.12). Медианное значение фазового сдвига для напорного водоносного горизонта составляет -6.0 °, среднеквадратичное отклонение 1.9 °.

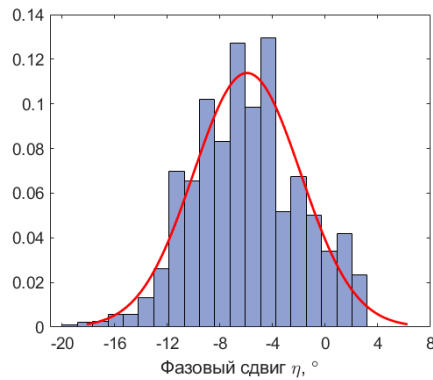


Рисунок 3.12 – Гистограмма распределения и график плотности распределения вероятностей фазового сдвига ($m = -6.0^\circ$, $\sigma = 1.9^\circ$) для напорного водоносного горизонта

На основании уравнений (2.7–2.9), представленных в главе 2, была рассчитана зависимость фазового сдвига η от водопроницаемости T с учетом параметров скважины. Данная зависимость представлена на рисунке 3.13.

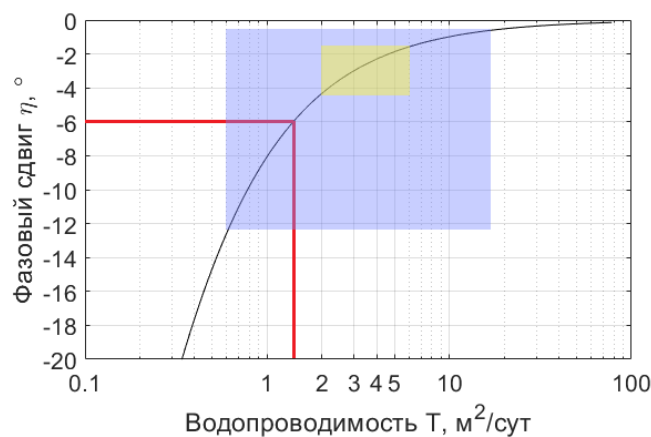


Рисунок 3.13 – График зависимости фазового сдвига от водопроницаемости для напорного водоносного горизонта. Черная линия – теоретическая кривая, рассчитанная для параметров скважины (Hsieh et al., 1987). Залитая голубым область – диапазон рассчитанных значений фазового сдвига. Красным цветом отмечено среднее значение фазового сдвига и соответствующее ему значения водопроницаемости. Залитая желтым область – диапазон значений водопроницаемости, полученных по данным пробной откачки (2006 г.)

Для нижнего горизонта среднее значение водопроницаемости составляет $1.5 \text{ м}^2/\text{сут}$ при фазовом сдвиге η , равном -6° , для верхнего горизонта – $11 \text{ м}^2/\text{сут}$ при фазовом сдвиге -0.2° (рисунок 3.13).

Фильтрационные параметры напорного водоносного горизонта имеют более низкие значения по сравнению со слабонапорным водоносным горизонтом.

3.3 Реакция флюидонасыщенного коллектора на удаленные землетрясения

За период наблюдений 01.01.2010 – 24.03.2023 гг. в двух наблюдательных скважинах, расположенных на территории ГФО «Михнево», зарегистрировано 15 гидрогеологических откликов в нижнем напорном горизонте и 90 откликов в верхнем слабонапорном горизонте на удаленные землетрясения. Систематизация полученных экспериментальных данных выполнена с учетом приуроченности очагов землетрясений к сейсмическим поясам, показанных на рисунке 3.14. Результаты измерений и основные параметры землетрясений представлены в Приложении Б.

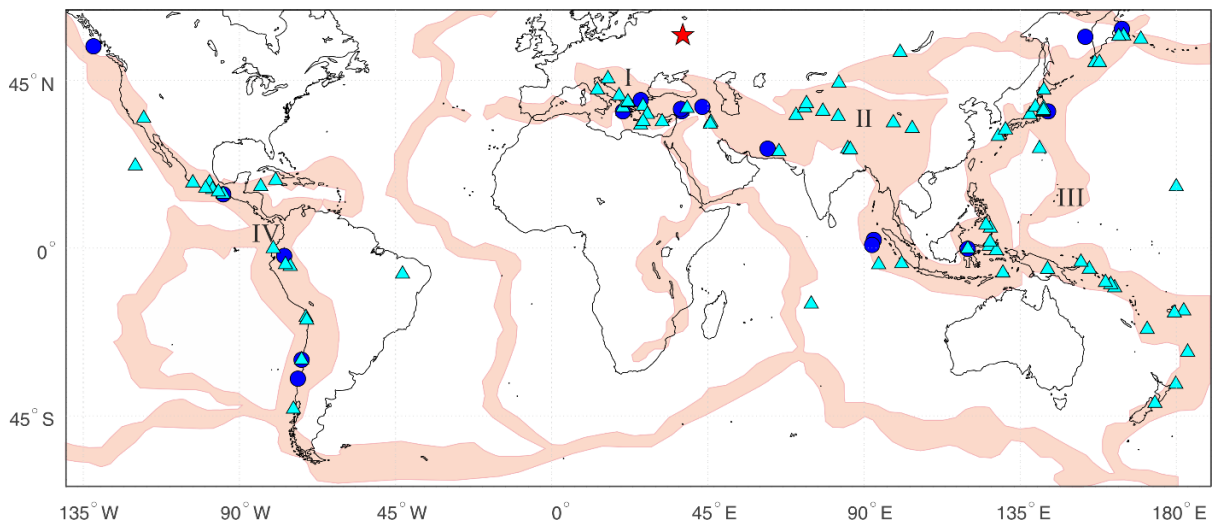


Рисунок 3.14 – Схема эпицентров землетрясений, которые зарегистрированы в вариациях уровня напорного (синие кружки) и слабонапорного (голубые треугольники) водоносных горизонтов на территории ГФО «Михнево» (Сейсмические пояса: I – Средиземноморский, II – Транс-Азиатский, III – Западно-Тихоокеанский, IV – Восточно-Тихоокеанский; расположение ГФО «Михнево» обозначено красной звездочкой)

В таблице 3.3 приведены сводные данные по реакции карбонатного коллектора на прохождение сейсмических волн от удаленных землетрясений. Амплитуды гидрогеологических откликов напорного и слабонапорного

водоносных горизонтов изменяются в широких пределах. Минимальная амплитуда вариаций порового давления составила 20-22 Па. Максимальная амплитуда изменений порового давления в слабонапорном горизонте 1447 Па отмечена при землетрясении, произошедшем в Турции 06.02.2023 г. в пределах Средиземноморского пояса, которое более подробно рассмотрено ниже. В напорном водоносном горизонте максимальная амплитуда вариаций порового давления 407 Па установлена при землетрясении Тохоку, произошедшем вдоль восточной окраины острова Хонсю 11.03.2011 г. в пределах Западно-Тихоокеанского пояса.

Таблица 3.3 – Диапазоны гидрогеологических откликов напорного и слабонапорного горизонтов и основные параметры землетрясений

Сейсмические пояса	Средиземно-морской		Транс-Азиатский		Западно-Тихоокеанский		Восточно-Тихоокеанский	
	от	до	от	до	от	до	от	до
Расстояние R, км	1854	2237	2315	4901	6492	16553	7067	15079
Глубина H, км	10	23	12	209	12	687	12	127
Магнитуда M	6.2	7.8	6.1	7.9	6.2	9.1	7.0	8.8
Плотность сейсмической энергии $e \cdot 10^{-14}$, Дж/м ³	0.1	24.5	0.01	3.73	0.01	30.7	0.01	1.51
Скорость смещения грунта PGV, мм/с	0.06	2.56	0.08	1.01	0.05	3.78	0.06	2.46
Амплитуда отклика напорного горизонта U1, Па	23	76	62	-	34	407	20	146
Амплитуда отклика слабонапорного горизонта U2, Па	24	1447	24	373	24	225	22	1084

При обработке экспериментального материала, полученного на территории ГФО «Михнево», рассматриваются 3 типа гидрогеологических эффектов, вызванных прохождением сейсмических волн от удаленных землетрясений (Горбунова и др., 2018; Горбунова, 2022). К первому типу относятся вариации порового давления, которые проявляются в узкой полосе частот, преимущественно в диапазоне периодов до 60 с (рисунок 3.15). Второй тип представлен динамическими вариациями порового давления в широком диапазоне частот (рисунок 3.16).

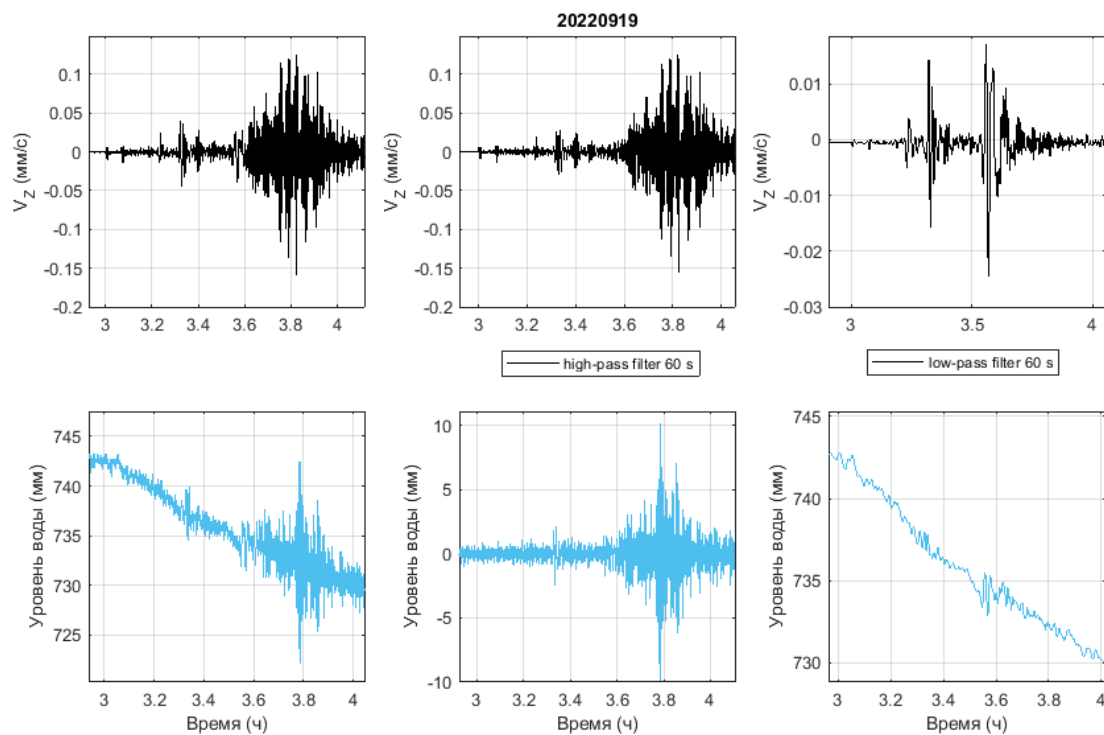


Рисунок 3.15 – Сейсмограммы исходные и отфильтрованные (верхний ряд) и гидрогеологический отклик I типа слабонапорного горизонта (нижний ряд) исходный и отфильтрованный при землетрясении 19.09.2022 М 7.7 побережье Мичоакан, Мексика

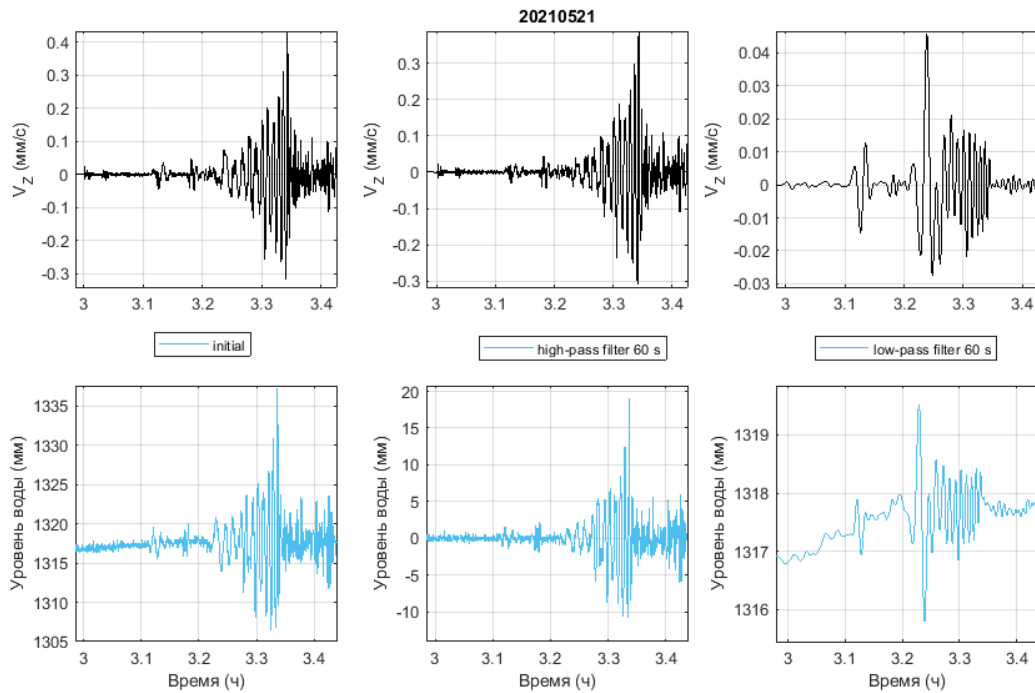


Рисунок 3.16 – Сейсмограммы исходные и отфильтрованные (верхний ряд) и гидрогеологический отклик II типа слабонапорного горизонта (нижний ряд) исходный и отфильтрованный при землетрясении 21.05.2021 М 7.4 Цинхай, Китай

Нормированные спектры гидрогеологических откликов могут отличаться по интенсивности сигналов на разных частотах от нормированных спектров скорости смещения грунта (рисунок 3.17). Это не связано с резонансной частотой наблюдательных скважин 1 и 2, которая отличается от частоты сейсмических волн, связанных с землетрясениями (Besedina et al., 2023).

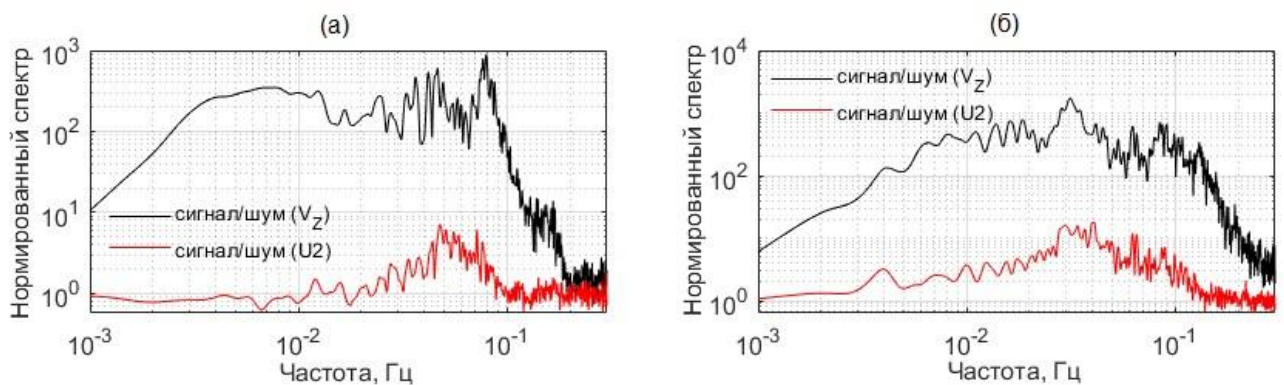


Рисунок 3.17 – Нормированные спектры скорости смещения грунта (черная линия) и уровня верхнего слабонапорного горизонта (красная линия) при землетрясениях 19.09.2022 М 7.7 побережье Мичоакан, Мексика (а) и 21.05.2021 М 7.4 Цинхай, Китай (б)

Третий тип гидрогеологических эффектов обусловлен проявлением постсейсмических эффектов продолжительностью от первых минут до первых часов (рисунок 3.18). На нормированных спектрах прослежено смещение максимальных значений гидрогеологических откликов в область низких частот относительно распределения экстремумов скорости смещения гранта, преобладающими в высокочастотной области (рисунок 3.19).

Постсейсмическое увеличение порового давления может быть связано с изменениями проницаемости как в околоскважинном пространстве – скин-эффектом, так и в водоносном горизонте. Постсейсмические эффекты установлены в напорном водоносном горизонте при 6 землетрясениях с магнитудами 7.7-9.1. К ним отнесены землетрясения, произошедшие 27.02.2010 г. вдоль восточного побережья Чили, 11.03.2011 г. у восточного побережья острова Хонсю, 11.04.2012 г. западное побережье Северной Суматры, 08.09.2017 г. побережье Чьяпас, Мексика и 06.02.2023 г. в Турции.

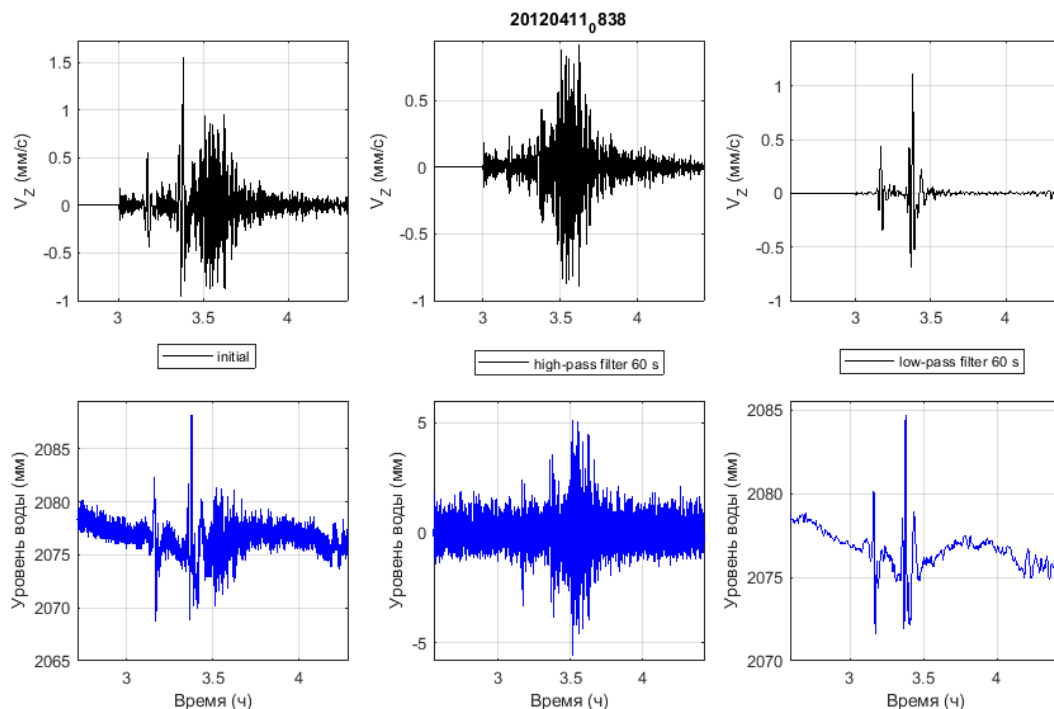


Рисунок 3.18 – Сейсмограммы исходные и отфильтрованные (верхний ряд) и гидрогеологический отклик III типа напорного горизонта (нижний ряд) исходный и отфильтрованный при землетрясении 11.04.2012 М 8.6 у западного побережья Суматры

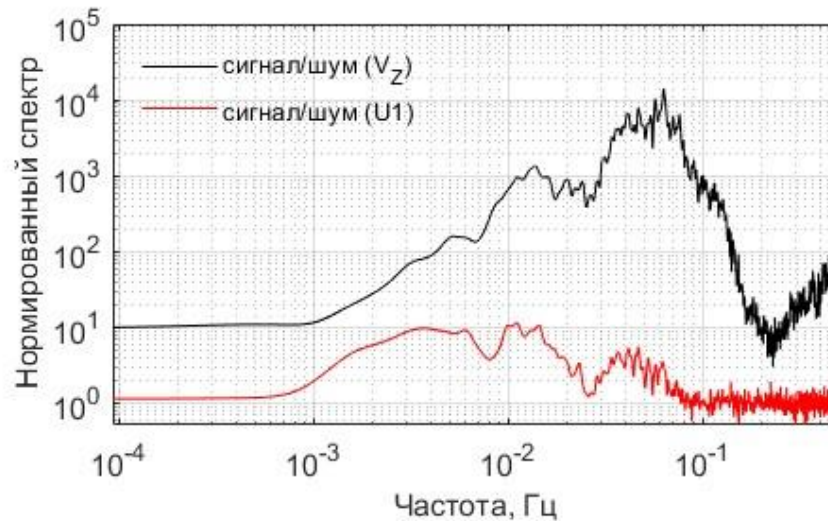


Рисунок 3.19 – Нормированные спектры скорости смещения грунта (черная линия) и уровня верхнего слабонапорного горизонта (красная линия) при землетрясении 11.04.2012 М 8.6 у западного побережья Суматры

Данные по типизации гидрогеологических откликов использованы при анализе реакции карбонатного коллектора на сейсмическое воздействие с учетом эпицентрального расстояния (R) и магнитуды землетрясения (M). Для бинарной классификации зависимости M - R по типам гидрогеологических откликов используется метод опорных векторов. Основная идея метода заключается в построении прямой (гиперплоскости), разделяющей объекты выборки оптимальным способом. Алгоритм работает в предположении, что чем больше расстояние между разделяющей прямой (гиперплоскостью) и объектами разделяемых классов, тем меньше будет средняя ошибка классификатора. Для напорного горизонта выделенная зависимость $M=0.54R+6.16$ соответствует разделению области проявления косейсмических откликов I и II типов от III типа (рисунок 3.20а). Постсейсмические отклики напорного горизонта установлены на эпицентральных расстояниях 1873-14464 км от землетрясений с магнитудами ≥ 7.7 . Соотношение между проявлением гидрогеологических откликов слабонапорного горизонта I и II типов соответствует зависимости $M=0.33R+6.36$. Отклики II типа установлены на эпицентральных расстояниях 1873-16507 км от землетрясений с магнитудами ≥ 7.4 (рисунок 3.20б).

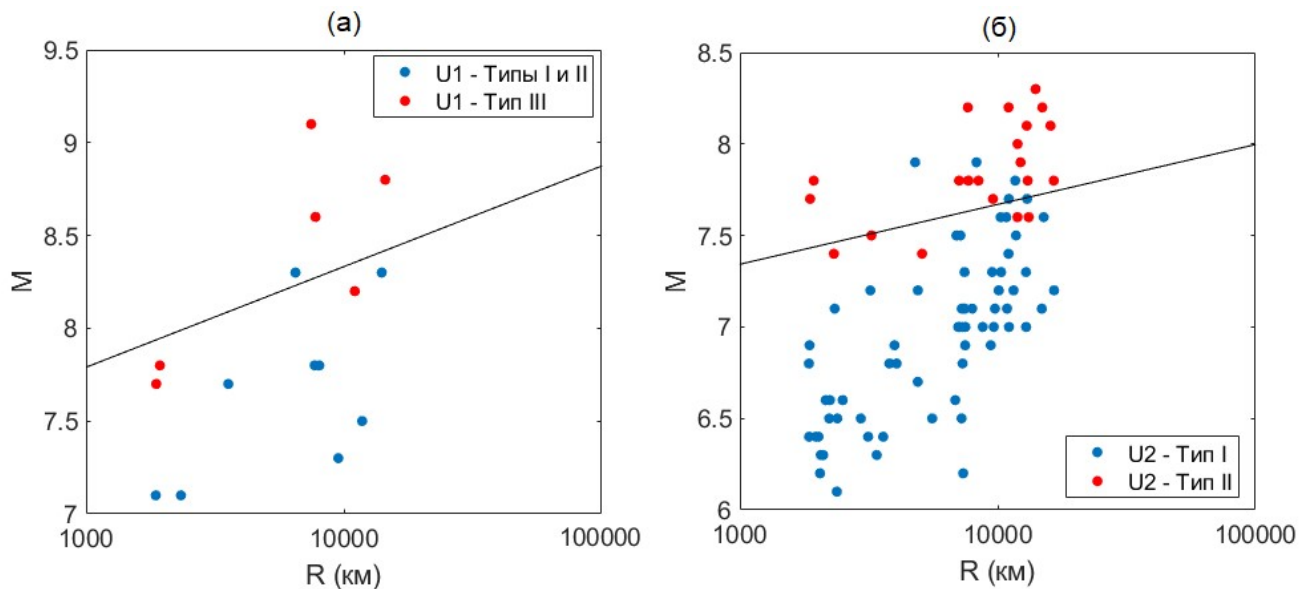


Рисунок 3.20 – Классификация зависимости магнитуды землетрясений за период 2010-2023 от эпицентрального расстояния по типам гидрологических откликов в нижнем напорном (а) и верхнем слабонапорном горизонтах (б)

На рисунке 3.21 представлена зависимость амплитуд гидрогеологических откликов от максимальных значений скорости смещения грунта, зарегистрированных на территории ГФО «Михнево» от удаленных землетрясений, произошедших в разных сейсмических поясах. Зависимость вариаций порового давления верхнего слабонапорного горизонта на удаленные землетрясения, от скорости смещения грунта аппроксимируется степенной функцией с относительно высоким коэффициентом детерминации 0.9.

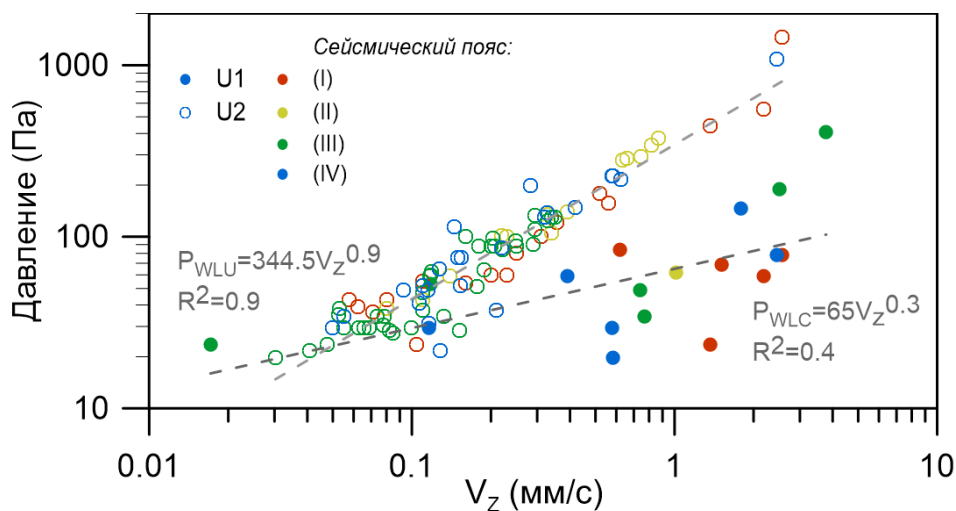


Рисунок 3.21 – Графики зависимости амплитуд гидрогеологических откликов напорного (U1) и слабонапорного (U2) водоносных горизонтов от скорости смещения грунта

Зависимость вариаций порового давления нижнего напорного горизонта от скорости смещения грунта слабо выражена. Амплитуды гидрогеологических откликов напорного горизонта при сопоставимых значениях скорости смещения грунта меньше по сравнению со значениями, зарегистрированными в слабонапорном горизонте.

При сопоставлении амплитуд гидрогеологических откликов со значениями уровня водоносных горизонтов для нижнего напорного горизонта прослеживается зависимость от напора (рисунок 3.22). Для верхнего слабонапорного горизонта не установлена.

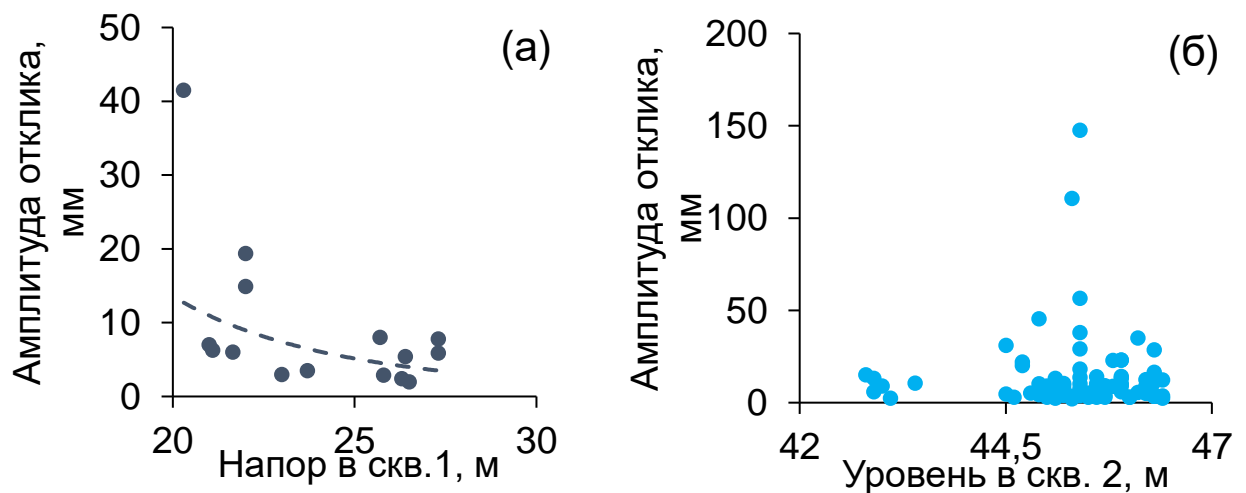


Рисунок 3.22 – Графики зависимости амплитуд гидрогеологических откликов от напора нижнего горизонта (а) и уровня верхнего горизонта (б)

Двойное землетрясение, которое произошло в Турции 6 февраля 2023 г. с магнитудами 7.8 и 7.7, заслуживает отдельного рассмотрения, так как представляет собой уникальное событие и подчеркивает повышенный риск во всем регионе. Первое землетрясение с магнитудой 7.8 в 01:17:35 GMT приурочено к Восточно-Анатолийскому разлому с эпицентром вблизи г. Газиантеп. Второе событие с магнитудой 7.7 в 10:24:49 GMT – в зоне влияния разлома Кардак, сопряженного с Восточно-Анатолийским разломом. Расстояние между эпицентрами двух землетрясений не превышало 100 км. Землетрясения мелкофокусные, глубина очагов составила 10-14.5 км (Chen et al., 2023).

Гидрогеологические отклики на землетрясения в Турции были зарегистрированы в наблюдательных скважинах на территории ГФО «Михнево» на эпицентральных расстояниях 1873-1934 км.

При прохождении сейсмических волн от первого землетрясения с максимальной скоростью 2.18 мм/с вариации порового давления в верхнем горизонте составили 554 Па, в нижнем горизонте – 59 Па.

При сейсмическом воздействии второго землетрясения с максимальной скоростью 2.56 мм/с, произошедшего через 9 часов, амплитуда вариаций порового давления в верхнем горизонте увеличилась до 1.4 гПа, в нижнем – до 76 Па (рисунок 3.23).

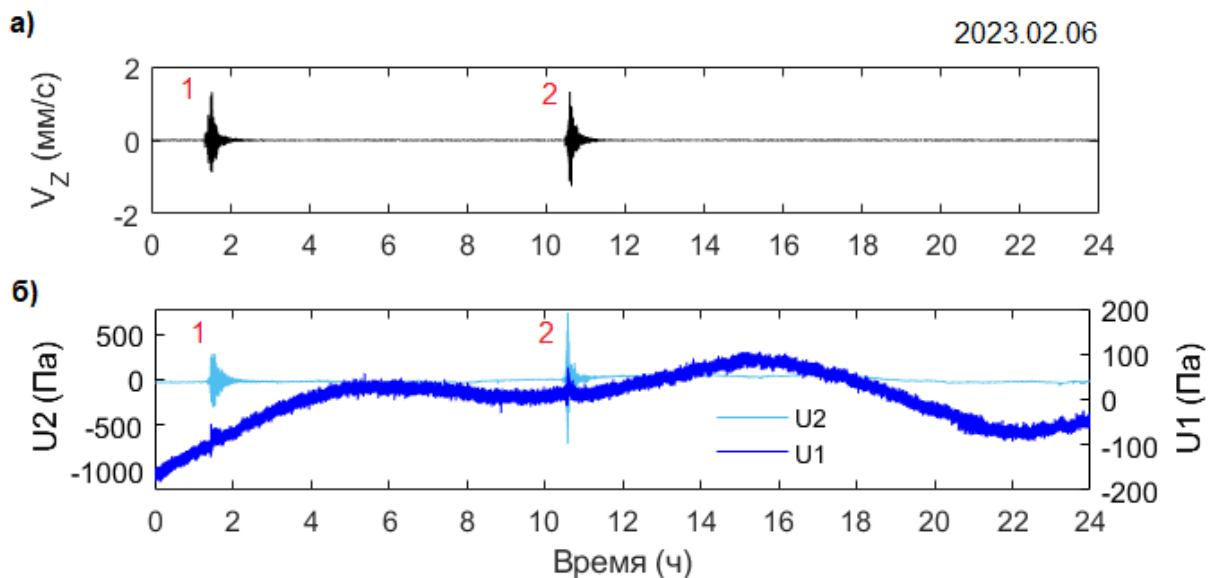


Рисунок 3.23 – Диаграммы скорости смещения грунта по вертикальной компоненте (а) и вариаций порового давления (б) (верхний водоносный горизонт U2 – голубая линия, нижний U1 – синяя). Цифрами обозначены землетрясения в Турции 06.02.2023 г. (1 – 01:21:41 GMT; 2 – 10:28:46 GMT)

После первого землетрясения в нижнем напорном горизонте прослежено плавное постсейсмическое увеличение порового давления на 26 Па в течение 20 минут. После второго землетрясения постсейсмическое увеличение порового давления в нижнем горизонте на 18 Па проявилось кратковременно в течение

8 минут. В верхнем горизонте подобные постсейсмические эффекты не отмечены (рисунок 3.24).

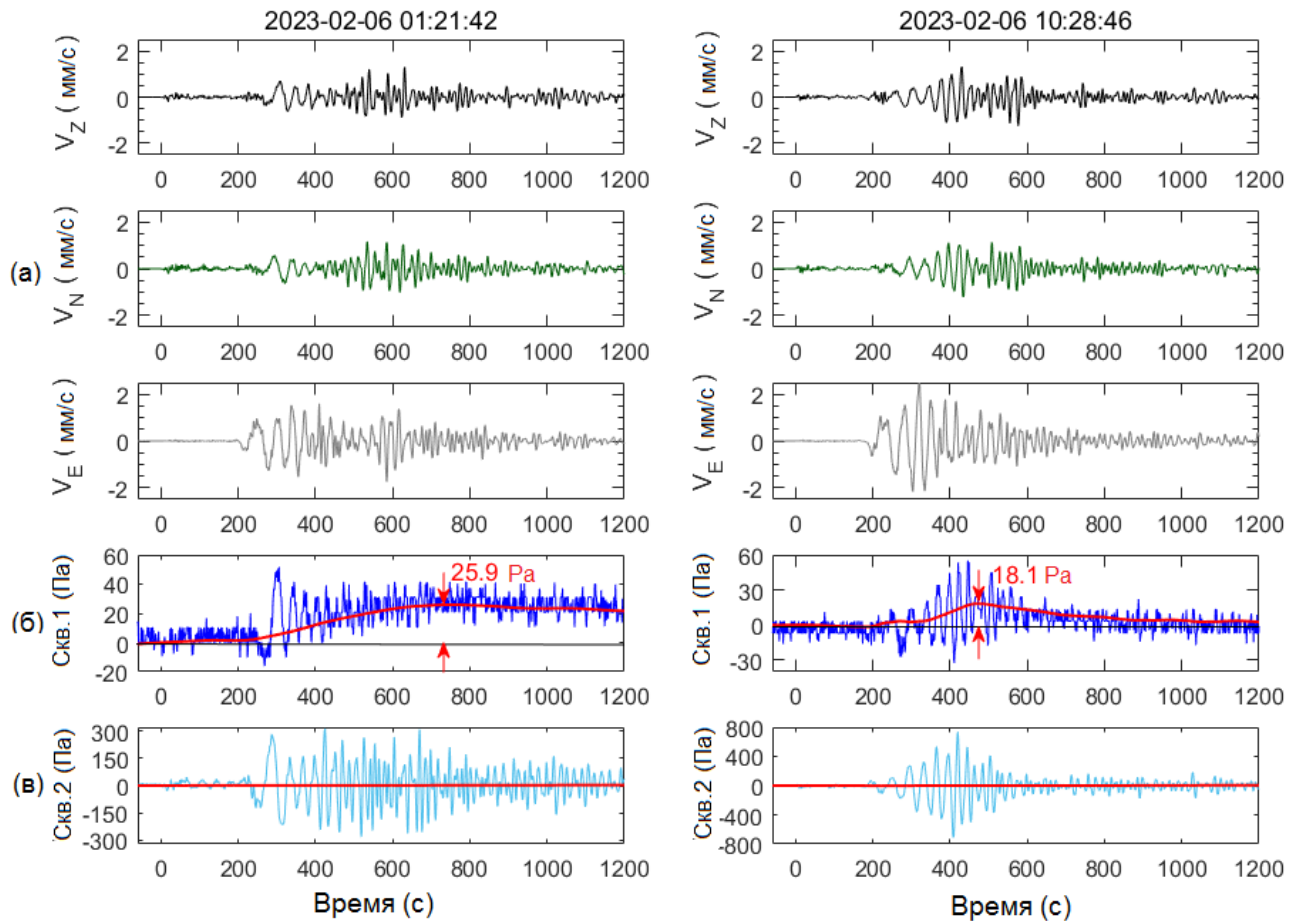


Рисунок 3.24 – Диаграммы скорости смещения грунта (Z , N , E – компонентам, три верхних ряда) (а), вариаций порового давления в напорном (б) и слабонапорном (в) горизонтах при прохождении сейсмических волн от землетрясений в Турции 06.02.2023 г. M 7.8 01:21:42 (слева) и 06.02.2023 M 7.7. 10:28:46 (справа) (начало отсчета 0 – время регистрации вступления сейсмических волн на станции «Обнинск»)

В соответствии с опубликованными данными сравнительный анализ гидрогеологических откликов на пару последовательных землетрясений, произошедших в один день, показывает также, что наибольшие значения вариаций уровня регистрируются для события с более высокой плотностью сейсмической энергии (Sun et al., 2019).

На нормированных спектрах, построенных по данным регистрации первого землетрясения, экстремумы скорости смещения грунта, уровней напорного и слабонапорного горизонтов выделены в диапазонах 0.03-0.05 Гц (рисунок 3.25).

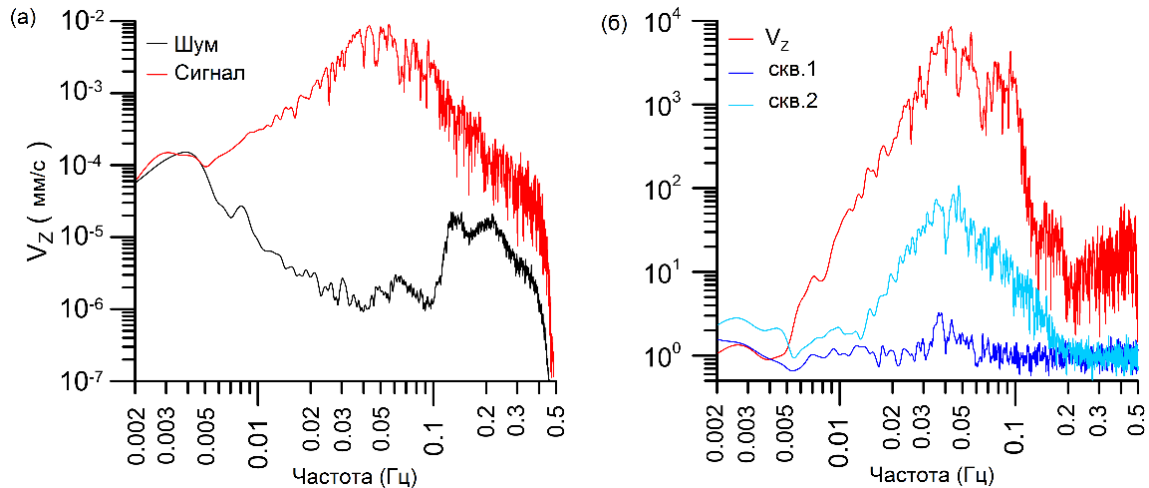


Рисунок 3.25 – Спектр скорости смещения грунта по вертикальной компоненте (а) при землетрясении в Турции 6 февраля 2023 г. М 7.7 перед (черная линия) и после прохождения сейсмических волн (красная линия), и нормированные спектры регистрации землетрясения (3 часа после прохождения сейсмических волн и 3 часа до) (б) скорости смещения грунта (красная линия), напорный горизонт (синяя линия) и слабонапорный водоносный горизонт (голубая линия)

Для выбранных 2-х часовых интервалов, связанных с землетрясениями 06.02.2023 г. в Турции, рассчитаны спектры плотности мощности скорости смещения грунта, которые вынесены на диаграмму плотности вероятности СПМ спектр скорости, построенный по данным OBN за период с 1 декабря 2022 г. по 18 февраля 2023 г. (рисунок 3.26а). На моде СПМ выделены 2 экстремума в окрестностях частот $\sim 0.06-0.08$ Гц (12.5–16.7 с) и 0.2–0.5 Гц (2–5 с), которые соответствуют первичным и вторичным микросейсам. Такие сигналы регистрируются повсеместно и являются наиболее стабильными источниками шума на Земле. Максимумы СПМ скорости смещения грунта от землетрясений определяются в диапазоне 0.07–0.08 Гц.

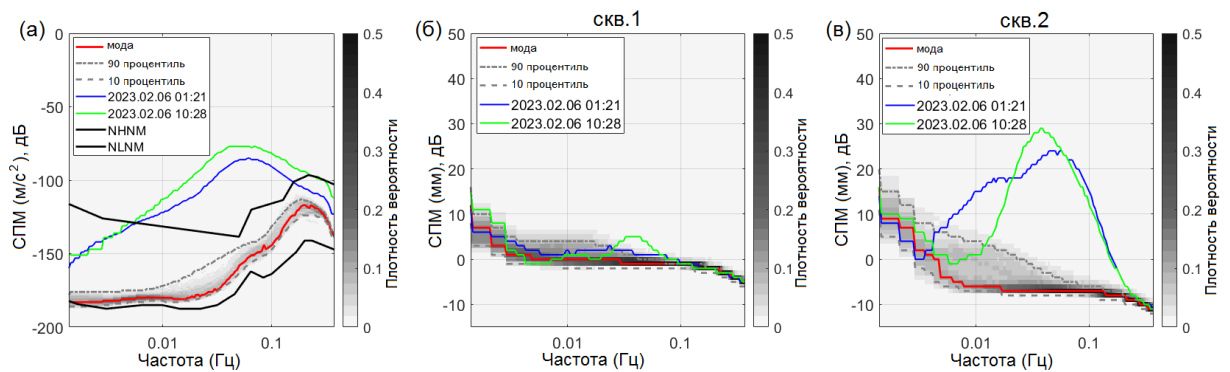


Рисунок 3.26 – Диаграммы плотности вероятности спектральной плотности мощности шума: скорости смещения грунта (а) (станция «Обнинск»), уровня напорного (б) и слабонапорного (в) водоносных горизонтов, совмещенные с СПМ землетрясений, произошедших в Турции 6 февраля 2023 г.

Диаграмма плотности вероятности СПМ слабонапорного водоносного горизонта отличается более широким диапазоном 17 дБ между 10 и 90 процентилями по сравнению с напорным водоносным горизонтом (рисунок 3.26б, в). Мода слабонапорного горизонта в диапазоне частот от 0.001 до 0.6 Гц изменяется от 15 до -12 дБ, мода напорного горизонта – от 10 до -5 дБ.

Экстремум СПМ напорного горизонта при первом землетрясении в Турции 6 февраля 2023 г. смещен в низкочастотную область 0.02–0.03 Гц относительно экстремума СПМ слабонапорного горизонта, прослеженного в диапазоне 0.06–0.07 Гц. Гидрогеологические отклики в напорном и слабонапорном горизонтах на второе землетрясение в Турции определяются в одном и том же частотном диапазоне СПМ.

Отклик на третье землетрясение, которое произошло в Турции 20 февраля 2023 г. с магнитудой 6.4 и скоростью смещения грунта 0.09 мм/с, прослежен только в слабонапорном водоносном горизонте с амплитудой 4.1 мм.

3.4 Гидрогеологические отклики на атмосферное возмущение, вызванное извержением вулкана Тонга

По данным прецизионного мониторинга, проводимого на территории ГФО «Михнево», с 15 по 17 января 2022 г. была зарегистрирована реакция

флюидонасыщенного коллектора на прохождение атмосферной волны Лэмба, вызванной извержением вулкана Тонга на эпицентральной расстоянии 15280 км (рисунок 3.27). Активизация вулкана Тонга началась 19 декабря 2021. Пик активности извержения вулкана Тонга установлен 15.01.2022 в 04:14:45 и сопровождался широким спектром атмосферных волн в связи с выбросом шлейфа пепла на высоту до 58 км (Matoza et al., 2022).

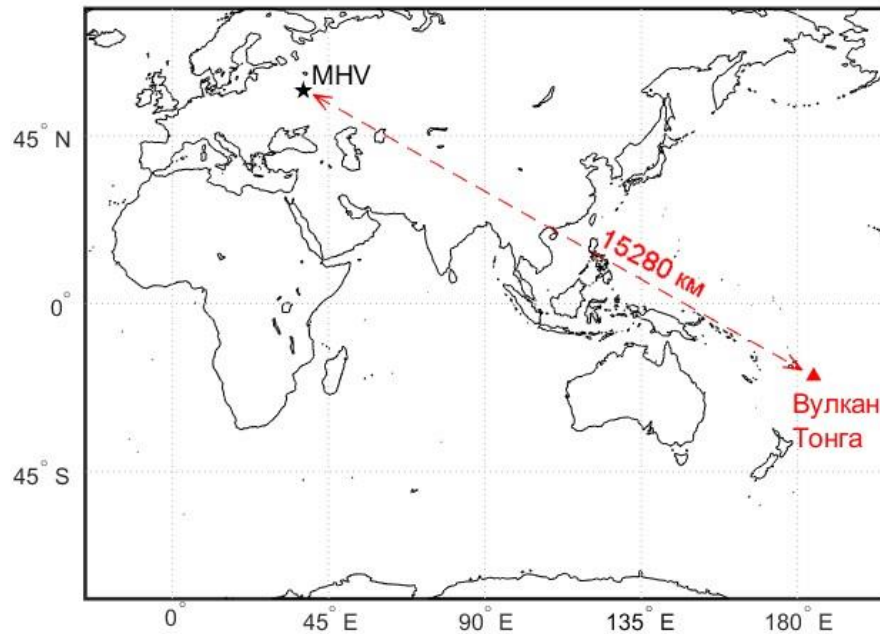


Рисунок 3.27 – Схема расположения ГФО «Михнево» относительно вулкана Тонга

За период наблюдений 2010-2022 гг. на территории обсерватории «Михнево» ИДГ РАН зарегистрированы гидрогеологические отклики с амплитудами от 2 до 12 мм на удаленные землетрясения, произошедшие в пределах островной дуги Тонга-Кармадек с M 7.2-8.2 на эпицентральных расстояниях 14800-16500 км, но на извержение вулкана Тонга, которое соотнесено с землетрясением M 5.7-5.8 (Terry et al., 2022), не отмечено (рисунок 3.28).

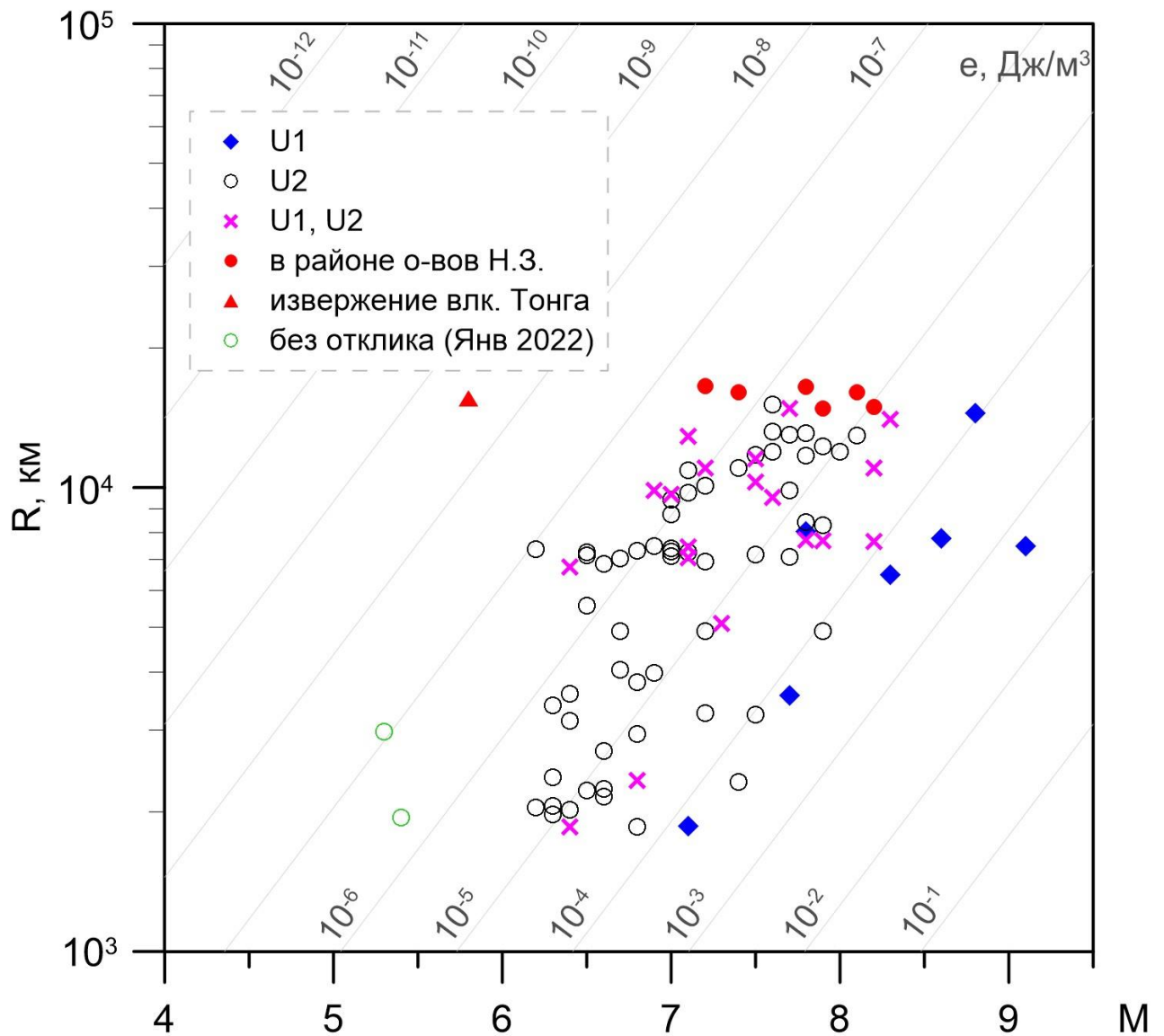


Рисунок 3.28 – Диаграмма регистрации гидрогеологических эффектов на удаленные землетрясения

На сводном рисунке 3.29 выделен интервал, соответствующий извержению вулкана Тонга 15 января 2022 г. В течение 16–17 января 2022 г. произошло два землетрясения с M 5.2–5.4 в районе Эгейского моря и северо-западного Афганистана. Гидрогеологические отклики на эти землетрясения на территории обсерватории «Михнево» не отмечены (рисунок 3.28).

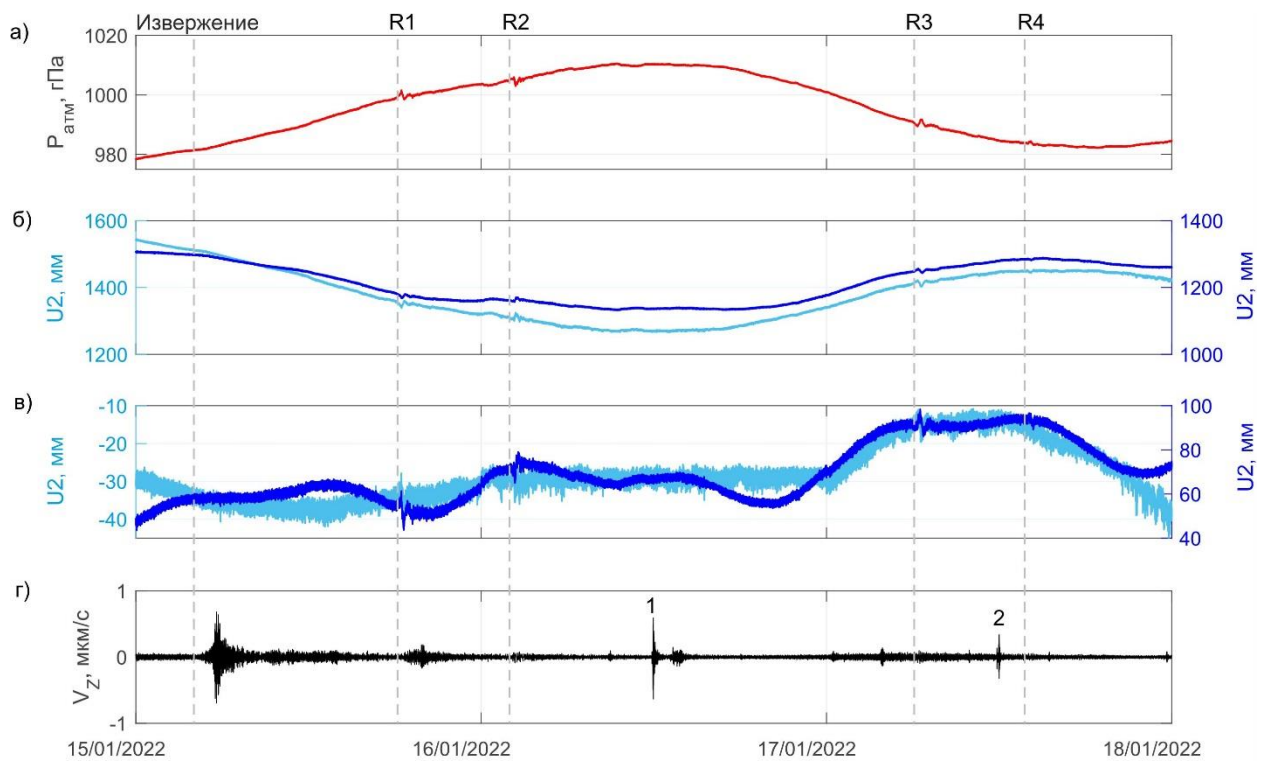


Рисунок 3.29 – Диаграммы вариаций атмосферного давления (а), уровня напорного ($U1$) и слабонапорного ($U2$) водоносных горизонтов исходные (б) и отфильтрованные от влияния атмосферного давления (в), сейсмические данные станции «Обнинск», отфильтрованные в диапазоне частот 0.001-0.05 Гц (г). Вертикальными пунктирными линиями отмечены: извержение вулкана Тонга и R1-R4 атмосферные фронта после извержения вулкана Тонга. Цифрами 1 и 2 показаны землетрясения 16.01.2022 М 5.4 в Эгейском море и 17.01.2022 М 5.3 в Северо-Западном Афганистане соответственно

На территории ГФО «Михнево» в барометрических и гидрогеологических данных прослежены отклики на 2 прохода вокруг Земли прямой и обратной атмосферной волны Лэмба от извержения вулкана Тонга (рисунок 3.29, таблица 3.4). После фильтрации гидрогеологических данных от влияния атмосферного давления вариации уровня слабонапорного горизонта не превышают 3 см/сут (рисунок 3.29в), режим – квазистационарный. В напорном горизонте прослежен подъем уровня на 4.5 см за период 15–17.01.2022 г., отчетливо выделяются полусуточные и суточные приливные компоненты, которые свидетельствуют об изолированности водоносного горизонта и относительно невысоких фильтрационных свойствах водовмещающего коллектора.

Таблица 3.4 – Данные барометрических и гидрогеологических откликов на извержение вулкана Тонга, зарегистрированных на территории ГФО «Михнево». Сейсмические параметры приведены по OBN ФИЦ ЕГС РАН

Дата Время регистрации сигнала	Расстояние от вулкана Тонга, км	V, км/с	Время отклика U2 U1	Двойная амплитуда вариаций					Vz, мкм/с	Период, с	Примечание
				Ратм, гПа	уровня, мм						
					U2		U1				
исх.	отф.	исх.	отф.								
<u>15.01.2022</u> 04:14:45	15280	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Извержение
<u>15.01.2022</u> 05:21:20		3.8	-	-	-	-	-	-	~1.4	~25	Поверхностные волны
<u>15.01.2022</u> 18:27:32		0.30	<u>18:27:54</u> <u>18:28:07</u>	3.1	22.7	12	14.6	15	0.22	303	Прямая R ₁
<u>16.01.2022</u> 02:17:16	24704	0.31	<u>02:17:57</u> <u>02:18:09</u>	3.0	24.7	9	14.9	12	0.15	546	Обратная R ₂
<u>17.01.2022</u> 06:36:59	55294	0.30	<u>06:37:23</u> <u>06:37:29</u>	2.4	21.5	8	15.7	12	0.19	368	Прямая R ₃
<u>17.01.2022</u> 14:12:24	64704	0.31	<u>14:13:41</u> <u>14:13:56</u>	1.3	9.4	4	6.2	7	0.10	480	Обратная R ₄

Период генерируемой волны Лэмба, которая представляет недисперсионную волну с минимальными потерями энергии на телесеизмических расстояниях, составляет ~40 мин (Amores et al., 2022). Проходы двух прямых волн R₁ и R₂ вокруг Земли имеют простую форму в виде пикообразного изменения давления на ~3.1 и 2.4 гПа (рисунок 3.30а, в). Обратные волны R₃ и R₄ характеризуются более сложной волновой формой с двумя экстремумами, прослеженными через ~7 и ~15 минут соответственно (рисунок 3.30б, г). Амплитуды обратных волн закономерно уменьшаются до 3 и 1.3 гПа (таблица 3.4). Необходимо отметить, что прямые и обратные волны Лэмба при двух проходах вокруг Земли отличаются асинхронным вступлением.

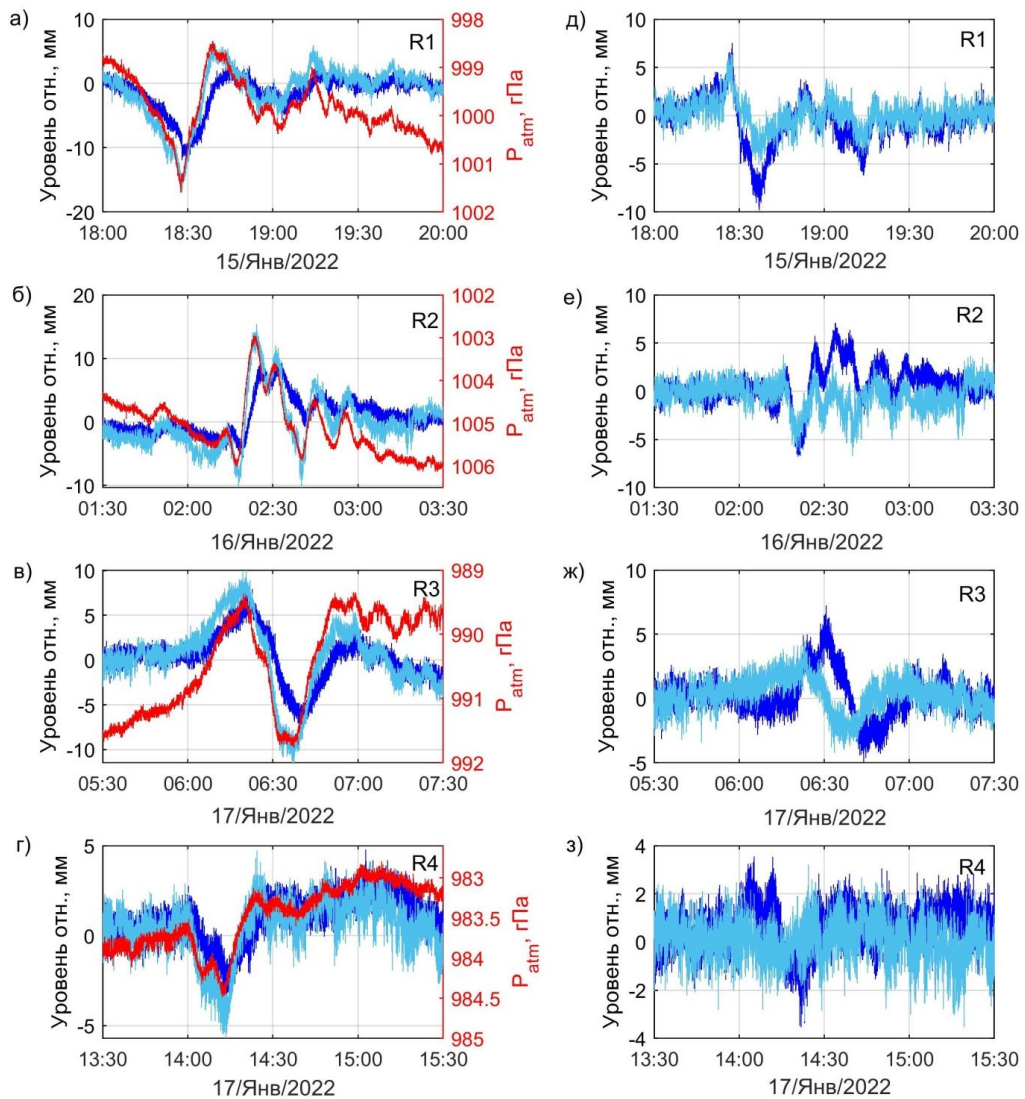


Рисунок 3.30 – Отклики на извержение вулкана Тонга (а-г – исходные барометрические и гидрогеологические данные; д-з – гидрогеологические данные, отфильтрованные от влияния атмосферного давления. Диаграммы атмосферного давления перевернуты для сопоставления с гидрогеологическими откликами). R1-R2 – интервалы, содержащие возмущения, связанные с приходом атмосферных фронтов.

В гидрогеологических данных установлены отклики на 2 прохода вокруг Земли прямой и обратной атмосферной волны Лэмба от извержения вулкана Тонга. Волновые формы откликов флюидонасыщенного коллектора находятся в противофазе с вариациями атмосферного давления, различаются по интенсивности и времени запаздывания (рисунок 3.30а-г). Гидрогеологический отклик напорного горизонта на вариации атмосферного давления выражен слабее по сравнению со слабонапорным. При проходе прямых и обратных волн вокруг Земли прослежены

разнонаправленные вариации уровня. При первом проходе прямой волны зарегистрировано снижение уровня напорного и слабонапорного горизонтов на 15 и 23 мм, при втором – подъем на 16 и 22 мм соответственно (таблица 3.4). Напротив, при проходе первой обратной волны установлен подъем уровня напорного и слабонапорного горизонтов на 15 и 25 мм, при втором - снижение уровня на 6 и 9 мм. Для прямой атмосферной волны R1 и R3 время запаздывания гидрогеологических откликов относительно стабильно, для слабонапорного составляет 22–24 с, для напорного – 30–35 с (рисунок 3.30а, в). Для обратной волны R2 и R4 интервал запаздывания гидрогеологического отклика увеличивается, для слабонапорного горизонта от 41 до 77 с, для напорного - от 53 до 92 с (рисунок 3.30б, г).

В гидрогеологических данных, отфильтрованных от влияния атмосферного давления, сохраняется запаздывание реакции напорного водоносного горизонта относительно слабонапорного (рисунок 3.30д-з). Амплитуды напорного горизонта варьируют от 15 до 7 мм, слабонапорного водоносного горизонта изменяются от 12 до 4 мм (таблица 3.4).

Вариации атмосферного давления, значительно превышающие диапазон фоновых значений на территории обсерватории «Михнево», обусловлены большим спектром акустических волн, связанных с извержением вулкана Тонга, и выделены в широком диапазоне частот от 0.0015 до 0.015 Гц (от 70 до 700 с) (рисунок 3.31а). Следует отметить, что влияние обратной волны Лэмба проявилось более значимо в низкочастотной области в диапазоне 0.0015-0.003 Гц (333-700 с) относительно первой прямой волны. При втором проходе атмосферного фронта диапазон вариаций давлений в низкочастотной области уменьшился до интервала 0.0015-0.006 Гц (170-700 с).

На спектрах плотности вариаций уровня напорного водоносного горизонта при первом проходе прямой и обратной волн R₁ и R₂ наибольшее увеличение интенсивности сигнала в 3 и более раз относительно статистической моды фоновых вариаций уровня отмечено в диапазоне 0.002-0.003 Гц (333-500 с) (рисунок 3.31б).

При втором проходе волн R_3 и R_4 также прослежено увеличение интенсивности сигнала в пределах выделенного интервала частот.

На спектрах плотности вариаций уровня слабонапорного водоносного горизонта в диапазоне частот 0.002-0.02 Гц отчетливо проявляется техногенная помеха, связанная с влиянием периодических откачек из технической скважины (рисунок 3.31в).

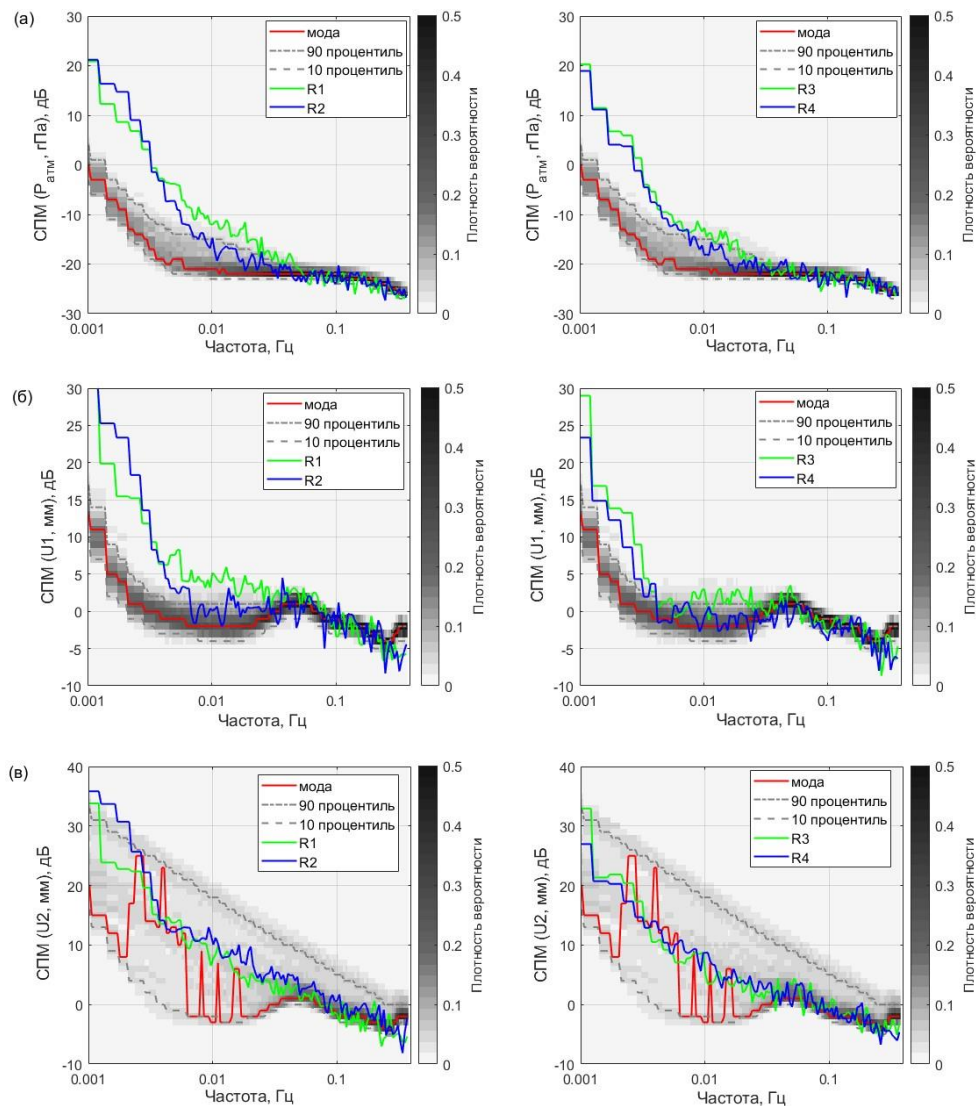


Рисунок 3.31 – Спектры плотности вариаций атмосферного давления (а), уровней напорного (б) и слабонапорного (в) горизонтов за период 12.2021 – 01.2022 (статистическая мода – красная линия; 90 процентиль – штрих-пунктир; 10 процентиль – пунктир; СПМ R1-R4, обозначенные на рисунке 3.29)

Увеличение интенсивности гидрогеологического отклика проявилось ограниченно в диапазоне частот 0.002-0.0025 Гц (400-500 с) относительно фоновых

вариаций только при проходе первой обратной волны, при которой зарегистрирована максимальная амплитуда отклика (таблица 3.4). Реакция слабонапорного горизонта на второй проход атмосферного фронта находится в пределах фоновых значений 10 и 90 перцентиля.

При рассмотрении нормированных спектров атмосферного давления, построенных для двух проходов атмосферных волн от извержения вулкана Тонга на рядах продолжительностью 4 часа, видно, что основные различия откликов прослежены в диапазоне частот $2 \cdot 10^{-3}$ - $2 \cdot 10^{-2}$ Гц (50 - 500 с) (рисунок 3.32а).

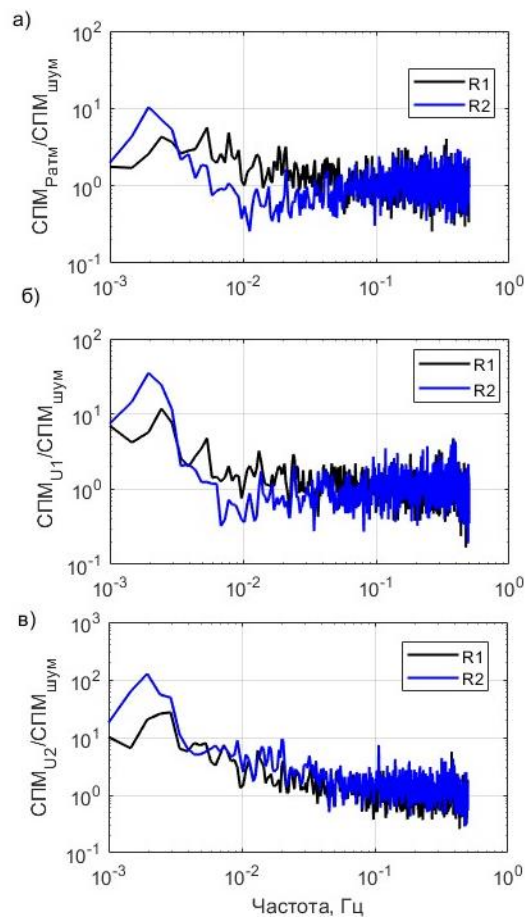


Рисунок 3.32 – Нормированные спектры плотности мощности для 4-часовых интервалов атмосферного давления (а), напорного (б) и слабонапорного (в) горизонтов, содержащих приход атмосферных фронтов R1-R2

Экстремумы первой прямой волны выделяются на частоте $\sim 5 \cdot 10^{-3}$ и $\sim 7.5 \cdot 10^{-3}$ Гц (200 и 133 с). Для первой обратной волны проявляются на частоте $\sim 2.0 \cdot 10^{-3}$ Гц (500 с). На нормированном спектре напорного горизонта экстремум первой обратной волны также отмечается на частоте $\sim 2.0 \cdot 10^{-3}$ Гц (500 с)

(рисунок 3.32б). Увеличение интенсивности отклика слабонапорного горизонта зарегистрировано в интервале частот $2 \cdot 10^{-3}$ - $3 \cdot 10^{-3}$ Гц (333-500 с) (рисунок 3.32в).

При анализе гидрогеологических откликов на полигоне «Михнево» на атмосферный фронт, вызванный извержением вулкана Тонга, для слабонапорного горизонта были отмечены более сильные вариации уровня по сравнению с напорным горизонтом. Стоит отметить, что, несмотря на разные механизмы формирования гидрогеологических откликов, более высокие значения амплитуд уровня воды в слабонапорном горизонте по сравнению с напорным были зарегистрированы и при прохождении сейсмических волн от сильных землетрясений (Besedina et al., 2016; Горбунова и др., 2022).

В связи с зарегистрированными гидрогеологическими откликами на извержение вулкана Тонга были проверены данные многолетнего мониторинга на территории «Михнево». За рассмотренный период наблюдений 2011-2021 гг. произошло 10 извержений вулканов с индексом эксплозивной активности 3-6 и максимальной высотой выброса от 12 до 19 км. При извержении вулкана Ulawun, расположенного на островах Папуа, Новая Гвинея, 26.06.2019 г. с наибольшей высотой выброса на 19 км прослежен гидрогеологический отклик напорного и слабонапорного водоносных горизонтов с амплитудой ~4-6 мм нахождение воздушной волны при вариациях атмосферного давления до 0.5 гПа.

Выводы к Главе 3

По данным прецизионного гидрогеологического мониторинга на территории ГФО «Михнево» диапазон годовых вариаций уровней подземных вод и продолжительность периодов спада-подъема существенно различается и зависит от положения слабонапорного и напорного водоносных горизонтов в разрезе. Годовые сезонные циклы в верхнем безнапорном водоносном горизонте сформированы преимущественно под влиянием метеорологических факторов, в нижнем напорном водоносном комплексе взаимосвязаны с гидрологическим режимом поверхностного водотока – реки Оки.

В условиях квазистационарного режима фильтрации (при скорости вариаций уровня подземных вод не более 5 см/сут) в нижнем напорном горизонте устойчиво выделяются гидрогеологические отклики на вариации земных приливов. Реакция вышележащего слабонапорного горизонта на земные приливы слабо выражена и проявляется при положении уровня в пределах выделенных глинистых прослоев, которые охарактеризованы увеличением значений амплитуд полусуточной приливной волны M_2 , которая вносит основной вклад в формирование земных приливов, до максимальных значений.

По данным приливного анализа в пределах выделенных интервалов водопроницаемость флюидонасыщенного карбонатного коллектора в верхней части разреза изменяется от 0.8 до 5.0 м²/сут, в нижней части разреза - от 1.0 до 2.3 м²/сут. Проницаемость коллектора, представленного отложениями нижнего карбона, отличается более низкими значениями по сравнению с вышележающей толщей.

Реакция флюидонасыщенного коллектора на прохождение сейсмических волн от удаленных землетрясений в напорных и слабонапорных условиях различается. Наибольшие амплитуды вариаций порового давления при прохождении сейсмических волн от удаленных землетрясений отмечены в верхнем слабонапорном горизонте по сравнению с нижним напорным горизонтом. Отмеченные гидрогеологические эффекты преимущественно сопряжены с группой поверхностных волн, которые вносят основной вклад в состав сейсмических волн от удаленных землетрясений.

Амплитуда гидрогеологических откликов зависит от скорости смещения грунта, зарегистрированной при прохождении сейсмических волн от удаленных землетрясений, и фильтрационных свойств карбонатного коллектора. Прослежена степенная зависимость между максимальной массовой скоростью и реакцией водонасыщенных коллекторов трещинно-порового типов на прохождение сейсмических волн от удаленных землетрясений и определены диапазоны динамического деформирования карбонатного коллектора.

Зарегистрированная скорость смещения грунта более 1.5 мм/с может рассматриваться в качестве порогового уровня сейсмического воздействия, при

котором установлено неупругое деформирование карбонатного слаботрещиноватого коллектора, подтвержденное постсейсмическими эффектами. Гидрогеологические отклики на два землетрясения, которые произошли в Турции 6 февраля 2023 г. с магнитудами 7.8 и 7.7, проявились в слабонапорном и напорном горизонтах. При прохождении сейсмических волн от первого землетрясения через карбонатный коллектор амплитуда вариаций порового давления в верхнем горизонте составила 554 Па с периодом 41 с, в нижнем горизонте – 59 Па с периодом 22 с.

При сейсмическом воздействии второго землетрясения, произошедшего через 9 часов, амплитуда вариаций порового давления в верхнем горизонте увеличилась до 1.4 гПа, в нижнем – до 76 Па при одинаковом периоде колебаний 24 с. В нижнем напорном горизонте установлено плавное постсейсмическое увеличение давления после первого землетрясения на 26 Па, после второго – на 18 Па при скорости смещения грунта 1.8-3.8 мм/с и плотности сейсмической энергии $(0.1-3.1) \cdot 10^{-3}$ Дж/м³.

Использование высокоточного аппаратурно-измерительного комплекса на территории обсерватории «Михнево», расположенной в асейсмичном регионе, позволило зарегистрировать реакцию флюидонасыщенного коллектора на прохождение атмосферного фронта от катастрофического извержения вулкана Тонга. Максимальная амплитуда вариаций атмосферного давления составила 3 гПа, амплитуда гидрогеологических откликов напорного горизонта - 16 мм, слабонапорного - 25 мм. Верхний слабонапорный водоносный горизонт более чувствителен к проходящим атмосферным фронтам по сравнению с нижезалегающим напорным водоносным горизонтом, так как характеризуется относительно высокой барометрической эффективностью. Результаты синхронных измерений гидрогеологических откликов на прохождение атмосферных возмущений, вызванных извержением вулкана Тонга, полученные в асейсмичном регионе на территории ГФО «Михнево», дополняют мировую базу данных по взаимодействию геосфер.

ГЛАВА 4. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДИНАМИКИ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННОГО КОЛЛЕКТОРА

4.1 Определение относительной деформации коллектора

Экспериментальные данные, полученные на территории ГФО «Михнево», при регистрации гидрогеологических откликов от удаленных землетрясений, использованы для оценки относительной деформации коллектора (ε):

$$\varepsilon = \sigma_d / E, \quad (4.1)$$

где E – модуль Юнга, σ_d - динамическое напряжение, которое определяется как:

$$\sigma_d = \rho \cdot C \cdot V_m, \quad (4.2)$$

где ρ – плотность, кг/м³; C – скорость распространения волн, м/с; V_m – максимальное значение скорости смещения грунта при прохождении сейсмических волн от землетрясений, м/с.

Средние значения физико-механических параметров карбонатного коллектора и диапазоны вариаций массовых скоростей (V_m) приведены в таблице 4.1.

Таблица 4.1 – Основные параметры карбонатного коллектора

Водовмещающие породы	ρ , кг/м ³	C , м/с	E , ГПа	V_m , мм/с		$\varepsilon \cdot 10^{-7}$	
				min	max	min	max
известняк	~2680	~4700	~80	0.08	3.78	0.12	5.95

Полученные значения относительной деформации коллектора при сейсмическом воздействии $(0.1-6) \cdot 10^{-7}$ на один-два порядка превышают фоновые значения объемной деформации (рисунок 4.1).

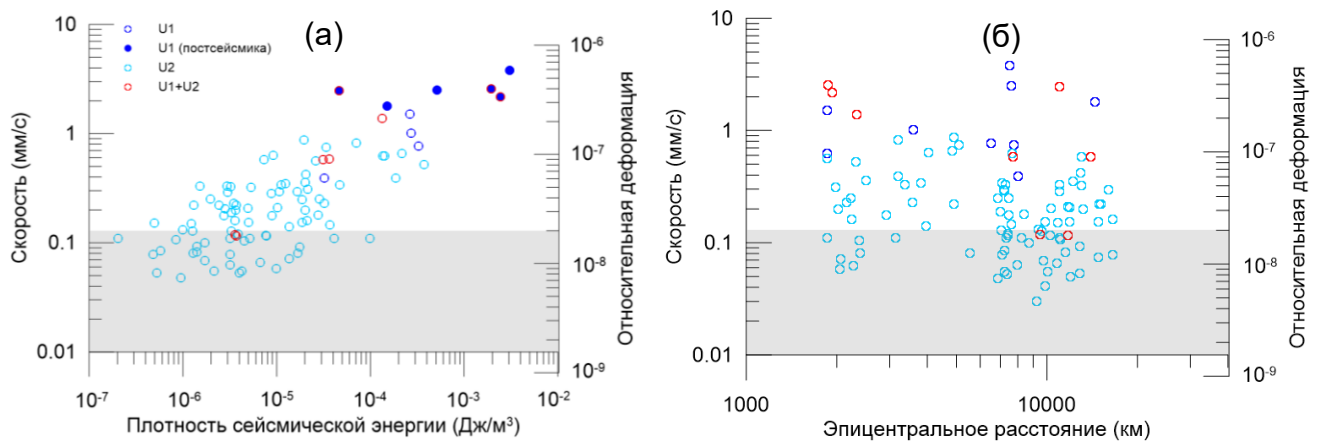


Рисунок 4.1 – Зависимость максимальной скорости смещения грунта и относительной деформации флюидонасыщенного коллектора трещинно-порового типа от плотности сейсмической энергии (а) и эпицентрального расстояния (б) удаленных землетрясений, зарегистрированных на территории ГФО «Михнево» (область объемной деформации карбонатного коллектора, рассчитанная по данным приливного анализа с использованием программного пакета ETERNA 3.0 выделена серым цветом)

Сводные диаграммы зависимости максимальной скорости смещения грунта и относительной деформации карбонатного коллектора от эпицентрального расстояния и плотности сейсмической энергии построены по результатам совместной обработки гидрогеологических и сейсмических данных с учетом основных параметров землетрясений – магнитуды и эпицентрального расстояния.

Отмечается общий тренд увеличения относительной деформации карбонатного коллектора от $0.7 \cdot 10^{-9}$ до $6 \cdot 10^{-7}$ при увеличении плотности сейсмической энергии от $2 \cdot 10^{-7}$ до $4 \cdot 10^{-3}$ Дж/м³ (рисунок 4.1а). Подобная зависимость от эпицентрального расстояния не прослеживается (рисунок 4.1б).

Как видно из рисунка 4.1, значения относительной деформации коллектора при сейсмическом воздействии (при максимальной скорости смещения грунта менее 0.15 мм/с) и под влиянием земных приливов сопоставимы и не превышают $2 \cdot 10^{-8}$. Вариации порового давления, зарегистрированные на территории ГФО «Михнево», при максимальных значениях скорости смещения грунта 0.03–0.15 мм/с от удаленных землетрясений соответствуют пороупругой реакции

неравномерно трещиноватого карбонатного коллектора, в пределах которого развит слабонапорный водоносный горизонт.

При значениях максимальной скорости смещения грунта 0.15–1.5 мм/с и изменении относительной деформации водонасыщенных пород от $2 \cdot 10^{-8}$ до $2.6 \cdot 10^{-7}$ вариации порового давления прослежены не только в трещиноватом, но и в слаботрещинноватом коллекторе, к которому приурочен напорный горизонт. Постсейсмические эффекты в виде увеличения порового давления установлены только в слаботрещинноватом коллекторе для шести землетрясений при относительной деформации более $2.6 \cdot 10^{-7}$ и плотности сейсмической энергии более $4 \cdot 10^{-5}$.

На рисунке 4.2 приведены сейсмограммы и вариации порового давления в напорном горизонте, зарегистрированные на территории ГФО «Михнево» на эпицентральной дистанции 7467 км от землетрясения Тохоку, Япония 11.03.2011 г. М 9.1. На всех диаграммах отмечены времена вступления поперечной S-волны и группы поверхностных волн. Волна Лява выделяется на трансверсальной компоненте, волна Рэлея – на вертикальной и радиальной компонентах. Экстремумы гидрогеологических откликов приурочены к прохождению поперечной S-волны и волне Рэлея.

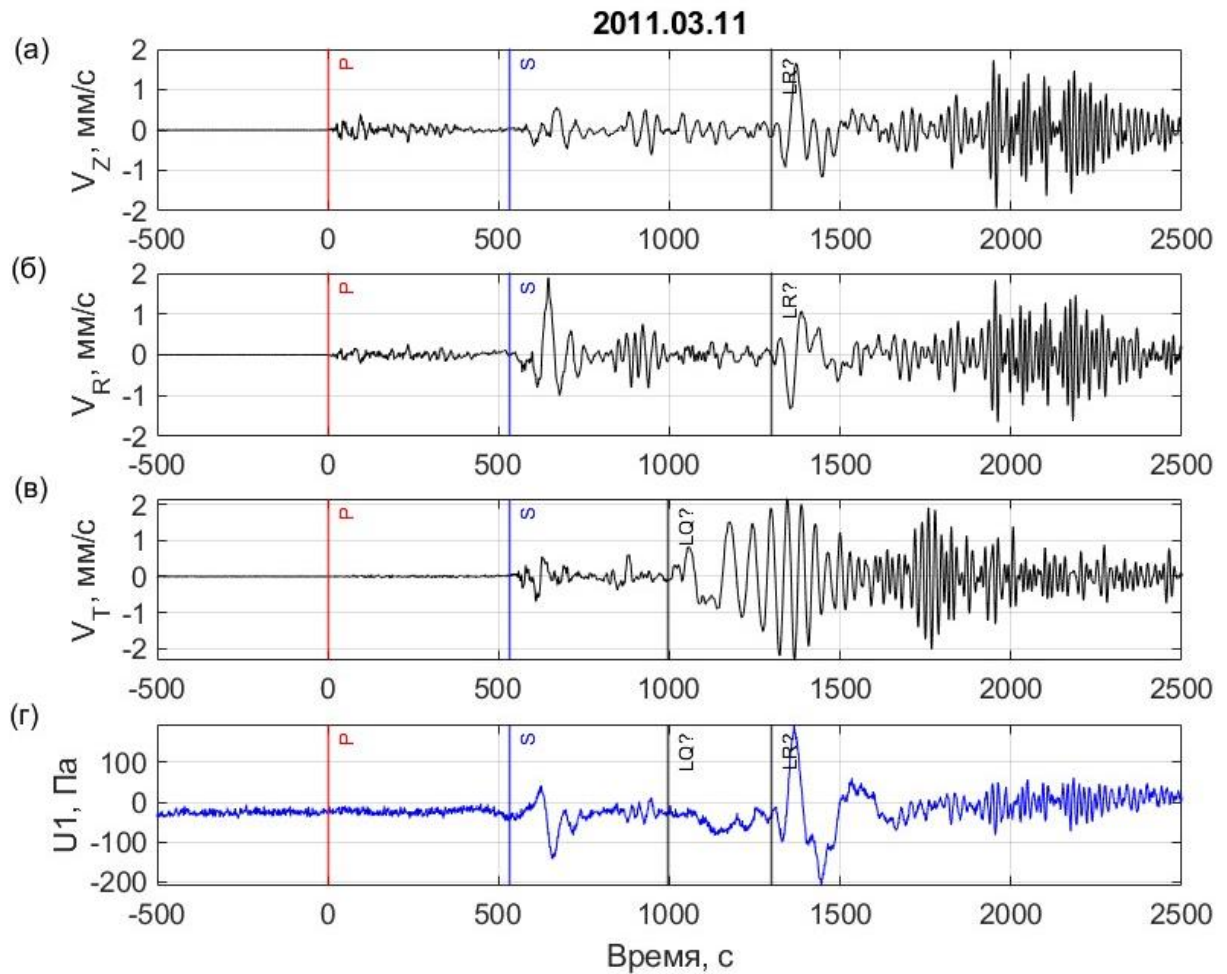


Рисунок 4.2 – Сейсмограммы по вертикальной (а), радиальной (б), трансверсальной (в) компонентам и вариации порового давления в слаботрециноватом коллекторе при землетрясении Тохоку, Япония 11.03.2011 М 9.1

Постсейсмический эффект в виде увеличения порового давления на 35 Па установлен после прохождения основного пакета волн. Подобные гидрогеологические эффекты отмечены в слаботрециноватом коллекторе и при двух землетрясениях, произошедших в Турции 6.02.2023 г. М 7.8 и 7.7 на эпицентральных расстояниях 1934 и 1873 км соответственно (рисунок 4.3).

Максимальные значения вариаций порового давления соотносятся с поперечной волной. При первом землетрясении на сейсмограммах экстремумы скорости смещения грунта проявляются в интервале частот 10^{-2} - 10^{-1} Гц. Реакция подземных вод на прохождение поперечной волны регистрируется в более низком диапазоне частот, в напорном горизонте в интервале $4 \cdot 10^{-3}$ - $4 \cdot 10^{-2}$ Гц, в слабонапорном - $8 \cdot 10^{-3}$ - $4 \cdot 10^{-2}$ Гц.



Рисунок 4.3 – Диаграммы вариаций скорости смещения грунта по вертикальной компоненте (а), порового давления в напорном (б) и слабонапорном (в) водоносных горизонтах и их скейлограммы при прохождении сейсмических волн от землетрясений в Турции 06.02.2023 г. М 7.8 01:21:42

При втором землетрясении на скейлограммах экстремумы скорости смещения грунта проявляются в интервале частот $(2-5) \cdot 10^{-2}$ Гц. Реакция напорного горизонта на прохождение поперечной волны регистрируется в более низком

диапазоне частот, в интервале $(1-6) \cdot 10^{-2}$ Гц, в слабонапорном – в близком со скоростью смещения грунта диапазоне $(2-5) \cdot 10^{-2}$ Гц.

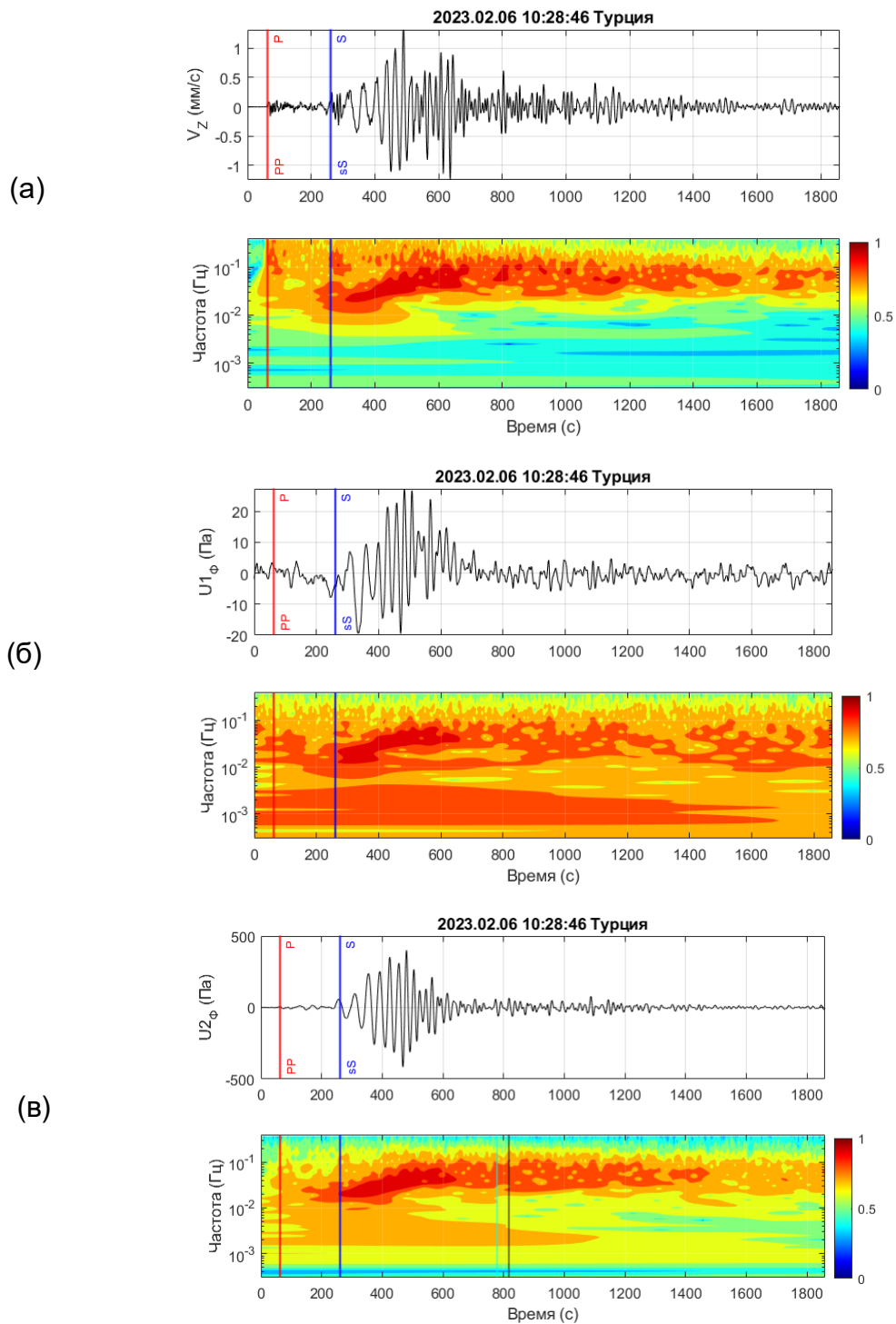


Рисунок 4.4 – Диаграммы вариаций скорости смещения грунта по вертикальной компоненте (а), порового давления в напорном (б) и слабонапорном (в) водоносных горизонтах и их спектрограммы при прохождении сейсмических волн от землетрясений в Турции 06.02.2023 г.

М 7.7 10:28:46

По спектрально-временным характеристикам и структуре волнового поля вариации порового давления в неравномерно трещиноватом и слаботрещиватом коллекторе соответствуют записи скорости смещения грунта при землетрясениях. На скейлограммах отчетливо видна дисперсия волнового пакета. Необходимо отметить, что в неравномерно трещиноватом коллекторе, в пределах которого преимущественно распространение получает слабонапорный водоносный горизонт, отмечены только динамические вариации порового давления, которые соответствуют пороупругой реакции. В напорном водоносном горизонте прослежено постсейсмическое увеличение порового давления на 26 и 18 Па, которое свидетельствует о неупругом деформировании слаботрещиватого карбонатного коллектора.

Максимальная амплитуда постсейсмического увеличения порового давления на 147 Па в напорном горизонте на территории ГФО «Михнево» через 3 часа после землетрясения 11.03.2011 г. Тохоку, Япония М 9.1 на эпицентральной расстоянии 7467 км при максимальной скорости смещения грунта 3.78 мм/с соотносится с данными, представленными в статье (Shalev et al., 2016a). В работе показано, что на расстоянии 300 км от эпицентра землетрясения 24.09.2013 г. в Пакистане М 7.7 в скважине Meizar 1 (Израиль) глубиной 900 м, пройденной в отложениях мела, также установлено увеличение давления в системе «пласт-скважина» на 200 Па при максимальной скорости смещения грунта 4 мм/с.

В дальней зоне землетрясений изменения проницаемости при прохождении сейсмических волн от землетрясений могут быть связаны с реакцией флюидонасыщенного коллектора на циклическую деформацию и колебательное течение жидкости (Wang, Manga, 2010). Так как постсейсмические эффекты сопряжены с вступлением и прохождением поперечных S-волн и поверхностных волн, поляризованных в вертикальном направлении, ниже приводится расчет сдвиговой деформации.

При оценке сдвиговой деформации следует учитывать, что на ненагруженном контакте (бортах трещин) внешними силами гистерезисные «петли» напряжение σ – деформация ε остаются, как правило, «замкнутыми»,

определяя неупругие потери при циклическом деформировании (Кочарян, 2016). Накопление остаточных деформаций возможно при наличии поля внешних сил (рисунок 4.5).

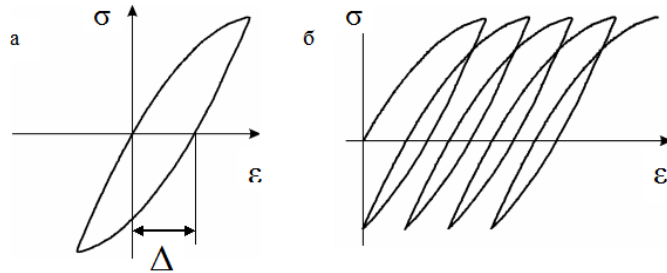


Рисунок 4.5 – Схематичный вид зависимостей $\sigma - \varepsilon$ на контакте, ненагруженном внешним касательным усилием (а), и в условиях приложенной сдвиговой нагрузки (б).

Используя стандартные соотношения между массовой скоростью, напряжением и деформацией:

$$\tau = \rho \cdot C_S \cdot V, \quad (4.3)$$

$$\varepsilon = V/C_S. \quad (4.4)$$

Остаточное перемещение Δ после цикла «нагрузка-разгрузка» можно представить в виде:

$$\Delta = \frac{\rho \cdot C_S}{k_{s0}} \int_0^{V_m} \left[1 + \left(\frac{V}{V^*} \right)^m \right] dV - \frac{\rho \cdot C_S}{k_{s0}} V_m = \frac{\rho \cdot C_S \cdot V_m}{k_{s0}} \cdot \frac{\left(\frac{V_m}{V^*} \right)^m}{(m+1)}, \quad (4.5)$$

где V_m – максимальная скорость смещения в волне, C_S – скорость распространения поперечных волн, $V^* = \varepsilon^* \cdot C_S \sim 10^{-7} C_S$.

Параметры ε^* и m связывает жесткость нарушения \bar{k} со значением жесткости трещины \bar{k}_0 при $\varepsilon^* \rightarrow 0$ в соответствии с зависимостью:

$$\bar{k} = \frac{\bar{k}_0}{\left[1 + \left(\frac{\varepsilon}{\varepsilon^*} \right)^m \right]} \quad (4.6)$$

При сдвиговом деформировании параметры изменяются в довольно узких пределах $\varepsilon^* \sim 10^{-6} - 10^{-8}$ и $m \sim 0.8$.

Преобразуя (4.5) и полагая $\rho C_S \sim 2 \cdot 10^4$ Па, параметр $m = 0.8$ получим, что сдвиговая деформация γ может быть определена из соотношения:

$$\gamma = \frac{\Delta}{W} \sim 0.1 \cdot \alpha \left(\frac{V_m}{C_S} \cdot 10^5 \right)^{1.8}, \quad (4.7)$$

где W – эффективная толщина зоны пониженной жесткости (ширина трещины).

За n циклов колебаний сдвиговая деформация оценивается по:

$$\gamma = \frac{\Delta}{W} \sim 0.1 \cdot \alpha \cdot n \cdot \left(\frac{V_m}{C_S} \cdot 10^5 \right)^{1.8}, \quad (4.8)$$

где α – коэффициент, зависящий от напряженно-деформированного состояния контакта, изменяющийся от 10^{-3} до 10^{-2} .

Рассчитанные значения сдвиговой деформации для 6 землетрясений, при которых были зарегистрированы постсейсмические эффекты, приведены в таблице 4.2.

Таблица 4.2 – Сдвиговые деформации, рассчитанные для землетрясений, при которых зарегистрированы постсейсмические эффекты

Дата	Время (GMT/OBN)	R, км	Глубина, км	M	$\epsilon \cdot 10^{-4}$ Дж/м ³	V_m , мм/с	α	n	Сдвиговая деформация γ
27.02.2010	06:35:14.5 / 06:35:19.7	14464	23.2	8.8	1.51	0.270	0.01	10	$1.2 \cdot 10^{-6}$
11.03.2011	05:47:32.8 / 05:57:17.2	7467	20	9.1	30.73	1.004	0.01	12	$1.6 \cdot 10^{-5}$
11.04.2012	08:39:31.4 / 08:49:41.1	7764	45.6	8.6	5.14	0.991	0.01	28	$1.2 \cdot 10^{-5}$
08.09.2017	04:49:46.7 / 05:02:50.4	11024	44.8	8.2	0.47	0.174	0.01	9	$5 \cdot 10^{-7}$
06.02.2023	01:18:10.4 / 01:21:42.1	1934	14.9	7.8	24.49	0.533	0.01	4	$1.1 \cdot 10^{-6}$
06.02.2023	10:24:59.0 / 10:28:45.9	1873	12	7.7	19.34	0.413	0.01	5	$2.1 \cdot 10^{-6}$

Полученные значения сдвиговой деформации превышают рассчитанные ранее значения относительной деформации и могут быть привлечены для объяснения постсейсмического изменения порового давления различной длительности.

4.2 Анализ сейсмического воздействия удаленных землетрясений на фильтрационные свойства коллектора

При исследовании влияния удаленных землетрясений на фильтрационные свойства карбонатного коллектора учитываются фоновые вариации основных параметров, которые определены в главе 3. По данным многолетнего дистанционного мониторинга, проводимого на территории ГФО «Михнево», фильтрационные свойства нижнего напорного горизонта, развитого в пределах слаботрещиноватого коллектора, изменяются от слабоводопроницаемого к водопроницаемому (рисунок 4.6).

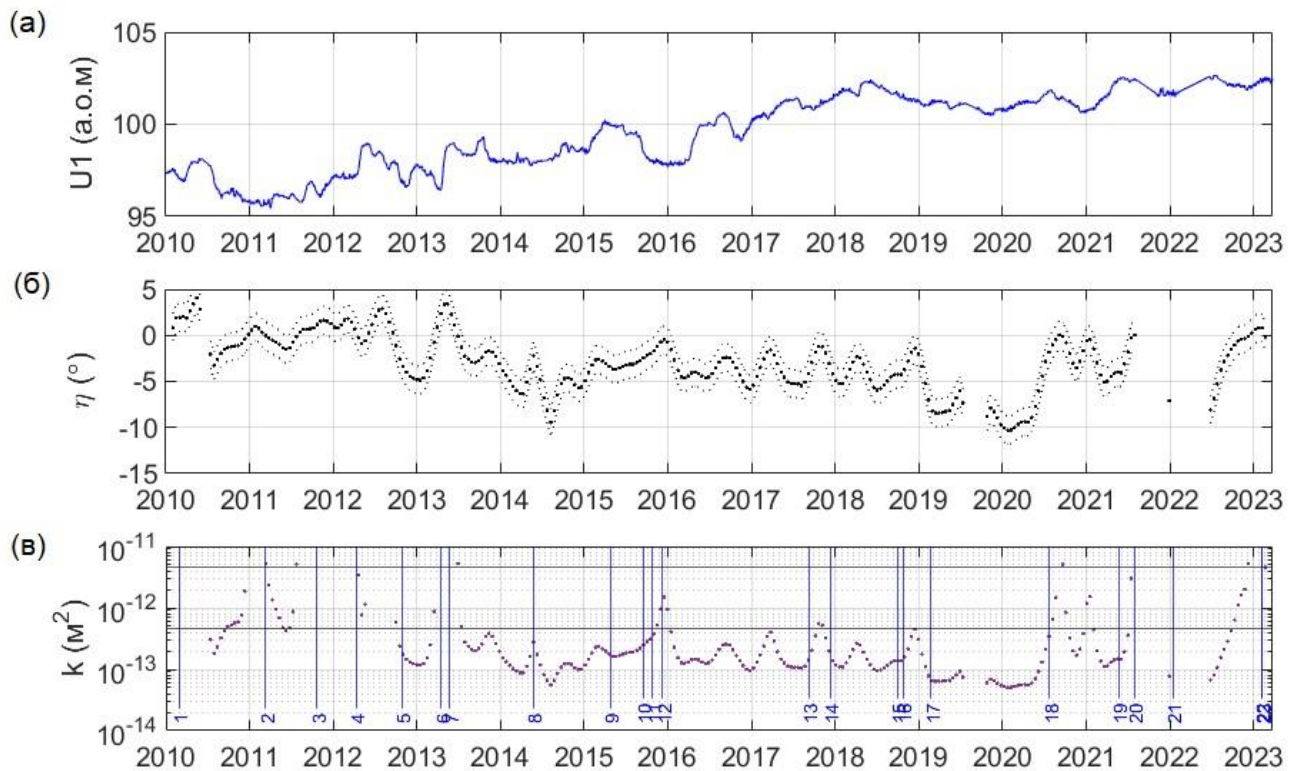


Рисунок 4.6 – Диаграммы вариаций уровня (а), фазового сдвига (б) и проницаемости (в) напорного горизонта (в - горизонтальными линиями обозначены границы перехода свойств от слабоводопроницаемого к водопроницаемому и к сильноводопроницаемому состоянию) (1-22 – землетрясения: 1 – 27.02.2010; 2 – 11.03.2011; 3 – 23.10.2011; 4 – 11.04.2012; 5 – 28.10.2012; 6 – 16.04.2013; 7 – 24.05.2013; 8 – 24.05.2014; 9 – 25.04.2015; 10 – 16.09.2015; 11 – 26.10.2015; 12 – 07.12.2015; 13 – 08.09.2017; 14 – 11.12.2017; 15 – 28.09.2018; 16 – 25.10.2018; 17 – 22.02.2019; 18 – 22.07.2020; 19 – 21.05.2021; 20 – 29.07.2021; 21 – 15.01.2022 (извержение влк. Тонга); 22 – 06.02.2023)

В верхнем слабонапорном горизонте, приуроченном к неравномерно трещиноватому коллектору, оценка проницаемости по приливному анализу выполнена для отдельных интервалов, в пределах которых определены отрицательные значения фазового сдвига по приливной волне M_2 , выделенной в смещении грунта и уровне (рисунок 4.7).

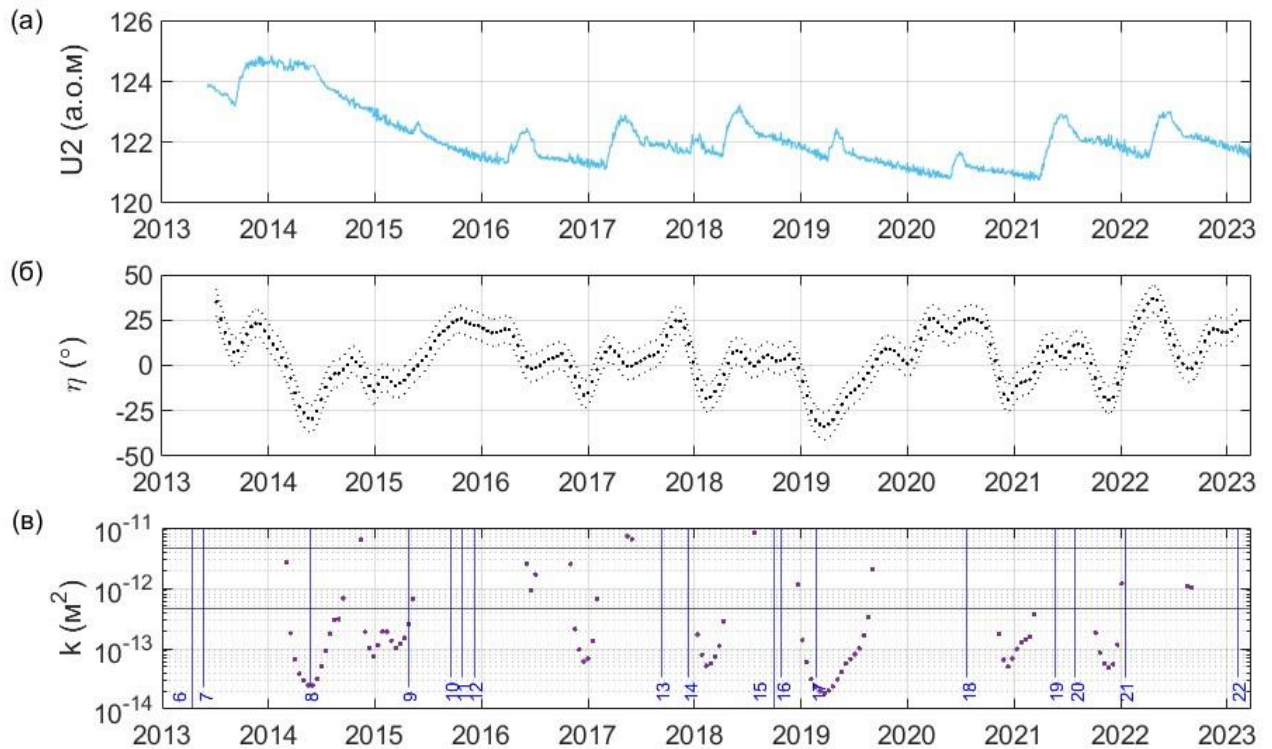


Рисунок 4.7 – Диаграммы вариаций уровня (а), фазового сдвига (б) и проницаемости (в) слабонапорного горизонта (в - горизонтальными линиями обозначены границы перехода свойств от слабоводопроницаемого к водопроницаемому, к сильноводопроницаемому состоянию)

(6-22 – землетрясения: 6 – 16.04.2013; 7 – 24.05.2013; 8 – 24.05.2014; 9 – 25.04.2015; 10 – 16.09.2015; 11 – 26.10.2015; 12 – 07.12.2015; 13 – 08.09.2017; 14 – 11.12.2017; 15 – 28.09.2018; 16 – 25.10.2018; 17 – 22.02.2019; 18 – 22.07.2020; 19 – 21.05.2021; 20 – 29.07.2021; 21 – 15.01.2022 (извержение влк. Тонга); 22 – 06.02.2023)

Основное внимание уделено анализу последствий сейсмического воздействия от 22 землетрясений, при которых относительное деформирование флюидонасыщенного коллектора в 2 и более раз превысило значение объемной деформации, рассчитанной по приливному анализу. На диаграммах проницаемости землетрясения показаны в виде сплошных вертикальных линий на соответствующую дату для гидрогеологических откликов, зарегистрированных в горизонте, и в виде пунктира, если реакция горизонта на прохождение сейсмических волн не установлена (рисунок 4.6, 4.7).

В напорном горизонте прослежены отклики на 15 удаленных землетрясений. На диаграмме скачкообразное изменение проницаемости отмечено после землетрясения Тохоку, 11.03.2011 г. М 9.1 и вблизи Аляски 22.07.2020 г. М 7.8. Для анализа влияния удаленных землетрясений на фильтрационные свойства карбонатного коллектора выполнено сравнение значений медиан проницаемости, рассчитанных для интервалов продолжительностью 14 суток, до землетрясения и после (рисунок 4.8).

Для шести землетрясений установлено как увеличение, так и уменьшение проницаемости. Для остальных девяти землетрясений проницаемость карбонатного коллектора для выбранных интервалов не изменилась.

При более детальном рассмотрении (на базе определения каждые сутки) значимое снижение проницаемости от 10^{-12} до $2.6 \cdot 10^{-13}$ прослежено только для землетрясения Тохоку 11.03.2011 г. М 9.1 (рисунок 4.9а). Напротив, для землетрясений, произошедших вблизи Аляски 22.07.2020 г. М 7.8, (рисунок 4.9б), и Мексики 08.09.2017 г. М 8.2 вариации проницаемости не связаны с землетрясениями.

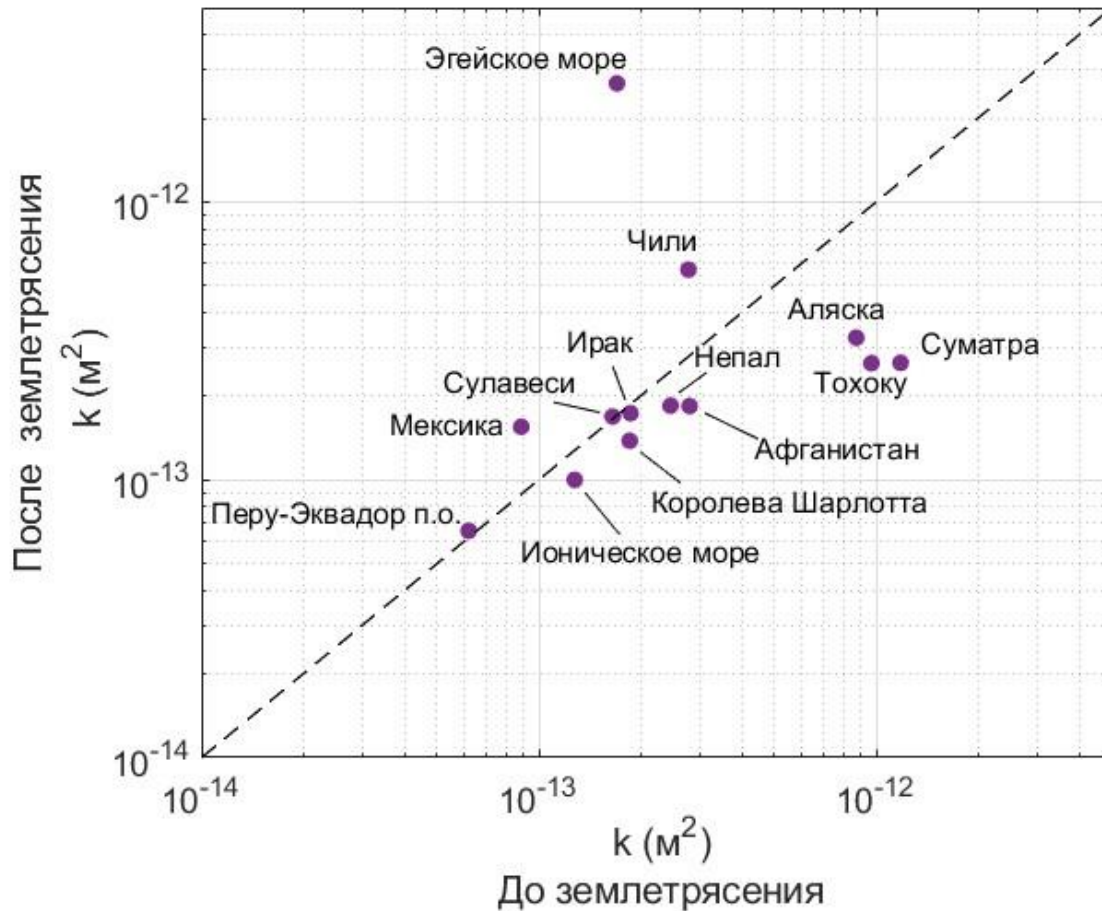


Рисунок 4.8 – Диаграммы медианных значений проницаемости до и после землетрясений, рассчитанные для интервалов 14 дней

В то же время следует отметить, что после двух землетрясений, произошедших в Непале 25.04.2015 г. М 7.9 и 26.04.2015 г. М 6.7 в слаботрециноватом напорном коллекторе не зарегистрированы отклики, тем не менее, установлено снижение проницаемости от $2.5 \cdot 10^{-13}$ до $1.5 \cdot 10^{-13}$. Отмеченные диапазоны изменений проницаемости после землетрясений Тохоку и Непал находится в пределах фоновых (сезонных) вариаций проницаемости. С этим связана и сложность определения сейсмического воздействия на фильтрационные свойства слаботрециноватого карбонатного коллектора.

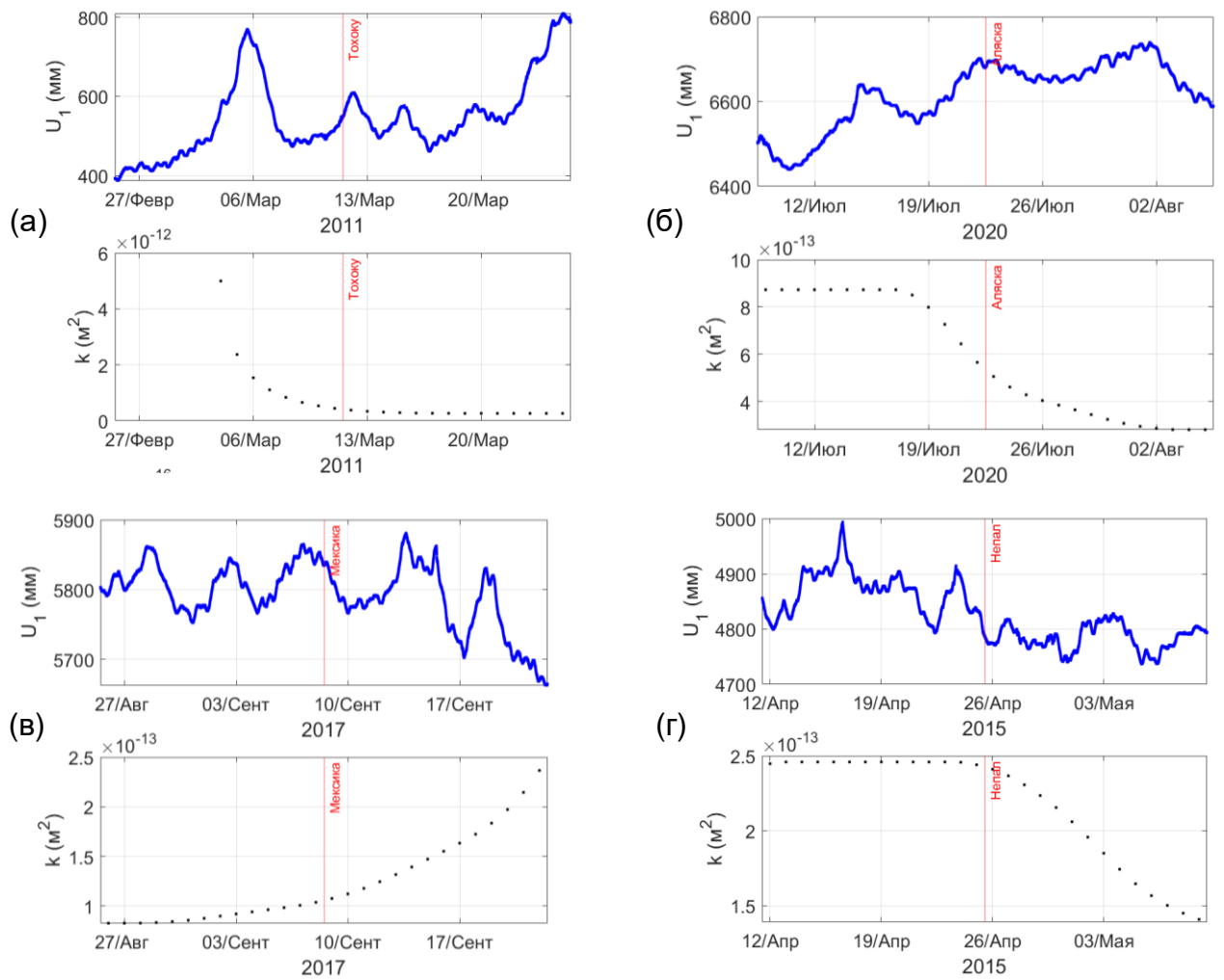


Рисунок 4.9 – Диаграммы вариаций уровня подземных вод и проницаемости при землетрясениях Тохоку 11.03.2011 М 9.1 (а), Аляска 22.07.2020 М 7.8 (б), Мексика 08.09.2017 М 8.2 (в) и Непал 25.04.2015 М 7.9 (г)

Для слабонапорного горизонта не представляется возможным проследить вариации проницаемости неравномерно трещиноватого коллектора, связанные с влиянием землетрясений, из-за относительно коротких интервалов определения параметра.

Для анализа последствий сейсмического воздействия на неравномерно трещиноватый коллектор могут быть привлечены данные по оценке барометрической эффективности.

Барометрическую эффективность можно оценить по соотношению:

$$BE = \frac{n}{E_W} \left(\frac{1}{E_m} + \frac{n}{E_W} \right), \quad (4.9)$$

где n – пористость, E_W - коэффициент объемного сжатия воды, E_m – коэффициент объемного сжатия породы.

На постсейсмической стадии, предположительно, BE' – коэффициент барометрической эффективности, n' – пористость, E_m' – коэффициент объемного сжатия породы.

Коэффициент объемного сжатия воды можно рассматривать как постоянную величину, которая не меняется до и после сейсмического воздействия. Если параметры приливного отклика и барометрической эффективности через определенное время после землетрясения вернулись к первоначальным значениям, то можно предположить упругое деформирование коллектора и не учитывать изменение коэффициента объемного сжатия породы $E_m' = E_m$ и $a = E_W/E_m$.

Тогда отношение коэффициентов барометрической эффективности после и до землетрясения можно представить в следующем виде:

$$\frac{BE'}{BE} = \frac{n' \left(\frac{1}{E_m'} + \frac{n'}{E_W} \right)}{n \left(\frac{1}{E_m} + \frac{n}{E_W} \right)} = \frac{n' \left(\frac{E_W}{E_m} \right) + (n')^2}{n \left(\frac{E_W}{E_m} \right) + (n)^2} = \frac{n'a + (n')^2}{na + (n)^2}. \quad (4.10)$$

Без учета динамических напряжений (влияния распространения сейсмических волн от землетрясений) коэффициент барометрической эффективности (BE) соотносится с пористостью флюидонасыщенного коллектора (n) и может использоваться для определения вариаций фильтрационных свойств по соотношению (He et al., 2016):

$$\frac{BE'}{BE} = \frac{n'}{n}. \quad (4.11)$$

Соответственно, вариации барометрической эффективности до и после землетрясений могут свидетельствовать об изменении пористости карбонатного коллектора.

Были проанализированы вариации барометрической эффективности для 15 землетрясений и определены значения медиан для выбранных интервалов (рисунок 4.10). Отношение барометрической эффективности, рассчитанной после землетрясения, к определенной до землетрясения, не превышает 1.02.

Соответственно, изменение пористости неравномерно трещиноватого коллектора составляет 2.1%.

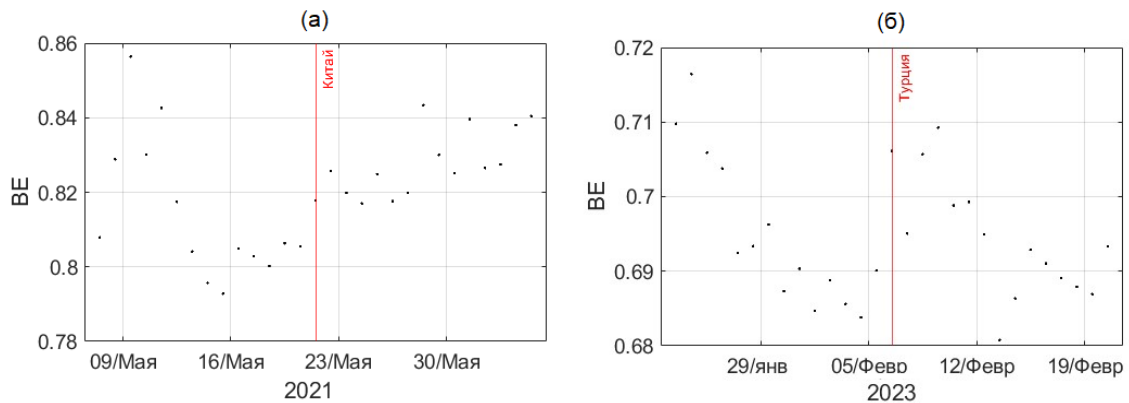


Рисунок 4.10 – Диаграммы вариаций барометрической эффективности при землетрясениях в Китае 21.05.2021 М 7.4 (а) и Турции 06.02.2023 М 7.8 (б)

Конечно, выводы, сделанные об изменении проницаемости на относительно коротких временных рядах не могут рассматриваться в качестве достоверных. Необходима верификация полученных оценок. В качестве одного из дополнительных методов может быть использовано определение вариаций порового давления с учетом девиаторной и объемной деформации карбонатного коллектора при прохождении сейсмических волн и сопоставление с экспериментальными данными, предложенное в работе (Shalev et al., 2016б).

4.3 Моделирование реакции коллектора на сейсмическое воздействие

В дальней зоне сейсмического воздействия землетрясений прослежена относительная синхронизация сейсмических сигналов и вариаций давления в системе «пласт-скважина». В соответствии с моделью пороупругости для теоретической оценки изменений порового давления в флюидонасыщенном коллекторе использованы данные сейсмической регистрации. Времена вступлений продольной Р-волны, поперечной S-волны и поверхностных волн были рассчитаны по модели ак-135.

Гидрогеологический отклик на удаленные землетрясения смоделирован по сейсмическим данным с учетом пересчета горизонтальных компонент скорости смещения грунта по направлению на источник землетрясения в радиальную и трансверсальную. Расчет выполнен для 6 землетрясений, при которых зарегистрированы постсейсмические гидрогеологические эффекты. В процессе обработки полученного материала при сопоставлении экспериментальных данных с теоретически рассчитанными низкие значения коэффициентов корреляции и детерминации установлены для землетрясений Чили 27.02.2010 г. М 8.8 и Тохоку 11.03.2011 г. М 9.1, в связи с чем для этих землетрясений определение коэффициента нарушенности α_D не достоверно.

Для землетрясений в Турции 06.02.2023 г. М 7.8 и 7.7, в Суматре 11.04.2012 г. М 8.6, произошедших на эпицентральных расстояниях 1873-7764 км от ГФО «Михнево», расчет выполнен по поперечной S-волне. Для землетрясения в Мексике 08.09.2017 г. М 8.2 – по поперечной S-волне и поверхностным волнам. Полученные значения представлены в таблице 4.3.

Таблица 4.3 – Основные параметры землетрясений, которые использовались при моделировании

Дата	R, км	M	e, Дж/м ³	V _Z , мм/с	Косейсмика		Постсейсмика U1, Па	α_D	Регион
					U1, Па	U2, Па			
11.04.2012	7764	8.6	5.14	2.51	190	-	20	0.17-0.24	Суматра
08.09.2017	11024	8.2	0.47	2.46	78	1084	17	0.16-0.21	Мексика
06.02.2023	1934	7.8	24.49	2.18	58	554	27	0.10-0.12	Турция
06.02.2023	1873	7.7	19.34	2.56	76	1447	22	0.06-0.10	Турция

В качестве примера на рисунках 4.11 и 4.12 приведены сейсмограммы скорости смещения грунта по вертикальной и пересчитанным радиальной и трансверсальной компонентам и вариации порового давления в напорном и слабонапорном водоносных горизонтах при двух землетрясениях в Турции 06.02.2023. Максимальные значения зарегистрированных параметров соотносятся с поперечной волной. При расчете учтены объемная и девиаторная деформации

коллектора. Коэффициент детерминации смоделированного и наблюдаемого отклика в верхнем горизонте 0.75–0.81. В нижнем – 0.56–0.58. Среднеквадратическое отклонение равно 42–105 Па для верхнего горизонта, 7–12 Па для нижнего.

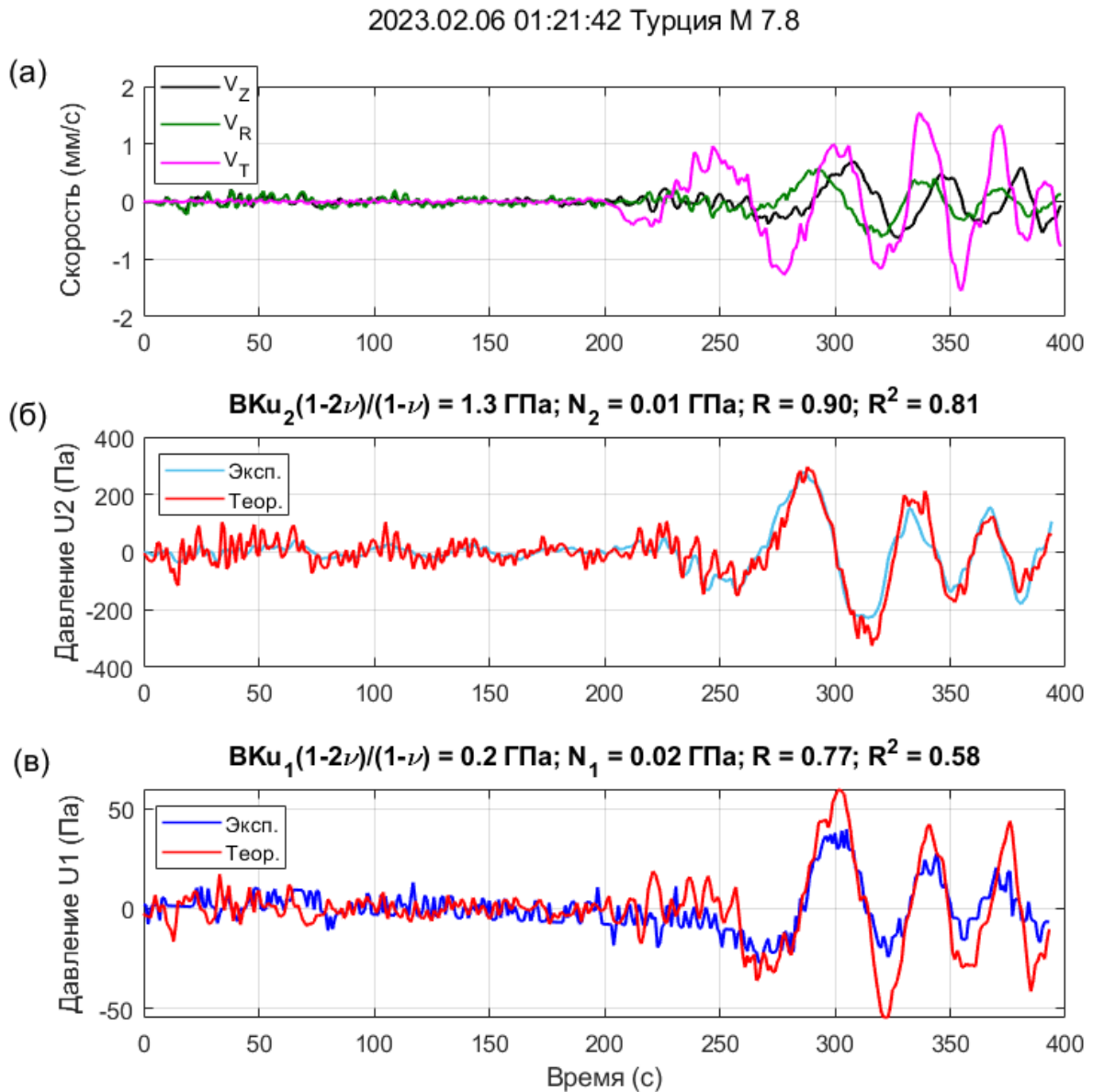


Рисунок 4.11 – Сейсмограммы (а) вертикальной (V_Z), радиальной (V_R) и трансверсальной (V_T) компонент, вариации слабонапорного (б) и напорного водоносных горизонтов (в) при землетрясении 06.02.2023 01:21:42 в Турции М 7.8 (теоретически рассчитанные значения показаны красной линией; экспериментальные – голубой линией для верхнего горизонта и синей линией для нижнего; за 0 принято время регистрации продольной Р-волны на станции «Обнинск»)

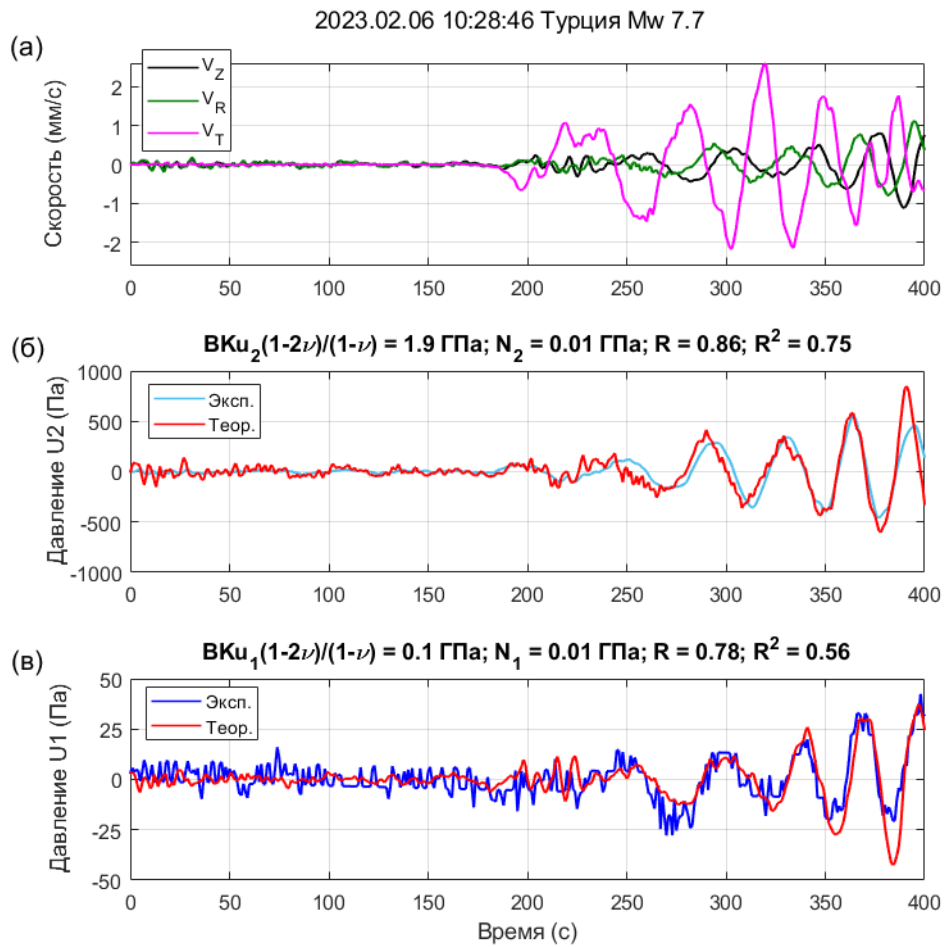


Рисунок 4.12 – Сейсмограммы (а) вертикальной (V_Z), радиальной (V_R) и трансверсальной (V_T) компонент, вариации слабонапорного (б) и напорного водонесных горизонтов (в) при землетрясении 06.02.2023 10:28:46 в Турции М 7.7 (теоретически рассчитанные значения показаны красной линией; экспериментальные – голубой линией для верхнего горизонта и синей линией для нижнего)

Вариации порового давления при прохождении сейсмических волн от землетрясений зависят от объемной и девиаторной составляющих, от степени трещиноватости водовмещающих пород. В обоих случаях в расчетах использованы значения объемной и сдвиговой компонент. Для определения коэффициента нарушенности (α_D) использованы коэффициенты N , рассчитанные по сейсмическим и приливным данным (рисунок 4.13).

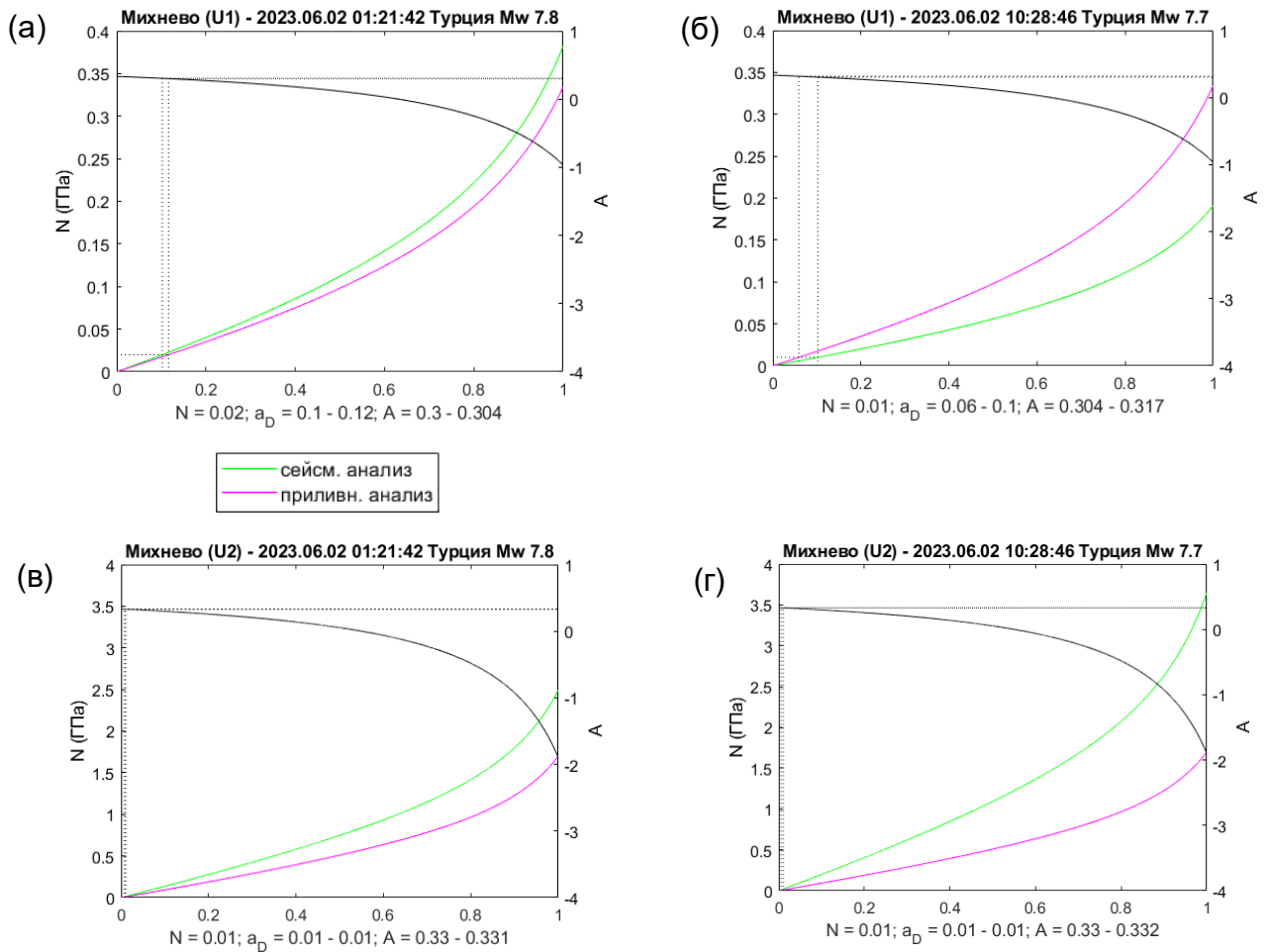


Рисунок 4.13 – Диаграмма зависимости параметров A и N от коэффициента нарушенности (a_D) по данным приливного (розовые линии) и сейсмического анализа (зеленые линии).
 Диаграммы для напорного (а, б) и слабонапорного (в, г) горизонтов при землетрясениях 06.02.2023 в 01:21:42 (а, в) и 10:28:46 (б, г))

Для слабонапорного горизонта, развитого в пределах неравномерно трещиноватого карбонатного коллектора, коэффициент нарушенности не превышает 0.01 и соответствует пороупругой деформации коллектора, которая подтверждена ранее отмеченными вариациями порового давления. Для напорного горизонта, приуроченного к слаботрещиноватому коллектору, коэффициент нарушенности при первом землетрясении составляет 0.1-0.12, при втором – 0.06 - 0.1 и соответствует неупругой деформации коллектора, которая проявляется в виде постсейсмических гидрогеологических эффектов (рисунок 3.23).

Полученные значения для слабонапорного горизонта соответствует меньшей степени нарушенности матрицы неравномерно трещиноватого коллектора. Более

высокие значения нарушения матрицы слаботрециноватого коллектора, вероятно, свидетельствуют об увеличении проницаемости напорного горизонта.

Сейсмические события, произошедшие в один день, могут повлиять на проницаемость флюидонасыщенного коллектора. Об этом свидетельствуют исследования, выполненные по оценке косейсмических откликов, зарегистрированных в скважине X10, расположенной южнее г. Урумчи, Китай, при парных землетрясениях 08.12.2016 г. и 08.08.2017 г. (Sun et al., 2019).

При землетрясениях в Мексике 08.09.2017 г. М 8.2 и у побережья Суматры 11.04.2012 г. М 8.6 расчет выполнен для объемных и поверхностных волн (рисунок 4.14, 4.15).

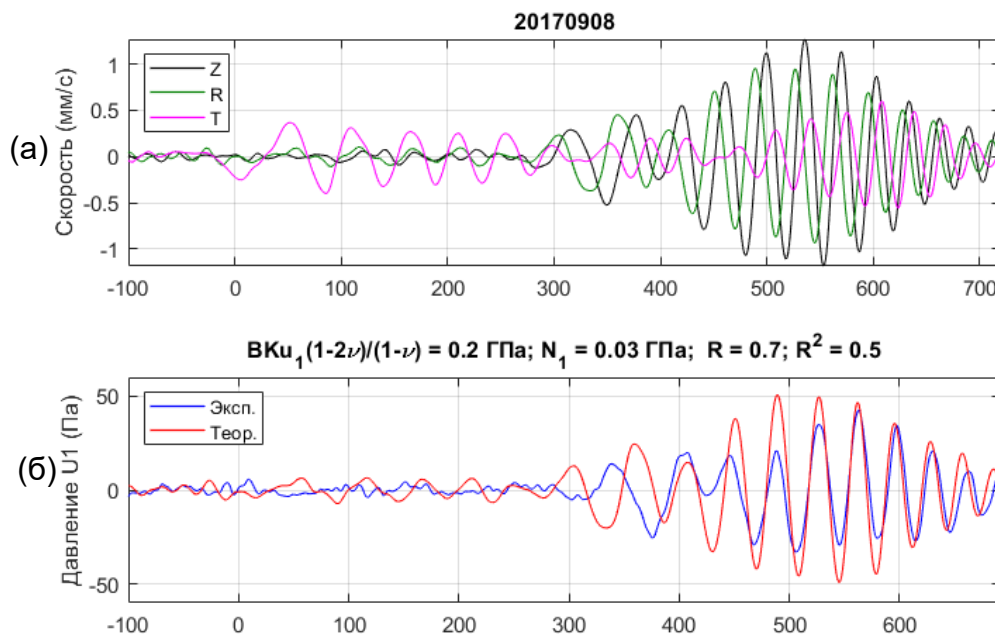


Рисунок 4.14 – Сейсмограммы вертикальной (V_Z), радиальной (V_R) и трансверсальной (V_T) компонент (а) и вариации напорного водоносного горизонта (б) при землетрясении 08.09.2017 Мексика М 8.2 (теоретически рассчитанные значения показаны красной линией; экспериментальные – синей линией)

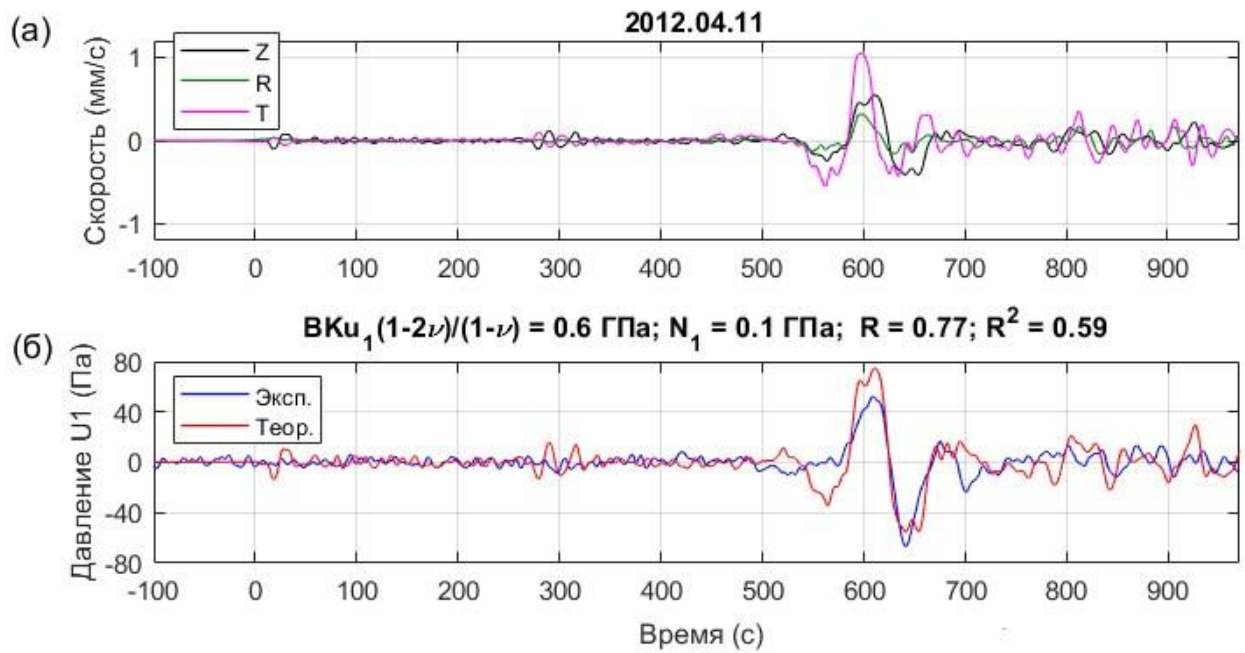


Рисунок 4.15 – Сейсмограммы вертикальной (V_z), радиальной (V_R) и трансверсальной (V_T) компонент (а) и вариации напорного водоносного горизонта (б) при землетрясении 11.04.2012 Суматра $M 8.6$ (теоретически рассчитанные значения показаны красной линией; экспериментальные – синей линией)

Волны Рэлея с более низкой частотой также могут оказывать дополнительное эффективное воздействие на процессы декольматации трещин в карбонатах (Shi et al., 2021). Например, после землетрясения Вэнчуань была отмечена постсейсмическая стабилизация проницаемости в скважине ТУ глубиной 755, пройденной в известняках и расположенной на расстоянии 1115 км. После землетрясения Тохоку 11.03.2011, произошедшего на расстоянии 2614 км, отмечено необратимое увеличение проницаемости.

На территории ГФО «Михнево» при прохождении сейсмических волн от землетрясения Тохоку на расстоянии 7467 км наряду с косейсмическими вариациями порового давления с амплитудой 407 Па прослежено постсейсмическое увеличение порового давления на 35 Па в течение первых 40 минут.

4.4 Модель реакции коллектора на квазистационарные факторы и сейсмическое воздействие

Опираясь на анализ опубликованных моделей, соответствующих зарегистрированным гидрогеологическим эффектам, и экспериментальные данные, полученные на территории ГФО «Михнево» за период наблюдений 2010–2023 гг., в работе рассматривается новая модель, в которой учтены ведущие факторы, определяющие режим деформирования карбонатного коллектора. В основу модели положена схематизация фильтрационной структуры флюидонасыщенного коллектора с учетом изменения степени трещиноватости водовмещающих пород по глубине.

На рисунке 4.16 представлена схема взаимосвязи между ведущими экзогенными и эндогенными факторами, определяющими вариативность фильтрационных свойств флюидонасыщенного коллектора (рисунок 4.16).

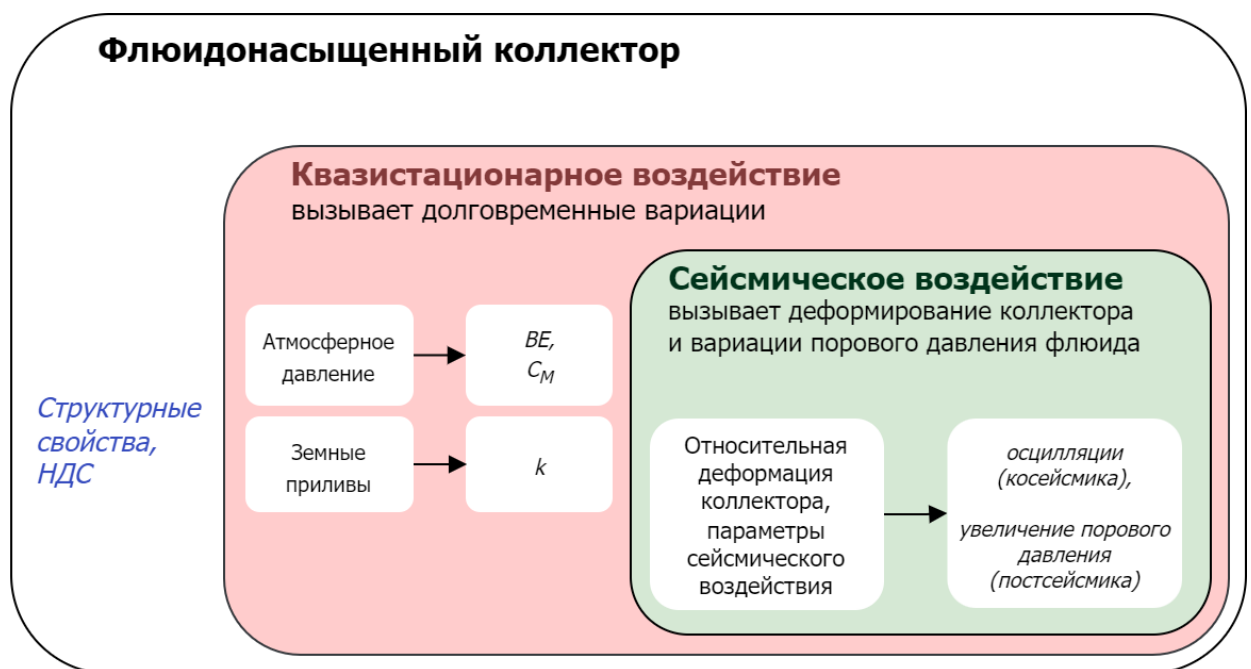


Рисунок 4.16 – Схема взаимосвязи между ведущими экзогенными и эндогенными факторами и фильтрационными свойствами флюидонасыщенного коллектора

Флюидонасыщенный коллектор относится к гидрогеологической структуре, в границах которой сохраняется непрерывность формирования, распределения и

движения флюидов вдоль систем трещин, развитых в пределах разновозрастных водоносных горизонтов. Вариации уровня подземных вод по данным высокоточного мониторинга в квазистационарных условиях фильтрации рассматриваются в качестве индикаторов динамического деформирования скелета (матрицы) коллектора и изменений порового давления.

Влияние атмосферного давления и земных приливов рассматриваются в качестве зондирующих сигналов для определения основных фильтрационных параметров флюидонасыщенного коллектора. Сейсмическое воздействие вызывает деформирование скелета (матрицы) флюидонасыщенных пород и вариации порового давления флюида и может приводить как к пороупругой реакции, проявляющейся в виде осцилляции, так и к неупругому деформированию в виде постсейсмических эффектов.

Концепция анализа динамической проницаемости в недренируемых условиях сформирована в результате обработки многолетнего ряда измерений гидрогеологических и барометрических параметров, проводимых на территории ГФО «Михнево». Ниже на рисунке 4.17 представлена модель реакции карбонатного коллектора на квазистационарное и сейсмическое воздействие, сформированная с учетом эмпирических данных.

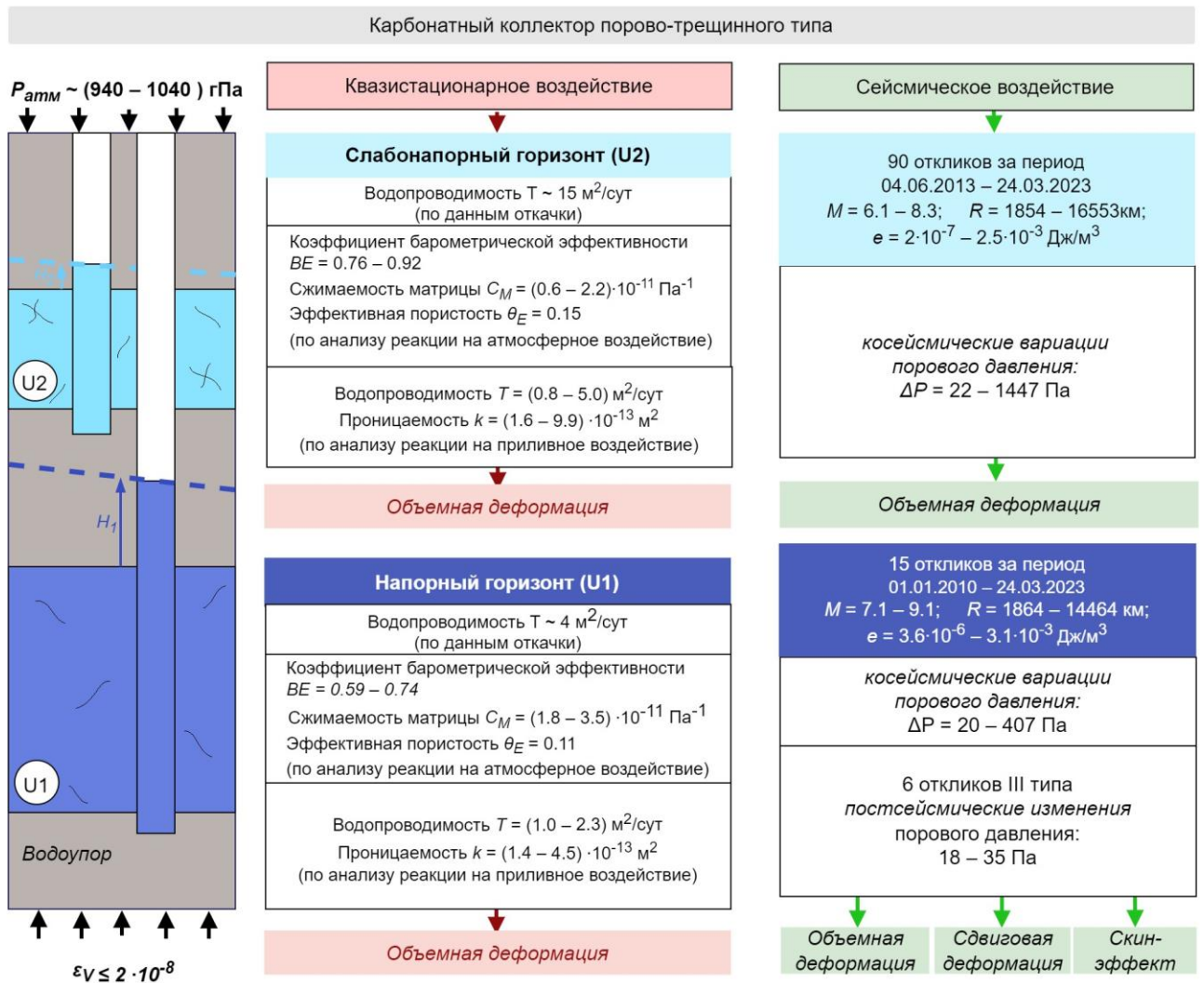


Рисунок 4.17 – Модель реакции карбонатного коллектора на квазистационарное и сейсмическое воздействие

На данном рисунке в виде отдельных блоков представлен свод результатов прецизионного гидрогеологического мониторинга, проводимого в течение 2010–2023 гг. в двух наблюдательных скважинах, вскрывающих неравномерно трещиноватый карбонатный коллектор. Верхний водоносный горизонт в отличие от нижнего является слабонапорным и характеризуется повышенной чувствительностью на вариации атмосферного давления. Нижний напорный водоносный горизонт приурочен к слаботрещиноватым породам и отличается повышенной чувствительностью к земным приливам.

Реакция карбонатного коллектора на сейсмическое воздействие различается. В верхнем слабонапорном горизонте прослежены многочисленные осцилляции

порового давления при прохождении сейсмических волн от удаленных землетрясений с амплитудами 20–1500 Па. В нижнем напорном зарегистрировано 15 косейсмических откликов с амплитудами 20–407 Па, 6 из которых сопровождались постсейсмическими гидрогеологическими эффектами с амплитудами 18–35 Па.

Для понимания механизмов, определяющих возможное изменение фильтрационных свойств карбонатного коллектора в дальней зоне, предложена блок-диаграмма (рисунок 4.18). Влияние квазистационарных факторов (атмосферное давление, земные приливы) контролирует объемное деформирование и фоновые вариации фильтрационных свойств водонасыщенного неравномерно трещиноватого карбонатного коллектора.

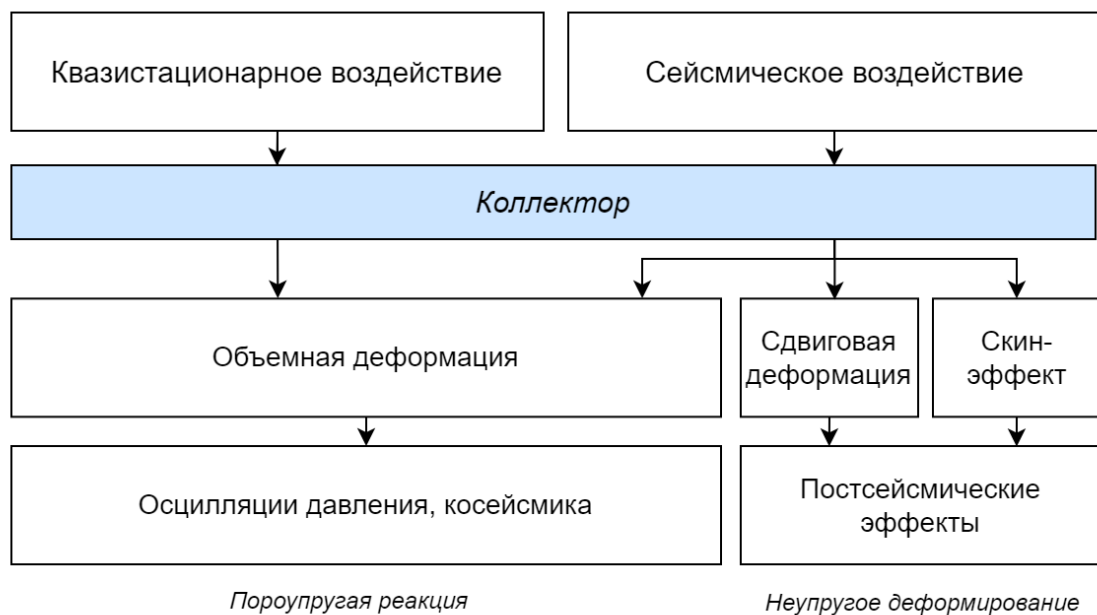


Рисунок 4.18 – Блок-диаграмма механизмов гидрогеологических эффектов

Сейсмическое воздействие может привести к объемной, к объемной и сдвиговой деформации и скин-эффекту. Косейсмические и постсейсмические эффекты являются индикаторами вышеперечисленных механизмов и соответствуют различным режимам деформирования водонасыщенного карбонатного коллектора. Вариации порового давления при сейсмическом

воздействии обусловлены сложным механизмом: сочетанием динамического деформирования матрицы (скелета) карбонатного коллектора со скин-эффектом – изменением трещиноватости в околоскважинном пространстве.

Предложенная блок-диаграмма в совокупности с вышеприведенной моделью и схемой отражают вариации проницаемости под влиянием квазистационарных факторов и сейсмического воздействия и могут быть использованы для прогнозной оценки изменений фильтрационных свойств карбонатного коллектора.

Выводы к Главе 4

Установлены закономерности динамики деформирования карбонатного коллектора при прохождении сейсмических волн от удаленных землетрясений.

В платформенных условиях на территории ГФО «Михнево» при сейсмическом воздействии вариации порового давления в слабонапорном горизонте установлены при относительной деформации неравномерно трещиноватого коллектора от $7 \cdot 10^{-9}$ до $2 \cdot 10^{-7}$, в напорном горизонте – при деформации слаботрещиноватого коллектора от $2 \cdot 10^{-8}$ до $2.6 \cdot 10^{-7}$. Постсейсмические эффекты прослежены в напорном горизонте при относительной деформации слаботрещиноватого коллектора $(2.6-7) \cdot 10^{-7}$.

Изменения проницаемости флюидонасыщенного коллектора может быть оценено с использованием дистанционных методов, на основе реакции системы «пласт-скважина» на приливы. Изменения проницаемости преимущественно носят временный характер, значение параметра восстанавливается до первоначального.

На территории ГФО «Михнево» определены амплитуды и периоды гидрогеологических откликов флюидонасыщенного коллектора при прохождении сейсмических волн от удаленных землетрясений.

В рамках модели пороупругости по сейсмическим данным выполнен расчет вариаций порового давления. Рассчитанные теоретически эпюры вариаций давления при прохождении сейсмических волн от удаленных землетрясений

сопоставлены с экспериментальными данными регистрации вариаций порового давления в системе «пласт-скважина».

Низкие значения коэффициента нарушенности $\alpha_D=0.01$, полученные по результатам сейсмического и приливного анализа, подтверждают пороупругую реакцию слабонапорного коллектора. Значения коэффициента нарушенности $\alpha_D=0.06-0.12$ для напорного горизонта могут быть связаны с проявлением неупругих эффектов.

Предполагается, что устойчивые постсейсмические вариации порового давления вызваны изменениями в пределах пласта, кратковременные – обусловлены скин-эффектом (локальным изменением проницаемости в околоскважинном пространстве).

Заключение

Основные выводы, полученные в диссертации, сформулированы по главам.

Здесь отметим, что реакция флюидонасыщенного коллектора на квазистационарные факторы (атмосферное давление и земные приливы) зависит от гидрогеологических параметров, глубины залегания обводненных пластов и конструкции скважины. На территории ГФО «Михнево» верхний слабонапорный горизонт, вскрытый в скважине в интервале 42.7-56.6 м, подверженный техногенной нагрузке, характеризуется повышенной чувствительностью к атмосферному давлению. Влияние земных приливов выражено слабо. Нижний напорный горизонт, пройденный в интервале 92-115 м, напротив, отличается невысоким коэффициентом барометрической эффективности и повышенной чувствительностью к земным приливам.

При исследовании сейсмического воздействия на фильтрационные свойства флюидонасыщенного коллектора необходимо учитывать фоновые вариации исходных параметров. Участки записи, на которых внешние факторы, например, изменение режима питания и разгрузки в естественных и техногенно-нарушенных условиях, приводят к искажению сигналов, следует исключать из рассмотрения.

В платформенных условиях на территории ГФО «Михнево» гидрогеологические отклики на удаленные землетрясения определяются как характеристиками сейсмических колебаний (тип волны, период, амплитуда), так и амплитудно-частотными параметрами системы «пласт-скважина» и локальными структурно-гидрогеологическими условиями (водопродимостью, коэффициентом упругой емкости пласта и др.). В вариациях уровня подземных вод, зарегистрированных при прохождении сейсмических волн, обнаружены косейсмические и постсейсмические эффекты.

Косейсмические эффекты выделены в обоих горизонтах при величине относительной деформации карбонатного коллектора от $7 \cdot 10^{-9}$ до $2.6 \cdot 10^{-7}$, постсейсмические эффекты установлены в напорном горизонте при относительной деформации более $2.6 \cdot 10^{-7}$.

Увеличение порового давления при сейсмическом воздействии может быть обусловлено сложным механизмом: сочетанием динамического деформирования флюидонасыщенного карбонатного коллектора со скин-эффектом – локальным изменением трещиноватости в околоскважинном пространстве.

Впервые на территории ГФО «Михнево» зарегистрирована реакция напорного и слабонапорного горизонтов на глобальное распространение атмосферных волн Лэмба при извержении вулкана Тонга 15.01.2022 г.

Детальный анализ взаимосвязи между теоретически рассчитанными значениями объемной и сдвиговой деформаций и вариациями порового давления позволил выполнить оценку параметра нарушенности горных пород.

Дистанционный мониторинг фильтрационных свойств флюидонасыщенного коллектора является информативным для проведения экспертных оценок инженерно-геологических и гидрогеологических условий территорий, планируемых под строительство объектов различного назначения, включая площадки захоронения РАО и участки АЭС.

Список литературы

Адушкин, В. В. «Михнево»: от сейсмостанции № 1 до современной геофизической обсерватории / В. В. Адушкин, В. М. Овчинников, И. А. Санина, О. Ю. Резниченко // Физика Земли. — 2016. — № 1. — С. 108-119.

Барабанов, В. Л. Проявления деформационных волн в гидрогеологическом и сейсмическом режимах зоны Передового Копетдагского разлома / В. Л. Барабанов, А. О. Гриневский, И. Г. Киссин, М. Р. Милькис // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1988. — №. 5. — С. 21.

Беседина, А. Н. Исследование приливов в геофизических полях, регистрируемых на территории геофизической обсерватории «Михнево» / А. Н. Беседина, Е. А. Виноградов, Э. М. Горбунова, Н. В. Кабыченко, И. С. Свинцов // Динамические процессы в геосферах. — 2012. — № 3. — С. 99-107.

Беседина, А. Н. Отклик флюидонасыщенных коллекторов на лунно-солнечные приливы. Часть 1. Фоновые параметры приливных компонент в смещении грунта и уровне подземных вод / А.Н. Беседина, Е. А. Виноградов, Э. М. Горбунова, Н. В. Кабыченко И. С. Свинцов, П. И. Пигулевский, В. К. Свистун, С. В. Щербина // Физика Земли. — 2015. — № 1. — С. 73-82.

Вартанян, Г. С. Геодинамический мониторинг и прогноз сильных землетрясений / Г. С. Вартанян // Отечественная геология. — 2002. — №. 2. — С. 59.

Гавич, И. К. Гидрогеодинамика: Учебник для вузов / И. К. Гавич. — М.: Недра, 1988. — 349 с.

Гасеми, М.Ф. Граничные значения параметров строения пустотного пространства петроупругих моделей карбонатных пород / М. Ф. Гасеми, И. О Баюк // Физика Земли. — 2020. — № 2. — С. 69–88.

Горбунова, Э. М. Динамика деформирования водонасыщенного коллектора по данным прецизионного мониторинга уровня подземных вод / Э М. Горбунова, А. Н. Беседина, Е. А. Виноградов // Динамические процессы в геосферах. — 2018. — С. 74–83.

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

Горбунова, Э. М. Оценка проницаемости трещинно-порового коллектора при эпизодическом техногенном воздействии / Э. М. Горбунова, А. Н. Беседина, Е. А. Виноградов, И. С. Свинцов // Динамические процессы в геосферах. — 2016. — № 8. С. 42-51.

Горбунова, Э. М. Реакция водонасыщенного коллектора на динамические воздействия: дис. ... докт. геол.-мин. наук.: 1.6.6, 1.6.9. — Москва. — 2022. — 262 с.

Горбунова, Э. М. Реакция водонасыщенных коллекторов на динамическое воздействие (по данным прецизионного мониторинга уровня подземных вод) / Э. М. Горбунова, А. Н. Беседина, Н. В. Кабыченко, И. В. Батухтин, С. М. Петухова // Физика Земли. — 2021. — № 5. — С. 74-90.

Горбунова, Э. М. Реакция систем «пласт-скважина» на удаленные землетрясения / Э. М. Горбунова, А. Н. Беседина, И. А. Санина, Н. Л. Константиновская // Геодинамика и тектонофизика. — 2022. — № 2s. — С. 1-6.

Кабыченко, Н. В. Оценка фазового сдвига между приливной деформацией и вариациями уровня воды в скважине / Н. В. Кабыченко // Локальные и глобальные проявления воздействий на геосферы. — 2008. — С. 62- 72.

Киссин, И. Г. Флюиды в земной коре: Геофизические и тектонические аспекты. / И. Г. Киссин. — М.: Наука. — 2009. — 328 с.

Копылова, Г. Н. Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважинах Камчатки: Монография. / Г. Н. Копылова, С. В. Болдина. — Петропавловск - Камчатский: Камчатпресс. — 2019. — 144с.

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

Кочарян, Г. Г. Геомеханика разломов: Монография / Г. Г. Кочарян; Институт динамики геосфер. Российский научный фонд; Отв. ред. В.В. Адушкин. – М.: ГЕОС. — 2016. — 424 с.

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

Кочарян, Г. Г. Уникальная научная установка «Среднеширотный комплекс геофизических наблюдений «Михнево» / Г. Г. Кочарян, Д. Н. Локтев, И. А. Ряховский, И. А. Санина // Геодинамика и тектонофизика. — 2022. — Т. 13. — №. 2. — С. 1-6.

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

Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2023680306. Оценка фильтрационных свойств флюидонасыщенного коллектора / С. М. Петухова, А. Н. Беседина, Э. М. Горбунова. — Заявка № 2023669074. Дата поступления 18.09.2023. Зарегистрировано в Реестре программ для ЭВМ 28.09.2023.

Чернышев, С. Н. Трещины горных пород: Учебник для вузов / С.Н. Чернышев — М.: Наука, 1983. — 240 с.

Amores, A. Numerical Simulation of Atmospheric Lamb Waves Generated by the 2022 Hunga-Tonga Volcanic Eruption / A. Amores, S. Monserrat, M. Marcos, D. Argüeso, J. Villalonga, G. Jorda, D. Gomis // Geophysical Research Letters. — 2022. — P. 1-10.

Barbour, A. J. Teleseismic waves reveal anisotropic poroelastic response of wastewater disposal reservoir / A. J. Barbour, N. M. Beeler // Earth and Planetary Physics. — 2021. — Vol. 5. — № 6. — P. 547-558.

Besedina, A. Chilean Earthquakes: Aquifer Responses at the Russian Platform / A. Besedina, E. Vinogradov, E. Gorbunova, I. Svintsov // *Pure and Applied Geophysics*. — 2016. — Vol. 173. — № 2. — P. 321-330.

Besedina, A. Hydrogeological Responses to Distant Earthquakes in Aseismic Region / A. Besedina, E. Gorbunova, S. Petukhova // *Water (Switzerland)*. — 2023. — Vol. 15. — № 7. — Art.1322. — P.1-19.

Bower, D. R. Response of an aquifer near Ottawa to tidal forcing and the Alaskan earthquake of 1964 / D. R. Bower, K. C. Heaton // *Canadian Journal of Earth Sciences*. — 1978. — Vol. 15. — №3 — P. 331-340.

Bredehoeft, J. D. Response of well-aquifer systems to earth tides / J. D. Bredehoeft // *Journal of Geophysical Research*. — 1967. — Vol. 72. — № 12. — P. 3075-3087.

Brodsky, E. E. A mechanism for sustained groundwater pressure changes induced by distant earthquakes / E. E. Brodsky, E. Roeloffs, D. Woodcock, I. Gall, M. Manga // *Journal of Geophysical Research*. — 2003. — Vol. 108. — № B8. — P. 1- 10.

Chen, J. Decoding stress patterns of the 2023 Turkey-Syria earthquake doublet / J. Chen, L.D. Zilio, H Zhang, G. Yang, Y. Shi, C. Liu // *Research Square*. — 2023. — P. 1-24.

Clark, W. E. Computing the Barometric Efficiency of a Well / W. E. Clark // *Journal of the Hydraulics Division*. — 1967. — Vol. 93. — № 4. — P. 93-98.

Cooper, H. H. The response of well-aquifer systems to seismic waves / H. H. Cooper, J. D. Bredehoeft, I. S. Papadopoulos, R. R. Bennett // *Journal of Geophysical Research*. — 1965. — Vol. 70. — № 16. — P. 3915–3926.

De Luca, G. A record of changes in the Gran Sasso groundwater before, during and after the 2016 Amatrice earthquake, central Italy / G. De Luca, G. Di Carlo, M. Tallini // *Sci Rep*. — 2018. — Vol. 8. — № 1. — Art. 15982.

Elkhoury, J. E. Laboratory observations of permeability enhancement by fluid pressure oscillation of in situ fractured rock / J. E. Elkhoury, A. Niemeijer, E. E. Brodsky, C. Marone // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. — 2011. — Vol. 116. — № B2. —P. 1-15.

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

Erskine, A. D. The Effect of Tidal Fluctuation on a Coastal Aquifer in the UK / A. D. Erskine // *Groundwater*. — 1991. — Vol. 29. — № 4. — P. 556-562.

Ge, S. Hydrodynamic response to strike- and dip-slip faulting in a half-space / S. Ge, S. C. Stover // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. — 2000. — Vol. 105. — № B11. — P. 25513-25524.

He, A. Comparison of Regression Methods to Compute Atmospheric Pressure and Earth Tidal Coefficients in Water Level Associated with Wenchuan Earthquake of 12 May 2008 / A. He, R. P. Singh, Z. Sun, Q. Ye, G. Zhao // *Pure Appl Geophys*. — 2016. — Vol. 173. — № 7. — P. 2277-2294.

He, A. Groundwater level response to the Wenchuan earthquake of May 2008 / A. He, R. P. Singh // *Geomatics, Natural Hazards and Risk*. — 2019. — Vol. 10. — № 1. — P. 336-352.

Hsieh, P. A. Determination of aquifer transmissivity from Earth tide analysis / P. A. Hsieh, J. D. Bredehoeft, J. M. Farr // *Water resources research*. — 1987. — Vol. 23. — № 10. — P. 1824-1832.

Huang, X. Mechanism of Co-seismic Water-Level response to 2015 Nepal earthquake / X. Huang, Y. Zhang // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. — 2021. — Vol. 660. — № 1.

Jacob, C. E. On the flow of water in an elastic artesian aquifer / C. E. Jacob // *Eos, Transactions American Geophysical Union*. — 1940. — Vol. 21. — № 2. — P. 574-586.

Jeanne, P. Evaluation of faults stability due to passing seismic waves: Study case of groundwater level changes induced by the 2011 Tohoku earthquake in Central Japan / P. Jeanne, Y. Guglielmi, J. Rutqvist, T. Kunimaru, H. Umeki // *J. Hydrol. X*. — 2021. — Vol. 13. — Art. 100103.

Jonsson, S. Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients / S. Jonhsson // *Nature*. — 2003. — Vol. 424. — №6945 — P. 179-183.

King, C.-Y. Anomalous streamflow and groundwater-level changes before the 1999 M7.6 Chi-Chi earthquake in Taiwan: Possible mechanisms / C.-Y. King, Y. Chia // *Pure and Applied Geophysics*. — 2017. — P. 29-38.

King, C.-Y. Earthquake-related water-level changes at 16 closely clustered wells in Tono, central Japan / C.-Y. King, S. Azuma, G. Igarashi et al. // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 1999. — Vol. 104. — №. B6. — P. 13073-13082.

Koizumi, N. Preseismic groundwater level changes induced by crustal deformations related to earthquake swarms off the east coast of Izu Peninsula, Japan / N. Koizumi, Y. Kitagawa, N. Matsumoto et al. // *Geophys. Res. Lett.* — 2004. — Vol. 31. — № 10.

Lai, G. Apparent permeability variation of underground water aquifer induced by an earthquake: A case of the Zhouzhi well and the 2008 Wenchuan earthquake / G. Lai, F. Huang, H. Ge // *Earthquake Science*. — 2011. — Vol 24. — P. 437-445.

Lai, G. Transfer functions of the well-aquifer systems response to atmospheric loading and Earth tide from low to high-frequency band / G. Lai, H. Ge, W. Wang // *J Geophys Res Solid Earth*. 2013. — Vol. 118. — № 5. — P.1904-1924.

Liao, X. Seasonal change of groundwater response to Earth tides / X. Liao, C.Y. Wang, Z.Y. Wang // *J. Hydrol. (Amst)*. — 2022. — Vol. 612. — Art. 128118.

Linde, A.T. Increased pressure from rising bubbles as a mechanism for remotely triggered seismicity / A. Linde, I. Sacks, M. Johnston et al. // *Nature*. — 1994. — Vol. 371. — № 6496.

Liu, C.-Y. Temporal Variation and Spatial Distribution of Groundwater Level Changes Induced by Large Earthquakes / C.-Y. Liu, Y. Chia, P.-Y. Chung, T.-P. Lee, Y.-C. Chiu // *Water*. — 2023. — Vol. 15. — P. 1-18.

Liu, L. Earthquake damage of Baihe dam and liquefaction characteristics of sand and gravel materials/ L. Liu, G. Li, D. Bing // *China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Research Report*. — China Water Power Press, 1982. — №. 8. — P.46-54.

Lockner, D.A. Undrained poroelastic response of sandstones to deviatoric stress change / D. A. Lockner, S. A. Stanchits // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. — 2002. — Vol. 107. — № B12.

Lyakhovsky, V. Distributed damage, faulting, and friction / V. Lyakhovsky, Y. Ben-Zion, A. Agnon // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 1997. — Vol. 102. — №. B12. — P. 27635-27649.

Manga, M. Origin of postseismic streamflow changes inferred from baseflow recession and magnitude-distance relations / M. Manga // *Geophysical Research Letters*. — 2001. — Vol. 28. — № 10. — P. 2133-2136.

Manga, M., Brodsky E. E., Boone M. Response of streamflow to multiple earthquakes / M. Manga, E. E. Brodsky, M. Boone // *Geophysical Research Letters*. — 2003. — Vol. 30. — № 5.

Matoza, R. S. Atmospheric waves and global seismoacoustic observations on the January 2022 Hunga eruption, Tonga / R. S. Matoza, D. Fee, J. D. Assink et al. // *Science*. — 2022. — Vol. 377, — P. 95-100.

Matsumoto, N. Hydrological response to earthquakes in the Haibara well, Central Japan - I. Groundwater level changes revealed using state space decomposition of atmospheric pressure, rainfall and tidal responses / N. Matsumoto, G. Kitagawa, E.A. Roeloffs // *Geophys. J. Int.* — 2003. — Vol. 155. — № 3.

Matsumoto, N. Regression analysis for anomalous changes of ground water level due to earthquakes / N. Matsumoto // *Geophysical Research Letters*. — 1992. — Vol. 19. — № 12. — P. 1193-1196.

McNamara, D. E., Buland R. P. Ambient noise levels in the continental United States / D.E. McNamara, R.P. Buland // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2004. — Vol. 94. — № 4.

Meinzer, O. E. Discussion of question no. 2 of the International Commission on Subterranean Water: Definitions of the different kinds of subterranean water / O.E. Meinzer // *Eos, Transactions American Geophysical Union*. — 1939. — Vol. 20. — № 4.

Melchior, P. J. *The Earth Tides* (1st Ed.) / P. J. Melchior. — Oxford: Pergamon Press. — 1966. — 458 p.

Merifield, P. M. Possible strain events reflected in water levels in wells along San Jacinto fault zone, southern California / P. M. Merifield, D.L. Lamar // *Pure Appl. Geophys.* 1984. Vol. 122. № 2–4.

Niwa, M. Groundwater pressure changes in Central Japan induced by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake / M. Niwa, R. Takeuchi, H. Onoe et al. // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* — 2012. — Vol. 13. — № 5.

Pruess, K. ECO2N: A TOUGH2 Fluid Property Module for Mixtures of Water, NaCl, and CO₂ / K. Pruess // *Contract.* — 2005. — № June.

Quilty, E.G. Removal of barometric pressure response from water level data / E.G. Quilty, E.A. Roeloffs // *J Geophys Res.* — 1991. — Vol. 96. — № B6.

Rahi, K.A., Identifying aquifer type in fractured rock aquifers using harmonic analysis / K.A. Rahi, T. Halihan // *Ground Water.* — 2013. — Vol. 51. — № 1.

Rasmussen, T.C. Identifying and removing barometric pressure effects in confined and unconfined aquifers / T.C. Rasmussen, L.A. Crawford // *Ground Water.* — 1997. — Vol. 35. — № 3.

Rau, G. C. Disentangling the groundwater response to Earth and atmospheric tides to improve subsurface characterization / G. C. Rau, M. O. Cuthbert, R. I. Acworth, P. Blum // *Hydrology and Earth System Sciences.* — 2020. — Vol. 24. — №. 12. — P.6033-6046.

Roeloffs, E. A. Persistent water level changes in a well near Parkfield, California, due to local and distant earthquakes / E. A. Roeloffs // *Journal of Geophysical Research.* — 1998. — Vol. 103. — № B1. — P. 869-889.

Roeloffs, E. Poroelastic Techniques in the Study of Earthquake-Related Hydrologic Phenomena / E. Roeloffs // *Advances in Geophysics.* — 1996. — Vol. 38. — № C.

Rojstaczer, S. Determination of fluid flow properties from the response of water levels in wells to atmospheric loading / S. Rojstaczer // *Water Resour Res.* — 1988. Vol. 24. — № 11.

Rojstaczer, S. Permeability changes associated with large earthquakes: An example from Loma Prieta, California / S. Rojstaczer, S. Wolf // *Geology*. — 1992. — Vol. 20. — № 3. — P. 211-214.

Rojstaczer, S. Permeability enhancement in the shallow crust as a cause of earthquake-induced hydrological changes / S. Rojstaczer, S. Wolf, R. Michel // *Nature*. — 1995. — Vol. 373. — № 6511. — P. 237-239.

Rojstaczer, S. Response of the water level in a well to Earth tides and atmospheric loading under unconfined conditions / S. Rojstaczer, F. S. Riley // *Water Resour. Res.* 1990. — Vol. 26. — № 8.

Rutter, H. K. Aquifer permeability change caused by a nearfield earthquake, Canterbury, New Zealand / H. K. Rutter, S. C. Cox, N. F. Dudley Ward, J. J. Weir // *Water Resources Research*. — 2016. — Vol. 52, — P. 8861–8878.

Scibek, J. Multidisciplinary database of permeability of fault zones and surrounding protolith rocks at world-wide sites / J. Scibek // *Sci Data*. — 2020. — Vol. 7. — №1.

Shalev, E. Groundwater level changes induced by earthquakes / E. Shalev, H. Lutzky, V. Lyakhovsky // *Springer Hydrogeology*. — 2021 — P.459-462.

Shalev, E. Sustained water-level changes caused by damage and compaction induced by teleseismic earthquakes / E. Shalev, I. Kurzon, M.-L. Doan, V. Lyakhovsky // *Journal of Geophysical Research*. — 2016a. — Vol. 121. — № 7. P. 1-12.

Shalev, E. Water-level oscillations caused by volumetric and deviatoric dynamic strains / E. Shalev, I. Kurzon, M. L. Doan, V. Lyakhovsky // *Geophysical Journal International*. — 2016b. — Vol. 204. — P. 841-851.

Shi, Z. Comparison of hydrogeological responses to the Wenchuan and Lushan earthquakes / Z. Shi, G. Wang, C.-Y. Wang, M. Manga, C. Liu // *Earth and Planetary Science Letters*. — 2014. — Vol. 391. — P. 193-200.

Shi, Z. Co-seismic groundwater level changes induced by the May 12, 2008 Wenchuan earthquake in the near field / Z. Shi, G. Wang, C. Liu // *Pure and Applied Geophysics*. — 2013. — Vol. 170. — P. 1773-1783.

Shi, Z. Evaluation of the permeability properties of the Xiaojiang Fault Zone using hot springs and water wells / Z. Shi, G. Wang // *Geophysical Journal International*. — 2017. — Vol. 209. — № 3. — P. 1526-1533.

Shibata, T. Coseismic changes in groundwater level during the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake / T. Shibata, R. Takahashi, H. Takahashi, T. Kagoshima, N. Takahata, Y. Sano, D. Pinti // *Earth, Planets and Space*. — 2020. — P. 72-23.

Sun, X. Aquifer Permeability Decreases Before Local Earthquakes Inferred From Water Level Response to Period Loading / X. Sun, Y. Xiang // *Geophys Res Lett*. — 2021. — Vol. 48. — № 15.

Sun, X. Coseismic response of water level in Changping well, China, to the Mw 9.0 Tohoku earthquake / X. Sun, G. Wang, X. Yang // *Journal of Hydrology*. — 2015. — Vol. 531. — P. 1028-1039.

Sun, X. Estimating the hydraulic parameters of a confined aquifer based on the response of groundwater levels to seismic Rayleigh waves / X. Sun, Y. Xiang, Z. Shi // *Geophys J Int*. — 2018. — Vol. 213. — № 2.

Sun, X. Preseismic changes of water temperature in the Yushu well, western China / X. Sun, Y. Xiang, Z. Shi, B. Wang // *Pure and Applied Geophysics*. — 2017. — Vol. 175. — P. 2445–2458.

Sun, X. Sensitivity of the response of well-aquifer systems to different periodic loadings: a comparison of two wells in Huize, China / X. Sun, Y. Xiang, Z. Shi, X. Hu, H. Zhang // *Journal of Hydrology*. — 2019. — Vol. 572. — P. 121-130.

Terry, J.P. Tonga volcanic eruption and tsunami, January 2022: globally the most significant opportunity to observe an explosive and tsunamigenic submarine eruption since AD 1883 Krakatau / J.P. Terry, J. Goff, N. Winspear, V.P. Bongolan, S. Fisher // *Geoscience Letters*. — 2022. — Vol. 9. — P. 1–11.

Turnadge, C. Comparing methods of barometric efficiency characterization for specific storage estimation / C. Turnadge, R. S. Crosbie, O. Barron, G. C. Rau // *Groundwater*. — 2019. — Vol. 57. — № 6. — P. 844- 859.

Vinogradov, E. Earth Tide Analysis Specifics in Case of Unstable Aquifer Regime / E. Vinogradov, E. Gorbunova, A. Besedina, N. Kabychenko // Pure and Applied Geophysics. — 2018. — Vol. 175. — P. 1783-1792.

Vorhis, R. C. Hydrologic effects of the earthquake of March 27, 1964, outside Alaska. — US Government Printing Office — 1967. — №. 544.

Wakita, H. Water wells as possible indicators of tectonic strain / H. Wakita // Science. — 1975. — Vol. 189. — № 4202. — P. 553-555.

Wang, C. Y. Coseismic hydrologic response of an alluvial fan to the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan. / C. Y. Wang, L. H. Cheng, C. V. Chin, S. B. Yu // Geology. — 2001. — Vol. 29. — P. 831–834.

Wang, C.Y. Liquefaction beyond the Near Field / C.Y. Wang // Seismological Research Letters. — 2007. — Vol. 78. — № 5.

Wang, C.Y. Hydrologic responses to earthquakes and a general metric / C.Y. Wang, M. Manga // Geofluids. — 2010. — Vol. 10. — № 1-2. — P. 206-216.

Wang, C.Y. Large earthquakes create vertical permeability by breaching aquitards / C.Y. Wang, X. Liao, L.P. Wang, C.H. Wang, M. Manga // Water Resources Research. — 2016. — Vol. 52. — № 8. — P. 5923-5937.

Wang, C.Y. Tidal Response of Groundwater in a Leaky Aquifer—Application to Oklahoma / C.Y. Wang, M.-L. Doan, L. Xue, A.J. Barbour // Water Resour Res. — 2018. — Vol. 54. — № 10.

Wang, C.Y. Water and Earthquakes / C.Y. Wang, M. Manga. — Cham: Springer International Publishing. — 2021. — 396 p.

Wang, H. F. Effects of deviatoric stress on undrained pore pressure response to fault slip / H. F. Wang // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 1997. — Vol. 102. — №. B8. — P. 17943-17950.

Wenzel, H.G. The nanogal software: Earth tide data processing package ETERNA 3.30 / H.G. Wenzel // Bull. Inf. Marées Terrestres. — 1996. — Vol. 124. — P. 9425-9439.

Wolin, E. Establishing High-Frequency Noise Nadelines to 100 Hz Based on Millions of Power Spectra from IRIS MUSTANG / E. Wolin, D. E. McNamara // Bulletin of the Seismological Society of America. — 2020. — Vol. 110. — № 1.

Xing, Y. A general numerical model for water level response to harmonic disturbances in aquifers considering wellbore effects / Y. Xing, Q. Liu, R. Hu, H. Gu, R. Taherdangkoo, H. Yang, T. Ptak // Journal of Hydrology. — 2022. — Vol. 609.

Xue, L. A permeability and compliance contrast measured hydrogeologically on the San Andreas Fault / L. Xue, E. Brodsky, J. Erskine, P. Fulton, R. Carter // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. — 2016. — Vol. 17. — P.858-871.

Xue, L. Continuous permeability measurements record healing inside the Wenchuan earthquake fault zone / L. Xue, H. B. Li, E. E. Brodsky et al. // Science. — 2013. — Vol. 340. — № 6140. — P. 1555-1559.

Yan, R. Sensitivity of hydraulic properties to dynamic strain within a fault damage zone / R. Yan, G. Wang, Z. Shi // Journal of Hydrology. — 2016. — Vol. 543, part B. — P. 721-728.

Zhao, D. Rock Damage and aquifer property estimation from water level fluctuations in wells induced by seismic waves: A case study in X10 Well, Xinjiang, China / D. Zhao, Y. Zeng, X. Sun, A. Mei // Shock and Vibration. — 2021. — Vol. 2021. — P. 1-10.

Приложение А

ПРОГРАММА ДЛЯ ЭВМ (Свидетельство, 2023)

«Оценка фильтрационных свойств флюидонасыщенного коллектора» Фрагменты исходного текста программы

- % Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № 122032900172-5
- % "Развитие методов контроля геодинамических процессов разного
- % иерархического уровня, в том числе инициированных техногенной
- % деятельностью") и при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта
- % № 20-35-90016 "Динамическое деформирование флюидонасыщенных
- % коллекторов
- % при сейсмическом воздействии".
- % Авторы: Петухова С.М., Беседина А.Н., Горбунова Э.М.
- % ИДГ РАН.
- % Опубликовано: 14 сентября 2023г.
- % Программа выполняет расчет фильтрационных характеристик
- % флюидонасыщенного коллектора.
- % Содержит следующие функции:
- % 1. Очистка гидрогеологических данных от влияния атмосферного давления,
- % расчет коэффициента барометрической эффективности ВЕ.
- % 2. Расчет амплитудных спектров для выделения приливных волн и последующий
- % расчет фазового сдвига между уровнем подземных вод и смещением грунта для
- % выбранной приливной волны.
- % 3. Расчет фазового сдвига методом фазовых портретов [Кабыченко, 2008]
- % для выбранной приливной волны.
- % 4. Расчет скорости изменения уровня за сутки [Vinogradov et al., 2017].
- % 5. Коррекция фазового сдвига (выделение отрезков квазистационарного
- % режима фильтрации) и децимация полученных данных.
- % 6. Расчет водопроницаемости пласта Т с использованием приливного анализа
- % [Hsieh et al., 1987].
- % 7. Расчет проницаемости пласта k [Гавич, 1988].
- % 8. Расчет сжимаемости матрицы C_m [Turnadge et al., 2019].
- % 9. Расчет коэффициента диффузии D при вертикальных перетоках жидкости,
- % которые соответствуют интервалам с положительными значениями фазового
- % сдвига [Хуе et al., 2016].
- % ... (и др.)

% ВЫЗОВ ФУНКЦИЙ И ПОСТРОЕНИЕ ГРАФИКОВ

```

% Для демонстрации возможностей программы используется файл
% 'example_data.txt', который представляют собой отрезок (120 дней)
% экспериментальных данных, полученных в комплексе гидрогеологических
% измерений УНУ СКГН "Михнево" (ИДГ РАН).
% Файл 'example_data.txt' содержит следующие столбцы:
% 1) уровень подземных вод в напорном горизонте [мм];
% 2) атмосферное давление [бар];
% 3) смещение грунта (земные приливы) [мм] - из ETERNA 3.0 для координат
% пункта наблюдения.
% Частота опроса Fs = 1/300 Гц.

% Загрузка данных из примера:
A = load('K:\example_data.txt'); % указать путь к файлу 'example_data.txt'
GWL = A(:,1); % уровень подземных вод [мм]
BP = A(:,2); % атмосферное давление [бар]
TD = A(:,3); % смещение грунта (земные приливы) [мм]
Fs = 1/300; % частота опроса [Гц]
wave_period=12.42; % расчет по приливной компоненте M2 (T = 12.42 ч)

% Очистка данных уровня подземных вод от влияния атмосферного давления,
% расчет коэффициента барометрической эффективности BE:
[wbd,BE1,DW,DP]=BarCalc(GWL,BP,Fs,Fs);
% Расчет диапазонов сжимаемости матрицы на основе значения коэффициента
% BE ± 5%:
[Cm1]=MatrixCompressibility(BE1-0.05*BE1,0.11);
[Cm2]=MatrixCompressibility(BE1+0.05*BE1,0.11);

% Рисунок 1 - графики исходного и очищенного от влияния атмосферного
% давления уровня, сжимаемость матрицы Cm, график зависимости кумулятивных
% вариаций уровня воды dW от кумулятивных вариаций давления dP,
% коэффициент барометрической эффективности BE.
figure(1)
t=(0:length(GWL)-1)*Fs; % вектор времени t (для исходных данных)
subplot 211
plot(t,GWL-GWL(1),'b'); hold on;
plot(t,wbd,'r');
legend('исх.','сбор.','Location','best');
ylabel('GWL, мм');

```



```

xlabel('Время, сут');
title(['Cm = ', num2str(Cm2) ' - ', num2str(Cm1), ' [Па^-^1]']); %сжимаемость матрицы
subplot 212
plot(DP,DW,'bo'); hold on;
plot([0 DP(end)],[0 DW(end)],'k')
xlabel('\Delta P, кг\cdot c/м^2');
ylabel('\Delta W, м');
title(['BE = ', num2str(BE1)]); %коэффициент барометрической эффективности

% Расчет амплитудных спектров уровня подземных вод, атмосферного давления,
% смещения грунта, расчет фазового сдвига по амплитудным спектрам:
[AS_GWL,AS_BP,AS_TD,Tf,shift]=TideSpectrum(GWL,BP,TD,wave_period,Fs);

% Рисунок 2 - Амплитудные спектры уровня, атмосферного давления, смещения
% грунта, построенные в пределах (0 - 30) ч, это позволяет увидеть,
% какие приливные волны выделяются в исходных данных.
% Над графиком выводится значение рассчитанного по спектрам
% фазового сдвига между приливной волной, выделенной в уровне подземных вод
% от приливной волны, выделенной в смещении грунта.
figure (2)
subplot 311
plot(Tf,AS_GWL,'b')
ylabel('A (GWL), мм')
title(['Фаз.сдвиг (опред. по спектрам) = ' num2str(shift)]) % Фаз.сдвиг
xlim([0 30])
subplot 312
plot(Tf,AS_BP,'r')
ylabel('A (P_a_t_m), бар')
xlim([0 30])
subplot 313
plot(Tf,AS_TD,'k')
ylabel('A (Смещение), мм')
xlim([0 30])
xlabel('Период, ч')

% Расчет фазового сдвига между приливной волной, выделенной в уровне
% подземных вод, и приливной волны, выделенной в смещении грунта:
[PhaseShift,GWL_f,TD_f]=PhaseShiftCalc(GWL,TD,wave_period,Fs);

```

```

% Расчет скорости изменения уровня в сутки:
[Rate]=GWLRateCalc(GWL,Fs);
% Коррекция ряда фазового сдвига с выбором диапазона скоростей и его
% фильтрация (если необходимо):
win_size=10;
overlap=0.5;
[PhaseCorr]=PhaseShiftCorr(PhaseShift,Rate,0,300,win_size,overlap);

% Рисунок 3 - Графики уровня воды и смещения, отфильтрованные в диапазоне
% периода заданной приливной волны  $\pm 0.1$  ч. Графики скорости изменения
% уровня и фазового сдвига между приливной волной, выделенной в уровне
% подземных вод, и приливной волной, выделенной в смещении грунта. График
% фазового сдвига после коррекции.
t2=(0:length(Rate)-1); % вектор времени 2
t3=(0:length(PhaseCorr)-1)*(length(PhaseShift)/length(PhaseCorr)); % вектор времени
3

figure (3)
subplot 511
plot(t,GWL_f,'b')
ylabel('GWL_o_t_ф, мм')
title(['Период волны =' num2str(wave_period) ' ч'])
subplot 512
plot(t,TD_f,'k')
ylabel('Смещение_o_t_ф, мм')
subplot 513
plot(t2,Rate,'b.')
ylabel('Скорость изм-я уровня, мм/сут')
subplot 514
plot(t2,PhaseShift,'Color',[0.49,0.18,0.56])
ylabel('Фазовый сдвиг, \circ')
subplot 515

plot(t3,PhaseCorr,'.','Color',[0.49,0.18,0.56])
ylabel('Фаз.сдвиг после корр., \circ')
xlabel('Время, сут')

% Расчет водопроницаемости коллектора T:
[Hmatrix,T]=TransmissivityCalc(PhaseCorr,2.3e-4,0.059,0.0635,wave_period);

```

```

% Расчет вертикальной диффузии коллектора D:
[Dmatrix,D]=DiffusivityCalc(PhaseCorr,63,wave_period);
% Расчет проницаемости коллектора k:
[k]=PermeabilityCalc(T,1.78e-3,23);

% Рисунок 4 - Зависимость фазового сдвига от водопроводимости для заданных
% параметров скважины и коллектора.
figure(4)
subplot 211
semilogx(Hmatrix(:,1),Hmatrix(:,2),'Color',[0.49,0.18,0.56])
hold on
grid on
xlim([Hmatrix(1,1) Hmatrix(end,1)])
xlabel('Водопроводимость T, м^2/сут')
ylabel('Фазовый сдвиг \eta, \circ')
subplot 212
semilogx(Dmatrix(:,1),Dmatrix(:,2),'b')
hold on
grid on
xlim([Dmatrix(1,1) Dmatrix(end,1)])
xlabel('Коэффициент диффузии D, м^2/с')
ylabel('Фазовый сдвиг \eta, \circ')

% Рисунок 5 - Графики фазового сдвига, водопроводимости, проницаемости
% и коэффициента диффузии.
figure(5)
subplot 411
plot(t3,PhaseCorr,'k.-')
ylabel('Фазовый сдвиг, \circ')
subplot 412
plot(t3,T,'.-','Color',[0.49,0.18,0.56])
ylabel('Водопроводимость, м^2/сут')
subplot 413
plot(t3,k,'r.-')
ylabel('Проницаемость, м^2')
subplot 414
plot(t3,D,'b.-')
ylabel('Коэффициент диффузии, м^2/с')
xlabel('Время, сут')

```

```

% ФУНКЦИИ
% 1. BarCalc
% Функция производит фильтрацию исходных данных уровня подземных вод от
% влияния барометрического (атмосферного) давления. Используется метод
% линейной компенсации. Можно задавать данные с разной частотой
% дискретизации, при этом на выходе данные будут приведены к наибольшей
% частоте дискретизации.
%   Входные данные:
%   GWL - уровень подземных вод [мм];
%   BP - барометрическое давление [бар];
%   Fs1 - частота дискретизации данных GWL [Гц];
%   Fs2 - частота дискретизации данных BP [Гц];
%   Выходные данные:
%   GWL_corr - данные уровня, очищенные от влияния давления [мм];
%   BE - коэффициент барометрической эффективности [-];
%   DW - матрица кумулятивного изменения уровня воды [м];
%   DP - матрица кумулятивное изменения атмосферного давления [кгс/м^2].
function [GWL_corr,BE,DW,DP]=BarCalc(GWL,BP,Fs1,Fs2)
DW=[0; 0]; DP=[0; 0]; WBD=[]; k=1;
Nd1=24*3600*Fs1;
Nd2=24*3600*Fs2;
Fs=max(Fs1,Fs2);
Nd=24*3600*Fs;
% Приведение данных к общей частоте (при различии частоты опроса
% гидрогеологических - GWL и барометрических данных - BP), производится
% интерполяция данных с меньшей частотой
if Fs2<Fs1
BP_s=interp(BP,1/(Fs2/Fs1));
BP=BP_s;
elseif Fs2>Fs1
GWL_s=interp(GWL,1/(Fs2/Fs1));
GWL=GWL_s;
end
for i=1:int32(floor(length(GWL(:,1))/Nd))
sig1=GWL((i-1)*Nd+1:i*Nd);
sig2=BP((i-1)*Nd+1:i*Nd);
sig1m=sig1-mean(sig1);
sig2m=sig2-mean(sig2);

```

```

r1(k)=range(sig1)*0.001; % пересчет мм - м
r2(k)=range(sig2)*10197.2; % пересчет бар - кг*с/м^2
DW(k+1)=DW(k)+r1(k);
DP(k+1)=DP(k)+r2(k);
K1=sum(sig1m.*sig2m)/sum(sig2m.*sig2m);
Wbd=sig1m-K1*sig2m;
    if i==1
        WBD=Wbd;
    else
        wbd1=Beg2Fin(WBD(:,1),Wbd);
        WBD=wbd1;
    end
k=k+1;
end
p1=polyfit(DP,DW,1);
f1=polyval(p1,DP);
BE=1e3*f1(end)/DP(end); % коэффициент барометрической эффективности
GWL_corr=WBD(:,1); % скорректированные гидрогеологические данные
end

```

% 2. TideSpectrum

```

% Функция производит расчет амплитудных спектров уровня воды, атмосферного
% давления и фазового сдвига, а также рассчитывает фазовый сдвиг между
% приливной волной в уровне и приливной волной в смещении грунта по
% спектрам.

```

```

% Входные данные:

```

```

% GWL - уровень подземных вод [мм];

```

```

% BP - барометрическое давление [бар];

```

```

% TD - теоретическое смещение (земные приливы) [мм];

```

```

% wave_period - период приливной волны, по которой производится расчет [ч];

```

```

% Fs - частота дискретизации данных [Гц];

```

```

% Выходные данные:

```

```

% AS_GWL - значения точек амплитудного спектра уровня [мм];

```

```

% AS_BP - значения точек амплитудного спектра давления [бар];

```

```

% AS_TD - значения точек амплитудного спектра смещения [мм];

```

```

% Tf - период [ч];

```

```

% shift - фазовый сдвиг, рассчитанный по спектрам [град].

```

```

function

```

```

[AS_GWL,AS_BP,AS_TD,Tf,shift]=TideSpectrum(GWL,BP,TD,wave_period,Fs)

```

```

N=length(GWL);
A1=fft(GWL,N)/N;
A2=fft(BP,N)/N;
A3=fft(TD,N)/N;
f=Fs*(0:N/2-1)/N;
Tf=1./f/3600;
n1=round(N/(Fs*wave_period*3600))+1;
AS_GWL=2*abs(A1(1:N/2));
AS_BP=2*abs(A2(1:N/2));
AS_TD=2*abs(A3(1:N/2));
phaseTD=angle(A3(n1))*180/pi;
phaseGWL=angle(A1(n1))*180/pi;
sh=phaseGWL-phaseTD; %расчет фаз.сдвига
shift=sh-round(sh/180)*180; %автоматически прибавляет/вычитает нужное к-во pi
end

```

% 3. PhaseShiftCalc

```

% Функция расчета фазового сдвига между приливной волной, выделенной в
% уровне подземных вод от приливной волны, выделенной в смещении грунта
% [Кабыченко, 2008].

```

```

% Входные данные:

```

```

% GWL - уровень подземных вод [мм];

```

```

% TD - теоретическое смещение (земные приливы) [мм];

```

```

% WP - период приливной волны, по которой производится расчет [ч];

```

```

% Fs - частота дискретизации данных [Гц].

```

```

% Выходные данные:

```

```

% PhaseShift - фазовый сдвиг между приливной волной, выделенной в

```

```

% уровне подземных вод от приливной волны, выделенной в смещении грунта.

```

```

function [PhaseShift,GWL_f,TD_f]=PhaseShiftCalc(GWL,TD,WP,Fs)

```

```

[b1,a1]=butter(2,[1/((WP+0.1)*3600)/(Fs/2) 1/((WP-0.1)*3600)/(Fs/2)],'z');

```

```

GWL_f=filtfilt(b1,a1,GWL);

```

```

[b2,a2]=butter(2,[1/((WP+0.1)*3600)/(Fs/2) 1/((WP-0.1)*3600)/(Fs/2)],'z');

```

```

TD_f=filtfilt(b2,a2,TD);

```

```

Nd=24*3600*Fs;

```

```

k=0;

```

```

    for i=1:floor(int32(length(GWL_f)/Nd))

```

```

        y=GWL_f((i-1)*Nd+1:i*Nd,1);

```

```

        x=TD_f((i-1)*Nd+1:i*Nd,1);

```

```

        k=k+1;
    end

```

```

P1=find(diff(x)>0);
[~,P2]=min(abs(x(P1)));
    if y(P1(P2))>0
        ps(k,1)=-asin(y(P1(P2))/max(y))*180/pi;
    else
        ps(k,1)=asin(abs(y(P1(P2)))/abs(min(y)))*180/pi;
    end
end
PhaseShift=smooth(ps,28);
end

```

```

% 4. GWLRateCalc

```

```

% Функция расчета скорости изменения уровня за сутки.

```

```

% Входные данные:

```

```

% GWL - уровень подземных вод [мм];

```

```

% Fs - частота дискретизации данных [Гц].

```

```

% Выходные данные:

```

```

% GWL_Rate - суточные изменения уровня подземных вод [мм/сут].

```

```

function [GWL_Rate]=GWLRateCalc(GWL,Fs)

```

```

Nd=24*3600*Fs;

```

```

    for i=1:int32(floor(length(GWL)/Nd))

```

```

        sig1=GWL((i-1)*Nd+1:i*Nd,1);

```

```

        GWL_Rate(i,1)=abs(max(sig1))-abs(min(sig1));

```

```

    end

```

```

end

```

```

% 5. PhaseShiftCorr

```

```

% Функция корректирует данные фазового сдвига по условию нахождения

```

```

% значений рассчитанной скорости изменения уровня воды в

```

```

% определенном диапазоне (можно настроить границы самостоятельно).

```

```

% Функция также находит и удаляет значения фазового сдвига, соответствующие

```

```

% участкам с нулевой скоростью изменения уровня, которые соответствуют

```

```

% разрывам исходных данных.

```

```

% Итоговый ряд приводится к периоду 1 точка в месяц и сглаживается.

```

```

% Входные данные:

```

```

% PhaseShift - фазовый сдвиг [град];

```

```

% GWL_Rate - суточные изменения уровня подземных вод [мм/сут];

```

```

% bound1 - нижняя граница скорости изменения уровня [мм/сут]

```

```

% (если не хотите фильтровать по нижней границе, нужно ввести 0);

```

```

% bound2 - верхняя граница скорости изменения уровня [мм/сут].
% win - размер скользящего окна [сут].
% coef_overlap - коэффициент перекрытия окна [-].
% Выходные данные:
% PhaseShift_corr - скорректированный фазовый сдвиг [град].
function
[PhaseShift_corr]=PhaseShiftCorr(PhaseShift,GWL_Rate,bound1,bound2,win,coef_ove
rlap)
PS=PhaseShift;
[S1]=diff(GWL_Rate,1);
PS(abs(S1)<=1e-5)=NaN; %удаление участков, соответствующих разрывам
данных.
PS=fillmissing(PS,'linear'); %заполнение разрывов.
PS(GWL_Rate<=bound1)=NaN;
PS(GWL_Rate>bound2)=NaN;
PS_corr=fillmissing(PS,'linear');
n_start = 1;
overlap_size = coef_overlap*win;
j=1;
while (n_start+win<=length(PS_corr))
sig1 = PS_corr(n_start:n_start+win-1,:);
n_start = int32(n_start+win-overlap_size);
M(j,1)=median(sig1);
j=j+1;
end
PhaseShift_corr=smooth(M(:,1),6);
end

% 6. TransmissivityCalc
% Функция позволяет рассчитать водопроницаемость и проницаемость пласта на
% основе ранее рассчитанного фазового сдвига [Hsieh et al., 1987].
% Входные данные:
% PhaseShift - фазовый сдвиг [град];
% S - коэффициент упругой емкости водоносного пласта [-];
% gw - радиус скважины [м];
% rc - радиус обсадной колонны [м];
% wave_period - период приливной волны [ч].
% Выходные данные:
% Hmatrix - расчетная матрица по [Hsieh et al., 1987], содержащая в 1

```



```
% столбце значения водопроводимости, во 2 столбце - соответствующие им
% значения фазового сдвига [м^2/сут, град];
% T - ряд рассчитанной водопроводимости [м^2/сут].
```

```
function [Hmatrix,T]=TransmissivityCalc(PhaseShift,S,rw,rc,wave_period)
```

```
PS=PhaseShift;
```

```
PS(PhaseShift>=0)=NaN;
```

```
C1=(S*rw.^2)/(rc.^2);
```

```
x=1:0.1:10000;
```

```
alpha=(2*pi*C1./x).^(1/2);
```

```
i = complex(0,1);
```

```
a = exp(pi*i/4);
```

```
b = exp(-0*pi*i/2);
```

```
ke = b*besselk(0,alpha*a);
```

```
Ker = real(ke); Kei = imag(ke);
```

```
E=1-(pi./x).*Kei;
```

```
F=(pi./x).*Ker;
```

```
A=(E.^2+F.^2).^(-0.5);
```

```
eta=-(atan(F/E)*180/pi);
```

```
T_th=x.*((rc^2)/(wave_period/24));
```

```
Hmatrix=[T_th' eta'];
```

```
for j=1:length(PS)
```

```
    [~,idx]=min(abs(Hmatrix(:,2)-PS(j)));
```

```
    T(j)=Hmatrix(idx,1);
```

```
end
```

```
end
```

```
% 7. PermeabilityCalc
```

```
% Функция позволяет рассчитать проницаемость пласта [Гавич, 1988].
```

```
% Входные данные:
```

```
% T - водопроводимость [м^2/сут];
```

```
% mu - динамическая вязкость пласта [Па*с];
```

```
% D - интервал обводненной части скважины [м];
```

```
% Выходные данные:
```

```
% k - ряд рассчитанной проницаемости [м^2].
```

```
function [k]=PermeabilityCalc(T,mu,D)
```

```
k=(T/86400)*(mu/(1000*9.81*D));
```

```
end
```

```
% 8. MatrixCompressibility
```

```

% Функция для расчета сжимаемости матрицы на основе рассчитанного ранее
% значения коэффициента барометрической эффективности, а также
% коэффициента эффективной пористости [Turnadge et al., 2019].
% Входные данные:
% BE - коэффициент барометрической эффективности [-];
% EP - коэффициент эффективной пористости [-];
% Выходные данные:
% Cm - сжимаемость матрицы [Па^-1].
function [Cm]=MatrixCompressibility(BE,EP)
Cw=4.58e-10; % сжимаемость воды [Па^-1]
Cm=EP*Cw*(1-BE)/BE;
end

% 9. DiffusivityCalc
% Функция рассчитывает коэффициент диффузии при вертикальных
% перетоках жидкости, которые соответствуют положительным значениям
% фазового сдвига [Wang H.F., 2000; Xue et al., 2016]
% Входные данные:
% PhaseShift - фазовый сдвиг [град];
% Ss - удельная водоотдача пласта [м^-1];
% z - глубина от поверхности до установившегося уровня в скважине [м];
% wave_period - период приливной волны [ч].
% Выходные данные:
% Dmatrix - расчетная матрица, содержащая в 1 столбце значения коэффициента
% диффузии во 2 столбце - соответствующие им значения фазового
% сдвига [м^2/с, град];
% Diffus - ряд рассчитанных значений коэффициента диффузии [м^2/с].
function [Dmatrix,Diffus]=DiffusivityCalc(PhaseShift,z,wave_period)
PS=PhaseShift;
PS(PhaseShift<0)=NaN;
z=z*0.001; % м - км;
D=0:1e-4:1e2;
tau=wave_period/24;
omega=2*pi/tau;
d=sqrt(2.*D/omega);
M=(z./d);
E3=exp(-M).*(sin(M));
E4=1-exp(-M).*(cos(M));
E=E3./E4;

```

```

eta=atan(E)*180/pi;
Dmatrix=[D' eta'];
  for j=1:length(PS)
    [~,idx]=min(abs(Dmatrix(:,2)-PS(j)));
    Diffus(j)=Dmatrix(idx,1);
  end
end

```

```

% Beg2Fin
% Дополнительная функция, которая позволяет объединить два массива
% (основной и присоединяемый), смещая присоединяемый массив на необходимую
% величину (первое значение присоединяемого массива приравнивается
% последнему значению основного массива).
% Входные данные:
% M - основной массив, который нужно нарастить;
% m - малый массив, который присоединяем к основному.
% Выходные данные:
% M – объединенный массив
function [M]=Beg2Fin(M,m)
  if isempty(M)
    Fin=m(1);
  else
    Fin=M(length(M));
  end
  Beg=m(1);
  m=m+Fin-Beg;
  M=[M;m];
end
...

```

Приложение Б

Информация по землетрясениям, при которых зарегистрированы гидрогеологические отклики в верхнем слабонапорном и нижнем напорном водоносных горизонтах

№ п/п	Дата	Время (GMT/OBN)	R, км	Глубина, км	M	Ампл. PGV, мм/с	$\epsilon, \cdot 10^{-4}$ Дж/м ³	Ампл. U1, мм	Тип отклика	Ампл. U2, мм	Тип отклика	Регион
-	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Средиземноморско-Трансзаитский												
1	24.01.2020	17:55:24.6 / 17:59:09.2	1854	12,0	6,8	0,11	0,99	-	-	5,6	1	Турция
2	23.10.2011	10:41:28.4 / 10:42:18.6	1864	12	7,1	1,51	2,65	7,0	2	-	-	Турция
3	06.02.2023	01:18:10.4 / 01:21:42.1	1934	14,9	7,8	2,18	24,49	5,9	3	56,5	2	Турция
4	06.02.2023	10:24:59.0 / 10:28:45.9	1873	12	7,7	2,56	19,34	7,8	3	147,7	2	Турция
5	20.02.2023	17:04:31.7 / 17:08:49.0	2104	12	6,3	0,09	0,18	-	-	4,1	1	Турция
6	24.05.2014	09:25:18.8 / 09:28:51.4	1863	12	6,9	0,62	1,36	-	-	2,5	1	Эгейское море
7	12.06.2017	12:28:41.9 / 12:32:43.7	1975	12	6,4	0,31	0,21	-	-	10,2	1	Эгейское море
8	25.10.2018	22:54:58.9 / 22:59:29.6	2333	16	7,1	1,37	1,34	2,4	1	45,4	1	Ионическое море
9	29.12.2020	11:19:57.9 / 11:23:40.0	1855	12	6,4	0,56	0,26	-	-	16,5	1	Северо-западный р-он Балкан
10	26.11.2019	02:54:18.4 / 02:58:14.9	2019	23,4	6,4	0,20	0,20	-	-	6,0	1	Албания
11	04.03.2021	18:38:19.0 / 18:42:29.2	2047	10	6,2	0,06	0,10	-	-	4,4	1	Греция
12	03.03.2021	10:16:15.8 / 10:20:19.8	2059	12	6,3	0,07	0,14	-	-	3,5	1	Греция
13	20.07.2017	22:31:16.4 / 22:35:34.3	2152	12	6,6	0,23	0,32	-	-	6,1	1	Додеканес, Греция
14	17.11.2015	07:10:12.9 / 07:14:34.7	2221	15	6,5	0,16	0,21	-	-	5,5	1	Греция
15	12.10.2021	09:24:08.3 / 09:28:47.7	2387	16,6	6,5	0,08	0,17	-	-	4,4	1	Крит, Греция
16	02.05.2020	12:51:09.8 / 12:56:00.3	2505	12	6,6	0,36	0,20	-	-	12,3	1	Крит, Греция
17	30.10.2016	06:40:24.1 / 06:44:45.8	2237	12	6,6	0,25	0,29	-	-	8,2	1	Италия
18	12.11.2017	18:18:25.3 / 18:23:00.0	2315	17,9	7,4	0,52	3,73	-	-	18,3	2	Ирак
19	25.11.2018	16:37:34.0 / 16:42:20.6	2377	23,2	6,1	0,10	0,05	-	-	2,4	1	Иран-Ирак погр.обл.

20	26.06.2016	11:17:19.3 / 11:23:10.6	3145	16,9	6,4	0,11	0,05	-	-	4,4	1	Таджикистан
21	07.12.2015	07:50:13.8 / 07:56:09.0	3206	12	7,2	0,82	0,71	-	-	35,0	1	Таджикистан
22	26.10.2015	09:09:46.6 / 09:15:19.7	3240	209,4	7,5	0,39	1,87	-	-	14,2	2	Афганистан
23	08.08.2017	23:27:57.8 / 23:34:10.8	3395	27,6	6,3	0,33	0,03	-	-	13,7	1	Китай
24	03.07.2015	01:07:50.6 / 01:14:20.4	3596	15,6	6,4	0,23	0,03	-	-	10,2	1	Китай
25	12.02.2014	09:19:57.6 / 09:26:55.8	3978	18,3	6,9	0,14	0,14	-	-	6,0	1	Китай
26	21.05.2021	18:04:29.1 / 18:12:42.2	5093	12	7,4	0,75	0,34	-	-	31,0	2	Цинхай, Китай
27	08.08.2017	13:19:53.2 / 13:28:51.8	5571	16,2	6,5	0,08	0,01	-	-	3,9	1	Китай
28	16.04.2013	10:44:32.2 / 10:50:44.6	3563	50,8	7,7	1,01	2,73	6,3	2	-	-	Пакистан
29	28.09.2013	07:34:12.2 / 07:40:58.0	3802	15	6,8	0,34	0,11	-	-	10,7	1	Пакистан
30	11.01.2021	21:33:07.4 / 21:40:09.6	4052	13,9	6,8	0,63	0,09	-	-	28,6	1	Россия-Монголия погр.обл.
31	25.04.2015	06:11:58.6 / 06:19:30.5	4783	12	7,9	0,66	2,17	-	-	29,2	1	Непал
32	26.04.2015	07:09:20.1 / 07:17:22.1	4897	20,6	6,7	0,22	0,04	-	-	10,3	1	Непал
33	12.05.2015	07:05:27.5 / 07:13:32.0	4901	12	7,2	0,87	0,20	-	-	38,1	1	Непал
34	09.11.2018	01:49:47.0 / 01:55:52.5	2944	15,3	6,5	0,18	0,09	-	-	7,3	1	Район острова Ян-Майен
Западно-Тихоокеанский												
35	24.05.2013	05:45:08.3 / 05:53:59.8	6492	611	8,3	0,77	3,26	3,5	1	-	-	Охотское море
36	16.03.2021	18:38:29.5 / 18:48:40.7	6848	19	6,6	0,05	0,01	-	-	2,4	1	У вост. поб. Камчатки
37	20.12.2018	17:02:03.2 / 17:12:15.9	6915	17,6	7,5	0,25	0,19	-	-	9,6	1	Район Командорских островов
38	17.07.2017	23:34:57.7 / 23:44:45.8	7082	23,2	7,8	0,34	0,47	-	-	13,2	2	Командорские о-ва
39	10.10.2018	23:16:08.2 / 23:26:34.8	7145	21,6	7,0	0,08	0,03	-	-	3,1	1	Курильские острова
40	05.09.2018	18:08:09.7 / 18:18:27.4	7034	30,8	7,0	0,19	0,03	-	-	6,5	1	Район Хоккайдо, Япония
41	25.03.2020	02:49:32.4 / 02:59:55.3	7169	52,9	7,5	0,29	0,17	-	-	11,3	1	Восточнее Курильских о-вов
42	15.04.2016	16:25:15.7 / 16:35:52.0	7287	12,9	7	0,29	0,03	-	-	9,2	1	Кюсю, Япония
43	13.11.2015	20:51:43.0 / 21:02:24.7	7309	12	6,8	0,33	0,02	-	-	12,6	1	Рюкю, Япония
44	18.06.2019	13:22:25.9 / 13:33:04.9	7241	14,3	6,5	0,08	0,01	-	-	3,4	1	Зап.поб. Хонсю, Япония
45	22.11.2014	13:08:23.4 / 13:19:08.3	7351	12	6,2	0,11	0,00	-	-	4,8	1	Хонсю, Япония

46	20.03.2021	09:09:52.1 / 09:20:31.7	7385	52,3	7,1	0,05	0,04	-	-	3,6	1	Вост.поб. Хонсю, Япония
47	16.03.2022	14:36:42.9 / 14:47:23.0	7437	51,1	7,3	0,12	0,08	-	-	6,0	1	Вост.поб. Хонсю, Япония
48	13.02.2021	14:07:59.1 / 14:18:41.4	7447	50	7,1	0,12	0,04	-	-	6,4	1	Вост.поб. Хонсю, Япония
49	11.03.2011	05:47:32.8 / 05:57:17.2	7467	20	9,1	3,78	30,73	41,5	3	-	-	Тохоку
50	21.11.2016	20:59:58.2 / 21:10:45.3	7482	12	6,9	0,25	0,02	-	-	9,0	1	Хонсю
51	30.05.2015	11:23:11.0 / 11:33:36.7	8279	680,7	7,9	0,11	0,41	-	-	3,8	1	Бонин
52	18.09.2022	06:44:25.7 / 06:55:15.4	7495	14,5	7	0,18	0,03	-	-	5,2	1	Тайвань
53	11.04.2012	08:39:31.4 / 08:49:41.1	7764	45,6	8,6	2,51	5,14	19,4	3	-	-	Суматра, Индонезия
54	02.03.2016	12:50:05.4 / 13:01:35.8	8422	37,2	7,8	0,18	0,28	-	-	9,0	2	ЮЗ Суматры, Индонезия
55	18.08.2020	22:29:30.5 / 22:41:28.6	8750	25	7	0,10	0,02	-	-	3,0	1	Южная Суматра, Индонезия
56	27.07.2022	00:43:35.1 / 00:54:51.6	7963	27	7,1	0,06	0,03	-	-	3,0	1	Филиппины
57	29.12.2018	03:39:14.8 / 03:51:38.4	9399	54,4	6,9	0,13	0,01	-	-	3,5	1	Минданао, Филиппины
58	28.09.2018	10:02:59.4 / 10:15:24.8	9519	12	7,3	0,12	0,04	5,4	1	6,1	1	П-ов Минахасса, Сулавеси
59	14.11.2019	16:17:47.7 / 16:30:29.8	9761	31,2	7,1	0,07	0,02	-	-	3,0	1	Север Молуккского моря
60	14.07.2019	09:11:04.6 / 09:23:53.8	10096	12,0	7,2	0,05	0,02	-	-	3,0	1	Хальмахера, Индонезия
61	14.12.2021	03:20:35.8 / 03:33:39.0	10311	14,4	7,3	0,20	0,03	-	-	10,5	1	Море Флорес
62	25.02.2018	17:45:08.6 / 17:58:10.8	11521	12	7,2	0,08	0,01	-	-	2,9	1	Новая Гвинея, П.Н.Г.
63	14.05.2019	12:58:39.4 / 13:12:10.5	11931	22,1	7,6	0,21	0,05	-	-	9,0	2	Район Новой Британии, П.Н.Г.
64	22.01.2017	04:30:38.0 / 04:48:37.0	12265	149,6	7,9	0,35	0,12	-	-	13,3	2	Соломоновы о-ва
65	22.11.2022	02:03:17.4 / 02:21:53.2	12890	20,7	7	0,05	0,01	-	-	3,9	1	Соломоновы о-ва
66	08.12.2016	17:39:00.5 / 17:57:29.1	13079	45,5	7,8	0,58	0,07	-	-	23,0	2	Соломоновы о-ва
67	12.04.2014	20:14:49.9 / 20:33:26.9	13189	27,3	7,6	0,20	0,04	-	-	9,0	2	Соломоновы о-ва
68	06.09.2018	15:49:35.6 / 16:07:21.4	14826	686,6	7,1	0,15	0,01	-	-	2,9	1	Острова Фиджи
69	19.08.2018	0:19:59.0 / 00:37:48.9	14896	555	8,2	0,22	0,01	-	-	8,6	2	Западнее островов Тонга
70	04.03.2021	19:29:02.1 / 19:48:07.8	16031	33,9	8,1	0,29	0,11	-	-	13,6	2	О-ва Кермадек, Н.З. РККР
71	09.01.2023	17:47:47.5 / 18:00:55.9	10796	91,8	7,6	0,07	0,07	-	-	3,0	1	Р-он о-вов Танимбар, Индонезия
72	13.11.2016	11:03:53.2 / 11:22:33.8	16507	18,8	7,8	0,16	0,04	-	-	10,2	2	Южные острова, Н.З.

73	04.03.2021	13:27:48.1 / 13:47:17.9	16553	53,5	7,2	0,08	0,00	-	-	3,5	1	У вост.поб.Север.о-ва, Н.З.РКІКР
Восточно-Тихоокеанский												
74	30.11.2018	17:29:34.7 / 17:39:53.5	7067	48,2	7,0	0,13	0,03	-	-	2,2	1	Южная Аляска
75	24.01.2016	10:30:37.4 / 10:40:55.9	7260	110,7	7,1	0,06	0,04	-	-	3,5	1	Аляска
76	29.07.2021	06:16:20.3 / 06:26:50.2	7660	30,2	8,2	0,63	1,41	-	-	22,0	2	п-ов Аляска
77	23.01.2018	09:32:04.0 / 09:42:47.0	7684	33,6	7,8	0,15	0,37	-	-	11,6	2	Залив Аляска
78	22.07.2020	06:13:16.3 / 06:23:48.7	7702	36,8	7,8	0,59	0,37	2,0	1	23,1	2	п-ов Аляска
79	28.10.2012	03:04:37.2 / 03:15:31.9	8029	12	7,8	0,39	0,32	6,0	1	-	-	Королева Шарлотта
80	06.07.2019	03:20:05.4 / 03:32:37.6	9656	12,0	7,0	0,13	0,01	-	-	7,6	1	Центральная Калифорния
81	10.01.2018	02:51:44.3 / 03:04:38.5	10271	16,5	7,6	0,12	0,08	-	-	5,0	1	Карибское море
82	19.09.2017	18:14:47.2 / 18:28:04.4	10873	51	7,1	0,15	0,01	-	-	7,7	1	Мексика
83	23.06.2020	15:29:12.8 / 15:42:41.2	10997	20	7,4	0,33	0,03	-	-	14,0	1	Оахака, Мексика
84	16.02.2018	23:39:46.3 / 23:53:16.4	11023	20	7,4	0,11	0,03	-	-	5,3	1	Оахака, Мексика
85	08.09.2017	04:49:46.7 / 05:02:50.4	11024	44,8	8,2	2,46	0,47	8,0	3	110,6	2	Мексика
86	19.09.2022	18:05:26.4 / 18:18:46.7	11044	16,9	7,7	0,28	0,09	-	-	20,2	1	Поб. Мичоакан, Мексика
87	08.09.2021	01:47:53.5 / 02:01:26.1	11056	20,7	7	0,11	0,01	-	-	4,2	1	Герреро, Мексика
88	16.04.2016	23:58:57.0 / 00:12:12.8	11698	22,3	7,8	0,21	0,10	-	-	3,8	1	Эквадор
89	22.02.2019	10:17:28.0 / 10:31:16.46	11773	121,1	7,5	0,12	0,04	2,9	1	3,0	1	Перу - Эквадор погр.обл.
90	26.05.2019	07:41:52.8 / 7:55:19.41	11946	126,6	8,0	0,15	0,19	-	-	7,7	2	Северное Перу
91	14.01.2018	09:18:52.3 / 09:37:22.4	12874	40,9	7,3	0,09	0,01	-	-	5,0	1	Побережье Перу
92	28.01.2020	19:10:53.9 / 19:23:14.5	9589	24,5	7,7	0,15	0,05	-	-	5,0	2	Куба
93	01.04.2014	23:47:31.5 / 00:05:29.2 (+1)	12961	21,6	8,1	0,42	0,20	-	-	15,1	2	Чили
94	03.04.2014	02:43:35.9 / 03:01:57.6	13009	28,7	7,7	0,32	0,05	-	-	13,3	1	Чили
95	16.09.2015	22:55:22.9 / 23:11:29.5	14020	17,4	8,3	0,58	0,31	3,0	1	23,1	2	Чили
96	27.02.2010	06:35:14.5 / 06:35:19.7	14464	23,2	8,8	1,79	1,51	14,9	3	-	-	Чили
97	25.12.2016	14:22:38.0 / 14:41:41.0	15079	32,8	7,6	0,22	0,02	-	-	8,8	1	Чили