

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О. Ю. ШМИДТА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи



Фаттахов Евгений Альбертович

**РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ АНАЛИЗА ДЛИТЕЛЬНЫХ РЯДОВ
ГЕОДЕФОРМАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В СЕЙСМОАКТИВНЫХ И
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РЕГИОНАХ**

Специальность 1.6.9

«Геофизика»

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико – математических наук

Научный руководитель:
д.ф.-м.н., профессор,
Кузьмин Юрий Олегович

Москва – 2024 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
Актуальность темы.....	5
Цель и основные задачи исследования	6
Результаты и их научная новизна	6
Основные положения, выносимые на защиту	7
Теоретическая и практическая значимость работы	8
Личный вклад автора	9
Апробация работы.....	9
Структура и объем работы	10
Благодарности.....	10
ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ПРОБЛЕМЫ	12
1.1 Основные результаты геодинамических наблюдений, полученные на геодинамических полигонах различного целевого назначения.....	12
1.2 Обзор методов измерений и анализа длительных рядов инструментальных геодинамических наблюдений.....	21
1.2.1. Методы повторных геодезических измерений.....	22
ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 1.....	24
ГЛАВА 2. АНАЛИЗ ВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ	26
2.1. Сейсмоактивные регионы.....	29
2.1.1. Копетдагский сейсмоактивный регион	29
2.1.2. Камчатский регион	36
2.1.3. Сопоставительный анализ временной структуры горизонтальных смещений полученных в Ашхабадской и Камчатской сейсмоактивных зонах.....	40
2.1.4 Результаты анализа повторных нивелирных наблюдений в Копетдагском сейсмоактивном регионе	43
2.2. Нефтегазоносные регионы	52
2.2.1. Схема системы наблюдений на месторождениях им. Ю. Корчагина и им. В. Филановского	54

2.2.2. Анализ изменений наклонов на месторождении	60
им. Ю. Корчагина и В. Филановского	60
ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 2.....	67
ГЛАВА 3. Особенности методов анализа наблюдений на объектах, подверженных циклическому деформированию	69
3.1. Результаты анализа повторных нивелирных наблюдений на месторождении сверхвязких нефтей	69
3.1.1 Описание геодинимического полигона.....	70
3.1.2 Анализ результатов вертикальных движений по нивелирным профилям	72
3.1.3 Анализ результатов ГНСС наблюдений	76
3.1.4 Сопоставление результатов нивелирных и ГНСС измерений.....	79
3.2. Результаты анализа повторных геодеформационных наблюдений на подземных хранилищах газа	84
3.2.1 Анализ повторных маркшейдерско-геодезических наблюдений на ПХГ, созданном в водоносном горизонте.....	85
3.2.2 Профиль 1-1.....	86
3.2.3 Профиль 3-3.....	88
3.2.4 Анализ результатов повторных спутниковых (ГНСС) наблюдений.	89
3.2.4 Анализ повторных маркшейдерско-геодезических наблюдений на ПХГ, созданном на базе истощенного месторождения.....	92
3.2.5 Профиль 1-1.....	92
3.2.6 Профиль 2-2.....	93
3.2.7 Анализ результатов повторных спутниковых (ГНСС) наблюдений.	96
ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 3.....	99
ГЛАВА 4. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ТЕОРИИ ДЕФОРМАЦИИ ДЛЯ АНАЛИЗА ПОВТОРНЫХ ГЕОДЕФОРМАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ.....	101
4.1. Анализ повторных нивелирных наблюдений в зонах разломов методами теории деформаций	101
4.2. Определение главных осей сжатия и растяжения по светодальномерным	

данным методом тензометрического анализа	115
4.2.1. <i>Тензометрический анализ горизонтальных смещений земной поверхности на Камчатке</i>	115
4.2.2. <i>Тензометрический анализ горизонтальных смещений земной поверхности в Копетдагском регионе</i>	123
ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 4.....	127
Заключение.....	129
СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ.....	131
ПРИЛОЖЕНИЕ 1	158
ПРИЛОЖЕНИЕ 2	159

ВВЕДЕНИЕ

Изучение современных геодеформационных процессов во времени в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах в рамках современной геодинамики, то есть в реальном масштабе времени, имеет очень важное научное и прикладное значение, так как благодаря этому возможно оценивать текущее состояние горизонтальных и вертикальных смещений земной коры. С течением времени появляются все больше геодинамических полигонов, где становится возможным накапливать временные ряды наблюдений используя повторные геодезические (наземные и спутниковые), геофизические и другие методы мониторинговых измерений. Учитывая принцип рациональной пространственно-временной детальности измерений, а также улучшение аппаратурной базы, стало возможным эффективно и детально оценивать пространственно-временные масштабы процессов и не допускать исследование локальных объектов региональными системами наблюдений, а быстропротекающие процессы измерять с очень редкой частотой опроса. В свою очередь, развитие специализированного программного обеспечения для статистического анализа дискретных и перманентных данных позволяет уточнять ранее полученные результаты, улучшать информативность исходных данных, а также получать результаты строгими математическими методами.

Актуальность темы

Актуальность тематики рассматриваемых в диссертации материалов обусловлена необходимостью совершенствования существующих технологий и методик обработки геодеформационных наблюдений. Накопление длительных рядов геодеформационных наблюдений позволяет детальнее оценивать текущую обстановку горизонтальных и вертикальных смещений земной поверхности за длительный промежуток времени, а также оценивать эффективность используемых методов измерения различных геодеформационных процессов. При этом развитие аппаратурной базы приводит к тому, что помимо полезного сигнала, очень часто фиксируются помехи, искажая конечный результат. Тем самым необходимо

тщательно обрабатывать исходные длительные ряды наблюдений специальными программами для геофизического мониторинга.

Цель и основные задачи исследования

Целью диссертационной работы является совершенствование технологии анализа и интерпретации длительных рядов мониторинга горизонтальных и вертикальных смещений земной поверхности, полученных на геодинамических полигонах в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах.

Для достижения поставленной цели в диссертационной работе решались следующие задачи:

1. Разработка алгоритма статистического анализа рядов исходных данных длительных геодеформационных наблюдений
2. Проведение спектрально-временного анализа длительных рядов геофизических и геодезических рядов наблюдений, а также поиск доминирующих гармоник в сигналах.
3. Сопоставление результатов измерения вертикальных движений земной поверхности, полученных спутниковыми и наземными методами в окрестности единого пункта измерения.
4. Развитие ранее разработанной Кузьминым Ю.О. технологии для выявления доминирующего типа аномалий вертикальных смещений в разломной зоне.
5. Определение главных осей сжатия и растяжения во времени по данным измерений вдоль светодальномерных линий методом теории деформаций.

Результаты и их научная новизна

В диссертационной работе предлагается подход для анализа и интерпретации результатов геодеформационных процессов, полученных методами наземной и спутниковой геодезии, заключающийся в проведении поэтапного спектрально-временного анализа рядов непрерывных и повторных наблюдений и оценке уровня и характера современного геодинамического состояния недр. Представлена методология статистического анализа первичных данных на примере непрерывных

инклинометрических наблюдений, который можно распространить и на дискретные измерения.

Статистический анализ многолетних повторных геодезических наблюдений позволил уточнить среднегодовую скорость гедеформационных процессов на Ашхабадском и Камчатском геодинамическом полигоне и более обоснованно показать, что региональный фон среднегодовых скоростей деформаций крайне низок (менее $2-3 \cdot 10^{-8}$ в год) для данных регионов с высокой сейсмической активностью.

С помощью спектрального анализа проанализированы результаты геодезических и геофизических измерений для поиска схожих и отличных друг от друга закономерностей в пределах и вне разломных зон.

Исследована возможность и предложен вариант применения теории деформаций для данных повторных наземных геодезических измерений, с целью идентификации доминирующих типов аномалий вертикальных смещений в разломных зонах.

Основные положения, выносимые на защиту

1. Применение поэтапного спектрально-временного анализа длительных рядов наблюдений позволяет уточнять величины региональных кинематических характеристик движений и, в частности, значения среднегодовых скоростей относительных деформаций на Камчатском и Ашхабадском геодинамических полигонах, а также выявлять доминирующие гармоники аномальных наклонов на добывающих платформах шельфовых месторождений.

2. Повторные ГНСС-наблюдения на циклически деформируемых объектах имеют меньшую метрологическую обеспеченность по сравнению с результатами, полученными методом постоянно действующих ГНСС измерений, обработанными с использованием методов спектрально-временного анализа.

3. Доминирующие типы аномалий движений в разломных зонах более достоверно выявляются при использовании теории деформации, которая также

позволяет получать адекватную оценку степени влияния различных источников воздействия (вулканы и/или зона субдукции) на деформации земной поверхности в пределах Камчатского геодинамического полигона.

Теоретическая и практическая значимость работы

Улучшение методов анализа пространственно-временных геодеформационных процессов в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах, состоящее в последовательном применении методов спектрально-временного анализа и теории деформаций, позволяет более эффективно оценивать текущую геодинамическую обстановку, и, в свою очередь, напрямую влияет на геотехническую безопасность зданий, сооружений и объектов инфраструктуры месторождений полезных ископаемых.

Применение детального статистического анализа в исходных данных дает возможность на ранних этапах анализа отделять полезный сигнал от помех, что в свою очередь влияет на конечный результат. Выделение периодичностей позволяет оценить, с какой частотой те или иные процессы повторяются, а также сравнивать длительные ряды измерений друг с другом.

Сравнение различных геодезических методов (спутниковых и наземных) регистрации смещений земной поверхности позволяет повысить достоверность оценок регистрационных возможностей геодеформационных процессов, что в свою очередь влияет на точность и однозначность получаемых результатов.

В работе продемонстрировано практическое применение теории деформации для оценки главных осей сжатия и растяжения по светодальномерным линиям, а также влияние различных источников геодинамического воздействия на Камчатский геодинамический полигон. Предложенный параметр F позволяет проводить селекцию типов аномальных вертикальных движений земной поверхности в зонах разломов по данным повторных измерений и устанавливать доминирующий тип аномалий за весь период наблюдений для каждого разлома.

Разработанные научно-методические подходы доведены до такого уровня унификации, что их можно напрямую использовать на других геодинамических

полигонах.

Личный вклад автора

В ходе написания данной работы диссертант лично:

1. Выполнил обзор публикаций по тематике исследований диссертационной работы.
2. Разработал, адаптировал и применил необходимые алгоритмы для обработки исходных геофизических и геодезических данных.
3. Проводил построение и расчет главных осей сжатия и растяжения во времени на Камчатском и в Ашхабадском геодинамическом полигоне.
4. Совместно с научным руководителем Ю.О. Кузьминым разработал параметр F , для селекции аномалий движений в разломной зоне.
5. Анализировал полученные результаты и формулировал основные выводы.
6. Формировал графическое представление окончательных результатов.

Апробация работы

Основные результаты исследований были представлены на семинарах ИФЗ РАН, а также на ряде международных и всероссийских конференций, в том числе: Научной конференции молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН, Москва, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018, 2019, 2020, 2021, 2022, 2023 г.; Всероссийской конференции "Современная геодинамика недр и эколого-промышленная безопасность объектов нефтегазового комплекса», ИФЗ-ИПНГ РАН, Москва; III Всероссийском семинаре-совещании в Институте динамики геосфер РАН, Москва, 2015; Четвертой тектонофизической конференции в ИФЗ РАН "Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле", Москва, 2016 г.; III Всероссийском совещании и II Всероссийской молодежной школе по современной геодинамике в ИЗК СО РАН, Иркутск, 2016; «Неделе горняка 2017» в Горном институте НИТУ МИСиС, Москва, 2017 г.; V молодежной тектонофизической школе-семинаре в ИФЗ РАН, Москва, 2017 г.; XXI Научно-практической Щукинской конференции с международным участием в ИФЗ РАН, Москва, 2018 г.; VI международной научно-

практической конференции в МПГУ, Москва, 2018 г.; Всероссийской конференции с международным участием «Современная тектонофизика. Методы и результаты» Москва, 2019 г.; «Триггерные эффекты в геосистемах» Москва, 2019 г.; «Структура, вещественный состав, свойства, современная геодинамика и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов», Воронеж, 2020 г.; «Пятой тектонофизической конференции в ИФЗ РАН», Москва, 2020 г.; Всероссийской конференции с международным участием «Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ», Иркутск, 2021 г.; Всероссийской конференции «Строение литосферы и геодинамика», Иркутск, 2021 г.

Основные положения диссертационной работы опубликованы в 14 научных работах, 11 из которых - в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных ВАК. Получено свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2022680444 [Приложение 1] и АКТ о внедрении результатов диссертационных исследований от 26 декабря 2022 года [Приложение 2].

Структура и объем работы

Общий объем диссертационной работы составляет **159** страниц машинописного текста, включая: введение, **4** содержательных главы, заключение, список используемой литературы из **329** библиографических наименования, а также **56** рисунков **8** таблиц и 2 приложения.

Благодарности

Автор искренне выражает свою глубокую благодарность научному руководителю - д.ф.-м.н., профессору *Кузьмину Юрию Олеговичу* за постановку научной задачи, бесконечную и безграничную поддержку при написании данной работы.

Магуськину Мефодию Антоновичу (ИВиС ДВО РАН) и *Бахтиярову Вилорию Фаритовичу* (КФУ) за предоставленные исходные данные светодальномерных измерений на Камчатке. *Изюмову Сергею Федоровичу* (Институт сейсмологии и

физики атмосферы АН Туркменистана) за предоставленные материалы и совместную работу по Ашхабадскому геодинамическому полигону. *Гатиятуллину Рамилю Накиповичу* за предоставленные материалы и совместную работу по геодинамическому полигону на месторождении сверхвязких нефтей ПАО «ТАТНЕФТЬ», *Квятковскую Светлану Сергеевну* за предоставленные материалы и совместную работу по геодинамическим полигонам на подземных хранилищах газа ПАО «Газпром». *Сидорину Александру Яковлевичу* (ИФЗ РАН) за ценные советы при написании одного из разделов, *Никонову Александру Ивановичу* (ИПНГ РАН) за ценные указания по использованию информации в области нефтегазовой геологии и разработки месторождений УВ. Коллег по лаборатории «Современной и прикладной геодинамики» ИФЗ РАН *Дещеревскому Алексею Владимировичу* за погружение автора в мир обработки геофизических данных, а также ценные советы при написании данной работы, *Жукову Виталию Семеновичу*, *Цуркису Илье Яковлевичу*, *Широкову Игорю Александровичу* и *Кузьмину Дмитрию Кузьмичу* за ценные консультации и всестороннюю поддержку. *Завьялову Алексею Дмитриевичу* (ИФЗ РАН), *Морозову Юрию Алексеевичу* (ИФЗ РАН), *Смирнову Владимиру Борисовичу* (МГУ, ИФЗ РАН), *Погорелову Виталию Викторовичу* за ценные советы, способствовавшие улучшению диссертации.

Особо автор благодарит своих родных *Барыльченко Валентину Петровну*, *Глинчикова Владимира Анатольевича*, *Фаттахову Людмилу Алексеевну* и *Калугину Дарью Сергеевну* за непрерывную поддержку и мотивацию.

ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ПРОБЛЕМЫ

1.1 Основные результаты геодинамических наблюдений, полученные на геодинамических полигонах различного целевого назначения

Для того, чтобы изучать многолетние (длительные) ряды деформаций (геодеформационных процессов) в регионах с повышенной сейсмической и вулканической активностью, областях интенсивной эксплуатации объектов нефтегазового комплекса, в зонах активных разломов и других мобильных объектах необходимо создавать специальные системы наблюдения, а именно - геодинамические полигоны. Масштабное создание таких полигонов началось после XIII Генеральной Ассамблеи Международного геодезического и геофизического союза в 1963 году в рамках проекта по «Современным движениям земной коры» под руководством первого председателя комиссии при Международном союзе геодезии и геофизики профессора Ю.А. Мещерякова. Данный проект включал в себя 3 раздела: «Мировая карта движений земной коры»; «Мировая сеть полигонов (стационаров) для наблюдений за современными движениями земной коры»; «Изучение общих деформаций земного шара» [Буланже, Магницкий, 1974; Кузьмин, 2019а, 2023]. При этом работы по 2 разделу курировал выдающийся советский ученый Юрий Дмитриевич Буланже, который возглавлял «Отдел геодезии и гравиметрии» в Институте физики Земли АН СССР и являлся на тот момент вице-президентом МАГ (Международная ассоциация геодезии). Спустя 23 года, к 1986 году на территории Советского Союза было создано более 200 геодинамических полигонов в различных геолого-тектонических областях, которые охватывали как сейсмоактивные, так и асейсмичные регионы.

Одной из актуальных задач на геодинамических полигонах является исследование современных геодинамических процессов с помощью комплексирования различных методов наблюдений и интерпретации. Такой принцип к решению проблем и различных вопросов на сеймопрогностических и техногенных полигонах России и бывшего Советского Союза применялся

повсеместно, и результаты исследователей представлены в большом количестве публикаций:

• **Гармский полигон.** В результате многолетних наземных геодезических и геофизических наблюдений удалось накопить богатый материал по современной геодинамике и апробировать практическое применение различных методик измерения пространственно-временных характеристик различными исследователями [Нерсесов, Латынина и др. 1976; Буланже, Певнев 1978; Латынина, Гусева и др. 1978; Гусева, Лукк и др. 1983; Гусева, Сквородкин 1989; Боканенко, Передерни и др. 1992; Нерсесов, Боканенко и др. 1983; Певнев, Гусева и др. 1973; Фандюшина 1983, 1984; Тимеркаев, Гусева и др. 1989]. Удалось зафиксировать, что скорость вертикальных движений увеличивается перед землетрясением, а после него уменьшается и возвращается к средней скорости движения реперов в спокойное время. В монографии [Сидорин и др., 1990] отражен опыт сотрудников Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН по накопленному на Гармском полигоне за несколько десятилетий режимных наблюдений комплексом геодезических и геофизических методов;

• **Алматинский полигон.** На основании многолетних рядов современных вертикальных движения земной поверхности различными исследователями [Передеро, Остропико и др. 1978; Остропико, Антоненко и др. 1978; Остропико, 1980, 1983; Атрушкевич, Потоцкий и др. 1988] было показано, что нивелирные измерения целесообразнее всего проводить в зонах активных разломов, где проявляются кратковременные и высокоамплитудные вертикальные смещения. По результатам работ было сделано предположение, что в 80% случаев аномалии вертикальных смещений связаны с подготовкой землетрясений средней силы.

• **Ашхабадский полигон.** На этом полигоне удалось реализовать принцип комплексирования систем наблюдений с различной пространственно-временной детальностью. На региональных (от 50 до 100 км) и локальных (3-5 км) нивелирных профилях с высокой (до 12 повторений в год) частотой опроса удалось выявить деформационные предвестники для различных землетрясений, а так же определить

скорости горизонтальных и вертикальных смещений Копетдагского (Ашхабадского) разлома в зоне коллизии Иранской и Туранской плиты [Курбанов, Горелов и др., 1973; Курбанов, Кузьмин, Челпанов, 1982; Сидоров, Кузьмин, 1989; Кузьмин 1990; Гаипов, Кузьмин и др., 1994; Кузьмин, 2004, 2013, 2014а, 2015, 2016, 2017, 2018, 2019а, 2020, 2021, 2023; Изюмов, Кузьмин, 2014; Кузьмин, Фаттахов, 2021]. За более чем 50-летний цикл наземных геодезических наблюдений удалось установить, что в зоне Передового разлома средняя скорость наклона находится в пределах $2,5 \cdot 10^{-8}$ /год. А средняя скорость относительных деформаций по светодальномерным линиям в субширотном и субмеридиональном направлении равны $4 \cdot 10^{-8}$ /год и $5 \cdot 10^{-9}$ /год;

• **Северо-Кавказский геодинамический полигон.** По результатам многолетних наблюдений на Кавказских полигонах по региональной сети ГНСС, выполнены оценки скорости деформации и пространственного распределения в Осетинской части Большого Кавказа. Полученные результаты показывают, что в целом Осетинский регион находится в условиях тектонического сжатия [Милюков и др., 2014, 2015а; Миронов и др., 2021]. Полученные поля скоростей Западного Кавказа и Предкавказья, по результатам наблюдений на ГНСС станциях в отсчетной основе ITRF2014 показывает согласованное движение региона в север–северо-восточном направлении со скоростью 27–28 мм/год. Продемонстрировано, что интенсивность деформационных процессов на Южном склоне выше, чем в Предкавказье [Милюков и др., 2015, 2022]

• **Уральские геодинамические полигоны.** Огромный вклад в анализ и интерпретацию наземных и спутниковых геодезических данных внести исследователи на геодинамических полигонах Урала, организованных на месторождениях твердых и жидких полезных ископаемых. Например, в статье [Коновалова, 2018] показан подробный и содержательный анализ распределения модуля относительных горизонтальных деформаций за период 35–40 лет на месторождениях твердых полезных ископаемых России и Казахстана. Выявлены тренды и спектральные характеристики короткопериодных горизонтальных

деформаций, полученные на локальных геодинамических полигонах. Расстояние между реперами достигали от нескольких десятков метров до 25км. В статьях [Колмогоров, Колмогорова, 1998; Сашурин и др., 2017; Ефремов и др., 2018; Панжин, Панжина, 2020; Тагильцев, Панжин, 2020; Панжин и др., 2021; Панжин, 2022] приводится методика и результаты исследований современных движений и деформации горного массива на различных горно-обогатительных комбинатах и карьерах, а также их визуализация [Панжин, 2020]. На основе геодезических данных подтвердилась возможность, как на Гармском, Ашхабадском и Алматинском полигоне, фиксировать места будущего землетрясения [Мазуров и др., 2021]

• **Байкальский полигон.** За более чем 55-летнее существование этого полигона, большое количество исследователей занималось проблемой «современные движения земной коры» в этом регионе. Одна из первых монографий, в которой было опубликовано первые результаты измерений, издана в 1970 году [Каратаев и др., 1970]. По мере накопления наземных наблюдений были изучены кинематические характеристики движений, а также построены карты скоростей современных вертикальных движений [Фотиади, 1975; Фотиади и др., 1987; Колмогоров, 1978, 1988, 1992, 1997, 2012, 2012а; Колмогоров, Колмогорова, 1982, 1990]. По данным повторных циклов геометрического нивелирования выявлены неоднородности геологической среды, а также даны количественные оценки подвижек отдельных блоков земной коры [Колмогоров, 2015; Колмогоров и др., 2015; 2015а; Колмогоров, Дударев, 2015]. По мере развития ГНСС методов, геометрическое нивелирование стали заменять на GPS измерения. По результатам 26-летних наблюдений GPS пунктов на юго-западном участке Байкальской рифтовой зоны удалось установить пространственную взаимосвязь между скоростями тектонических деформаций и сейсмическими событиями [Саньков и др., 1999; 2014; Лухнев и др., 2010; 2013; 2021]. На основе непрерывно работающих станций GPS наблюдений поля были получены скорости движений и деформаций, а также рассчитаны скорости дилатации, направления и значения главных осей деформации Амурской плиты [Саньков, 2014; Ашурков и др., 2011; 2016].

Результаты проведения деформометрических измерений в штольне сейсмостанции «Талая» на Байкале с 1989 по 2013 г. показали, что средняя годовая скорость растяжения равна $1 \cdot 10^{-7}$, что согласуется с данными GPS [Тимофеев и др., 2020б].

• **Камчатские геодинамические полигоны.** За 45-летнюю историю инструментальных наблюдений на геодинамических полигонах Камчатки были получены богатые фактические данные, дающие представление о характере современных вертикальных и горизонтальных деформаций вблизи активных действующих вулканов, с помощью геометрического нивелирования, светодальномеров и ГНСС измерений. За счет уникальной геодинамики региона (высокая сейсмичность, активный вулканизм, зона субдукции Тихоокеанской и Евразийской плиты) огромное количество ученых занималось (а также занимаются по сей день) исследованиями СДЗК [Бахтиаров, Левин и др. 1984; Бахтиаров, Левин 1989; Кириенко, Шульман и др. 1978; Кириенко, Никитенко 1986; Кириенко, Золотарская 1989; Кириенко 1990; Магуськин, и др. 1982; 2008; 2013; 2017; 2018; 2019; Магуськин 1985; Энман 1984, 1986; Энман, Золотарская 1986; Шароглазова 1984, 1989; Bakhtiarov, Levin et al. 1992; Churikov 1994, 1995; Kuzmin, Churikov 1998]. На основе измерения вертикальной компоненты смещения земной поверхности за 27 лет в работе [Магуськин и др., 2018] сделан неоднозначный вывод, что причиной наблюдаемых деформаций земной коры на Камчатке может служить как поддвигание Тихоокеанской океанической плиты под Евроазиатскую, так и влияние местных тектонических процессов. Объяснить данный вывод можно рассмотрев территорию полуострова в разных масштабах: если рассматривать небольшой участок земной коры в рамках нивелирного профиля, как это сделано в работах [Churikov 1994, 1995 1997; Кузьмин, Чуриков, 1998; Churikov, Kuzmin, 1998], то по результатам многократного повторного нивелирования было сделано заключение, что высокоамплитудные аномалии локальных движений земной коры приурочены к разломным зонам. Показано, что скорости смещения в зонах разломов могут достигать 14 см/год., а скорости относительных деформаций 10^{-5} - 10^{-4} в год; При этом, если Камчатку рассматривать как часть Евроазиатской плиты и использовать ГНСС наблюдения, то вероятнее всего, как описано в работах

[Стеблов, 2004; Стеблов и др, 2018; Стеблов, Сдельникова, 2019] преобладающим механизмом деформации земной коры будет служить погружение океанической плиты под континентальную.

Детальный сопоставительный анализ наземных и спутниковых измерений проведен в работах [Кузьмин, 2013, 2017]. Показано, что скорости горизонтальных смещений земной поверхности по светодальномерным линиям имеют величину от 0,7 до 2,8 мм/год, а спутниковые измерения дают величины 30 мм/год, разница более чем в 10 раз. Примечательно, что в ряде работ [Чебров и др, 2012; Левин и др, 2006; 2014; Магуськин и др, 2017] показано, что в зонах проявления активного вулканизма, а также в районах с повышенной сейсмической активностью Камчатки использование геометрического нивелирования для вертикальной компоненты, а светодальномеров для горизонтальной предпочтительнее, чем ГНСС измерения.

• **Нефтегазовые геодинамические полигоны.** На этих полигонах в Советское время под руководством Миннефтепрома СССР, а позднее под контролем Ростехнадзора проведено множество геодезических измерений и получен огромный материал по современным горизонтальным и вертикальным движениям не только в сейсмоактивных, но и в асейсмичных регионах. Удалось убедительно доказать тот факт, что скорость деформаций в активных разломных зонах в асейсмичных регионах тождественна зонам разломов в сейсмоактивных регионах [Кузьмин 1989, 1999; Сидоров, Багдасарова и др., 1989; Сидоров, Кузьмин, 1989; Сидоров, Кузьмин и др., 2000; Кузьмин, Жуков, 2004]. Обнаружена связь между аномальными деформационными процессами (обширные просадки и активизация разломных зон и разработкой нефтегазовых месторождений и подземных хранилищ газа [Жуков, Кузьмин и др., 2002; Жуков, Кузьмин, 2005; Кузьмин, Никонов, 2008; Хисамов, Гатиятуллин и др., 2012; Михайлов, Киселева и др., 2012; Грунин, Кузьмин, Фаттахов, 2014; Изюмов, Кузьмин, 2014; Васильев и др., 2015; Квятковская, Кузьмин, Никитин, Фаттахов, 2017; Квятковская, Фаттахов, 2019; Кузьмин, 2018а, 2020а, 2021, 2022, 2023а, б; Мисюрев и др., 2020].

По результатам повторного нивелирования на Астраханском газоконденсатном месторождении удалось зафиксировать деформационный

предвестник перед землетрясением [Кашников и др., 2010, 2011, 2018; Кашников, Ашихмин, 2019]. На шельфовых месторождениях длительный мониторинг, при котором оценивается геодинамическая стабильность добывающих платформ и дна моря, проводится с помощью ГНСС приемников, установленных на платформе для контроля вертикальной компоненты и инклинометрических датчиков, для контроля наклонов, установленных на платформе и в виде донных станций на дне [Кузьмин и др., 2018; 2019;].

• **Зарубежные полигоны.** К настоящему моменту за рубежом накоплена достаточно обширная информация по вопросам, связанным с современными вертикальными и горизонтальными движениями земной коры. Помимо территории бывшего Советского Союза на земном шаре есть много мест, где есть активный вулканизм, сейсмоактивные зоны или зоны коллизии тектонических плит. До эпохи активного применения ГНСС измерений наблюдения проводились с помощью геометрического нивелирования и светодальномеров (в зарубежной литературе используются термины «Geodolite» и «Geodimeter»). После бурного роста спутниковой геодезии, приоритет перешел к GPS измерениям, как по вертикальным, так и по горизонтальным смещениям.

○ **Калифорния (США).** Результаты геодеформационного мониторинга по геодезическим измерениям в Южной Калифорнии для изучения вековой деформации опубликованы в [Savage, 1975; 1983; King and Savage, 1983; 1984; Savage et al., 1986; Minster and Jordan, 1987; Lisowski et al., 1991; Larson and Agnew, 1991; Larson and Webb, 1992; Larsen and Reilinger, 1992; Donnellan et al., 1993; Shen and Jackson, 1993; Feigl et al., 1993; Savage and Lisowski, 1995a; Shen et al., 1996; Bennett et al., 1996; Bock et al., 1997; Savage and Lisowski, 1998; Walls et al., 1998; Argus et al., 1999; 2010; Wdowinski et al., 2001; 2007; Dixon et al., 2000; Miller et al., 2001; McClusky et al., 2001; Chen and Freymueller, 2002; Savage et al., 2004; Schmalzle et al., 2006; Plattner et al., 2007]. Удалось показать, что скорость сдвиговых деформаций вдоль разлома составляет от 0,2 до $0,4 \cdot 10^{-6}$ в год, а направление сдвиговых деформаций в Северной Калифорнии концентрируются вдоль разлома Сан-Андреас, а в Южной распределены равномерно по поверхности [Prescott,

Savage et al. 1979; Savage, Prescott et al. 1981]. Собрав, как заявляют авторы [Shen et al., 2011], все доступные измерения горизонтальных смещений (светодальномерные и GPS) с 1970 по 2004 г., удалось построить карту современных движений земной коры Южной Калифорнии. С помощью построения векторов поверхностных горизонтальных смещений показана потенциальная возможность прогноза мест будущих сильных событий путем анализа многолетних непрерывных GPS измерений в сейсмоактивных областях [Wang, et al., 2020; Кафтан, 2021; Бондур и др., 2021]. Комбинируя данные по длительным геодинамическим наблюдениям путем глобальной навигационной спутниковой системы (ГНСС) и сейсмичности за период с 2006 по 2018 год, авторы делают попытки отделить геодезическую деформацию, вызванную нетектоническими источниками, от сигналов потенциального тектонического происхождения [Rousset et al., 2019; Michel et al., 2022].

○ **Япония** - еще один регион, который из-за своего расположения и тектонического строения привлекает исследователей по смещениям и деформациям земной коры. Первые измерения датированы 1891 годом. К настоящему времени накоплено много данных о вертикальных движениях земной коры в результате сильных и разрушительных землетрясениях [Inouchi, Sato 1979; Fujita, Inouchi 1983; Sato 1983; Tada, Fujika 1983; Mogi 1985; Xia, Fujii 1992; Fujii, 1993]. Было установлено, что после разрушительных землетрясений в очаговой зоне начинается медленное квазимонотонное накопление деформаций. После достижения критической величины деформации фиксируются аномальные деформации, которые превышают скорости в стадии накопления. Затем наступает период накопления деформации, но уже противоположного знака, и после происходит землетрясение. Достоинством измерения вертикальной и горизонтальной компоненты смещения земной коры геодезическими методами, как отмечают авторы, является большая площадь измерений, которая охвачена предсейсмическими деформациями. Тем самым удается примерно определить магнитуду и место очага землетрясения. По данным повторного нивелирования после роев землетрясений в период 1900-1982 гг. получена зависимость

произведения диаметра области поднятия на максимальную величину от энергии землетрясений [Sato 1983; Mogi 1985; Sato, Une, 2021]. В настоящее время в Японии установлено более 1000 станций GPS, с помощью которых выявляются косейсмические деформации, связанные с сильными землетрясениями, оцениваются скорости вертикальных и горизонтальных смещений на границах плит и возле вулканов [Sagiya et al., 2000; Hirata, 2004; Mukoyama et al., 2016; Кафтан и др., 2022]. Помимо поиска предвестников землетрясений, в работах [Yi et al., 2012; Wang et al. 2021] показано, как длительные ГНСС измерения применяют для геотехнического мониторинга высотных сооружений с целью контроля устойчивости, а также снижения риска катастрофы в сейсмоактивных регионах.

○ **Китайские геодинимические полигоны.** Китай, за счет большой площади территории, характеризуется распространенной тектонической активностью и значительной сейсмической опасностью. Его расположение между Евразийской, Тихоокеанской и Индийской плитами привели к образованию горных поясов и высокой частоте межплитных и внутриплитных землетрясений. В попытке лучше понять распределение деформаций и сейсмических опасностей в этом регионе за последние три десятилетия были обобщены длительные наземные и спутниковые измерения, которые значительно расширили знания о кинематике и динамике движения земной поверхности Китая [Gan et al., 2007; Ge et al., 2015; Huang et al., 2014; Liang et al., 2013; Rui & Stamps, 2016; Shen et al., 2009; Tong et al., 2010; Wang et al., 2001, 2003, 2008, 2011; Zhang et al., 2004]. Исследования в различных областях Китая по современным движениям опубликованы в работах [Allmendinger et al., 2007; Ge et al., 2015; Wang & Wright, 2012; Zhang et al., 2004, 2018), а если брать Китай в мировом масштабе, то [Kreemer et al., 2014; Zheng et al., 2017; Zhu & Shi, 2011]. В работах [Kreemer et al., 2014; Zheng et al., 2017] показан расчет скорости горизонтальных скоростей движений за период 1999-2013 год и 1999-2015 год в рамках глобальной модели скоростей деформации Китая. Авторы [Rui, X., & Stamps, 2019] обработав примерно 2700 станций GPS за период 1996-2017 год сумели получить детальное поле скоростей региона. Исследования по наземной геодезии, которые проводились на 200-километровом разломе

Сяньшуйхэ (Юго-Западный Китай) в течение 35 лет повторным нивелированием вертикальной компоненты земной поверхности вкрест простирания разлома в 7 разных местах, показали, что средняя скорость вертикальных движений по коротким профилям составила 0,8 мм/год [Zhang et al., 2017].

1.2 Обзор методов измерений и анализа длительных рядов инструментальных геодеформационных наблюдений

Одним из самых эффективных методов изучения современных геодинамических процессов является геодеформационный мониторинг [Кузьмин, 2019а]. Геодеформационные наблюдения - это наблюдения за деформационными процессами на земной поверхности в режиме мониторинга, которые осуществляются наземными и спутниковыми (непрерывными ГНСС) наблюдениями. Иногда возникает путаница между исследователями, когда речь заходит про «деформационный мониторинг», «геодеформационный мониторинг» и «геотехнический мониторинг». Тут следует обратить внимание, что основные природно-техногенные явления, которые изучают в современной геодинамике – это деформационные (геодеформационные) и сейсмические процессы в недрах. А когда речь идет о геотехническом мониторинге, то также используют термин «деформационные» наблюдения, подразумевая деформации конструкций изучаемых объектов [Кузьмин, 1999; Кузьмин, Жуков, 2004]. Поэтому в современной геодинамике используется термин - геодеформационные наблюдения (мониторинг).

В геодеформационном мониторинге важно учитывать оптимальную пространственную детальность и частоту опроса измерений. Очень часто пространственно-временная детальность не соответствует динамическим свойствам исследуемого объекта, тем самым быстропротекающие процессы измеряются с частотой опроса «раз в несколько лет», либо непрерывные измерения с маленькой базой (например, наклономер, деформометр, GPS-станция, скважинные измерения и др.) интерполируют на большие расстояния.

Однако, помимо правильного выбранного метода для адекватной оценки геодинамической активности среды, необходимо также правильно идентифицировать результаты полученных наблюдений за истинными параметрами геодформационного процесса. Необходимо учитывать, что чувствительный метод (прибор), с помощью которого проводится мониторинг, будет фиксировать не только полезный сигнал, но и помехи.

1.2.1. Методы повторных геодезических измерений

В зависимости от принятых научных парадигм преобладали разные методы изучения современных движений земной коры. В период преобладания концепции фиксизма в геотектонике подразумевалось, что континенты имеют незыблемое положение и основные движения земной коры были вертикальные. Были созданы протяженные (сотни и тысячи км) линии Государственной сети нивелирования, тем самым делая геометрическое нивелирование одним из старейших методов для изучения современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК). Систематическое использование и анализ полученных результатов в рамках программ по нивелированию I и II класса в СССР началось еще в 1945 году. Результатом таких программ являются опубликованные карты СВДЗК на больших территориях [Изотов, 1963]. Большой вклад в анализ данных по длинным нивелирным профилям в различных регионах России внесли работы [Панадиади, 1953; Рихтер, 1957; Фиалков, 1961, 1965; Матцкова, 1965; Кнуренко, 1978; Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П., 1981; Сидоров, Кузьмин, 1989].

По прошествии лет концепция фиксизма сменилась на концепцию мобилизма, что в свою очередь побудило развивать методы измерения горизонтальных смещений земной коры. При этом, наземная геодезия (триангуляция, светодальнометрия, трилатерация) не могла обеспечить большой пространственный охват территорий измерениями с повышенной частотой опроса [Кузьмин, 2017]. Выход из ситуации нашли с помощью развития спутниковых геодезических измерений, а именно применения технологий ГНСС-измерений для

определения скоростей, а также направленности движения литосферных плит. Преимуществом этого метода служит то, что горизонтальная компоненты измеряется точнее, чем вертикальная, а также высокая (квазинепрерывная) временная детальность [Тимофеев и др., 2020a]. Однако, в работе [Zeng, Shen, 2016] показано, что сопоставление среднегодовых горизонтальных скоростей смещения земной поверхности по данным детальных повторных и непрерывных GPS-измерений, в том числе в зонах разломов, с аналогично полученными скоростями по геологическим данным, демонстрируют отсутствие однозначного соответствия.

Таким образом, учитывая технологические особенности различных методов получилось, что вертикальные смещения земной поверхности измеряют наземными методами, а горизонтальные – спутниковыми [Татаринов и др., 2019]. При этом, в развитии перманентных ГНСС наблюдений укоренилась тенденция использовать для анализа деформационных процессов в зонах очагов сильных землетрясений и вулканических областях локальные системы наблюдений. Использование таких систем позволяет повысить точность и достоверность оценок движений земной поверхности за счет обработки более коротких базовых линий [Кафтан и др., 2017; Кафтан, Родкин, 2019; Кафтан, Татаринов, 2021; Гвишиани и др., 2019; 2020; 2021; Устинов, Кафтан, 2019]. Рекомендации по улучшению работы ГНСС наблюдений даны также в работе [Гришко, Кашников, 2017; Вдовин и др., 2018].

В последние годы активно развивается еще один метод измерения смещений земной поверхности на больших площадях – спутниковая радарная интерферометрия [Ferretti et al., 2001; Ketelaar, 2009; Ferretti, 2014]. Методы РСА-интерферометрии позволяют определять области деформаций земной поверхности, которые связаны с природными и техногенными процессами; определять геометрию плоскости скольжения оползневого тела, а также места активизации оползневых участков [Михайлов и др. 2010; Дмитриев и др., 2012; Михайлов и др., 2014; Бабаянц и др., 2021; Тимошкина и др., 2022].

Однако, использовать метод РСА-интерферометрии в рамках самостоятельного метода для идентификации измеренных смещений земной

поверхности достаточно сложно, так как определение смещения происходит в направлении видения спутника (LOS), а это наклонное расстояние, которое некоторые исследователи, к сожалению, интерпретируют как вертикальное смещение земной поверхности. Тем самым с помощью одного известного значения (величина LOS-смещения) определить значения трех координат (X, Y, Z) полного вектора смещения невозможно. Решается это путем привлечения априорных данных и дополнительной информации, полученных путем ГНСС смещений и моделированием земной поверхности. Эти подходы апробированы и успешно реализованы в ряде работ специалистами ИФЗ РАН [Михайлов и др. 2010; Дмитриев и др., 2012; Михайлов и др., 2013; 2014; Бабаянц и др., 2021; Тимошкина и др., 2022; Кузьмин, 2014а; б]

ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 1

Объем экспериментальных данных СДКЗ, накопленных с середины 20 века, достаточно велик, однако научно-методические основы для анализа геодеформационных наблюдений все еще требуют усовершенствования и приведения в единый формализованный формат анализа получаемых результатов.

Из приведенного обзора становится видно, что:

1. При анализе современных движений земной поверхности, измеренных разными методами (геометрическое нивелирование, ГНСС, наклонометры, деформометры и т.д.) многие авторы используют только кинематический анализ. Такой анализ проводится в рамках принятой парадигмы геодеформационных наблюдений и позволяет формально определять вектора скоростей. Однако такие результаты не могут быть достаточно полными и надежными без устранения различных дефектов первичных данных, глубокого статистического анализа временной структуры рядов измерений и выбора методов обработки, наиболее адекватных свойствам реальных сигналов. Для устранения этих недостатков необходимо разработать системный подход к обработке длительных геофизических рядов геодинамического мониторинга с использованием

специализированного программного софта.

2. В последнее время прослеживается тенденция, что при изучении смещений земной поверхности на эксплуатируемых объектах нефтегазового комплекса, где характеристики данных объектов хорошо изучены, отдают предпочтение именно спутниковым методам измерений. Однако, как того требует «Инструкция по производству маркшейдерских работ» [РД 07-603-03], закладывать репера для постоянно действующих ГНСС станций в разломных зонах через 100 метров – практически невыполнимая задача из-за высокой стоимости работ. Поэтому измерения проводят повторными ГНСС измерениями в режиме быстрой статики с интервалами повторения от полугода и более. В этой связи необходимо провести сопоставительный анализ результатов повторных наземных и спутниковых измерений на ПХГ и нефтегазовых месторождениях, нацеленный на фиксирование быстро протекающие процессов, не связанных с землетрясениями.

3. Анализ наблюдений за вертикальными смещениями сводится к тривиальному определению поднятия/опускания земной поверхности, без определения механизма формирования аномалий, поэтому необходим формализованный подход для селекции типов подвижек на основе геометрической теории деформации, который позволит проводить скользящее осреднение сдвиговых и изгибовых подвижек вдоль нивелирных линий, пересекающих несколько разломных зон, с целью установления доминирующего типа аномалий за весь период наблюдений для каждого разлома.

ГЛАВА 2. АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ ГЕОДЕФОРМАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Мониторинг параметров геофизической среды – это один из важнейших инструментов для получения новых знаний о физике процессов, протекающих в земной коре. Такие наблюдения проводятся с середины XX века, а их результаты широко используются как при фундаментальных, так и при прикладных исследованиях [Сидорин, 1990].

Одной из ключевых мировых тенденций создания систем геофизического и геодинамического мониторинга на ответственных объектах является организация обсерваторских наблюдений в постоянном мониторинговом режиме. Эти наблюдения позволяют комплексно решать ряд задач, включая: изучение долговременной стабильности работы прецизионного оборудования, анализ геодеформационных процессов на объектах повышенной категории ответственности [Латынина, Кармалева, 1978; Сидорин и др., 1990; Алешин и др., 2017; Кузьмин, 1999, 2008, 2009, 2014а, 2019; Хисамов, Гатиятуллин и др., 2012; Кузьмин и др., 2018, 2019].

Однако, не существует долговременных наблюдений без помех и дефектов. Далеко не всегда характер этих дефектов и даже само их наличие очевидно, (особенно если сигнал имеет высокую частоту дискретизации). Например, при визуальном анализе графиков такого сигнала могут "размываться" выбросы, даже значительной амплитуды, особенно если они имеют разные знаки и частично взаимно компенсируются при осреднении. Могут остаться незамеченными относительно короткие участки, где вместо реального сигнала регистрируется случайный шум, причем при высокой дискретизации (что сейчас стало нормой) такие фрагменты могут иметь длину в десятки тыс. точек. При последующей обработке такого сигнала методами скользящего окна, нацеленными на выявление изменений в контролируемой системе, подобные дефекты неизбежно приведут к существенным аномалиям в поведении рассчитываемых параметров – как простых (таких как дисперсия сигнала), так и более сложных (фрактальные, регрессионные

и иные характеристики). Если эксперт анализирует только индикативные параметры, а не исходные данные, то такие аномалии могут быть ошибочно приняты за полезный сигнал.

Вторая группа трудно обнаружимых помех связана с нестабильностью характеристик аппаратуры. При долговременных наблюдениях в полевых условиях датчики и регистрирующая аппаратура подвержены самым разным воздействиям, защититься от которых достаточно сложно. Калибровка аппаратуры, расположенной в труднодоступных местах (например, в глубоких скважинах), представляет собой достаточно сложную и/или финансово затратную задачу, к тому же требующую прекращения наблюдений на период регламентного обслуживания аппаратуры. В силу этих причин она не всегда может выполняться с достаточной регулярностью.

Нестабильность характеристик аппаратуры может проявляться в регистрируемых сигналах двояко. При техобслуживании и/или замене блоков аппаратуры из-за не идентичности электронных компонентов в регистрируемом сигнале могут возникать сдвиги уровня и/или изменения масштаба. В случае зашумленного сигнала такие дефекты, имеющие сравнительно малую амплитуду, могут остаться незамеченными при первичном визуальном контроле данных. Однако наличие таких сдвигов может серьезно исказить поведение индикативных параметров, оцениваемых с помощью различных математических процедур. Поэтому на этапе предварительной обработки необходимо контролировать возможное возникновение таких ситуаций и принимать меры к восстановлению однородности данных.

Другое проявление нестабильности выражается в виде плавного дрейфа параметров аппаратуры. Такой дрейф может быть, как случайным, так и зависящим от внешних условий – например, возникать из-за изменений температуры. Обнаружение неслучайного дрейфа, оценка его параметров и коррекция возможны, только если одновременно с измерениями контролируются все внешние факторы, потенциально способные влиять на аппаратуру.

Третья группа помех обусловлена прямым воздействием экзогенных факторов

на контролируемые параметры геофизической среды. Часто такие помехи имеют квазирегулярный характер (сезонные и суточные колебания и др.). Такие помехи легче обнаружить, но не менее сложно устранить. Проблема состоит в том, что квазипериодически действующие внешние факторы (как природные, так и техногенные) обычно линейно зависимы в силу наличия преобладающей периодической составляющей. Часто их действие синхронизировано с изменениями полезного сигнала. Поэтому при устранении таких помех возникает опасность искажения полезного сигнала. Обычная фильтрация в такой ситуации бесполезна, так как по частотному составу и периодичности действия помеха не отличается от полезного сигнала. Все это крайне осложняет возможность выявления характера влияния каждого фактора и построения регрессионной модели, обеспечивающей устранение такого влияния. Дополнительная сложность состоит в том, что такие регрессионные связи могут быть нелинейными, а параметры регрессии могут меняться во времени.

Если дефектов достаточно много что, как показывает практика геофизических наблюдений весьма типичная ситуация, а их выявление и устранение производятся формально, с недостаточной полнотой, то индуцированные ими эффекты могут катастрофически исказить результаты любой обработки. Это с большой вероятностью приведет к неверной интерпретации результатов мониторинга. Поэтому любой содержательный анализ данных мониторинга должен начинаться с системного выявления и устранения всех дефектов и помех, которые можно идентифицировать. Эта процедура является обязательным условием получения корректных результатов при геодеформационном мониторинге [Кузьмин, Дещеревский, Фаттахов и др., 2019; Дещеревский, Сидорин, Фаттахов, 2019].

В данной главе речь пойдет о результатах длительных рядов наблюдений, которые получены в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах. В сейсмоактивных регионах России (Камчатский полуостров) и Туркменистана (Ашхабадская сейсмоактивная зона) проводились светодальномерные измерения, позволяющие получить горизонтальные смещения земной поверхности в зоне субдукции и коллизии двух плит, соответственно. Даже с учетом того, что

геодинамические особенности этих районов отличны друг от друга, светодальномерные измерения позволяют оценивать среднегодовую скорость смещений и деформаций на границах тектонических плит. Также показан анализ временной структуры многолетних (более 50 лет) рядов высокоточных (ошибка измерений 1 мм/км) нивелирных наблюдений с интервалом повторения 1 мес. в зоне Ашхабадского (Передового) разлома Северного Копетдага и предложен механизм формирования локальных приразломных аномалий вертикальных смещений земной поверхности.

В нефтегазоносных регионах в большинстве случаев используются геометрическое нивелирование или ГНСС наблюдения. Но есть уникальная система мониторинга, которая создана ПАО «ЛУКОЙЛ» на Северном Каспии, которая включает в себя инклинометрические наблюдения на добывающих платформах, которые могут служить как наклономеры и фиксировать наклоны морского дна.

2.1. Сейсмоактивные регионы

2.1.1. Копетдагский регион

Уже более 55 лет назад в рамках Программы “Изучение современных движений земной коры на стационарных полигонах” по инициативе выдающегося отечественного геофизика Ю.Д. Буланже, а также силами Института физики Земли и атмосферы АН Туркменистана (в настоящее время Институт сейсмологии и физики атмосферы АН Туркменистана) был заложен один из самых крупных геодинамических полигонов в мировой практике - Ашхабадский, на котором исследуются современные геодинамические (геодеформационные) процессы в Копетдагском регионе. С 1964 года проводятся систематические нивелирные наблюдения на зональных (режимных) нивелирных участках. А с 1974 года были поставлены первые светодальномерные измерения на локальном геодинамическом полигоне «Гаудан» (рис. 2.1).



Рисунок 2.1. Схема расположения светодальномерных линий на локальном геодинамическом полигоне «Гаудан». Красной линией показано местоположение Передового разлома Копетдага

В целом, система наблюдений на Ашхабадском геодинамическом полигоне (АГДП) в окончательном виде сложилась к середине 1980-х гг. Наблюдения ведутся силами подразделений АН Туркменистана - Института сейсмологии и физики атмосферы, а также Государственной геодезической службой [Изюмов, Кузьмин, 2014; Кузьмин, 2021, 2023].

Кроме геодезических наблюдений на полигоне всегда проводились геофизические, гидрогеодинамические, геохимические и другие наблюдения. Поэтому в разное время полигон назывался Ашхабадским геофизическим, Ашхабадским сейсмопрогностическим. В настоящее время объем и пространственный охват ежегодного геодинамического мониторинга превосходят все другие виды мониторинга (геофизического, гидродинамического и т.д.), поэтому полигон называется Ашхабадским геодинамическим. Его размеры примерно 100×200 км. Он был развернут в пределах Центрального Копетдага и, в первую очередь, охватывает очаговую область Ашхабадского катастрофического землетрясения 6 октября 1948 года. С юга он ограничен предгорной равниной Копетдага, самая северная точка – поселок Бахардок, находящийся на южном склоне Туранской плиты уже вне Предкопетдагского прогиба. Самая западная

точка полигона – поселок Гермаб, находящийся в так называемом Арчман-Нохурском тектоническом узле. Примерно здесь расположена вершина выпуклости (к северу) Копетдагского хребта. Самая восточная точка полигона – поселок Куру-Хаудан, в районе которого наблюдались самые большие подвижки грунтов при Ашхабадском землетрясении 1948 года.

Геодинамика Копетдагского сейсмоактивного региона обусловлена динамическим взаимодействием Иранской и Туранской плит. Основной зоной коллизии этих плит является Передовой разлом Копетдага (Главный Копетдагский надвиг, Ашхабадский разлом). Естественно, что подобная кинематика плит должна приводить к систематическому (с юга на север) надвигу Копетдага на Туранскую плиту вдоль зоны Передового разлома Копетдага, а также к постоянному правостороннему сдвиговому перемещению вдоль этого разлома.

Система светодальномерных наблюдений была построена таким образом, чтобы иметь одну линию (1532) ориентированную в субмеридиональном направлении, вторую линию (3330) субширотную, пересекающую зону Передового разлома Копетдага и промежуточную линию 2450, которая параллельна зоне простираения разлома. Данная система позволяет контролировать динамику бортов разлома и процессы, происходящие в блоковой части [Кузьмин, 2013, 2021, 2023а; Изюмов, Кузьмин, 2014]. Название 3330 соответствует длине линии в метрах.

Измерения велись 2 раза в сутки, утром и вечером, затем высчитывалось среднее значение. Чтобы убрать пропуски, этот ряд был диссертантом усреднен ежемесячно. Таким образом, достигалось равномерное временное покрытие (рис. 2.2).

Светодальномерные измерения фиксируют горизонтальные смещения в окрестности разломной зоны. Из рисунка следует, что кривые носят сложный знакопеременный характер. Видны периоды однонаправленных смещений как положительных (удлинение), так и отрицательных (укорочение).

Стоит отметить, что по геологическим данным [Trifonov, 1978] скорость правостороннего сдвига должна быть на уровне 2 мм/год, что абсолютно опровергают геодезические данные [Изюмов, Кузьмин, 2010, 2014а; Кузьмин,

2013, 2017, 2019a].

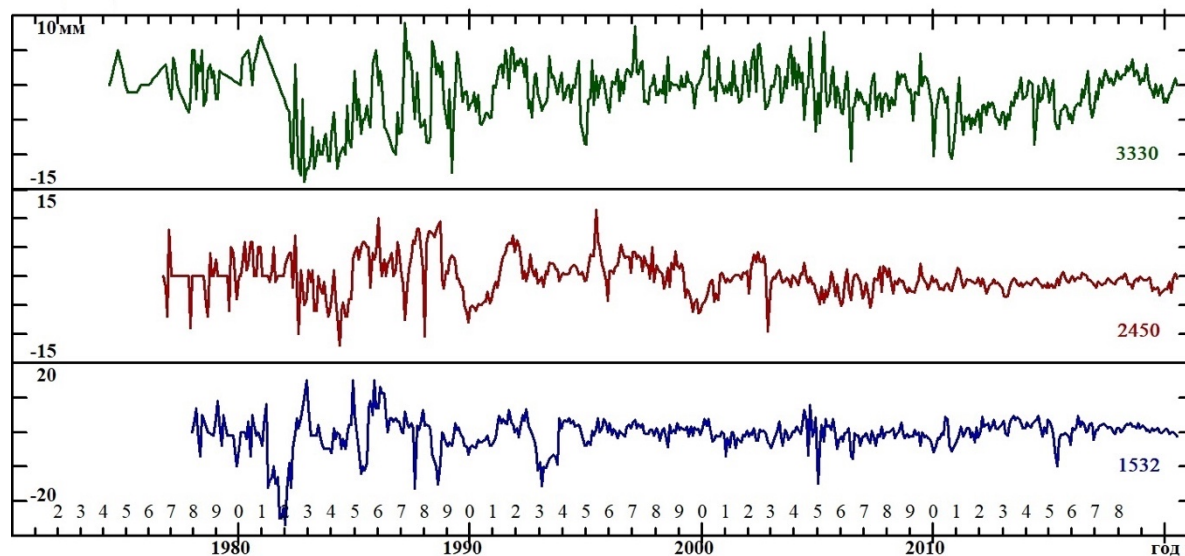


Рисунок 2.2 Смещения по светодальномерным линиям 3330, 2450 и 1532.

Для выявления среднегодовой скорости смещений была проведена интервальная оценка скорости смещений за период линейного тренда внутри интервала по каждому ряду. Для этого исходные ряды были очищены от сильных выбросов и других помех, которые связаны с деятельностью человека и никакого отношения к движению земной поверхности не имеют.

Критерием выбора временного интервала служило временное поведение линии – а именно удлинение или укорочение за n -ный период времени. С помощью специализированных инструментов программы WinABD, разработанной в ИФЗ РАН [Дещеревский и др., 2016а, 2016б], светодальномерные линии были разделены на отдельные временные участки, по которым проводилась линейная аппроксимация. В конечном итоге, средние значения трендов смещений суммировались с учетом знака изменений длин линий, и полученная величина вычисленного смещения делилась на количество лет, для определения средней годовой скорости. По существу, это соответствует известной интегральной теореме о среднем, где интегрирование заменено суммированием [Кузьмин, Фаттахов, 2021].

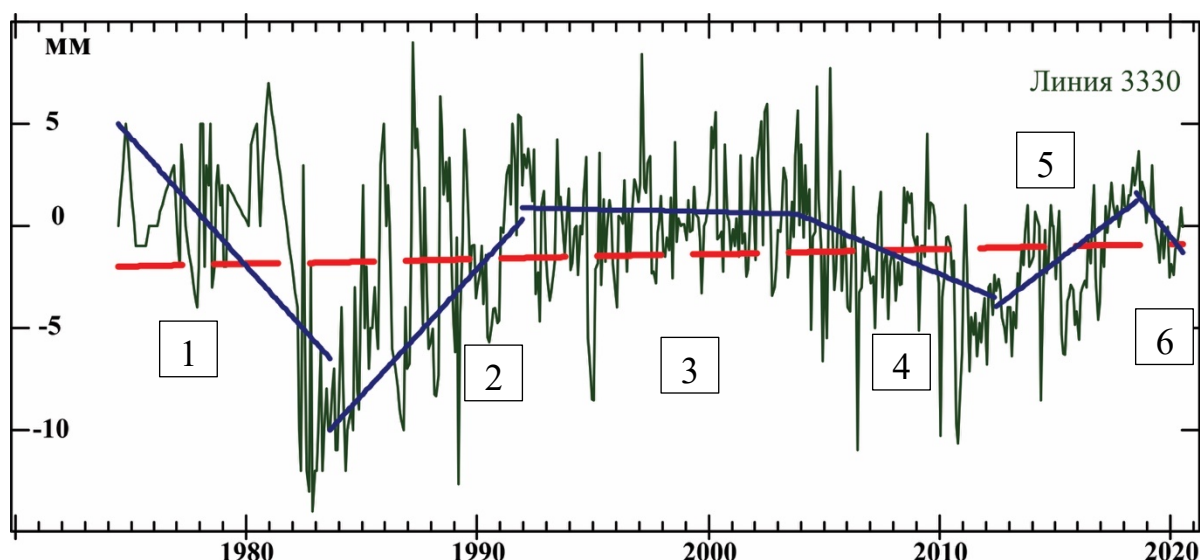


Рисунок 2.3 Светодальномерная линия 3330 с нанесёнными линейными трендами за различный период. Красная пунктирная линия – линейный тренд за весь период. Цифрами и синими линиями показан линейный тренд по временным интервалам.

Временной ряд светодальномерной линии 3330 в итоге был разбит на шесть участков (синие линии на рисунке 2.3), по которым итоговое смещение за 46 лет составило -3,32 мм (укорочение). При этом расчёт смещения по линейному тренду (пунктирная красная линия) демонстрирует удлинение на величину 1,12 мм за тот же период времени. Подробные характеристики по этим участкам представлены в таблице 2.1.

Таблица 2.1. Светодальномерная линия 3330

Название	Период измерений	Значение
Накопленное смещение на участке 1, мм	06.1974 - 08.1983	-11,5
Накопленное смещение на участке 2, мм	09.1983 - 12.1991	10,3
Накопленное смещение на участке 3, мм	01.1992 - 11.2003	-0,3
Накопленное смещение на участке 4, мм	12.2003 - 05.2012	-4,1
Накопленное смещение на участке 5, мм	06.2012 - 07.2018	5,1
Накопленное смещение на участке 6, мм	08.2018 - 07.2020	-2,9
Итоговое смещение по всем участкам, мм		-3,3
Длительность измерения, год		46,1
Среднегодовая скорость смещения за весь период наблюдений, мм/год		-0,07
Среднегодовая скорость деформации за весь период наблюдений		$-2,16 \cdot 10^{-8}$

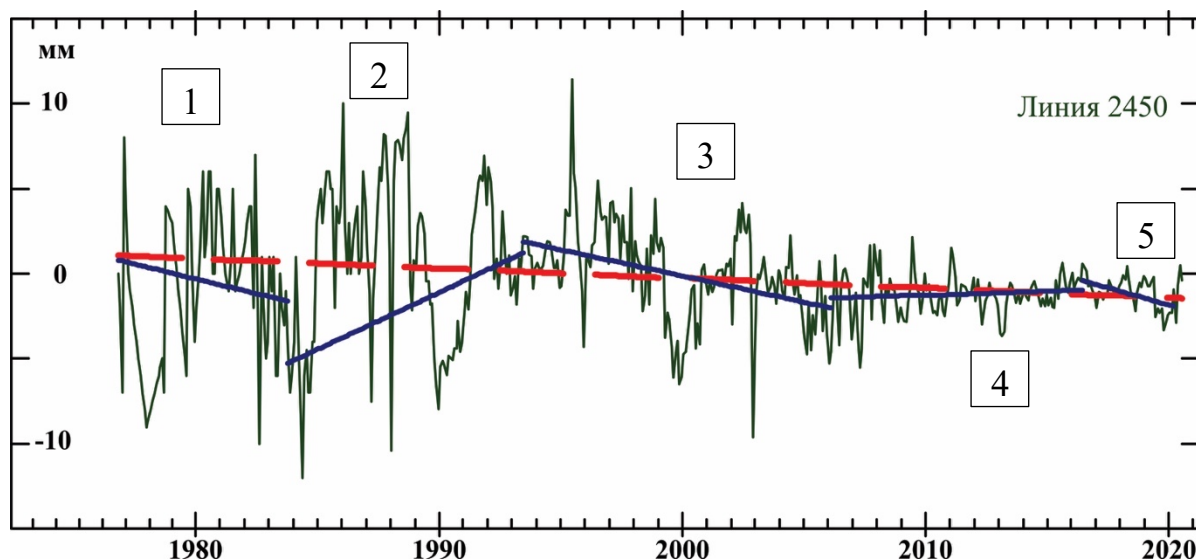


Рисунок 2.4 Светодальномерная линия 2450 с нанесёнными линейными трендами за различный период. Красная пунктирная линия – линейный тренд за весь период. Цифрами и синими линиями показан линейный тренд по временным интервалам.

Временной ряд светодальномерной линии 2450 был поделен на 5 участков, и итоговое смещение за 46 лет составило $-0,5$ мм (укорочение). При этом итоговое смещение, рассчитанное по линейному тренду, демонстрирует укорочение на величину $-2,53$ мм за тот же период времени. Полная характеристика по этим участкам представлена в таблице 2.2

Таблица 2.2. Светодальномерная линия 2450

Название	Период измерений	Значение
Накопленное смещение на участке 1, мм	11.1976 - 10.1983	-1,69
Накопленное смещение на участке 2, мм	11.1983 - 06.1993	6,27
Накопленное смещение на участке 3, мм	07.1993 - 02.2006	-3,88
Накопленное смещение на участке 4, мм	03.2006 - 06.2016	0,57
Накопленное смещение на участке 5, мм	07.2016 - 07.2020	-1,78
Итоговое смещение по всем участкам, мм		-0,50
Длительность измерения, год		43,67
Среднегодовая скорость смещения за весь период наблюдений, мм/год		-0,01
Среднегодовая скорость деформации за весь период наблюдений		$-4,71 \cdot 10^{-9}$

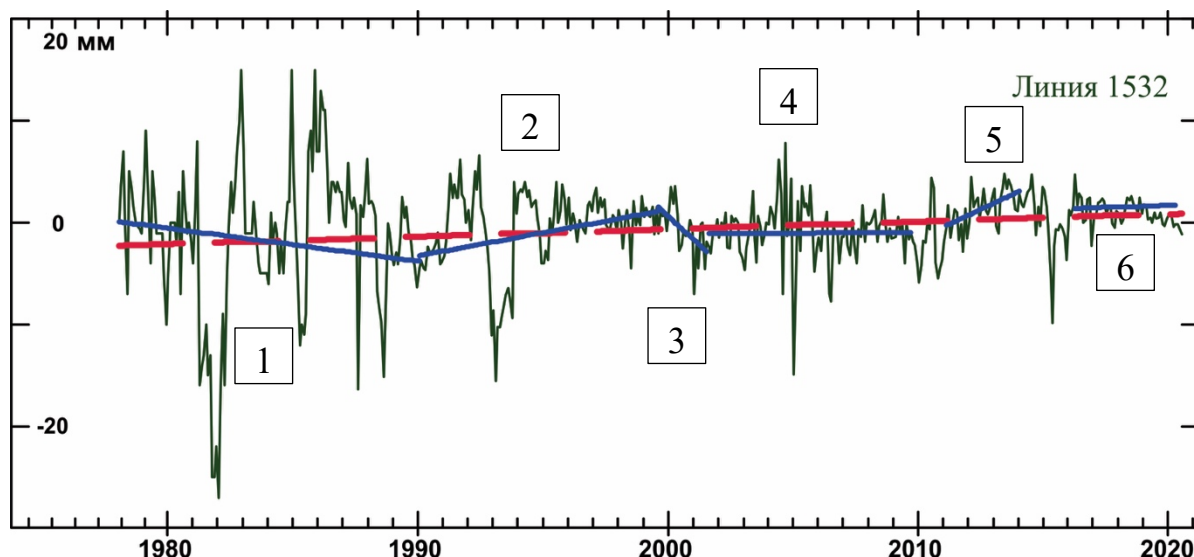


Рисунок 2.5 Светодальномерная линия 1532 с нанесёнными линейными трендами за различный период. Красная пунктирная линия – линейный тренд за весь период. Цифрами и синими линиями показан линейный тренд по временным интервалам.

Временной ряд светодальномерной линии 1532 был поделен на 6 участков, и итоговое смещение (укорочение) за 46 лет составило -2,74 мм. При этом расчёт смещения по линейному тренду демонстрирует удлинение на величину 3,15 мм за тот же период времени. Полная характеристика по этим участкам представлена в таблице 2.3.

Таблица 2.3. Светодальномерная линия 1532

Название	Период измерений	Значение
Накопленное смещение на участке 1, мм	01.1978 - 01.1990	-3,90
Накопленное смещение на участке 2, мм	02.1990 - 08.1999	4,36
Накопленное смещение на участке 3, мм	09.1999 - 08-2001	-4,84
Накопленное смещение на участке 4, мм	09.2001 - 09.2010	0,11
Накопленное смещение на участке 5, мм	10.2010 - 01.2014	3,38
Накопленное смещение на участке 6, мм	02.2016- 07.2020	-1,86
Итоговое смещение по всем участкам, мм		-2,74
Длительность измерения, год		42,50
Среднегодовая скорость смещения за весь период наблюдений, мм/год		-0,06
Среднегодовая скорость деформации за весь период наблюдений		$-4,21 \cdot 10^{-8}$

Резюмируя все вышеописанное, можно сделать вывод, что итоговые

горизонтальные смещения по разлому за весь период наблюдений находятся в пределах 3,3 мм. Максимальная среднегодовая скорость смещения равна -0,07 мм/год, а среднегодовая скорость деформации находится на уровне $-4,21 \cdot 10^{-8}$, что равняется двум амплитудам деформации земного прилива для данной широты местности.

В итоге получается, что очень активный регион (очаговая зона катастрофического Ашхабадского землетрясения 1948 года), где повторные нивелирные наблюдения показывают, что в зоне разлома идут активные процессы с высокими амплитудами и скоростями относительных деформаций на уровне 10^{-5} год, а региональный фон скоростей деформаций крайне низок. При этом, оценки среднегодовых скоростей получены строгими статистическими методами за большой период наблюдений. Исследования же зарубежных авторов показывают, что по геологическим и GPS данным среднегодовая скорость смещения по этому разлому составляет от 10 до 16 мм [Allen at all, 2004; Vernant at all, 2004].

2.1.2. Камчатский регион

Работы по исследованию современных движений земной коры (СДЗК) на Камчатском полуострове были начаты научными учреждениями Академии наук СССР (Институт физики Земли, Институт вулканологии) и Предприятием № 2 Главного Управления Геодезии и Картографии при Совете Министров СССР в 70-е годы XX века. Для выполнения этих работ создавались локальные геодинамические полигоны, приуроченные к районам активных вулканов (Авачинский, Карымский, Толбачинский, Ключевской, Горелый, Ксудач) и эпицентральной зонам возможных мест сильных землетрясений (Авачинский залив, Кроноцкий залив, Камчатский залив). Создавались также протяженные профили высокоточного нивелирования вдоль Восточного побережья Камчатки, по центральной Камчатской депрессии и перпендикулярно к Курило-Камчатской сейсмофокальной зоне. В 1979 году был организован светодальномерный мониторинг современных движений земной коры в районе Авачинского залива из

обсерватории «Мишенная» [Левин и др. 2004, 2014].

В целях исследования тонкой структуры современной геодинамики разломных зон в районе г. Петропавловск-Камчатский были организованы также нивелирные наблюдения с повышенной пространственно-временной детальностью. На локальном нивелирном профиле длиной 2,6 км были проведены прецизионные (с точностью до 0,3 мм/км), многократные (1 – 2 повторения в неделю в течение 3-х лет) и детальные (расстояние между пунктами наблюдений 50 – 100 м) наблюдения [Кузьмин и др. 1998; Churikov, Kuzmin, 1998].

Мониторинг проводился с 1979 г. по 2003 г. по 10 направлениям. Своевременно вводились необходимые поправки за температуру и давление. Измерения проводились с частотой опроса несколько раз в месяц, но из-за нестабильности покрытия ряда, данные были усреднены ежемесячно.

На рис. 2.6. показаны исходные ряды наблюдений на Камчатке. Обсерватория с источником излучения находится на сопке Мишенная, а 10 светодалномерных отражателей расположены возле пика Острый, Авачинский и рядом с предполагаемой границей континентальной и океанической плиты. В зависимости от задач, отражатели были расположены в прибрежной зоне, возле вулканов, а один отражатель был удален от зоны субдукции на 50 километров. Многолетний опыт использования светодалномерных измерений показал, что при длинах линий до 30 км обеспечивается точность на уровне $5 \cdot 10^{-7}$. Скорости относительных горизонтальных деформаций в год изменяются в диапазоне от $5 \cdot 10^{-9}$ до $5 \cdot 10^{-8}$. Длины баз линий составляют от 7 (отражатель P10) до 50 км (отражатель P07). Средняя длина всех линий составляет 24 км.

После тщательного анализа линий диссертантом было принято решение исключить линию 6 из дальнейших расчётов, так как количество пропусков превышало 50%. При этом трансформации подверглись также линии 1 – 4. Выбранные отражатели установлены достаточно близко друг к другу, поэтому было решено данные по этим линиям усреднить путем медианного среднего.

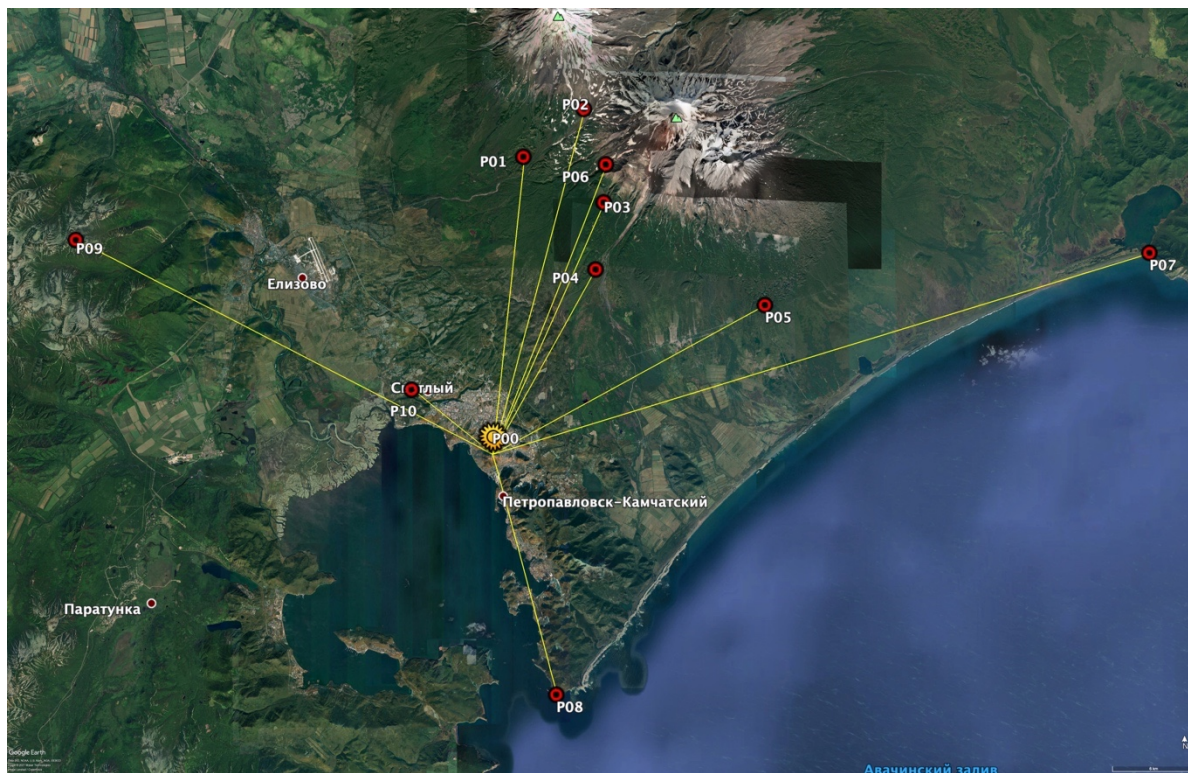


Рисунок 2.6. Схема расположения светодальномерных линий на обсерватории «Мишенная», Петропавловск-Камчатский

Далее, чтобы удостовериться, что полученную линию можно использовать, между ними была посчитана корреляция по пяти календарным участкам (эпохам) равной длительности (таблица 2.4) В столбце $R_{\text{общ}}$ показана общая корреляция между линиями 1 – 4 и усредненной линией. Видно, что самая маленькая корреляция равна 0,49, а самая высокая 0,96.

Таблица 2.4. Коэффициенты корреляции между линиями 1-4 и усредненной линией.

Линия 1 - 4	$R_{\text{общ}}$	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5
Линия 1	0,87	0,92	0,73	0,89	0,76	0,95
Линия 2	0,71	0,78	0,75	0,72	0,61	0,91
Линия 3	0,85	0,96	0,87	0,89	0,63	0,69
Линия 4	0,55	0,93	0,67	0,61	0,49	0,86

На рисунке 2.7. представлены модифицированные автором светодальномерные ряды наблюдений. Длительность рядов от 11,4 до 24,7 лет. Хорошо прослеживаются знакопеременные значения на всех линиях. После 1997 г. наблюдения были продолжены только по линиям 1-4, 5 и 8.

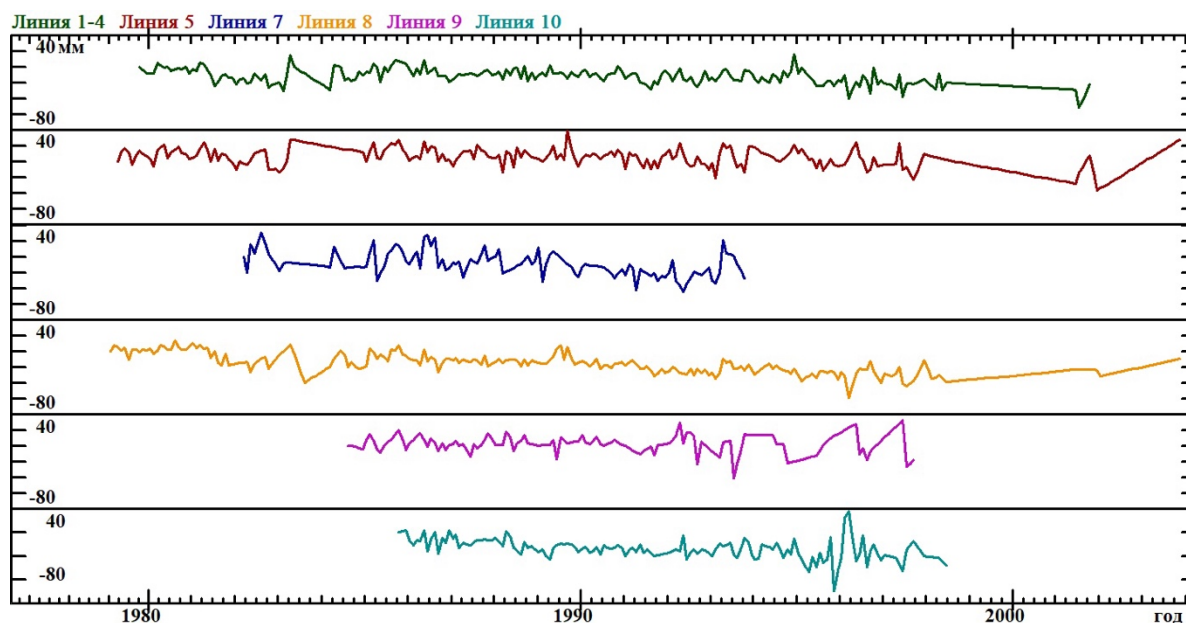


Рисунок 2.7. Модифицированные ряды светодальномерных линий

Характеристика вычисленных линейных трендов приведена в табл. № 2.5. Среднегодовая скорость смещения по разным линиям варьируется от -2,31 мм до 0,4 мм в год. При этом среднегодовая скорость деформации находится на уровне $10^{-7} - 10^{-8}$ в год.

Таблица 2.5. Сводная информация по светодальномерным линиям

№	Начало измерений	Конец измерений	Линейный тренд, мм	L, км	Смещения, мм/год	деформация в год
Линия 1-4	01.10.1979	01.10.2001	-17,39	20,47	-0,79	$-3,86 \cdot 10^{-8}$
Линия 5	01.04.1979	01.11.2003	-12,30	22,38	-0,50	$-2,24 \cdot 10^{-8}$
Линия 7	01.03.1982	01.08.1993	-25,34	49,70	-2,22	$-4,46 \cdot 10^{-8}$
Линия 8	01.02.1979	01.11.2003	-40,47	17,76	-1,64	$-9,21 \cdot 10^{-8}$
Линия 9	01.08.1984	01.07.1997	-5,12	33,53	-0,40	$-1,18 \cdot 10^{-8}$
Линия 10	01.10.1985	01.06.1998	-29,24	7,4	-2,31	$-3,09 \cdot 10^{-7}$

Если учесть, что амплитуда земного прилива волны M_2 для широты Камчатки составляет примерно $3 \cdot 10^{-8}$, то получается, что среднегодовая скорость деформаций в таком сейсмоактивном регионе соизмерима с амплитудой земного прилива (кроме линии 10). При этом среднегодовые скорости деформаций, полученные по данным повторного нивелирования с повышенной пространственно-временной детальностью в окрестностях г. Петропавловск-Камчатский в зонах разломов,

указывают на высокий уровень скоростей локальных деформаций, достигающих 10^{-4} в год [Кузьмин Ю.О., Чуриков, 1998; Churikov V.A., Kuzmin, 1998].

2.1.3. Сопоставительный анализ временной структуры горизонтальных смещений полученных в Ашхабадской и Камчатской сейсмоактивных зонах

Наличие сложных по морфологии временных рядов, как на Камчатке, так и в Копетдаге привело к необходимости проанализировать и сравнивать периодичности движений. Для решения этой задачи ниже использован метод периодограммы наложенных эпох.

Исследования различных авторов показывают, что выявление и исследование таких периодичностей средствами Фурье-анализа не всегда оптимально, поскольку базовая модель гармонического анализа, основанная на суперпозиции синусоид, не вполне адекватна реальным вариациям, так как многие природные процессы существенно отличаются от синусоидальной кривой. Альтернативу могут составить методы, в которых построение периодической компоненты проводится способом наложения эпох. Методы, основанные на этой идее, позволяют не только исследовать свойства периодической компоненты сигнала, но и выявлять периоды колебаний. Также преимущество такого метода состоит в его нечувствительности к наличию перерывов и пропусков в наблюдениях [Серебренников, Первозванский 1965; Теребиж, 1992; Дещеревский, Сидорин, 2011а, 2011б].

На рис. 2.8 показаны результаты периодограммного анализа для Камчатки по 6 линиям.

Учитывая, что светодальномерные линии направлены в разные стороны, выделить одинаковые периоды оказалось затруднительно. Тем не менее, прослеживаются периоды, близкие 1 году (сезонный ход), 5 и 6 месяцам. Они оказались наиболее устойчивы по многим линиям. Остальные периоды слабо коррелируют друг с другом.

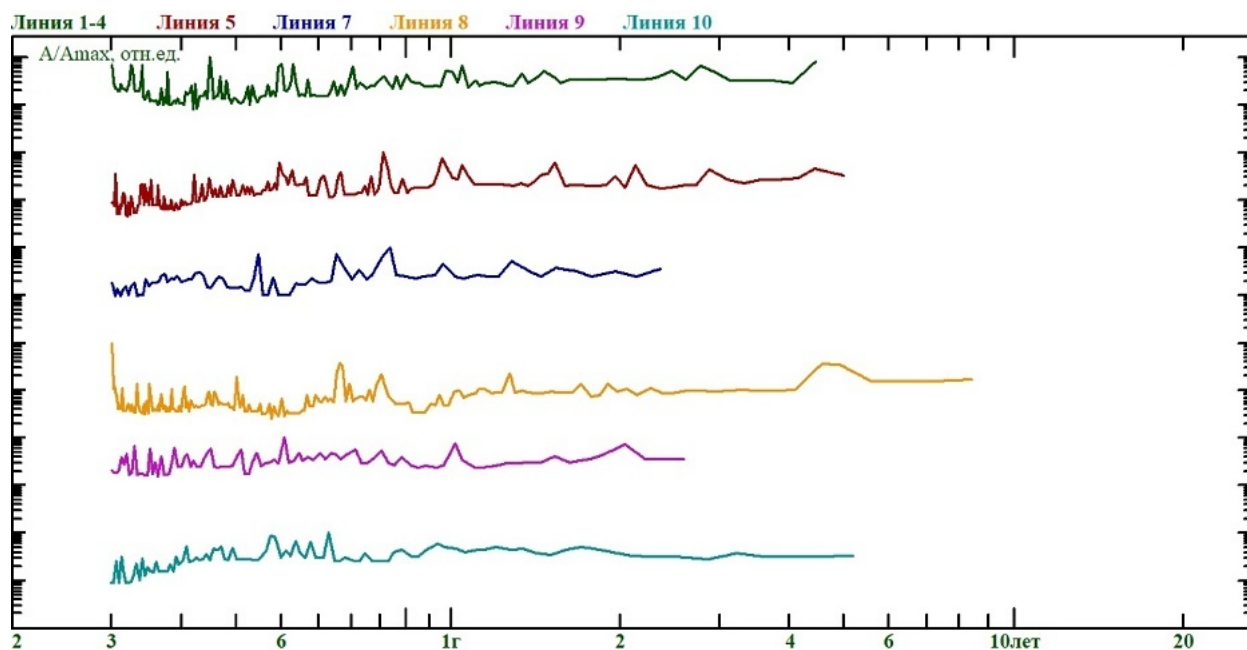


Рисунок 2.8. Результаты периодограммного анализа на Камчатке

С точки зрения геодинамики представляет интерес сопоставление периодичностей горизонтальных деформаций, измеренных на Камчатском и Ашхабадском полигонах. Целью сопоставления был поиск общих закономерностей и периодов в субмеридиональном и субширотном направлениях. Если предположить, что обнаруженные периодичности – это единый геодинимический процесс, то должны быть единые причины сезонного характера, которые являются общими для атмосферы и могут одинаково отразиться в светодальномерных наблюдениях в Копетдаге и на Камчатке. Для этого, результаты периодограммного анализа были сопоставлены друг с другом в направлении север-юг (Ашхабад линия 1532 и Камчатка линия 1-4) и восток-запад (Ашхабад линия 3330 и Камчатка линия 9).

На рис. 2.9 представлены периодограммы деформаций вдоль этих линий. Видно, что *однозначно* совпадающих периодов практически нет. Если в субширотном направлении для Камчатки (линия 9) достаточно хорошо выделяется период 12 месяцев, что показывает явный сезонный ход деформаций, то в Ашхабаде годового периода не видно. На двух других светодальномерных линиях Ашхабадского полигона (1532 и 2450) годовая периодичность также отсутствует. Более детальный анализ спектров показывает, что амплитуда годового хода

деформаций не превышает 1.5 мм/км при длине линий 1.5-3.3км. Это довольно нетривиальный результат, поскольку локальные методы измерения деформаций, как правило, показывают наличие наблюдаемых сезонных эффектов.

Вместе с тем, в вариациях деформаций на линиях 3330 и 2450 выделяется довольно устойчивый период 10 месяцев. Природа этого колебания пока не до конца понятна, но вполне возможно, что этот феномен связан с климатическими эффектами изменения коэффициента прозрачности атмосферы.

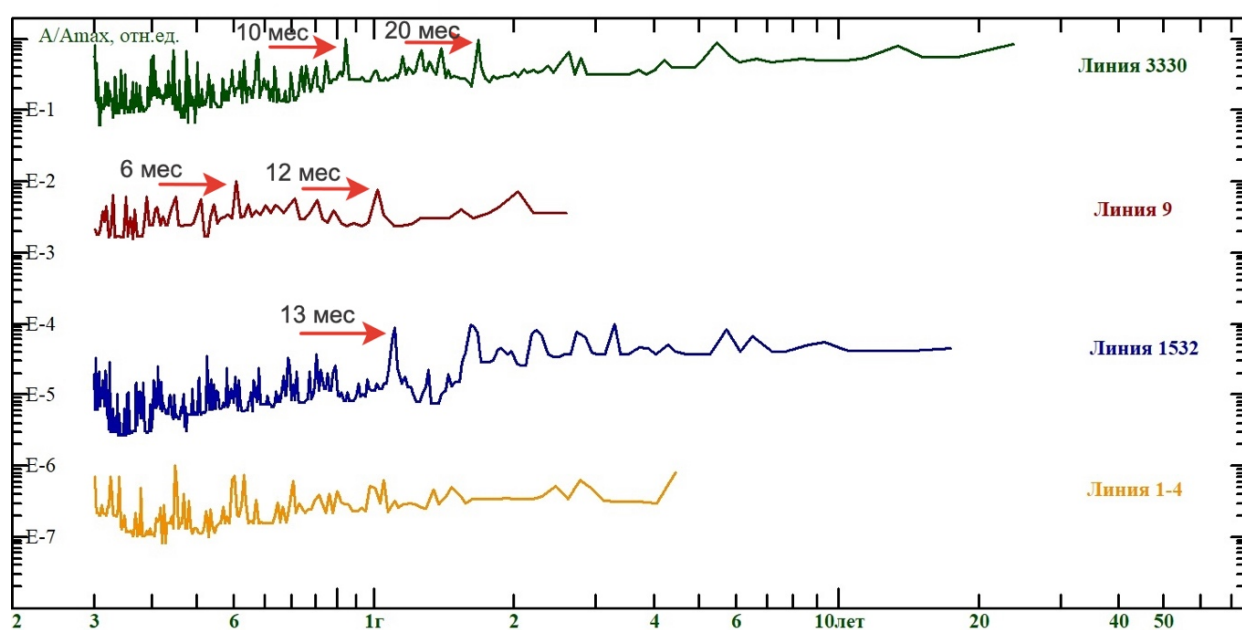


Рисунок 2.9. Сравнение периодограмм в Ашхабаде (линия 3330 и 1532) и на Камчатке (линия 9 и 1-4) в субширотном и субмеридиональном направлении

Как видно из рисунка 2.9, по субмеридианальному направлению выявляется период в 13 месяцев (линия 1532), обусловленный региональными климатическими особенностями. На Камчатке, из-за высокой циклонической активности, которая сильно искажает атмосферные условия прохождения лазерного луча, фиксируется много периодов, которые трудно адекватно идентифицировать.

Таким образом, очевидно, что практически нет совпадающих глобальных периодичностей. А в этом случае можно предположить, что среднегодовые скорости деформаций земной поверхности, которые определены по трендовому анализу, являются именно региональными характеристиками геодинамического процесса.

2.1.4 Результаты анализа повторных нивелирных наблюдений в Копетдагском сейсмоактивном регионе

Территорию Ашхабадского геодинамического полигона пересекают несколько протяженных активных разломных зон [Изюмов, 2010]. На рисунке 2.10 показана зональная система геодинамических наблюдений [Изюмов, Кузьмин, 2014а, 2014б], представленная 5-ю приразломными нивелирными профилями, ориентированными субмеридионально, пересекающими Северо-Ашхабадский разлом и в 4-х местах Ашхабадский (Передовой) разлом Копетдага. Длины профилей составляют величины от 12 до 3 км. Плотность реперов в расчете на 1 км составила от 1.2 до 1.7 [Изюмов, Кузьмин, 2014; Кузьмин, 2013, 2021, 2023].

Следует отметить, что разные исследователи именовали эту разломную зону по-разному. Например, в работах [Amurskiy, 1971; Калугин, 1977; Robert et al., 2014; Walpersdorf et al., 2014] она обозначается как Передовой разлом Копетдага, Копетдагский или Главный Копетдагский разлом. В работах [Trifonov, 1978; Hollingsworth et al., 2006; Walters et al., 2013] этот разлом называется Ашхабадским. Учитывая, что ниже будут рассмотрены результаты детальных геодезических наблюдений в Ашхабадской сейсмоактивной зоне, то именоваться эта региональная разломная структура будет “Ашхабадский разлом Копетдага” или просто “Ашхабадский разлом” [Кузьмин, Фаттахов, 2021].

С 1964 года на этих участках начались проводиться систематические нивелирные наблюдения. А с 1981-1982 гг. наблюдения по зональным участкам стали регулярными. Точность всех нивелирных наблюдений соответствует 1 классу. Двойная среднеквадратическая погрешность случайных ошибок наблюдений составляет величину 1-1.5 мм на 1 км.

Периодичность наблюдений достигает 12 раз в год для участков Овадан-Тепе и Гаудан и 6 раз в год для участков Секиз-Яб, Чули и Куру-Хаудан.

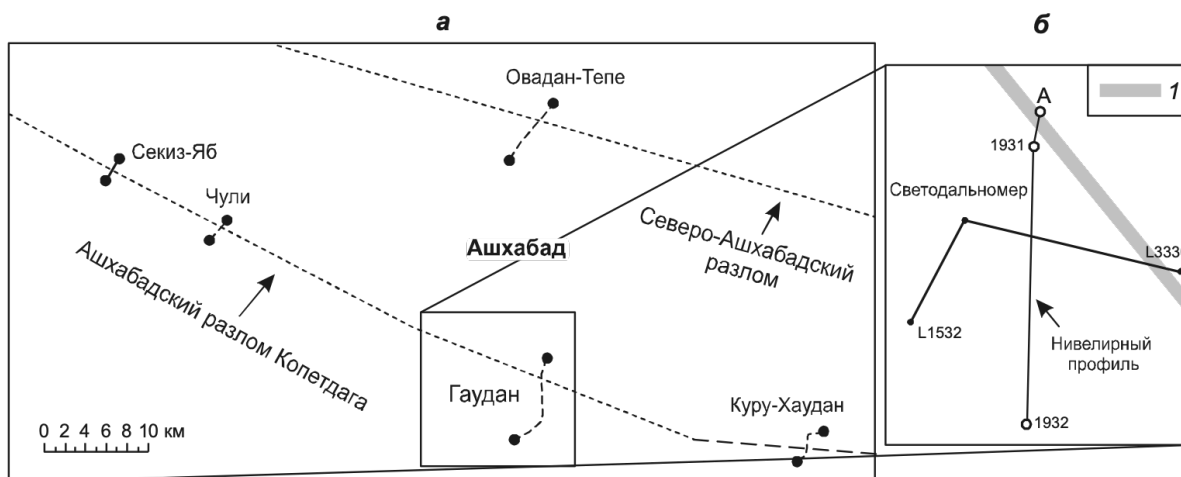


Рисунок 2.10. Расположение нивелирных профилей, пересекающих зоны разломов в районе г. Ашхабад (а), и подробная схема Гауданского микрополигона (б) с указанием местоположения Ашхабадского разлома Копетдага (1)

Для более детального анализа соотношения региональных и локальных процессов на Ашхабадском разломе Копетдага была организована локальная деформационная площадка «Гаудан». Она представляет собой нивелирный профиль, состоящий из двух секций, одна из которых (1931–А) расположена непосредственно в зоне разлома (“приразломная”), а другая (“блоковая”) в бортовой части (1931–1932) и светодальномерные линии, одна из которых пересекает разломную зону (3330), а другая находится в бортовой (1532) части [Кузьмин, 2009, 2013, 2021а; Изюмов, Кузьмин, 2014].

Учитывая, что по Ашхабадскому разлому происходит надвиг Копетдага на Туранскую плиту, необходимо рассмотреть скорость вертикальных движений земной поверхности в разломной зоне [Кузьмин, Фаттахов, 2021].

На рисунке 2.11 показаны результаты многолетних нивелирных наблюдений локальных профилей, пересекающих Ашхабадский разлом. Так как данная система нивелирных наблюдений представляет собой 4 «длиннобазисных накломера», то можно фиксировать изменения во времени наклонов земной поверхности в окрестности этих разломов.

Для удобства сопоставительного анализа результаты вертикальных превышений реперов построены в едином масштабе путем деления их значений на расстояние между реперами.

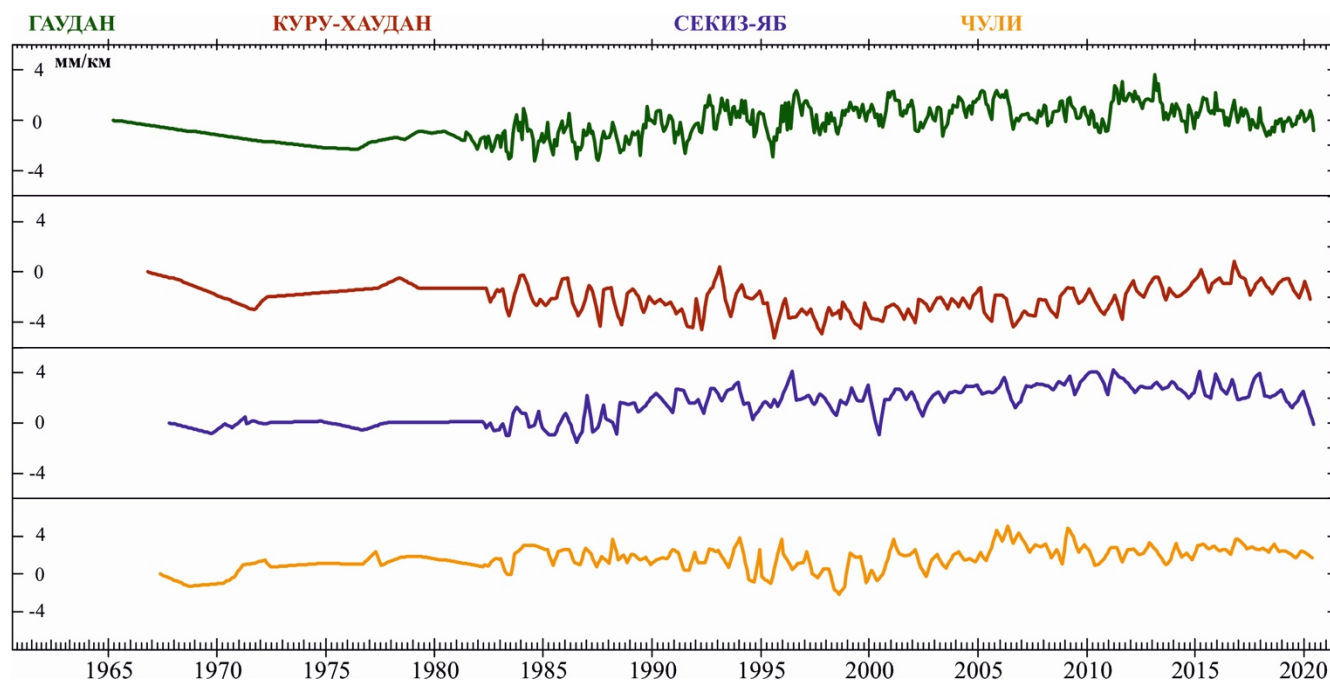


Рисунок 2.11. Результаты многолетних нивелирных наблюдений вдоль локальных профилей, пересекающих Ашхабадский разлом.

Для этого используется определение наклона как горизонтального градиента вертикальных смещений земной поверхности. Среднегодовые скорости наклонов за период наблюдений были рассчитаны по формуле из [Кузьмин, Фаттахов, 2021] и оказались равны: $3 \cdot 10^{-8}$ /год (Секиз-Яб); $2 \cdot 10^{-8}$ /год (Чули); $2 \cdot 10^{-8}$ /год (Гаудан); 10^{-8} /год (Куру-Хаудан). Тем самым, средняя скорость наклона в пределах Ашхабадского разлома имеет величину $2.5 \cdot 10^{-8}$ /год. Помимо этого, были оценены скорости надвига Копетдага по четырем профилям, пересекающим зону Ашхабадского разлома. Для этого необходимо умножить скорость наклона на длину соответствующего профиля L . Тогда скорости вертикальных смещений по разлому будут равны: 0.14 мм/год (Секиз-Яб); 0.04 мм/год (Чули); 0.1 мм/год (Гаудан); 0.01 мм/год (Куру-Хаудан). Средняя скорость вертикальных смещений (надвига Копетдага) по Ашхабадскому разлому Копетдага равна 0.07 мм/год [Кузьмин, 2021; Кузьмин, Фаттахов, 2021].

Для более детального анализа соотношения региональных и локальных процессов в зоне Ашхабадского разлома на рис. 2.12 представлены результаты многолетних высокоточных нивелирных наблюдений по профилю, пересекающему разлом в районе г. Ашхабад. Профиль специально разбит на две

секции: “блоковую” длиной 4 км, расположенную вне зоны разлома, и “разломную”, находящуюся непосредственно в разломной зоне и имеющую длину 0.6 км. Частота опроса составляла 1 раз в месяц. Для удобства сопоставительного анализа результаты вертикальных превышений также переведены в относительные единицы. Система измерений представляет собой два длиннобазисных накломера, расположенных друг за другом.

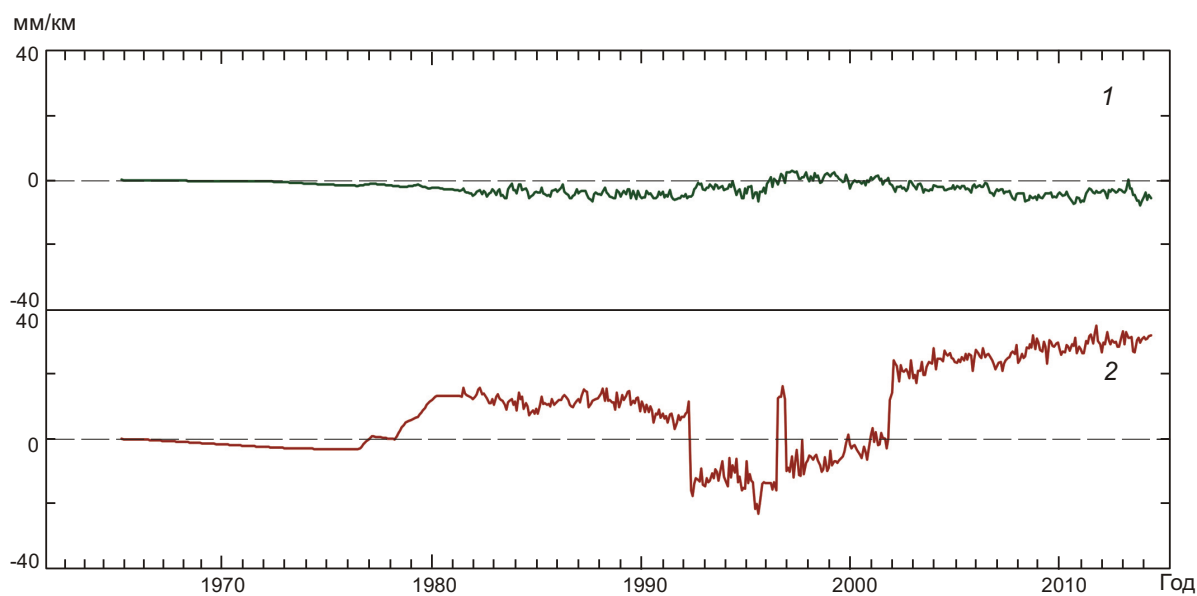


Рисунок 2.12. Временной ход вертикальных смещений земной поверхности на геодинамическом микрополигоне Гаудан в “блоковой” части (1) и в пределах Ашхабадского разлома (2)

Из графиков на рис. 2.12 следует практически полное отсутствие трендовых изменений в “блоковой” части, тогда как в зоне разлома имеют место интенсивные знакопеременные процессы со своей временной структурой. При этом видно, что на фоне практического отсутствия тренда имеют место знакопеременные вариации движений, которые достигают скоростей порядка $5 \cdot 10^{-7}$ /год для “блоковой” части и 10^{-5} /год для зоны разлома. Отсюда следует, что локальные деформации в разломной зоне происходят в условиях квазистатической (фоновой) нагрузки. Зона разлома проявляет себя автономно, поскольку длительности аномальных периодов деформаций в блоке и разломе не совпадают.

Для того, чтобы исследовать пространственное распределение вертикальных смещений земной поверхности, на рис. 2.13 представлены результаты нивелирных наблюдений на этом же профиле, пересекающем Ашхабадский разлом. Расстояния

между реперами здесь достигают первых сотен метров, частота измерений – 1 раз в месяц [Изюмов, Кузьмин, 2014; Кузьмин, Фаттахов, 2021].

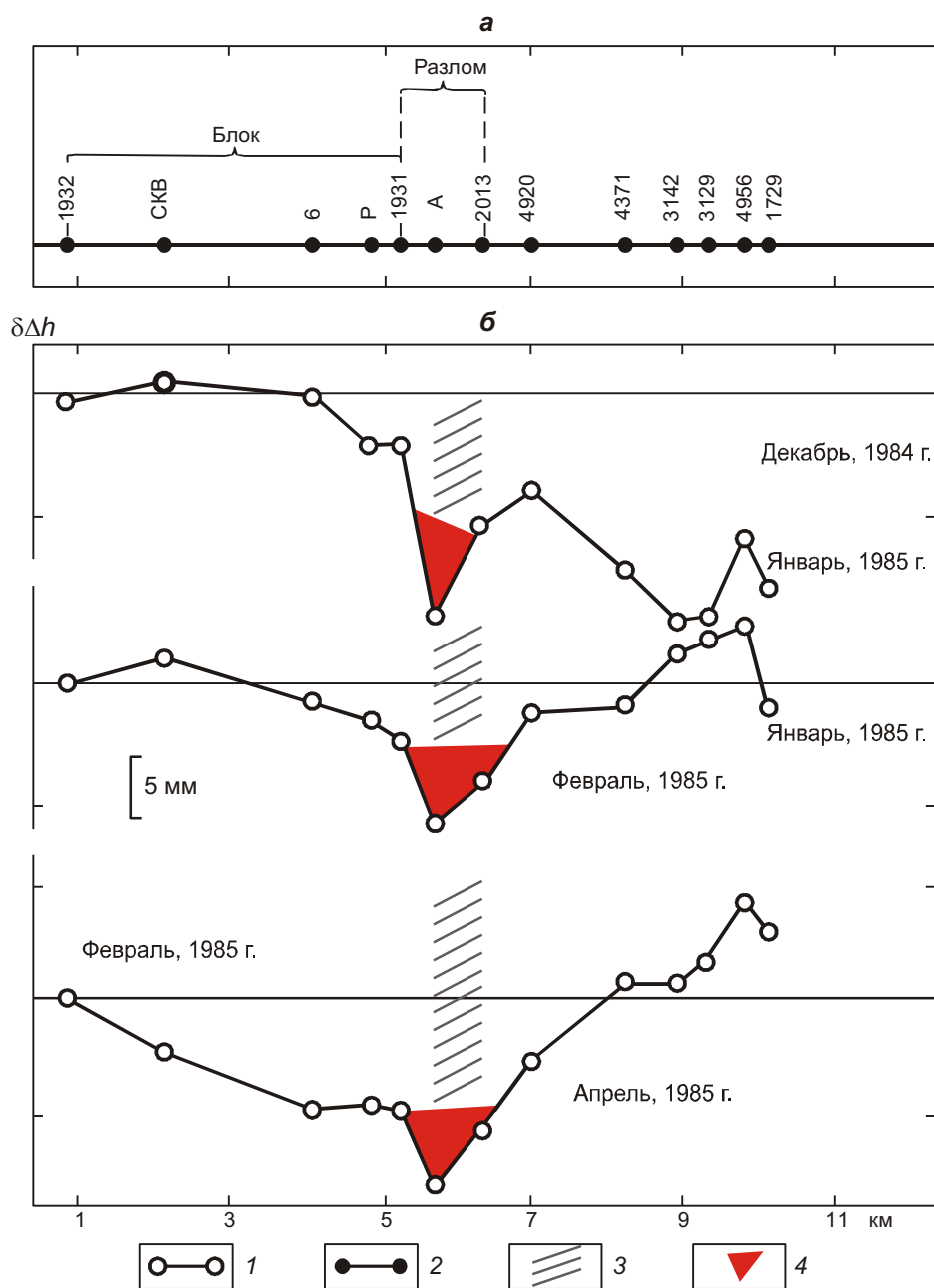


Рисунок 2.13. Пространственное распределение современных вертикальных движений земной поверхности в зоне Ашхабадского разлома Копетдага: а – нивелирный профиль; б – распределение вертикальных смещений в различные моменты времени. 1 – значения вертикальных смещений вдоль профиля; 2 – пункты наблюдений; 3 – местоположение разломной зоны; 4 – аномалии типа γ

На рис. 2.13 отчетливо проявляются аномальные смещения (просадки) земной поверхности γ -типа [Кузьмин, 1999] амплитудой порядка 5 мм и шириной 0.5–1.0 км. Это типичная морфология современной геодинамики разломов, выявленная по

многочисленным геодезическим измерениям во многих регионах мира [Сидоров, Кузьмин, 1989, 1989а; Кузьмин, 1989, 1999, 2008, 2009, 2018, 2019а,б]. Такой тип аномалий современных вертикальных движений земной поверхности, характерный для разломов с раздвиговым кинематическим типом движений бортов, получил название “аномалия типа γ ”, так как кривые по виду похожи на соответствующую букву греческого алфавита [Кузьмин, 2018, 2019, 2022, 2023б].

Кривые смещений построены по принципу “от цикла к циклу”, т.е. каждый график представляет собой разность результатов нивелирований – от последующего цикла отнимается предыдущий.

Результаты наблюдений позволяют сделать вывод о том, что амплитуда аномальных вертикальных смещений земной поверхности накапливается от цикла к циклу. Если просуммировать накопившиеся вертикальные смещения и оценить скорость относительных деформаций, то она будет иметь величину $6 \cdot 10^{-5}$ /год [Кузьмин, Фаттахов, 2021].

Для установления детальной временной структуры временных рядов длительных нивелирных наблюдений необходимо проведение спектрального анализа полученных данных. В связи с этим, приведенные выше данные были тщательно проанализированы на наличие существующих гармоник специальной программой для обработки временных рядов WinABD [Дещеревский, Сидорин, 2011а, 2011б; Дещеревский и др., 2016а, 2016б; Дещеревский, Сидорин, Фаттахов, 2019]. Сдвиги, которые имеются в сигналах, зачастую коррелируют с изменением состояния среды и несут в себе полезный сигнал, а не помехи. После процедуры проверки состояния рядов был произведен гармонический анализ и на рисунке 2.14 и 2.15 построены периодограммы Аббе [Дещеревский, Сидорин, 2011а, 2011б].

На рис. 2.14 показаны результаты периодограммного анализа для результатов нивелирования, полученных вдоль всего профиля Гаудан и отдельно вдоль “блоковой” секции и в пределах локальной разломной секции этого профиля.

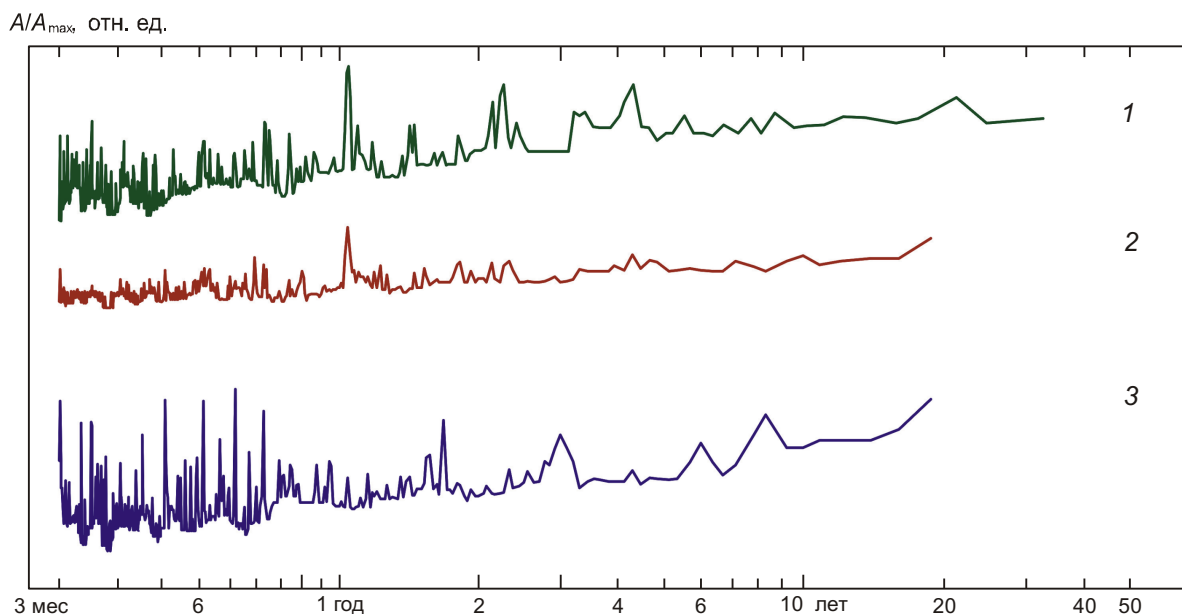


Рисунок 2.14. Периодограммы Аббе результатов нивелирования вдоль профиля Гаудан для различных секций: 1 – для всего профиля; 2 – для “блоковой” секции; 3 – для разломной секции

Для того, чтобы исключить “масштабный” эффект, вертикальные смещения реперов были переведены в относительные величины деформаций путем деления на длину соответствующих профилей. Как следует из рис. 2.14, результаты нивелирования по “блоковой” секции и данные по всему профилю Гаудан показывают наличие доминирующей сезонной (годовой) компоненты в спектре вертикальных движений. Периодограмма же, полученная по данным нивелирования разломной секции, кардинально отличается: в ней практически отсутствует доминирование годовой гармоник, и наиболее яркие гармоники проявляют себя в области более коротких периодов. Этот факт является дополнительным аргументом в пользу автономного проявления аномальных деформаций в зоне разлома [Кузьмин, Фаттахов, 2021].

Для подтверждения данного факта на рис. 2.15 представлены результаты периодограммного анализа вдоль профилей Куру-Хаудан и Чули.

Как видно на рис. 2.15, и для этих профилей, которые отстоят по обе стороны от профиля Гаудан на расстояние 25–30 км, также характерно преобладание годовой компоненты. Таким образом, в области фронтального надвига Копетдага нивелирные наблюдения вдоль профилей, пересекающих Ашхабадский разлом, выявляют наличие доминирующей сезонной (годовой) гармоник в общем спектре

аномальных вертикальных движений земной поверхности.

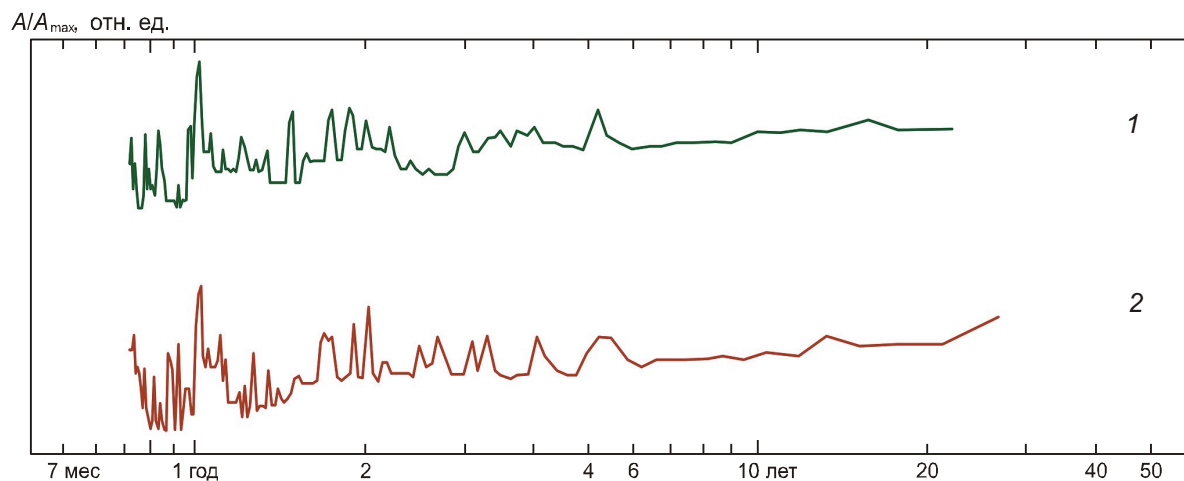


Рисунок 2.15. Периодограмма Аббе результатов нивелирования вдоль профилей Куру-Хаудан (1) и Чули (2)

Для того, чтобы установить природу выявленных гармоник, на рис. 2.16 представлены результаты нивелирования по “блоковой” и разломной секциям и данные непрерывных наклономерных наблюдений, которые осуществлялись в специально оборудованном помещении, расположенном на глубине 25 м; в нём были расположены наклонометры, имеющие чувствительность порядка 1 угловой миллисекунды ($5 \cdot 10^{-9}$) [Кузьмин, 1999].

Фактически, проведено сопоставление трех наклономеров, два из которых расположены в бортовых зонах по сторонам разлома (рис. 2.16, 1–2), а один – непосредственно в окрестности разломной зоны (рис. 2.16, 3). Эти данные были сопоставлены с графиком выпадения атмосферных осадков по данным метеостанции “Гаудан”, расположенной непосредственно в Копетдаге на расстоянии около 30 км к югу от системы наблюдений [Кузьмин, 1999; Кузьмин, Фаттахов, 2021].

Как видно на рис. 2.16, результаты нивелирных и наклономерных наблюдений, полученные в бортовых зонах по разные стороны разломной зоны, хорошо согласуются между собой. Их трендовые вариации незначительны и за неполные девять лет меняются в пределах $0.2\text{--}0.3''$ (порядка $10^{-7}/\text{год}$). На фоне практического отсутствия тренда отчетливо прослеживаются годовые (термоупругие) наклоны земной поверхности.

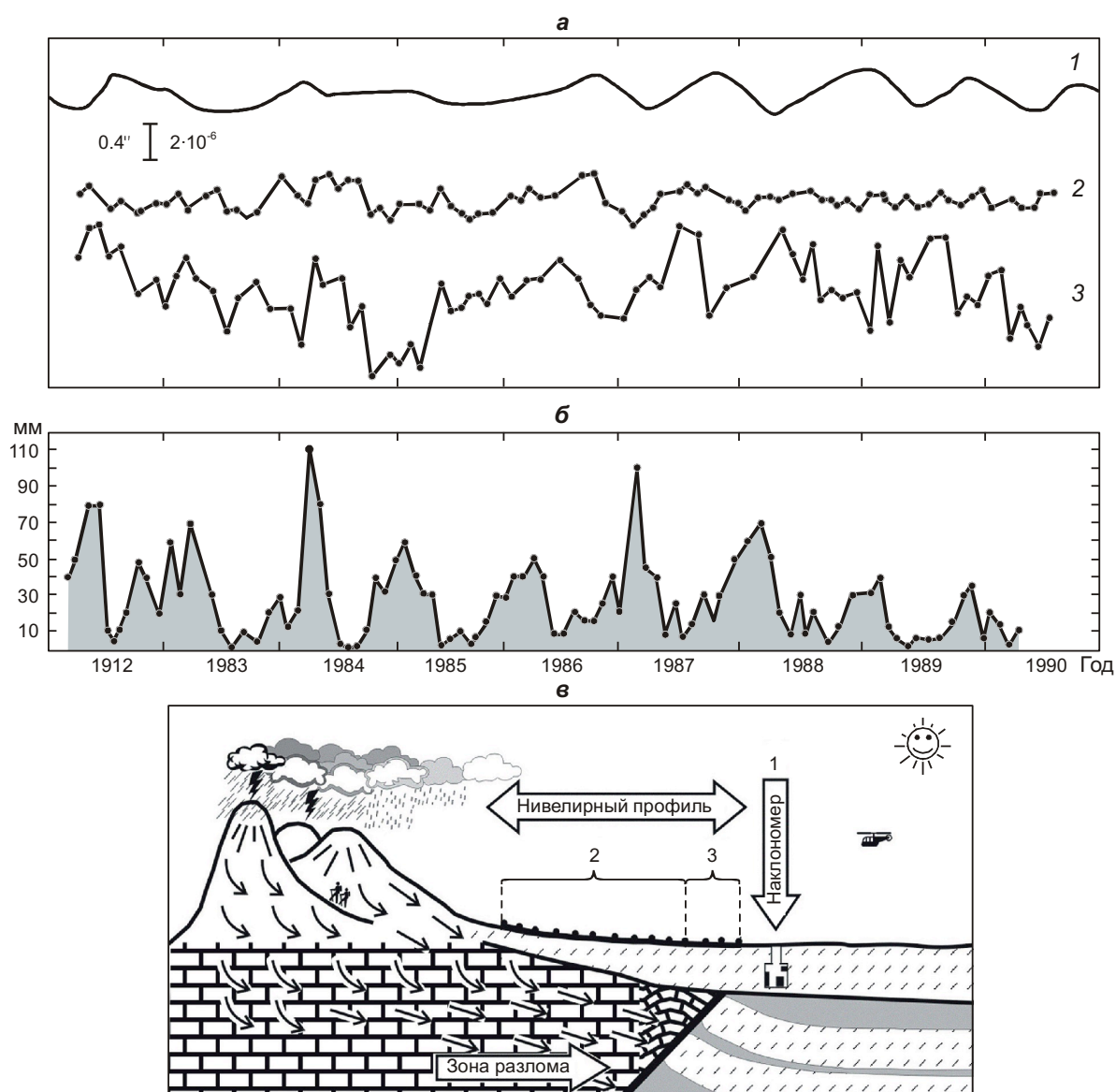


Рисунок 2.16. Временной ход наклонов земной поверхности и выпадения атмосферных осадков: а) – данные наблюдений (1 – наклономерные наблюдения; 2 – данные нивелирования в пределах блока; 3 – результаты нивелирования в пределах зоны разлома); б) – график выпадения осадков на метеостанции “Гаудан”; в) – расположение измерительных систем на профиле (1 – положение наклономера; 2 – “блоковая” секция; 3 – разломная секция)

В работе [Сидоров, Кузьмин, 1989] проведен детальный анализ этих явлений на основе известных моделей формирования термоупругих наклонов и деформаций земной поверхности [Попов, 1960; Berger, 1975]. Отсюда следует, что в рассматриваемый промежуток времени (порядка 10 лет) не происходило существенных изменений регионального поля напряжений во времени, т.е. активизация во времени регионального эндогенного воздействия была минимальна.

В то же время, как следует из графика (рис. 2.16, 3), характер деформирования земной поверхности в приразломной зоне принципиально отличается. Видно, что временной ход этой кривой имеет явно выраженный неоднородный характер. Амплитуды аномальных изменений достигают величин 1.5–2.0" (порядка 10^{-5}); их временная структура содержит колебания с периодами от 2–2.5 до 3–4. Это снова указывает на тот факт, что имеется “собственная”, локальная динамика разломной зоны со своей временной структурой и аномально высоким уровнем деформаций [Кузьмин, Фаттахов, 2021].

Самое примечательное состоит в том, что временная структура деформационного процесса в зоне разлома сильно коррелирует с ходом выпадения атмосферных осадков (см. рис. 2.16, б), который построен по данным метеостанции “Гаудан”, расположенной в горах на расстоянии около 30 км к югу от зоны разлома. Анализ гидрогеологической обстановки показал, что областью питания приразломных глубинных вод являются осадки, выпадающие в горах, где и расположена метеостанция. В этом случае периодическое увеличение и уменьшение уровня выпавших осадков в горах, которые инфильтруются в зону разлома, меняет величину порового давления приразломного флюида, что может приводить к деформациям разломной зоны [Кузьмин, 1999, 2022, 2023б].

Необходимо заметить, что за все время инструментальных наблюдений в пределах измерительной сети Ашхабадского геодинимического полигона не происходили сильные землетрясения. Отдельные сейсмические события с $M \leq 6$ происходили, но они не вызывали трендовых изменений в рядах наблюдений; аномальные деформации, вызванные процессами подготовки этих землетрясений, как правило, носили локальный во времени характер, и после реализации сейсмических событий временной ход деформаций восстанавливался на фоновом уровне [Кузьмин, 1989; 2019а; Кузьмин, Фаттахов, 2021].

2.2. Нефтегазоносные регионы

Необходимость контролировать добычу углеводородов вызвана различными

эколого-промышленными последствиями, связанными с разработкой месторождений. В мировой практике уже накоплено достаточно примеров, когда инструментальным путем зафиксированы аномальные деформации земной поверхности, а также проявления сейсмической активности в местах разработки месторождений. Результатом стало создание многочисленных систем маркшейдерско-геодезических наблюдений (геодинамических полигонов) в пределах нефтегазовых месторождений и подземных хранилищах газа (ПХГ). Как правило, организация геодинамических полигонов сводится к построению сетей наблюдений за деформациями земной поверхности методами спутниковой и наземной геодезии [Кузьмин, 1999, 2007, 2017, 2023а; Квятковская и др., 2017]. Конфигурация, точность и состав методов в существенной мере определяются наличием активных разломов и особенностями разработки месторождений и эксплуатации ПХГ [Кузьмин, 2014а, 2015, 2016, 2017, 2021]. В тех случаях, когда объекты недропользования находятся в сейсмоактивных регионах, система геодеформационных наблюдений дополняется сетью сейсмологических наблюдений [Хисамов и др., 2012].

Подавляющее большинство геодинамических полигонов организовано в пределах «сухопутных» объектов нефтегазового комплекса. Создание системы геодинамических наблюдений для шельфовых месторождений представляет собой, по понятным причинам, сложную техническую задачу. Одной из первых успешных попыток организации геодинамического мониторинга в мировой практике разработки шельфовых месторождений углеводородов является создание системы геодинамических наблюдений, которое осуществлено ПАО «ЛУКОЙЛ» в Российском секторе Каспийского моря, сначала на морском нефтегазоконденсатном месторождении им. Ю. Корчагина, затем на месторождении им. В. Филановского. Обработка и анализ получаемых данных осуществлялись с 2016 по 2022 год Институтом физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

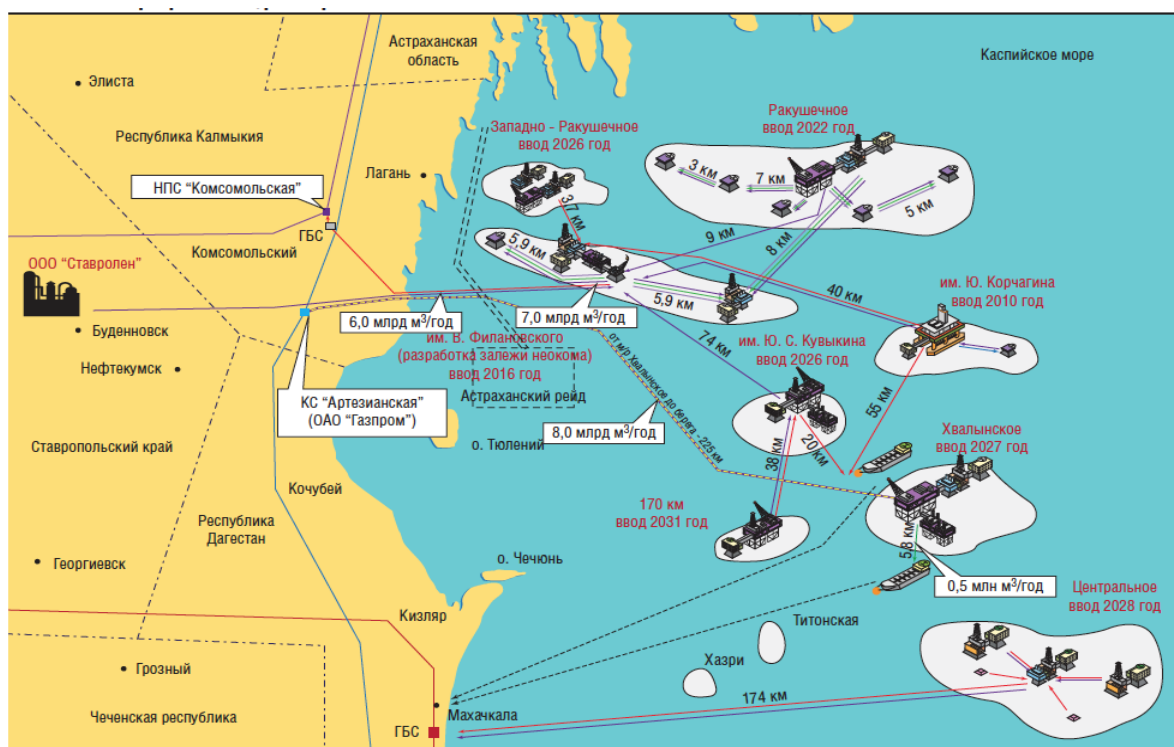


Рисунок 2.17. Схематическое расположение всех месторождений ПАО «ЛУКОЙЛ» в Северном Каспии (из статьи [Давыдов, 2020])

На рисунке 2.17 схематически показаны все месторождения ПАО «ЛУКОЙЛ» в Северном Каспии.

2.2.1. Схема сбора и обработки наблюдений на месторождениях им. Ю. Корчагина и им. В. Филановского

На месторождениях ПАО «ЛУКОЙЛ» в Северном Каспии ведется непрерывный мониторинг геодинамической и сейсмической обстановки (рис. 2.18) для обеспечения промышленной безопасности. В него входят GPS приемники (для синхронизации с мировым универсальным временем (UTC)), инклинометры, акселерометры, расположенные на платформах, а также донные сейсмические и инклинометрические станции. На каждой платформе установлено более 10 приборов, а также блоки сбора и создания первичных данных. Разработка схемы коммуницирования измерительных узлов, программного обеспечения сбора и хранения данных осуществлена Институтом Океанологии им. П. П. Ширшова РАН. [Лобковский, Ковачев, 2010; Ковачев, Крылов, 2018].

С установленных датчиков, ведущих мониторинг в постоянном режиме, поступает огромный массив данных (суммарно всего около 85 каналов с частотой регистрации 80 Гц). Вопрос о передаче большого объема данных (более 1 Тб), генерируемых системой мониторинга, от места регистрации до пункта сбора для их последующей обработки и анализа был успешно решен с помощью сервера баз данных (рис. 2.18). Преимущества такой технологии заключаются в хорошей защищенности и гибкости.

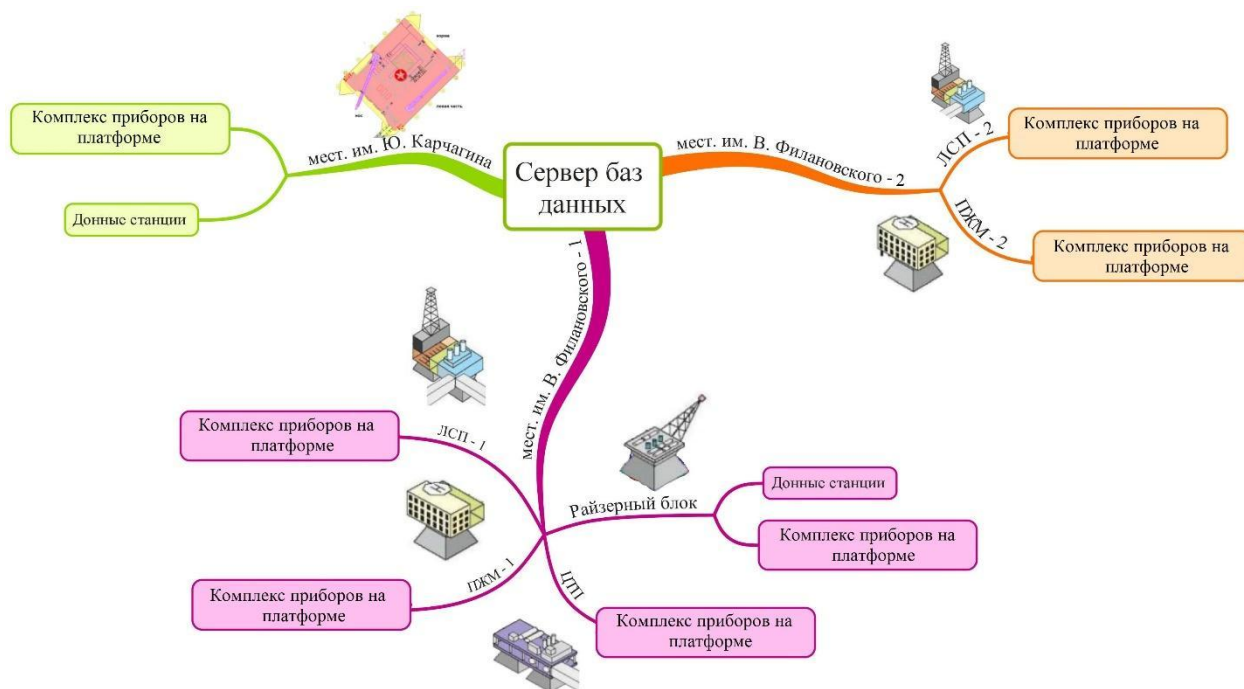


Рисунок 2.18. Система сбора данных геодинамического мониторинга на месторождениях им. Ю. Карчагина и В. Филановского

Основным прибором для фиксирования наклонов платформ (при этом, если учесть, что платформа жестко закреплена с дном – то и наклонов дна моря) является инклинометр (рис. 2.19). По своему предназначению инклинометры – это типичные наклонометры, аналогичные традиционным маятниковым [Кузьмин, 2014б; Алешин и др., 2017]. Как правило, название приборов существенно зависит от способа их установки. Инклинометры обычно применяются для контроля вертикальной устойчивости стволов скважин. Наклонометры – для измерения наклонов земной поверхности.

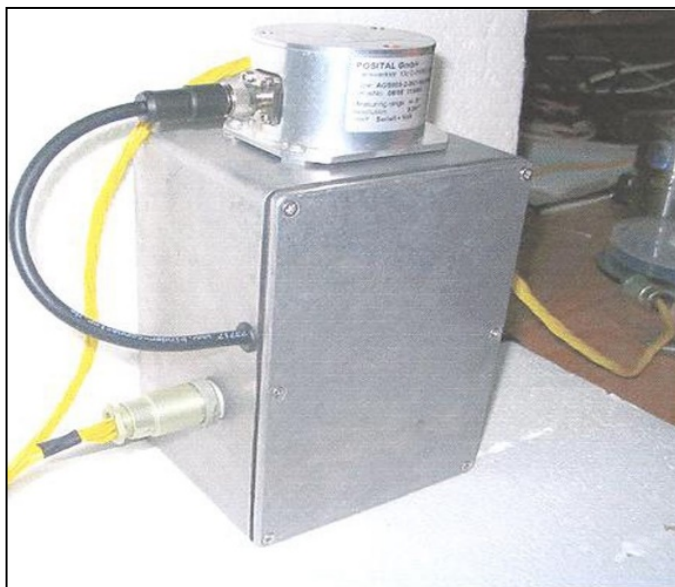


Рисунок 2.19. Внешний вид инклинометра AGS 5

При идентификации результатов наблюдений принципиально важно какой тип наклона измеряется. Известно, что наклон земной поверхности – это либо горизонтальный градиент вертикальных движений, либо вертикальный градиент горизонтальных. В первом случае это наклон, измеряемый горизонтальным наклономером (или нивелированием), который регистрирует изменения наклона горизонтальной поверхности, а во втором – это наклон по вертикали столба, врытого в землю или вертикальный наклономер, расположенный в достаточно глубокой скважине и фиксирующий наклон ее оси [Кузьмин, 2008, 2014б, 2023а].

В данном случае инклинометры фиксируют наклоны основания морской платформы и, следовательно, наклоны морского дна.

Учитывая «морскую» специфику получения данных на добывающих платформах, наклоны вдоль длинной оси платформ носят название дифферента, а вдоль их короткой части – крена.

Измеряемые параметры - наклоны основания вокруг двух горизонтальных взаимно перпендикулярных осей.

Основные характеристики:

- диапазон измеряемых углов - $\pm 5^\circ$;
- разрешающая способность - до 0.001° ;
- погрешность измерения в диапазоне температур (0, $+55^\circ\text{C}$) - 0.06° ;

- погрешность измерения в диапазоне температур (-25, +85°C) - 0.12°;
- предельный угол отклонения основания - $\pm 5^\circ$;
- интерфейс - RS232;
- напряжение питания - 10-30 В;
- потребляемый ток - 50 мА;
- максимальное вибровоздействие - 5g;
- предельное ударное воздействие - 30g;
- размеры - диаметр 70 мм, высота 30 мм.

Первичный анализ поступающих данных инклинометрических наблюдений на месторождении им. В. Филановского показал наличие в них большого количества различных дефектов, что не удивительно в таких условиях наблюдений. Для очистки рядов от бракованных наблюдений диссертантом была использована и апробирована, с учетом специфики измерений, программа WinABD, разработанная в ИФЗ РАН [Дещеревский и др., 2016а, 2016б]. С этой целью была разработана и реализована двухуровневая схема загрузки данных в базу. Сначала данные загружаются во вспомогательную базу данных в формате WinABD, что позволяет применять для их обработки весь функционал программы. Однако вновь полученные данные на этой стадии "отделены" от ранее загруженных сигналов. Далее проводится фильтрация поступивших фрагментов сигналов, для чего разработан автоматический алгоритм, реализованный через систему макрокоманд программы WinABD. Результаты обработки контролируются пользователем, который при необходимости может проанализировать не только итоговый результат фильтрации, но и любые промежуточные расчеты. Только после всесторонней проверки и выбраковки дефектов данные загружаются в основную базу. При этом вновь поступающие фрагменты данных наращивают ранее загруженные ряды. Это позволяет в удобной форме извлекать из основной базы данные гарантированного качества за любой срок для содержательного анализа.

В итоге алгоритм предварительной фильтрации данных включает следующие операции:

1. Удаляются (заменяются пропусками) выбросы, заведомо

превышающие динамический диапазон прибора. Доля таких наблюдений на разных каналах составляет от 0 до 0.004% (в среднем 0.001%).

2. Удаляются (заменяются пропусками) серии констант длительностью более 10с. Такие серии, насчитывающие более 800 первичных отсчетов, практически никогда не встречаются при нормальной работе системы регистрации, и свидетельствуют об отсутствии сигнала. Чаще всего в этом случае пишется ноль, хотя встречаются и другие значения. В большинстве случаев такие серии имеют небольшую длину (несколько минут) и записываются перед полным прекращением записи.

3. Оценивается скользящая медиана в окне шириной 6с (480 измерений).

4. Производится итеративная фильтрация выбросов, при этом под выбросами понимаются значения данных, отклоняющиеся от текущей медианы более, чем на некоторую критическую величину.

5. Поиск и устранение сдвигов уровня выполняется экспертно (не алгоритмически). Под сдвигом понимается ситуация, когда нулевая отметка прибора смещается на другую величину. Обычно сдвиги возникают после регламентных работ на инклинометрах, и им сопутствует определенный перерыв в наблюдениях. Такие случаи достаточно редки, и они всегда требуют индивидуального анализа. Поэтому их поиск выполняется исследователем, для чего анализируются ряды медианного тренда, рассчитанные на шаге 3. По результатам анализа может быть принято решение о корректировке уровня в пределах определенного фрагмента сигнала. Выравнивающая поправка при этом вводится в первую часть сигнала (до сдвига). Тем самым обеспечивается соответствие уровней, ранее загруженных и вновь поступающих данных, т.е. корректировка уровня выполняется один раз, и дополнительные поправки при наращивании ряда не требуются.

6. После выполнения операций 1-5 очищенные данные загружаются в базу. Пример исходного и очищенного сигнала приведен на рис. 2.20(а, б). Для большей наглядности графики нормированы на максимальную амплитуду, т.е. масштабные шкалы на верхнем и нижнем рисунках отличаются на порядок. Из рис.

2.20(а) видно, что амплитуда выбросов в 10 раз больше, чем реальная амплитуда сигнала. И хотя общее число отбракованных наблюдений составляет, как правило, менее одной сотой процента от всех выполненных изменений, их удаление кардинально меняет структуру ряда. Помимо прочего, существенно изменяются и спектральные характеристики сигналов. Это связано с тем, что присутствующие в данных выбросы часто имеют экстремальную амплитуду, на два-три порядка превосходящую амплитуду нормальных вариаций сигнала. Кроме того, они имеют тенденцию группироваться с определенной периодичностью, что, вероятно, связано с технологическими процессами. Поэтому описанная процедура является фактически обязательной при обработке инклинометрических наблюдений на платформах [Дещеревский, Сидорин, Фаттахов, 2019].

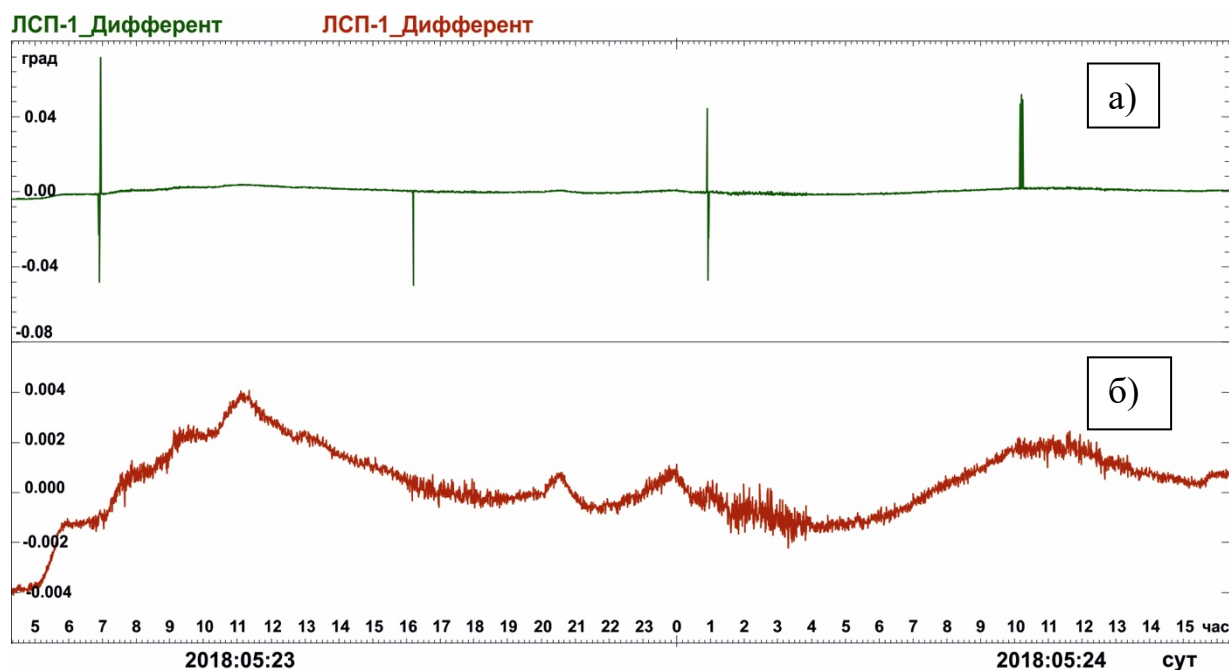


Рисунок 2.20. Пример предварительной обработки зашумленного фрагмента данных.

а) исходный сигнал с выбросами; б) тот же сигнал после обработки

Следует отметить, что забракованные значения данных не интерполируются каким-либо способом, что неизбежно приведет к искажению свойств сигнала, а кодируются особым кодом. Это позволяет в дальнейшем при всех расчетах использовать для вычислений только обработанные наблюдения и получать достоверные заключения о свойствах контролируемых процессов даже в условиях предельно высокой зашумленности получаемого сигнала.

После всех проведенных шагов обработки данные с частотой опроса 80 Гц усредняются до 1 отсчета в час, поскольку при анализе долговременных трендов более высокочастотная дискретизация не требуется. При усреднении учитывались только реально выполненные наблюдения (пропуски никак не интерполировались), что обеспечивает несмещенные оценки параметров [Дещеревский и др., 2016а].

На разработанный автоматизированный алгоритм было получено свидетельство о государственной регистрации для ЭВМ № 2022680444 (авторы Дещеревский А.В., Фаттахов Е.А.) [Приложение 1].

2.2.2. Анализ изменений наклонов на месторождении им. Ю. Корчагина и В. Филановского

Комплекс платформ на месторождении им. Юрия Корчагина включает морскую ледостойкую стационарную платформу с буровым комплексом, платформу жилого модуля, а также морской перегрузочный комплекс, используемый для транспортировки нефти. Глубина моря на разрабатываемом участке примерно 11 – 13 метров [Кузьмин, Дещеревский, Фаттахов и др, 2018]. Измерения, показанные на рисунке 2.18, выполнены с января 2017 года по июль 2022 года.

Анализ графиков по крену, проведенный по описанному выше алгоритму, за весь период наблюдений по платформе свидетельствует о том, что платформы находятся в стабильном состоянии. Синусоидальные изменения сигнала указывают на сезонный температурный ход, который хорошо прослеживается в сигнале. Среднегодовая скорость по крену (высчитанная по линейному тренду) составляет $0,002^\circ/\text{год}$. Минимальные значения равны $-0,038^\circ$, а максимальные $+0,015^\circ$.

Среднегодовая скорость по дифференту (высчитанная по линейному тренду) составляет $0,002^\circ/\text{год}$.

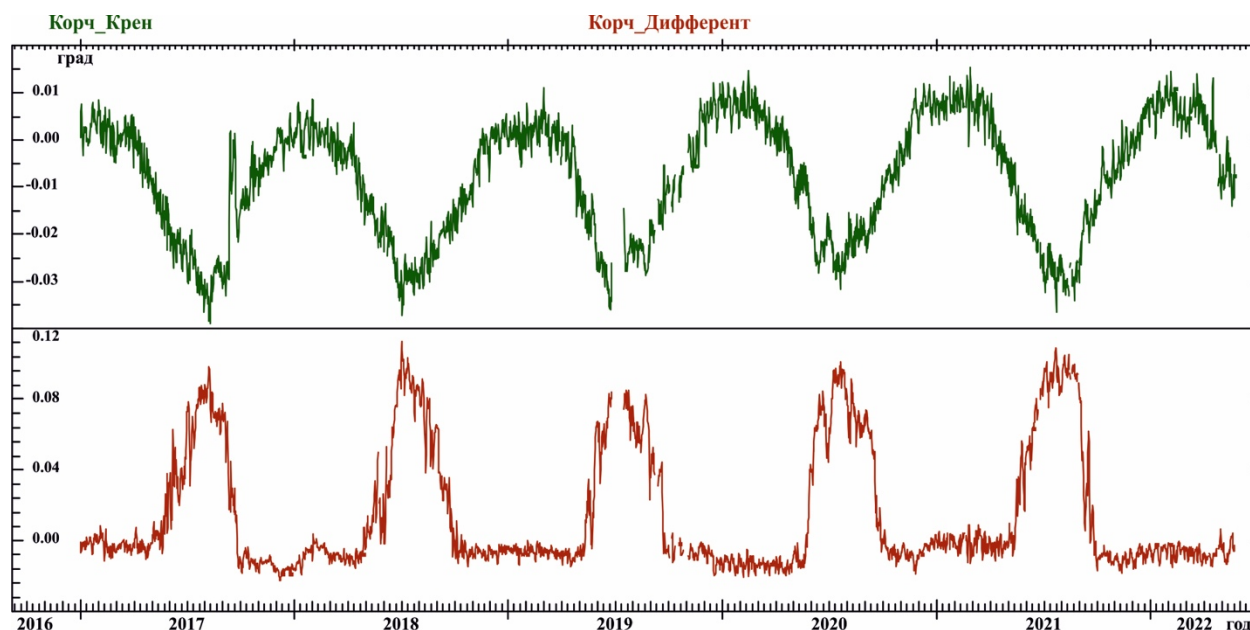


Рисунок 2.21. Временной ход крена и дифферента платформы Корчагина

Изменения амплитуды сигнала (табл. 2.6), которые хорошо заметны на графиках, также связаны с сезонным температурным ходом.

Таблица 2.6

Ряд:	Min, град.	Max, град.	Диапазон сигнала	Тренд, град/год
Корчагина – Крен	-0,038°	+0,015°	0,053°	0,002
Корчагина – Дифферент	+0,101°	-0,019°	0,12°	0,001

Месторождение им. В. Филановского, открытое в 2005 году, является крупнейшим нефтяным месторождением в российском секторе Каспийского моря. Установленные комплексы платформ (Филановское – 1 и Филановское – 2) состоят из ЛСП-1, ПЖМ-1, РБ, ЦТП, ЛСП-2 и ПЖМ-2. На всех платформах ведутся инклинометрические наблюдения [Кузьмин, Дещеревский, Фаттахов и др, 2019]. Так как добывающие платформы это ЛСП-1 и ЛСП-2, то результаты инклинометрических наблюдений показаны только по ним.

На рисунке 2.22 показаны результаты инклинометрических наблюдений, полученных на платформах ЛСП-1 и ЛСП-2. Как видно из рисунка, ряды подвержены нерегулярным вариациям, иногда значительной амплитуды, а также сезонному ходу, который достаточно хорошо прослеживается. На некоторых

кривых заметны также изменения уровня, что проявляется в разной величине наклона в одни и те же месяцы 2018, 2019, 2020 и 2021 г.

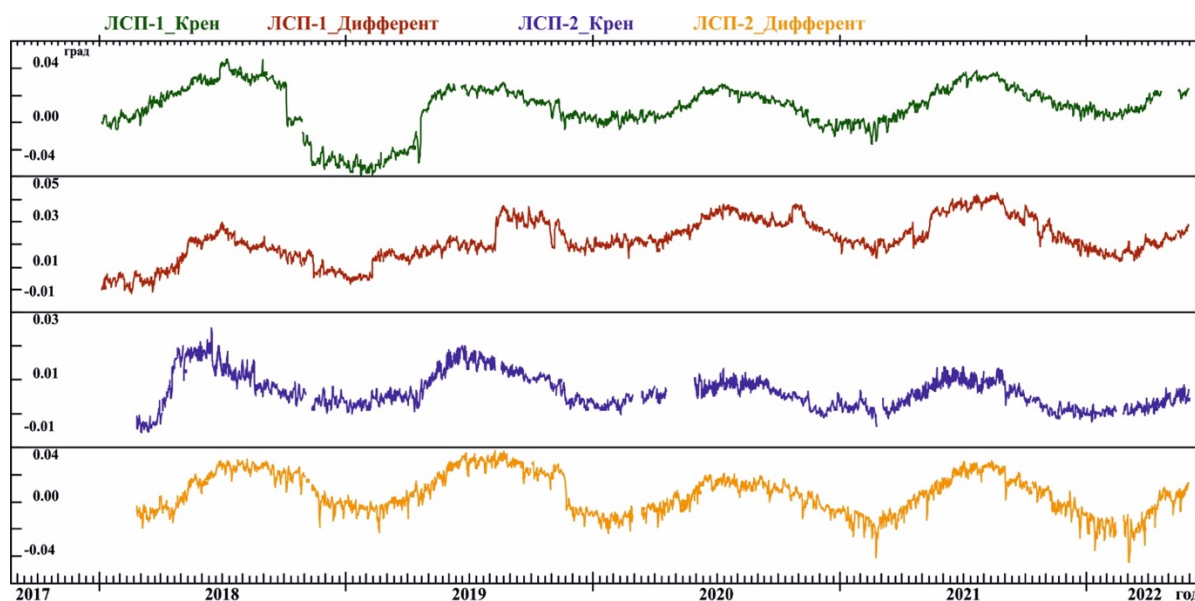


Рисунок 2.22 Временной ход крена и дифферента платформы ЛСП-1 и ЛСП-2 на месторождении им В. Филановского

Медленные нерегулярные изменения уровня обычно принято относить к трендовой компоненте сигнала. Правильная оценка их свойств, включая перспективную экстраполяцию, весьма важна при решении вопроса о том, насколько велики фактически наблюдаемые наклоны по сравнению с предельно допустимыми значениями и о возможном изменении их амплитуд с течением времени (табл. 2.7)

Как следует из таблицы 2.7 и рисунка 2.22 платформы находятся в устойчивом состоянии. Максимальные зафиксированные вариации наклонов на платформах (от одного крайнего положения до другого) составляют от 0,034 до 0,065 градусов.

Таблица 2.7

Ряд:	Min, град.	Max, град.	Диапазон сигнала	Тренд, град/год
ЛСП-1 – Крен	-0,100	-0,063	0,037	0,003
ЛСП-1 – Дифферент	-0,025	0,008	0,034	0,005
ЛСП-2 – Крен	-1,113	-1,076	0,036	0,001
ЛСП-2 – Дифферент	-0,213	-0,148	0,065	0,002

Полученные результаты указывают на необходимость оперативной обработки данных мониторинга, что позволит заблаговременно обнаружить развитие неблагоприятных тенденций и приближение наклона к пороговому уровню.

Такие тенденции, если они развиваются в результате унаследованных процессов (а не вследствие внезапных аномальных событий), могут быть предсказаны с использованием вероятностного подхода при условии построения адекватной модели поведения трендовой компоненты ряда. Однако в настоящее время оценка характеристик нерегулярных трендовых колебаний может быть выполнена только приближенно, так как для рассмотренных интервалов времени свойства этих колебаний в значительной степени маскируются сезонным эффектом. По этой причине в настоящее время для приближенной оценки характеристик тренда может быть изучена только его линейная компонента – т.н. линейный тренд. Его амплитуда в единицах градус/год приведена в последнем столбце таблицы 2.7. Как видно, диапазон изменения линейного тренда варьирует в диапазоне от 0.001 град/год до 0.005 град/год.

Согласно проектным документам, пороговые значения деформаций свайного фундамента приняты следующими: допустимый крен – не более 0,5 град. Поэтому, полученные к настоящему времени результаты измерений указывают на то, что выявленные наклоны лежат в пределах допусков. Вместе с тем, для оценки уровня геодинамической опасности объектов можно использовать подход, основанный на модели линейной экстраполяции, реализованный для ряда наземных месторождений [Кузьмин, 2007, 2016]. В этом подходе оценивается средняя скорость (линейный тренд) измеренного временного хода деформаций с «опасной» скоростью развития процесса, рассчитываемой, как отношение предельно допустимого значения деформаций (наклонов) к проектному периоду разработки месторождения. Для месторождения им. В. Филановского этот период составляет 28 лет, начиная с 2016 г. В этом случае «опасная» скорость изменения наклона будет равна 0.02 град. / год. Очевидно, что наблюдаемые тренды на порядок меньше предельно допустимых.

Фурье анализ данных по крену за период наблюдений позволил выделить две

гармоники: с периодом 12 и 24 часа. Помимо этого, выделены периоды в 8 и 6 часов (рис. 2.23).

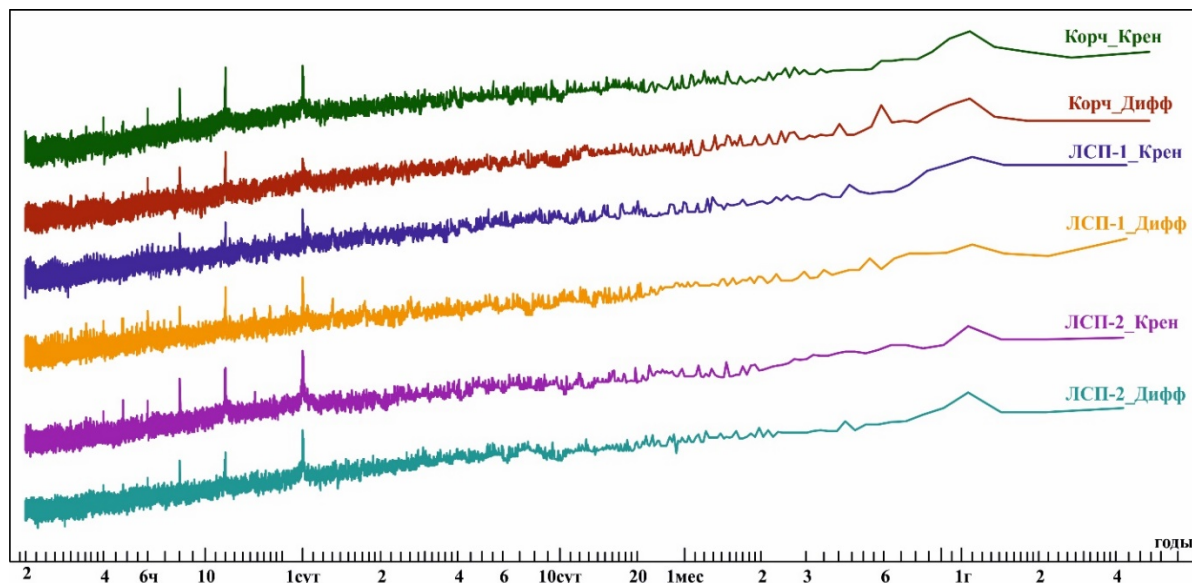


Рисунок 2.23. Спектральный анализ Фурье по кренам и дифферендам

Все эти периодичности фиксируются на фоне степенного (фликкер-шумового) спектра [Шустер, 1988] со спектральным параметром 0.97-1.05 на периодах менее 24ч и 0.60-0.70 на периодах более 1ч [Дещеревский, Журавлев, 1996; Дещеревский и др., 1997]. Таким образом, для формального описания статистической структуры регистрируемого процесса можно предложить модель [Дещеревский, Сидорин, 2001], включающую двухранговую фликкер-шумовую компоненту со степенным параметром около 1.0 для периодов менее 24ч и около 0.65 для периодов более 24ч, а также указанные выше 24-часовую и 12-часовую гармоники.

Этот же ряд инклинометрических наблюдений диссертантом был проанализирован с использованием метода периодограмм [Серебренников, Первозванский, 1965; Дещеревский и др., 2016б]. Данный метод часто используется как дополнительный по отношению к спектральному анализу Фурье [Дещеревский, Сидорин, 2011а, 2011б]. В отличие от модели Фурье, основанной на разложении сигнала по ортогональным гармоническим функциям, метод периодограмм позволяет более адекватно описывать периодические, но не синусоидальные колебания различных факторов и параметров, что достигается за

счет допущения неортогональности разложения [Серебренников, Первозванский, 1965; Дещеревский, Сидорин, 2011б]. Для этого первоначально из рядов был удален тренд скользящим ядерным сглаживанием с окном шириной 6 мес. и гауссовой весовой функцией ядра, со схлопыванием окна на границах ряда (чтобы длина ряда при сглаживании не изменилась [Дещеревский и др., 2016б]), а затем уже построены периодограммы для крена и дифферента (рис. 2.24) [Дещеревский, Сидорин, 2011а].

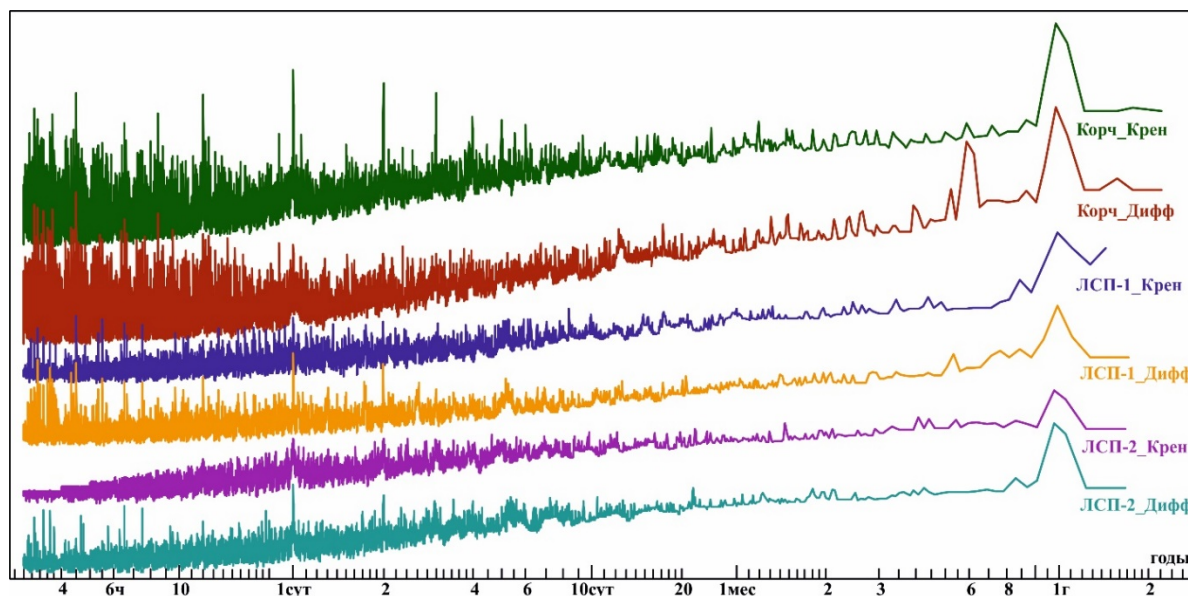


Рисунок 2.24. Периодограмма по кренам и дифферентам

Как видно из рисунка 2.24, наиболее ярко выделяющиеся периоды по крену и дифференту – 1 год (сезонный ход). Помимо этого, в сигналах выделяется суточная гармоника. Также на рисунках четко фиксируются эхо-максимумы на двойном, тройном и т.д. периодах (48ч, 72ч и т.д. для крена и 24ч для дифферента), возникающие вследствие неортогональности разложения. Надежная идентификация других периодичностей по представленным периодограммам невозможна из-за наличия различных помех.

Предварительный анализ литературных данных показывает, что суточная гармоника может быть связана с влиянием бризов и связанных с ними морских течений (т.н. негравитационный прилив) [Герман, 1970; Косарев, Цыганов, 1972; Медведев и др., 2017]. Кроме того, на меньших периодах определенное воздействие на платформы могут оказывать собственные колебания уровня моря

как замкнутого водоема [Медведев и др., 2017]. Однако анализ спектров и периодограмм позволяет сделать вывод, что обнаруженные периодичности не совпадают с частотами собственных колебаний моря (сейш). В то же время детальный анализ формы экспериментально выделенных периодичностей по методике [Дещеревский, Сидорин, 1999] показывает, что обнаруженные 6- и 8- часовая гармоника могут интерпретироваться как гиббсовские субгармоники основного колебания, возникающие вследствие резкого отличия его формы от синусоидальной.

Рассматриваемые платформы расположены на условной границе Северного и Среднего Каспия. Поэтому можно ожидать, что на платформы могут оказывать влияние морские полусуточные гравитационные приливные волны (M2) с амплитудой около 2 см, аналогичные регистрируемым на мареографной станции «Форт-Шевченко» [Медведев и др. 2017]. Однако анализ результатов наблюдений не обнаружил наличия таких волн ни по крену, ни по дифференту. Как показывает анализ с использованием методов [Дещеревский, Сидорин, 1999] накопления сигнала (что позволяет обнаруживать слабые, но регулярные колебания с амплитудой меньше паспортной точности инклинометров), среднегодовая амплитуда гармонических колебаний платформы с периодом волны M2 не превосходит 2 угловые секунды по крену и 0.5" по дифференту, а это существенно меньше, чем регистрационные возможности приборов [Кузьмин, Дещеревский, Фаттахов и др, 2019].

В дополнение к этому можно отметить, что приливные наклоны земной поверхности (поверхности дна моря) не превышают 10 угловых миллисекунд, и они в принципе не могут быть обнаружены имеющимися наблюдениями даже с использованием методов накопления сигнала.

Таким образом, можно сделать вывод, что гравитационные приливы, как морские, так и земные, на Северном Каспии влияние на устойчивость платформы не оказывают.

ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 2

Проведенный детальный анализ длительных геодеформационных рядов наблюдений на Камчатском и Ашхабадском геодинамических полигонах, а также на добывающих платформах Северного Каспия с использованием пакета программ WinABD для обработки геофизических рядов наблюдений, позволил получить и уточнить ряд результатов:

1. Среднегодовая скорость деформирования земной поверхности с уточнением и аппроксимацией линейных участков по данным светодальномерных линий на Ашхабадском Передовом разломе составила $-4,21 \cdot 10^{-8}$, что в пересчете на среднегодовую скорость смещения составляет $-0,07$ мм/год, а на Камчатском геодинамическом полигоне по 10 светодальномерным линиям изменяется от 10^{-8} до 10^{-7} , что в пересчете на среднегодовую скорость смещения по различным линиям составляет от $-2,31$ до $-0,4$ мм в год. Данные результаты указывают на то, что региональный фон среднегодовых скоростей деформаций крайне низок для регионов с высокой сейсмической активностью.

2. Спектральный анализ светодальномерных данных методом периодограмм наложенных эпох позволил выделить различные периоды и провести сравнение двух регионов с абсолютно разной геодинамической обстановкой. Схожих периодов, кроме сезонных периодичностей, выявить не удалось. Таким образом, среднегодовые скорости деформаций земной поверхности являются именно региональными характеристиками геодинамического процесса.

3. Спектральный анализ нивелирных наблюдений на Ашхабадском геодинамическом полигоне выявил два доминирующих фактора во временном ходе вертикальных смещений. Первый из них имеет сезонную природу и обусловлен термоупругими деформациями земной поверхности с периодом в 1 год. Второй фактор связан с влиянием вариаций выпадения атмосферных осадков, которые изменяют объемные модули флюидонасыщенной среды разломной зоны, что формирует локальные аномалии смещений в постоянном поле региональных напряжений. Это свидетельствует в пользу преобладания механизма параметрического возбуждения локальных процессов, когда квазистатические

региональные напряжения совершают работу на индуцированных малыми изменениями внутренних параметров жесткости среды локальных перемещениях активизированных фрагментов разломной зоны. Комплексный анализ всей совокупности используемых данных показывает, что наблюдаемая временная структура деформационных процессов в зоне Ашхабадского разлома не вызвана напрямую динамикой регионального взаимодействия Туранской и Иранской микроплит, а обусловлена суперпозицией локальных деформационных процессов экзогенного и эндогенного происхождения.

4. Разработанная многоступенчатая методика обработки геофизических рядов на примере инклинометрических наблюдений позволила сформировать автоматизированный алгоритм первичной обработки данных. По результатам такого глубокого статистического анализа были рассчитаны среднегодовые скорости кренов и дифферентов платформ на месторождениях им. Ю. Корчагина и им. В. Филановского. Учитывая весь срок эксплуатации месторождений, полученные тренды на порядок меньше допустимых.

Проведение спектрального анализа методом наложенных эпох позволило выделить ряд периодов, которые доминируют в сигналах, и полученные результаты были сравнены с предположением, что на платформы может воздействовать гравитационный прилив, регистрируемый на расположенных в округе Северного Каспия мареографных станциях. Однако, среднегодовая амплитуда гармонических колебаний платформы с периодом волны M_2 не превосходит 2 угловые секунды по крену и 0.5" по дифференту, а это существенно меньше, чем регистрационные возможности приборов.

Таким образом, обосновывается **первое защищаемое положение:**

Применение поэтапного спектрально-временного анализа длительных рядов наблюдений позволяет уточнять величины региональных кинематических характеристик движений и, в частности, значения среднегодовых скоростей относительных деформаций на Камчатском и Ашхабадском геодинамических полигонах, а также выявлять доминирующие гармоники аномальных наклонов на добывающих платформах шельфовых месторождений.

ГЛАВА 3. ОСОБЕННОСТИ МЕТОДОВ АНАЛИЗА НАБЛЮДЕНИЙ НА ОБЪЕКТАХ, ПОДВЕРЖЕННЫХ ЦИКЛИЧЕСКОМУ ДЕФОРМИРОВАНИЮ

3.1. Результаты анализа повторных нивелирных наблюдений на месторождении сверхвязких нефтей

Как известно, современное геодинамическое состояние недр объектов недропользования изучается методами повторных и/или непрерывных наземных и/или спутниковых геодезических наблюдений. В тех случаях, когда объект недропользования расположен в местах повышенной или умеренной сейсмической активности, организуется сеть сейсмологических наблюдений [Кузьмин, 1999, 2021; Кузьмин и др., 2018, 2019; Хисамов и др., 2012]. Иными словами, осуществляется геодинамический (сейсмодеформационный) мониторинг объектов. Важно отметить, что современное аномальное геодинамическое состояние недр формирует опасные деформации земной поверхности, особенно в зонах разломов, которые неоднократно приводили к аварийным ситуациям (порывы промысловых трубопроводов, искривления стволов скважин [Кузьмин, 2004, 2018а, 2018б, 2021; Кузьмин, Никонов, 1998]. Как правило, такой мониторинг организуется в виде многофункционального, иерархически построенного геодинамического полигона, на котором проводятся измерения с различной пространственно-временной детальностью как на материковой [Жуков и др., 2002; Кузьмин, 2002, 2007; Сидоров, Кузьмин, 1989; Кузьмин, Фаттахов, 2016, 2018; Грунин, Кузьмин, Фаттахов, 2014], так и в шельфовой зоне [Кузьмин, Дещеревский, Фаттахов и др., 2018, 2019].

Комплексный геодинамический полигон ПАО «ТАТНЕФТЬ» представляет собой совокупность региональных, зональных и локальных геодезических полигонов, дополненных развитой сетью сейсмических станций. К настоящему времени этот геодинамический полигон является уникальным, как по составу и детальности методов, так и по длительности его функционирования (около 30 лет). Аналогов подобных масштабных и детальных работ, как в нашей стране, так и за

рубежом, в настоящее время не существует [Хисамов и др, 2012].

В период 2012-2018 гг. были получены результаты измерений деформаций земной поверхности с помощью дискретного геометрическое нивелирования и непрерывных спутниковых ГНСС измерений. Всего было выполнено 18 циклов наблюдений. Примечательно, что ГНСС измерения проводились путем организации квазинепрерывных, обсерваторских измерений. Учитывая, что методы спутниковой геодезии, особенно в режиме длительных непрерывных наблюдений, достаточно редко используются в геодезической и маркшейдерской практике на нефтегазовых месторождениях, то проведен сопоставительный анализ наземных (нивелирных) и спутниковых геодезических наблюдений за вертикальной компонентой движений земной поверхности.

3.1.1 Описание геодинамического полигона

Полигон начал создаваться в 2008 году с организации нивелирной сети наблюдений. На начальном этапе были заложены 2 нивелирных профиля, пересекающихся в центральной части месторождения (рис.3.1). Один из них протягивается вдоль длинной оси поднятия (профиль А–А), второй, менее протяженный профиль, ориентирован вкрест простирания структуры (профиль В–В). Позднее был заложен профиль С–С, состоящий из совокупности линий замыкающихся в неправильный многоугольник, что позволило охватить площадку обустройства месторождения.

С 2009 по 2012 гг. было выполнено сгущение нивелирной сети и, к настоящему времени, геодинамический полигон представляет собой систему замкнутых нивелирных ходов, со сгущением пунктов наблюдения в центральной части месторождения. Всего заложено 48 грунтовых реперов с дополнительным включением в сеть 8 скважин и 5 пунктов спутниковых наблюдений. Общая длина нивелирных профилей составляет около 20 пог.км (рис.3.1).

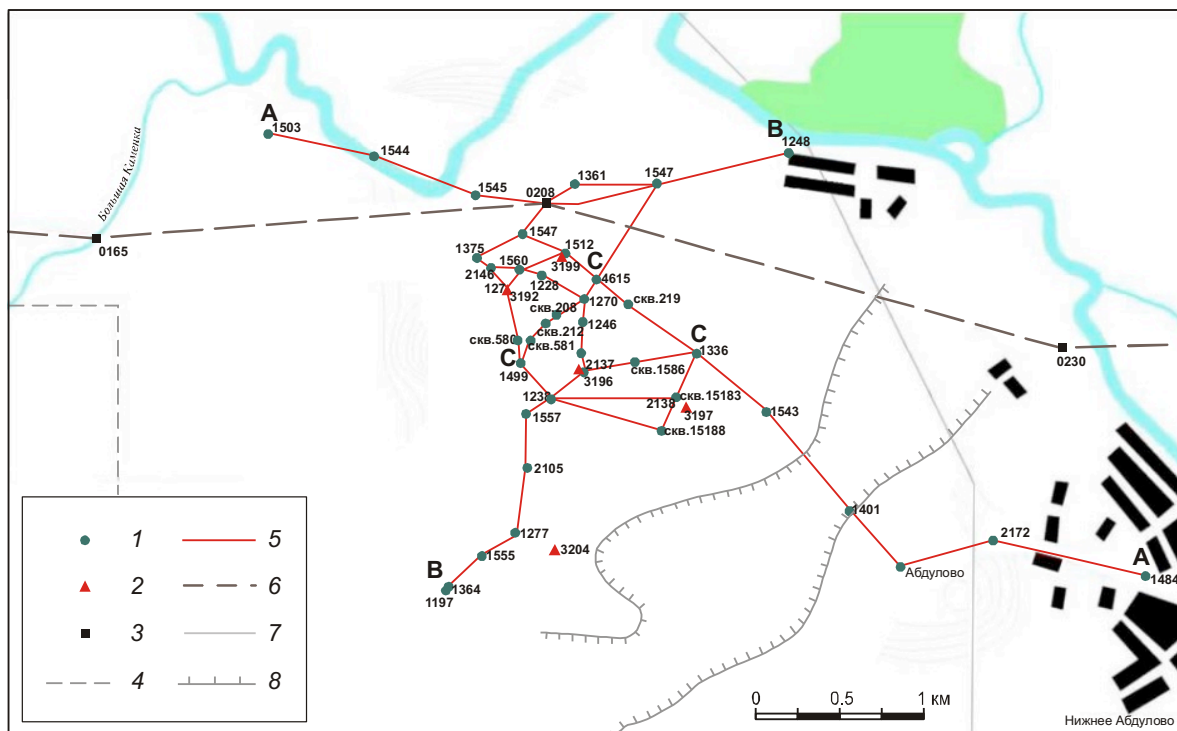


Рисунок 3.1 Схема нивелирной сети локального полигона месторождения сверхвязкой нефти.

1 – реперы нивелирной сети геополигона; 2 – пункты оперативного спутникового мониторинга; 3 – пункты региональной нивелирной сети; 4 – граница месторождения; 5 – профили локальной нивелирной сети геополигона; 6 – профиль региональной нивелирной сети; 7 – изолинии нефтенасыщенности песчаников; 8 – зона замещения пласта-коллектора; А–А, В–В, С–С – профили (пояснения в тексте).

Подобное построение сети позволяет отслеживать начальную фазу формирования возможных аномальных деформационных процессов - обширных просадок территории месторождения и локальных деформаций земной поверхности. Кроме того, данная конфигурация максимальным образом учитывает особенности расположения объектов, предусмотренных проектом обустройства.

В 2010 году на площади месторождения был организован пункт сейсмического наблюдения для регистрации микроколебаний грунта, возникновение которых возможно в связи разработкой месторождения. Получаемая информация в режиме реального времени передается в единый центр сбора и обработки данных.

Спутниковая система непрерывного мониторинга начала функционировать на месторождении с мая 2012 год и состоит из пяти спутниковых станций (рис. 3.1):

- ✓ опорная (базовая) станция 3204 – в районе куста №7 (ЦДНГ-4);
- ✓ мониторинговая станция 3192 – на здании сейсмостанции;
- ✓ мониторинговая станция 3196 в районе расположения технологического оборудования и большого скопления людей – на одноэтажном здании насосной конденсата пара (УПСВ-7);
- ✓ мониторинговая станция 3199 в зоне возможных деформаций – в районе куста №5 (ЦДНГ-4);
- ✓ мониторинговая станция 3197 в зоне возможных деформаций – в районе куста №6 (ЦДНГ-4).

Четыре пункта установлены на площади месторождения, 5 (базовый) пункт расположен за границей исследуемой площадки. Передача спутниковых измерений от всех станций осуществляется по беспроводной сети на сейсмостанцию, откуда происходит последующая передача данных в центр обработки на указанную базу ТГРУ в поселке Н. Мактама по корпоративной сети ПАО «Татнефть» [Хисамов и др, 2012].

3.1.2 Анализ результатов вертикальных движений по нивелирным профилям

Измерения на локальном геодинамическом полигоне на месторождении сверхвязкой нефти с 2009 г. выполнялись строго 2 раза в год. Результаты анализа данных вертикальных смещений по профилям А–А и В–В показаны на рис. 2 и 3 соответственно. Профиль С–С не учитывался в анализе, поскольку он создан для замыканий линий профилей А–А и В–В.

Как видно из рис. 3.2, на данном профиле имеются два типа аномалий. Локальный изгиб вверх, который по форме напоминает аномалию типа γ с максимальной, накопленной амплитудой 40 мм с центром в окрестности репера № 1243. Эта аномалия накапливалась с 1 по 10 цикл наблюдений, а в последующий интервал времени значимых смещений в этой части профиля не наблюдалось [Гатиятуллин, Кузьмин, Фаттахов, 2021].

Учитывая ширину локальной аномалии, диссертантом была проведена оценка среднегодовой скорости относительных деформаций локального изгиба, которая оказалась равна $2,3 \cdot 10^{-5}$ в год. Скорее всего, в этом месте расположена зона современного активного (опасного) разлома [Кузьмин, 2016].

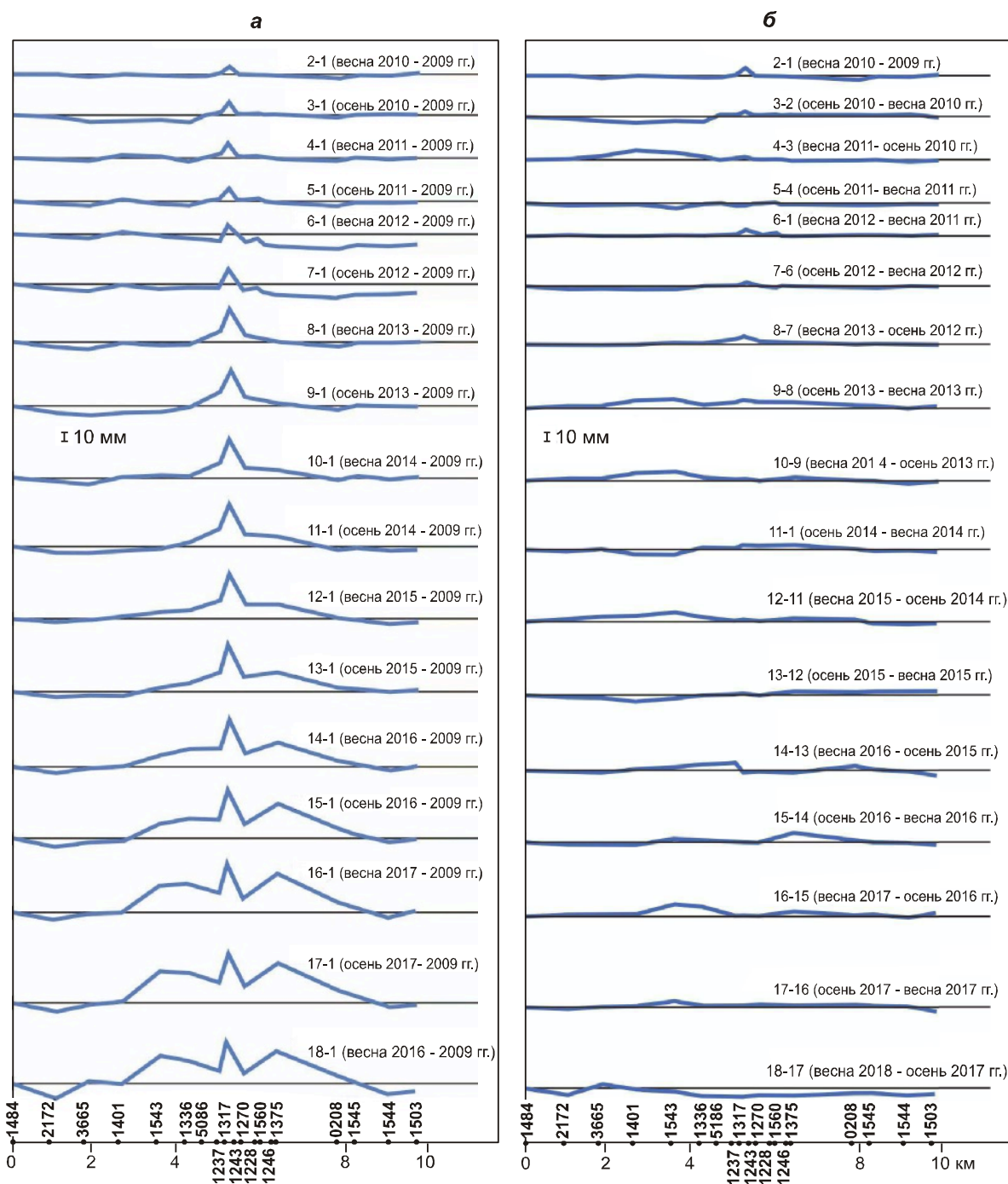


Рисунок 3.2 Эволюционные (а) и пульсационные (б) графики вертикальных смещений по профилю А–А

Обширный изгиб вверх, который наблюдается в центральной части профиля (от репера № 2172 до репера № 1544) и имеет максимальную, накопленную

амплитуду 60 мм. Он начал формироваться начиная с цикла 10 – 9. Среднегодовая скорость относительных деформаций обширного изгиба вверх равна $4 \cdot 10^{-6}$ в год. Эта деформация даже в накопленном виде имеет величину на порядок меньше, чем уровень опасных деформаций,

Профиль А–А организован таким образом, что он пересекает месторождение вкрест его простирания. Это означает, что процесс разработки месторождения сформировал итоговое поднятие сводовой части месторождения, а зона разлома, пересекающая объект, проявила себя в форме локального изгиба.

Тот факт, что и обширный изгиб, и локальный изгиб имеют оба положительный знак смещений (поднятие), свидетельствует о систематическом, незначительном увеличении пластового давления на глубине. В этом случае давление повышается не только в пласте, но и в трещиновато-пористой, флюидонасыщенной среде разломной зоны.

Полученный результат, скорее всего, обусловлен особенностями режима разработки данного месторождения, а именно технологией добычи углеводородов методом парогравитационного дренажа. Метод основан на использовании двух горизонтальных скважин, расположенных ближе к подошве пласта. Одна из скважин нагнетает пар, который при взаимодействии с холодной зоной конденсируется в воду и вместе с разогретой нефтью стекает вниз, к добывающей скважине. При этом происходит систематическое незначительное увеличение пластового давления на глубине. Именно поэтому давление повышается не только в пласте, но и в трещиновато-пористой флюидонасыщенной среде разломной зоны.

Профиль В–В

Профиль В–В также пересекает месторождение вкрест и ориентирован ортогонально простиранию профиля А–А. Тот факт, что время проведения повторных циклов нивелирования на профиле В–В практически синхронно соответствует периодам наблюдения профиля А–А, позволяет провести совместный анализ поведения вертикальных смещений земной поверхности во

времени, обусловленного разработкой месторождения.

На рис. 3.3 представлены результаты повторных наблюдений на профиле В–В.

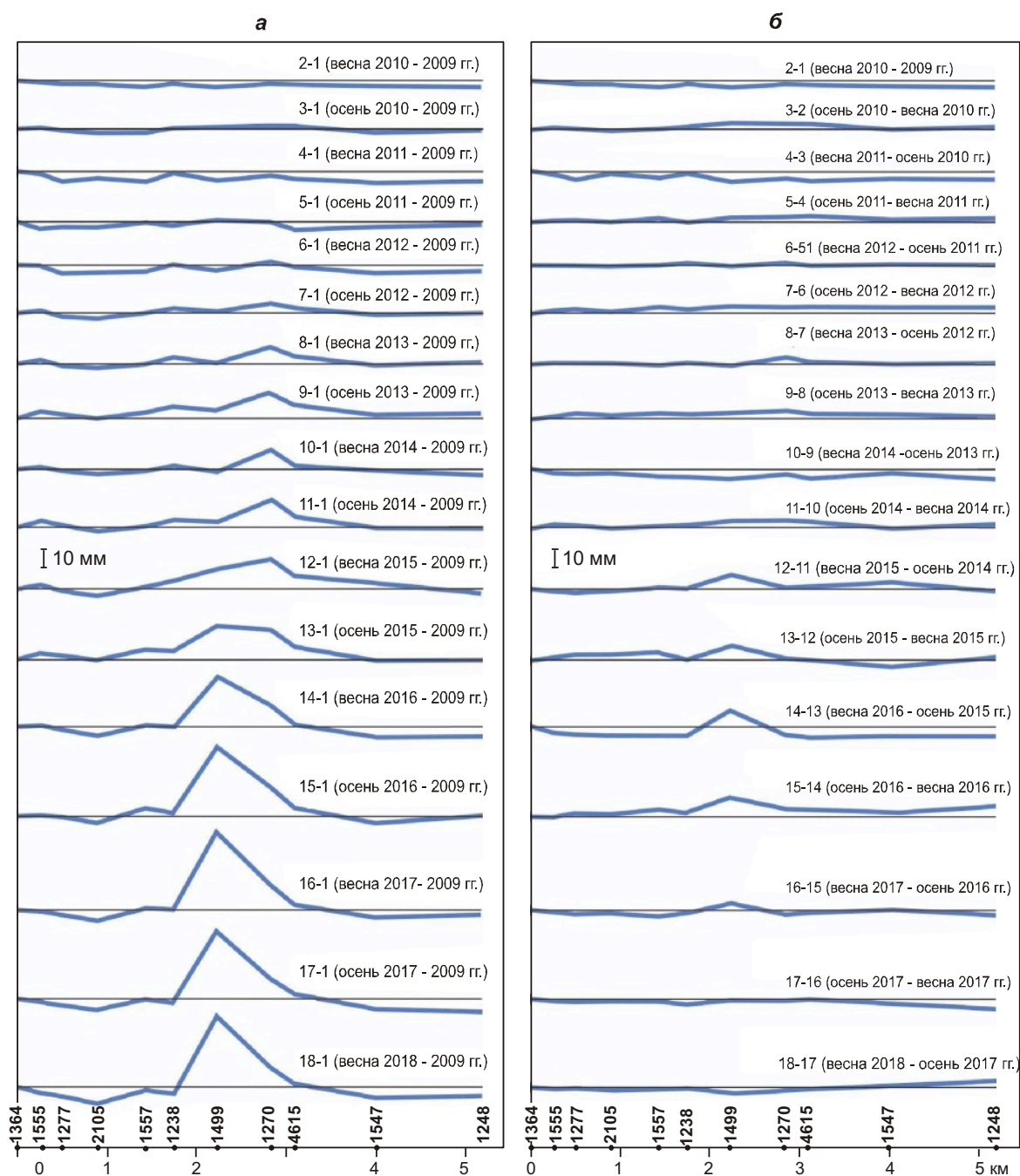


Рисунок 3.3 Эволюционные (а) и пульсационные (б) графики вертикальных смещений по профилю В–В

Как следует из рисунка на этом профиле формируется обширный изгиб вверх. Он зарождается в эпоху (9-8) и развивается вплоть до цикла (16-11). Затем его амплитуда начинает уменьшаться. Максимальная, накопленная амплитуда изгиба составила величину $-6,8 \cdot 10^{-6}$ в год, что практически идентично

аномальному поднятию, зафиксированному на профиле А-А.

3.1.3 Анализ результатов ГНСС наблюдений

На месторождении были организованы стационарные наблюдения за горизонтальными и вертикальными смещениями земной поверхности с помощью метода спутниковой геодезии “precise point positioning” (PPP). Постобработка исходных данных и учет необходимых поправок проводились с помощью программного обеспечения Bernese. После этого, для установления характеристик пространственной структуры процессов, результаты ГНСС-наблюдений были обработаны с помощью геофизической программы WinABD, которая разработана в ИФЗ РАН для спектрально-временного анализа временных рядов [Дещеревский и др., 2016а; 2016б]. Необходимость такой обработки обусловлена наличием пропусков и различных помех в геофизическом сигнале. Непрерывные ГНСС измерения по своей сути представляют собой обсерваторские наблюдения, на которые оказывают воздействие большое количество внешних факторов [Алешин и др., 2017; Фаттахов, 2017; Кузьмин, Фаттахов, Широков, 2020]. И без понимания внутренней структуры сигнала в конечном итоге можно получить искаженные результаты [Дещеревский и др., 2016в; Дещеревский, Сидорин, Фаттахов, 2019]

На рис. 3.4 представлены рассчитанные диссертантом периодограммы (распределение преобладающих периодов в спектре временного ряда) суточных реализаций значений компонент вертикальной (UP), и двух горизонтальных составляющих (N и E) смещений земной поверхности, полученных по ГНСС измерениям на пунктах №№ 3192, 3196 и 3199.

Из рис. 3.4 явно следует, что на периодах до 1 мес. наблюдается повышенная дисперсия сигнала, которая свидетельствует о высокой “зашумленности” измеряемых параметров. Выбранные станции установлены на крышах зданий; тем самым, техногенные помехи будут вносить большой вклад в измеряемые компоненты горизонтальных и вертикальных значений.

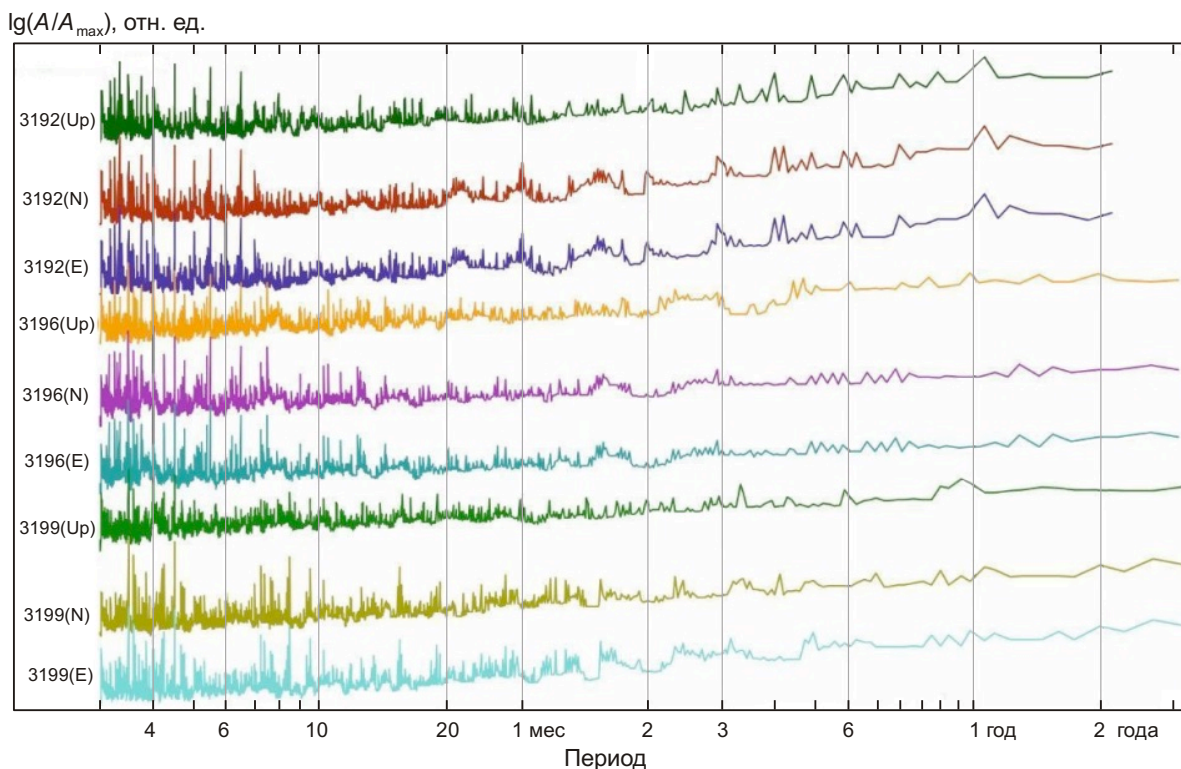


Рисунок 3.4 Результаты периодограммного анализа данных ГНСС-измерений на пунктах №№ 3192, 3196 и 3199

Наиболее общим для всех компонент измеренных смещений является наличие годичной составляющей, которая отчетливо видна на вертикальных смещениях всех трех пунктов. На пунктах № 3196 и № 3199 горизонтальные компоненты не выявляют однозначного присутствия годичной компоненты в спектре движений, что, скорее всего, связано с тем, что доминирующий фактор, влияющий на показания ГНСС-измерений – это годовая тепловая деформация земной поверхности (разница температур зимы и лета), которая наиболее интенсивна именно в вертикальном направлении смещений.

Для установления основных тенденций в режиме деформирования земной поверхности были выделены линейные тренды изменений вертикальных смещений во времени. Для этого были исключены все периодические и “шумовые” компоненты сигналов путем построения медианного тренда в пакете программ WinABD [Дещеревский и др., 2016а; 2016б; Дещеревский, Сидорин, Фаттахов, 2019].

На рис. 3.5 показан пример реализации такого подхода для пункта ГНСС № 3192, который демонстрирует наиболее интенсивную динамику изменений.

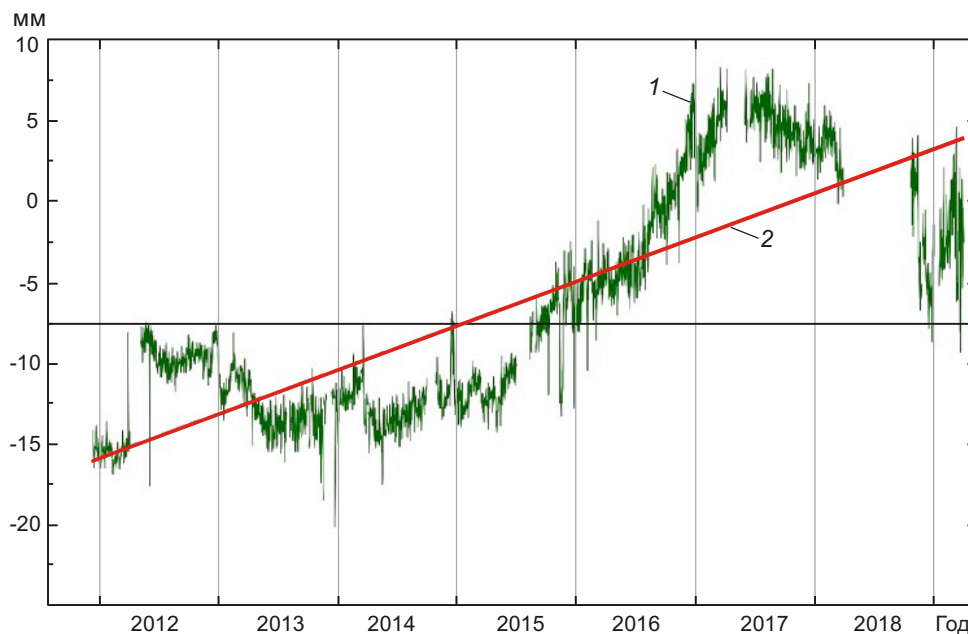


Рисунок 3.5. 1 - Вертикальное смещение пункта № 3192 во времени; 2 – линейный тренд

Из графика видно, что дисперсия сигнала очень высока и составляет диапазон изменений от 4-5 мм до 2 см. Средняя дисперсия данного ряда ГНСС наблюдений составляет величину порядка 1.3 см, что является эмпирической оценкой точности наблюдений. В сигнале присутствуют различного рода сдвиги и выбросы разной величины, которые очень сильно могут исказить получаемый результат.

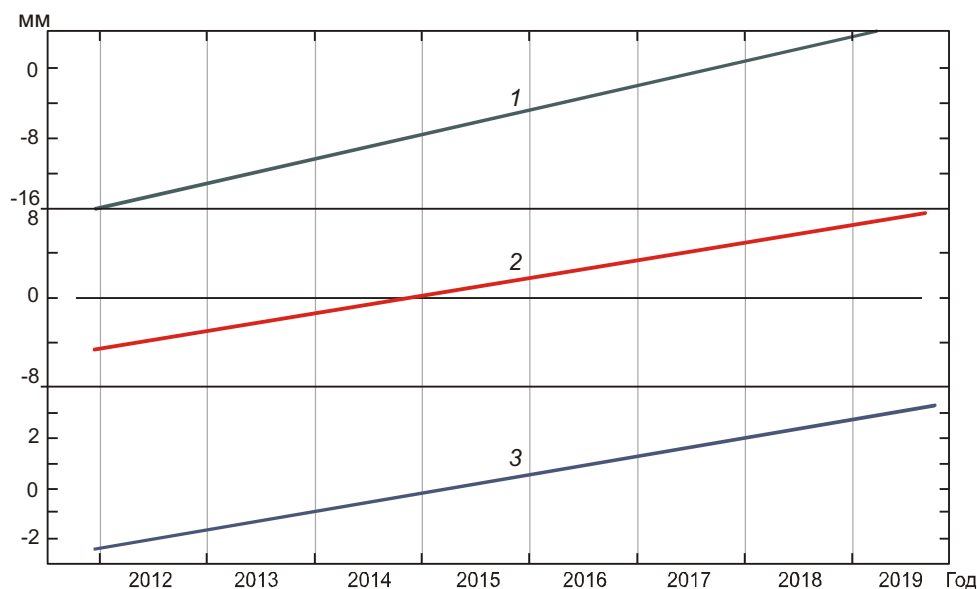


Рисунок 3.6. Линейные тренды смещений вертикальной компоненты смещений для пунктов ГНСС №№ 3192 (1), 3196 (2) и 3199 (3)

Линейные тренды для всех трёх пунктов показаны на рис. 3.6. Из представленных графиков следует, что скорость изменения линейного тренда

наиболее велика у пункта № 3192 – 3 мм/год. Пункты №№ 3196 и 3199 поднимаются со скоростями около 2 мм/год и 1 мм/год соответственно.

3.1.4 Сопоставление результатов нивелирных и ГНСС измерений

Сопоставление результатов наземных и спутниковых геодезических измерений, тем более, когда они проводятся в одно и то же время по совмещенным пунктам наблюдений, – очень важная задача как с научной, так и с прикладной точки зрения. Как показано в статьях [Кузьмин Ю.О., 2008, 2017, 2019а; Квятковская и др., 2017; Квятковская, Фаттахов, 2019], существующие в настоящее время примеры сопоставления повторных нивелирных и ГНСС-измерений не привели к обнадеживающим результатам: как правило, отмечается существенное качественное (по знаку движений) и количественное (от 2–3 раз до порядка) расхождение амплитуд измеренных смещений по совмещенным реперам. Однако эти результаты были получены при сопоставлении нивелирных и повторных (не стационарных) ГНСС-измерений. Поэтому проведение сопоставления повторных нивелирных наблюдений с данными стационарных (квазинепрерывных) ГНСС-измерений является и актуальной, и уникальной задачей, поскольку подобные натурные эксперименты практически отсутствуют в мировой практике, по крайней мере для локальных геодинамических полигонов, организованных на месторождениях нефти и газа.

Для проведения такого сопоставления были выбраны совмещенные ГНСС и нивелирные наблюдательные пункты. Это пункты ГНСС (ГЛОНАСС/GPS) №№ 3192, 3196, 3199, рядом с которыми размещены нивелирные реперы №№ 127, 2137, 1512, соответственно.

Для того, чтобы сопоставлять идентичные параметры в одинаковые промежутки времени, были сформированы каталоги нивелирных превышений между реперами и “ГНСС-превышений” между пунктами. С учётом того, что частота опроса ГНСС-наблюдений гораздо выше, чем у нивелирных, данные спутниковых наблюдений выбирались за период, когда проводились нивелирные

измерения. Поскольку в интервал времени проведения одного повторного цикла нивелирования укладываются десятки среднесуточных значений ГНСС, последние усреднялись с учетом средневзвешенных значений. На основе сформированных каталогов были построены графики временного хода превышений между наблюдательными пунктами по данным наземной и спутниковой геодезии.

На рисунке 3.7, 3.8, 3.9 представлены временные изменения значений вертикальных смещений между вышеперечисленными пунктами наблюдений.

В целом, сравнивая все три рисунка, можно констатировать, что тенденции временного хода вертикальных смещений земной поверхности по нивелирным и ГНСС данным совпадают. Однако, количественно, а в ряде случаев и качественно, имеются существенные различия.

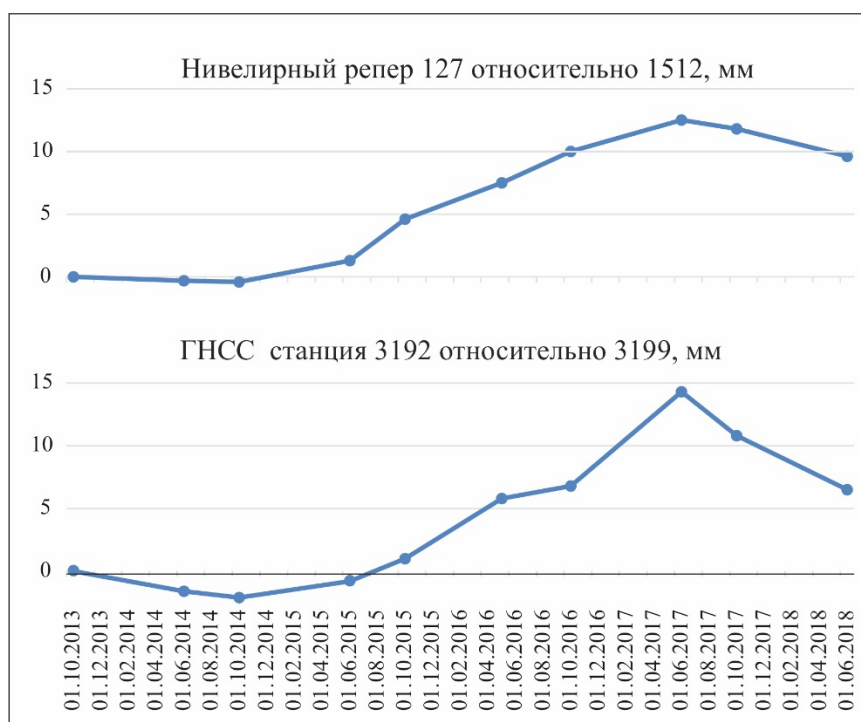


Рисунок 3.7. Временной ход превышений нивелирного репера 127 (соответствует пункту ГНСС 3192) относительно репера 1512 (пункт ГНСС 3199) и временной ход превышений пункта ГНСС 3192 (репер 127) относительно пункта ГНСС 3199 (репер 1512)

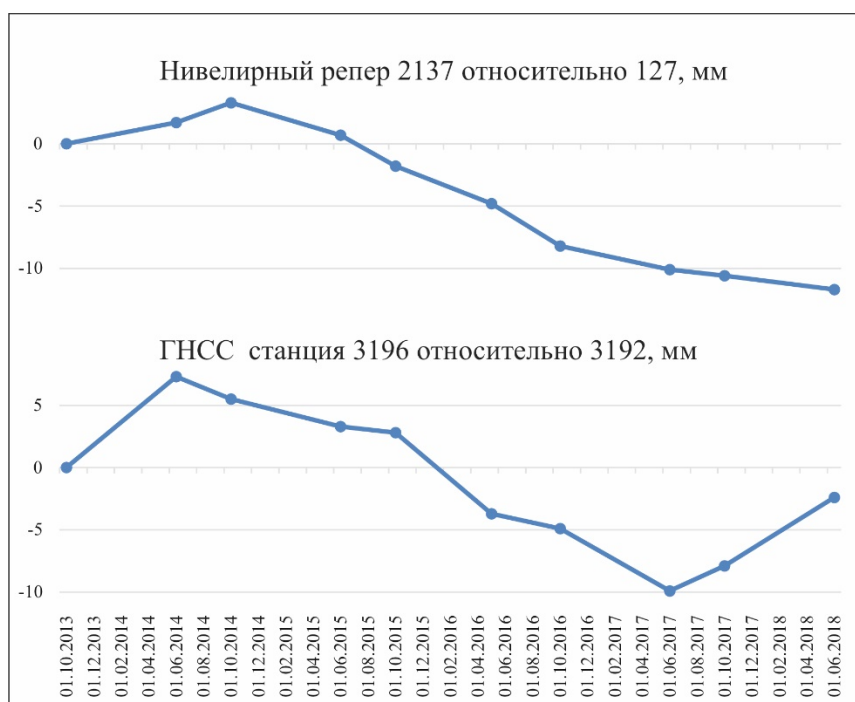


Рисунок 3.8. Временной ход превышений нивелирного репера 2137 (соответствует пункту GNSS 3196) относительно репера 217 (пункт GNSS 3192) и временной ход превышений пункта GNSS 3196 (репер 2137) относительно пункта GNSS 3192 (репер 127)

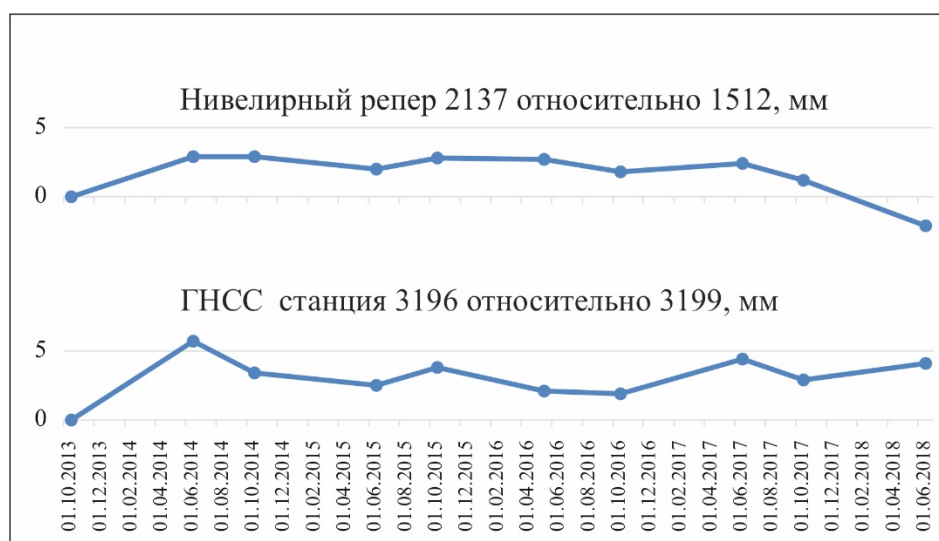


Рисунок 3.9. Временной ход превышений нивелирного репера 2137 (соответствует пункту GNSS 3196) относительно репера 1512 (пункт GNSS 3199) и временной ход превышений пункта GNSS 3196 (репер 2137) относительно пункта GNSS 3199 (репер 1512)

Рассматривая каждый график в отдельности, можно отметить следующее:

1. На рис. 3.7 видно, что амплитуда максимального поднятия в период 1.06.2017 г. по нивелирным данным составляет 12 мм, а по GNSS – 15 мм. Итоговое поднятие по нивелирным данным составило 9 мм, когда по данным GNSS 6 мм.
2. Исходя из рисунка 3.8 максимальное поднятие по данным нивелирования

составляет около 4 мм, а по ГНСС – почти 8 мм; при этом пиковые значения по времени расходятся на 4 мес. Кривая нивелирования пересекает нулевую линию 01.07.2015 г., а кривая ГНСС – 01.02.2016 г. Но самое радикальное несовпадение происходит 01.06.2017 г.: начиная с этой даты кривая нивелирования устремляется вниз на 3 мм, а кривая ГНСС идет вверх на 8 мм. Таким образом, в этот период имеет место и качественное (по знаку), и количественное (по амплитуде) различие в ходе кривых.

3. Из рис. 3.9 видно, что все изменения смещений, как по нивелировке, так и по ГНСС происходят в пределах 5 мм. При этом, график нивелирования вновь, начиная с 01.06.2017 г., указывает на оседание, а кривая ГНСС показывает практически неизменное (с точностью до дисперсии данных) поведение. Кроме того, кривая нивелировки имеет более гладкую кривую, тогда как кривая ГНСС демонстрирует знакопеременный характер.

При этом следует учесть, что полученные значения по данным ГНСС-наблюдений находятся в пределах средних квадратических ошибок (СКО) наблюдений. СКО метода PPP составляет 1 см, а СКО метода геометрического нивелирования II класса точности составляет 2 мм.

Еще одним подтверждением того, что данные ГНСС не всегда корректно описывают динамику изменения земной поверхности вследствие разработки месторождения, служит сопоставлению амплитуд сигнала ГНСС по горизонтальной компоненте движений с данными моделирования [Гатиятуллин, Кузьмин, Фаттахов, 2021]. Как отмечалось выше, амплитуды вертикальной и горизонтальной компонент по данным ГНСС примерно совпадают и изменяются в пределах точности измерения (10–20 мм). Однако из основ геомеханики хорошо известно, что вертикальные смещения земной поверхности над объектом, вызванные объемным источником избыточного давления на глубине, всегда больше, чем горизонтальные; более того, в центральной части такого поднятия горизонтальные смещения должны быть близки к нулю.

Для сопоставления с аналитическими расчетами, которые проводились в рамках генетической геомеханической модели деформируемого пласта [Кузьмин,

1999, 2010, 2021] на картинку в масштабе помещены пункты ГНСС с соответствующими векторами смещения за весь период наблюдения с мая 2012 г. по май 2018 г. Смещения пунктов №№ 3196, 3192 и 3199 направлены преимущественно на восток; их значения – 15, 22 и 18 см соответственно. При этом значения вертикальных компонент смещений этих пунктов по данным ГНСС равны: для пункта № 3196 15 мм, для пункта № 3192 – 8 мм, для пункта № 3199 – 5 мм. Как отмечалось выше, распределение расчетных вертикальных смещений хорошо совпадает с измеренными амплитудами по данным нивелирования; это означает, что модель адекватно описывает наблюдаемую ситуацию.

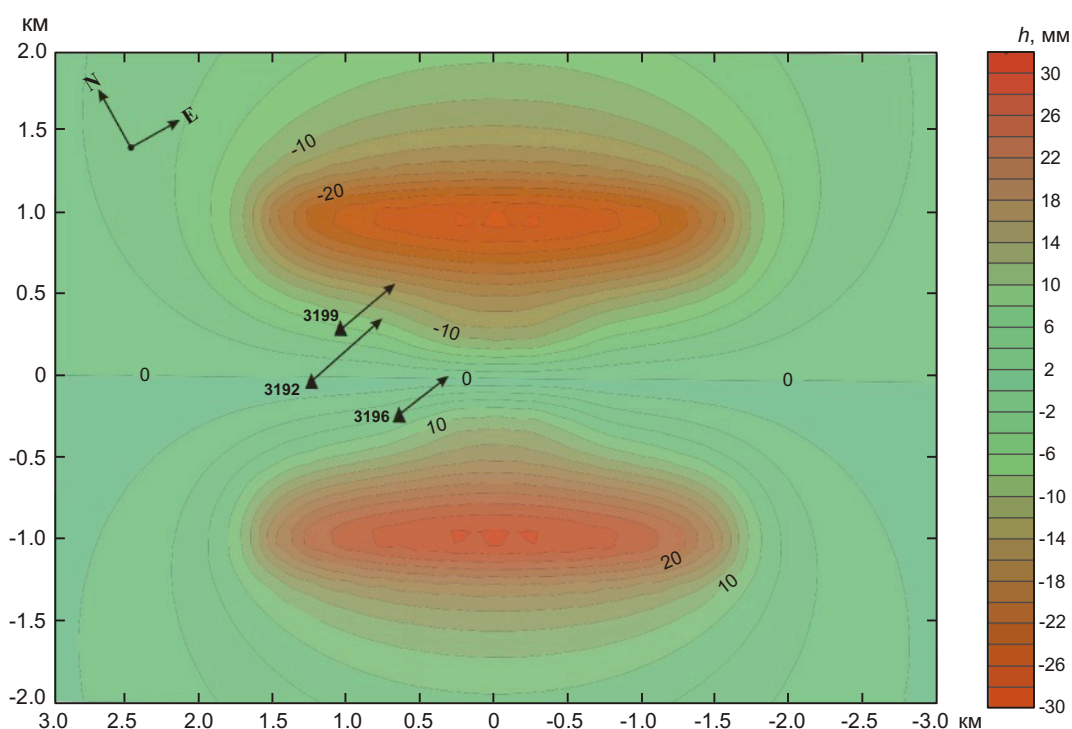


Рисунок 3.10. Модельное распределение расчетных горизонтальных смещений земной поверхности в период аномального поднятия и смещения пунктов (показаны стрелками) по данным ГНСС

В то же время вертикальные смещения пунктов № 3196 и 3199 по данным ГНСС, как видно на рис. 3.10, расходятся с расчетными модельными показателями в 2–2.5 раза [Гатиятуллин, Кузьмин, Фаттахов, 2021]. В таком случае пункты ГНСС, которые расположены в центральной части поднятия, должны иметь амплитуды вертикальных смещений намного больше, чем горизонтальных. Но этого не происходит.

3.2. Результаты анализа повторных геодеформационных наблюдений на подземных хранилищах газа

Подземное хранилище газа (ПХГ) — это комплекс инженерно-технических сооружений в пластах-коллекторах геологических структур, предназначенных для закачки, хранения и последующего отбора газа. Главной геодинамической особенностью таких объектов является циклический характер современного напряженно-деформированного состояния недр, обусловленного их эксплуатацией. Как известно, основным инструментом, который позволяет осуществлять мониторинг недр в местах расположения объектов нефтегазового комплекса являются системы маркшейдерско-геодезических наблюдений за современными геодеформационными процессами – геодинамические полигоны [Кузьмин, 1999, 2002, 2007; Кузьмин, Никонов, 2002; Певзнер, Попов, 2003; Грунин, Кузьмин, Фаттахов, 2014]. К настоящему времени в нашей стране создано более сотни таких полигонов, которые осуществляют обеспечение промышленной безопасности на геодинамической основе для различных месторождений УВ, включая шельфовые [Жуков и др., 2002; Хисамов и др., 2012; Кузьмин и др., 2018; Кузьмин, 2019, 2021].

При проведении горно-геологического обоснования проекта геодинамического полигона на территориях ПХГ обосновывается уровень возможных деформационных процессов и выявляются разломные зоны. Последнее особенно актуально, т.к. именно эти зоны, являются областями потенциальных аварий объектов нефтегазового комплекса [Кузьмин, Никонов, 1998; Кузьмин, 1999, 2007, 2016, 2021, 2022].

В центральной части подземного хранилища газа (ПХГ) вертикальная компонента смещений земной поверхности *всегда* существенно больше горизонтальной, а вблизи его границ, напротив, горизонтальная компонента начинает сравниваться, а затем и превалирует над вертикальной. Это обусловлено тем, что вертикальные смещения происходят на поверхности практически свободной от напряжений, а горизонтальные формируются в обстановке бокового

сопротивления со стороны окружающих горных пород [Кузьмин, 1999; 2021; Кузьмин Ю., Кузьмин Д., Фаттахов Е., 2013; Абрамян и др., 2018].

Анализ наземных и спутниковых наблюдений проводился по 2 ПХГ [Квятковская, Кузьмин, Никитин, Фаттахов, 2017; Квятковская, Фаттахов, 2019]. Главное различие этих объектов заключается в том, что Калужское ПХГ (расположенное на границе с Московской областью) создано в водоносном горизонте, а Степновское ПХГ (расположенное в Саратовской области) в выработанном нефтегазоконденсатном месторождении.

3.2.1 Анализ повторных маркшейдерско-геодезических наблюдений на ПХГ, созданном в водоносном горизонте

Подземное хранилище газа, расположенное на границе с Московской областью, создано в водоносном горизонте. Специфика данного способа строительства подземного газохранилища определяет гидростатический (объемный) режим циклических нагрузок на газонасыщенный пласт. В этом случае, характер распределения вертикальных смещений земной поверхности носит практически симметричный характер. При закачке газа поверхность испытывает поднятие, а при отборе оседание. При этом, экстремальные значения смещений формируются в центральной части ПХГ.

В соответствии с проектными решениями, в 2015 году на территории ПХГ было заложено 50 реперов геодинимического полигона по трем профильным линиям. С 2016 по 2018 годы было проведено 4 цикла маркшейдерско-геодезических наблюдений по реперам, заложенным по профильным линиям. Результаты повторных наблюдений на геодинимических полигонах лучше всего представлять в двух вариантах: «эволюционном» и «пульсационном» [Кузьмин, 1999, 2014, 2023, а]. Так, для анализа нивелирных измерений в «эволюционном» варианте вертикальных смещений земной поверхности определяются вычитанием текущих величин превышений от значений, полученных при первом наблюдении. То есть рассматриваются повторные циклы наблюдений: 2-1, 3-1, 4-1 и т.д. В этом

случае прослеживается временная эволюция смещений земной поверхности. В «пульсационном» варианте представления результатов наблюдений используются разности между смежными эпохами наблюдений и определяются периоды пульсаций вертикальных движений: 2-1, 3-2, 4-3 и т.д. Естественно, что приведенные формы представления информации целесообразно использовать и при других видах повторных геодезических и геофизических наблюдений.

Ситуация с подземными хранилищами газа существенно отличается от газовых месторождений, где добыча сопровождается понижением пластового давления. Учет циклического воздействия на недра целесообразно анализировать используя именно «пульсационные» графики, где отображено поведение каждого цикла относительно предыдущего. «Эволюционные» построения в этом случае мало информативны.

Для удобства рассмотрения анализ графического материала проводился диссертантом по каждому из характерных профилей отдельно.

3.2.2 Профиль 1-1

На рисунке 3.11 представлены результаты повторных нивелирных наблюдений, проведенных вдоль профиля 1-1.

Увеличение пластового давления в период между закачкой газа в пласт и отбора составляет величину 1.5 – 2 МПа. Из рисунка 3.11 видно, что отмечается поднятие земной поверхности в центральной части ПХГ с максимальной амплитудой в 5 мм.

В период наблюдений (3-2) изменений пластового давления практически не было, что нашло отражение в отсутствии значимых, превышающих ошибки измерений, смещений земной поверхности на значительной части профиля (от репера № 6 до репера № 29). При этом поведение реперов №№ 3, 4 и 5 не связано с воздействием эксплуатации ПХГ. Во-первых, в период (3-2) пластовое давление не менялось, а во-вторых, начиная с 3 цикла наблюдений, произошла замена репера №5, что привело к изменению отметок, которые входят в расчет разности превышений. В период наблюдений (4-3) пластовое давление падает и это

приводит к оседанию земной поверхности в центральной части ПХГ с максимальной амплитудой – 3 мм.

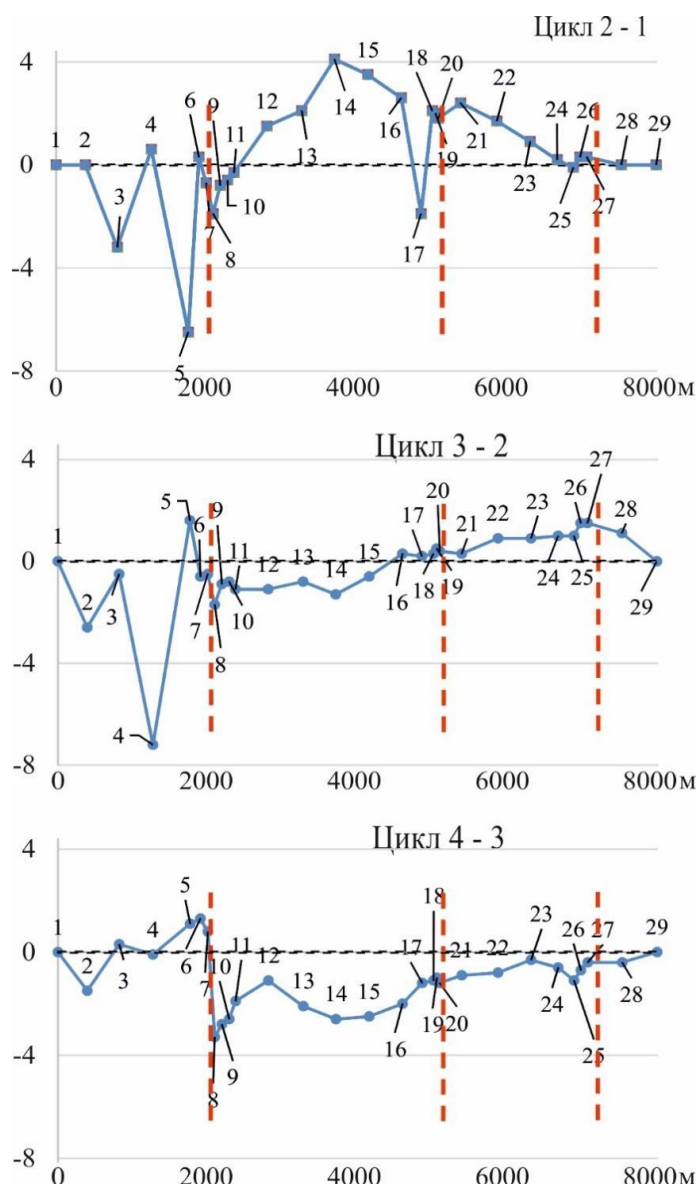


Рисунок 3.11 Результаты повторных нивелирных наблюдений вдоль профиля 1-1, представленные в «пульсационном» варианте (вертикальная шкала в мм). Красная пунктирная черта – местоположение осевой линии разломной зоны.

Профиль 1-1 пересекает три разломные зоны. Если их пронумеровать слева направо, то очевидно, что значимые аномалии смещений обнаруживаются только в пределах 1 и 2 разломов. При этом, учитывая ширину разломных зон (0.3 – 0.5 км), можно отметить, что на втором разломе происходят локальные оседания (аномалии типа γ), которые означают активизацию раздвиговых смещений внутри разломной зоны, а в пределах первого разлома формируются сдвиговые аномалии

типа S [Кузьмин, Фаттахов, 2018]. Однако, проблемы с устойчивостью реперов, формирующих эту аномалию, не позволяют однозначно идентифицировать ее как геодинамическую.

3.2.3 Профиль 3-3

Профиль 3-3 находится чуть восточнее центральной части ПХГ, и пересекают три разломные зоны. На рис. 3.12 представлены результаты повторных нивелирований на этом профиле.

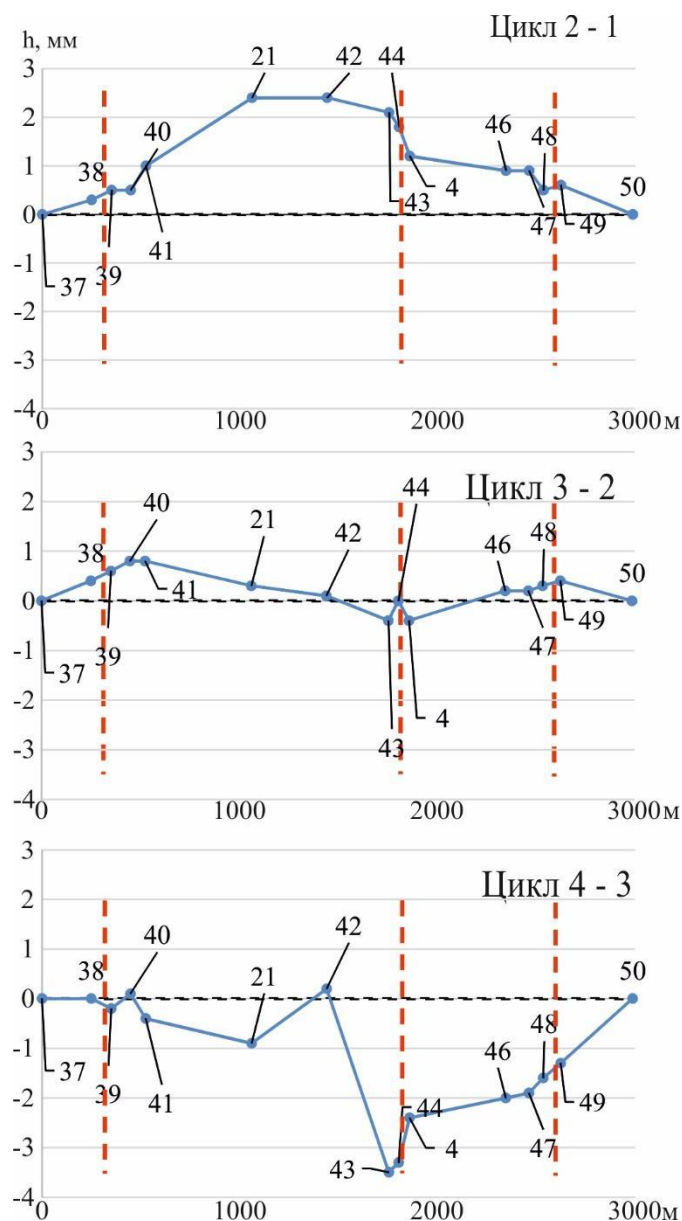


Рисунок 3.12 Результаты повторных нивелирных наблюдений вдоль профиля 3-3, представленные в «пульсационном» варианте (вертикальная шкала в мм). Красная пунктирная черта – местоположение осевой линии разломной зоны.

Характер и цикличность вертикальных смещений на этом профиле идентичны

тем изменениям, которые наблюдались на профиле 1-1. В период наблюдений (2-1) происходит подъем земной поверхности с максимальной амплитудой в 3 мм. В период (3-2) смещения земной поверхности происходят знакопеременно вдоль всего профиля с амплитудами, не превышающими ошибки измерений. В период (4-3) отмечается оседание. Если исключить влияние локальных смещений, обусловленное активизацией среднего разлома, то максимальная амплитуда оседания составляет величину в 2 мм.

3.2.4 Анализ результатов повторных спутниковых (ГНСС) наблюдений.

Повторные ГНСС наблюдения проводились одновременно с другими видами наблюдений, по совмещенным реперам, но исключительно в зонах разломов, которые были выделены на стадии горно-геологического обоснования.

На рис. 3.13 показано площадное представление векторов горизонтальных смещений в зонах разломов. Графическое построение выполнено диссертантом в «пульсационной» форме, как и в случае построения нивелирных данных для того, чтобы можно было проследить деформационную реакцию разломных зон на циклические изменения пластового давления.

Как показывают результаты нивелирных наблюдений в период (3-2) обнаружены минимальные смещения земной поверхности, соизмеримые с ошибками наблюдений. Однако, по данным ГНСС наблюдений амплитуды горизонтальных смещений оказываются практически одинаковыми с амплитудами, которые получены в периоды времени (2-1) и (4-3), когда техногенное воздействие было максимальным. Величины горизонтальных векторов варьируются от 5 до 30 мм с хаотичной направленностью.

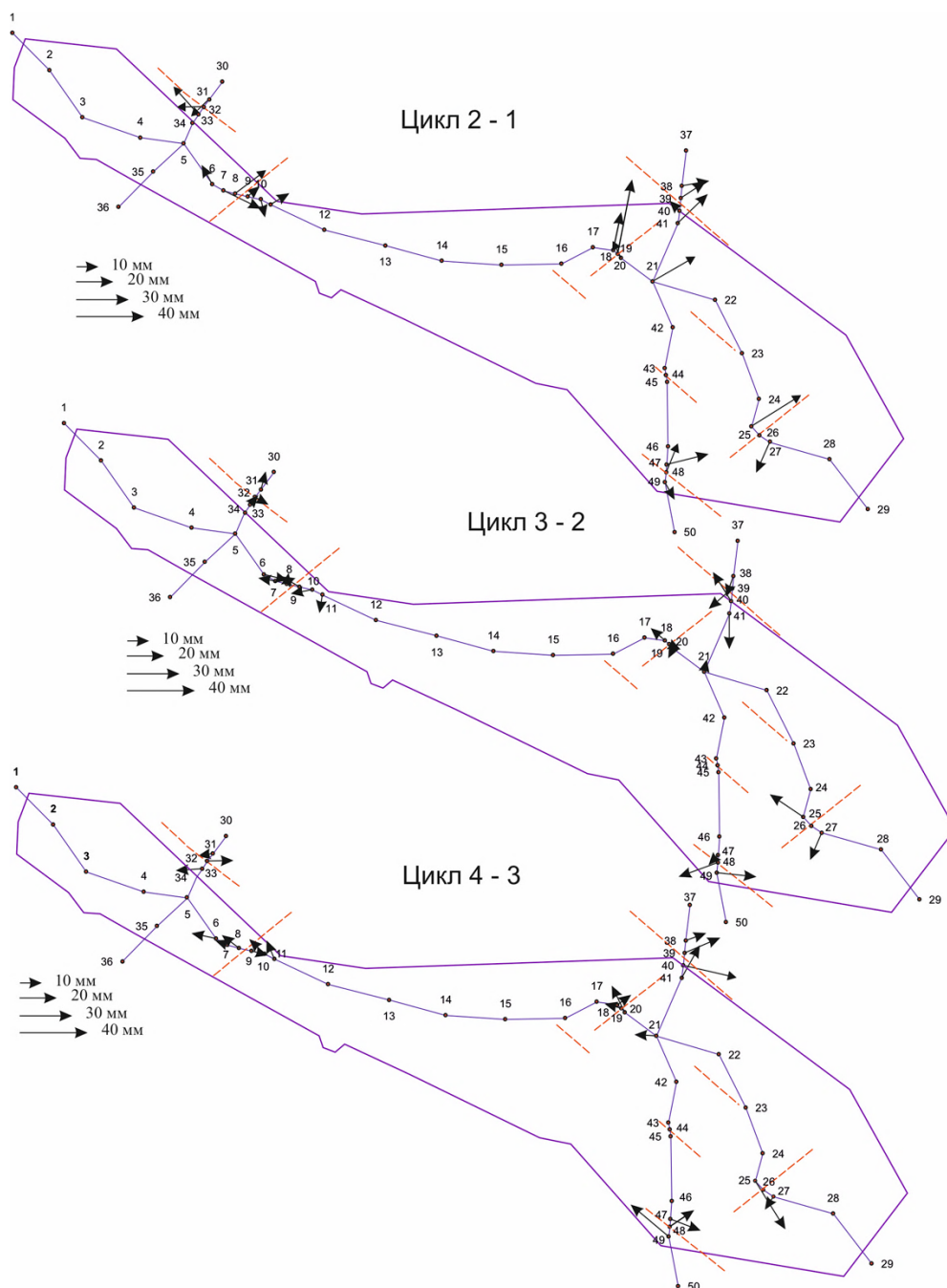


Рисунок 3.13 Площадное распределение векторов горизонтальных смещений. Красные пунктирные линии – оси разломных зон. Величина стрелки означает амплитуду смещений.

На рисунке 3.14 результаты ГНСС наблюдений редуцированы на направление профиля. Иными словами, вектора горизонтальных смещений в географической системе координат диссертантом спроецированы на направление профиля. Таким образом, вектора горизонтальных смещений оказываются строго ориентированы вдоль направления профиля.

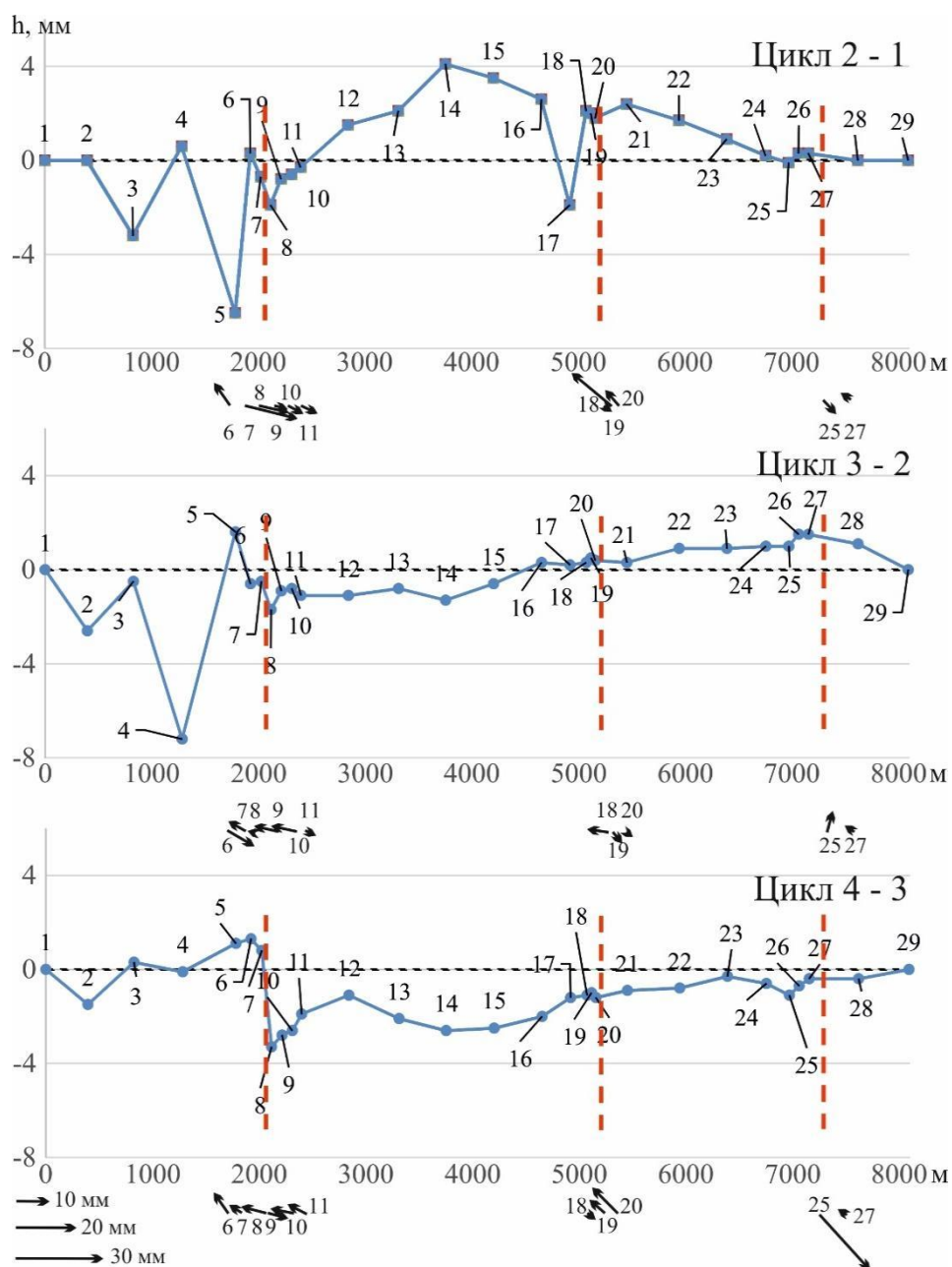


Рисунок 3.14. Соотношение вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности вдоль профиля 1-1 (вертикальная шкала в мм). Красные пунктирные линии – оси разломных зон. Величина стрелки означает амплитуду смещений.

Прямое сопоставление вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности показывает, что максимальные амплитуды вертикальных смещений оказались на порядок меньше, чем горизонтальных. Общей направленности векторов, как в пределах одного цикла, так и между циклами, не зафиксировано.

3.2.4 Анализ повторных маркшейдерско-геодезических наблюдений на ПХГ, созданном на базе истощенного месторождения

Степновское подземное хранилище газа, созданное на базе выработанного одноименного нефтегазоконденсатного месторождения, располагается на территории Советского района Саратовской области. В соответствии с проектными решениями в декабре 2011 – январе 2012 годов были заложены 60 пунктов геодинамического полигона по трем профильным линиям.

Конфигурация измерительной сети представляет собой два протяженных профиля (1 и 2), которые пересекают территорию ПХГ и локальный профиль (3), который пересекает одну разломную зону. Анализу было подвергнуто 4 цикла нивелирных наблюдений и 3 временных интервала вертикальных смещений [Квятковская, Кузьмин, Никитин, Фаттахов, 2017]. Графики построены диссертантом также в «пульсационном» виде.

3.2.5 Профиль 1-1

На профиле (рис. 3.15) отчетливо видны три аномалии вертикальных движений. При этом, если идентифицировать аномалии слева направо, то первая и третья аномалии приурочены к зонам разломов, а вторая - нет.

Вторая аномалия имеет знакопеременный характер и изменения, как у первой аномалии, находятся на уровне среднеквадратической погрешности измерений II класса нивелирования. Их накопленные амплитуды не превосходят по величине двукратную ошибку измерений.

Анализ аномалии справа показал, амплитуда смещения земной поверхности в цикле 2-1 в центре разломной зоны достигает величины 8 мм. В остальных циклах прослеживается знакопеременная динамика, но уже с меньшими амплитудами.

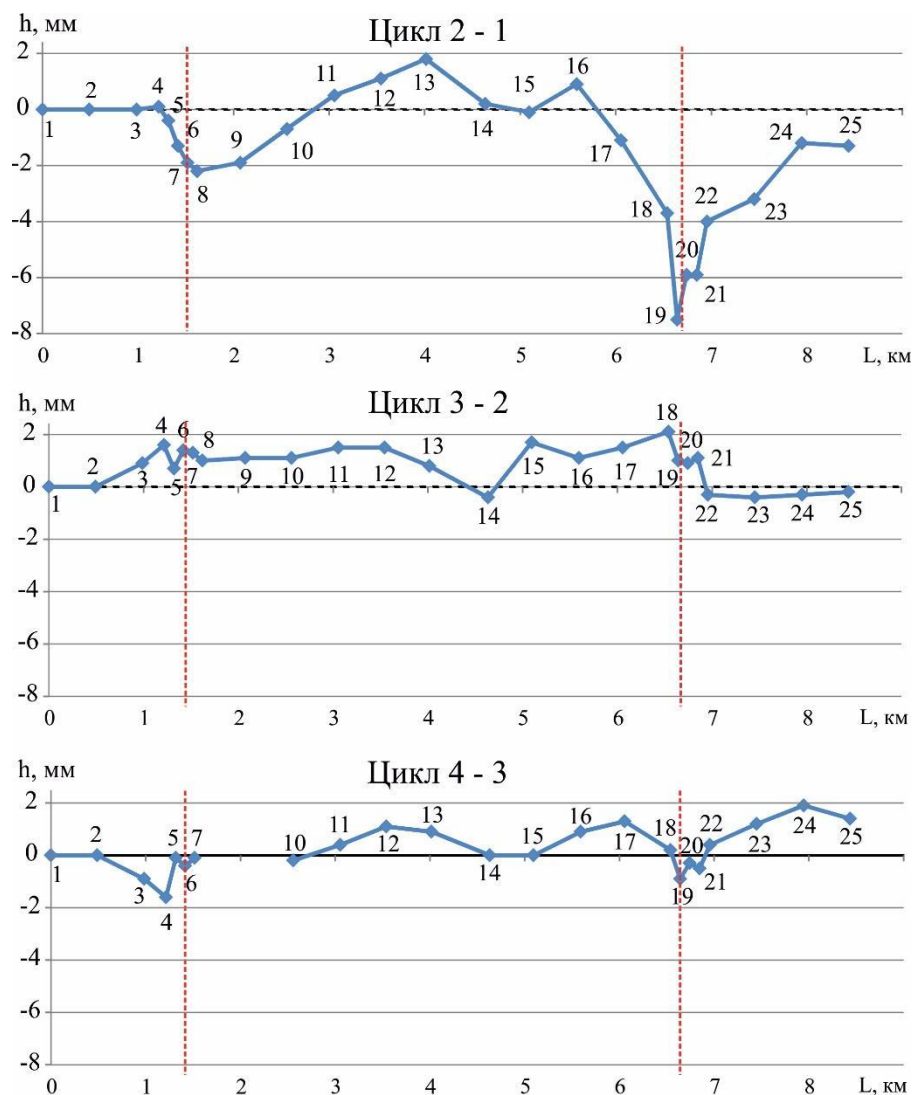


Рисунок 3.15. Результаты повторных нивелирных наблюдений на профиле 1, представленные в «пульсационной» форме. Красным пунктиром отмечены разломные зоны.

Как правило, для этих аномалий характерны пикообразные оседания в окрестностях разлома, поэтому их назвали “аномалии типа γ ” [Сидоров, Кузьмин, 1989, 1989а; Кузьмин, 1989, 1999, 2008, 2009, 2018, 2019а,б]. Уровень относительных среднегодовых деформаций для этой аномалии составляет порядка $2.1 \cdot 10^{-5}$ в год. Такой уровень скоростей относительных деформаций позволяет отнести данный участок разломной зоны к категории опасного разлома [Кузьмин, 2016].

3.2.6 Профиль 2-2

Анализ результатов повторного нивелирования вдоль профиля 2-2 (рис. 3.16) показал, что практически все аномальные смещения земной поверхности, которые

либо незначительно, либо существенно превышают ошибки измерений, приурочены к выявленным по результатам геофизики разломным зонам. Исключение составляет аномалия, которая расположена в крайней правой стороне графика с центром в районе репера № 27.

Нумеруя, как и для предыдущего профиля, аномалии слева направо, можно отметить, что практически все аномальные изменения испытывают знакопеременный характер. Рассматривая динамику изменений амплитуды аномалии №1, которая расположена в окрестностях реперов №№ 51, 50, 49, 48, можно отметить влияние знакопеременного характера смещений на итоговую, накопленную амплитуду. В период между циклами 2-1 ее амплитуда составляет величину 3 мм, затем, в период 3-2, за счет знакопеременности движений ее амплитуда выросла всего на 1.8 мм и наконец в цикле 4-3, она увеличилась на 1 мм. Накопленная амплитуда составляет величину порядка 4 мм. Учитывая малую ширину аномалии (200 м), можно отметить, что среднегодовая скорость относительных деформаций составляет величину порядка $4 \cdot 10^{-5}$ в год. Что позволяет отождествлять данную разломную зону, как опасную. Аномалия №2 характеризуется четкими знакопеременными смещениями с амплитудами порядка 2-3 мм. Итоговая накопленная величина смещений земной поверхности у этой аномалии имеет небольшую величину – 4 мм. Но, учитывая, что ширина аномалии равна 0,6 км, ее относительная среднегодовая деформация равна всего $8 \cdot 10^{-6}$ в год. Поэтому этот разлом является активным, но не опасным за весь период инструментальных наблюдений.

Аномалия № 3 также имеет пульсационный знакопеременный характер. Амплитуды знакопеременных импульсов составляют величины порядка 1 – 1,5 мм, что при ширине аномалии в 0,5 км, даст уровень относительных среднегодовых деформаций равным всего $5 \cdot 10^{-6}$ в год. Поэтому интенсивность современной деформационной активности данного разлома не позволяет отнести его к категории опасных разломов.

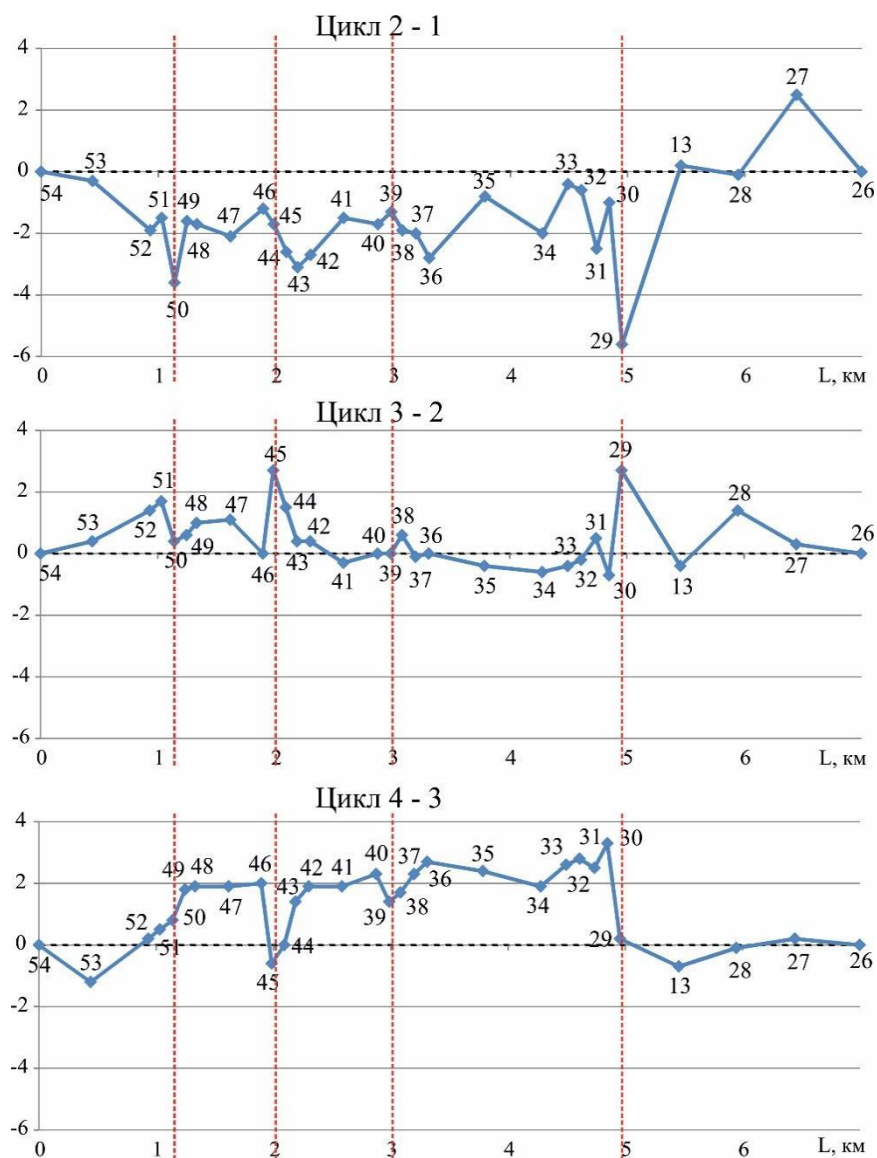


Рисунок 3.16. Результаты повторных нивелирных наблюдений на профиле 2, представленные в «пульсационной» форме (вертикальная шкала в мм). Красным пунктиром отмечены разломные зоны.

Аномалия №4 морфологически выглядит как «двойная» аномалия, приуроченная к одной разломной зоне. Подобное поведение аномалий характерно для тех случаев, когда разломная зона состоит из нескольких разрывных нарушений, что приводит к эффекту наложения аномалий [Кузьмин, 2014, 2015].

Отчетливо выделяются два «пика» оседаний: в окрестностях репера № 31 и в окрестностях репера № 29. По всей вероятности, данная разломная зона является еще и областью повышенной трещиноватости, имеющей несколько разрывных нарушений, которые по результатам сейсморазведки определяются как единый разлом. Если рассматривать наибольшую по амплитуде из сдвоенной аномалии, то

следует отметить ее высокую интенсивность. В период между циклами 2 и 1 ее амплитуда (смещение вниз) составляет 6 мм при ширине 0,6 км. В период между циклами 3-2 (смещение вверх) она имеет амплитуду 4 мм. В период между циклами 4-3 она меняет свою форму, и земная поверхность в окрестностях репера № 29 оседает на 3,6 мм. Если оценивать среднегодовую скорость относительных деформаций земной поверхности в зоне этого разлома, то она равна $6 \cdot 10^{-6}$ в год. Поэтому данная зона разлома относится к категории опасного разлома [Кузьмин, 2016].

Пятая аномалия, которая не связана с разломами, в основном фиксируется смещениями реперов №27 и №28. Поскольку они знакопеременно не изменяются на пульсационном графике, то можно констатировать, что их смещения не связаны ни с эксплуатацией ПХГ, ни с активизацией разломов. По всей вероятности, они обусловлены причинами экзогенного характера.

3.2.7 Анализ результатов повторных спутниковых (ГНСС) наблюдений.

Для изучения горизонтальных смещений земной поверхности на ПХГ использовались повторные GPS наблюдения на пунктах, также совмещенных с пунктами нивелирования.

Как следует из рис. 3.17, в цикле 2-1 на всех разломных зонах вектора горизонтальных смещений ориентированы хаотично. Амплитуды горизонтальных смещений составляют величины порядка 8-10 мм. На некоторых локальных профилях имеют место аномальные горизонтальные смещения, достигающие 30 мм.

Сравнивая циклы 2-1 и 3-2 можно заметить, что какой-либо зависимости в направленности или в величинах смещений нет, наблюдается хаотичная картина. Имеют место и знакопеременные смещения с амплитудами 20 – 30 мм. Практически не наблюдаются систематические горизонтальные смещения вдоль локальных профилей (вкрест разломов).

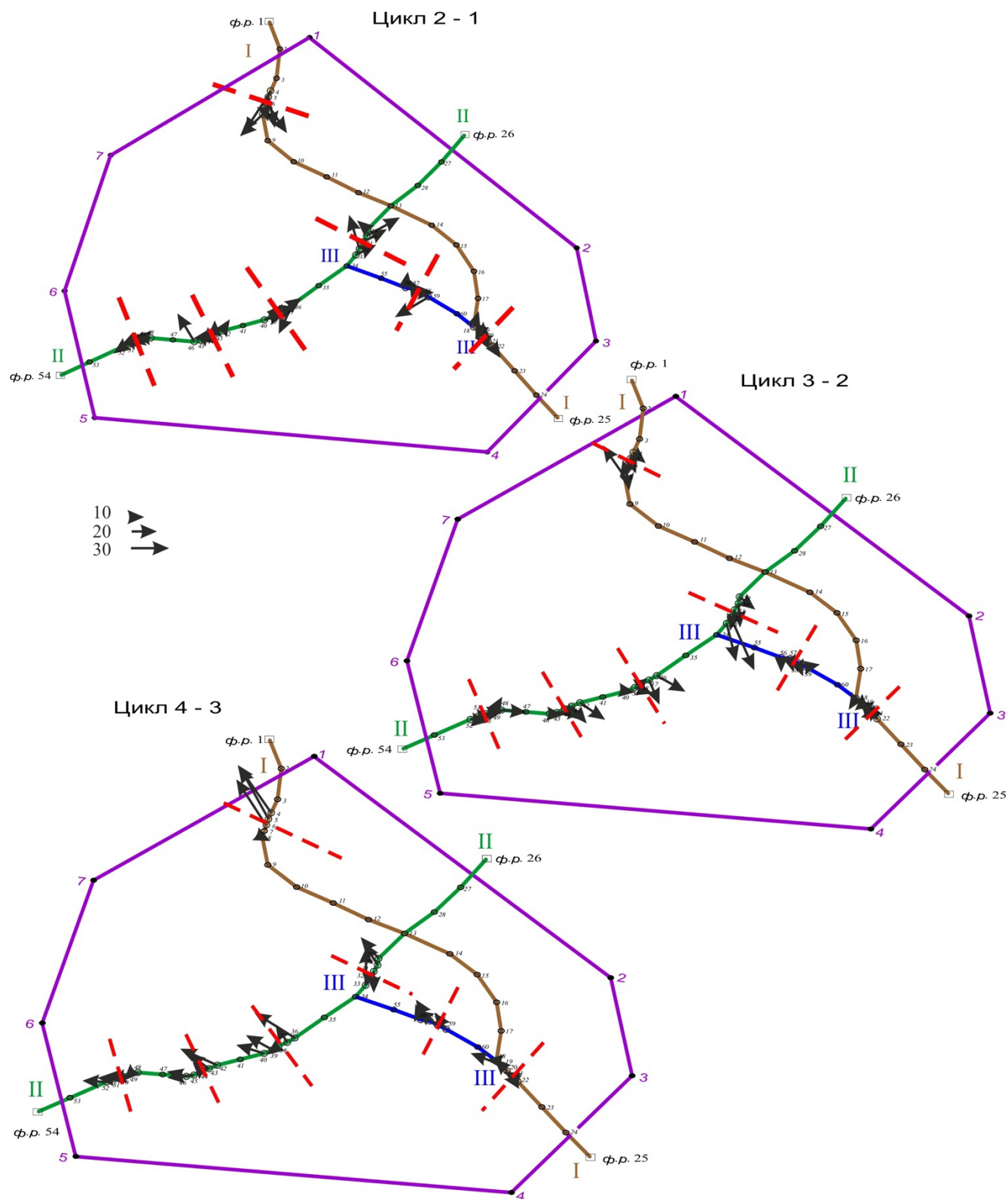


Рисунок 3.17. Результаты повторных GPS-наблюдений в разломных зонах Степновского ПХГ (циклы 2-1, 3-2, 4-3). Стрелками показаны амплитуды смещений в мм и их направления (азимуты)

Анализируя горизонтальные смещения в период между циклами 4-3 и 3-2, замечены интенсивные знакопеременные (относительно цикла 3-2) смещения,

которые в некоторых местах превосходят амплитуду в 30 мм. При этом, все вектора направлены в сторону от направления профилей.

Для прямого сопоставления вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности на рис. 3.18 представлены результаты нивелирных и GPS измерений, проведенные по совмещенным наблюдательным пунктам [Квятковская, Кузьмин, Никитин, Фаттахов, 2017; Кузьмин, 2017].

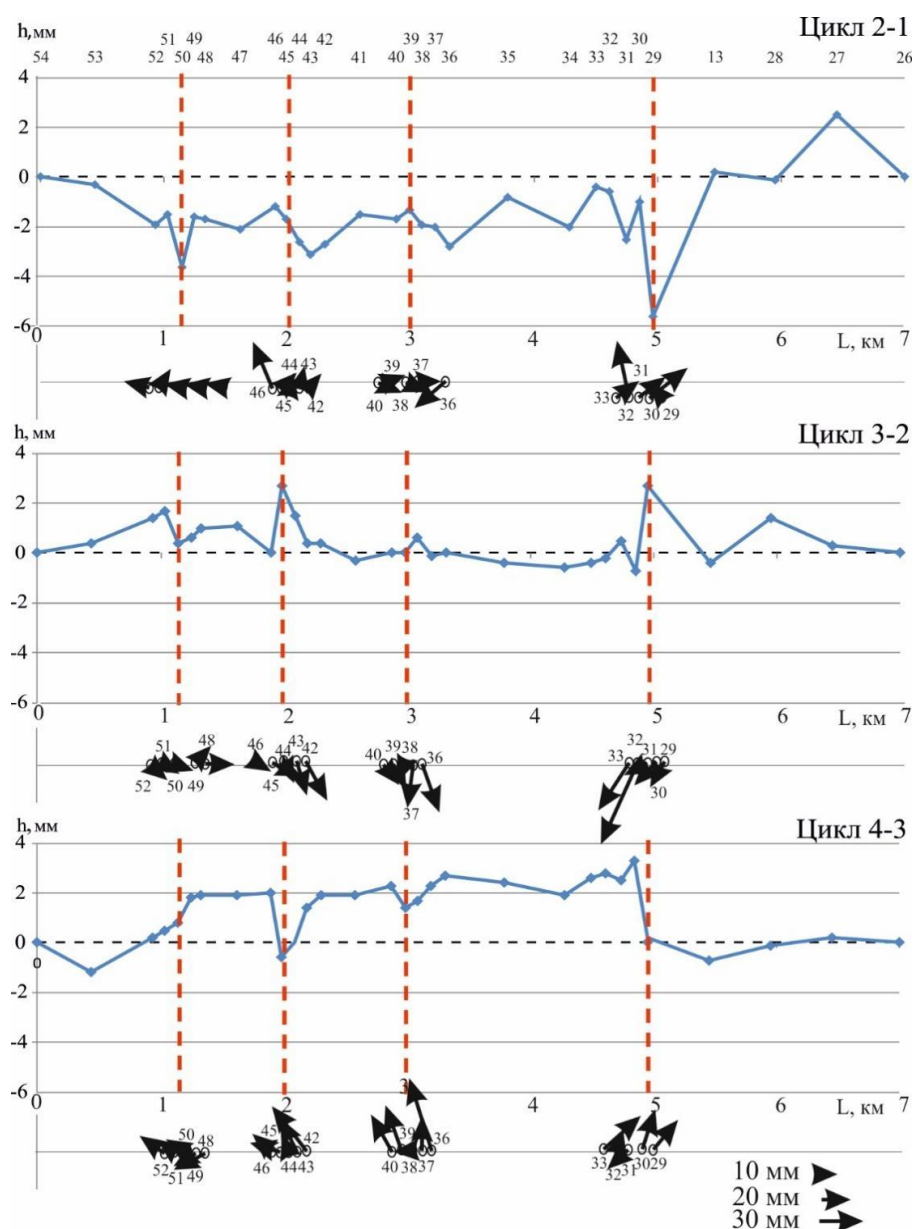


Рисунок 3.18 Сопоставление нивелирных и GPS наблюдений вдоль профиля П-П.

Как видно из графика, величины аномальных горизонтальных смещений на порядок и более превосходят вертикальные. Согласованность в направлении векторов минимальная, при том, что расстояние между реперами меньше 100 метров.

ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 3

1. Результаты анализа повторных наблюдений на локальном геодинамическом полигоне, организованном на месторождении сверхвязких нефтей выявили значимые и содержательные результаты. Высокая пространственно-временная детальность наземных нивелирных наблюдений привела к тому, что результаты измерений по различным профилям оказались взаимосогласованными. Это позволило выявить временную динамику деформаций земной поверхности, несомненно связанную с особенностями разработки данного месторождения. Наблюдается устойчивый подъем (изгиб вверх) земной поверхности, который затем сменяется оседанием. Среднегодовая скорость относительных деформаций обширного изгиба вверх по первому профилю составляет $4 \cdot 10^{-6}$, а локального изгиба $2,3 \cdot 10^{-5}$; в то же время на втором профиле среднегодовая скорость деформации обширного изгиба составляет $6,8 \cdot 10^{-6}$.

2. Наличие трех постоянно действующих спутниковых ГНСС станций, расположенных рядом с нивелирными реперами, позволило сопоставить результаты вертикального движения земной поверхности, полученные методами спутниковой и наземной геодезии. Зафиксировано количественное (по амплитуде) различие между смещениями по данным нивелирования и ГНСС от 4 до 13 мм. При этом следует учитывать, что СКО метода PPP составляет 1 см, а СКО метода геометрического нивелирования II класса точности составляет 2 мм. Таким образом, результаты нивелирных измерений отображают реальное поведение земной поверхности, обусловленное технологией добычи углеводородов методом парогравитационного дренажа. Однако в целом, результаты квазинепрерывных ГНСС измерений качественно совпадают с данными наземных нивелирных наблюдений и отражают деформации земной поверхности во времени, в отличие от повторных ГНСС измерений, реализованных на ПХГ.

3. Сравнительный анализ деформационных процессов на подземных хранилищах газа, построенных в различных геологических структурах, показал, что результаты мониторинга, проведенного в пределах ПХГ, организованного в

водоносных горизонтах, отличаются от аномальных деформаций на ПХГ, созданных в истощенных залежах. В первом случае наиболее контрастно проявляют себя «региональные» поднятия и оседания земной поверхности территории всего ПХГ, а локальные, приразломные аномалии выражены более слабо. Во втором случае, когда при строительстве ПХГ используется истощенная залежь, деформационная активность разломных зон явно доминирует над общим поднятием и оседанием земной поверхности территории ПХГ.

4. Анализ данных GPS показал, что при паспортной точности приемников (точность определения горизонтальной компоненты в постобработке $\pm 3\text{мм} + 0,5\text{ppm}$) определить величину смещения с амплитудой меньше 5 мм достаточно затруднительно, поскольку расстояния до базовых станций, относительно которых проводится измерения реперов, расположенных в зонах разломов, исчисляются несколькими км. Тем самым, во время циклического воздействия на недра, когда пластовое давление изменяется на сравнительно небольшие величины, получить истинные смещения дискретными спутниковыми методами в зонах разломов достаточно сложно [Кузьмин, 2017]. Необходимо проводить ГНСС наблюдения по густой сети непрерывных наблюдений.

Таким образом, обосновывается **второе защищаемое положение:**

Повторные ГНСС-наблюдения на циклически деформируемых объектах имеют меньшую метрологическую обеспеченность по сравнению с результатами, полученными методом постоянно действующих ГНСС измерений, обработанными с использованием методов спектрально-временного анализа.

ГЛАВА 4. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ТЕОРИИ ДЕФОРМАЦИИ ДЛЯ АНАЛИЗА ПОВТОРНЫХ ГЕОДЕФОРМАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

4.1. Анализ повторных нивелирных наблюдений в зонах разломов методами теории деформаций

Как было написано ранее, основу информации о пространственно-временной структуре современного геодинамического состояния среды составляют повторные геодезические (наземные и спутниковые) измерения, проводимые на различных масштабных уровнях описания процессов: глобальном, региональном, зональном и локальном.

В приведенных публикациях [Кузьмин, 1989, 1999; Сидоров, Кузьмин, 1989] по исследованию пространственно-временной структуры современных деформационных процессов в зонах разломов изложены следующие эмпирические обобщения:

- существуют устойчивые типы локальных аномалий в вертикальных движениях земной поверхности в зонах разломов (таблица 4.1). При этом горизонтальные размеры (L) γ -аномалий составляют 0,1–2 км, S -аномалий – 5–10 км, а β -аномалий – 10–30 км. Соотношения между амплитудой (Δh) и протяженностью (L) для каждого типа аномалий связаны через масштабный коэффициент $m = 10^{-6}$ (если амплитуда выражена в миллиметрах, то ширина аномалии – в километрах);

- основные пространственно-временные характеристики аномальных движений идентичны как для сейсмоактивных, так и для асейсмичных разломных зон. При этом интенсивность деформационного процесса в разломах асейсмичных регионов выше, чем в сейсмоактивных;

- установленные типы аномальных движений находятся в определенном соответствии с региональными типами напряженного состояния земной коры. В районах предгорных и межгорных прогибов (области сжимающих напряжений)

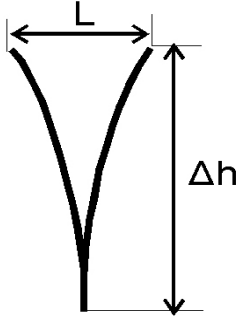
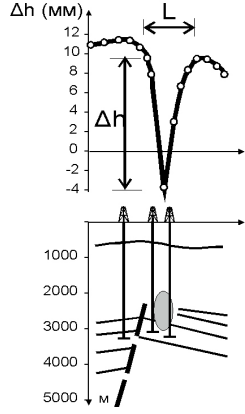
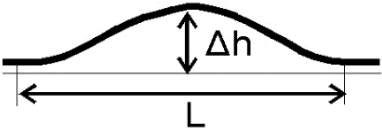
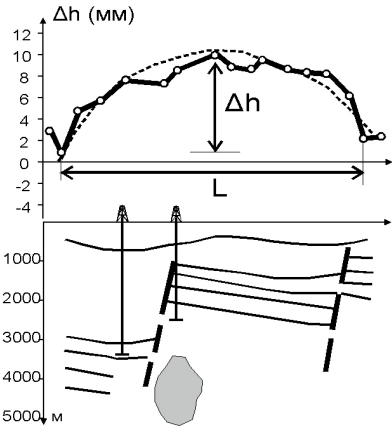
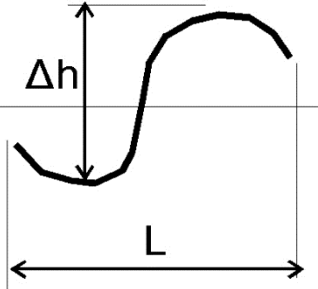
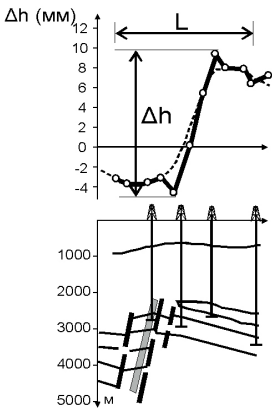
доминируют β -аномалии, а в рифтовых областях (зоны растяжений) преобладают γ -аномалии.

Отмеченные закономерности были сформулированы в конце XX в. За прошедшие годы накоплен дополнительный материал по выявленным в зонах разломов деформационным аномалиям. Естественно, что подавляющее большинство этих данных было получено по материалам повторного нивелирования вдоль профилей, которые пересекали приразломные участки. Существенный вклад в общую коллекцию деформационных аномалий внесли результаты, полученные на геодинамических полигонах, которые были созданы на месторождениях нефти и газа и подземных хранилищах газа. Так, к настоящему времени надежно выявлено 2037 «приразломных» аномалий вертикальных смещений земной поверхности различного типа. Оказалось, что подавляющее количество аномалий представлено локальными симметричными (квазисимметричными) просадками земной поверхности в зонах разломов, то есть аномалиями типа γ (88 %). Количество аномалий типа β составило 9 %. Наименее распространенным типом аномалий оказались локальные смещения типа S (3 %) [Кузьмин, 2007, 2019; Хисамов и др., 2012; Квятковская, Кузьмин, Никитин, Фаттахов, 2017]. В отдельных случаях эти результаты были дополнены материалами измерения горизонтальной компоненты движений, полученными по данным наземной и спутниковой геодезии, а также результатами математического моделирования [Кузьмин, 2008, 2014, 2015, 2018, 2019, 2021а, 2022].

Основные типы аномальных изменений современных вертикальных движений земной поверхности в пределах зон разломов показаны в таблице 4.1.

Как видно из таблицы 4.1, аномалии различаются не только по морфологии, но и по соотношению между Δh и L . Приведенная классификация аномалий носит относительный характер и зависит, в частности, от пространственного масштаба (изученности) исходных данных. Вместе с тем, данная классификация представляется наиболее оптимальной, поскольку, как будет показано ниже, каждый тип аномалии может быть отождествлен с конкретным механизмом деформирования.

Таблица 4.1. Основные типы аномальных движений.

Типы аномалий	Соотношение признаков	Практические примеры аномалий и местоположение их источников
Тип γ Локальный изгиб	$\Delta h \gg mL$ 	
Тип β Региональный Изгиб	$\Delta h < mL$ 	
Тип S Дифференцированные движения бортов разломов	$\Delta h \sim mL$ 	

Как известно из механики деформируемых сред [Работнов, 1979], напряженно-деформированное состояние можно характеризовать силовым (теория напряжений), геометрическим (теория деформаций) и реологическим (связь

напряжений и деформаций для различных типов сред) образом. Результаты геодезических наблюдений за смещениями закрепленных точек на земной поверхности естественным образом описываются с помощью геометрической теории деформаций, которая не связана с реологическими свойствами среды (упругими, пластическими, вязкими и т. п.).

Согласно выявленной классификации аномальных движений, необходима формализация регионального изгиба, локального изгиба и сдвига бортов разлома. Для определения типа деформирования земной поверхности по результатам повторного геометрического нивелирования для трех смежных реперов в работе [Сидоров, Кузьмин, 1989] предложено использовать безразмерные комбинации из параметров наклона α и изгиба (регионального (β) и локального (γ)). Если через одну из секций нивелирного хода проходит разлом, то соотношение величин α и β (γ) позволяет судить о степени однородности деформирования приразломной зоны. В случае, если разлом кинематически пассивен, то возможны только две ситуации, которые могут быть отражены по данным повторного нивелирования. Либо вертикальные движения всех реперов равны нулю, либо существуют аномальные движения в виде однородного наклона. Кинематическая (деформационная) активизация разлома в форме любого из отмеченных в таблице типов аномалий обязательно приведет к нарушению однородности деформирования исследуемого участка земной поверхности.

Для количественной характеристики степени однородности деформирования Кузьминым Ю.О. был введен безразмерный параметр P [Сидоров, Кузьмин, 1989]:

$$P = \frac{[|\alpha| - |\beta(\gamma)|]}{[|\alpha| + |\beta(\gamma)|]} \quad (4.1)$$

где: $\alpha = \frac{1}{2} \cdot \left(\frac{\Delta h_1}{l_1} + \frac{\Delta h_2}{l_2} \right)$, $\beta = \frac{1}{2} \cdot \left(\frac{\Delta h_1}{l_1} - \frac{\Delta h_2}{l_2} \right)$

Этот параметр удобнее простого соотношения $|\alpha|/|\beta(\gamma)|$, т.к. при $\beta(\gamma) \rightarrow 0$, $|\alpha|/|\beta(\gamma)| \rightarrow \infty$. Не лишен подобных недостатков и логарифм отношения параметров. Предложенный параметр не имеет особых точек и изменяется в интервале $[-1; 1]$. Он по своей сути подобен известному параметру Лоде – Надаи, который характеризует тип напряженно-деформированного состояния.

Каждому значению P соответствует вполне определенный тип деформирования. Так, при $P = -1$ имеет место чистый изгиб – аномалия типа $\beta(\gamma)$, что означает максимальное нарушение однородности деформирования (рис. 4.1а). В случае, когда $P = 0$, возможно проявление неоднородности деформирования за счет возникновения S аномалии на разломе (рис. 4.1б). Значению $P = +1$ соответствует однородный наклон, который «не замечает» разломную зону (рис. 4.1в).

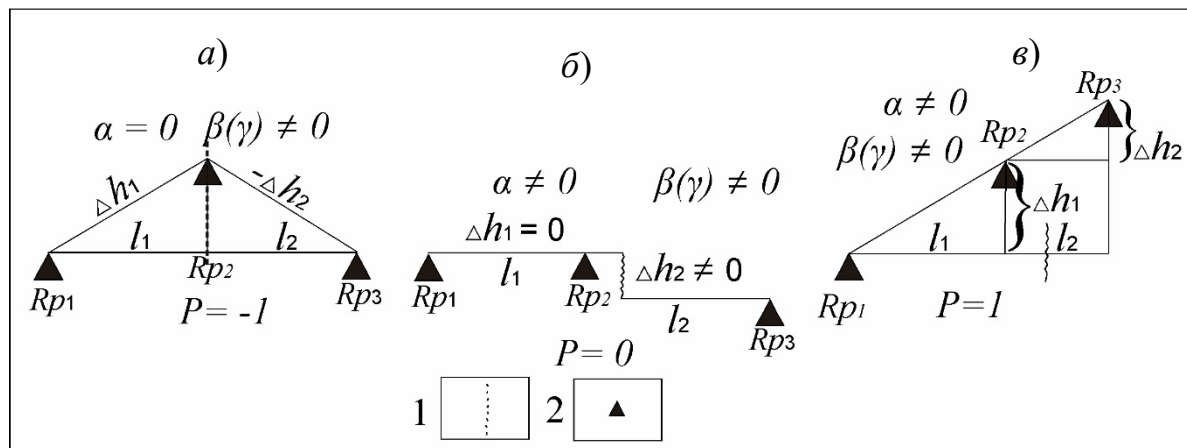


Рисунок 4.1 Определение типа аномалий вертикальных движений в зонах разломов (схема для трех реперов): а) чистый изгиб; б) неоднородное деформирование (сдвиг); в) однородный наклон; 1 – положение разломов; 2 – местоположение реперов

Этот параметр удобно применять для изучения периодов нарушения однородности деформирования при проведении наблюдений на режимных приразломных участках за длительный период времени. Однако принципиально важно отметить, что высокая степень неоднородности ($P \rightarrow -1$) может быть обусловлена как локальным проявлением сдвигов бортов разлома (S -аномалия), так и изгибом (β - и γ -аномалии) в окрестностях тектонического нарушения.

Для того, чтобы разделить вклад каждого из типов аномалий, параметр P был модифицирован в параметр Q [Сидоров, Кузьмин, 1989]. В новом параметре Q в рассмотрение введено не две секции нивелирования (три пункта, разлом проходит через одну из секций), а три секции (четыре пункта, разлом проходит через среднюю секцию) (рис. 4.2).

Для однозначного выявления S -аномалии, как ступенеобразного вертикального сдвига в зоне разлома, используется естественное геодиническое

условие: дифференцированные смещения смежных реперов внутри блоков должны устремляться к нулю, а разность вертикальных смещений реперов в секции, пересекающей разлом, должна быть максимальна. В этом случае «дефектная» секция, внутри которой находится разрывное нарушение, является областью локального деформирования, а левая и правая секции могут быть условно названы «региональными».

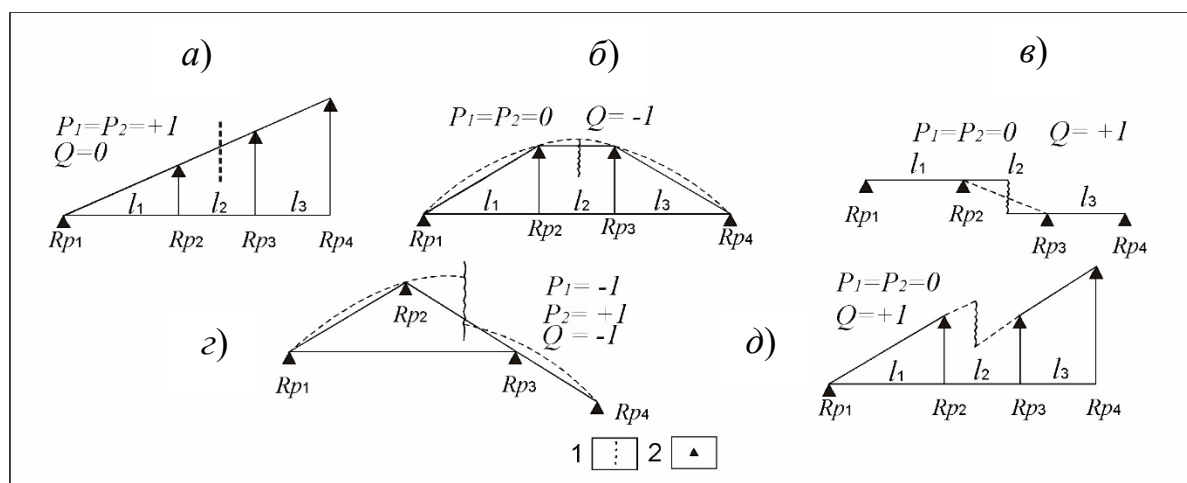


Рисунок 4.2. Определение типа аномалий вертикальных движений в зонах разломов (схема четырех реперов): а) однородный наклон; б) изгиб; в) сдвиг; г) изгиб со сдвигом по разлому; д) наклон со сдвигом; 1 – положение разломов; 2 – местоположение реперов

Для того, чтобы для четырех пунктов ввести параметр Q , аналогичный P , необходимо рассмотреть суперпозицию трех левых и трех правых пунктов. Для них необходимо найти соответствующие наклоны α_1 и α_2 и изгибы $\beta(\gamma)_1$ и $\beta(\gamma)_2$.

Средние значения наклона и изгиба будут:

$$\bar{\alpha} = \frac{1}{2}(\alpha_1 + \alpha_2) = \frac{1}{4} * \left(\frac{\Delta h_1}{l_1} + \frac{\Delta h_2}{l_2} + \frac{\Delta h_3}{l_3} \right) \quad (4.2)$$

$$\bar{\beta} = \frac{1}{2}(\beta(\gamma)_1 + \beta(\gamma)_2) = \frac{1}{4} * \left(\frac{\Delta h_1}{l_1} - \frac{\Delta h_3}{l_3} \right) \quad (4.3)$$

Тогда для определения величин «региональных» наклона и изгиба необходимо исключить «дефектную» секцию, которая искажает их значения:

$$\alpha_p = \frac{1}{2} \left(2 \frac{\Delta h_2}{l_2} - \frac{\Delta h_1}{l_1} - \frac{\Delta h_3}{l_3} \right) \quad (4.4)$$

Так как в общем случае имеет место суперпозиция регионального наклона, изгиба и дифференцированных движений бортов разлома, то сначала необходимо освободиться от «регионального» наклона, для чего введена величина

модифицированного наклона α^*

$$\alpha^* = \bar{\alpha} - \alpha_p = \frac{1}{4} \left(\frac{\Delta h_1}{l_1} + \frac{\Delta h_3}{l_3} \right) \quad (4.5)$$

Затем, освобождаясь от «регионального» изгиба, аналогично вводится модифицированный изгиб $\beta(\gamma)^*$

$$\beta(\gamma)^* = \overline{\beta(\gamma)} - \beta(\gamma)_p = \frac{1}{4} \left(\frac{\Delta h_3}{l_3} - \frac{\Delta h_1}{l_1} \right) \quad (4.6)$$

Из величин α^* и $\beta(\gamma)^*$ образуется параметр Q , аналогичный P :

$$Q = \frac{|\alpha^*| - |\beta(\gamma)^*|}{|\alpha^*| + |\beta(\gamma)^*|} \quad (4.7)$$

В зависимости от соотношения α^* и $\beta(\gamma)^*$ параметр Q изменяется в интервале $[-1; 1]$ аналогично параметру P . Если разлом, который пересекает нивелирный профиль, не активен, а вертикальные движения земной поверхности проявляются в виде однородного наклона, то значение $Q = 0$ (рис. 4.2а). Величина $Q = -1$ означает наличие $\beta(\gamma)$ -аномалии (рис. 4.2б). Значению $Q = +1$ соответствует S -аномалия (рис. 4.2в).

Данная методика применялась для оценки степени однородности деформирования разломных зон в Копетдагском сейсмоактивном регионе [Сидоров, Кузьмин, 1989]. Кроме этого, в нескольких работах В.Г. Колмогорова этот подход активно использовался для оценки характера современной кинематической активности разломов Сибири [Колмогоров, Колмогорова, 1990; Колмогоров, 1986, 1992, 2009; Колмогоров, Асташенков, 2012]. В этих работах методика формализованных параметров P и Q применялась на основе результатов повторных нивелирных наблюдений вдоль длинных (региональных) профилей различной протяженностью (от 86 до 1166 км). Среднее расстояние между реперами составляло примерно 9,5 км. Для ряда разломов Алтае-Саянской области был определен тип деформации земной поверхности. На основании таблицы, приведенной в работе [Колмогоров, Лисицкий, 2013], самый распространенный тип деформации, выявленный по результатам анализа нивелирных профилей, – это S -аномалии. Более того, по этим исследованиям не были обнаружены аномалии типа γ .

Отсутствие аномалий локального изгиба и доминирование аномалий типа S объясняется не только тем, что расстояния между реперами оказались весьма значительными. Дело в том, что детальный анализ различных кинематических ситуаций показал некоторую ограниченность предложенного параметра Q . Из рис. 4.2 следует, что одному и тому же значению параметра могут соответствовать не только «чистые» аномалии сдвига, изгиба и наклона, но и комбинированные варианты аномалий. Например, рис. 4.2г отражает изгиб со сдвигом по разлому, а рис. 4.2д – наклон со сдвигом.

Для того, чтобы увеличить эффективность использования безразмерных параметров для типизации кинематических режимов современной динамики разломных зон предложен новый подход – схема из пяти реперов [Кузьмин, Фаттахов, 2018]. В качестве основных морфологических признаков сдвига и изгиба предложено использовать характер поведения вертикальных смещений непосредственно в зоне разлома. Для этой цели были использованы расчетные вертикальные смещения поверхности от моделей сдвиговых и раздвиговых разломов, которые описывают формирование локальных деформаций для S - и γ -аномалий, соответственно (рис. 4.3).

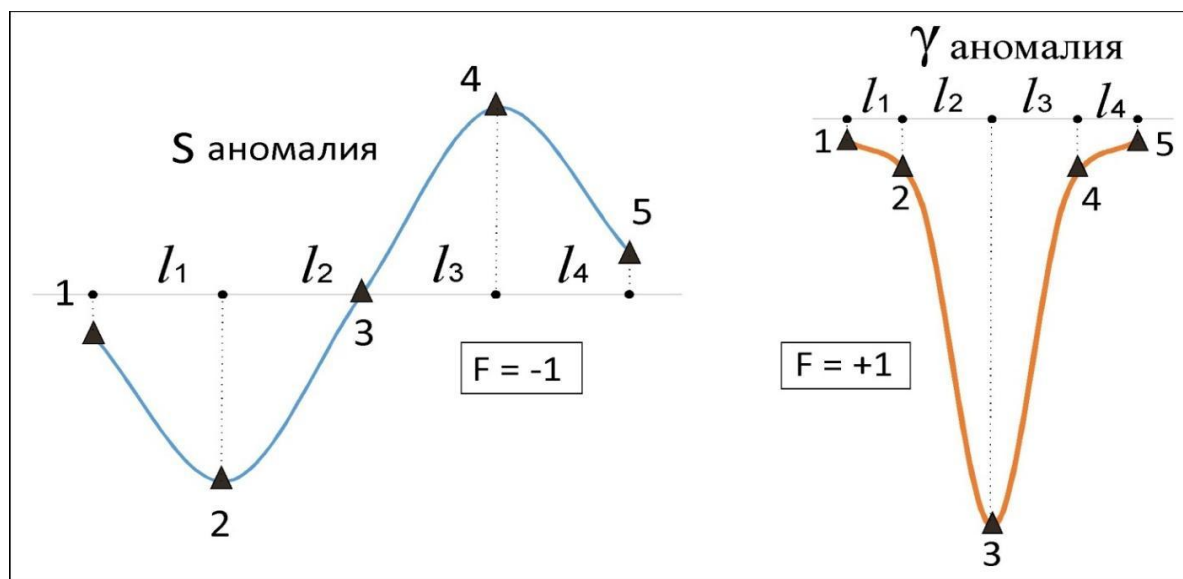


Рисунок 4.3. Распределение расчетных вертикальных смещений земной поверхности, моделирующих S - и γ -аномалии

На рис. 4.3 показаны кривые, построенные в рамках дислокационной модели сдвиговых разломов [Okada, 1985, 1992] и модели раздвиговых разломов [Кузьмин,

1999, 2018, 2019а, 2019б, 2021а, 2022], при которых формируются локальные оседания земной поверхности в окрестности разлома. Как видно из рисунка, при использовании схемы для пяти реперов, когда средний репер (№ 3) расположен в центральной части разлома, кинематика реперов № 2, 3, 4 для обоих типов аномалий представляет собой сдвиг (S -аномалия) и симметричный изгиб (γ -аномалия).

Для того, чтобы для пяти пунктов ввести параметры, аналогичные P и Q , необходимо снова рассмотреть суперпозицию трех левых и трех правых реперов. Для них следует найти средние значения наклона и изгиба, а затем вычесть их региональные (фоновые значения) аналогично той процедуре, которая была использована выше. После проведения необходимых преобразований были получены значения для модифицированного наклона α^* :

$$\alpha^* = \bar{\alpha} - \alpha_{\phi} = \frac{1}{4} * \left(\frac{\Delta h_2}{l_2} + \frac{\Delta h_3}{l_3} - \frac{\Delta h_1}{l_1} - \frac{\Delta h_4}{l_4} \right) \quad (4.8)$$

Аналогично получено выражение для модифицированного изгиба $\beta(\gamma)^*$:

$$\beta(\gamma)^* = \overline{\beta(\gamma)} - \beta(\gamma)_{\phi} = \frac{1}{4} * \left(\frac{\Delta h_4}{l_4} + \frac{\Delta h_3}{l_3} - \frac{\Delta h_1}{l_1} - \frac{\Delta h_2}{l_2} \right) \quad (4.9)$$

Из величин α^* и $\beta(\gamma)^*$ вычисляется параметр F , аналогичный параметру Q , построенному для схемы четырех реперов:

$$F = \frac{|\alpha^*| - |\beta(\gamma)^*|}{|\alpha^*| + |\beta(\gamma)^*|} \quad (4.10)$$

В зависимости от соотношения α^* и $\beta(\gamma)^*$, параметр F изменяется в интервале $[-1; 1]$ аналогично параметру Q . Значению $F = -1$ соответствуют S -аномалии, значение $F = +1$ означает доминирование в зоне разлома $\beta(\gamma)$ -аномалии (региональный и локальный изгиб, соответственно). Таким образом, параметр F служит своеобразным фильтром, который производит селекцию типов аномалий, когда спектр наблюдаемых движений состоит из совокупности аномалий различных типов [Кузьмин, Фаттахов, 2018].

Отсюда вытекает следующая методика количественного определения степени однородности деформирования и выявления типов аномальных движений. На первом этапе определяются параметры P_1 и P_2 (для трех левых и для трех правых

пунктов). Следует подчеркнуть, что схема для пяти реперов, в отличие от схемы для четырех реперов, позволяет проводить эту процедуру без перекрытия значений превышений, полученных на смежных секциях. Именно это позволяет в рамках схемы для пяти реперов проводить более строгую селекцию аномалий.

Если P_1 и $P_2 \rightarrow 1$, то это свидетельствует в пользу высокой степени однородности деформирования и отсутствия аномальных, локальных смещений непосредственно в зоне разлома. Если среднее значение $P_{cp} = 0,5 \cdot (P_1 + P_2) \rightarrow 0$, то в этом случае имеют место аномальные движения. Рассчитанный в этом случае параметр F свидетельствует о том, какой именно тип аномалии доминирует в данной разломной зоне.

Касаясь применения формализованных критериев разделения аномалий в пространственном масштабе, следует заметить, что, имея формулы для параметров P и F , а также задаваясь выявленными характеристиками аномалий (размер L и соотношение $\Delta h/l$), можно проводить скользящее определение и разделение типов аномального деформирования вдоль протяженных нивелирных линий, пересекающих несколько разломных зон.

Следует отметить, что в зависимости от пространственной детальности измерений параметр F способен выявлять как региональный (β -аномалия), так и локальный (γ -аномалия) изгибы. Учитывая, что в последние годы резко усилился интерес к выявлению зон опасных разломов [Кузьмин, 2007, 2016], расположенных как в нефтегазоносных, так и сейсмоактивных регионах, то ниже демонстрируются возможности предлагаемой методики для выявления характера локального деформированного состояния разломных зон, когда пространственная детальность наблюдений (расстояние между реперами) достигало 50–100 м.

Для демонстрации параметра F ниже представлены данные нивелирования, полученные при геодинимическом мониторинге подземного хранилища газа из главы 3.

Как уже отмечалось ранее, на рис. 4.4 в выделенных четырех разломных зонах наиболее ярко проявляются локальные аномальные смещения. Очевидно, что в период отбора газа (цикл 2-1) в зонах разломов имеют места локальные просадки

земной поверхности. В цикле 3-2 (нейтральный период) локальные аномалии продолжают развиваться инерционно. И наконец, в цикле 4-3, который соответствует максимальной закачке газа, аномальные вертикальные смещения земной поверхности испытывают инверсию движения. Это свидетельствует о том, что циклические воздействия на геологическую среду приводят изменению кинематики (тип подвижек земной поверхности) в зонах разломов.

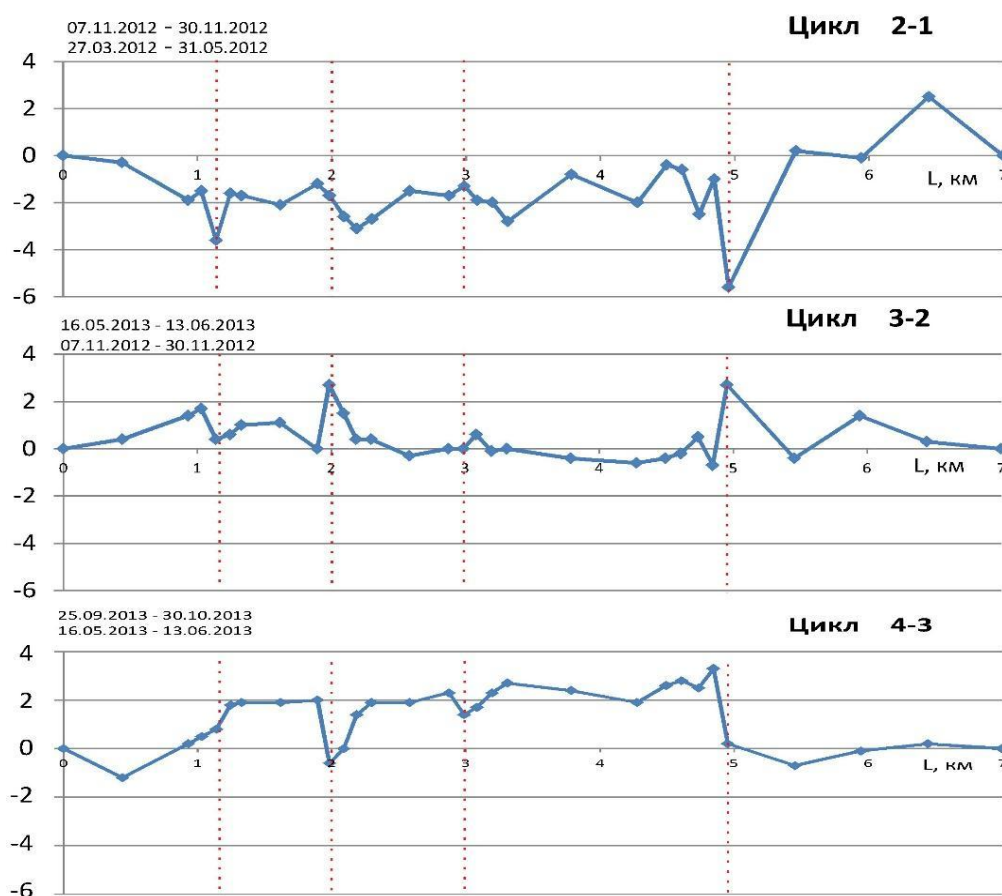


Рисунок 4.4 Результаты повторных высокоточных нивелирных наблюдений на одном из подземных хранилищ газа. Пунктирными линиями обозначены разломные зоны

При формализованном анализе данных при помощи параметра F совсем не обязательно сравнивать графики в целом. Для начала достаточно, используя параметр P , выявить зоны неоднородного деформирования, а затем выбрать конкретную разломную зону и с помощью параметра F фиксировать динамику изменения типа деформирования земной поверхности во времени. При этом важно помнить, что расчет безразмерных параметров осуществляется только после тщательной метрологической селекции данных и, в первую очередь, исключения сезонных и других периодически действующих помех на основе спектрально-

временного анализа [Фаттахов, 2017].

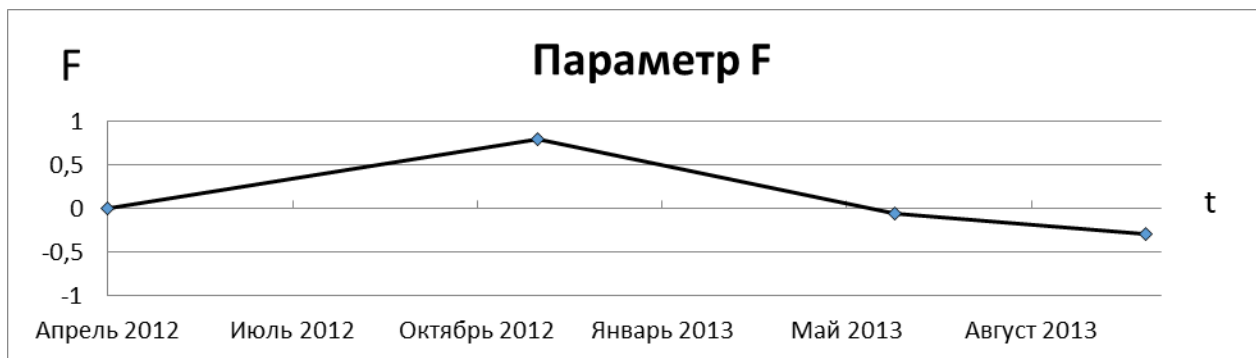


Рисунок 4.5. Динамика параметра F на примере первой слева разломной зоны

На рис. 4.5 показана динамика изменения характера деформирования земной поверхности в первой разломной зоне. В цикле 2-1 в ноябре 2012 г. во время отбора газа года хорошо прослеживается локальный изгиб (γ -аномалия), где $F = 0,8$. В цикле 3-2, когда измерения попали на нейтральный период работы ПХГ, $F = 0,1$, что говорит о том, что в этот момент преобладает практически однородный наклон и, наконец, в цикле 4-3 $F = -0,35$, что соответствует преобладанию в данной области сдвига (S -аномалии).

Другой пример эффективного использования безразмерных параметров иллюстрируется на примере уникальных высокоточных многократных нивелирований на геодинимическом полигоне, расположенном в пределах Камчатского сейсмоактивного региона [Churikov, Kuzmin, 1998]. Нивелирный профиль, пересекающий три локальные зоны разломов, выявленных по геолого-геофизическим данным, длиной 2.6 км повторялся 155 раз в течение почти трех лет с частотой опроса 1-2 раза в неделю [Кузьмин, Чуриков, 1998; Кузьмин Ю., Кузьмин Д., Фаттахов Е, 2013; Грунин, Кузьмин, Фаттахов, 2014].

На рис. 4.6 показано пространственное распределение вертикальных смещений земной поверхности вдоль этого профиля за весь период наблюдений.

Очевидно, что разломные зоны представлены тремя аномальными просадками типа γ . Характерным для всех трех аномалий является ярко выраженный пульсационный и симметричный характер просадок. Периоды интенсивного опускания перемежаются с периодами относительного покоя, затем процесс проседания возобновляется.

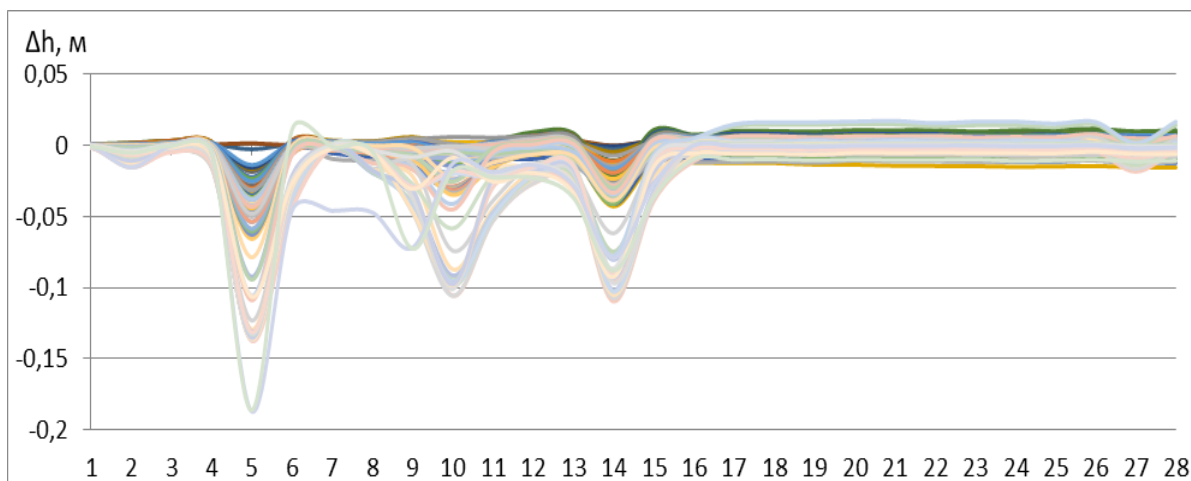


Рисунок 4.6 Распределение вертикальных смещений земной поверхности на нивелирном профиле относительно первого репера (Камчатка)

В отдельные промежутки времени наблюдаются периоды незначительных (меньших на порядок) инверсионных движений. Амплитуды локальных максимумов в этот период незначительно уменьшаются. Однако в целом имеет место устойчивая тенденция к пульсационному, последовательному проседанию локальных участков земной поверхности. Ширина аномалий колеблется от 200 до 500 м, а их амплитуда достигает 10–12 см, длительность пульсационных процессов заключена в интервале от нескольких недель до нескольких месяцев. Среднегодовая скорость относительных деформаций достигает величин 10^{-4} в год.

Из рис. 4.7 видно, что характер деформирования трех разломных зон в течение времени эволюционирует различным образом. Параметр F для левого и правого разлома на протяжении всего периода наблюдений устойчиво отмечает доминирование аномалии локального изгиба (тип γ). Исключение составляет период с декабря 1997 г. по апрель 1998 г., в течение которого произошла подготовка и реализация ощутимого Камчатского землетрясения с $M = 7,1$, которое произошло на расстоянии около 100 км от нивелирного профиля [Кузьмин, Чуриков, 1998].

Этот период характерен тем, что в зоне этих разломов к локальным изгибам (просадкам земной поверхности) добавляются и незначительные сдвиговые перемещения, которые изменяют значение параметра F с 0,95 до 0,5. Это означает, что в сложном приразломном движении, в котором всегда присутствует

суперпозиция изгибов и сдвигов земной поверхности, деформация локального изгиба вначале превосходила сдвиговую почти в 40 раз, а в период подготовки землетрясения – всего в 3 раза.

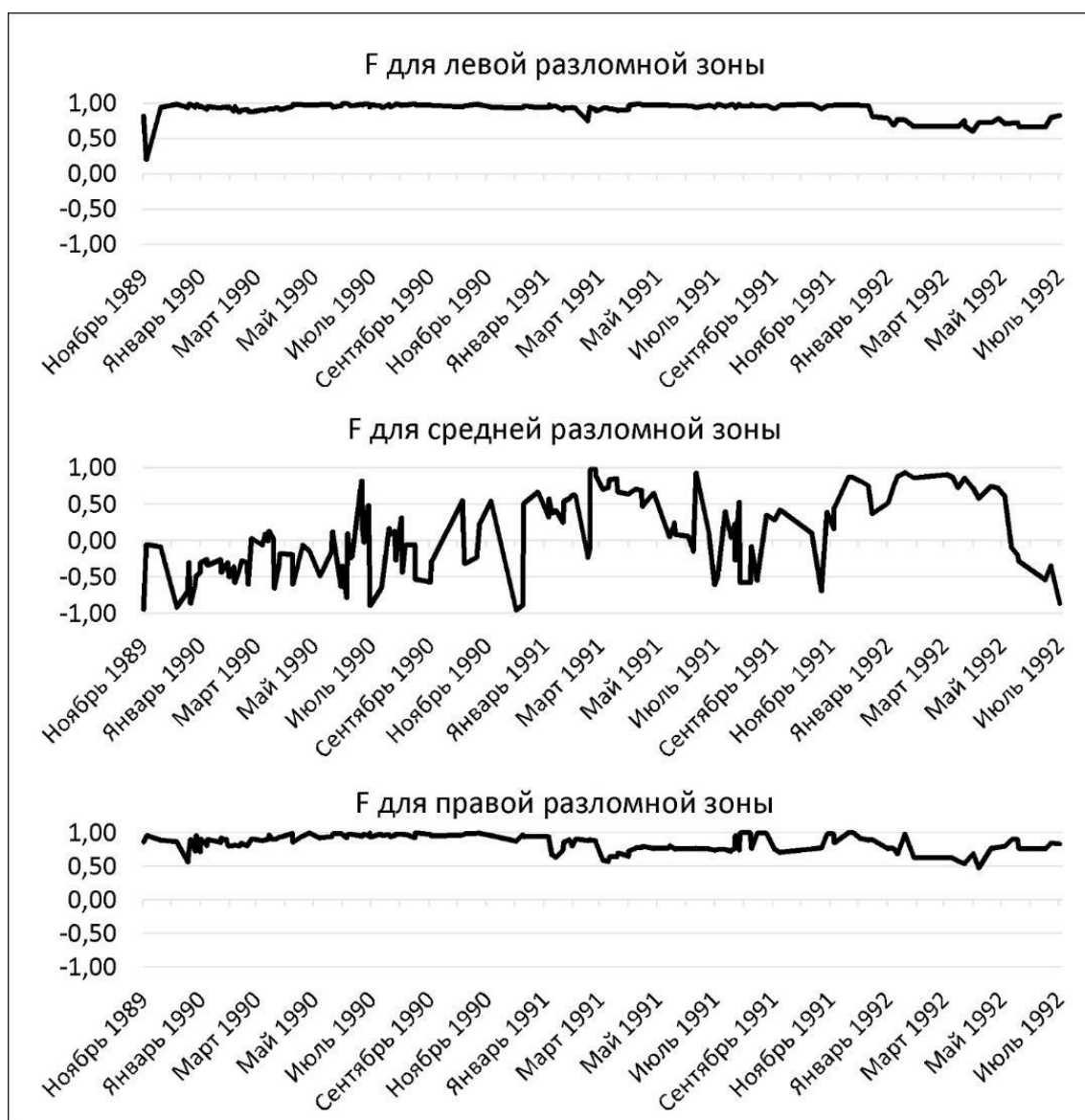


Рисунок 4.7. Временной ход параметра F для нескольких приразломных зон (Камчатка)

Совершенно иной характер имеет поведение деформационного процесса в средней разломной зоне. Там среднее значение параметра $F = -0,7$ отмечалось в течение всего первого года наблюдений. Затем в течение полугода знак параметра изменился на противоположный и с августа 1991 г. происходили знакопеременные флуктуации параметра F . Это свидетельствует о том, что в среднем разломе присутствует полный набор кинематических ситуаций. Есть периоды, когда сдвиговые смещения превалируют над оседаниями, и существуют интервалы

времени, когда доминируют локальные изгибы. В среднем за весь период наблюдений локальные изгибы (оседания) превосходят сдвиги примерно в 5 раз, что и отразилось в итоговой, накопленной кривой вертикальных смещений в пределах среднего разлома.

4.2. Определение главных осей сжатия и растяжения по светодальномерным данным методом тензометрического анализа

Основная цель работы заключалась в тензометрическом анализе горизонтальных деформаций земной поверхности на двух геодинамических полигонах, расположенных в сейсмоактивных регионах, но с различной кинематикой движения плит. Тектоника Камчатки представляет собой зону субдукции, а Ашхабад – зона коллизии Иранской и Туранской плиты (передовой разлом Копетдага). На протяжении длительного времени на этих геодинамических полигонах (на Камчатке 24 года, в Копетдаге 46 года) велись светодальномерные измерения.

Совокупность выбранных линий образует тензометрическую розетку, которая позволяет вычислять инвариантные характеристики деформационного процесса на основе геометрической теории деформаций. Тензометрический анализ результатов наблюдений заключается в определении величин главных деформаций ε_1 и ε_2 , а также в вычислении угла между направлением главных осей – φ_0 .

На основе методов тензометрического анализа диссертантом были определены величины главных значений относительных горизонтальных деформаций и вариации их во времени, а также угла между главной осью сжатия и доминирующей осью воздействия на этих полигонах [Фаттахов, 2021].

4.2.1. Тензометрический анализ горизонтальных смещений земной поверхности на Камчатке

Анализ длительных рядов прецизионных геодезических наблюдений с

привлечением знаний о тектонике плит и направлениях движений этих плит сделал возможным вычисление направлений главных осей сжатия и растяжения в зонах сочленения с помощью тензометрического анализа [Кузьмин, Фаттахов, 2016; Фаттахов, 2021].

В ряде работ [Левин и др., 2006, 2014; Левин, 2009] проводились расчеты главных осей сжатия и растяжения по данным светодальномерных и спутниковых измерений на геодинамическом полигоне Камчатки (созданном более 60 лет назад), но ни в одной из них не отслеживалось изменение главных осей во времени. При этом направление главных осей достаточно сильно отличается (рис. 4.8): по светодальномерным данным главная ось сжатия имеет субширотное направление, а по данным GPS – субмеридиональное. Кроме того, в указанных работах нет информации о том, за какой период времени были сделаны эти расчеты.

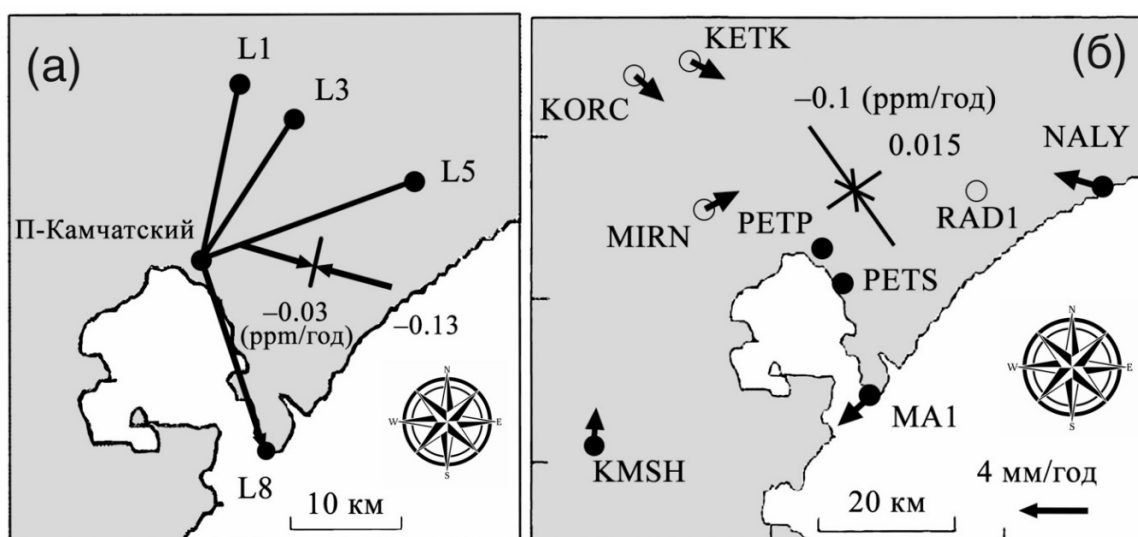


Рисунок 4.8. Направления главных осей сжатия на Камчатке (по [Левин и др., 2006, 2014; Левин, 2009]): а) по светодальномерным данным; б) по данным GPS

В то же время эксперименты на образцах показывают [Кузьмин, Жуков, 2004], что, когда задана доминирующая ось воздействий (например, одноосное нагружение на образце), которая остается инвариантной в течение всего периода воздействия, угол между доминирующей осью и осью сжатия, измеренной по локальным тензометрическим датчикам, будет меняться всегда, так как это происходит в локальной области. В однородных образцах этого не наблюдается. Но когда внутри образца начинают образовываться трещины, возникают

неоднородности, и это приводит к локальным изменениям напряженно-деформированного состояния образца. Точно так же происходит и при наблюдениях на земной поверхности, особенно в сейсмоактивных регионах.

В диссертационной работе предполагается, что наиболее сильное влияние на систему светодальномерных измерений оказывают 2 источника – зона субдукции и близко расположенные активные вулканы.

История создания геодинимического полигона на Камчатке начинается еще с 70-х годов прошлого века. В зоне сочленения Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской плит были организованы геофизические и геодезические наблюдения, включающие светодальномерные, нивелирные и наклономерные измерения. Полный комплекс полигонов, расположенных на юге полуострова, показан на рис. 4.9.

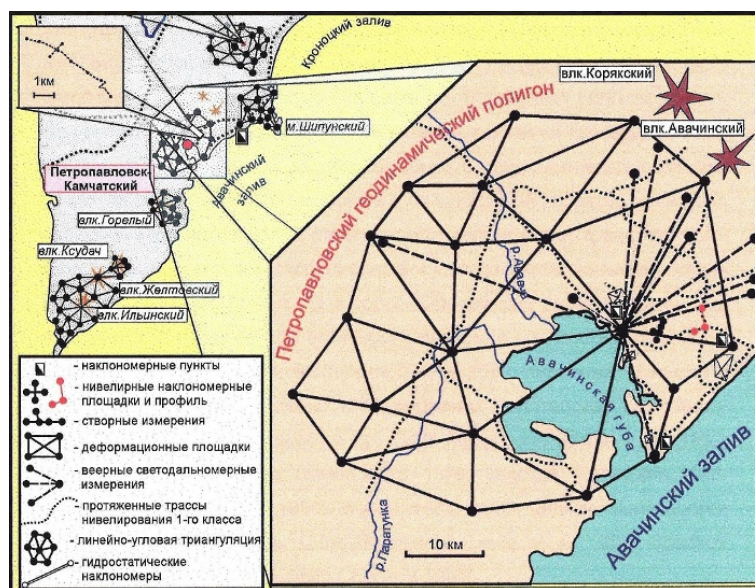


Рисунок 4.9. Обзорная карта полигонов в южной части Камчатского полуострова (по [Чуриков, 1997])

С 1979 по 2003 г. в Авачинской бухте с сопки Мишенная велись квазинепрерывные круглогодичные светодальномерные измерения, позволившие зарегистрировать горизонтальные смещения земной поверхности на достаточно больших расстояниях (10–50 км). Как уже ранее было сказано в главе 2, актуальность этих исследований обусловлена наличием поблизости большого количества вулканов и сейсмофокальной зоны. В ряде работ излагаются

результаты проведенных наблюдений и делается попытка увязать наблюдаемые деформации с сейсмическими событиями региона [Бахтияров, Левин, 1989; Чуриков, 1997; Кузьмин, Чуриков, 1998; Churikov, Kuzmin, 1998; Левин и др., 2006; Левин, 2009; Кузьмин, Фаттахов, 2018].

На рисунке 2.6, приведенном ранее в главе №2, показана подробная схема расположения светодальномерных линий на обсерватории «Мишенная». Отражатели установлены таким образом, чтобы фиксировать горизонтальные деформации на максимально возможном расстоянии и по всей окружности от сопки Мишенная.

Пункты P01–P04 максимально приближены к вулканам Корякский и Авачинский, а пункт P08 находится рядом с гидрометеорологической станцией, из банка данных которой отбиралась вся необходимая информация о метеорологических факторах (атмосферное давление, осадки, температура) для учета поправок за время измерений.

В совокупности эти линии позволяют фиксировать деформации в субмеридиональном направлении. Остальные же линии (P05, P07, P09, P10) позволяют определять субширотные деформации района. Все пункты представляют собой принудительно отцентрированные уголкового отражатели, закрепленные на поверхности земли железобетонными пилонами. Погрешность светодальномерных измерений составляет $1-2 \cdot 10^{-7}$.

Совокупность вышперечисленных линий можно представить, как тензодатчики, по показаниям которых вычисляются инвариантные характеристики деформационного процесса на основе геометрической теории деформаций (заметим, что в рамках этой теории оси сжатия и растяжения обозначаются как «ось укорочения» и «ось удлинения») [Фаттахов, 2021].

Современные тензодатчики основаны на принципе трансформации изменений параметров датчика (например, длины или механического напряжения) в изменения его электрического сопротивления: деформация поверхности объекта передаётся на датчик, что приводит к изменению электрического сигнала. При светодальномерных измерениях аналогами параметров датчиков являются длины

линий, по изменениям которых можно вычислить деформацию земной поверхности, определить главные оси сжатия (укорочения) и растяжения (удлинения), а также изменение угла φ_0 между заданной осью деформации и осью сжатия (укорочения).

Расчеты по тензометрическим розеткам основаны на геометрической теории деформации, выведенной из формул Коши [Ляв, 1935; Новожилов, 1958; Филоненко-Бородич, 1959]. Согласно этой теории, если взять какое-либо упругое тело и закрепить его так, чтобы оно не могло перемещаться как недеформированное твёрдое целое, то перемещения всякой его точки будут вызываться только деформациями. Тем самым, в точке тела измеряют линейные деформации ε_α , ε_β и ε_γ в трех направлениях x , y , z . При этом ось x совмещают с предполагаемым направлением наибольшей деформации, а углы β и γ между линиями отсчитываются относительно заданной оси x . Линейные деформации вычисляют из системы уравнений [Пригоровский, 1983]:

$$\begin{aligned}\varepsilon_\alpha &= \varepsilon_x \cos^2 \alpha + \varepsilon_y \sin^2 \alpha + \beta_{xy} \sin \alpha \cos \alpha; \\ \varepsilon_\beta &= \varepsilon_x \cos^2 \beta + \varepsilon_y \sin^2 \beta + \beta_{xy} \sin \beta \cos \beta; \\ \varepsilon_\gamma &= \varepsilon_x \cos^2 \gamma + \varepsilon_y \sin^2 \gamma + \beta_{xy} \sin \gamma \cos \gamma,\end{aligned}\tag{4.11}$$

где β_{xy} – расчетная деформации сдвига в декартовой системе координат.

При измеренных деформациях в трех направлениях из системы уравнений (4.11) можно получить угол φ_0 , который равен

$$\varphi_0 = \frac{\arctg\left(\frac{\beta_{xy}}{\varepsilon_x - \varepsilon_y}\right)}{2}.\tag{4.12}$$

При этом геометрическая теория деформации не предполагает знаний о среде, что позволяет использовать её для любой реологической модели (упругой, вязкой, пластичной). Возможность применимости этих формул для неоднородных сред обосновывается в известных монографиях [Костров, 1975; Есиков, 1991].

Тензометрические розетки были выбраны на основе предположения, что наибольшее деформационное воздействие на геодинамический полигон оказывают два фактора – субдукция (региональный) и магматизм (локальный),

обуславливающий вулканическую активность конкретных вулканов. Линии отбирались схожие по длине и наличию пропусков в рядах, поэтому линии 06, 07 и 10 были сразу исключены из расчетов [Фаттахов, 2017].

Линии P01–P04 расположены возле вулканов и представляются оптимальными для отбора. После детального анализа данных были использованы только линии P02 и P03, так как они находятся ближе всего к вулканам и имеют наименьшее количество пропусков в данных. При этом усреднять эти линии нельзя, так как в геометрической теории деформации важную роль играют именно углы, а усреднение даст их среднее значение для всех линий.

По результатам изучения работ [Авдейко, Палуева, 2008; Левин и др., 2006, 2014; Левин, 2009], в которых приводится направление движения Тихоокеанской плиты, а также модели, в которой рассматривается распределение деформаций в зоне субдукции [Стеблов и др., 2018; Стеблов, Сдельникова, 2019], доминирующее направление нагружения от зоны субдукции было принято в направлении линии P09. В исследование была добавлена также линия P08, поскольку она расположена ближе всего к прибрежной зоне.

Итоговые тензометрические розетки состояли из линий P08–P09–P02 и P08–P09–P03, где доминирующая ось деформации была приложена в направлении субдукции, а также P09–P02–P08 и P09–P03–P08, где эта ось была ориентирована в направлении вулканов. Расчетные направления осей показаны на рис. 4.10.

Учитывая тот факт, что Камчатка является сейсмоактивным регионом, для анализа связи между сейсмическими событиями и динамикой угла φ_0 были отобраны сильные землетрясения (вертикальные стрелки на рис. 4.10) глубиной не более 50 км с $M > 5.5$ за весь период наблюдений в окрестности сопки Мишенная (до 100 км): 06.10.1987 г., $M = 6.5$, $\Delta = 78$ км; 08.07.1989 г., $M = 5.5$, $\Delta = 80$ км; 02.03.1992 г., $M = 6.9$, $\Delta = 76$ км. Данные по сейсмическим событиям взяты с сайта Геологической службы США (<http://earthquake.usgs.gov/>).

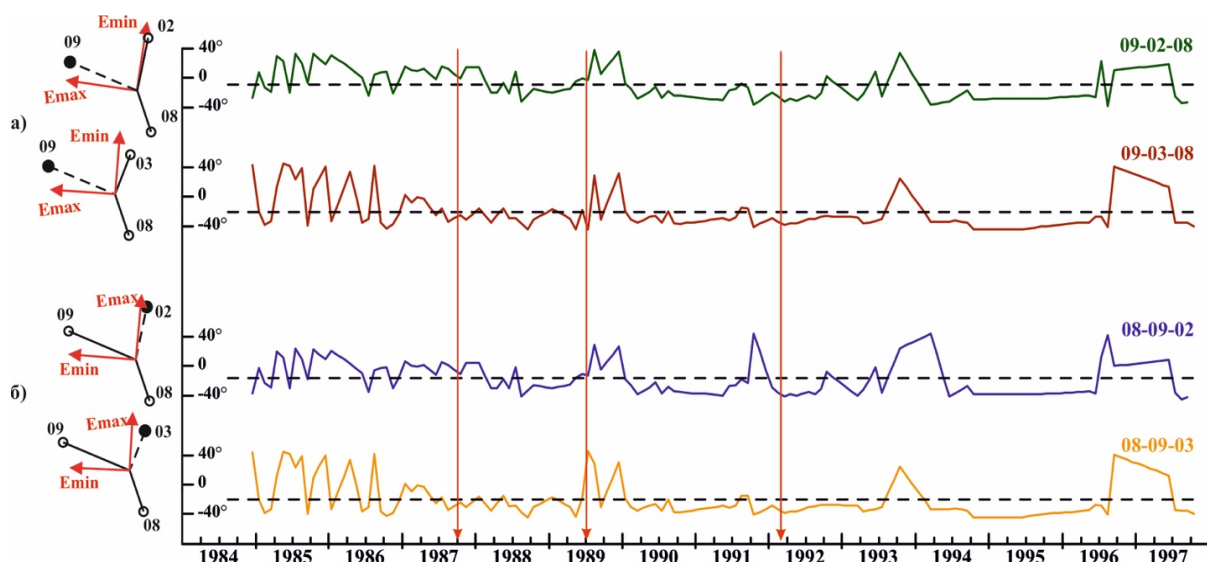


Рисунок 4.10. Расчетные направления главных осей сжатия и растяжения, а также изменения угла φ_0 во времени: а – доминирующая ось в направлении субдукции; б – доминирующая ось в направлении вулканов. Пунктирные линии – средние углы для тензометрических розеток; вертикальные стрелки – моменты землетрясений

Пунктирной линией на всех графиках на рис. 4.10 показан средний угол φ_0 между направлением доминирующей оси деформации (ось P09, P02 или P03) и главной осью сжатия (укорочения). При этом изменение угла φ_0 во времени указывает на то, что этот угол не зависит от сейсмических событий: резкие изменения φ_0 происходили как до, так и после землетрясений.

Из рис. 4.10 следует, что если доминирующим источником в тензометрической розетке выбрать субдукцию, то главная ось сжатия по розеткам P08–P09–P02 и P08–P09–P03 будет направлена на запад (рис. 4.10, а). Если же в качестве доминирующего источника выбрать магматизм, то эта ось меняет свое направление на 90° и принимает направление на север (на вулканы). Такое изменение угла может быть обусловлено реальной геометрией расположения источников. На Камчатке светодальномерные линии построены таким образом, что угол между направлениями на вулкан и на зону субдукции составляет примерно 90° .

В расчеты погрешности определения главных осей деформации закладываются погрешности измерения базовых линий и вычислений сдвиговой деформации. Расчетная погрешность определения среднего угла главных осей

составила 5° , а разница между полученными углами в направлении субдукции и вулканов составила 4° и 2° , что находится в пределах погрешности вычисления.

Все изменения, которые прослеживаются на графиках, происходят одновременно для всех тензометрических розеток, при этом разности между максимальными и минимальными значениями угла φ_0 достигают 80° .

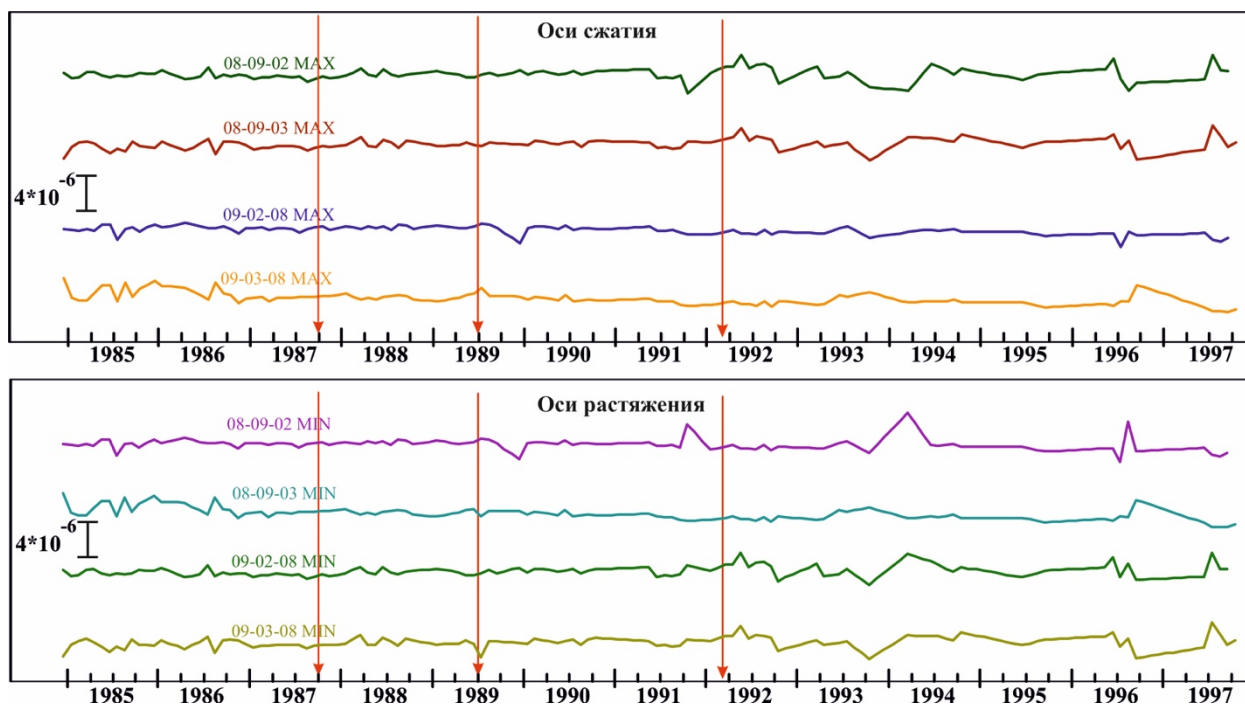


Рисунок 4.11. Главные оси сжатия и растяжения по тензометрическим розеткам. Вертикальные стрелки – моменты землетрясений

Вид графиков зависимости от времени относительных деформаций по главным осям сжатия и растяжения (рис. 4.11) позволяет оценить динамику горизонтальных деформаций и их связь с сильными землетрясениями. Поскольку все графики построены в едином масштабе, сравнивать изменения деформаций по различным осям во времени достаточно легко.

Сравнение главных осей сжатия демонстрирует, что деформации по этим осям подвержены знакопеременным флуктуациям; при этом прослеживается некоторая схожесть в поведении кривых деформаций во времени. Резкие изменения в деформационных сигналах достаточно редки, и далеко не всегда такие изменения по осям коррелируют с изменением угла φ_0 (см. рис. 4.10). Например, на всех графиках видно резкое изменение сигнала в июне 1996 года после достаточно продолжительного затишья. В этот же период также произошло знакопеременное

изменение угла φ_0 . Хорошая корреляция между углом φ_0 и деформациями прослеживается только в периоды, когда φ_0 почти не изменяется во времени: в эти периоды изменений в деформациях также почти не наблюдается. Каких-либо устойчивых связей между деформациями и сильными землетрясениями не обнаружено.

Полученные результаты указывают на то, что направления главных осей сжатия (укорочения) и растяжения (удлинения) зависят от выбора источника. При этом инвариантные результаты получаются только в однородной среде, когда воздействие происходит только от одного источника, как в ситуации с экспериментом на образце [Кузьмин, Жуков, 2004]. Как только появляется еще один (а может быть, и не один) локальный источник, то картина резко меняется. Подобные изменения свидетельствуют о том, что в течение всего времени измерения задействуются разные факторы, которые влияют на поведение угла φ_0 . Таким образом, это не монотонные (унаследованные) движения, и оба фактора деформационного воздействия – магматизм и субдукция – могут с одинаковым успехом вносить свой вклад в изменение этого угла.

4.2.2. Тензометрический анализ горизонтальных смещений земной поверхности в Копетдагском регионе

Как уже было сказано ранее в главе 2, исследования современных геодинамических (геодеформационных) процессов в Копетдагском регионе были начаты в 1964 году в рамках Программы “Изучение современных движений земной коры на стационарных полигонах”. Ашхабадский геодинамический полигон был развернут в пределах Центрального Копетдага и, в первую очередь, охватывал очаговую область Ашхабадского катастрофического землетрясения 6 октября 1948 года, а именно, расположен на территории, включающей в себя северный борт Копетдагского антиклинория, Предкопетдагский предгорный прогиб и южный борт Туранской плиты. С 1974 года были организованы первые светодальномерные измерения, которые представляют собой совокупность профильных и площадных

систем наблюдений. Деформационная площадка «Гаудан» находится на юге г. Ашхабада и контролирует зону Передового разлома Копетдага (рис. 4.12).

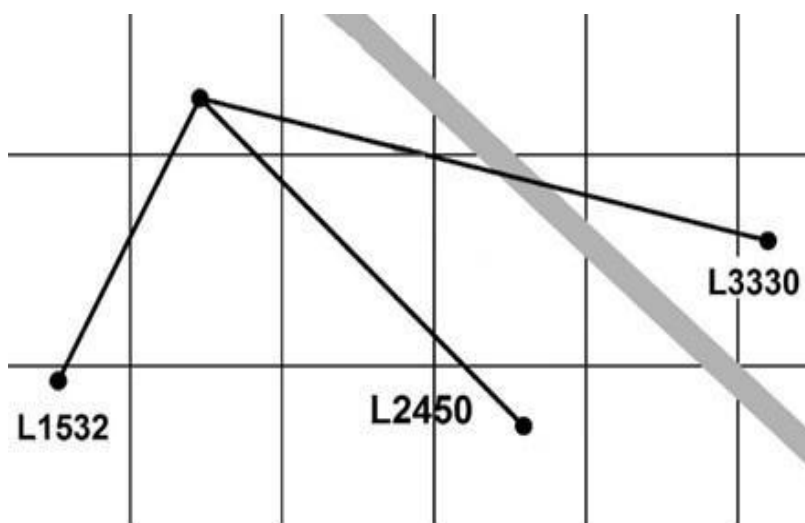


Рисунок 4.12. Схема расположения системы светодальномерных наблюдений «Гаудан».

Предыдущие исследования [Изюмов, Кузьмин, 2014; Кузьмин, 2008; Кузьмин, 2013, 2014а, 2014б, 2021; Кузьмин, Фаттахов, 2021] показали, что имеет место полное отсутствие систематического тренда по всем измеряемым линиям на протяжении почти 60 лет. Для уточнения этого факта были использованы более информативные методы анализа деформационных процессов таких, например, как тензометрический.

Совокупность линий (L1532, L2450, L 3330) образует тензометрическую розетку [Пригоровский, 1983], которая позволяет вычислять инвариантные характеристики деформационного процесса на основе геометрической теории деформаций.

За длительный период светодальномерных наблюдений в окрестности г. Ашхабада зафиксирован ряд землетрясений с магнитудами до 6.5. Для данного исследования диссертантом были выбраны землетрясения в радиусе 100 км от системы наблюдений и глубиной не более 35 км.

На рисунке 4.13 показан временной ход угла φ_0 в сопоставлении с сейсмическими событиями, которые отмечены вертикальными стрелками и соответствующими номерами: 1 – землетрясение 05.07.1987 г., $M_w=4.8$, глубина $h=33$ км, расстояние до системы наблюдений $\Delta=22$ км; 2 – землетрясение

24.05.1991г., $M_w=4.5$, $h=10$ км, $\Delta=88$ км; 3 – землетрясение 04.02.1997 г., $M_w=6.5$, $h=10$ км, $\Delta=94$ км; 4 – землетрясение 22.08.2000г., $M_w=5.9$, $h=10$ км, $\Delta=86$ км. Данные по сейсмическим событиям взяты с сайта Геологической службы США (<http://earthquake.usgs.gov/>).



Рисунок 4.13. Временной ход угла между осями главных деформаций и осями локальной системы координат. Вертикальными линиями показаны сейсмические события. Цифрами отмечены землетрясения, описанные в тексте.

Для последующего анализа временных рядов, пропуски были заполнены скользящим средним с шириной окна 48 месяцев. Расчеты, как и в предыдущих случаях, выполнялись с использованием программы WinABD.

Из рисунка 4.13 следует, что перед наступлением сейсмического события значения угла могут испытывать высокоамплитудные знакопеременные изменения. Аналогичные результаты были отмечены при физическом моделировании деформационных процессов на образцах горных пород [Кузьмин, Жуков, 2004]. На рис. 4.14 представлены результаты испытаний образцов известняка под действием квазистатического нагружения. Эксперимент проходил при квазистатическом длительном (около 1 года) одноосном сжатии. Образец кубической формы, изготовленный из монолитного блока карбонатных пород. Дополнительно регистрировались локальные деформации с помощью тензодатчиков, наклеенных в виде розеток на боковую грань образца. В каждой розетке было по 3 тензодатчика, ориентированных под углами 0, 45 и 90 град, которые позволяли контролировать деформацию локального участка площадью

примерно $2,5 - 4 \text{ см}^2$.

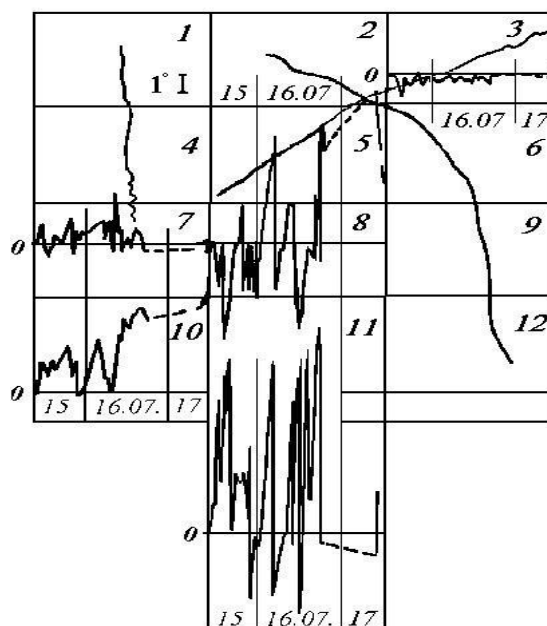


Рисунок 4.14 Пространственно-временные изменения угла φ_0 в зоне формирования магистральной трещины (аналога сейсмоактивного разлома).

Для анализа был выбран трехдневный интервал наблюдений, во время которого были отмечены типичные аномальные изменения φ_0 , которые завершились разрушением образца. Видно, что перед наступлением разрушения величина угла испытывает знакопеременные изменения. При этом, непосредственно перед самым актом разрушения частота знакопеременных вариаций угла уменьшается.

Касаясь физической трактовки обнаруженного явления, можно сделать следующее предположение: знакопеременное изменение угла между главной осью деформации (например, максимального сжатия) и осью локальной системы координат (например, X вдоль которой устремлена линия 1532) обусловлено собственной локальной динамикой деформационных процессов в зоне Передового (Ашхабадского) разлома Копетдага, индуцированной процессами подготовки землетрясений.

ВЫВОДЫ ПО ГЛАВЕ 4

В результате применения методов геометрической теории деформации для анализа повторных геодеформационных наблюдений были получены следующие выводы:

1. На основе классификации аномальных движений земной коры был предложен новый, улучшенный формализованный подход для селекции типов вертикальных движений земной поверхности в зонах разломов. Показано, что все аномальные изменения сводятся к трем основным типам деформаций: региональный изгиб, локальный изгиб и вертикальный сдвиг. На ряде геодинамических полигонов (сейсмопрогностических и техногенных) показана реализация введенного параметра F , являющегося пространственным фильтром, который выявляет доминирующую роль конкретного типа аномальной активизации разломов. Представлены материалы повторных нивелирных наблюдений вдоль профилей, пересекающих несколько разломных зон. Выявлены периоды смены локального механизма деформационной активности разломов во времени. Разработана методика, которая позволяет проводить скользящее осреднение сдвиговых и изгибовых подвижек вдоль нивелирных линий, пересекающих несколько разломных зон, и установление доминирующего типа аномалий за весь период наблюдений для каждого разлома. Данная методика апробирована в ООО «НПЦ «ПромНедраЭксперт» (г. Москва), от которой получен АКТ о внедрении [Приложение 2].

2. Результаты проведенного анализа данных прецизионных наблюдений напряженно-деформированного состояния земной коры в окрестностях сопки Мишенная (п-ов Камчатка) показывают, что изменения угла φ_0 и деформаций сжатия и растяжения не могут указывать на какой-то единый вектор направления. Изменение во времени напряженно-деформированного состояния земной коры происходит постоянно, особенно в сейсмоактивных регионах; показано, что возможно «включение» различных локальных источников воздействия в различные интервалы времени. Таким образом, это не монотонные

(унаследованные) движения, и оба фактора деформационного воздействия – магматизм и субдукция – могут с одинаковым успехом вносить свой вклад в изменение этого угла φ_0 .

3. Результаты проведенного анализа данных прецизионных наблюдений напряженно-деформированного состояния земной коры по светодальномерным данным на микрополигоне Гаудан показали, что изменение угла φ_0 обусловлено собственной локальной динамикой деформационных процессов в зоне Ашхабадского (Передового) разлома Копетдага, предположительно индуцированных процессами подготовки местных землетрясений.

Таким образом, обосновывается **третье защищаемое положение:**

Доминирующие типы аномалий движений в разломных зонах более достоверно выявляются при использовании теории деформации, которая также позволяет получать адекватную оценку степени влияния различных источников воздействия (вулканы и/или зона субдукции) на деформации земной поверхности в пределах Камчатского геодинамического полигона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключении диссертационной работы хочется отметить, что проведена большая работа по оценке результатов горизонтальных и вертикальных смещений земной поверхности на геодинамических полигонах сейсмоактивных и нефтегазоносных регионов. Часть этих результатов описана выше, другую часть данных запрещено публиковать в открытом доступе. Комплексный анализ позволяет сформулировать вывод, что повторная спутниковая геодезия, проводимая на месторождениях нефти и газа, фиксирует хаотичные смещения земной поверхности, которые трудно интерпретировать. Тем самым, в статье диссертантом вместе с соавторами [Квятковская, Кузьмин, Никитин, Фаттахов, 2017; Квятковская, Фаттахов, 2019] в качестве альтернативы предложено заменить повторные ГНСС наблюдения на построения микротрилатерационных сетей в пределах разломных зон, что в свою очередь уменьшит расходы на проведение работ и повысит точность измерений.

Проведение любых мониторинговых измерений без глубокого статистического анализа исходных рядов приводит к большим погрешностям и неточностям в конечном результате. При этом универсального метода анализа не существует, каждый сигнал (набор сигналов) нужно оценивать индивидуально. Предложенный диссертантом алгоритм удаления различных дефектов на практике показал свою эффективность. На основании него получено свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2022680444 [Приложение 1], а также АКТ о внедрении [Приложение 2].

Проведение статистического анализа на Ашхабадском геодинамическом полигоне по светодальномерным данным позволило уточнить среднегодовые скорости деформаций на Передовом (Ашхабадском) разломе Копетдага. Спектральный анализ по нивелирным данным в свою очередь продемонстрировал, что помимо различной скорости смещения между вертикальными движениями в блоковой и разломной частях полигона, имеются также различия в самих сигналах. Это свидетельствует о том, что временная структура наблюдаемых

геодеформационных процессов обусловлена суперпозицией локальных деформационных процессов и не связана напрямую с динамикой регионального взаимодействия Иранской и Туранской микроплит.

Применительно к анализу светодальномерных наблюдений теория деформаций ранее не использовалась. Ее применение позволило рассмотреть светодальномерные линии как тензометрические розетки и предположить 2 источника воздействия при формировании аномальных горизонтальных смещений на Камчатском геодинамическом полигоне. Путем перебора различных сценариев удалось показать, что в различные интервалы времени происходит поочередное «включение» различных источников.

Дальнейшее развитие методики анализа данных, а также накопление новых данных на уже созданных полигонных системах наблюдений, позволит находить новые закономерности, оптимизировать алгоритмы обработки и совершенствовать системы мониторинга на геодинамических полигонах.

СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамян Г.О., Кузьмин Д.К., Кузьмин Ю.О. Решение обратных задач современной геодинамики недр на месторождениях углеводородов и подземных хранилищах газа // Маркшейдерский вестник. 2018. № 4. С. 52-61.
- Абрамян Г.О., Кузьмин Д.К. Моделирование градиентов смещений земной поверхности на разрабатываемых месторождениях нефти и газа. // Маркшейдерский вестник. 2019. № 5. С. 56 – 62.
- Авдейко Г.П., Палуева А.А. Сейсмотектоническая активность Камчатской зоны субдукции и оценка сейсмоопасности и цунамиопасности // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. С. 48-66.
- Алешин И.М., Иванов С.Д., Корягин В.Н., Кузьмин Ю.О., Передерин Ф.В., Широков И.А., Фаттахов Е.А. Оперативная публикация данных наклономеров серии НШ на основе протокола SeedLink//Сейсмические приборы. 2017. Т. 53, № 3. С. 31-41. DOI: 10.21455/si2017.3-3
- Арутюнов А.Е., Грунин А.Г., Зубарев А.П., Кузьмин Ю.О., Никонов А.И., Осипов А.А. Горно-геологическое обоснование и проектирование геодинамических полигонов на подземных хранилищах газа (на примере Касимовского ПХГ) // Маркшейдер. вестн. 2012. № 4. С. 45-51.
- Атрушкевич П.А., Калабаев Н.Б., Лотоцкий В.Д., Исследование вертикальных движений земной коры на информационных площадках Алма-Атинского геодинамического полигона // В кн: Комплексные геодинамические полигоны: Методы и результаты исследований, М., 1984, с. 87-90.
- Атрушкевич П.А., Лотоцкий В.Д., Исследование вертикальных движений земной поверхности для выделения краткосрочных предвестников землетрясений средней силы Приалмаатинского района. // В кн: Современные движения земной коры: Морфоструктуры, разломы, сейсмичность., Материалы Всесоюзного. Совещания, М., 1987, с. 81- 84.
- Атрушкевич П.А., Лотоцкий В.Д., Остропико П.А., Режимное нивелирование постоянно закрепленных коротких линий Особенности высокоточного нивелирования на геодинамических полигонах // Сб. под ред. Энман С.В., Таллинн, 1988, с.17-18.
- Ашурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В., Сорокин А.П., Серов М.А., Бызов Л.М. Кинематика Амурской плиты по данным GPS-геодезии // Геология и геофизика. 2011. № 2. С. 299-311. EDN: NDELEJ
- Ашурков С.В., Саньков В.А., Серов М.А., Лукьянов П.Ю., Гриб Н.Н., Бордонский Г.С., Дембелов

- М.Г. Современные деформации Амурской плиты и окружающих структур по данным GPS измерений // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 12. С. 2059-2070. EDN: WZJFVN
- Бабаянц И.П., Барях А.А., Волкова М.С., Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А. Мониторинг оседаний на территории г. Березники (Пермский край) методами спутниковой радарной интерферометрии. i. Дифференциальная интерферометрия // Геофизические исследования. 2021. Т. 22. № 4. С. 73-89.
- Бахтияров В.Ф., Левин В.Е., Энман В.Б. Круглогодичные светодальномерные измерения на Петропавловск-Камчатском полигоне // В кн.: Комплексные геодинамические полигоны; методика и результаты исследований., М., Наука, 1984, с.25-29.
- Бахтияров В.Ф., Левин В.Е. Деформации земной поверхности по данным круглогодичных светодальномерных наблюдений из обсерватории Мишенная, Камчатка, с 1979 по 1985 г. // Вулканология и сейсмология, 1989, №2, с.94-101.
- Боканенко Л.И., Передерни В.П., Галаганов О.Н., Локальные деформации Гармского полигона и возможности прогнозирования землетрясений. // Физика Земли, 1992, №10, с. 27-41.
- Бондур В.Г., Гохберг М.Б., Гарагаш И.А., Алексеев Д.А. Ранние проявления краткосрочных предвестников в динамике напряженно-деформированного состояния Южной Калифорнии // Физика Земли. 2021. № 4. С. 78-90.
- Буланже Ю.Д., Никонов А. А. Современные движения земной коры // Вестник АН СССР, 1973, № 9, с. 72-81
- Буланже Ю.Д., Певнев А.К. О состоянии и перспективах исследований современных движений земной коры на геодинамических полигонах СССР. // В кн: Современные движения земной коры, Новосибирск, Наука, 1978, с.4-7.
- Васильев Ю.В., Яковлев С.И., Филатов А.В. Результаты мониторинга деформационных процессов методами высокоточной геодезии, гравиметрии, радарной интерферометрии на Самогторском геодинамическом полигоне // Маркшейдерский вестник. – 2015. – № 4. – С. 38–44.
- Вдовин В.С., Дворкин В.В., Карпик А.П., Липатников Л.А., Сорокин С.Д., Стеблов Г.М. Проблемы и перспективы развития активных спутниковых геодезических сетей в России и их интеграции в ITRF // Вестник СГУГиТ (Сибирского государственного университета геосистем и технологий). 2018. Т. 23. № 1. С. 6-27.
- Видуев Н.Г., Кондра Г.С., Дисперсионный анализ в теории и практике геодезических измерений // Москва, “Недра”, 1968. 104с.
- Гаипов Б.Н., Кузьмин Ю.О., Курбанов М.К., и др., Результаты и перспективы развития комплексных исследований по геодинамике и прогнозу землетрясений в Туркменистане. // Сейсм. Бюл. Туркменистана., №1, 1993, с.23-33.

- Гатиятуллин Р.Н., Кузьмин Д.К., Фаттахов Е.А. Анализ результатов многолетних геодезических наблюдений на месторождении сверхвязкой нефти, Юго-Восток Татарстана // Наука и технологические разработки. 2021. Т. 100. № 4. С. 5-24. DOI: 10.21455/std2021.4-2
- Гвишиани А.Д., Кафтан В.И., Красноперов Р.И., Татаринов В.Н., Вавилин Е.В. Геоинформатика и системный анализ в геофизике и геодинамике // Физика Земли. 2019. № 1. С. 42-60.
- Гвишиани А.Д., Татаринов В.Н., Кафтан В.И., Маневич А.И., Дзедобоев Б.А., Лосев И.В. Скорости современных горизонтальных движений земной коры в южной части Енисейского кряжа по результатам ГНСС-измерений // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 1. С. 73-77.
- Гвишиани А.Д., Татаринов В.Н., Кафтан В.И., Лосев И.В., Маневич А.И. ГИС-ориентированная база данных для системного анализа и прогноза геодинамической устойчивости Нижне-Канского массива // Исследование Земли из космоса. 2021. № 1. С. 53-66.
- Герман В.Х. Спектральный анализ колебаний уровня Азовского, Черного и Каспийского морей в диапазоне частот от одного цикла за несколько часов до одного цикла за несколько суток // Тр. ГОИН. 1970. Вып. 103. С. 52-73.
- Гришко С.В., Кашников Ю.А. Определение необходимого и достаточного числа опорных пунктов в локальных геодинамических спутниковых сетях // Маркшейдерский вестник. 2017. № 2 (117). С. 29-32.
- Грунин А.Г., Кузьмин Ю.О., Фаттахов Е.А. Проблемные вопросы проектирования геодинамических полигонов на месторождениях УВ // Маркшейдерский вестник. - 2014. - № 6. - С. 24-31.
- Гусева Т.В., Лукк А.А., Певнев А.К. и др., Геодинамика района Гармского полигона в Таджикистане., Изв. АН СССР, Физика Земли, 1983, №7, с. 10-26.
- Гусева Т.В., Сковородкин Ю.П., Современные движения и вариации локального геомагнитного поля в сейсмоактивной зоне (Гармский полигон) // В кн: Прогноз землетрясений, Геодезические методы исследований, Душанбе-Москва, Дониш, 1989, № 11, с.81-87.
- Давыдов Я.А. методы утилизации ПНГ на действующих месторождениях Северного Каспия // Инженерная практика, №7, 2020, с. 10-13.
- Дещеревский А.В., Журавлев В.И. Тестирование методики оценки параметров фликкер-шума. // М.: ОИФЗ РАН, 1996. 12 с.
- Дещеревский А.В., Лукк А.А., Сидорин А.Я. Признаки фликкер-шумовой структуры во временных реализациях геофизических полей // Физика Земли. 1997. № 7. С. 3-19.
- Дещеревский А.В., Сидорин А.Я. Некоторые вопросы методики оценки среднесезонных функций для геофизических данных. // М.: ОИФЗ РАН, 1999. 40 с.
- Дещеревский А.В., Сидорин А.Я. Двухкомпонентная модель геофизических процессов: сезонные

- вариации и фликкер-шум // Докл. РАН. 2001. Т. 376, № 1. С.100-105.
- Дещеревский А.В., Сидорин А.Я. Проблема фликкер-шума при изучении причинно-следственных связей между природными процессами// ДАН, 2003, N3, т.392, с.392-396.
- Дещеревский А.В., Сидорин А.Я. Периодограммы наложенных эпох при поиске скрытых ритмов в экспериментальных рядах // Сейсмические приборы. 2011а. Т. 47, № 2. С.21–43
- Дещеревский А.В., Сидорин А.Я. Сравнение периодограмм наложенных эпох и спектров Фурье экспериментальных рядов // Сейсмические приборы, 2011б. т.47, N3, с.44-70.
- Дещеревский А.В., Журавлев В.И., Никольский А.Н., Сидорин А.Я. Технологии анализа геофизических временных рядов. Ч.1. Требования к программе обработки. // Сейсмические приборы. М.: ОИФЗ РАН, 2016а. Т. 52, №1, С.61-82.
- Дещеревский А.В., Журавлев В.И., Никольский А.Н., Сидорин А.Я. Технологии анализа геофизических временных рядов. Часть 2. WinABD – пакет программ для сопровождения и анализа данных геофизического мониторинга // Сейсмические приборы. М.: ОИФЗ РАН, 2016б. Т. 52, №3, С.50-80.
- Дещеревский А.В., Журавлев В.И., Никольский А.Н., Сидорин А.Я. Проблемы анализа временных рядов с пропусками и методы их решения в программе WinABD // Геофизические процессы и биосфера. 2016в. Т. 15. № 3. С. 5–34. <https://doi.org/10.1134/S0001433817070027>
- Дещеревский А.В., Сидорин А.Я., Фаттахов Е.А. Комплексная методика описания и фильтрации экзогенных эффектов в данных мониторинга, учитывающая вид наблюдений и дефекты экспериментальных данных // Наука и технологические разработки. 2019. Т. 98, № 2. С.25-60. <https://doi.org/10.21455/std2019.2-2>
- Дмитриев П.Н., Голубев В.И., Исаев Ю.С., Киселева Е.А., Михайлов В.О., Смольянинова Е.И. Некоторые проблемы обработки и интерпретации данных спутниковой радарной интерферометрии на примере мониторинга оползневых процессов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 2. С. 130-142.
- Есиков Н.П. Современные движения земной поверхности с позиций теории деформации // Новосибирск.: Наука. 1991. 223 с.
- Ефремов Е.Ю., Панжин А.А., Харисов Т.Ф., Харисова О.Д. Исследование геомеханических условий Киембаевского карьера и выявление потенциально опасных участков // Вестник Национальной академии горных наук. 2018. № 2 (3). С. 42-53.
- Жуков В.С., Кузьмин Ю.О. Динамика комплекса физических параметров образцов горных пород перед их разрушением при постоянной скорости деформации // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2005. № 2. С. 17-22.
- Жуков В.С., Кузьмин Ю.О., Полоудин Г.А. Оценка процессов проседания земной поверхности

- при разработке газовых месторождений (на примере Северо-Ставропольского месторождения) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2002. № 7. С.54-57.
- Изотов А.А. О геодезических методах изучения земной коры // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. – 1963.- №17. – С. 5-10.
- Изюмов С.Ф. Карта разломной тектоники Ашхабадского геодинамического полигона // Наука, техника и инновационные технологии в эпоху Великого Возрождения. Матер. Междунар. Научн. конф. 12 – 14 июня 2010. Т. 1. Ашхабад: Ылым. С. 77 – 80.
- Изюмов С.Ф., Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика зоны перехода от горного сооружения к платформе: на примере Копетдагского региона. Труды XI Международной конференции «Свойства, структура, динамика и минерагения Восточно-Европейской платформы». Воронеж: Научная книга. 2010. Т.1. С. 308-313.
- Изюмов С.Ф., Кузьмин Ю.О. Исследование современных геодинамических процессов в Копетдагском регионе // Физика Земли. 2014. № 6. С.3-16.
<https://doi.org/10.7868/S0002333714060015>
- Изюмов С.Ф., Кузьмин Ю.О. Исследование деформационных процессов на геодинамических полигонах в нефтегазоносных районах Туркменистана. // Маркшейдерский вестник. 2014б. №4. С. 34 – 41.
- Изюмов С.Ф., Фаттахов Е.А., Панфилова Т.В. Спектрально-временной анализ деформационных процессов разломных зон Копетдага // Пятая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. М.: ИФЗ РАН, 2020. С.319–325.
- Инструкция по производству маркшейдерских работ 2003 (РД 07-603-03).
- Калугин П.И. Южный Копетдаг (геологическое описание). Ашхабад: Ылым, 1977. 215 с.
- Каратаев Г.И., Фотиади Э.Э., Колмогоров В.Г. Байкальский геодинамический полигон: Методика исследований и первые результаты изучения соврем. движений земной коры // АН СССР. Сиб. отд-ние. Ин-т геологии и геофизики. - Новосибирск, 1970. - 175 с.
- Кафтан В.И., Сидоров В.А., Устинов А.В. Сравнительный анализ точности локального мониторинга движений и деформаций земной поверхности с использованием глобальных навигационных спутниковых систем GPS и ГЛОНАСС // Вулканология и сейсмология. 2017. № 3. С. 50-58.
- Кафтан В.И., Родкин М.В. Деформации района вулкана Этны по данным GPS измерений, интерпретация, связь с режимом вулканизма // Вулканология и сейсмология. 2019. № 1. С. 14-24.
- Кафтан В.И. Анализ движений и деформаций земной поверхности по тринадцатилетним GPS наблюдениям до и во время землетрясений Риджквест (июль 2019, США, Калифорния) //

- Вулканонология и сейсмология. 2021. № 2. С. 29-38. DOI: 10.31857/S0203030621010041 EDN: AFWWWZ
- Кафтан В.И., Татаринов В.Н. Анализ возможностей использования сетей локального деформационного ГНСС мониторинга в сейсмоопасных районах // Вулканонология и сейсмология. 2021. № 6. С. 21-29.
- Кафтан В.И., Татаринов В.Н., Шевчук Р.В. Долговременные изменения движений и деформаций земной коры до и во время серии землетрясений Кумамото (2016 г., Япония) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 1.
- Кашин Л.А. Построение классической астрономо-геодезической сети России и СССР (1816–1991 гг.) // М.: Картогеоцентр – Геодезиздат. 1999. 192 с.
- Кашников Ю.А., Ашихмин С.Г., Букин В.Г., Гетманов И.В., Одинцов С.Л., Горбатиков А.В. Деформационные предвестники техногенных землетрясений при разработке месторождений углеводородов // Записки Горного института. 2010. Т. 188. С. 145-152.
- Кашников Ю.А., Согорин А.А., Богданец Е.С., Ишмухаметов Р.М. Мониторинг горизонтальных и вертикальных сдвижений морской ледостойкой платформы при разработке месторождения нефти им. Ю. Корчагина // Нефтяное хозяйство. 2011. № 5. С. 96-98.
- Кашников Ю.А., Ашихмин С.Г., Букин В.Г., Гришко С.В., Гетманов И.В., Одинцов С.Л., Горбатиков А.В. Деформационные предвестники техногенных землетрясений при разработке месторождений углеводородов // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2011. № 4. С. 40-49.
- Кашников Ю.А., Беляев К.В., Богданец Е.С., Согорин А.А. Маркшейдерское обеспечение разработки месторождений нефти и газа // Москва: Недра, 2018. - 453 с. - ISBN 978-5-8365-0491-5.
- Кашников Ю.А., Ашихмин С.Г. Механика горных пород при разработке месторождений углеводородного сырья // Москва: Горная книга, 2019. - 2-е изд., перераб. и доп. 491 с. ISBN 978-5-98672-503-1.
- Квятковская С.С., Кузьмин Ю.О., Никитин Р.С., Фаттахов Е.А. Анализ деформаций земной поверхности на Степновском подземном хранилище газа методами спутниковой и наземной геодезии // Вестник СГУГиТ. 2017. Т. 22, № 3. С. 16–32.
- Квятковская С.С., Фаттахов Е.А. Сравнительный анализ деформационных процессов на подземных хранилищах газа // Проблемы недропользования. - 2019. - № 4. - С. 38-48.
- Кемниц Ю.В., Теория ошибок измерений., М., Недра, 1967, 176с.
- Кемниц Ю.В., Математическая обработка зависимых результатов измерений., М., Недра, 1970, 189с.
- Кириенко А.П., Шульман В.А., Никитенко Ю.П. Анализ методов и результатов геодезических

- работ на Толбачинском геодинамическом полигоне в 1971-1976 гг. // В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975-1976 гг., М., Наука, 1978, с.200-212.
- Кириенко А.П., Никитенко Ю.П. Особенности горизонтальных и вертикальных деформаций земной поверхности на Петропавловском геодинамическом полигоне (Камчатка) за период 1974-1982 гг. // Вулканология и сейсмология, 1986, №3, с.38-48.
- Кириенко А.П., Золотарская С.Б. Некоторые закономерности деформаций земной поверхности восточной Камчатки в период 1966-1983 гг. // Вулканология и сейсмология, 1989, №2, с.80-93.
- Кириенко А.П., Модель деформаций земной поверхности восточной Камчатки по геодезическим данным // Вулканология и сейсмология, 1989, №3, с.73-84.
- Кириенко А.П. Вопросы интерпретации повторного нивелирования, выполняемого вблизи активных вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология, 1990, №6, с.88-103.
- Кнуренко Л. М. Карта современных движений земной коры Кузбасса // Современные движения земной коры. – Новосибирск: Наука, 1978. – С. 30–33.
- Ковачев С.А., Крылов А.А. Основные результаты измерения наклонов морской нефтедобывающей платформы им. Ю. Корчагина на Северном Каспии // Естественные и технические науки. 2018. № 11 (125). С. 149-151.
- Колмогоров В.Г. Систематические геодезические наблюдения за современными движениями земной коры в Байкальской рифтовой зоне // Современные движения земной коры (исследования на геодинамических полигонах). – Новосибирск: Наука, 1978. – С. 13–20.
- Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П. Особенности проявления современных движений земной коры Сибири // Методика и результаты комплексных исследований земной коры Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. – С. 13–19.
- Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П. Применение геодезических данных о современных движениях земной коры для решения некоторых задач геологии // Геофизические методы в региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1982. – С. 126–136.
- Колмогоров В.Г. Методика и результаты изучения кинематических характеристик земной поверхности по данным повторного нивелирования. // Современная геодинамика литосферы Сибири: сб. науч.тр. АН СССР, Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и геофизики. – Новосибирск: ИГиГ, 1986. – 173 с.
- Колмогоров В.Г. Методика и результаты изучения кинематических характеристик земной поверхности на Байкальском полигоне // Междунар. симпоз. КАПГ по изучению современных движений земной коры (Дагомыс, 1988): тез. докл. – Воронеж, 1988. – С. 52–53.

- Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П. Современная кинематика земной поверхности юга Сибири // Новосибирск: Наука, 1990. – 153 с.
- Колмогоров В.Г. Оценка современной кинематики разломов Сибири по геодезическим данным // Методика и результаты изучения пространственно-временных вариаций геофизических полей. – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1992. – С. 159–172.
- Колмогоров В.Г. Оценка современной кинематики разломов Сибири по геодезическим данным // Методика и результаты изучения пространственно-временных вариаций геофизических полей: сб. науч. тр. РАН, Сиб. отд-ние: Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии. Науч. редакторы А. Д. Дучков, В. В. Кузнецов. – Новосибирск, 1992. – С. 159–172.
- Колмогоров В.Г. Кинематика земной поверхности Западной Сибири по результатам инструментальных методов // Геология и геофизика. – 1997. – № 9. – С. 1538–1548.
- Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П. Изучение деформаций земной поверхности в районе Таштагольского железорудного месторождения // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 36. – № 11. – С. 116–124.
- Колмогоров В.Г. Анализ результатов трехкратного нивелирования Юго-Западной Сибири // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2015. Т. 3. № 4. С. 133-139.
- Колмогоров В.Г. К вопросу тектонофизической интерпретации геокинематических параметров Сибири // ГЕО-Сибирь-2009. V Междунар. науч. конгр.: сб. материалов в 6 т. (Новосибирск, 20–24 апреля 2009 г.). – Новосибирск: СГГА, 2009. Т. 1, ч. 2. – С. 122–126.
- Колмогоров В.Г. Оценка пространственно-временных характеристик современной геодинамики Сибири // Известия высших учебных заведений. Геодезия и аэрофотосъемка. 2012. № 2-1. С. 33-35.
- Колмогоров В.Г. Тектонофизическая интерпретация результатов многократного нивелирования в районе Северо-Муйского тоннеля трассы БАМ // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2012а. Т. 4. С. 159-164.
- Колмогоров В.Г., Асташенков Г.Г. О возможности изучения деформационного состояния земной поверхности по результатам повторного высокоточного нивелирования // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. – 2012. – № 2/1. – С. 16–17.
- Колмогоров В.Г., Лисицкий Д.В. Современная активность разломов и сейсмичность Алтае-Саянской области // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. – 2013. – № 4/С. – С. 28–32
- Колмогоров В.Г., Дударев В.И. Состояние проблемы комплексного изучения современной геодинамики Сибири в конце XX века // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2015. Т. 3. № 4. С. 188-197.
- Колмогоров В.Г., Калюжин В.А., Дударев В.И., Одинцова Н.В. Проявления современной геодинамики Сибири, определенные по геодезическим и геолого-геофизическим данным //

- Интерэкспо Гео-Сибирь. 2015. Т. 3. № 4. С. 171-177.
- Колмогоров В.Г., Калужин В.А., Одинцова Н.В. Современные кинематические параметры Восточной Сибири // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2015. Т. 3. № 4. С. 178-187.
- Коновалова Ю.П. Исследование закономерностей деформационных процессов в массиве горных пород для оценки площадок размещения ответственных объектов недропользования // Известия УГГУ. 2018. Вып. 3(51). С. 98-107. DOI 10.21440/2307-2091-2018-3-98-107
- Косарев А.Н., Цыганов В.Ф. Некоторые статистические характеристики колебаний уровня Каспийского моря // Метеорология и гидрология. 1972. Вып. 2. С. 49-56.
- Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения // АН СССР. Ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта. - Москва: Наука. 1975. 176 с.
- Кузьмин Д.К., Кузьмин Ю.О., Фаттахов Е.А. Моделирование современных геодинамических процессов в разломных зонах // Материалы Всерос. конф. "Современная геодинамика недр и эколого-промышленная безопасность объектов нефтегазового комплекса". М.: ООО "ТиРу". 2013. С. 90-100.
- Кузьмин Д.К. Сопоставление моделей деформационной активности раздвиговых разломов с результатами геодинамического мониторинга объектов нефтегазового комплекса // Проблемы недропользования. 2019. №4. С. 18 – 27.
- Кузьмин Д.К. Оценка напряженного состояния недр на разрабатываемых месторождениях нефти и газа. // Маркшейдерский вестник. 2020. № 5. С. 37 – 43.
- Кузьмин Д.К. Моделирование смещений земной поверхности полученных различными спутниками со встроенным модулем РСА (на примере мониторинга месторождения нефти и газа) // Проблемы недропользования. 2021. №2. С. 94 – 104.
- Кузьмин Ю.О., Никонов А.И. Геодинамическая природа аварийности скважин и трубопроводных систем // В кн.: Перспективы развития экологического страхования в газовой промышленности. М. Газпром. 1998. С. 315-328.
- Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон осадочных бассейнов и процессы подготовки землетрясений // Прогноз землетрясений. – №11. – М.: Дониш. – 1989. – С. 52 – 60.
- Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон осадочных бассейнов // Дисс. д-ра физ.-мат. наук. - М.: ИФЗ АН СССР. - 1990. - 297 с.
- Кузьмин Ю.О., Чуриков В.А. Механизм формирования аномальных деформационных процессов в период подготовки Камчатского землетрясения 2 марта 1992 г. // Вулканология и сейсмология. 1998. №6. С. 37-51.
- Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. // М.: Агентство экономических новостей, 1999. – 220 с.

- Кузьмин Ю.О. Современная аномальная геодинамика недр, индуцированная разработкой месторождений нефти и газа // *Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности*. Вып.2. М.: ГЕОС. 2002. С. 418-427.
- Кузьмин Ю.О., Никонов А.И. Геодинамический мониторинг объектов нефтегазового комплекса // *Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности*. Вып.2. М.: ГЕОС. – 2002. – С. – 427 – 433.
- Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород // М.: Изд-во МГГУ. 2004. 262 с.
- Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон // *Физика Земли*. 2004. № 10. С. 95-111.
- Кузьмин Ю.О. Геодинамический риск объектов нефтегазового комплекса // *Российская Газовая Энциклопедия*, М.: Большая Российская Энциклопедия, 2004, С. 121-124.
- Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломов и эколого-промышленная опасность объектов нефтегазового комплекса // *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, 2007. № 1. С. 33-41. EDN: IAFTYX
- Кузьмин Ю.О., Никонов А.И. Оценка геодинамических последствий разработки Бованенковского НГКМ // *Гео-Сибирь*. 2008. Т. 1, № 2. С. 10-15
- Кузьмин Ю.О. Проблемные вопросы изучения деформационных процессов в современной геодинамике // *Горный информационно - аналитический бюллетень (научно-технический журнал)*. М.: МГГУ. № 3. 2008. С. 98-107.
- Кузьмин Ю.О. Тектонофизика и современная геодинамика // *Физика Земли*. 2009. №11. С. 44 - 60.
- Кузьмин Ю.О. Еще раз об оценке оседания дна акватории в случае разработки сеноманской залежи одного газового месторождения // *Маркшейдерский вестник*. 2010. № 1. С. 53-60.
- Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломов и парадоксы скоростей деформаций // *Физика Земли*. 2013. № 5. С.28-46. <https://doi.org/10.7868/S0002333713050025>
- Кузьмин Ю.О. Физические основы измерения смещений земной поверхности методом РСА интерферометрии и проблемы их идентификации на месторождениях углеводородного сырья (УВ) // *Маркшейдерский вестник*. 2013а. № 5. С. 37-44.
- Кузьмин, Ю.О. Современная геодинамика разломных зон: разломообразование в реальном масштабе времени // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2014а. Т. 5. № 2. С. 401–443.
- Кузьмин Ю.О. Актуальные проблемы идентификации результатов наблюдений в современной геодинамике // *Физика Земли*. 2014б. №5. С. 51 - 64.
- Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика системы разломов // *Физика Земли*. 2015. № 4. С. 25-30
- Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика опасных разломов // *Физика Земли*. 2016. № 5. С. 87-

- Кузьмин Ю.О., Фаттахов Е.А. Тензометрический метод анализа результатов наблюдений на геодинамических полигонах // Маркшейдерский вестник. 2016. № 5. С. 22–25.
- Кузьмин Ю.О. Парадоксы сопоставительного анализа измерений методами наземной и спутниковой геодезии в современной геодинамике // Физика Земли. 2017. № 6. С. 24–39.
<https://doi.org/0.7868/S0002333717060023>
- Кузьмин Ю.О., Дещеревский А.В., Фаттахов Е.А., Кузьмин Д.К., Казаков А.А., Аман Д.В. Инклинометрические наблюдения на месторождении им. Ю. Корчагина // Геофизические процессы и биосфера. 2018. Т. 53, № 3. С. 31-41.
- Кузьмин Ю. О., Фаттахов Е. А. Анализ повторных нивелирных наблюдений в зонах разломов методами теории деформаций // Вестник СГУГиТ (Сибирского государственного университета геосистем и технологий). 2018. Т. 23. № 4. С. 67-84.
- Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика раздвиговых разломов // Физика Земли. 2018а. №6. С. 87-105.
- Кузьмин Ю.О. Идентификация результатов повторных геодезических наблюдений при оценке геодинамической опасности объектов недропользования // Вестник СГУГИТ. 2018б. Т. 23. № 4. С.46-66.
- Кузьмин Ю.О., Дещеревский А.В., Фаттахов Е.А., Кузьмин Д.К., Казаков А.А., Аман Д.В. Анализ результатов деформационных наблюдений системой инклинометров на месторождении им. В. Филановского // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18, № 4. С. 86–94.
<https://doi.org/10.21455/GPB2019.4-8>
- Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика: от движений земной коры до мониторинга ответственных процессов // Физика Земли. 2019а. № 1. С. 65–86.
- Кузьмин Ю.О. Индуцированные деформации разломных зон // Физика Земли. 2019б. №5. С. 61 – 75.
- Кузьмин Ю.О., Фаттахов Е.А., Широков И.А. Анализ долговременной стабильности регистрации наклонов параллельными приборами, установленными на едином постаменте // Сейсмические приборы. 2020. Т. 56. № 4. С. 57-67.
- Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и медленные деформационные волны // Физика Земли. 2020. № 4. С. 172-182.
- Кузьмин Ю.О. Актуальные вопросы использования геодезических измерений при геодинамическом мониторинге объектов нефтегазового комплекса // Вестник СГУГиТ. 2020а. Т. 25, № 1. С.43-54.
- Кузьмин Ю.О. Деформационные последствия разработки месторождений нефти и газа // Геофизические процессы и биосфера. 2021. Т. 20, № 4. С. 103-121.

- Кузьмин Ю.О. Геодинамическая эволюция Центральной Азии и современная геодинамика Копетдагского региона (Туркменистан) // Физика Земли. 2021а. № 1. С.144-153. <https://doi.org/10.31857/S0002333721010051>
- Кузьмин Ю.О., Фаттахов Е.А. Анализ временной структуры деформационных процессов в зоне Ашхабадского разлома (Северный Копетдаг) // Сейсмические приборы. 2021. Т. 57. № 4. С. 33–50.
- Кузьмин Ю.О. Современные объемные деформации разломных зон // Физика Земли. - 2022. - №4. - С. 3-18.
- Кузьмин Ю.О. Физические основы современной геодинамики // Геофизические процессы и биосфера. 2023а. Т. 22. № 2. С. 5–58. DOI: 10.21455/GPB2023.2-1
- Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика индуцированных разломов // Геофизические процессы и биосфера. 2023. Т. 22. № 3. С. 5-65. DOI: 10.21455/GPB2023.3-1
- Курбанов М.К., Горелов С.К., Челпанов С.С., Глубинное строение и новейшие деформации Ашхабадской сейсмоактивной зоны // Ашхабад, Ылым, 1973, 157с.
- Курбанов М.К., Кузьмин Ю.О., Челпанов С.С., Современные деформации земной коры Ашхабадской сейсмоактивной зоны по наклономерным и нивелирным данным. // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. науки, 1982, М, №1, с. 53-57.
- Латынина Л.А. О возможных изменениях в режиме медленных движений перед землетрясением // Динамика земной коры, М., Наука, 1965, с. 149-154.
- Латынина Л.А., Гусева Т.В, Жаринов Н.А. и др., О движениях, регистрируемых в зоне Сурхобского разлома на станции Сары-Пуль. // В кн: Современные движения земной коры, Новосибирск, Наука, 1978, с.92- 100.
- Латынина Л.А., Кармалеева Р.М. Деформографические измерения // М. Наука, 1978г. 154с.
- Левин В.Е., Магуськин М.А., Бахтияров В.Ф. и др. Современные движения земной коры на Камчатке и их связь с сейсмической и вулканической активностью // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. К 25-летию Камчатской опытно-методической сейсмологической партии. Материалы конференции. – Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2004. – С. 113–138.
- Левин В.Е., Магуськин М.А., Бахтияров В.Ф., Павлов В.М., Титков Н.Н. Мультисистемный геодезический мониторинг современных движений земной коры на Камчатке и Командорских островах // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 54-67.
- Левин В.Е. GPS мониторинг современных движений земной коры на Камчатке и Командорских островах 1997–2007 гг. // Вулканология и сейсмология. 2009. №3. С. 60-70.
- Левин В.Е., Бахтияров В.Ф., Титков Н.Н. и др. Современные движения земной коры (СДЗК) на Камчатке // Физика Земли. – 2014. – С. 17–37.

- Лобковский Л.И., Ковачев С.А. Система геодинамического мониторинга нефтегазодобычи на шельфе на примере морского нефтегазового месторождения имени Ю. Корчагина // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2010. № 11. С. 11-14.
- Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 7. С. 1006-1017. EDN: MSNUDD
- Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.А., Бызов Л.М., Саньков А.В., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Кале Э. Современные деформации земной коры в области сочленения сегментов рифтов центральной части Байкальской рифтовой системы по данным GPS-геодезии // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 11. С. 1814-1825. EDN: RNGOGX
- Лухнёв А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Саньков А.В., Бызов Л.М. Тектонические деформации и последующие сейсмические события Юго-Западного фланга Байкальской рифтовой системы по данным GPS-измерений // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 1. С. 58-63.
- Ляв А. Математическая теория упругости. Перевод с четвертого английского издания Б.В. Булгакова и В.Н. Натансона // Москва, Ленинград. 1935 г. 674 с.
- Магуськин М.А., Энман Б.В., Селезнёв Б.В. и др. Особенности смещений земной поверхности на вулкане Карымский по геодезическим и фотограмметрическим данным за период 1970-1981 гг., Вулканология и сейсмология, 1982, №4, с. 56-63.
- Магуськин М.А. Смещения земной поверхности вблизи действующих вулканов // Дисс. ... канд. тех. наук, Петропавловск-Камчатский, ИВ, 1985.
- Магуськин М.А., Федотов С.А., Левин В.Е., Бахтиаров В.Ф. Деформации, связанные с сильным ($M = 6.9$) землетрясением, прорывом магм и извержениями в Карымском вулканическом центре в 1996-2005 гг // Вулканология и сейсмология. 2008. № 5. С. 22-40.
- Магуськин М.А., Титков Н.Н., Демянчук Ю.В. О деформациях земной поверхности в районе северного прорыва большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 гг. на Камчатке // Вестник Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2013. № 1 (21). С. 147-151.
- Магуськин М.А., Миронов И.К., Магуськин К.М. О вертикальных движениях земной поверхности в окрестностях вулкана Авачинский в период 1964-1995 гг. и перспективы продолжения этих исследований (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2017. № 3. С. 38-49.
- Магуськин М.А., Демянчук Ю.В., Миронов И.К., Магуськин В.М. Движения земной поверхности на Усть-Камчатской деформационной площадке в период 1987-2016 гг. (Камчатка) //

- Вулканология и сейсмология. 2018. № 1. С. 48-56.
- Магуськин М.А., Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В. Деформации земной поверхности вулкана Ключевской в 1978-2014 гг. по геодезическим данным (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2019. № 5. С. 3-21.
- Мазуров Б.Т., Панжин А.А., Абжапарова Д.А. Оценка геодинамической ситуации Воронежского кристаллического массива по геодезическим данным // Вестник СГУГиТ (Сибирского государственного университета геосистем и технологий). 2021. Т. 26. № 5. С. 17-26.
- Маркшейдерская энциклопедия / Гл. ред. Л. А. Пучков // -М.: Изд-во «Мир горной книги», 2006. - 605 с.
- Матцкова В.А. О природе современных движений и качественной характеристике кривой скоростей движений // Современные движения земной коры // Тарту: АН ЭССР. – 1965. – № 2. – С. 233–234.
- Медведев И.И., Куликов Е.А., Рабинович А.Б. Приливы в каспийском море // Океанология. 2017. Том 57, № 3, с. 400-416.
- Милюков В.К., Дробышев В.Н., Миронов А.П., Стеблов Г.М., Хубаев Х.М. Осетинская геодезическая спутниковая сеть: Создание и первые результаты геодинамического мониторинга // Вестн. Владикавказ. науч. центра. 2014. Т. 14, № 4. С. 2-11.
- Милюков В.К., Миронов А.П., Рогожин Е.А., Стеблов Г.М. Оценки скоростей современных движений Северного Кавказа по GPS наблюдениям. // Геотектоника. - 2015. - № 3. - С. 56-65.
- Милюков В.К., Миронов А.П., Стеблов Г.М., Шевченко В.И., Кусраев А.Г., Дробышев В.Н., Хубаев Х.М. Современные горизонтальные движения основных элементов тектонической структуры Осетинской части Большого Кавказа по GPS-измерениям // Физика Земли. 2015а. № 4. С. 68–80. <https://doi.org/10.7868/S0002333715040079>
- Миронов А.П., Милюков В.К., Стеблов Г.М., Дробышев В.Н., Кусраев А.Г., Хубаев Х.М. // Деформации земной коры в Осетинском регионе Большого Кавказа по данным ГНСС-измерений. Геофизические процессы и биосфера. 2021. Т. 20. № 4. С. 122-137.
- Милюков В.К., Миронов А.П., Овсяченко А.Н., Горбатиков А.В., Стеблов Г.М., Корженков А.М., Дробышев В.Н., Хубаев Х.М., Агибалов А.О., Сенцов А.А., Dogan U., Ergintav S. // Современные тектонические движения Западного Кавказа и предкавказья по ГНСС наблюдениям // Геотектоника. 2022. № 1. С. 51-67.
- Мисюрев Д.А., Васильев Ю.В., Иноземцев Д.П. Анализ результатов маркшейдерско-геодезических наблюдений на Пыть-Яхском геодинамическом полигоне // Известия высших учебных заведений. Нефть и газ. – 2020. – № 1. – С. 30–41. – DOI: 10.31660/0445-0108-2020-1-30-41

- Михайлов В.О., Назарян А.Н., Смирнов В.Б., Диаман М., Шапиро Н.М., Киселева Е.А., Тихоцкий С.А., Поляков С.А., Смольянинова Е.И., Тимошкина Е.П. Совместная интерпретация данных дифференциальной спутниковой интерферометрии и GPS на примере Алтайского (Чуйского) землетрясения 27.09.2003 г. // 2010, Физика Земли, 2: 3-16.
- Михайлов В.О., Киселева Е.А., Дмитриев П.Н., Голубев В.И., Смольянинова Е.И., Тимошкина Е.П. Оценка полного вектора смещений земной поверхности и техногенных объектов по данным радарной спутниковой интерферометрии для областей разработки месторождений нефти и газа // Геофизические исследования. 2012. Т. 13, № 3. С.5-17.
- Михайлов В.О., Киселева Е.А., Смольянинова Е.И. и др. Мониторинг оползневых процессов на участке Северо – Кавказской железной дороги с использованием спутниковой радарной интерферометрии в различных диапазонах длин волн и уголкового отражателя // Геофизические исследования. 2013. № 4. С. 5–22.
- Нерсесов И.Л., Латынина Л.А., Гусева Т.В. и др. О деформациях земной коры в зоне Сурхобского разлома. // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1976, №12, с.26-37.
- Нерсесов И.Л. Боконенко Л.И., Передерни В.П., Изучение деформационных процессов на Гармском полигоне // Экспериментальная сейсмология, М., Наука, 1983, с.75-83.
- Никонов А.А., Страхов В.Н., Иогансон Л.И., Пермитин В.Е. Специальный выпуск, посвященный 50-летию Ашхабадского землетрясения // Вестн. ОГГГГН РАН., М., №2 (4)., 1998. 192 с.
- Новожилов В.В. Теория упругости // Л.: Судпромгиз, 1958. - 374 с.
- Нурмухамедов А.Г., Желтухин А.С. Отчет по подготовке геофизической основы для поисков термальных вод (опережающие работы) в юго-восточной части Петропавловского геотермального района в 1988-1990 гг. и в северо-восточной его части в 1990-1991 гг., // Фонды Камчатского геологического производственного объединения, Моховская партия, Елизово, 1992.
- Остропико П.А., Антоненко Э.М., Атрушкевич П.А., Опыт изучения современных движений земной коры в Приалмаатинском сейсмическом районе // В кн: Современные движения земной коры, Новосибирск, Наука, 1978, с.74-81.
- Остропико П.А., Новые исследования устойчивости нивелирных знаков на Алма-атинском геодинамическом полигоне и некоторые аспекты интерпретации // В кн: Теоретические вопросы исследований современных движений земной коры., М., 1980, с. 52-60.
- Остропико П.А., Природа современных вертикальных движений земной поверхности Приалмаатинского сейсмического района // В кн: Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах., М., 1983, с.69-75.
- Панадиади А.Д. Барабинская низменность // М.: Недра, 1953. – 236 с.
- Панжин А.А. Экспериментальные исследования и визуализация современных тектонических

- движений Восточной части Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2020. № 4. С. 4-11.
- Панжин А.А., Панжина Н.А. Исследование геодинамической активности массива горных пород на карьерах и хвостохранилищах Качканарского горно-обогатительного комбината // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2020. № 3-1. С. 178-187.
- Панжин А.А. Определение параметров напряженно-деформированного состояния Олимпиадинского месторождения по результатам геодезических измерений // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2021. № 5-2. С. 135-145.
- Панжин А.А., Мазуров Б.Т., Панжина Н.А. Геодинамический мониторинг и моделирование поля деформаций на Коркинском угольном месторождении // Известия Тульского государственного университета. Науки о Земле. 2021. № 2. С. 94-109.
- Певзнер М.Е., Попов В.Н., Букринский В.А. и др. Маркшейдерия. Учебник для вузов // М.: МГГУ. – 2003. – 419 с.
- Певнев А.К., Гусева Т.В., Никифорова О.Д., О нестационарном характере вертикальных смещений на Гармском геодинамическом полигоне., В кн: Современные движения земной коры, Тарту, Изд-во АН ЭССР, №5, 1973, с. 190-197.
- Передеро В.С., Остропико П.А., Атрушкевич П.А. О методике инструментального изучения современных горизонтальных движений в северном Тянь-Шане на локальных участках полигона. // В кн: Современные движения земной коры, Новосибирск, Наука, 1978, с.67-74.
- Пригоровский Н. И. Методы и средства определения полей деформаций и напряжений // М.: «Машиностроение». 1983. 248 с.
- Попов В.В. О термоупругих деформациях земной поверхности // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1960. № 7. С.913–921.
- Работнов Ю.Н. Механика деформируемого твердого тела: учеб. пособие для вузов // М.: Наука, 1979. – 743 с.
- Рихтер В.Г. Об оценке метода повторного нивелирования при изучении современных тектонических движений // Бюл. МОПИ. Отдел геол. – 1957. – Т. 32. – № 2. – С. 105–120.
- Саньков В.А., Леви К.Г., Кале Э. и др. Современные и голоценовые горизонтальные движения на Байкальском геодинамическом полигоне // Геология и геофизика. - 1999. - Т. 40, № 3. - С. 422-430.
- Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Добрынина А.А., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж. Современные горизонтальные движения и сейсмичность южной части Байкальской впадины (Байкальская рифтовая система) // Физ.

- Земли. 2014. № 6. С. 70-79. EDN: STNEPL
- Саньков В.А. Современная геодинамика внутриконтинентальных областей // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т.5. №1. С.159-182. EDN: SFQYVF
- Сашурин А.Д., Бермухамбетов В.А., Панжин А.А., Усанов С.В., Боликов В.Е. Воздействие современных геодинамических движений на устойчивость бортов карьеров // Проблемы недропользования. 2017. № 3 (14). С. 38-43.
- Серебренников М.Г., Первозванский А.А. Выявление скрытых периодичностей // М.: Наука, 1965. – 244 с.
- Сидорин А.Я., Аксенович Г.И., Алексин П.А., Безуглая Л.С., Боканенко Л.И., Галаганов О.Н., Гриднев Д.Г., Гусева Т.В., Козырева Л.И., Котляр Т.Ф., Крылов С.М., Кунаков В.Г., Лукк А.А., Максимов А.Б., Молотков С.Г., Науменко-Бондаренко И.И., Нерсесов И.Л., Передерин В.П., Пономарев А.В., Салов Б.Г., Сквородкин Ю.П., Тарасов Г.Г., Тарасов Н.Т., Халтурин В.И., Шевченко В.И., Штейнберг В.В. Гармский геодинамический полигон / Под ред. А.Я. Сидорина // М.: ИФЗ АН СССР, 1990. 240 с. EDN: ZLWHZK
- Сидорин А.Я. Взгляд на Спитакское землетрясение 1988 г. сквозь призму уроков Ашхабадской катастрофы 1948 г. // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18, № 4. С. 212–224. <https://doi.org/10.21455/GPB2019.4-18>
- Сидоров В.А., Багдасарова М.В., Атанасян С.В. и др. Современная геодинамика и нефтегазоносность. - М.: Наука, 1989. - 200 с.
- Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О. Пространственно-временные характеристики современной динамики геофизической среды сейсмоактивных и асейсмичных областей // В кн. «Дискретные свойства геофизической среды», М: Наука, 1989, С. 33-46.
- Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О. Современные движения земной коры осадочных бассейнов. М.: Наука. 1989. 183 с.
- Сидоров В.А. Кузьмин Ю.О. Пространственно-временные характеристики современной динамики геофизической среды сейсмоактивных и асейсмичных областей // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989а. С.33–46.
- Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О., Хитров А.М. Концепция "Геодинамическая безопасность освоения углеводородного потенциала недр России". М.: НПЦ "Геодинамика и Экология" ИГиРГИ, 2000. 56 с.
- Стеблов Г.М. Взаимодействие тектонических плит в северо-восточной Азии // ДАН. 2004. Т. 394. № 5. С. 689–692.
- Стеблов Г.М., Лобковский Л.И., Владимирова И.С., Баранов Б.В., Сдельникова И.А., Габсатаров Ю.В. Сейсмотектонические деформации Курильской островной дуги на различных стадиях сейсмического цикла, связанные с Симуширскими землетрясениями // Вулканология и

Сейсмология. 2018. № 6. С. 57–69.

- Стеблов Г.М., Сдельникова И.А. Закономерности пространственно-временных вариаций деформационных процессов в районе японской зоны субдукции // Физика Земли. 2019. № 4. С. 89–98
- Тагильцев С.Н., Панжин А.А. Геомеханические закономерности горизонтальных и вертикальных деформаций массива горных пород в районе Качканарского железорудного месторождения // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2020. № 3-1. С. 235-245.
- Татаринов В.Н., Морозов В.Н., Маневич А.И., Татарина Т.А. Подземная исследовательская лаборатория: к программе геомеханических исследований // Радиоактивные отходы. 2019. № 2 (7). С. 101- 118. DOI: 10.25283/2587-9707-2019-2-101-118 EDN: FQSQNH
- Теребиж В.Ю. Анализ временных рядов в астрофизике. – М.: Наука, 1992. – 392 с.
- Терещенко В.Е., Лагутина Е.К. Сравнение относительных смещений пунктов сети постоянно действующих базовых станций Новосибирской области, полученных с использованием различных онлайн-сервисов обработки спутниковых измерений // Вестник СГУГиТ. 2019. Т. 24. № 2. - С. 76-94.
- Тимеркаев В.С., Гусева Т.В., Сквородкин Ю.П. и др. Об одном методе анализа современных вертикальных движений земной коры на Гармском геодинимическом полигоне. // Прогноз землетрясений, Геодезические методы исследований, Душанбе-Москва, Таджикистан, 1989, № 11, с.88-115.
- Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Бойко Е.В., Валитов М.Г., Стусь Ю.Ф., Сизиков И.С., Носов Д.А., Калиш Е.Н. О сравнении результатов определения координат и скоростей смещения пунктов с помощью двухчастотных приемников космической геодезии // Вестник СГУГиТ. 2020а. Т. 25. № 2. С. 63-77.
- Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Бойко Е.В., Семибаламут В.М., Фомин Ю.Н., Панов С.В., Парушкин М.Д. Применение деформографов в исследовании колебательных процессов в широком частотном диапазоне // Сейсмические приборы. 2020б. Т. 56, № 1. С.5–24. <https://doi.org/10.21455/si2020.1-1>
- Тимошкина Е.П., Михайлов В.О., Смирнов В.Б., Волкова М.С., Хайретдинов С.А. Модель поверхности разрыва Хубсугульского землетрясения 12.01.2021 по данным спутниковой РСА интерферометрии // Физика Земли. 2022. № 1. С. 83-89.
- Труды совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры // Под ред. В. В. Белоусова и В. В. Данилова. М., Геодиздат, 1948
- Устинов А.В., Кафтан В.И. Технология мониторинга перемещений гидротехнических сооружений в процессе компенсационного нагнетания // Гидротехническое строительство.

2019. № 1. С. 2-7.

- Фандюшина Н.А., Исследование движения блоков земной коры на Гармском геодинамическом полигоне. // В кн: Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах, М., 1983, с.65-69.
- Фандюшина Н.А. К вопросу интерпретации «быстрых» смещений земной поверхности на Гармском полигоне. // В кн: Комплексные геодинамические полигоны: Методы и результаты исследований, М., 1984, с. 103-108.
- Фаттахов Е.А. Спектрально-временной анализ светодальномерных наблюдений на Камчатском и Ашхабадском геодинамических полигонах // Вестник СГУГиТ. 2017. Т. 22, № 4. С. 5-17.
- Фаттахов Е.А. Определение главных осей сжатия и растяжения по светодальномерным данным методом тензометрического анализа (Петропавловский геодинамический полигон, п-ов Камчатка) // Геофизические процессы и биосфера. 2021. Т. 20, № 4. С. 138-146. <https://doi.org/10.21455/GPB2021.4-9>
- Фиалков Д.Н. Применение геодезических методов при изучении движений земной коры в Западной Сибири // Тр. СНИИГГиМС, Мин. геологии и охраны недр СССР. – Л., 1961. – Вып. 7. – С. 94–100.
- Фиалков Д.Н. Достоверность вертикальных движений земной коры Западной Сибири // Современные движения земной коры. – Тарту: АН ЭССР. – 1965. – № 2. – С. 309–314.
- Филоненко-Бородич М.М. Теория упругости // М: 1959. 364с.
- Фотиади Э.Э. Методические вопросы исследования современных движений земной коры // Сборник науч. трудов АН СССР. Сиб. отд-ние. Ин-т геологии и геофизики. - Новосибирск, 1975. - 275 с.
- Фотиади Э.Э., Лазаренко В.А., Колмогоров В.Г. и др. Составление карты скоростей современных вертикальных движений земной коры Западно-Сибирской плиты // Современные движения земной коры. Морфоструктуры, разломы, сейсмичность. – М.: Наука, 1987. – С. 72–75.
- Хисамов Р.С, Гатиятуллин Н.С., Кузьмин Ю.О. и др. Современная геодинамика и сейсмичность юго-востока Татарстана / Под ред. Р.С. Хисамова и Ю.О. Кузьмина // Казань: Фэн, 2012. 240 с.
- Чебров В.Н., Гордеев Е.И., Федотов С.А., Абубакиров И.Р., Бахтияров В.Ф., Болдина С.В., Гарбузова В.Т., Горбатиков А.В., Гусев А.А., Гусева Е.М., Демянчук М.В., Дрознин Д.В., Дрознина С.Я., Касимова В.А., Кожевникова Т.Ю., Коновалова А.А., Копылова Г.Н., Кравченко Н.М., Кугаенко Ю.А., Кузьмин Ю.Д. и др. Сейсмологические и геофизические исследования на Камчатке // К 50-летию детальных сейсмологических наблюдений / Петропавловск-Камчатский, 2012.
- Чуриков В.А. Исследование взаимосвязи современных деформационных и сейсмических

- процессов в зонах разломов, на примере Камчатки // Дисс.. канд. физ.-мат. наук. М., 1997. 118 с.
- Шароглазова Г.А. Деформации земной поверхности на Толбачинском геодинамическом полигоне, полученные по геодезическим данным (1976-1977гг.). // Вулканология и сейсмология, 1984, №3, с.67-72.
- Шароглазова Г.А. Деформации земной поверхности на Шипунском геодинамическом полигоне по геодезическим данным 1975-1981 гг. // Научно-технический реферативный сборник, ЦНИИГАиК, 1984, №110, с. 15-20
- Шароглазова Г.А. Ставров В.Н., Деформации земной поверхности, выявленные по геодезическим данным 1970-1986 гг., и сильные землетрясения в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. // Вулканология и сейсмология, 1989, №2, с. 103-110.
- Шустер Г. Детерминированный хаос // М.: Мир, 1988. 240 с.
- Энман С.В. Закономерности движений земной поверхности на Талгарском геодинамическом полигоне (1965-1979 гг.). // В кн: Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах, М., 1983, с.80-83.
- Энман С.В. Приповерхностные напряжения и деформации в районе Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 гг. на Камчатке. // В кн.: Комплексные геодинамические полигоны; методика и результаты исследований., М., Наука, 1984, с. 123-127.
- Энман С.В. Современные вертикальные движения земной поверхности по наблюдениям за уровнем моря на Камчатке и в прилегающих районах. // Вулканология и сейсмология, 1986, №1, с.99-102.
- Энман С.В., Золотарская С.Б., Никитенко Ю.П., Энман В.Б. Закономерности вертикальных движений земной поверхности на Петропавловске- Авачинском геодинамическом полигоне. // Вулканология и сейсмология, 1986, №4, с. 102-108.
- Allmendinger, R. W., Reilinger, R., & Loveless, J. (2007). Strain and rotation rate from GPS in Tibet, Anatolia, and the Altiplano // *Tectonics*, 26, TC3013. <https://doi.org/10.1029/2006TC002030>
- Amurskiy G.I. The deep structure of the Kopetdagh // *Geotectonics*. 1971. N 1. P.34–40.
- Argus, D. F., M. B. Heflin, A. Donnellan, F. H. Webb, D. Dong, K. J. Hurst, D. C. Jefferson, G. A. Lyzenga, M. M. Watkins, and J. F. Zumberge (1999), Shortening and thickening of metropolitan Los Angeles measured and inferred by using geodesy // *Geology*, 27, 703-706.
- Argus, D., R. Gordon, M. Heflin, C. Ma, R. Eanes, P. Willis, W. Peltier, and S. Owen (2010), The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy // *Geophys. J. Int.*, 180, 913-960, doi: 10.1111/j. 1365-246X.2009.04463.X.

- Bakhtiarov V.F., Levin V.E., Saprikin A.V. Geodimeter measurement from Mishennaya Observatory: analysis of observation results. // *Tectonophysics*, v. 202 (1992), pp. 173-176.
- Bennett, R.A., Rodi W and Reilinger R. E. (1996) Global Positional System constraints on fault slip rates in southern California and Northern Baja California, Mexico // *J. Geophys. Res.*, 101, 21,943-21,960.
- Berger J. A note on thermoelastic strains and tilts // *J. Geophys. Res.* 1975. V. 80, N 2. P.274 –277.
- Bock, Y., et al. (1997), Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Continuous measurements of crustal deformation between the 1992 Landers and 1994 Northridge earthquakes // *J. Geophys. Res.*, 102, 18,013-18,033.
- Chen Q., Freymueller G.T. Geodetic evidence for a Near Fault Compliant Zone along San Andreas Fault in the San Francisco Bay area // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2002. V. 92. №2. P. 656–671.
- Churikov V. A. The Relationship Among Vertical Movements, Seismic Holes and Aseismic Deformations. // 29th International Geological Congress, Kyoto, Japan, 1992, Abstracts, 1992, vol.3, p.929.
- Churikov V.A. There is comparison between the results of high-precision leveling and seismic activity of Kamchatka's subduction zone // *Proceedings of ISTANBUL-94 1st Turkish International Symposium on Deformations*, September 5-9, Published by TMMOB-HKMO, Chamber of Surveying Engineers, Ankara, Turkey, 1995, pp. 983-990.
- Churikov V.A., Kuzmin Yu.O. Relation between deformation and seismicity in the active fault zone of Kamchatka, Russia // *Geophysical Journal International*, 1998, v.133, pp. 607-614.
- Dixon, T.H., M. Miller, F. Farina, H. Wang, and D. Johnson (2000), Present-day motion of the Sierra Nevada block and some tectonic implications for the Basin and Range province North American Cordillera // *Tectonics*, 19, 1-24.
- Donnellan, A., B. H. Hager, R. W. King, and T. A. Herring (1993), Geodetic measurement of deformation in the Ventura basin region, southern California // *J. Geophys. Res.*, 98, 21,727-21,739.
- Feigl, K. L., et al. (1993), Space geodetic measurement of crustal deformation in central and southern California, 1984-1992 // *J. Geophys. Res.*, 98, 21,677-21,712.
- Ferretti, A. Satellite InSAR Data. Reservoir Monitoring from Space // EAGE Publications: Bunnik, The Netherlands, 2014; p. 160.
- Ferretti, A., Prati, C, and Rocca, F., 2001, Permanent scatterers in SAR interferometry: *Institute of Electrical and Electronics Engineers Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39, 8-20.
- Fujii, Y. (1993). Vertical crustal movement in the Boso peninsula, South Kanto, Japan, as deduced from the adjustment of a geodetic network with signals // *Tectonophysics*, 218(4), 309–322. doi:10.1016/0040-1951(93)90321-a

- Fujita Naomi, Inouchi Noboru, Crustal movement in the Tokai district, Japan // *Tectonophysics*, 1983, 97, No 1-4, pp. 141-146
- Gan, W., Zhang, P., Shen, Z. K., Niu, Z., Wang, M., Wan, Y., et al. (2007). Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements // *Journal of Geophysical Research*, 112, B08416. <https://doi.org/10.1029/2005JB004120>
- Ge W.P., Molnar P., Shen Z.K., & Li Q. (2015). Present-day crustal thinning in the southern and Northern Tibetan Plateau revealed by GPS measurements // *Geophysical Research Letters*, 42, 5227–5235. <https://doi.org/10.1002/2015GL064347>
- Hirata, N. Past, current and future of Japanese national program for earthquake prediction research // *Earth Planet Sp* 56, xliii–l (2004). <https://doi.org/10.1186/BF03353075>
- Hollingsworth J., Jackson J., Walker R., Gheitanchi M.R., Bolourchi M.J. Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the KopehDagh mountains, NE Iran // *Geophys. J. Int.* 2006. V. 166, Iss. 3. P.1161–1177. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02983.x>
- Huang, M. H., Bürgmann, R., & Freed, A. M. (2014). Probing the lithospheric rheology across the eastern margin of the Tibetan Plateau. // *Earth and Planetary Science Letters*, 396, 88–96. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.04.003>
- Inouchi N., Sato H. Crustal deformation related to the Izu-Oshima Kinkai earthquake of 1978 // *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, 1979, 23, №2, pp. 14- 24.
- Ketelaar V.B.H. Satellite radar Interferometry. Subsidence monitoring Techniques // Delft University of technology, the Netherlands. 2009. - 241 pp.
- King, N. E., and J. C. Savage (1983), Strain-rate profile across the Elsinore, San Jacinto, and San Andreas faults near Palm Springs, California, 1973-1981 // *Geophys. Res. Lett.*, 10, 55-57.
- King, N. E., and J. C. Savage (1984), Regional deformation near Palmdale, California, 1973-1983 // *J. Geophys. Res.*, 89, 2471-2477.
- Kreemer, C., Blewitt, G., & Klein, E. C. (2014). A geodetic plate motion and global strain rate model // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15, 3849–3889. <https://doi.org/10.1002/2014GC005407>
- Larsen, S., and R. Reilinger (1992), Global Positioning System Measurements of strain accumulation across the Imperial Valley, California: 1986-1989 // *J. Geophys. Res.*, 97, 8865-8876.
- Larson, K. M., and D. C. Agnew (1991), Application of the Global Positioning System to crustal deformation measurement: 1. Precision and accuracy, *J. Geophys. Res.*, 96, 16,547-16,565.
- Larson, K. M., and F. H. Webb (1992), Deformation in the Santa Barbara Channel from GPS measurements 1987-1991 // *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1491-1494.
- Liang, S., Gan, W., Shen, C., Xiao, G., Liu, J., Chen, W., et al. (2013). Three-dimensional velocity field of present-day crustal motion of the Tibetan Plateau derived from GPS measurements // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 5722–5732. <https://doi.org/10.1002/2013JB010503>

- Lisowski, M., J. C. Savage, and W. H. Prescott (1991), The velocity field along the San Andreas fault in central and southern California // *J. Geophys. Res.*, 96, 8369-8389.
- Allen M., Jackson J. & Walker R. (2004). Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates // *TECTONICS*, VOL. 23, TC2008, doi:10.1029/2003TC001530
- McClusky S.C., Bjornstad S.C., Hager B.H., King R.W., Meade B.J., Miller M.M., Monastero F. C. and Souter B.J. (2001), Present day kinematics of the Eastern California Shear Zone from a geodetically constrained block model // *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3339-3372.
- Michel S., Jolivet R., Lengliné O., Gualandi A., Larochelle S., & Gardonio B. (2022). Searching for transient slow slips along the San-Andreas Fault near Parkfield using independent component analysis // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127, e2021JB023201. <https://doi.org/10.1029/2021JB023201>
- Miller M. M., D. P. Johnson, T. H. Dixon, and R. K. Dokka (2001), Refined kinematics of the Eastern California Shear Zone from GPS observations, 1993-1998 // *J. Geophys. Res.*, 106, 2245-2263.
- Minster, J. B., and T. H. Jordan (1987), Vector constraints on western U. S. deformation from space geodesy, neotectonics, and plate motions // *J. Geophys. Res.*, 92, 4798-4804.
- Mogi, K. (1981), Earthquake prediction program in Japan, in *Earthquake Prediction*, edited by D. W. Simpson and P. G. Richards, Maurice Ewing Series 4, pp. 635–666, American Geophysical Union.
- Mogi Kiyoo, Temporal variation of crustal deformation during the days preceding a thrust-type great earthquake. The 1944 Tonankai earthquake of magnitude 8.1, Japan. // *Pure and Appl. Geophys.*, 1985, 122, .№ 6, pp. 765-780
- Mukoyama S, Sato T, Takami T, Nishimura T (2016) Estimation of ground displacements around Aso-Caldera caused by the 2016 Kumamoto Earthquake, from the Geomorphic Image Analysis of temporal LiDAR DEMs. *Japan Society of Engineering Geology*.
- Okada Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space // *Bull. Seism. Soc. Am.* – 1992. – Vol. 82. – P. 1018–1040.
- Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 1985. – Vol. 75. – P. 1135–1154.
- Plattner, C., R. Malservisi, T. H. Dixon, P. LaFemina, G. F. Sella, J. Fletcher, and F. Suarez-Vidal (2007), New constraints on relative motion between the Pacific Plate and Baja California microplate (Mexico) from GPS measurements // *Geophys. J. Int.*, 170, 1373-1380, doi: 10.1111/j. 1365-246X.2007.03494.X.
- Prescott H., Savage Y.C., Kinoshita Y.T. Strain accumulation in the western United States between 1970 and 1978. // *J. Geophys. Res.*, 1979, B84, # 10, pp. 5423-5435.
- Robert A.M., Letouzey J., Kavooosi M.A., Sherkati S., Müller C., Vergés J., Aghababaei A. Structural

- evolution of the KopehDagh fold-and-thrust belt (NE Iran) and interactions with the South Caspian Sea Basin and Amu Darya Basin // *Marine and Petroleum Geology*. 2014. N 57. P.68–87. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.05.002>
- Rousset, B., Bürgmann, R. & Campillo, M. Slow slip events in the roots of the San Andreas fault. // *Sci. Adv.* 5, eaav3274 (2019).
- Rui, X., & Stamps, D. S. (2016). Present-day kinematics of the eastern Tibetan Plateau and Sichuan Basin: Implications for lower crustal rheology // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121, 3846–3866. <https://doi.org/10.1002/2016JB012839>
- Rui, X., & Stamps, D. S. (2019). A geodetic strain rate and tectonic velocity model for China // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20, 1280–1297. <https://doi.org/10.1029/2018GC007806>
- Sagiya, T., Miyazaki, S., Tada, T. (2000). Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan. In: Mora, P., Matsu'ura, M., Madariaga, R., Minster, JB. (eds) *Microscopic and Macroscopic Simulation: Towards Predictive Modelling of the Earthquake Process*. Pageoph Topical Volumes. Birkhäuser, Basel. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-7695-7_26
- Sato Hiroshi, Research on the vertical movements of the crust associated with earthquake swarms in Japan. // *Tectonophysics*, 1983, 97, № 1- 4, pp. 173-181.
- Sato, H.P., Une, H. (2021). Relation Between Horizontal Direction of Crustal Deformation Surveyed on the Control Points and Area Ratio of the Slope Failures Triggered by the 2016 Kumamoto Earthquake (Mj 7.3). In: Arbanas, Ž., Bobrowsky, P.T., Konagai, K., Sassa, K., Takara, K. (eds) *Understanding and Reducing Landslide Disaster Risk*. WLF 2020. ICL Contribution to Landslide Disaster Risk Reduction. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-60713-5_5
- Savage, J. C. (1975), A possible bias in the California state Geodimeter data // *J. Geophys. Res.*, 80, 4078-4088.
- Savage J. C., Prescott W. H., Lisowski, King N. E. Strains on the San-Andreas Fault near Palmdale, California: rapid, aseismic change., *Science*, 1981, 211, № 4477, pp. 56-58.
- Savage, J. C. (1983), Strain accumulation in western United States, // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 11, 11—43.
- Savage, J. C., W. H. Prescott, and G. Gu (1986), Strain accumulation in southern California, 1973-1984 // *J. Geophys. Res.*, 91, 7455-7473.
- Savage, J. C., and M. Lisowski (1995), Interseismic deformation along the San Andreas fault in southern California // *J. Geophys. Res.*, 100, 12,703- 12,717.
- Savage, J. C., and M. Lisowski (1998), Viscoelastic coupling model of the San Andreas fault along the big bend, southern California // *J. Geophys. Res.*, 103, 7281-7292.
- Savage, J. C., J. L. Svarc, and W. H. Prescott (2004), Interseismic strain and rotation rates in the Northeast Mojave domain, eastern California // *J. Geophys. Res.*, 109, B02406, doi:

10.1029/2003JB002705.

- Schmalzle, G., T. H. Dixon, R. Malservisi, and R. Go vers (2006), Strain accumulation across the Carrizo segment of the San Andreas Fault, California: Impact of laterally varying crustal properties // *J. Geophys. Res.*, 111, B05403, doi: 10.1029/2005JB003843.
- Shen, Z.-K., and D. D. Jackson (1993), GPS reoccupation of early triangulation sites: Tectonic deformation of the Southern Coast Ranges // *J. Geophys. Res.*, 98, 9931-9946.
- Shen, Z.-K., D. D. Jackson, and X. B. Ge (1996), Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements // *J. Geophys. Res.*, 101, 27,957-27,980.
- Shen, Z. K., Sun, J., Zhang, P., Wan, Y., Wang, M., Bürgmann, R., et al. (2009). Slip maxima at fault junctions and rupturing of barriers during the 2008 Wenchuan earthquake // *Nature Geoscience*, 2(10), 718–724. <https://doi.org/10.1038/ngeo636>
- Shen, Z.-K., R. W. King, D. C. Agnew, M. Wang, T. A. Herring, D. Dong, and P. Fang (2011), A unified analysis of crustal motion in Southern California, 1970–2004: The SCEC crustal motion map // *J. Geophys. Res.*, 116, B11402, doi:10.1029/2011JB008549
- Tong, X., Sandwell, D. T., & Fialko, Y. (2010). Coseismic slip model of the 2008 Wenchuan earthquake derived from joint inversion of interferometric synthetic aperture radar, GPS, and field data // *Journal of Geophysical Research*, 115, B04314. <https://doi.org/10.1029/2009JB006625>
- Trifonov, V. G. (1978), Late Quaternary tectonic movements of western and central Asia // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, P. 1059 – 1072.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H.R., MartiNod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., & Chéry, J. (2004). Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman // *Geophysical Journal International*, 157, 381-398.
- Walls, C., T. Rockwell, K. Mueller, Y. Bock, S. Williams, J. Pfanner, J. Dolan, and P. Fang (1998), Escape tectonics in the Los Angeles metropolitan region and implications for seismic risk // *Nature*, 394, 356-360.
- Walpersdorf A., Manighetti I., Mousavi Z., Tavakoli F., Vergnolle M., Jadidi A., Hatzfeld D., Aghamohammadi A., Bigot A., Djamour Y., Nankali H., Sedighi M. Present-day kinematics and fault slip rates in eastern Iran, derived from 11 years of GPS data // *J. Geophys. Res.* 2014. V. 119, Iss. 2. P.1359–1383. <https://doi.org/10.1002/2013JB010620>
- Walters R.J., Elliott J.R., Li Z., Parsons B. Rapid strain accumulation on the Ashkabad fault (Turkmenistan) from atmosphere-corrected InSAR // *J. Geophys. Res.* 2013. V. 118, Iss. 7. P.3674– 3690. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50236>
- Wang K., Dreger D.S., Tinti E., Bürgmann R., Taira T. Rupture Process of the 2019 Ridgecrest, California Mw 6.4 Foreshock and Mw 7.1 Earthquake Constrained by Seismic and Geodetic Data

- // Bull. Seismol. Soc. Am. 2020. V. 20. P. 1-24. DOI: 10.1785/0120200108
- Wang YW, Ni YQ, Zhang QH, Zhang C. Bayesian approaches for evaluating wind-resistant performance of long-span bridges using structural health monitoring data. // *Struct Control Health Monit.* 2021; 28:e2699. <https://doi.org/10.1002/stc.2699> of 18WANG ET AL.
- Wang, H., Wright, T. J., & Biggs, J. (2009). Interseismic slip rate of the Northwestern Xianshuihe fault from InSAR data // *Geophysical Research Letters*, 36, L03302. <https://doi.org/10.1029/2008GL036560>
- Wang, H., Liu, M., Cao, J., Shen, X., & Zhang, G. (2011). Slip rates and seismic moment deficits on major active faults in mainland China. // *Journal of Geophysical Research*, 116, B02405. <https://doi.org/10.1029/2010JB007821>
- Wang, H., & Wright, T. J. (2012). Satellite geodetic imaging reveals internal deformation of western Tibet // *Geophysical Research Letters*, 39, L07303. <https://doi.org/10.1029/2012GL051222>
- Wang, J., Ye, Z. R., & He, J. K. (2008). Three-dimensional mechanical modeling of large-scale crustal deformation in China constrained by the GPS velocity field // *Tectonophysics*, 446(1–4), 51–60. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.006>
- Wang, M., Shen, Z. K., Niu, Z. J., Zhang, Z. S., Sun, H. R., Gan, W. J., et al. (2003). Present-day crustal movement of Chinese mainland and active block model (in Chinese) // *Science in China(D)*, 33(Suppl), 21–33.
- Wang Q., Zhang, P.Z., Freymuller, J., Bilham, R., Larson, K.M., Lai, X., et al. (2001). Present-day crustal deformation in China constrained by GPS measurement // *Science*, 294(5542), 574–577. <https://doi.org/10.1126/science.1063647>
- Wdowinski, S., B. Smith-Konter, Y. Bock, and D. Sandwell (2007), Diffuse interseismic deformation across the Pacific-North America plate boundary // *Geology*, 35, 311-314.
- Wdowinski, S., Y. Sudman, and Y. Bock (2001), Geodetic detection of active faults in Southern California // *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2321-2324.
- Xia Shuhui, Fujii Yoichiro., Contemporary vertical crustal movement In the Tokais district and Its neighborhood. Central Japan. // *J. Phys. Earth.*, 1992, №6, pp. 657-676.
- Yi T.H., Li H.N., Gu M. (2012) Recent research and applications of GPS-based monitoring technology for high-rise structures. // *Structural control and health monitoring*. V. 20, I. 5, May 2013, P.: 649–670. <https://doi.org/10.1002/stc.1501>
- Zhang, P. Z., Shen, Z., Wang, M., Gan, W., Bürgmann, R., Molnar, P., et al. (2004). Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data // *Geology*, 32(9), 809–812. <https://doi.org/10.1130/G20554.1>
- Zhang, Y. G., Zheng, W. J., Wang, Y. J., Zhang, D. L., Tian, Y. T., Wang, M., et al. (2018). Contemporary deformation of the North China Plain from Global Positioning System data //

Geophysical Research Letters, 45(4), 1851–1859. <https://doi.org/10.1002/2017GL076599>

Zheng, G., Wang, H., Wright, T. J., Lou, Y., Zhang, R., Zhang, W., et al. (2017). Crustal deformation in the India-Eurasia collision zone from 25 years of GPS measurements // Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 122, 9290–9312. <https://doi.org/10.1002/2017JB014465>

Zhu, S., & Shi, Y. (2011). Estimation of GPS strain rate and its error analysis in the Chinese continent // Journal of Asian Earth Sciences, 40(1), 351–362. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.06.007>

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2022680444

Программа декодирования наклономерных и
акселерометрических данных

Правообладатель: *Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук (RU)*

Авторы: *Децереvский Алексей Владимирович (RU),
Фаттахов Евгений Альбертович (RU)*

Заявка № 2022669234

Дата поступления 20 октября 2022 г.

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ 01 ноября 2022 г.



Руководитель Федеральной службы
по интеллектуальной собственности

ДОКУМЕНТ ПОДПИСАН ЭЛЕКТРОННОЙ ПОДПИСЬЮ
Сертификат 68b80077e14e40f0a94edbd24145d5c7
Владелец **Зубов Юрий Сергеевич**
Действителен с 26.05.2022 по 26.05.2023

Ю.С. Зубов

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Утверждаю

Генеральный директор

ООО «НПЦ «ПромНедраЭксперт»

Грунин А.Г.

26 декабря 2022 г.



АКТ

О внедрении результатов диссертационных исследований Е.А. Фаттахова

В рамках научно-исследовательских и производственных работ компании ООО «НПЦ «ПромНедраЭксперт» (г. Москва) были применены и апробированы следующие результаты и методики исследования по диссертации «**Развитие методов анализа результатов длительных рядов геодэформационных наблюдений в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах**»:

- *алгоритм глубокого статистического анализа* специализированным пакетом программ WinABD по обработке геофизических и ГНСС данных мониторинга, полученных с месторождений Татарстана, Западной Сибири и Поволжья.

- *на основе геометрической теории деформации и разработанного пространственного параметра F* , были установлены доминирующие типы аномалий по результатам многолетних повторных циклов геометрического нивелирования на ряде месторождений Газпрома, Роснефти, Татнефти, Башнефти.

Перечисленные алгоритмы (методики) и параметры показали свою эффективность при выполнении геофизических исследований и успешно внедрены в ООО «НПЦ «ПромНедраЭксперт».

Генеральный директор
ООО «НПЦ «ПромНедраЭксперт»

 А.Г. Грунин