# Министерство науки и высшего образования Российской Федерации ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О.Ю. ШМИДТА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ИФЗ РАН)

УДК 550.34, 551.24"312" № гос. задания 0144-2019-0016 № гос. регистрации АААА-А19-119082190042-5

> УТВЕРЖДАЮ Директор ИФЗ РАН чл.-корр. РАН \_\_\_\_\_С.А. Тихоцкий «\_\_\_» \_\_\_\_2021 г.

# ОТЧЕТ О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

# «АППАРАТУРНО-МЕТОДИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ СБОРА, ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ НАЗЕМНЫХ И СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ» (заключительный)

Руководитель НИР, главный научный сотрудник, зав. лабораторией 602 д.ф.-м.н.

А.А. Любушин

Москва, 2021 г.

## СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель НИР, Зав. лабораторией № 602 д.ф.-м.н.

Подпись, дата

А.А. Любушин (Введение, раздел 1, заключение)

А.Б. Манукин

Исполнители:

Г.н.с. д.ф.-м.н., проф.

> В.н.с. к.ф.-м..н.

> > В.н.с. к.т..н.

С.н.с. к.т.н.

С.н.с. к.ф.-м..н.

С.н.с.

Зав. лабораторией 502 член-корреспондент РАН, д.ф.-м.н., проф.

> Н.с., к.ф.-м.н.

Г.н.с. д.ф.-м.н., проф.

> С.н.с., к.г.-м.н.

Н.с., к.ф.-м.н. Подпись, дата

(раздел 1.4) И.И. Калинников (разделы 1.4) О.С. Казанцева (разделы 1.4) С.В. Бехтерев (разделы 1.4.3) Д.М. Филатов (раздел 1.3) В.П. Матюнин (разделы 1.4) В.О. Михайлов (Введение, раздел 2, Заключение) П.Н. Дмитриев (Введение, раздел 2.2, 2.3, 2.6, Заключение)

И.А. Керимов (Введение, раздел 2.7, Заключение)

Е.И. Смольянинова (Введение, раздел 2.3, Заключение)

М.С. Волкова (Введение, раздел 2.2, 2.4, 2.5, 2.6, Заключение) H.c.

Подпись, дата

С.А. Хайретдинов (Введение, раздел 2.2, 2.6, Заключение)

Е.П. Тимошкина

(Введение, разделы 2.2, 2.4,

2.5, 2.6, Заключение)

С.н.с., к.ф.-м.н.

Подпись, дата

Нормоконтроль

Д.В. Лиходеев

Подпись, дата

### РЕФЕРАТ

Отчет 197 с., 1 кн., 74 рис., 4 табл., 128 источн. НИЗКОЧАСТОТНЫЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ ШУМ, КОГЕРЕНТНОСТЬ, НЕРАВНОМЕРНОСТЬ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ, ГРАВИТАЦИОННЫЙ ГРАДИЕНТОМЕТР, МАЛОГАБАРИТНЫЙ СЕЙСМОГРАВИМЕТР, РАДАРНАЯ СПУТНИКОВАЯ ИНТЕРФЕРОМЕТРИЯ, ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ, ОПОЛЗНИ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ, СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ

По разделу 1 исследован глобальный сейсмический шум. Определен временной интервал с середины 2002 г. до середины 2003 г., когда тенденция к снижению средней когерентности свойств шума во вспомогательной сети 50 опорных точек резко сменилась на тенденцию к повышению. Наряду с ростом средней когерентности, наблюдается увеличение радиуса пространственных максимальных когерентностей свойств шума. Обе эти тенденции сохраняется до конца 2020 г., что интерпретируется как общий признак роста степени критичности состояния планеты и, как следствие, роста глобальной особенности сейсмической опасности. Эти поведения сейсмического шума интерпретируются как результат триггерного воздействия неравномерности вращения Земли на увеличение когерентности шума и на увеличение интенсивности сильных сейсмических событий. Созданы и протестированы новые варианты вертикального гравитационного градиентометра и малогабаритных трехкоординатных сейсмометров для использования в изучении сейсмического фона на Марсе и Луне. Проведено тестирование и модификация длиннобазисного гидростатического нивелира. Тестирован метод для оценки доли прогностической информации в аномалиях показаний высокодобротного крутильного маятника.

По разделу 2 разрабатывались методы обработки и комплексной интерпретации наземных и спутниковых данных. По данным РСА интерферометрии определены смещения земной поверхности в результате землетрясения под о. Хубсугул (Монголия). Оценены смещения на оползневых склонах и в областях оседания в г. Большой Сочи и построена карта деформаций поверхности для двух районов Большого Сочи. Разработана и обоснована численными расчетами методика проведения мониторинга оседаний земной поверхности над горными выработками в г. Березники, Пермского края на основе РСА интерферометрии. Построена новая модель остывания лавового потока, сформированного в результате Толбачинского трещинного извержения ТТИ-50. Оценены смещения на склонах вулкана Корякский в процессе извержения 2008-2009 гг. Выполнены расчеты модельных геофизических полей для нефтегазоносных структур. Оценена возможная активность разломов в Терско-Каспийском прогибе.

## СОДЕРЖАНИЕ

введ	(ЕНИЕ		.8		
OCHO	ОВНАЯ ЧА	АСТЬ	.14		
1	РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ КОМПЛЕКСНЫХ				
	ИЗМЕРЕНИЙ1				
	1.1 Низкочастотный сейсмический шум на Японских островах и оценка				
	сейсм	ической опасности	.14		
	1.1.1	Статистики сейсмического шума	.15		
	1.1.2	Исходные данные сейсмического шума на Японских островах	.19		
	1.1.3	Усредненные карты свойств сейсмического шума в Японии	20		
	1.1.4	Тренды свойств сейсмического шума	.24		
	1.1.5	Плотности вероятностей экстремальных значений свойств			
		сейсмического шума	.26		
	1.1.6	Первая главная компонента в скользящем временном окне и оценка			
		спектра когерентности	.28		
	1.1.7	Связь свойств сейсмического шума на Японских островах с			
		неравномерностью вращения Земли	.30		
	1.1.8	Обсуждение свойств сейсмического шума в Японии	.33		
	1.2 Низк	очастотный сейсмический шум на глобальном уровне – введение	.34		
	1.2.1	Исходные данные глобального сейсмического шума	.36		
	1.2.2	Карта свойств глобального сейсмического шума	.38		
	1.2.3	Мера когерентности для сети опорных точек	.40		
	1.2.4	Связь с неравномерностью вращения Земли	.46		
	1.2.5	Обсуждение свойств глобального сейсмического шума	.51		
	1.3 Низк	очастотный сейсмический шум на Камчатке	.53		
	1.4 АПП	АРАТУРНО-МЕТОДИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ	.59		
	1.4.1	Новый вариант высокочувствительного одноосного			
		сейсмоакселерометра	.59		
	1.4.2	Сейсмометр для наблюдений на Марсе	.66		
	1.4.3	Обработка данных наблюдений с помощью гидростатического			
		нивелира	.81		
	1.4.4	Анализ данных высокодобротного крутильного маятника	.91		

2	ИЗУЧЕН	ИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПОВЕРХНОСТНОЙ				
	оболоч	ІКЕ ЗЕМЛИ ПУТЕМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ НАЗЕМНЫХ И				
	СПУТНИ	ИКОВЫХ ДАННЫХ И ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ	100			
	2.1 Осно	2.1 Основные результаты, полученные по разделу 2100				
	2.2 Модель поверхности разрыва Хубсугульского землетрясения 12.01.2021 по					
	даннь	ым спутниковой РСА интерферометрии	106			
	2.2.1	Введение	106			
	2.2.2	Исходные данные	108			
	2.2.3	Модель поверхности разрыва	109			
	2.2.4	Заключение по разделу 2.1	112			
	2.3 Выявление и мониторинг областей активных деформаций в Адлерском районе					
	Болы	Большого Сочи путем анализа серий разночастотных спутниковых радарных				
	сними	ков за 2007-2020 гг	114			
	2.3.1	Введение	114			
	2.3.2	Использованные снимки и технологии обработки	115			
	2.3.3	Результаты выявления зон активных деформаций земной поверх	ности			
			117			
	2.3.4	Интерпретация результатов	121			
	2.3.5	Выводы по разделу 2.3	124			
	2.4 Мони	иторинг оседания на территории г. Березники (Пермский край) мет	годами			
	спутн	иковой радарной интерферометрии	124			
	2.4.1	Введение	124			
	2.4.2	Спутниковая радарная интерферометрия	125			
	2.4.3	Использованные радарные снимки и методы обработки	127			
	2.4.4	Анализ полей смещений	128			
	2.4.5	Оценка смещений за 187 дней методом суммирования парных				
		интерферограмм	132			
	2.4.6	Выводы	136			
	2.5 Осед	ание поверхности лавы Толбачинского извержения 2012-2013 гг:				
	спутн	иковые данные и термическая модель	138			
	2.5.1	Введение	138			
	2.5.2	Оценка смещений лавовой поверхности методами спутниковой р	оадарной			
		интерферометрии	140			
	2.5.3	Модель процесса остывания лавового потока. Постановка задачи	ı142.			

2.5.4	Численное моделирование	147				
2.5	5.4.1 Параметры модели	147				
2.5	5.4.2 Учёт скорости формирования лавового слоя	148				
2.5.5	Результаты моделирования	148				
2.5	5.5.1 Зависимость между остыванием лавового потока и оседани	ем его				
	поверхности	148				
2.5	5.5.2 Сравнение результатов моделирования с результатами,					
	полученными по РСА интерферометрии	149				
2.5.6	Заключение	153				
2.6 О свя	2.6 О связи активизации вулкана Корякский в 2008-2009 годах с глубинными					
магма	тическими процессами	154				
2.6.1	Введение	154				
2.6.2	Оценка смещений поверхности вулкана Корякский методами р	радарной				
	спутниковой интерферометрии	156				
2.6.3	Численная интерпретация поля смещений	158				
2.6.4	Заключение по разделу 2.6	161				
2.7 Грав	итационные аномалии, разломная тектоника и сейсмичность заг	адной				
части	Терско-Каспийского прогиба	162				
ЗАКЛЮЧЕНИЕ		171				
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ						
СПИСОК ОСНО	ОВНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ ПО ТЕМЕ НИР					

#### введение

Работы по разделу 1 посвящены разработке аппаратурных средств и созданию методик наземных и спутниковых геофизических измерений. Работы включают в себя развитие методов математической обработки результатов комплексных измерений, в том числе и создание принципиально новых математических методов совместного анализа большого числа многомерных временных рядов, получаемых от современных систем геофизического мониторинга.

Разработан метод анализа непрерывных записей низкочастотного сейсмического шума на сети F-net широкополосных станций на Японских островах для временного интервала с начала 1997 г. по 30 октября 2021 г. Метод основан на вычислении ширины сингулярности, носителя мульти-фрактального спектра минимальной энтропии распределения квадратов ортогональных вейвлет-коэффициентов и вейвлетного индекса Донохо-Джонстона в последовательных интервалах времени длиной 1 сутки. Были разработаны методы оценки пространственного распределения значений этих свойств сейсмического шума и идентификации «пятен сейсмической опасности» как областей повышенных значений двумерных плотностей вероятности экстремальных значений статистик сейсмического шума. Исследован вопрос о связи свойств сейсмического шума с характеристикой неравномерности вращения Земли – временным рядом длины дня (LOD). Исследован вопрос о возможном триггерном влиянии неравномерности вращения Земли на выделение сейсмической энергии. Получена оценка запаздывания между сильными всплесками выделения сейсмической энергии и всплесками когерентности между временными рядами продолжительности дня и медианными значениями свойств сейсмического шума в Японии. Значение этого запаздывания составляет около 1.5 года, что может быть использовано для объявления временного интервала высокой сейсмической опасности после достижения пика когерентности. Согласно анализу трендов свойств сейсмического шума в Японии после 2012 г. происходит прогрессивное увеличение вероятности следующего мега-землетрясения. Оценки плотностей вероятностей распределения экстремальных свойств сейсмического шума указывают на регион этого возможного сейсмического события : 30°-34°СШ, 136°-140°ВД в районе глубоководного желоба Нанкай.

Аналогичные оценки запаздывания сейсмического энерговыделения относительно всплеском когерентности между свойствами сейсмического шума и длиной суток получены для данных сети из 21 широкополосной станции на Камчатке для наблюдений в интервале времени 2011 – 30 сентября 2021 г.

Исследованы данные непрерывных записей низкочастотных (периоды от 2 до 1000 минут) сейсмических шумов на глобальной сети из 229 широкополосных станций, расположенных по всему миру за 24 года, 1997-2020 гг. Введена вспомогательная сеть из 50 опорных точек, положение которых определяется кластеризацией положений станций. Для каждой контрольной точки рассчитывается временные ряды свойств шума с временным шагом 1 день, значения которых определяются как медианы значений на 5 ближайших станциях, работающих в течение данного дня. Определен временной интервал с середины 2002 г. до середины 2003 г., когда тенденция к снижению средней когерентности свойств шума во вспомогательной сети 50 опорных точек резко сменилась на тенденцию к повышению. Наряду с ростом средней когерентности, наблюдается увеличение радиуса пространственных максимальных когерентностей свойств шума. Обе эти тенденции сохраняется до конца 2020 г., что интерпретируется как общий признак роста степени критичности состояния планеты и, как следствие, роста глобальной сейсмической опасности. Возникновение всплесков увеличения пространственных масштабов сильной когерентности параметров шума после 2012 г. связано с дестабилизацией глобального поля сейсмических шумов после двух близких по времени мега-землетрясений: 27.02.2010, М=8.8 в Чили и 11.03.2011, М=9.1 в Японии. Эти особенности поведения сейсмического шума интерпретируются как результат триггерного воздействия неравномерности вращения Земли на увеличение когерентности шума и на увеличение интенсивности сильных сейсмических событий после Суматранского мегаземлетрясения 26.12.2004, М=9.3. Эта интерпретация подтверждается независимыми оценками запаздывания высвобождения сейсмической энергии по отношению к всплескам когерентности между свойствами шума и продолжительностью дня, полученными для Японии и Камчатки.

Разработан новый вариант построения вертикального гравитационного градиентометра. Основная идея - использование разнесенных по высоте пробной массы и поплавка, жестко связанных между собой и помещенных в жидкость, причем вес системы уравновешен архимедовой силой. Изменение гравитационного градиента приводит к малому перемещению системы, которая связана с корпусом мягкой пружиной. Это перемещение, измеряемое с помощью датчика, содержит информацию о величине градиента. При внешней простоте идеи её реализация достаточно сложна из-за влияния вариаций температуры. Приведены результаты разработки и создания трехкомпонентного сейсмометра для измерений на Марсе. В низкочастотной и квазистатической области спектра прибор также выполняет функции наклономера и гравиметра. Приведено

описание чувствительного элемента - одноосного датчика. В прибор входят три таких датчика, оси чувствительности которых взаимно перпендикулярны. Пробная масса в каждом датчике удерживается с помощью механической и магнитной жесткости, а собственная частота осциллятора - около 5 Гц. Рассмотрены вопросы предельной чувствительности, определяемой собственными равновесными тепловыми флуктуациями. В результате проведенных работ получен прибор, основные характеристики которого близки к запланированным. Выявлены возможности усовершенствования сейсмометра, являющегося одновременно гравиметром и наклономером, связанные с внесением изменений в конструкцию емкостного преобразователя и уменьшением зазоров в измерительных дифференциальных емкостях, внесением изменений в технологию сборки «растяжек» и применением лент из бериллиевой бронзы меньшей толщины, увеличением расстояния между постоянными магнитами для снижения собственной частоты колебаний пробной массы.

Разработанный прибор может найти применение при измерениях на Земле для получения не только сейсмической информации, но и информации о геодинамических и деформационных процессах в области сверхнизких частот, вплоть до квазистатических вариаций наклонов и ускорения свободного падения. Запланировано продолжение работ по измерению сейсмической активности Луны, для чего намечены и уже начаты работы по созданию сейсмоакселерометра СЕЙСМО-ЛР по своей конструкции близкого к описанному прибору СЭМ для измерений на Марсе. Основное отличие прибора СЕЙСМО-ЛР от СЭМ состоит в том, что для него не нужна система доставки на поверхность планеты. Отсутствие на Луне атмосферы и помех от ветровых нагрузок позволяет вести измерения прибором, установленным на спускаемой платформе. Запуск космического аппарата по программе Луна-Ресурс намечен на 2025 год.

Продолжаются работы по усовершенствованию длиннобазисного гидростатического нивелира (ДГН). Основные задачи, решаемые с помощью ДГН: измерение приливных эффектов в твердой Земле; измерение деформаций в земной коре, обусловленных тектоническими процессами; измерение вариации угловой скорости вращения Земли внутри суток; измерение крутильных подвижек блоков литосферы; отклик на движение внутреннего ядра Земли; изучение собственных колебаний Земли. Длиннобазисный гидростатический нивелир, разработанный в ИФЗ РАН, отличается следующими конструктивными особенностями: 1) в измерительном сосуде нет движущихся частей, измерительный элемент представляет собой цилиндрический конденсатор, емкость которого изменяется при перемещении диэлектрической жидкости

внутри него; 2) в измерительном сосуде установлен второй, опорный измерительный элемент, в котором уровень жидкости не меняется при вертикальном перемещении сосудов, и который используется для компенсации влияния изменения температуры.

Такая конструкция прибора позволяет измерять вертикальные относительные перемещения измерительных сосудов в десятки сантиметров с разрешением в доли микрона, что дает возможность увеличить линейную базу нивелира до нескольких километров. Для проведения испытаний длиннобазисного гидростатического нивелира макетный образец прибора был размещен в помещении на первом этаже прогностического центра ИФЗ РАН в пос. Мосрентген. Ограничение размеров помещения позволило создать базу между измерительными сосудами лишь около 8.5 м. Тем не менее, была проверена работоспособность всей системы, проведены калибровки и оценки точности. Был выполнен практически весь объём исследований, необходимый для проведения работ при увеличении линейной базы прибора до километра и более.

Продолжаются исследования по оценке доли прогностической информации в показаниях высокодобротного крутильного маятника, установленного в подвальном помещении здания ИФЗ РАН в пос. Мосрентген. Для анализа этих данных используется метод, основанный на вычислении авторегрессионной меры нестационарности записей микросейсмического фона и сопоставления точек существенных максимумов этой меры с последовательностью сильных сейсмических событий с использованием аппарата матриц влияния.

В отчетный период по разделу 2 «Изучение геодинамических процессов в поверхностной оболочке Земли путем интерпретации наземных и спутниковых данных и численного моделирования» были выполнены следующие проекты:

1. По данным РСА интерферометрии определено поле смещений земной поверхности в результате землетрясения под о. Хубсугул (Монголия). Построена модель поверхности разрыва, которая позволяет определить положение главного сейсмогенного разлома и связать его с ранее происходившими более слабыми сейсмическими событиями. Вопрос о соотношении длины разрыва и сейсмогенной области разлома не является однозначным, но полученные результаты показывают, что размер сейсмогенной части Хубсугульского разлома должен быть увеличен в несколько раз. Статья принята к печати в №1 журнала Физика Земли (WOS). Результаты представлены на международной конференции в Институте космических исследований РАН 15-19.11. 2021.

2. Оценены смещения на оползневых склонах и в областях оседания в г. Большой Сочи и построена карта деформаций поверхности для двух наиболее густонаселенных

прибрежных районов Большого Сочи: Центрального и Адлерского, с использованием снимков со спутника Sentinel-1A за период 2015-2021 гг. с восходящего 43A (167 снимков) и нисходящего 123D (140 снимков) треков. Карта активных оползневых участков и зон проседания грунтов для Центрального и Адлерского районов Большого Сочи доступна по адресу: <u>https://adler.nextgis.com/resource/591/display?panel=info</u>. Результаты опубликованы в журнале Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса (Скопус) в 2021 г. и представлены на конференциях Европейского космического агентства Fringe-2021 и на международной конференции в Институте космических исследований РАН 15-19.11. 2021.

3. Разработана и обоснована численными расчетами методика проведения мониторинга оседаний земной поверхности над горными выработками в г. Березники, Пермского края на основе РСА интерферометрии. Показано, что происходящие в настоящее время оседания на территории г. Березники устойчиво фиксируются по радарным снимкам спутника TerraSAR-X, выполняемым с интервалом в 11 дней. Это позволяет вести мониторинг смещений с минимальной задержкой во времени. Смещения в основных областях оседаний за 22 и 33 дня уверенно выделяются по спутниковым снимкам на фоне различных шумов. В областях медленных смещений оценки выполняются методами устойчивых отражателей, после сбора серии снимков за период с ранней весны до поздней осени. Результаты опубликованы в №4 журнала Геофизические исследования (Скопус) и представлены на международной конференции в Институте космических исследований РАН 15-19.11. 2021.

4. Построена новая модель остывания лавового потока, сформированного в результате Толбачинского трещинного извержения ТТИ-50. Модель учитывает скрытую теплоту кристаллизации, зависимости физических параметров (теплоёмкости, теплопроводности, плотности) температуры, зависимость OT OT температуры концентрации кристаллов в объёме расплава, а также процент незакристаллизованного вещества (стекла или расплава), пористость и скорость формирования лавового слоя. Модель хорошо объясняет оседания поверхности лавового потока, зафиксированные с применением спутниковой РСА интерферометрии. Особый интерес представляют небольшие области, где скорости оседания существенно превосходят оценки по термической модели, в которых, вероятно, имеются погребенные лавоводы, оседание которых не включено в построенную модель. Результаты поданы в печать в журнал Journal of volcanology and geothermal research и представлены на конференции EGU-2021 (Вена, Австрия).

5. Оценены смещения на склонах вулкана Корякский, последняя активизация которого в 2008-2009 гг. сопровождалась интенсивной фумарольной и сейсмической активностью. Большая амплитуда смещений (до 25 см), определенных методами РСА интерферометрии, показывает, что наиболее вероятной причиной смещений следует признать внедрение магматического материала в постройку вулкана с формированием трещины с глубиной нижней кромки 0.5 км над уровнем моря, с размерами по простиранию 1.0 км, по падению 2.4 км, с углом падения от 45 до 60°. Следовательно, происходящие под вулканом процессы могут создавать опасность для расположенных в его окрестности населенных пунктов и объектов инфраструктуры и требуют непрерывного мониторинга. В 2021 году опубликована статья в №6 журнала Физика Земли (WOS), результаты представлены на конференциях японского космического агентства JAXA, европейского космического агентства Fringe-2021 и на международной конференции в Институте космических исследований РАН 15-19.11. 2021.

6. Дальнейшее развитие получили алгоритмы и программное обеспечение для обработки и интерпретации геолого-гравиметрической информации на основе современных аппроксимационных методов. В том числе, разработаны геолого-гравиметрические модели разломно-блоковых структур. Выполнены расчеты модельных геофизических полей для нефтегазоносных структур. Оценена возможная активность разломов в Терско-Каспийском прогибе. Опубликована одна статья в журнале Физика Земли (WOS), главы в зарубежной и российской монографиях.

### ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ

#### 1 Развитие методов математической обработки комплексных измерений

# 1.1 Низкочастотный сейсмический шум на Японских островах и оценка сейсмической опасности

Излагаются результаты обработки данных сейсмического шума, зарегистрированных на сети станций F-net на Японских островах за неполные 25 лет, с начала 1997 г. по 30 октября 2021 гг. В этот период времени, 11 марта 2011 г., в Японии произошло мега-землетрясение магнитудой 9.1. Япония - регион с плотной сейсмической сетью F-net с открытым доступом к данным, предоставленной Национальным научноисследовательским институтом наук о Земле и устойчивости к бедствиям (NIED). Это делает Японию идеальной естественной «сейсмической лабораторией» и позволяет проверить различные гипотезы о том, как подготовка сильного сейсмического события может повлиять на статистические свойства сейсмического шума. В работах [1-6] показано, что процессам подготовки землетрясений предшествуют определенные изменения статистической структуры сейсмического шума. Основные изменения заключаются в упрощении шума, а именно в росте энтропии и потере мультифрактальности. Основными источниками энергии сейсмического шума являются не землетрясения, а движение циклонов в атмосфере и воздействие океанских волн на шельф и побережье [7-8]. Таким образом, источники энергии шума расположены вне земной коры. Однако кора - это среда для распространения сейсмических волн. В результате процессы внутри земной коры, в том числе подготовка сильных сейсмических событий, отражаются на изменении свойств сейсмического шума. Далее исследуются 3 свойства сейсмического шума: энтропия, определяемая через распределение значений квадратов ортогональных вейвлет-коэффициентов, ширина носителя мульти-фрактального спектра сингулярности и индекс Донохо-Джонстона (DJ), определяемый как отношение числа «больших» вейвлет-коэффициентов к их общему числу. Эти свойства ежедневно оцениваются по записям сейсмического шума на сети станций. Выбор этих параметров обусловлен тем, что их изменение отражает усложнение или упрощение структуры шума. При упрощении структуры шума энтропия увеличивается, а ширина носителя и индекс DJ уменьшаются. Изложенные методы предназначены для обнаружения пространственных областей и временных интервалов, где и когда наблюдается упрощение структуры шума. Эти участки и временные интервалы интерпретируются как проявления повышенной сейсмической опасности. Кроме того, исследуется возможный триггерный механизм неравномерности вращения Земли по отношению к высвобождению сейсмической

энергии. Для этого в рамках годового скользящего временного окна оценивается квадратичная когерентность между продолжительностью дня и первой главной компонентой анализируемых свойств сейсмического шума. Корреляционная функция между всплесками когерентности и выделением сейсмической энергии оказывается значительно сдвинутой на временные задержки, соответствующие опережению максимумов когерентности по отношению к сильным землетрясениям.

#### 1.1.1 Статистики сейсмического шума

Минимальная нормализованная энтропия вейвлет-коэффициентов Еп. Пусть x(t) – конечная выборка некоторого случайного сигнала, t = 1, ..., N – индекс, нумерующий последовательные отсчеты (дискретное время). Пусть  $c_j^{(k)}$  – вейвлет-коэффициенты анализируемого сигнала. Верхний индекс k является номером уровня детальности ортогонального вейвлет-разложения, нижний индекс j нумерует последовательность центров временных интервалов, в окрестности которых вычисляется свертка сигнала c финитными элементами базиса. Использовались 17 ортогональных вейвлетов Добеши: 10 обычных базисов с минимальным носителем с числом обнуляемых моментов от 1 до 10 и 7 симлетов Добеши [9] с числом обнуляемых моментов от 4 до 10. Для каждого из базисов вычислялась нормализованная энтропия распределения квадратов коэффициентов и находился базис, обеспечивающий минимум энтропии:

$$En = -\sum_{k=1}^{m} \sum_{j=1}^{M_k} p_j^{(k)} \ln p_j^{(k)} / \ln N_r \to \min, \ p_j^{(k)} = \left| c_j^{(k)} \right|^2 / \sum_{l,i} \left| c_i^{(l)} \right|^2,$$
(1.1)

где m – число уровней детальности, принятых к рассмотрению;  $M_k$  – число вейвлеткоэффициентов на уровне детальности с номером k. Число уровней m зависит от длины Nанализируемой выборки. Например, если  $N=2^n$ , то m=n,  $M_k=2^{(n-k)}$ . Условие  $N=2^n$ необходимо для применения быстрого вейвлет-преобразования. Если длина N не равна степени двойки, то сигнал x(t) дополняется нулями до минимальной длины L, которая больше или равна N:  $L=2^n\geq N$ . В этом случае среди числа  $2^{(n-k)}$  всех вейвлеткоэффициентов на уровне k лишь  $N\cdot2^{-k}$  коэффициентов соответствуют разложению реального сигнала, тогда как остальные коэффициенты равны нулю из-за дополнения нулями сигнала x(t). Таким образом, в формуле (1.1)  $M_k = N\cdot2^{-k}$  и для вычисления энтропии используются только "реальные" коэффициенты  $c_j^{(k)}$ . Число  $N_r$  в формуле (1.1)равно числу "реальных" коэффициентов, то есть  $N_r = \sum_{k=1}^m M_k$ . По построению  $0 \leq En \leq 1$ . Статистика *En* использовалась в работах [10-12] при исследовании прогностических свойств сейсмического шума.

Индекс Донохо–Джонстона  $\gamma$ . После того, как для данного сигнала определен вейвлет-базис из условия минимума энтропии, мы можем определить набор вейвлеткоэффициентов, которые являются наименьшими по модулю. В вейвлет-фильтрации эти вейвлет-коэффициенты могут быть обнулены перед обратным вейвлет-преобразованием с целью "уменьшения шума" [9, 13]. Мы предполагаем, что шум концентрируется в основном в вариациях на первом уровне детальности. Напомним, что первый уровень детальности соответствует самым высокочастотным вариациям временного ряда с периодами от  $2\Delta t$  до  $4\Delta t$ , где  $\Delta t$  – шаг дискретизации по времени. Из-за ортогональности вейвлет-преобразования дисперсия вейвлет-коэффициентов равна дисперсии исходного сигнала. Таким образом, мы оцениваем стандартное отклонение шума как стандартное отклонение вейвлет-коэффициентов на первом уровне детализации. Эта оценка должна быть устойчивой, т.е. нечувствительной к выбросам в значениях вейвлет-коэффициентов на первом уровне. Для этого мы можем использовать робастную медианную оценку стандартного отклонения для нормальной случайной величины:

$$\sigma = med\left\{ \left| c_k^{(1)} \right|, k = 1, ..., N / 2 \right\} / 0.6745, \qquad (1.2)$$

где  $c_k^{(1)}$  – вейвлет-коэффициенты на первом уровне детальности; N/2 – число таких коэффициентов. Оценка стандартного отклонения  $\sigma$  из формулы (1.2) определяет величину  $\sigma\sqrt{2 \cdot \ln N}$  как "естественный" порог для выделения шумовых вейвлет-коэффициентов. Величина  $\sigma\sqrt{2 \cdot \ln N}$  известна в вейвлет-анализе как порог Донохо–Джонстона, а само выражение для этой величины основано на формуле для асимптотической вероятности максимальных уклонений гауссовского белого шума [13]. В результате можно определить безразмерную характеристику сигнала  $\gamma$ ,  $0 < \gamma < 1$  как отношение числа наиболее информативных вейвлет-коэффициентов, для которых выполнено неравенство  $|c_k| > \sigma\sqrt{2 \cdot \ln N}$ , к общему числу N всех вейвлет-коэффициентов. Формально чем больше индекс  $\gamma$ , тем более информативным (менее "шумовым") является сигнал

Ширина носителя спектра сингулярности  $\Delta \alpha$ . Мера изменчивости  $\mu_x(t,\delta)$  случайного сигнала x(t) на временном интервале  $[t,t+\delta]$  определяется как его диапазон

 $\mu_x(t,\delta) = \max_{t \le u \le t+\delta} x(u) - \min_{t \le u \le t+\delta} x(u)$ . Рассмотрим среднее значение степени q:  $M(\delta,q) = M[(\mu_x(t,\delta))^q]$ . Сигнал является масштабно-инвариантным [14], если  $M(\delta,q) \sim \delta^{\rho(q)}$ , при  $\delta \to 0$  то есть существует следующий предел:

$$\rho(q) = \lim_{\delta \to 0} \left( \ln M(\delta, q) / \ln \delta \right)$$
(1.3)

Процесс является моно-фрактальным, если  $\rho(q) = Hq$ , H = const, 0 < H < 1, в противном случае, если  $\rho(q)$  - нелинейная вогнутая функция от q, сигнал является мульти-фрактальным. Значение  $\rho(q)$  для конечной выборки может быть рассчитано с использованием метода анализа флуктуаций после удаления масштабно зависимых трендов [15]. Временной ряд разбивается на смежные интервалы длины s:

$$I_{k}^{(s)} = \{t : 1 + (k-1)s \le t \le ks, \quad k = 1, ..., [N/s]\}$$
(1.4)

Рассмотрим часть сигнала x(t), соответствующую интервалу  $I_k^{(s)}$ :

$$y_k^{(s)}(t) = x((k-1)s+t), \quad t = 1,...,s$$
 (1.5)

Подгоним полином порядка  $m p_k^{(s,m)}(t)$  к сигналу  $y_k^{(s)}(t)$  и рассмотрим отклонения:

$$\Delta y_k^{(s,m)}(t) = y_k^{(s)}(t) - p_k^{(s,m)}(t), \quad t = 1, ..., s$$
(1.6)

и сумму:

$$Z^{(m)}(q,s) = \left(\sum_{k=1}^{\lfloor N/s \rfloor} (\max_{1 \le t \le s} \Delta y_k^{(s,m)}(t) - \min_{1 \le t \le s} \Delta y_k^{(s,m)}(t))^q \middle/ \lfloor N/s \rfloor \right)^{1/q}$$
(1.7)

Величину (1.7) можно рассматривать как оценку  $(M(\delta_s,q))^{1/q}$ . Представим функцию h(q) как коэффициент линейной регрессии между  $\ln(Z^{(m)}(q,s))$  и  $\ln(s) : Z^{(m)}(q,s) \sim s^{h(q)}$  в пределах диапазона шкал  $s_{\min} \leq s \leq s_{\max}$ . Минимальное значение шкалы s в формулах (1.4-1.7) было выбрано 20, максимальное значение равно  $s_{\max} = N/5$ . Для моно-фрактального сигнала h(q) = H = const, но в общем случае  $\rho(q) = qh(q)$ . Мульти-фрактальный спектр сингулярности  $F(\alpha)$  определяется как фрактальная размерность

множества моментов времени t, для которых показатель Гельдера-Липшица равен  $\alpha$ , что означает  $|x(t+\delta)-x(t)| \sim |\delta|^{\alpha}, \quad \delta \to 0$ . Вычислим сумму Гиббса:

$$W(q,s) = \sum_{k=1}^{[N/s]} (\max_{1 \le t \le s} \Delta y_k^{(s,m)}(t) - \min_{1 \le t \le s} \Delta y_k^{(s,m)}(t))^q$$
(1.8)

Показатель массы  $\tau(q)$  определяется условием  $W(q,s) \sim s^{\tau(q)}$ . Формула  $\tau(q) = \rho(q) - 1 = qh(q) - 1$  следует из (7). Значения показателя степени q в формуле (1.7) берутся из интервала [-Q,+Q] где Q - некоторое большое число. Используется значение Q = 10. Значения  $F(\alpha) = \min_{q \in [-Q,+Q]} (\alpha q - \tau(q))$  рассчитываются для  $\alpha \in [A_{\min}, A_{\max}]$  где  $A_{\min} = \min_{q \in [-Q,+Q]} d\tau(q)/dq$  и  $A_{\max} = \max_{q \in [-Q,+Q]} d\tau(q)/dq$ . Производная  $d\tau(q)/dq$  рассчитывается численно. Точность его вычисления не важна, поскольку эта производная используется для грубого определения априорного интервала значений  $\alpha$ . Величины  $\alpha_{\min}$  и  $\alpha_{\max}$  определяются как минимальное и максимальное значения  $\alpha$ , для которых  $F(\alpha) \ge 0$ . Таким образом, спектр  $F(\alpha)$  определяется по формуле:

$$F(\alpha) = \max\left\{\min_{q \in [-Q, +Q]} (\alpha q - \tau(q)), 0\right\}$$
(1.9)

Рассмотрим оценки спектра сингулярности  $F(\alpha)$  в скользящем окне. В этом случае его эволюция может дать важную информацию о структуре хаотических пульсаций временного ряда. Ширина носителя спектра сингулярности  $\Delta \alpha = \alpha_{max} - \alpha_{min}$  является важной характеристикой сигнала и рассматривается как мера разнообразия (сложности) стохастического поведения.

Кроме того, интерес представляет значение  $\alpha^*$  показателя Гельдера-Липшица, реализующее максимум спектра сингулярности:  $\alpha^* = \underset{\alpha_{\min} \leq \alpha \leq \alpha_{\max}}{\arg \max} F(\alpha)$ , известное как обобщенный показатель Херста. Обычно  $F(\alpha^*) = 1$ .

Мульти-фрактальность сейсмического шума использовалась для целей прогноза землетрясений и оценки сейсмической опасности в [1-6, 16]. Ширина носителя спектра сингулярности используется для исследования поведения различных нелинейных систем. Уменьшение параметра - хорошо известный эффект, который предвосхищает изменения свойств биологических и медицинских систем [17-18]. В [18] показано, что «потеря мульти-фрактальности» носит универсальный характер и в физических системах. Подход «естественного времени» имеет свои собственные инструменты, использующие мульти-фракталы и многомасштабную энтропию для анализа сейсмичности [19-20].

#### 1.1.2 Исходные данные сейсмического шума на Японских островах

Для анализа использовались данные вертикальных сейсмических колебаний с частотой дискретизации 1 Гц. Эти данные доступны по адресу <u>https://www.fnet.bosai.go.jp/faq/?LANG=en</u> для 78 сейсмических станций сети F-net в Японии. Для анализа был выбран временной интервал с начала 1997 г. по 30 октября 2021 г. На Рисунке 1.1 представлены положения станций сети и положение Нанкайского глубокого желоба, который является северной границей Филиппинской тектонической плиты.



Рисунок 1.1 – Расположение 78 сейсмических станций в Японии. Синяя пунктирная линия показывает положение Нанкайского глубокого желоба.

Сейсмические данные с частотой дискретизации 1 Гц были приведены к шагу по времени 1 минута путем вычисления средних значений в соседних временных интервалах из 60 отсчетов. Сейсмические записи от каждой станции после перехода к временному шагу

дискретизации 1 минута были разбиты на временные фрагменты длиной 1 день (1440 отсчетов) и для каждого фрагмента были рассчитаны параметры ( $En, \gamma, \Delta \alpha$ ) суточных сигналов сейсмического шума. Масштабные тренды в формулах (1.6-1.7) были удалены полиномами 8-го порядка. Удаление трендов из сигналов сейсмического шума с помощью полинома 8-го порядка использовалось перед вычислением энтропии и индекса в каждом дневном временные таким образом, для каждой из сейсмических станций были получены временные ряды значений ( $En, \gamma, \Delta \alpha$ ) с временным шагом 1 сутки.



Рисунок 1.2 – Ежедневное число рабочих станций.

На рис. 1.2 представлен график рабочих станций по дням на рассматриваемом временном интервале. Сейсмическая станция считается работающей в течение текущего дня, если в течение этого дня нет пропусков. Видно, что количество работающих станций на начальном временном отрезке (1997-2001 гг.) невелико. Это влияет на надежность дальнейших оценок. Тем не менее, результат обработки этих данных не следует исключать из анализа. В частности, медианные значения свойств сейсмического шума достаточно стабильны относительно количества рабочих станций. 15 апреля 2021 г. сеть не работала.

## 1.1.3 Усредненные карты свойств сейсмического шума в Японии

Рассмотрим регулярную сетку размером  $30 \times 30$  узлов, покрывающую область с широтой от 28°N до 46°N и долготой от 128°E до 146°E (см. Рисунок 1.1). Пусть U будет любое значение  $\Delta \alpha$ , En или  $\gamma$ . Для каждого узла (i, j) сетки и на каждый день t найдем 5 ближайших рабочих сейсмических станций, что дает 5 значений U. Возьмем их медианное значение  $U_{ij}^{(t)}$ . Значения  $U_{ij}^{(t)}$  образуют «элементарную» дневную карту. Эти дневные карты можно усреднить:

$$\overline{U}_{ij}(t_0, t_1) = \sum_{t=t_0}^{t_1} U_{ij}^{(t)} / (t_1 - t_0 + 1)$$
(1.10)

для дневных индексов времени t между 2 данными датами  $t_0$  и  $t_1$ .

На рис. 1.3 представлены усредненные карты ( $En, \gamma, \Delta \alpha$ ) для смежных временных интервалов: с начала 1997 г. по 25 сентября 2003 г., дня землетрясения магнитудой 8.3 в районе Хоккайдо; с 26 сентября 2003 г. по 10 марта 2011 г., за день до мега-землетрясения Тохоку 11 марта с магнитудой 9.1 и с 14 марта 2011 г. (через 3 дня после сейсмического толчка 11 марта 2011 г.) до 30 октября 2021 г. Пространственное распределение свойств сейсмического шума показано только в районе Японских островов в виде объединения кругов радиусом 250 км, построенных вокруг каждой сейсмической станции. За рассматриваемый интервал времени (01.01.01-2021.03.31 1997 г.) на Японских островах произошли только 2 землетрясения с магнитудой более 8. Поэтому эти два события были взяты как характерные временные метки.



Рисунок 1.3 – Усредненные карты параметров сейсмического шума Δα ((a1)-(a3)), *En* ((b1)-(b3)) и γ ((c1)-(c3)), рассчитанные для 3-х временных интервалов (1997.01.01-2003.09.25, 2003.09.26-2011.03.10 и 2011.03.14-2021.10.30). Черные звезды указывают на гипоцентры 2 сильных землетрясений: 2003.09.25, M = 8.3 и 2011.03.11, M = 9.1.

Пространственное распределение свойств сейсмического шума показано в виде объединения кругов радиусом 250 км, построенных вокруг каждой сейсмической станции.

Усредненная карта  $\Delta \alpha$  до землетрясения Тохоку представлена на Рисунке 1.3(а2). Можно заметить, что область будущего сейсмического события выделяется относительно низкими значениями  $\Delta \alpha$ . Если сравнить рисунок 1.3(а1) и рисунок 1.3(а2), то можно увидеть, что после землетрясения 25 сентября 2003 г. область с низкими значениями  $\Delta \alpha$ была разделена на 2 части. Северная часть оказывается областью мега-землетрясения 11 марта 2011 г., тогда как южная часть сохраняет низкие значения  $\Delta \alpha$  (рис. 1.3(a2) и 1.3(a3)).

Исходя из предположения, что низкие значения  $\Delta \alpha$  соответствуют высокой сейсмической опасности, можно рассматривать гипотезу о том, что землетрясение Тохоку снижает только часть накопленной тектонической энергии, и южный регион может рассматриваться, а регион. соответствующий Нанкайскому проливу, может рассматриваться как регион будущего сильного землетрясения. Сравнивая усредненные карты энтропии En на рисунках 1.3(b1), 1.3(b2) и 1.3(b3) с аналогичными картами  $\Delta \alpha$  на рисунках 1.3(a1), 1.3(a2) и 1.3(a3), можно заметить, что каждый из них является антиподом друг друга. Это означает, что высокие значения энтропии En соответствуют регионам с высокой сейсмической опасностью. Следует отметить, что «высокие» и «низкие» значения статистики сейсмического шума считаются не абсолютными, а относительно значений в разных временных интервалах. Каждый временной интервал характеризуется своим собственным средним значением, а различия относительно среднего значения во временном интервале определяют, является ли значение «высоким» или «низким» в рассматриваемом временном интервале.

Возможный механизм, почему низкие значения  $\Delta \alpha$  и высокие значения *En* выделяют сейсмически опасные регионы, приведен в [2-6]. Это рассматривается как следствие консолидации мелких блоков земной коры в крупные перед сильным землетрясением. Взаимные движения небольших блоков влекут за собой наличие нерегулярных всплесков большой амплитуды в сигналах низкочастотного сейсмического шума. После консолидации эти нерегулярные всплески исчезают, что вызывает уменьшение  $\Delta \alpha$  и увеличение энтропии *En*.

Особенности пространственного распределения DJ индекса  $\gamma$ , как видно из сравнения рисунков 1.3(a1)-1.3(a3) и рисунков 1.3(c1)-1.3(c3), в основном совпадают с основными чертами пространственного распределение параметра  $\Delta \alpha$ . Однако следует отметить, что их расчет основан на совершенно различных принципах. Таким образом, параметр  $\gamma$  дает дополнительную информацию, и их взаимный учет представляет самостоятельный интерес. Следует отметить, что индекс  $\gamma$  на Рис.1.3(c3) имеет низкие значения в районе события Тохоку уже после мега-землетрясения (сравните с Рис.3(c2)). Это может быть следствием подготовки 2 землетрясений, произошедших в районе афтершоков события Тохоку: 13 февраля 2021 года и 20 марта 2021 года. По той же

причине в районе афтершоков Тохоку более низкие значения  $\Delta \alpha$  на рис.1.3(a3) и более высокие значения энтропии *En* на рис.1.3(b3).

#### 1.1.4 Тренды свойств сейсмического шума

Для изучения процессов подготовки сильных землетрясений особый интерес представляет поведение интегральных характеристик поля сейсмических колебаний. В качестве таких характеристик рассмотрим средние значения свойств сейсмического шума, рассчитываемые ежедневно для всех действующих станций сейсмической сети. Три графика слева на рисунке 1.4 показывают ежесуточные медианные значения ( $En, \gamma, \Delta \alpha$ ), зеленые линии представляют скользящие средние значения в скользящем временном окне длиной 57 дней.

Чтобы выделить возможные прогностические признаки в поведении средних значений свойств сейсмического шума, необходимо выполнить более глубокое сглаживание случайных флуктуаций большой амплитуды. Для этого будет применяться ядерное сглаживание по Гауссу [21, 22] с шириной полосы 182 дня (полгода). Результат этой операции показан на рисунке 1.4 в правом столбце графиков. Красные линии представляют собой линейные тренды сглаженных значений для окончательного интервала наблюдений, начиная с 2012 года. Из поведения линейных трендов можно видеть, что с 2012 года наблюдается систематическое уменьшение  $\Delta \alpha$  и индекса  $\gamma$ , а также увеличение энтропии Еп сейсмического шума. Такое поведение сглаженных значений интерпретируется как индикатор роста сейсмической опасности для всего региона Японских островов. Сглаженные значения  $\Delta \alpha$  и *En* на правой панели рисунка 1.4 имеют довольно явную реакцию на мега-землетрясение Тохоку 11 марта 2011 г.: ширина носителя спектра сингулярности увеличивается, а энтропия уменьшается. Что касается DJ индекса, то наблюдается его рост, но его амплитуда невысока. Таким образом, статистика  $\gamma$  служит своего рода дополнительной характеристикой сейсмического шума к «основным»  $\Delta \alpha$  свойствам и En. Тем не менее, коэффициент корреляции Пирсона между сглаженными кривыми  $\gamma$  и  $\Delta \alpha$  на правой панели рисунка 1.4 равен 0.77. Столь высокое значение корреляции указывает на то, что обе эти статистические данные отражают схожие вариации в структуре сейсмического шума. Помимо сглаженных кривых, интересно сравнить простые средние значения, которые вычисляются для последовательности из 3 временных интервалов, которые обсуждаются на рисунке 1.3. Эти средние значения представлены на правой панели рисунка 1.4 синими

горизонтальными линиями. Можно заметить, что средние значения  $\Delta \alpha$  и  $\gamma$  постепенно уменьшаются, тогда как среднее значение энтропии *En* увеличивается. Этот факт интерпретируется как то, что общая сейсмическая опасность в Японии постоянно возрастает.



Рисунок 1.4 – На левой панели представлены графики среднесуточных значений параметров сейсмического шума, а зелеными линиями - графики скользящего среднего длиной 57 дней. На правой панели представлены соответствующие результаты глубокого сглаживания средних суточных значений ядром Гаусса с шириной полосы 182 дня, красные линии представляют линейные тренды сглаженных значений после 2011.03.11.
Горизонтальные синие линии представляют средние значения статистики сейсмического шума для 3-х временных интервалов: 1997.01.01-2003.09.25, 2003.09.26-2011.03.10 и 2011.03.14-2021.10.30.

1.1.5 Плотности вероятностей экстремальных значений свойств сейсмического шума

Рассмотрим значения параметра как функцию двумерных векторов  $z_{ij} = (x_i, y_j)$ долгот и широт узлов (i, j) в явном виде:  $U_{ij}^{(t)} \equiv U^{(t)}(z_{ij})$ . Для каждой дневной «элементарной карты» с дискретным временным индексом t найдем координаты узлов  $z_{mn}^{(t)} = (x_m^{(t)}, y_n^{(t)})$ , в которых достигается заданное количество  $n_m$  экстремальных значений U по отношению ко всем остальным узлам регулярной сетки. Если  $U = \Delta \alpha$  или  $U = \gamma$ , то будут искать минимальные значения. В противном случае для U = En, будут искаться максимальные значения. Далее будет использоваться  $n_m = 10$  экстремальных значений. Облако двумерных векторов  $z_{mn}^{(t)}$ , рассматриваемых в пределах некоторого временного интервала  $t \in [t_0, t_1]$ , образует некоторое случайное множество. Оценим их двумерную функцию распределения вероятностей для каждого узла  $z_{ij}$  регулярной сетки. Для этого будет применяться оценка Парзена–Розенблатта с функцией ядра Гаусса [22]:

$$p(z_{ij} \mid t_0, t_1) = \frac{1}{2\pi n_m h^2(t_1 - t_0 + 1)} \sum_{t=t_0}^{t_1} \sum_{mn} \exp\left(-\frac{|z_{ij} - z_{mn}^{(t)}|^2}{2h^2}\right)$$
(1.11)

Здесь h - радиус усреднения ядра,  $t_0, t_1$  - целочисленные индексы, которые нумеруют ежедневные «элементарные» карты. Таким образом,  $(t_1-t_0+1)$  - количество суточных карт в рассматриваемом временном интервале. Использовалась ширина полосы сглаживания  $h = 1^\circ$ . На рис. 1.5 представлены карты оценки плотности вероятности (1.11) для временных индексов t, соответствующих трем временным фрагментам, аналогичные картам, представленным на рис. 1.3. Ядерные оценки (1.11) плотностей вероятностей экстремальных значений статистики случайных флуктуаций геофизических полей в скользящем временном окне использовались в [6, 23]. Распределение плотностей вероятностей экстремальных значений свойств сейсмического шума показано только в районе Японских островов в объединении кругов радиусом 250 км, построенных вокруг каждой сейсмической станции.



Рисунок 1.5 – Карты плотностей вероятностей экстремальных значений, минимумов  $\Delta \alpha$ ,  $\gamma$  и максимумов *En*, оцененных для 3 временных интервалов (1997.01.01-2003.09.25, 2003.09.26-2011.03.10 и 2011.03.14-2021.10.30). Черные звезды указывают на гипоцентры

2 сильных землетрясений: 2003.09.25, М = 8.3 и 2011.03.11, М = 9.1. Распределение плотностей вероятностей экстремальных значений свойств сейсмического шума показано только в районе Японских островов в объединении кругов радиусом 250 км, построенных вокруг каждой сейсмической станции.

Основная цель построения 2-мерных карт распределения вероятностей экстремальных значений исследуемой статистики - это попытка более точно локализовать те области, где наиболее часто реализуются их минимумы или максимумы, по сравнению с использованием простых карт значений свойств, подобных те, которые показаны на рисунке 3. Карты распределения плотности вероятности экстремальных значений представлены на рисунке 5 для тех же трех временных интервалов, что и на рисунке 2. Из

сравнения рисунка 3 и рисунка 5 заметно, что максимумы плотностей вероятностей различают компактные регионы. Заметим, что на картах Рис. 1.5(a2), 1.5(b2) и 1.5(c2) для временного интервала 2003.09.26-2011.03.10, вблизи эпицентра будущего мегаземлетрясения Тохоку, находится область с повышенной вероятностью минимальных значений параметров  $\Delta \alpha$ ,  $\gamma$  и максимальных значений энтропии *En*. Таким образом, максимумы плотности вероятности экстремальных значений на Рис. 1.5 гораздо точнее указывают на область надвигающегося сильного землетрясения, чем простые карты распределения статистики сейсмического шума на Рис. 1.3. Кроме того, следует обратить внимание на область повышенных вероятностей, которая видна как для временного интервала 2003.09.26-2011.03.10, так и для 2011.03.14-2021.10.30 в диапазоне  $30^{\circ} N \leq Lat \leq 34^{\circ} N$  и  $136^{\circ} E \leq Lon \leq 140^{\circ} E$ . Это соответствует значительно более широкому диапазону более низких  $\Delta \alpha$ ,  $\gamma$  и высоких значений энтропии *En* на Рис. 1.3. Эта область интерпретируется как возможный эпицентр следующего мега-землетрясения.

Примечательно, что карты плотностей вероятностей экстремальных значений свойств сейсмического шума в левом столбце карт на рис. 1.5 не выделяют эпицентр землетрясения 2003 года. В качестве «оправдания» можно привести соображение, что представленный метод оценки «зон сейсмической опасности» применим только для мегаземлетрясений, таких как событие Тохоку 11 марта 2011 г. Событие 2003 г. у побережья Хоккайдо с магнитудой 8.3 имеет энергию почти на 1,5 порядка меньше, чем энергия события Тохоку. Кроме того, это могло быть следствием небольшого количества действующих сейсмических станций на начальном временном фрагменте 1997-2001 гг. (см. Рис. 1.2).

# 1.1.6 Первая главная компонента в скользящем временном окне и оценка спектра когерентности

Далее будет применяться метод главных компонент [24] для агрегирования медианных ежесуточных временных рядов ( $En, \Delta \alpha, \gamma$ ) в один временной ряд. Это будет необходимо для исследования связи свойств сейсмического шума с неравномерностью вращения Земли. Будет использована модификация метода главных компонент, предложенная в [5]. Рассмотрим несколько временных рядов  $P(t) = (P_1(t), ..., P_m(t))^T$ , t = 0, 1, ... общей размерности m. В нашем случае m = 3. Необходимо оценить первую главную составляющую в скользящем временном окне длины L отсчетов. Для этого рассмотрим выборки с временными индексами t при условии  $s - L + 1 \le t \le s$ , s - правый

конец временного окна. Корреляционная матрица  $\Phi(s)$  размера  $m \times m$  рассчитывается по формулам:

$$\Phi(s) = \left(\varphi_{ab}^{(s)}\right), \ \varphi_{ab}^{(s)} = \sum_{t=s-L+1}^{s} q_{a}^{(s)}(t) q_{b}^{(s)}(t) / L, \quad a, b = 1, ..., m$$
(1.12)

$$q_{a}^{(s)}(t) = (P_{a}(t) - \overline{P}_{a}^{(s)}) / \sigma_{a}^{(s)}, \quad \overline{P}_{a}^{(s)} = \sum_{t=s-L+1}^{s} P_{a}(t) / L, \ \left(\sigma_{a}^{(s)}\right)^{2} = \sum_{t=s-L+1}^{s} (P_{a}(t) - \overline{P}_{a}^{(s)})^{2} / (L-1), \quad a = 1, ..., m$$
(1.13)

Пусть  $\theta^{(s)} = (\theta_1^{(s)}, ..., \theta_m^{(s)})^T$  - собственный вектор матрицы  $\Phi(s)$  с максимальным собственным значением. Вычислим величину:

$$\psi^{(s)}(t) = \sum_{\alpha=1}^{m} \theta_{\alpha}^{(s)} \cdot q_{\alpha}^{(s)}(t)$$
(1.14)

и определим скалярный временной ряд  $\Psi(t)$  адаптивной первой главной компоненты в скользящем временном окне в соответствии с формулой:

$$\psi(t) = \begin{cases} \psi^{(L-1)}(t), \ 0 \le t \le (L-1) \\ \psi^{(t)}(t), \ t \ge L \end{cases}$$
(1.15)

Формулы (1.12-1.15) применяются независимо в каждом временном окне. Согласно им, в первом временном окне временной ряд  $\psi(t)$  состоит из L значений, рассчитанных согласно (1.14-1.15). Во всех последующих временных окнах  $\psi(t)$  соответствует единственному отсчету в крайнем правом конце окна. Таким образом, вне первого временного окна  $\psi(t)$  зависит только от прошлых значений P(t).

Для дальнейшего анализа необходимо оценить спектры когерентности между двумя временными рядами в скользящем временном окне. Будет использована параметрическая модель векторной авторегрессии, которая имеет лучшее разрешение по частоте, чем основанные на разложении Фурье методы оценки спектров и кросс-спектров [25]. Для временного ряда X(t) размерности q AR-модель задается формулой:

$$X(t) + \sum_{k=1}^{p} B_{k} \cdot X(t-k) = \varepsilon(t)$$
(1.16)

Здесь t - дискретный временной индекс, p - порядок авторегрессии,  $B_k$  - матрицы коэффициентов авторегрессии размера  $q \times q$ ,  $P = M\{\varepsilon(t)\varepsilon^T(t)\}$  - ковариационная матрица размера  $q \times q$  остаточного сигнала  $\varepsilon(t)$ . Матрицы  $B_k$  и P вычисляются по процедуре Дарбина-Левинсона [25]. Параметрическая оценка спектральной матрицы определяется формулой:

$$S_{XX}(\omega) = \Phi^{-1}(\omega) \cdot P \cdot \Phi^{-H}(\omega), \quad \Phi(\omega) = E + \sum_{k=1}^{p} B_k e^{-i\omega k}$$
(1.17)

где E - единичная матрица размером  $q \times q$ . Для размерности q = 2 спектр квадратичной когерентности рассчитывается по формуле:

$$\beta^{2}(\omega) = |S_{12}(\omega)|^{2} / (S_{11}(\omega) \cdot S_{22}(\omega))$$
(1.18)

Здесь  $S_{11}(\omega)$  и  $S_{22}(\omega)$  - диагональные элементы матрицы (1.17), а  $S_{12}(\omega)$  - кросс-спектр. Оценка когерентности проводилась с использованием модели векторной авторегрессии 5го порядка с предварительным удалением линейных трендов и переходом к приращениям.

## 1.1.7 Связь свойств сейсмического шума на Японских островах с неравномерностью вращения Земли

Неравномерное вращение Земли традиционно объясняется влиянием процессов в атмосфере [26]. В то же время некоторые исследователи указали на связь неравномерного вращения Земли с сейсмичностью [27, 28]. Возможный триггерный механизм влияния вариаций вращения Земли на сейсмический процесс исследован в [29]. Согласно такой интерпретации, возникает вопрос о влиянии процессов в атмосфере через неравномерное вращение Земли на сейсмический процесс. Оценки влияния сильного землетрясения на продолжительность суток приведены в [30].

На рисунке 1.6(а) представлен график продолжительности дня для интервала времени 1997-2021 (length of day - LOD). Данные взяты с сайта по адресу: <u>https://hpiers.obspm.fr/iers/eop/eopc04/eopc04.62-now</u>



Рисунок 1.6 – (а) - график длины дня (LOD); (b) - график первой главной компоненты трех параметров сейсмического шума, рассчитанных в скользящем временном окне 365 дней, зеленая линия - график скользящего среднего в окне длиной 57 дней; (c) - частотновременная карта квадратичной когерентности между LOD и первой главной компонентой (b) в скользящем временном окне длиной 365 дней со взаимным сдвигом 3 дня; (d) - график максимальных значений по частотам квадрата когерентности между LOD и первой главной компонентой; (d) - график десятичного логарифма сейсмической энергии, выделяемой в районе Японских островов; (e) - корреляционная функция между значениями логарифма выделенной сейсмической энергии и максимумами когерентности между длиной дня и первой главной компонентой. Отрицательные значения временных сдвигов на графике (f) соответствуют запаздыванию высвобождения сейсмической энергии относительно всплесков когерентности между LOD и первой главной составляющей сейсмического шума. Графики (d) и (e) построены в зависимости от правого края временного окна 365 дней со смещением 3 дня.

Рис. 1.6(b) представляет собой график первой главной компоненты среднесуточных значений параметров сейсмического шума (Рис. 1.4, левая панель), оцененных во временном окне продолжительностью 365 дней. На рис. 1.6(с) представлена частотновременная диаграмма эволюции квадрата когерентности (1.18) между LOD и 1-й главной компонентой в скользящем временном окне длиной 365 дней со смещением 3 дня. Всплески когерентности сосредоточены в узкой полосе частот с периодами от 11 до 14 суток. Рис.1.6(d) представляет собой график, представляющий максимальные значения по частотам квадрата когерентности. Рис. 1.6(е) представляет собой график десятичного логарифма выделения сейсмической энергии (джоули) в районе Японских островов:  $28^{\circ} N \le Lat \le 48^{\circ} N$ ,  $128^{\circ} E \le Lon \le 156^{\circ} E$  Информация о сейсмичности взята из источника https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/.

В работах [31, 32] исследовались максимальные значения спектра когерентности между LOD и среднесуточными значениями свойств сейсмического шума для поиска причин существования точки излома в 2003 г. для трендов и корреляций глобального сейсмического шума. Показано, что после 2003 г. тенденции глобального сейсмического шума стали типичными для районов с повышенной сейсмической опасностью. Отметим, что после Суматранского мега-землетрясения 26 декабря 2004 г. с М=9 произошло резкое увеличение количества сильнейших землетрясений в мире.

Интересен вопрос о том, насколько всплески когерентности между LOD и первым главным компонентом среднесуточных свойств сейсмического шума могут в среднем опережать высвобождение сейсмической энергии. Чтобы прояснить этот вопрос, была рассчитана функция взаимной корреляции для кривых на рис. 1.6(d) и 1.6(e) для временных сдвигов ± 1200 дней. График корреляционной функции представлен на рис. 1.6(е). По оценке корреляционной функции можно заметить, что ее значения для отрицательных временных сдвигов значительно превышают значения для положительных сдвигов. Это подтверждает тот факт, что выделение сейсмической энергии задерживается относительно всплесков меры когерентности. Что касается времени запаздывания, то оно оценивается по максимуму корреляции в 432 дня. Этот результат также относится к возможности прогноза сильных землетрясений. А именно, если имеется всплеск когерентности между LOD и свойствами сейсмического шума, то это может быть предвестником сильного высвобождения сейсмической энергии примерно через 1.5 года. Хотя значение корреляции около 0.4 довольно мало и не может быть аргументом в пользу статистически значимой линейной связи между двумя случайными величинами, полагаем, что основная цель оценки корреляционной функции - установить тот факт, что одна

переменная смещена относительно другой. Сильная асимметрия корреляционной функции на рис. 1.6(f) подтверждает предшествование всплеска когерентности всплеску сейсмической энергии, которое можно было заметить визуально, сравнивая графики на рис. 1.6(d) и 1.6(e).

#### 1.1.8 Обсуждение свойств сейсмического шума в Японии

Проблема возможного сильного землетрясения в районе Нанкайского прогиба является традиционной для японской сейсмологии [33, 34]. В [34] дана оценка вероятности 0.35-0.45 возникновения землетрясения с магнитудой более 8.5 в этом регионе на временном интервале 2000-2010 гг. Событие Тохоку стало неожиданностью для традиционных методов прогнозирования землетрясений. Это привело к переоценке значения максимально возможной магнитуды для сейсмических событий в Японском желобе, и в [35] дана оценка до 10.

Серьезным препятствием для успешного прогнозирования землетрясений является наличие такого механизма разряда накопленной тектонической энергии, как «медленные землетрясения». Фактически, методы прогнозирования способны только определять области и временные интервалы, где и когда происходит заметное накопление энергии. Обсуждаемые в статье методы исследования низкочастотного сейсмического шума позволяют уловить накопление энергии, которое связано с объединением мелких блоков земной коры в крупные блоки и, как следствие этой консолидации, упрощением статистического анализа. структура шума из-за исчезновения всплесков большой амплитуды, возникающих при взаимном движении небольших блоков. Накопленная энергия может быть разряжена как в результате обычного землетрясения, так и во время «медленного землетрясения», продолжительность которого может составлять от нескольких часов до нескольких дней. По большей части медленные землетрясения происходят совершенно незаметно и не регистрируются. Тем не менее, по эффективности рассеивания накопленной тектонической энергии они не уступают обычным «быстрым» землетрясениям. Современные методы анализа геофизических данных пока не позволяют оценить, по какому из двух сценариев будет высвобождена накопленная энергия. Из-за этой неопределенности в практике прогнозирования есть много случаев, когда поведение различных характеристик наблюдений ведет себя аналогично предыдущим случаям до сейсмического события, однако новое ожидаемое событие не происходит, что означает возможное высвобождение энергии в соответствии с «тихим сценарием».

Определение областей, в которых чаще всего реализуются минимумы или максимумы статистики сейсмического шума, как, например, карты на рис. 1.5, обеспечивает динамическую оценку сейсмической опасности. Области максимумов двумерных плотностей распределения экстремальных значений статистики сейсмического шума можно назвать «пятнами сейсмической опасности». Места сейсмической опасности могут возникать и исчезать без проявления в виде обычного землетрясения. В то же время обнаружение стабильного «участка сейсмической опасности», такого как территория  $30^{\circ}$  N  $\leq$  Lat  $\leq 34^{\circ}$  N и  $136^{\circ}$  E  $\leq$  Lon  $\leq 140^{\circ}$  E , означает, что существуют устойчивые тектонические причины, и таким областям следует уделять пристальное внимание. Что касается оценки времени события, то эта часть прогноза землетрясения является наиболее сложной. В настоящее время можно говорить только об оценке тренда, то есть о том, увеличивается или уменьшается сейсмическая опасность. В этом отношении линейные тренды, представленные в правом столбце графиков на рис. 1.4, указывают на увеличение сейсмической опасности следующего мега-землетрясения. Кроме того, график функции взаимной корреляции, представленный на рисунке 1.6(f), может дать оценку времени следующего сильного землетрясения по возникновению всплеска функции когерентности между медианными свойствами сейсмического шума и продолжительностью дня, отражающей неравномерное вращение Земли.

#### 1.2 Низкочастотный сейсмический шум на глобальном уровне - введение

Излагаются результаты, продолжающие исследования выполненные в работах [5, 10, 11, 12, 16, 31] по анализу корреляционных и когерентных свойств низкочастотного сейсмического шума на глобальном масштабе, охватывающем всю планету. Начиная с 1997 года совокупное число широкополосных сейсмических станций из различных сетей (229 станций), а стало достаточно большим их расположение обеспечивает удовлетворительное покрытие земной поверхности. Это делает возможным произвести оценки пространственных и временных корреляций различных свойств сейсмического шума и сопоставить выявленные особенности с сейсмическим процессом. В качестве свойств сейсмического шума рассматривались мульти-фрактальные характеристики (ширина носителя спектра сингулярности и обобщенный показатель Херста), а также минимальная энтропия распределения квадратов ортогональных вейвлет-коэффициентов. Эти статистики шума оценивались для каждой станции в последовательных интервалах времени длиной 1 сутки. Вводится вспомогательная сеть 50 опорных точек, распределенных по поверхности Земли, для каждой из которых вычислялись ежесуточные

временные ряды медианных значений свойств сейсмического шума от 5 ближайших работоспособных станций. В скользящем временном окне длиной 365 суток оценивались средние модулей попарных коэффициентов корреляции ежесуточных свойств шума между значениями во всех опорных точках. Оказалось, что поведение средних корреляций для всех свойств обладает общей качественной особенностью: до 2003 года наблюдается падение, но после 2003 года начинается быстрый рост коррелированности, который продолжается по сей день. В работах [11, 31] была выдвинута гипотеза, что излом трендов средней корреляции в 2003 года обусловлен высокочастотной аномалией режима вращения Земли, которая также может быть триггером увеличения интенсивности сильнейших сейсмических событий после Суматранского мега-землетрясения 26 декабря 2004 года. Излом тренда корреляций в 2003 году сопровождается изломом трендов самих значений анализируемых свойств сейсмического шума: после 2003 года средние ширины носителя спектра сингулярности уменьшаются, а средние значения энтропии шума Такое поведение свойств сейсмического увеличиваются. шума (упрощение статистической структуры) является индикатором увеличения сейсмической опасности [5, 6, 31]. Таким образом, упрощение статистической структуры сейсмического шума и увеличение их пространственных корреляций происходит синхронно, и такое поведение может быть интерпретировано как увеличение глобальной сейсмической опасности.

Далее в этом разделе рассматривает DJ индекс  $\gamma$  глобального сейсмического шума. Опыт применения γ показал, что он являются более чувствительными к изменению свойств поля сейсмических шумов, чем ранее использованные мультифрактальные и энтропийные свойства шума. В частности, DJ индекс характеризуется более высокими пространственными корреляциями. Кроме того, вместо анализа попарных коэффициентов между свойствами шума в опорных точках далее рассмотрены оценки попарных частотно-зависимых функций когерентности. Для каждой функции когерентности находятся максимальные значения и частоты, реализующие ЭТИ максимумы. Переход от обычных коэффициентов корреляции к частотно-зависимым функциям когерентности позволяет увеличить порог меры связности значений свойств в различных опорных точках и выявить другие неочевидные свойства сейсмического шума. Еще одной инновацией изложенного подхода является анализ когерентности между неравномерностью вращения Земли, представленного временным рядом длины дня (LOD) и значениями DJ индекса в каждой опорной точке. Таким образом, рассматривается «поле откликов» свойств сейсмического шума на LOD. Ранее для этой цели анализировались

когерентности между LOD и средними значениями свойств шума или первой главной компонентой нескольких свойств [10, 11, 31]. Усреднение функций когерентности между LOD и свойствами шума в сети опорных точек обеспечивает лучшую оценку эффекта опережения всплесков когерентности по отношению к всплескам значений высвобождаемой сейсмической энергии.

## 1.2.1 Исходные данные глобального сейсмического шума

Использованные данные представляют собой вертикальные компоненты непрерывных записей сейсмического шума с интервалом времени дискретизации 1 сек, которые были загружены на сайте Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) по адресу <u>http://www.iris.edu/forms/webrequest/</u> с 229 широкополосных сейсмических станций 3 сетей: <u>http://www.iris.edu/mda/\_GSN</u>, <u>http://www.iris.edu/mda/GE</u>

Записи сейсмического шума с частотой дискретизации 1 Гц (записи LHZ) рассматривались за 24 года регистрации (с 1 января 1997 г. по 31 декабря 2020 г.). Эти данные были преобразованы во временные ряды с шагом по времени в 1 минуту путем вычисления средних значений для последовательных временных интервалов продолжительностью 60 секунд.

Рассмотрим вспомогательную сеть из 50 опорных точек, которые определены с помощью иерархического кластерного анализа положений 229 сейсмических станций методом "дальний сосед". Этот метод кластерного анализа позволяет формировать компактные кластеры [22]. Расположение 229 сейсмических станций и 50 опорных точек показано на Рис.1.7.


Рисунок 1.7 – Позиции 229 широкополосных сейсмических станций показаны синими кружками; красные пронумерованные кружки представляют 50 опорных точек.

На рис.1.8 представлены графики ежесуточных значений DJ индекса для каждой опорной точки, вычисляемые как медианные значения от 5 ближайших станций, работоспособных в каждый день. Перед вычислением DJ индекса из ежесуточных волновых форм сейсмического шума удаляется тренд полиномом 8-го порядка. Удаление тренда необходимо для избавления от влияние приливов и суточных температурных воздействий.



Рисунок 1.8 – Графики ежесуточных значений DJ индекса для 50 опорных точек. Зеленые линии представляют собой скользящие средние в окне длиной 57 дней.

#### 1.2.2 Карта свойств глобального сейсмического шума

Наличие значений в 50 точках, распределенных по всему миру, позволяет построить карту пространственного распределения индекса. Для построения карты рассмотрим регулярную сетку из 50 узлов по широте и 100 узлов по долготе, покрывающей всю земную поверхность. Пусть  $\zeta_k$ , k = 1, ..., m являются координатами опорных точек (в нашем случае m = 50),  $Z_k$  - это значения DJ индекса в опорной точке #k,

*г* является координатами улов регулярной сетки,  $d(\zeta_k, r)$  является расстоянием по поверхности сферической Земли между точками  $\zeta_k$  и *r*, *h* является радиусом сглаживания гауссовской ядерной функции. Тогда значения в узлах регулярной сетки вычисляются по формуле [22]:

$$\hat{Z}(r) = \sum_{k=1}^{m} Z_k \exp(-d^2(\zeta_k, r)/h^2) / \sum_{k=1}^{m} \exp(-d^2(\zeta_k, r)/h^2)$$
(1.19)

Использовалось значение радиуса сглаживания  $h = 15^{\circ}$ , что соответствует расстоянию  $\approx 1700$  км. Значения  $\hat{Z}(r)$ , вычисляемые ежесуточно во всех узлах r, позволяют получать ежесуточную карту распределения по пространству DJ индекса. Результат усреднения всех ежесуточных карт представлен на рис.1.9.



Рисунок 1.9 – Усредненная карта пространственного распределения индекса сейсмического шума DJ, полученная экстраполяцией из 50 опорных точек с использованием ядра Гаусса с радиусом усреднения 15 градусов.

На рис.1.9 заметна область концентрации больших значений DJ индекса волновых форм сейсмического шума на Северо-Востоке Сибири для географических координат приблизительно в прямоугольнике 62° ≤ Lat ≤ 74°, 116° ≤ Lon ≤ 151°.

#### 1.2.3 Мера когерентности для сети опорных точек

Для вычисления функции когерентности используется модель векторной авторегрессии (1.16). Для вычисления попарных функций когерентности (1.18) между значениями DJ индекса в опорных точках использовалась модель авторегрессии 2-го порядка с предварительным переходом к приращениям. Выбор низкого порядка авторегрессии p = 2 преследовал цель подавления случайных флуктуаций оценок когерентности и получения гладких зависимостей от частоты. Вычисления производились в скользящих временных окнах длиной 365 суток со смещением 3 суток. На рис. 1.10 представлены примеры графиков оценок попарных функций когерентности.



Рисунок 1.10 – Примеры 4 оценок функций когерентности между ежесуточными значениями индексов DJ в 2 опорных точках в 365-дневном окне.

Обозначим через  $\lambda_{ij}^{(\tau)}(\omega)$  оценку функции когерентности между значениями DJ индекс в опорных точках с номерами *i* и *j* для окна с временной меткой правого конца  $\tau$ . Пусть  $\mu_{ij}^{(\tau)} = \max_{\omega} \lambda_{ij}^{(\tau)}(\omega)$ , а  $\omega_{ij}^{(\tau)}$  - значение частоты, на которой достигается максимум. Вычислим средние значения по всем парам опорных точек:

$$\overline{\mu}(\tau) = \sum_{(i,j)} \mu_{ij}^{(\tau)} / M, \quad \overline{\omega}(\tau) = \sum_{(i,j)} \omega_{ij}^{(\tau)} / M$$
(1.20)

В формуле (1.20) M = m(m-1)/2 - число различных пара опорных точек из общего их числа m. В нашем случае m = 50, M = 1225. Выделим те пары опорных точек, для

которых максимальная когерентность  $\mu_{ij}^{(\tau)}$  в текущем временном окне  $\tau$  превысила порог 0.9 и обозначим через  $n(\tau)$  общее число таких пар в каждом временном окне. Кроме того, через  $\rho(\tau)$  обозначим максимальные расстояния между теми парами опорных точек, для которых максимум когерентности превосходит порог 0.9. Зависимости  $\overline{\mu}(\tau)$ ,  $\overline{\omega}(\tau)$ ,  $n(\tau)$ и  $\rho(\tau)$  представлены на рис. 1.11.



Рисунок 1.11 – (а) - средние значения μ(τ) максимумов по частоте модулей всех попарных когерентностей; красные линии показывают линейные тренды до и после 2003.5; (b) – максимумы ρ(τ) расстояний между опорными точками, для которых максимум когерентности превышает порог 0.9; (c) - средние частоты  $\overline{\omega}(\tau)$ , при которых попарные когерентности достигают максимума; (d) – число  $n(\tau)$  пар опорных точек, для которых максимум когерентности превышает порог 0.9.

В зависимости  $\overline{\mu}(\tau)$  на Рис.1.11(а) обращает на себя внимание излом тренда в окрестности временной точки правого конца годового окна 2003.5. Эта особенность

выделена графиками линейных трендов, построенных до и после середины 2003 года (красные линии). После 2003.5 начался быстрый рост средней максимальной когерентности. Эта временная точка излома тренда ранее была уже обнаружена для поведения среднего значения абсолютных значений попарных корреляций, оцениваемых в скользящем временном окне длиной 365 суток, для других ежесуточных свойств сейсмического шума [10, 31]. В качестве причины смены тренда коррелированности свойств сейсмического шума в этих работах была предложена гипотеза о триггерном влиянии высокочастотной аномалии режима вращения Земли, которая также может являться причиной увеличения интенсивности сильнейших землетрясений мира после Суматранского мета-землетрясения 26 декабря 2004 года.

Также заслуживает внимания периодическая структура флуктуаций величины  $\overline{\mu}(\tau)$  около линейных трендов на Рис.1.11(а). Для определения периода этих колебаний вычислим логарифм среднего значения квадратов модулей вейвлет-коэффициентов Морле [9] зависимости  $\overline{\mu}(\tau)$ , график которых представлен на Рис.1.12. На этом графике выделяется период около 1000 дней (2.7 года). Далее этот результат будет обсуждаться в связи с периодической структурой глобального сейсмического процесса.



Рисунок 1.12 – График логарифма квадратов вейвлет-коэффициентов Морле для средних значений *μ*(*τ*) максимумов по частоте всех попарных абсолютных когерентностей.

Возвращаясь к Рис.1.11, обратим внимание на графики зависимостей максимальных расстояний  $\rho(\tau)$  между опорными точками с сильной когерентностью и числом  $n(\tau)$  пар таких точек (Рис.1.11(b) и 1.11(d)). Для обеих зависимостей после временной правой точки годового окна 2012 начинается режим высокочастотных

хаотических флуктуаций с высокой амплитудой. Ранее аналогичный режим с началом примерно в 2010 году уже был выделен для максимальных расстояний между опорными точками с абсолютной корреляцией энтропии шума (1.1), превышающей порог 0.7 [11]. Однако поведение величины  $\rho(\tau)$  для максимума когерентности между значениями DJ индекса является гораздо более выразительным и носит подчеркнуто «взрывной характер» (в смысле величины различий между амплитудой флуктуаций до и после начала режима хаотических флуктуаций), чем для энтропии. В работе [11] появление резких всплесков в значениях максимального расстояния между парами опорных точек с сильной корреляцией энтропии связывается с дестабилизацией поля сейсмических шумов после двух близких по времени мега-землетрясений: 27 февраля 2010 г., M = 8.8 в Чили и 11 марта 2011 г., M = 9.1 в Японии.

Сравнивая синхронные графики величин  $\overline{\mu}(\tau)$  и  $\overline{\omega}(\tau)$  на Рис.1.11(а) и 1.11(с) можно заметить, что они являются «противофазными»: увеличение максимальной когерентности  $\overline{\mu}(\tau)$  на Рис.1.11(а) сопровождается уменьшением средней частоты  $\overline{\omega}(\tau)$ на Рис.1.11(с), на которой реализуется максимум когерентности. Для того чтобы количественно проверить это наблюдение, вычислим эволюцию коэффициента корреляции между приращениями величин  $\overline{\mu}(\tau)$  и  $\overline{\omega}(\tau)$  в некотором скользящем временном окне. Поскольку обе величины сами представляют собой оценки в скользящем временном окне длиной 365 суток со смещением 3 суток, то, если взять окно, состоящее из *L* смежных значений коррелируемых величин, то размерная длина этого «большого» окна будет равна 365+3(L-1) суток. Если выбрать длину «большого» окна равной *L* = 488 смежных значений статистик  $\overline{\mu}(\tau)$  и  $\overline{\omega}(\tau)$ , то размерная длина этого окна будет равна 1826 суток, что соответствует 5 годам (с учетом, что каждый 4-й год является високосным).

При вычислении коэффициента корреляции между приращениями  $\overline{\mu}(\tau)$  и  $\overline{\omega}(\tau)$  следует учесть, что приращения величины средней частоты  $\overline{\omega}(\tau)$  содержат значительные выбросы. Поэтому вместо обычного коэффициента корреляции Пирсона мы использовали формулу для робастного коэффициента корреляции [36] между случайными величинами u и w:

$$r = \frac{S(\varphi^2) - S(\psi^2)}{S(\varphi^2) + S(\psi^2)}, \quad \varphi = \frac{u}{S(u)} + \frac{w}{S(w)}, \quad \psi = \frac{u}{S(u)} - \frac{w}{S(w)}$$
(1.21)

где S(u) = med | u - med(u) |, med(u) - meduaha величины u, S(u) - aбсолютноемедианное отклонение величины и.



Рисунок 1.13 – Робастный коэффициент корреляции между приращениями усредненных значений средних максимальных когерентностей  $\overline{\mu}(\tau)$  и средних частот  $\overline{\omega}(\tau)$ , обеспечивающих максимумы когерентности в пределах временного окна длиной 1826 дней (5 лет). Коэффициенты корреляции отрицательны, что означает, что увеличение средних максимумов когерентности сопровождается уменьшением средней частоты.

На рис.1.13 представлен график робастного коэффициента корреляции (1.21) между приращениями величин  $\overline{\mu}(\tau)$  и  $\overline{\omega}(\tau)$ , оцененный в скользящем временном окне длиной 5 лет. Видно, что оценка является отрицательной для всех временных окон, что подтверждает гипотезу о том, что при увеличении максимальной когерентности происходит уменьшение частоты, на которой эта максимальная когерентность реализуется.

В каждой опорной точке с номером j и для каждого временного окна  $\tau$  имеются оценки средних значений  $\bar{\mu}_i(\tau)$  максимальной когерентности между значениями DJ индекса в данной опорной точке и значениями в остальных опорных точках и оценки средних значений  $\bar{\omega}_i(\tau)$  частот, для которых реализуется максимум когерентности. Ранее введенные значения  $\overline{\mu}(\tau)$  и  $\overline{\omega}(\tau)$  являются средними таких поточечных величин:  $\overline{\mu}(\tau) = \sum_{i=1}^{m} \overline{\mu}_{j}(\tau)/m$ ,  $\overline{\omega}(\tau) = \sum_{i=1}^{m} \overline{\omega}_{j}(\tau)/m$ . Наличие оценок  $\overline{\mu}_{j}(\tau)$  и  $\overline{\omega}_{j}(\tau)$  в опорных точках позволяет построить карты распределения по пространству их значений с использованием гауссовского ядра усреднения аналогично формуле (1.19) с тем же значением радиуса

сглаживания  $h = 15^{\circ}$ . Эти карты представлены на Рис.1.14. отдельно для меток правых концов временных окон до и после 2012 года.



Рисунок 1.14 – Усредненные карты пространственного распределения средней максимальной когерентности  $\overline{\mu}_j(\tau)$  ((a) и (a')) и средних частот  $\overline{\omega}(\tau)$ , обеспечивающих максимальную когерентность ((b) и (b')) для оценок с правым концом временных окон перед ((a) и (b)) и после ((a') и (b')) 2012 г. Карты были получены экстраполяцией из 50 опорных точек с использованием ядра Гаусса с радиусом сглаживания 15 градусов.

Заметим, что на Рис.1.14(а) и 1.14(а') арктическая область соответствует минимальным значениям максимальных когерентностей, причем область самых минимальных значений  $\bar{\mu}_j(\tau)$  совпадает с областью максимальных значений DJ индекса на рис.1.9 и находится на Северо-Востоке Евразии. Таким образом, обе статистика, как исходная  $\gamma$ , так и результаты последующей ее обработки  $\bar{\mu}_j(\tau)$ , выделяют одни и те же аномальные области поведения глобального сейсмического шума.

Что же касается карт распределения частот, реализующих максимум когерентности, представленных на Рис.1.14(b) и 1.14(b'), то из них следует, что Антарктика характеризуется высокими частотами, тогда как для центра Евразии и экваториальной Африки после 2012 года типичны низкие частоты максимальной когерентности.

#### 1.2.4 Связь с неравномерностью вращения Земли

Ранее, в разделе 1.1.7, для свойств сейсмического шума в Японии было показано, что всплески максимальных значений когерентности между LOD и свойствами сейсмического шума в среднем опережают выбросы сейсмической энергии в результате землетрясений, которые вычисляются также в скользящем временном окне той же длины и взятых с тем же смещением, что и при оценке последовательности спектров когерентности. Временная задержка выбросов сейсмической энергии относительно всплесков максимальной когерентности оценивалась путем вычисления кросскорреляционной функции. Индекс DJ использовался для анализа связи с LOD на Японских островах, но не отдельно, а в комплексе с минимальной энтропией и шириной носителя спектра сингулярности.

В результате проведения численных экспериментов с различными свойствами глобального сейсмического шума оказалось, что DJ индекс демонстрирует наиболее яркие проявления пространственной и временной корреляции сейсмического шума, а также в его связи с неравномерностью вращения Земли. Кроме того, ниже когерентность между LOD и свойствами сейсмического шума вычисляется отдельно для каждой опорной точки, а не для медианных значений по всем станциям сети. Таким образом, LOD рассматривается как своего рода «пробный сигнал», реакция на который распределена по всему земному шару в опорных точках, что позволяет анализировать пространственные особенности «отклика» сейсмического шума на LOD.

На рис.1.15 представлены графики максимальной квадратичной когерентности между приращениями DJ индекса в опорных точках и приращениями временного ряда LOD, вычисленные в скользящих временных окнах длиной 365 суток со смещением 3 суток. Для вычисления парных когерентности использовалась модель авторегрессии (1.16)-(1.18) для порядка p = 5.

46



Рисунок 1.15 – Графики максимумов квадратов когерентности между ежесуточными средними значениями индексов DJ сейсмического шума в 50 опорных точках по всему миру и временными рядами LOD, оцененными в скользящем временном окне длиной 365 дней с взаимным сдвигом 3 дня. Графики построены в зависимости от правого края скользящего временного окна.



Рисунок 1.16 – (а) - график десятичного логарифма выделенной сейсмической энергии; (b)
- среднее значение максимальной когерентности между дневными медианными индексами DJ в 50 реперных точках и продолжительностью дня. Графики (а) и (b)
построены во временном окне длиной 365 дней с взаимным смещением 3 дня. Красные горизонтальные линии на (b) представляют средние значения максимумов когерентности для правых концов временных окон до и после 2012 года.

На рис.1.16 представлены графики двух синхронных кривых: рис.1.16(а) – логарифма выделившейся сейсмической энергии (в джоулях) в последовательности временных интервалов длиной 365 суток, взятых со смещением 3 суток; рис.1.16(b) – средних значений максимальных когерентностей между временными рядами длины дня и ежесуточными значениями DJ индекса в 50 опорных точках. Поведение кривой на рис.1.16(b) можно разбить на 2 участка с временными метками правых концов окон до и после 2012 года, которые существенно отличаются друг от друга средними значениями, представленными горизонтальными красными линиями. Заметим, что поведение максимальных попарных когерентностей, превышающих порог 0.9 и максимальных расстояний между такими опорными точками на рис.1.11(b) и 1.11(d) также сильно

различаются для временных меток правых концов окон до и после 2012 года. Таким образом, отклик свойств сейсмического шума на неравномерность вращения Земли (временной ряд LOD) оказался в зависимости со степенью пространственной связанности сильных когерентностей этих свойств шума.

При сравнении кривых на рис.1.16(а) и 1.16(b) можно заметить, что сильные всплески когерентности предшествуют значительным выбросам сейсмической энергии. Для оценки временного сдвига между двумя кривыми на рис.1.16 вычислим корреляционную функцию между ними. График этой корреляционной функции представлен на рис.1.17 для временных сдвигов ±1200 суток. Корреляционная функция обладает существенной асимметрией и смещена в область отрицательных временных сдвигов, которые соответствуют опережению максимумами когерентности максимумов выбросов сейсмической энергии. Максимум корреляции приходится на временной сдвиг - 530 суток.



Рисунок 1.17 – Корреляционная функция между значениями логарифма выделенной сейсмической энергии и средним значением максимумов когерентности между длиной дня и индексами DJ в 50 реперных точках. Отрицательные значения временных сдвигов на графике соответствуют запаздыванию выделения сейсмической энергии относительно всплесков когерентности.

На рис.1.18(а) и 1.18(а') представлены усредненные карты распределения по пространству максимумов когерентностей между LOD и значениями DJ индекса для интервалов времени до и после 2012 года. Карты получены путем экстраполяции с сети 50

опорных точек на всю земную поверхность с помощью гауссовской ядерной функции с радиусом усреднения 15 градусов. Усреднение производится согласно формуле (1.19) по всем временным окнам длиной 365 суток со смещением 3 суток, временные метки правых концов которых имеют значения до и после 2012 года. Из сравнения карт на рис.1.18(а) и 1.18(а') видно, что масштаб изменений отклика DJ индекса на неравномерность вращения Земли после 2012 года уменьшился почти в 2 раза (что соответствует графику на рис.1.16(b)). Кроме того, области концентрации максимальных откликов переместились из двух пятен на Тихоокеанском побережье Южной Америки и в Индии до 2012 в Арктику после 2012.



Рисунок 1.18 – Усредненные карты пространственного распределения максимальной когерентности между LOD и индексом DJ ((а) и (а')) и их дисперсией ((b) и (b')) для оценок с правым концом временных окон до ((а) и (b)) и после ((а') и (b')) 2012 г. Карты были получены экстраполяцией из 50 опорных точек с использованием ядра Гаусса с радиусом сглаживания 15 градусов.

Для оценки степени стационарности откликов на LOD на рис.1.18(b) и 1.18(b') приведены карты распределения дисперсий максимальных когерентностей между LOD и DJ индексом также раздельно до и после 2012 года. Дисперсии сначала вычислялись в опорных точках, а затем экстраполировались на всю поверхность Земли с помощью гауссовской ядерной функции аналогично картам на рис.1.18(a) и 1.18(a'). Существенное

изменение после 2012 года заключается в миграции областей концентрации больших значений дисперсии также в арктический регион.

#### 1.2.5 Обсуждение свойств глобального сейсмического шума

Согласно проведенным исследованиям меры нестационарного поведения сейсмического шума, основанной на использовании вейвлетного DJ индекса, можно выделить два критических интервала времени, когда свойства сейсмического шума существенно изменились. С учетом того, что свойства сейсмического шума оцениваются в скользящих временных окнах длиной 365 суток, критические интервалы времени также определены с точностью 1 год.

Первый интервал времени 2002.5-2003.5 относится к изменению тренда средней корреляции и средней максимальной когерентности между значениями свойств шума в опорных точках. После этого интервала наблюдается систематический рост средней максимальной когерентности (см. рис.1.11(а)), на который накладываются периодические флуктуации с периодом около 1000 суток (см. рис.1.12). Ранее этот эффект уже был обнаружен в работах [11, 31].

Интересно отметить, что период 1000 суток можно обнаружить и в поведении глобальной сейсмичности после 2004 года. На рис.1.19(а) представлен график временного ряда чисел сильных землетрясений с магнитудой не менее 7 в последовательных временных интервалах длиной 50 суток с начала 1997 года по конец 2020 года. На рис.1.19(b) представлена частотно-временная диаграмма логарифмов квадратов вейвлет-коэффициентов Морле, на которой заметно возникновение периодичности с периодом 1000 суток начиная с 2004 года. Таким образом, периодические флуктуации средней меры когерентности на рис.1.11(а) и модуляция чисел сильнейших землетрясений на рис.1.19 с одинаковыми периодами примерно 2.7 года, возможно, имеют общую причину. Одной из гипотез относительно такой причины является влияние аномалий неравномерности вращения Земли в 2002-2003 гг. [11, 31].

51



Рисунок 1.19 – (а) - число землетрясений с магнитудой не менее 7 в последовательных временных отрезках длительностью 50 суток; (b) - частотно-временная диаграмма логарифма квадратов вейвлет-коэффициентов Морле временного ряда, представленного на (а).

Второй критический интервал времени в поведении глобального сейсмического шума относится к 2011-2012 гг. После него начинаются хаотические пульсации с высокой амплитудой максимальных расстояний между опорными точками, для которых возникла сильная попарная когерентности, превосходящая порог 0.9 (рис.1.11(b)), а также числа таких пар опорных точек (рис.1.11(d)). Аналогичный эффект для энтропии глобального сейсмического шума при вычислении сильных корреляций между значениями в опорных точках, по абсолютной величине превосходящих порог 0.7, был обнаружен в работе [11]. Однако для средних максимальных когерентностей DJ индекса этот эффект гораздо более ярко выражен. Существование второго критического интервала времени 2011-2012 также выделено на графиках и картах на рисунках 1.14, 1.16, и 1.18. Указать однозначную причину перестройки пространственной структуры сейсмического шума в период 2011-2012 сейчас указать не представляется возможным. В работе [11] в качестве возможной причины этого явление указывается наличие 2-х близких мега-землетрясений: 27 февраля 2010 г., M = 8.8 в Чили и 11 марта 2011 г., M = 9.1 в Японии.

Анализируя пространственные особенности распределения значений DJ индекса (рис.1.9), средних максимальных когерентностей (рис.1.14) и пространственного распределения откликов свойств шума на неравномерность вращения Земли (максимальные значения когерентности с временным рядом LOD, рис.1.18), следует отметить, что они выделяют арктическую область либо максимальными, либо минимальными значениями анализируемых статистик. При этом, Арктика выделяется наиболее ярко именно после 2012 года.

Относительно возможной геологической интерпретации аномальной зоны на северо-востоке Сибири, выделенной на рис.1.9(а), можно отметить, что она частично совпадает с известным в геологии плато Путорана. Это плато представляет собой совершенно необитаемую горную местность к востоку от города Норильска, равную по площади Великобритании и состоящую из сети потухших древних вулканов, которые когда-то изливали потоки лавы и создавали сибирские траппы. Таким образом, анализ свойств DJ индекса низкочастотного сейсмического шума, неожиданно позволил выделить признаки скрытой внутренней жизни некогда очень активной геологической структуры.

#### 1.3 Низкочастотный сейсмический шум на Камчатке

Для анализа использовались записи на 21 сейсмической станции Камчатского филиала Геофизической службы РАН, расположенных на Камчатке для интервала времени с начала 2011 г. по 30.09.2021 гг. Положения станций представлены на рис. 1.20.



Рисунок 1.20 – Кружками показаны положения 21 сейсмической станции на Камчатке. Рядом с каждой станцией указаны их сокращенные идентификаторы.

Станции оборудованы широкополосными датчиками, регистрирующими данные типа LHZ или BHZ в диапазоне частот 0.0027 - 40 Гц. Данные о сейсмометрической аппаратуре, установленной на станциях, приведены в [37]. Непрерывные записи сейсмических сигналов на каждой станции с частотой дискретизации 100 или 20 Гц характеризуют вертикальные колебания поверхности Земли. Они приводились к шагу по времени 1 мин. путём вычисления средних значений в последовательных окнах длиной 6000 или 1200 отсчётов. Далее по 1-минутным временным рядам шума на каждой станции вычислялись статистики сейсмического шума в последовательных интервалах времени длиной 1 сутки или 1440 минутных отсчётов с шагом по времени 1 сутки.



Рисунок 1.21 – (а) – усредненная карта распределения ширины носителя спектра сингулярности Δα, (b) – усредненная карта распределения минимальной нормализованной энтропии *En* 

На рис.1.21 показаны усредненные карты распределения по пространству «основных» статистик сейсмического шума  $\Delta \alpha$  и *En*. Эти карты получены путем усреднения ежесуточных карт для полного интервала наблюдений 2011-2021 гг. Ежесуточные карты получаются с помощью вычисления медианных значений в каждом узле регулярной сетки размером 50 на 50 узлов значений статистик в ближайших 3-х работоспособных станциях. Напомним, что сейсмически опасные регионы характеризуются малыми значениями  $\Delta \alpha$  и большими значениями энтропии *En*.

Для более точной локализации пятен сейсмической опасности оценим плотности вероятностей экстремальных значений статистик шума: для  $\Delta \alpha$  минимальных значений, а для *En* - максимальных. Карты плотностей вероятностей представлены на рис.1.22.



Рисунок 1.22 – (a) – плотность вероятностей минимальных значений ширины носителя спектра сингулярности Δα, (b) – плотность вероятностей максимальных значений минимальной нормализованной энтропии *En* 

Плотности вероятностей на рис.1.22 оценивались по формуле Парзена–Розенблатта (1.11) с гауссовским ядром с радиусом сглаживания  $h = 0.5^{\circ}$ .

Для оценки связи неравномерности вращения Земли со свойствами сейсмического шума на Камчатке вычислим адаптивную первую главную компоненту 3-х ежесточных медианных свойств сейсмического шума: ширины носителя спектра сингулярности  $\Delta \alpha$ , обобщенного показателя Херста  $\alpha^*$  и минимальной нормализованной энтропии распределения квадратов ортогональных вейвлет-коэффициентов *En*. Первая главная компонента вычисляется по формулам (1.12)-(1.15) в скользящем временном окне длиной 182 суток (полгода). Графики этих величин представлены на рис.1.23.



Рисунок 1.23 – Графики ежесуточных медианных значений обобщенного показателя Херста α<sup>\*</sup>, ширины носителя спектра сингулярности Δα, минимальной нормализованной энтропии *En* и их первой главной компоненты в окне адаптации 182 суток.

Для выделения возможного тригтерного эффекта влияния неравномерности вращения Земли на выделение сейсмической энергии применим ту же технику анализа данных, которая ранее была применена для анализа сейсмических данных на Японских островах и для глобального сейсмического шума. Для этого вычислим выделение сейсмической энергии в результате событий в прямоугольной области 50°–60° СШ и 153°–170° ВД, включающей в себя Камчатский полуостров в скользящем временном окне длиной 182 суток со смещением 3 суток и максимальную когерентность между первой главной компонентой 3-х свойств сейсмического шума также в скользящем временном окне 182 суток со смещением 5 суток с помощью двумерной модели векторной авторегрессии 5-го порядка. Длина временного окна имеет ту же длину, что и окно адаптации при вычислении первой главной компоненты. Результаты этих вычислений представлены на рис.1.24.



Рисунок 1.24 – (а) – десятичный логарифм энергии (джоули), выделившейся в результате сейсмических событий в прямоугольной области 50°–60° СШ и 153°–170° ВД; (b) – максимум квадрата когерентности между LOD и первой главной компонентой 3-х ежесуточных свойств сейсмического шума. Оба значения вычислены в скользящем временном окне длиной 182 суток со смещением 5 суток.

Из графиков на рис.1.24 заметно, что временной сдвиг между сравниваемыми кривыми является не постоянным, а может изменяться. Вычислим изменения взаимной корреляции в скользящем временном окне. Следует отметить, что в наших оценках уже присутствует временное окно длиной 182 суток. Назовем его «коротким». Теперь же мы хотим получить оценки взаимной корреляции в «длинном» временном окне, которое состоит из некоторого числа «коротких» окон. При выборе «длинного» окна следует учитывать, что когерентности получены путем оценки в «коротких» временных окнах длиной 182 суток, взятых со смещением 5 суток. Таким образом, если взять смежные L значений когерентностей, то размерная длина «длинного» временного окна будет равна  $N = 182 + (L-1) \cdot 5$  суток. Теперь выберем параметр *L* так, чтобы получившийся график рис.1.24, временных сдвигов корреляционной функции между кривыми на соответствующих максимальным значениями модуля корреляций, был наиболее разницу «выразительным». Под «выразительностью» будем понимать между получившимися случаями положительных и отрицательных временных сдвигов. Чем больше это число, тем ярче подчеркивается обстоятельство, что одна кривая опережает

или запаздывает относительно другой. В результате перебора значений L наиболее выразительным оказался вариант L = 210, причем он соответствует случаю, когда для подавляющего числа временных окон всплески максимальной когерентности опережают выбросы сейсмической энергии. С учетом того, что длина исходного окна равна 182 дням со смещением 5 дней, размерная длина окна равна 182+209×5=1227 суток  $\approx$  3.36 года.

На рис.1.25(а) представлен график изменения максимальных значений коэффициента корреляции между когерентностями и логарифмами выделившейся энергии в скользящем временном окне длиной 210 смежных значений (примерно 5 лет) с минимальным смещением в одно значение (5 суток). Максимумы берутся по взаимным временным сдвигам внутри «большого окна» ±25 отсчетов с шагом по времени 5 суток.



Рисунок 1.25 – (а) – график максимального по модулю коэффициента корреляции между когерентностями и логарифмами выделившейся энергии в окне длиной 3.36 года при возможных сдвигах от -125 до 125 суток; (б) – график сдвига в сутках внутри временного окна длиной 3.36 года, реализующего максимальные значения модуля коэффициента корреляции, заштрихованы отрицательные значения временного сдвига, соответствующие опережению всплесками когерентности выделению сейсмической энергии.

Таким образом, для сейсмического шума на Камчатке мы получили качественно тот же результат что для Японских островов и для глобального шума: всплески максимальной когерентности между длиной суток и свойствами сейсмического шума опережают выбросы сейсмической энергии.

#### 1.4 Аппаратурно-методическое обеспечение

# 1.4.1 Новый вариант высокочувствительного одноосного

# сейсмоакселерометра

Одна из важнейших задач экспериментальной сейсмологии – создание новых измерительных средств, отличающихся не только высокой чувствительностью и широким динамическим диапазоном. Необходимо также предусмотреть возможность с помощью таких приборов измерять, наряду с собственно сейсмическими сигналами, сигналы в сверхнизкочастотной области, чтобы этот прибор выполнял функции и гравиметра и наклономера. В этой связи разработка высокочувствительного однокоординатного датчика представляется необходимым первым шагом на пути создания нового измерительного трехкоординатного устройства, в которое датчик войдет составной частью. При создании высокочувствительного сейсмоакселерометра одноосность датчика играет важную роль, поскольку это свойство позволяет избежать ошибок при измерениях, связанных с чувствительностью боковым ускорениям прибора. К Известно большое число вариантов конструктивного исполнения одноосных высокочувствительных акселерометров [39-41]. Правда, одноосными такие акселерометры являются, как правило, с большой натяжкой. Это относится и к системам, где в качестве упругого элемента используется изгибная жесткость тонкой пластины. В таких системах, кроме всего, стремление повысить чувствительность, уменьшая жесткость упругого элемента за счет уменьшения его толщины, приводит к нежелательному эффекту – потере устойчивости, сильный изгиб упругой пластины, при воздействии силы на пробную массу в направлении вдоль пластины, если эта сила превысит критическое значение Т<sub>кр</sub>. Для упругого элемента толщины h, ширины b и длины l значение критической силы [42]:

$$T_{\rm kp} = \frac{\pi^2 E h^3 b}{48l^2} , \qquad (1.22)$$

где Е – модуль Юнга материала растяжки.

Существует большой класс механических чувствительных систем, где в качестве упругого элемента используется крутильная жесткость металлических или кварцевых

нитей (последние широко применяются в гравиметрах). В таких приборах об одноосности можно говорить также условно.

В качестве альтернативы для создания одноосной системы предлагается схема, в которой одноосность обеспечивается самими элементами механической жесткости. Схема такой системы представлена на рис. 1.24.



Рисунок 1.26 – Схема одноосного датчика сейсмоакселерометра 1 – пробное тело, 2 – блок растяжек, 3 – роторная пластина измерительной емкости, 4 – неподвижные статорные пластины измерительной емкости, 5 – корпус прибора, 6,7 – постоянные магниты, 8 – специальные ограничительные элементы

Пробное тело 1 в форме цилиндра удерживается по оси Z (ось чувствительности), а также по осям X и Y с помощью двух блоков растяжек 2, установленных вблизи двух торцов цилиндра. Каждый блок представляет собой три тонких стержня (нити), размещенных под углом 120° и соединенных одним концом с пробной массой 1, а другим – с корпусным элементом прибора 5, имеющим форму полого цилиндра, соосного с пробной массой. Движения пробного тела 1 по оси Z измеряются с помощью емкостного преобразователя. На рисунке 1.26 показана только роторная пластина 3 измерительной дифференциальной емкости, соединенная с пробной массой, и неподвижные пластины 4 измерительной емкости.

Если диаметр каждой растяжки D, а длина *l*, то коэффициент жесткости такого подвеса по оси Z будет [42]  $K = \frac{9\pi ED^4}{32l^3}$  При величине пробной массы m, собственная

частота такой колебательной системы  $\omega_o = \sqrt{\frac{9\pi ED^4}{m32l^3}}$ . При E= 10<sup>11</sup> н/м<sup>2</sup>, m = 50г, l = 0,01м, D=0.1 мм,  $\omega_o \approx 14$ рад/с (~2,2 Гц). Если l=0.03м, D=0.01 мм,  $\omega_o \approx 2.7 \ 10^{-2}$  рад/с (~4.3·10<sup>-3</sup> Гц). Соответствующая величина минимального измеряемого ускорения, определяемого тепловыми шумами, [43]:  $a_{\min} \approx \omega_0 \sqrt{\frac{\Theta}{m}}$  для этих параметров составит от 4.2·10<sup>-9</sup> м/c<sup>2</sup> до 8·10<sup>-12</sup> м/c<sup>2</sup>. ( $\Theta$  – произведение постоянной Больцмана к и абсолютной температуры) Эти простые оценки показывают, что на базе описываемой конструкции механической системы может быть реализован акселерометр с высокой чувствительностью при относительно небольших габаритах и общей массе.

# Обеспечение работоспособности датчика при воздействии ударов и транспортировочных ускорений

На первый взгляд настораживает применение тонких растяжек диаметром от 0,1 до 0.01 мм. Чтобы растяжки выдержали большие вибрационные и ударные нагрузки, в конструкции прибора предусмотрены специальные ограничительные элементы 8 (см. рис. 1.26). Зазор между ними и пробной массой составляет величину d. Удлинение  $\Delta x$ растяжки диаметром D под действием ускорения а в плоскости XY составит величину  $\Delta x = aml/SE = 4aml/\pi D^2 E$ . Для случая, когда  $\Delta x = d$ , соответствующее ускорение  $a = d\pi D^2 E/4ml$ . Механическое напряжение в растяжке под действием ускорения а определяется соотношением T=4ma/ $\pi$ D<sup>2</sup>. Сравнивая это напряжение с максимальным разрывным напряжением T<sub>p</sub> для материала растяжки, получим максимальное ускорение, которое выдержит растяжка а<sub>max</sub>=T<sub>p</sub>πD<sup>2</sup>/4m. При воздействии ускорения на акселерометр растяжка начнёт упруго растягиваться и пробная масса упрётся в элементы (8) конструкции прибора на рис.1.26. Чтобы не было разрыва растяжек, необходимо, чтобы а было много меньше a<sub>max</sub>, например, a=a<sub>max</sub>/10 (10-кратный запас по прочности). Из последнего равенства определяется требование к величине зазора d $\approx T_p l/10E$ . Как правило  $T_p / E \approx 10^{-2}$  и можно записать приближенно  $d \approx 10^{-3} l$ . Зависимость от величины массы т и диаметра растяжки D, естественно, выпала. Так, при *l*=10 мм, d=10–20 мкм.

Роль элементов (8) на рис.1.26 при механических нагрузках, ускорениях по оси Z выполняют неподвижные пластины дифференциальной измерительной емкости, между которыми находится подвижная пластина, связанная с пробной массой акселерометра. Приведем простые оценки величины механического напряжения в растяжке при воздействии ускорения по оси Z. Если зазоры между подвижной и неподвижными пластинами конденсатора d, то относительное удлинение растяжки, когда подвижная

пластина коснется неподвижной, составит  $\Delta l/l \approx (d/l)^2/2$ . Механическое напряжение в растяжке при этом в соответствие с законом Гука  $T = E(\Delta l/l) \approx E(d/l)^2/2$ . При d=0.1 мм и l=10 мм T $\approx$ 5.10<sup>-5</sup>E, что существенно меньше разрывного напряжения T<sub>p</sub>. При величине пробной массы m=50 г этим параметрам соответствует максимальное ускорение  $a_M \sim 2 \cdot 10^{-2}$  м/c<sup>2</sup>. При ускорениях, превышающих  $a_M$ , подвижная пластина просто прижмется к одной из неподвижных и нагрузки на растяжки не будет.

#### Выбор механического упругого элемента датчика

Во всех проведённых численных оценках полагалось, что модуль Юнга E=10<sup>11</sup> н/м<sup>2</sup> или 10<sup>2</sup> ГПа. Это значение E выбрано не случайно, поскольку именно таким E характеризуется бериллиевая бронза – сплав БрБ2. Упругий элемент – растяжка - представляет собой стержень кругового сечения и является важнейшей частью датчика. Для его изготовления требуется материал, у которого величина модуля упругости слабо зависит от влияния таких факторов как температура, время, вибрации, рабочие нагрузки и т.п. Поскольку идеальных материалов нет, то необходимо выбрать материал, у которого температурная характеристика модуля упругости в требуемом диапазоне температур линейна и достаточно стабильна. Тогда температурную погрешность датчика, появляющуюся за счет изменения модуля упругости, можно учесть.

Другим важным требованием к материалу упругого элемента является высокая стабильность модуля упругости во времени. Нестабильность модуля упругости связана с процессами последействия и релаксации, происходящими в материале после его механической ИЛИ термической обработки. Поэтому наименьшей временной нестабильностью модуля упругости обладают металлы, которые в результате обработки остаточных напряжений. К таким металлам относятся не получают значительных дисперсионно-твердеющие сплавы. Характерной особенностью этих сплавов является то, что в закаленном состоянии они обладают высокой пластичностью, а повышение упругих свойств достигается в процессе отпуска. Бериллиевая бронза является именно таким дисперсионно-твердеющим сплавом. Кроме того изменение модуля Юнга в широком диапазоне температур от -200°С до +600°С практически линейно [44]. Для бериллиевой бронзы, термоупругий коэффициент ~ -2.4.10<sup>-4</sup> 1/К. Поэтому в приборе в качестве упругих элементов – растяжек – желательно использовать тонкие нити из бериллиевой бронзы.

Предварительные испытания показали, что описываемая конструкция акселерометра обладает широким динамическим диапазоном (не менее 140 дБ) и

62

частотным диапазоном – вплоть до квазистатических измерений. Основным шумовым воздействием, кроме вариаций температуры, являются дрейфовые явления в упругом элементе. Накоплен большой опыт изучения дрейфовых явлений в гравиметрах. Показано, что чувствительность на больших периодах ограничивает не столько величина дрейфа прибора, сколько непрогнозируемая величина дрейфа пружины. Если прибор характеризуется даже относительно большим, но линейным по времени дрейфом, то его легко спрогнозировать и вычесть из показаний измерений. Так, при измерениях вариаций ускорения свободного падения на корабле кварцевым морским гравиметром учет линейного дрейфа прибора (он составлял  $10^{-6}$ g/сутки) позволил провести измерения в течение 120 суток непрерывного плавания в мировом океане с относительной точностью  $10^{-7}$  [45]. Для металлических пружин соответствующая величина дрейфа составляет обычно ~ $10^{-7}$ а<sub>мах</sub>/сутки.

# Введение дополнительной магнитной жесткости датчика

В предыдущих построениях не учитывалась сила тяжести, воздействующая на пробную массу. В присутствии силы тяжести механической жесткости подвеса из растяжек может не хватить, поэтому необходимо ещё одно, независимое силовое воздействие на пробную массу датчика. Эта проблема решается использованием двух постоянных магнитов, один из которых устанавливается в корпусе прибора 7, другой - 6 - на пробной массе (см. рис.1.24), так что на пробную массу будет действовать дополнительная сила, направленная вверх, поскольку магниты повернуты друг к другу одноименными полюсами. Перемещая магнит 7 на рис.1.24 можно добиться положения, когда сила отталкивания магнитов будет равна весу пробной массы.

Как следствие диполь-дипольного характера взаимодействия, сила взаимодействия между магнитами обратно пропорциональна четвертой степени расстояния между ними *z* [46].

$$F = \frac{3\mu_0 J_1 V_1 \cdot J_2 V_2}{2\pi \cdot z^4} = \frac{B}{z^4} ; \qquad (1.23)$$

J и V - намагниченность и объем магнитов соответственно, а коэффициент  $B = \frac{3\mu_0 J_1 V_1 \cdot J_2 V_2}{2\pi}$ . Уравнение движения пробной массы, где *x* – координата пробной массы относительно положения равновесия, соответствующего *z*<sub>0</sub>

$$m\ddot{x} + h\dot{x} + kx = B/(z_0 + x)^4 - mg + \sum f$$
63
(1.24)

# $\sum f$ - сумма всех внешних сил

После разложения по малому параметру x/z<sub>0</sub> выражение (1.24) принимает вид:

$$m\ddot{x} + h\dot{x} + (k + \frac{4mg}{z_0})x = \sum f$$
(1.25)

Величина  $\frac{4mg}{z_0} = k_{mag}$  - «магнитная» жесткость. Частота собственных колебаний,

определяемая этой жесткостью:

$$\omega_{0m} = 2\sqrt{\frac{g}{z_0}} \tag{1.26}$$

Важно отметить, что в соотношение (1.26) вошли только ускорение силы тяжести g и расстояние между магнитами  $z_{0}$ , при котором магнитная сила полностью компенсирует mg. Величина магнитной жесткости близка к жесткости механической, определяемой упругостью подвеса на растяжках. Изменение внешней температуры приведет к изменению результатов измерений за счет вариаций силы магнитного взаимодействия.

Пусть относительное изменение намагниченности при изменении температуры:  $\Delta B/B = \xi$ , а относительное изменение механической жесткости  $\Delta k/k=\gamma$ . При этом, из (1.25) следует:

$$x \approx \frac{\xi}{\frac{4}{z_0} + \frac{k}{mg} + \frac{k\gamma}{mg}} \approx \frac{\xi}{\frac{4}{z_0} + \frac{k}{mg}}$$
(1.27)

Значение  $\xi$  для постоянных магнитов из самария-кобальта составляет 3.5·10<sup>-4</sup> 1/град. При  $k=2.4\cdot10^4$  дн/см= 24 н/м,  $z_0=2$  см,  $mg\cdot cos\phi = 2.7\cdot10^4$  дн при наклоне оси чувствительности датчика на угол  $\phi=0995$  рад. к вектору g,  $x=1.2\cdot10^{-4}$  см/ град При измерении относительно быстрых сейсмических процессов ( $10^{-1}\div10$ ) Гц такие изменения магнитной силы от вариаций температуры практически не скажутся на результатах.

# Выбор преобразователя перемещений пробной массы в электрический сигнал

Данные о колебаниях корпуса прибора от сейсмических воздействий получаются из анализа информации о движениях пробной массы относительно корпуса. Колебания роторной пластины 3 (рис. 1.24), соединенной с пробной массой и находящейся между двумя статорными пластинами 4, приведут к изменениям дифференциальной измерительной емкости емкостного преобразователя. В результате исследований был выбран емкостный преобразователь малых механических перемещений пробной массы в электрический сигнал на базе микросхемы AD7746. Данная микросхема предназначена для измерения величины дифференциальных емкостей и преобразования сигнала в цифровой код. Собственный электронный шум микросхемы составляет единицы а $\Phi$  (10<sup>-6</sup> п $\Phi$ ). При рабочей ёмкости 4 п $\Phi$ , минимальные смещения пробной массы, определяемые шумом микросхемы,  $x_{min} \approx (\Delta C/C)b/2 \approx 1.2 \cdot 10^{-9}$ см при зазоре b=100 мкм. Эта величина незначительно превышает уровень собственных тепловых шумов механического осциллятора (4). Калибровки созданного макета датчика методом наклонов, показали, что разрешение прибора близко к расчетному с учетом шумов преобразователя.

Схема построения трехкоординатного сейсмоакселерометра

Для того чтобы имелась возможность измерять сейсмические воздействия по трем взаимно ортогональным направлениям, используя при этом одинаковые однокоординатные датчики, можно применить известную схему [47], когда каждый датчик устанавливается вдоль ребра воображаемого куба, поставленного на вершину так, что его главная диагональ, проведенная из этой вершины, направлена вдоль вектора местной гравитационной вертикали. На Рис. 1.27 представлена компоновка однокоординатных датчиков в трехкоординатном приборе сейсмоакселерометра



Рисунок 1.27 – Компоновка одноосных датчиков в трехкоординатном приборе сейсмоакселерометра.

Метод установки прибора по местной гравитационной вертикали прост. Наклоняя с помощью установочных винтов основание корпуса необходимо добиться того, чтобы усредненные данные по каждому однокомпонентному датчику совпали между собой с необходимой точностью.

В результате проведённых теоретических и экспериментальных исследований разработан и создан макет датчика сейсмоакселерометра, который действительно является однокоординатным. Создание строго однокоординатного датчика позволяет избежать являющимися большого числа ошибок при измерениях датчиками, не однокоординатными. Применение емкостного преобразователя малых механических смещений пробной массы относительно корпуса в электрический сигнал с записью информации в цифровой форме существенно упрощает дальнейшую обработку данных. Использование магнитной дополнительной жесткости позволяет существенно снизить дрейфовых явлений механической жесткости и вести влияние измерения В квазистатической области спектра, превращая прибор одновременно в гравиметр и наклономер. Высокое разрешение емкостного преобразователя позволяет вести измерения малых механических колебаний пробной массы датчика, амплитуда которых ограничена величиной шумов, определяемых собственными тепловыми флуктуациями осциллятора. В пересчете на минимальные измеряемые ускорения это составляет ~ 4.10<sup>-9</sup>м/с<sup>2</sup>, а предельные измеряемые смещения пробной массы при этом ~ 2.10<sup>-9</sup> см. Проведенные испытания датчика методом наклонов показали, что его основные характеристики (крутизна преобразования, предельная чувствительность и т.д.) близки к расчетным. Представляется, что сейсмический прибор с такими параметрами может быть полезен при проведении измерений сейсмических сигналов для решения многих прикладных и фундаментальных задач геофизики.

## 1.4.2 Сейсмометр для наблюдений на Марсе

Первые сейсмические наблюдения на Марсе были проведены уже более 42 лет назад, в конце 70-х годов прошлого столетия. Опыт земной и внеземной (лунной) сейсмологии позволяет рассчитывать, что и на Марсе сейсмология окажется ведущим методом при изучении внутреннего строения планеты, внесет свой вклад в решение как фундаментальных общепланетарных, так и локальных проблем происхождения планет, закономерности их эволюции, характера тектонической активности, природы магнетизма, проблемы воды и пр. На поверхности Марса планировалась работа двух сейсмических станции - они и летели на космических аппаратах "Викинг" однако первый сейсмометр,

совершивший мягкую посадку на равнине Хриса, не "распаковался" и не включил питание. Зато второй - на равнине Утопия - работал в течение 19 земных месяцев - с 4 сентября 1976 г по 3 апреля 1978 г, когда истощились источники питания. Сейсмологи надеялись оценить фон микросейсм, зарегистрировать местные, а если повезет, то и далекие марсотрясения (задача оказалась затруднительной, поскольку регистрация велась лишь в одной точке), изучить особенности волновой картины. Это позволило бы установить, на что больше похож Марс - на Землю (где бывают четкие вступления волн от границ разделов) или на Луну (где сейсмограмма имеет большую длительность, а в интерференции трудно выделить фазы, соответствующие отдельным границам). Однако, в одной точке, за полтора года, при сильном ветре выполнить эти задачи оказалось непросто, результаты получены минимальные, но даже они позволяют сделать далеко идущие выводы. Единственные, пока, сейсмические измерения на Марсе аппаратом «Викинг» дали очень много, несмотря на то, что получена только одна запись от 6 ноября 1976 года, подобная сейсмической. Описание первых сейсмических измерений на Марсе в рамках программы «Викинг» достаточно подробно дано во Введении. Получены оценки величин ветровых нагрузок на аппарат, получены величины характерных сейсмических шумов в редкие периоды ветрового затишья. Амплитуды сейсмических колебаний при этом составляли единицы микрон в диапазоне частот 1÷8 Гц. Именно сейсмические исследования позволяют получать информацию о глобальных характеристиках планеты в отличие от многих других приборов, данные с которых имеют локальный характер. В этом смысле сейсмические исследования являются чрезвычайно важными для изучения Mapca.

Отличительной особенностью предлагаемого прибора является то, что с его помощью можно получать информацию также глобального характера из наблюдений в низкочастотной области спектра (наклоны, вариации ускорения свободного падения) за приливными эффектами, деформационными процессами. Из них можно добыть данные об упругих свойствах планеты, вязкости и т.д. Главная задача – создать прибор, чувствительность которого была бы близка к предельной чувствительности, определяемой собственными тепловыми равновесными флуктуациями. Однако опыт проекта «Викинг» показал, что основным источником шумов при сейсмических наблюдениях являются переменные ветровые нагрузки, воздействующие на аппарат и создающие инерционный фон, существенно превышающий собственные тепловые шумы сейсмометра

Идеальным вариантом установки прибора является его заглубление для исключения или, по крайней мере, существенного уменьшения влияния ветровых

нагрузок. Однако для выполнения заглубления прибора требуется разработка и изготовление специальных устройств, что влечет за собой существенное увеличение общей массы. Поэтому предлагается установить прибор непосредственно на поверхности Марса под специальным кожухом, защищающим прибор от прямых воздействий ветровых нагрузок.

#### Описание методики проведения эксперимента:

Любой гравиинерциальный прибор, к которым относится и сейсмометр, представляет собой пробную массу, связанную с корпусом прибора упругим и диссипативным элементами, и преобразователь механических перемещений пробной массы относительно корпуса в электрический сигнал. Термин «гравиинерциальный» отражает существование известного принципа эквивалентности, т.е. невозможности отличить инерционное воздействие от гравитационного в одном частотном диапазоне без дополнительной независимой информации. Рассмотрим, например, привлечения вертикальную составляющую сейсмических колебаний. При вертикальных колебаниях основания на частоте р с амплитудой А на пробное тело массы т действует сила инерции с амплитудой F<sub>и</sub>=mAp<sup>2</sup>. Из-за наличия вертикального гравитационного градиента W=2γM/R<sup>3</sup>=2g/R (у –гравитационная постоянная, М – масса планеты, R – её радиус, g – ускорение свободного падения) при вертикальных колебаниях основания с амплитудой А изменяется и сила гравитационного притяжения с амплитудой F<sub>гр</sub>=mA·W = mA2g/R. Отсюда можно получить частоту колебаний основания, ниже которой гравитационное воздействие превышает инерционное:  $p < \sqrt{2g/R}$ . Для Марса это значение  $p \approx 0.00148$  рад/с, что соответствует периоду ~ 4240 с.

## Схема построения сейсмометра

Прибор, разрабатываемый для сейсмических измерений на Марсе в рамках проекта ЭкзоМарс получил название СЭМ (Сейсмометр ЭкзоМарс). Прибор СЭМ предназначен для измерений микроколебаний поверхности Марса, её квазистатических движений и вариаций гравитационного поля Марса. Прибор проводит измерения медленных наклонов основания и вариаций ускорения свободного падения в диапазоне величин от минус  $3 \cdot 10^{-3}$  рад до  $3 \cdot 10^{-3}$  рад с чувствительностью  $3 \, 10^{-9}$  рад в диапазоне периодов от 100 с до месяцев для наклонов основания и в диапазоне  $1.7 \cdot 10^{-2}$  м/с<sup>2</sup> с чувствительностью  $\sim 10^{-9}$  м/с<sup>2</sup> для вариаций ускорения свободного падения. Колебания поверхности по трем взаимно-перпендикулярным осям измеряется в диапазоне частот от 0.1 Гц до 10 Гц с чувствительностью по амплитуде колебаний основания прибора в окрестности 1 Гц около  $1.6 \cdot 10^{-11}$ м. Прибор СЭМ устанавливается на поверхности Марса с

помощью узла управления доставкой защитного кожуха с прибором на поверхность Марса и должен быть пригоден к эксплуатации в температурном диапазоне от минус 130 до плюс 60 °C. Потребляемая прибором мощность не более 3.5 Вт. Прибор СЭМ представляет собой моноблок, содержащий три идентичных одноосных акселерометра, установленных под углом 90 градусов симметрично относительно гравитационной вертикали. В каждом канале используется емкостный преобразователь малых механических перемещений пробной массы в электрический сигнал. Изменение емкости связано с изменением координаты пробного тела относительно корпуса прибора. Решение классической задачи о вынужденных колебаниях осциллятора, входящего в состав сейсмометра, под действием внешней силы, силы инерции, дает возможность связать амплитуду А колебаний основания прибора с амплитудой X колебаний пробного тела.

$$X = \frac{Ap^2}{\left[(p^2 - w^2)^2 + w^2 p^2 Q^{-2}\right]^{\frac{1}{2}}}$$
(1.28)

где w - собственная частота осциллятора, p – частота внешнего воздействия, Q – добротность осциллятора.



Рисунок 1.28 – График зависимости относительной амплитуды вынужденных колебаний механической чувствительной системы сейсмометра в зависимости от частоты колебаний основания.

В качестве иллюстрации на Рис.1.28 приведен график зависимости относительной амплитуды вынужденных колебаний механической чувствительной системы сейсмометра в зависимости от частоты колебаний основания. Параметры осциллятора близки к реальным: w = 2 Гц, Q=0.7.

Частотная область работы классического сейсмометра – область, где Х≈А, т.е. область р>w. Этим объясняется желание создать механическую систему сейсмометра с низкой собственной частотой для того, чтобы измерять колебания основания прибора на более низкой частоте. Однако с использованием современной радиоэлектроники для схем преобразователей малых механических колебаний пробных масс в электрический сигнал, острота необходимости создания очень низкочастотных механических систем отпала. Применение радиофизических преобразователей с малым уровнем собственных шумов позволяет получать информацию о низкочастотных сейсмических колебаниях и для механических систем относительно высокочастотных. Любой гравиинерциальный прибор, к которым относятся и сейсмометры, и гравиметры и наклономеры, представляет собой пробную массу, связанную с корпусом элементом жесткости и диссипативным элементом и снабженную устройством измерения малых механических перемещений пробной массы относительно корпуса. Это механический осциллятор. Отличаются разные приборы только величиной параметров используемых элементов, которые определяют основные характеристики прибора: частотный диапазон, затухание, предельное разрешение, динамический диапазон и т.п.

#### Однокоординатный чувствительный элемент прибора

За основу при создании однокоординатного чувствительного элемента, входящего в состав трехкоординатного прибора, было выбрано решение, описанное в первой части настоящего раздела отчета. Чувствительная механическая система для прибора СЭМ отличается тем, что в ней одноосность обеспечивается самими элементами механической жесткости. Кроме того в чувствительный элемент добавлена магнитная жесткость, обеспечивающая работу в присутствии силы тяжести при работе в условиях Марса. Рис.1.29 (вид сбоку и вид сверху) поясняет геометрию установки однокоординатных датчиков в приборе.



Рис. 1.29. Геометрия установки датчиков

70

Каждый датчик установлен под углом  $\phi = arctg\sqrt{2} \approx 0.955$  рад или 54.736 град. Дуги. Если датчики ориентированы так, что (Рис.1.29, вид сверху) проекция оси чувствительности датчика №1 направлена по оси х, проекция оси чувствительности датчика №2 – под углом 2 $\pi$ /3 к оси х, а проекция оси чувствительности датчика №3 – под углом (-2 $\pi$ /3) к оси х, то можно рассчитать ускорения, действующие на пробную массу каждого датчика при сейсмическом воздействии. Пусть мгновенное ускорение **a** основания прибора имеет вертикальную **a**<sub>6</sub> и горизонтальную **a**<sub>2</sub> составляющие, причём горизонтальная составляющая направлена под углом  $\beta$  к оси х. В этом случае, обозначая через **a**<sub>1</sub>, **a**<sub>2</sub>, **a**<sub>3</sub> – ускорения, действующие на пробные массы каждого датчика вдоль их осей чувствительности, получим:

$$a_{1} = a_{e} \cdot \cos \beta \cdot \sin \phi + a_{e} \cdot \cos \phi$$

$$a_{2} = a_{e} \cdot \cos(\frac{2\pi}{3} - \beta) \cdot \sin \phi + a_{e} \cdot \cos \phi$$

$$a_{3} = -a_{e} \cdot \cos(\beta - \frac{\pi}{3}) \cdot \sin \phi + a_{e} \cdot \cos \phi$$
(1.29)

Из этой системы из 3-х уравнений по измеренным  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$  можно найти  $a_8$ ,  $a_7$  и угол  $\beta$ , т.е. вектор мгновенного ускорения основания прибора.

# Предельная чувствительность, определяемая тепловыми шумами

Основные характеристики прибора, предназначенного для регистрации микроколебаний приповерхностных структур Марса: чувствительность измерения амплитуды смещений поверхности в районе частоты 1 Гц - 10<sup>-11</sup>м. Предельная чувствительность прибора определяется собственными тепловыми флуктуациями чувствительного элемента - механического осциллятора. Это вытекает из теоремы о равномерном распределении энергии по степеням свободы. В соответствии с теоремой осцилляторе Найквиста наличие В механическом диссипативного элемента, характеризующегося коэффициентом трения h, означает, что на пробную массу осциллятора действует флуктуационная сила со спектральной плотностью мощности  $F_n^2 = 4\kappa Th$  (к – постоянная Больцмана, Т – абсолютная температура). Условие обнаружения малой силы F(t) имеет вид [48]  $F(t) \ge \sqrt{4\kappa Th\Delta f}$ , где  $\Delta f$ - полоса частот, внутри которой лежит основная часть спектра F(t). При колебании основания прибора вследствие сейсмического воздействия амплитуды А и круговой частоты р, амплитуда силы инерции, действующей на пробную массу, F(t)=mAp<sup>2</sup>. Следовательно, минимально обнаружимая на фоне собственных тепловых шумов амплитуда сейсмических колебаний

$$A_{\min} = \frac{2}{p^2} \sqrt{\frac{\kappa T \omega_0 \Delta f}{mQ}}$$
(1.30)

где  $\omega_0$  - собственная частота осциллятора, m – величина пробной массы, Q – добротность осциллятора. Для m = 50 г,  $\omega_0 = 4\pi$  рад/с, Q = 1 и  $\Delta f=1\Gamma \mu A_{min}=3.10^{-9}$  см при p=2 $\pi$  рад/с. При p=20 $\pi$  рад/с  $A_{min}\approx 3.10^{-11}$  см =  $3.10^{-13}$ м. Динамический диапазон измеряемых смещений -  $10^{-5}$  м Частотный диапазон измеряемых сейсмических колебаний марсианской поверхности -  $10^{-1}$ -10 Гц. Выбранный частотный и динамический диапазоны обеспечивают возможность наблюдения разнообразных сейсмических событий.

# Состав прибора

Единственные, пока, сейсмические измерения на Марсе аппаратом «Викинг» дали очень много, несмотря на то, что получена только одна запись от 6 ноября 1976 года, подобная сейсмической. Получены оценки величин ветровых нагрузок на аппарат, получены величины характерных сейсмических шумов в редкие периоды ветрового затишья. Амплитуды сейсмических колебаний при этом составляли единицы микрон в диапазоне частот 1 ÷ 8 Гц. На одной из фотографий опоры Викинга видно, что абсолютная деформация поверхности под весом аппарата (его масса около 600 кг) составила 3.6 см. Диаметр опоры и известная нагрузка на опору позволили грубо оценить коэффициенты упругости для поверхностной породы Марса и оценить переменные деформации грунта под действием ветровой нагрузки в неволновой зоне вблизи опоры и на опоре спускаемого аппарата.



Рисунок 1.30 - Схема посадочной платформы «ЭкзоМарс»
На Рис.1.30 схематично изображены посадочная платформа «ЭкзоМарс» и все внешние силы, действующие на неё. F – сила ветровой нагрузки. F≈Sv<sup>2</sup>p/2, где р – плотность атмосферы Марса вблизи поверхности, S – эффективная площадь боковой поверхности аппарата, v – скорость ветра. Под действием силы F величина сил N<sub>1</sub> и N<sub>2</sub> (реакции опор) изменятся на величину  $\Delta N = Fh/2a$ . При h  $\approx$  a,  $\Delta N \approx F/2$ . Если S = 1m<sup>2</sup>, v=1m/c,  $\rho = 10^{-2}$  кг/м<sup>3</sup>,  $\Delta N \approx 5 \cdot 10^{-4}$  н и изменение вертикальной координаты этой опоры  $\Delta u \approx 2.5 \cdot 10^{-8}$ м. Вариации скорости ветра обычно существенно больше, в среднем около 5 м/с, поэтому соответствующее ∆и≈6.2.10<sup>-7</sup> м. Установка сейсмометра непосредственно на поверхность Марса вблизи опоры на расстоянии b от неё уменьшает шум в b/r раз, где r – радиус опоры. Так, если b=1м, а r=0.15м, шум от ветровой нагрузки уменьшится всего в 7 раз и составит  $\Delta u \approx 10^{-7}$  м. Таким образом, оценки шумов от ветровых нагрузок почти на 4 порядка больше предполагаемого предельного разрешения прибора. Радикальное решение проблемы проведения высокоточных сейсмических измерений – установка прибора под поверхностью (заглубление) на значительном расстоянии от спускаемого аппарата – десятки, сотни метров, на равнинном участке, чтобы в полной мере реализовать высокую чувствительность сейсмометра. Однако такое решение приведет к необходимости существенного увеличения общей массы прибора и на данном этапе работ оно неприемлемо.

Прибор «Сейсмогран-ЭМ» (СЭМ) представляет собой моноблок, устанавливаемый на боковую поверхность восьмигранного корпуса посадочной платформы (ПП) КА. После посадки для проведения непрерывных измерений прибор СЭМ устанавливается непосредственно на поверхность Марса. Прибор предохранен от прямого воздействия ветровых нагрузок защитным кожухом, доставляемым на поверхность специальным устройством. Блок-схема прибора СЭМ представлена на рисунке 1.31.

73



Рисунок 1.31 – Блок- схема прибора СЭМ



Рисунок 1.32 – Кожух с блоком датчиков внутри него (слева) и схема раскрытия СЭМ для доставки на поверхность Марса (справа)

На рис.1.32 изображен кожух с блоком датчиков внутри него. После установки кожуха, блок датчиков сбрасывается на поверхность Марса. Работа датчика в режиме мониторинга начинается после установки блока датчиков по местной гравитационной вертикали. Также на этом же рисунке изображена схема раскрытия СЭМ, предназначенная для доставки на поверхность Марса защитного кожуха после посадки спускаемого аппарата и срабатывания специальной пирочеки.

Важная составная часть прибора - система механической настройки прибора, предназначенная для выставления блока датчиков по гравитационной вертикали. Реальная схема выставления блока датчиков по вертикали изображена на Рис.1.33.



Рисунок 1.33 – Схема выставления блока датчиков по вертикали.

Блок датчиков, находящийся в узле блока датчиков (см. рис. 1.33), висящий на подпружиненном подвижном шарнирном подвесе, опирается на опору. В транспортном положении, узел блока датчиков и находящийся в нём блок датчиков находится в притянутом состоянии к семи конусным опорам, находящимся на планке (на 4 конуса садится узел блока датчиков, на 3 конуса садится блок датчиков) и зафиксированы задвижкой, находящейся в составе планки. Положение задвижки фиксируется пирочекой После срабатывания пирочеки, задвижка, под действием пружины, сдвигается и высвобождает узел блока датчиков и находящийся в нём блок датчиков. Узел блока датчиков и находящийся в нём блок датчиков, сходят с конусов, под собственным весом и опускаются на грунт. Далее, по команде, подаётся ток на электромагнит, находящийся в составе узла блока датчиков. Якорь электромагнита подтягивает на себя шарнир и висящий на нём блок датчиков. Блок датчиков поднимается с опоры и вывешивается в свободном состоянии, тем самым принимается вертикальное положение. После снятия напряжения с электромагнита, блок датчиков, под действием тарельчатых пружин опускается на опору и фиксируется на ней. В последней модификации магнит с тарельчатой пружиной перенесен выше блока датчиков, но суть работы устройства не изменилась. Блок электроники СЭМ предназначен для измерения колебаний и смещений пробной массы с помощью емкостного преобразователя, построенного на основе

использования микросхемы AD7746. Данная микросхема позволяет измерять дифференциальную емкость в диапазоне  $\pm 8 \text{ п}\Phi$  с разрешением в несколько а $\Phi$  (1 а $\Phi = 10^{-6}$  п $\Phi$ ). Проведенные измерения с макетом прибора в лабораторных помещениях ИКИ РАН, показали, что шумы составляют несколько fF и определяются в основном уровнем техногенных шумов в здании. При замене измерительной емкости на постоянную шумы падают до нескольких а $\Phi$ , что свидетельствует о возможности регистрации гравиинерционных сигналов на уровне ~  $10^{-8} \text{ м/c}^2$  в условиях малого уровня техногенных шумов.

Для проверки характеристик созданных макетов и щтатного образца прибора СЭМ были проведены его функциональные, физические испытания. Целью проведения испытаний является: определение крутизны преобразования датчиков первичной информации по реакции на наклоны основания блока датчиков первичной информации; определение предельной чувствительности датчиков по уровню собственных флуктуаций емкостного преобразователя.

Для проведения испытаний прибор был установлен на наклономерную плиту из дюралюминия толщиной 30 мм. Схематичное изображение плиты с тремя резьбовыми отверстиями A, B и C с винтами M8 представлено на рисунке 1.34.



Рисунок 1.34 – Наклономерная плита (схематичное изображение)

На плите точка С – неподвижна (винт в этой точке законтрен), точки А и В – подвижны. С помощью винтов с шагом резьбы h=1.25 мм можно наклонять плиту вокруг осей ВС и АС соответственно. Поскольку расстояние от точек А и В до соответствующих

осей равно b=343 мм, то величина угла наклона  $\Delta\beta$  плиты при повороте винта на один оборот составит  $\Delta\beta$ =h/b=1.25/343 = 3.6·10<sup>-3</sup> рад. Прибор СЭМ устанавливается на плите таким образом, чтобы проекции осей чувствительности датчиков располагались так, как показано на рисунке 8 (проекция оси чувствительности датчика 1 прибора (4) – вдоль линии наклона вокруг ВС, а оси чувствительности датчиков 2 и 3 под углом ±60 градусов к линии наклона). Пусть задаваемый наклон составляет  $\Delta\beta$  рад (случай опускания точки A – изображен красной стрелкой вдоль линии наклона). Для датчика 1 – это отрицательное направление. При этом наклоны для датчиков 2 и 3 составят  $\Delta\beta/2$  в положительном направлении. Каждый датчик наклонен в вертикальной плоскости так, что угол между его осью чувствительности и гравитационной вертикалью составляет  $\beta$ , и проекция вектора ускорения свободного падения на ось чувствительности каждого датчика составляет a=g-cos $\beta$ , (cos $\beta$  = 1/ $\sqrt{3}$ ; sin $\beta$  =  $\sqrt{2}/\sqrt{3}$ ).

Изменение проекции ускорения свободного падения на ось чувствительности датчика при наклоне плиты на угол  $\Delta\beta$   $\Delta a=-g \cdot \sin\beta \cdot \Delta\beta = -g \cdot 0.8165 \cdot \Delta\beta$ . Таким образом при наклоне плиты на угол  $\Delta\beta$  получаем: для датчика 1  $\Delta a_1 = g \cdot \sin\beta \Delta\beta$ ; для датчика  $\Delta a_2 = -g \cdot \sin\beta \cdot \Delta\beta/2$ ; для датчика 3  $\Delta a_3 = -g \cdot \sin\beta \cdot \Delta\beta/2$ . С учетом  $\Delta\beta = 3.6 \cdot 10^{-3}$  рад, полученное при одном обороте регулировочного винта, изменение проекций ускорения свободного падения на оси чувствительности датчиков:  $\Delta a_1 \approx 2.88 \cdot 10^{-2}$  м/с<sup>2</sup>;  $\Delta a_2 = \Delta a_3 \approx -1.44 \cdot 10^{-2}$  м/с<sup>2</sup>.

После установки наклономерной плиты в горизонтальное положение с точностью 10 угл. сек. с помощью оптического квадранта КО-10, было проведено эталонирование прибора СЭМ методом наклонов. Датчик №2 прибора СЭМ расположен вдоль линии наклона, изменение проекции ускорения свободного падения на ось чувствительности датчика №2 на один оборот регулировочного винта плиты  $-0.0288 \text{ м/c}^2$ . Изменение ускорений для датчиков 1 и 3 на один оборот регулировочного винта плиты  $-0.0144 \text{ м/c}^2$  с обратным знаком. В качестве иллюстрации в таблице 1.1 и на рисунке 1.35 приведены результаты эталонирования прибора СЭМ (один шаг наклона плиты – два оборота регулировочного винта плиты) только для датчика 1.

Таблица 1.1 – Измерения для датчика № 1 (один шаг наклона плиты – два оборота регулировочного винта – 0.0576 м/с<sup>2</sup>)

	Изменение		Изменение	Крутизна	Уход крутизны
Кол-во	проекции ускорения		величины	преобразова	преобразования
оборотов	свободного падения	С (пФ)	дифференци	ния.	•
регулирово	на оси		альной	Кп	$Kn - Kcp_{100}$
чного винта	чувствительности		емкости.		$\frac{1}{Kcn}$ ·100
плиты.	датчика, вдоль		$C-Co(\pi\Phi)$		Кер
n	которого				
	происходит наклон				
	стола.				
	$\Delta a(M/c^2)$				
0	0	0.725	0		
1	0.0576	0.975536	0.250536	4.34958	1.920258
2	0.1152	1.193393	0.468393	4.065911	-4.72672
3	0.1728	1.454822	0.729822	4.223505	-1.03395
4	0.2304	1.727143	1.002143	4.34958	1.920258
5	0.288	1.977679	1.252679	4.34958	1.920258
			k cp =	4.267631	



Рисунок 1.35 – Измерения для датчика № 1

Среднее значение крутизны преобразования для датчика № 1. Кср<sub>1</sub>=ΣКі<sub>1</sub>/п≈4.267 пФ/м/с<sup>2</sup>. Аналогичные таблицы и графики были получены и для датчиков №2 и №3 : Кср<sub>2</sub>≈4.45 пФ/м/с<sup>2</sup>; Кср<sub>3</sub>≈4.332 пФ/м/с<sup>2</sup>. Среднее значение крутизны преобразования по трем одноосным датчикам СЭМ составляет Кср=4.349 пФ/м/с<sup>2</sup>. Уход крутизны

преобразования всех датчиков не превышает 10 % относительно величины среднего значения Кср.

Величина предельной чувствительности прибора определяется собственными флуктуациями осциллятора тепловыми равновесными механического каждого чувствительного элемента – датчика. При этом минимально обнаружимое ускорение определяется соотношением:  $a_{min} = \omega_0 \sqrt{\kappa T/m}$ , где  $\omega_0$  – собственная частота механического осциллятора, к – постоянная Больцмана, Т – абсолютная температура, т – величина пробной массы осциллятора. Для  $\omega_0 \approx 2\pi \cdot 4$  рад/с,  $\kappa = 1.38 \cdot 10^{-16}$  эрг/гр, T=300 K, m $\approx 20$  г,  $a_{\min} \approx 10^{-6} \text{ см/c}^2 = 10^{-8} \text{ м/c}^2$ . В условиях наземной лаборатории величина шумов определяется всевозможными техногенными воздействиями и составляет  $10^{-5} - 10^{-6}$  м/с<sup>2</sup>, в зависимости проводятся измерения. Поэтому получить прямую от времени суток, когда экспериментальную оценку влияния тепловых равновесных флуктуаций на фоне шумов в основном техногенного происхождения не удается.

Существует еще один источник шумов, также ограничивающий предельную чувствительность прибора по измеряемым ускорениям. Это – емкостный преобразователь малых механических смещений пробной массы, построенный, в данном случае, на основе микросхемы AD7747, с помощью которого измеряется величина дифференциальной емкости. Минимальная величина емкости, измеряемой с помощью этой микросхемы, составляет ∆С<sub>мин</sub>≈1 аФ (или 10<sup>-6</sup> пФ). С помощью этой величины и возможно оценить минимально обнаружимое ускорение, используя значение крутизны преобразования К каждого датчика, полученное при эталонировании методом наклонов. Оно определяется соотношением: amin= $\Delta C_{\text{мин}}/K$ . Используя (25) для датчиков 1, 2 и 3, рассчитаем  $a_{\min 1} \approx 2.34 \cdot 10^{-7}$  M/c<sup>2</sup>;  $a_{\min 2} \approx 2.25 \cdot 10^{-7}$  M/c<sup>2</sup>; ускорение: минимально обнаружимое а<sub>min3</sub>≈2.31.10<sup>-7</sup> м/с<sup>2</sup>. При эталонировании методом наклонов задавалось несколько значений углов наклона плиты с установленным на ней прибором и несколько соответствующих значений ускорений вдоль оси чувствительности датчиков. Величина динамического диапазона определяется тем значением изменения проекции ускорения свободного падения на ось чувствительности датчика, при котором отступление от линейной зависимости показаний емкостного преобразователя от воздействующего ускорения будет более 10%. Ни в одном случае, по результатам эталонирования, отступление от линейности графика показаний емкостного преобразователя не достигает 10%. Поэтому в качестве мажорирующей оценки величины динамического диапазона прибора можно принять  $a_{\pi\pi}=1.4\cdot 10^{-1}$  м/c<sup>2</sup>. Величины минимальных измеряемых наклонов основания прибора несложно получить из результатов эталонирования, поскольку оно осуществляется методом наклонов. Учитывая, что один оборот регулировочного винта плиты соответствует наклону корпуса прибора на угол 3.6·10<sup>-3</sup> рад, очевидно, что минимальный угол наклона основания, который можно измерить с помощью этого прибора, составляет 2.9·10<sup>-8</sup> рад в диапазоне  $\pm 1.7\cdot10^{-2}$  рад. Величина минимально обнаружимых углов наклона прибора 2.9·10<sup>-8</sup> рад определяет величину минимально обнаружимых изменений ускорения свободного падения, которая составляет 2.4·10<sup>-7</sup> м/с<sup>2</sup> в динамическом диапазоне 1.4·10<sup>-1</sup> м/с<sup>2</sup>. Чувствительность по амплитуде вертикальных  $A_{\rm B}$  и горизонтальных  $A_{\rm r}$  колебаний основания прибора в окрестности f = 1 Гц определяется из простых соотношений:  $A_{\rm B} = a_{\rm min}/(2\pi f)^2 \cos\beta$ ,  $A_{\rm r} = a_{\rm min}/(2\pi f)^2 \sin\beta$ . Для  $a_{\rm min} = 10^{-8}$  м/с<sup>2</sup>, определяемого тепловыми флуктуациями механического осциллятора, получаем:  $A_{\rm R} \approx 4.4\cdot10^{-10}$  м;  $A_{\rm r} \approx 3\cdot10^{-10}$  м.

Исследования, проведенные в ходе разработки и создания прибора СЭМ, и результаты испытаний, в первую очередь физических испытаний, показали, что основные принципы, заложенные при создании этого устройства, оправдались. В результате проведенных работ получен прибор, основные характеристики которого близки к запланированным. Выявлены возможности усовершенствования сейсмометра, являющегося одновременно гравиметром и наклономером, связанные с внесением изменений в конструкцию емкостного преобразователя и уменьшением зазоров в измерительных дифференциальных емкостях, внесением изменений в технологию сборки «растяжек» и применением лент из бериллиевой бронзы меньшей толщины, увеличением расстояния между постоянными магнитами для снижения собственной частоты колебаний пробной массы.

Разработанный прибор может найти применение при измерениях на Земле для получения не только сейсмической информации, но и информации о геодинамических и деформационных процессах в области сверхнизких частот, вплоть до квазистатических вариаций наклонов и ускорения свободного падения. Запланировано продолжение работ по измерению сейсмической активности Луны, для чего намечены и уже начаты работы по созданию сейсмоакселерометра СЕЙСМО-ЛР по своей конструкции близкого к описанному прибору СЭМ для измерений на Марсе. Основное отличие прибора СЕЙСМО-ЛР от СЭМ состоит в том, что для него не нужна система доставки на поверхность планеты. Отсутствие на Луне атмосферы и помех от ветровых нагрузок позволяет вести измерения прибором, установленным на спускаемой платформе. Запуск космического аппарата по программе Луна-Ресурс намечен на 2025 год.

80

#### 1.4.3 Обработка данных наблюдений с помощью гидростатического нивелира

Гидростатические нивелиры для геофизических исследований применяются давно [49, 50]. Увеличение базы ГН приводит к качественному изменению получаемой информации об относительных вертикальных подвижках концевых сосудов прибора. Принцип работы длиннобазисного гидростатического нивелира (ДГН), разработанного и созданного в ИФЗ РАН, и его технические характеристики, позволяющие применить его для анализа геофизических процессов, происходящих как в земной коре, так и внутри планеты, достаточно подробно рассмотрены в статьях [51, 52].

Основные задачи, решаемые с помощью ДГН: измерение приливных эффектов в твердой Земле; измерение деформаций в земной коре, обусловленных тектоническими процессами; измерение вариации угловой скорости вращения Земли внутри суток; измерение крутильных подвижек блоков литосферы; отклик на движение внутреннего ядра Земли; изучение собственных колебаний Земли. Длиннобазисный гидростатический нивелир, разработанный в ИФЗ РАН, отличается следующими конструктивными особенностями: 1) в измерительном сосуде нет движущихся частей, измерительный элемент представляет собой цилиндрический конденсатор, емкость которого изменяется при перемещении диэлектрической жидкости внутри него; 2) в измерительном сосуде установлен второй, опорный измерительный элемент, в котором уровень жидкости не меняется при вертикальном перемещении сосудов, и который используется для компенсации влияния изменения температуры.

Такая конструкция прибора позволяет измерять вертикальные относительные перемещения измерительных сосудов в десятки сантиметров с разрешением в доли микрона, что дает возможность увеличить линейную базу нивелира до нескольких километров. Для проведения испытаний длиннобазисного гидростатического нивелира макетный образец прибора был размещен в помещении на первом этаже прогностического центра ИФЗ РАН в пос. Мосрентген. Ограничение размеров помещения позволило создать базу между измерительными сосудами лишь около 8.5 м. Тем не менее, была проверена работоспособность всей системы, проведены калибровки и оценки точности. Был выполнен практически весь объём исследований, необходимый для проведения работ при увеличении линейной базы прибора до километра и более.

## Результаты исследований ДГН

С 2017 г. проводятся непрерывные измерения с помощью ДГН, а также работы по совершенствованию конструкции и программного обеспечения прибора и анализ

полученных результатов. С целью уменьшения влияния изменения температуры, приводящего к изменению объёма жидкости и значительному изменению уровня жидкости в измерительных сосудах, в систему гидронивелира был введен "расширительный сосуд", что необходимо при построении ГН с большой линейной базой. Например, при длине базы 1 км, если диаметр измерительного сосуда в 2.5 больше диаметра соединительной трубки (r=1 см), а коэффициент объёмного расширения жидкости  $\beta \approx 7 \cdot 10^{-4}$  1/град, изменение уровня жидкости в каждом измерительном сосуде

при изменении температуры на 1 С составит  $h = \frac{1}{2} \left(\frac{r}{R}\right)^2 L\beta \Delta T \approx 10$  см! Это огромная величина, превышающая динамический диапазон емкостного преобразователя. Если же в разрыв соединительной трубки введен расширительный сосуд площади *S* (при диаметре сосуда около 50 см, *S*≈2000 см<sup>2</sup>), то соответствующее изменение уровня жидкости в каждом измерительном сосуде при изменении температуры на 1°C составит  $h = \frac{\pi r^2 L\beta \Delta T}{2\pi R^2 + S} \approx 0,11$ см т.е. на два порядка меньше. Однако при введении в ДГН расширительного сосуда изменяется соотношение между изменением вертикального

положения измерительного сосуда и изменением уровня жидкости в нём.

Пусть площадь измерительных сосудов *s*, а площадь расширительного сосуда – *S*;  $H_1$ ,  $H_3$  – изменение вертикального положения концевых измерительных сосудов;  $H_2$  – изменение вертикального положения расширительного сосуда;  $x_1$ ,  $x_3$  – изменение уровня жидкости в концевых сосудах;  $x_2$  – изменение уровня жидкости в расширительном сосуде. Уравнения равновесия и сохранения массы:

$$x_{1}s + x_{2}S + x_{3}s = 0,$$

$$H_{1} + x_{1} = H_{2} + x_{2},$$

$$H_{1} + x_{1} = H_{3} + x_{3},$$
(1.31)

откуда

$$x_{1} = \frac{-H_{1}(S+s) + H_{2}S + H_{3}s}{S+2s},$$

$$x_{2} = \frac{s(H_{1}-2H_{2}+H_{3})}{S+2s},$$

$$x_{3} = \frac{H_{1}s + H_{2}S - H_{3}(S+s)}{S+2s}.$$
(1.32)

Положительный знак *H* означает подъём измерительных сосудов и бачка. При проведении калибровок и анализе результатов измерений необходимо учитывать соотношения (1.32). Для проведения калибровки прибора, первый измерительный сосуд **a** был установлен на специальной платформе, которую можно поднимать и опускать с помощью регулировочных микрометрических винтов.



Рисунок 1.36 – Графики изменения измерительной емкости в сосуде a (слева) и изменения измерительной емкости в сосуде b при опускании сосуда (справа)

На рис. 1.36 приведены графики изменения измерительной емкости в пФ в сосуде **a** при его опускании в общей сложности на 6 мм. и график изменения измерительной емкости в измерительном сосуде **b** при опускании сосуда **a**. В соответствии с выражением (1.32) отношение  $C_a/C_b=x_1/x_2=(S+s)/s$ , поскольку  $H_2=H_3=0$ . При диаметре расширительного сосуда ~38 см, и диаметре измерительного сосуда ~6 см, отношение  $C_a/C_b=40$ , что с точностью до ошибок (отличающиеся друг от друга значения коэффициентов преобразования двух емкостных датчиков в разных сосудах) близко к значению из приведенных графиков:  $C_a/C_b\approx38.65$ . Коэффициент преобразования прибора по разности значений изменения емкостей в двух сосудах составляет  $k\approx(0.09888\pm0.0002)$  пФ/мм.

В ходе калибровок была проведена оценка постоянной времени прибора. На рис.1.37 представлена запись значений емкости в сосуде **a** после его опускания.



Рисунок 1.37 – График определения постоянной времени прибора

Величина постоянной времени прибора составила т≈110 с. Этот параметр прибора позволяет оценить его возможности при использовании для измерения сейсмических длиннопериодных сигналов. Минимальный период сейсмических сигналов, которые можно измерить с помощью данного ГН, составит величину около 100 с. Для ДГН с базой в 1 км постоянная времени существенно больше и минимальный период измеряемых сейсмических сигналов также существенно вырастет.

На рис. 1.38 приведены результаты анализа непрерывной записи трёхмесячных измерений относительных превышений в направлении запад-восток с 30.03.2017 г. с периодом 6 с. Исходные данные представлены на рис. 1.36, в следующем виде:1 - уровень жидкости в измерительном сосуде **a**, пФ, 2 - температура емкостного датчика в сосуде **a**, °C, 3 - напряжение питания схемы датчика в сосуде **a**, В, 4 - уровень жидкости в измерительном сосуде **b**, 5 - температура емкостного датчика в сосуде **b**, 6 - напряжение питания схемы датчика в сосуде **b**, 6 - напряжение питания схемы датчика в сосуде **b**.



Рисунок 1.38 – Результаты анализа измерений с помощью ДГН, *a* – графики записи исходных данных: 1, 4 – уровни жидкости в измерительных сосудах **a** и **b** соответственно, пФ; 2, 5 – температура емкостных датчиков в сосудах **a** и **b**, °C; 3, 6 – напряжение питания схемы датчиков в сосудах **a** и **b** соответственно, В; *б* – компенсированный от влияния температуры и напряжения питания сигнал датчика **a**; *в* – компенсированный от влияния температуры и напряжения питания сигнал датчика **b**; *г* – разность компенсированных сигналов измерительных сосудов **a**–**b** 

Данные о вариациях уровня жидкости в каждом сосуде были компенсированы от влияния вариаций температуры и напряжения питания соответствующего датчика. На рис. 1.36(б) представлен компенсированный сигнал измерительного сосуда **a**, на рис. 1.38(в) компенсированный сигнал измерительного сосуда **b**. Разность компенсированных сигналов сосудов **a** и **b** представлена на рис. 1.38(г). По результатам разности компенсированных каналов (рис. 1.38(г))) был проведен спектральный анализ (рис. 1.39).



Рисунок 1.39 – Спектральный анализ разности компенсированных сигналов измерительных сосудов **a** и **b** 

Проведенный спектральный анализ выявил ожидаемый пик на периоде 24 часа, связанный с колебаниями внешней температуры "день-ночь" и приводящий к периодическим наклонам здания. В переводе на угловые секунды соответствующий наклон здания по проведенным измерениям на суточном периоде составляет около 0.2 угл. сек. Большой уровень шумов обусловлен также наличием ветровых нагрузок, приводящих к наклонам здания из-за его значительной парусности. Организация непрерывных измерений направления и силы ветров, а также внешней температуры и их учёт могли бы существенно снизить уровень шумов и позволить измерять сигнал уровня приливных явлений даже при установке ДГН внутри здания. Проведенные работы по совершенствованию гидростатического нивелира, в первую очередь в части электроники датчиков уровня в измерительных сосудах и программного обеспечения, показали, что прибор практически готов для измерений на большой линейной базе.

# Новая схема ДГН, необходимая при измерениях на большой линейной базе

Анализ результатов измерений, полученных с помощью ДГН, показал необходимость внесения изменений в схему прибора для перехода к измерениям на больших линейных базах. В настоящее время измерения ведутся в соответствии со схемой, приведенной на рис. 1.40 следующим образом. С помощью емкостного преобразователя измеряется разность уровней в измерительном и опорном сосудах 1-3 и 2-4 соответственно (без компенсационных объемов 7-8), затем эти величины, соответствующие левой и правой сторонам ДГН, вычитаются и получается разность уровней концевых сосудов. Применение расширительного сосуда 5 существенно уменьшило вариации уровня жидкости в измерительном сосуде при изменении температуры, однако высокого уровня компенсации влияния вариаций температуры с помощью опорных сосудов достичь не удалось. Это объясняется тем, что опорный сосуд имеет малый объем, равный объему измерительного сосуда без соединительных трубок. При малой базе прибора – до 10 м – ошибка в измерениях невелика. Однако она может стать значительной при переходе к километровой базе. Подготовительные работы для установки прибора в километровой штольне связаны также и с разработкой новой схемы длиннобазисного гидростатического нивелира, приведенной на рис. 1.40.



Рисунок 1.40 – Схема длиннобазисного гидростатического нивелира с расширительным сосудом и опорными измерительными сосудами для компенсации вариаций температуры: 1, 2 – концевые измерительные сосуды; 3, 4 – опорные компенсационные сосуды, 5 –

расширительный сосуд для уменьшения влияния изменения объема жидкости с изменением температуры; 6 – соединительная трубка; 7, 8 – объемы для компенсации влияния изменений температуры; 9, 10 – специальные устройства для точного подбора величины компенсационных объемов

Задача состоит в том, чтобы определить величину объемов для компенсации влияния изменений температуры в зависимости от параметров гидростатического нивелира. Весь объём жидкости V в измерительной системе определяется соотношением:  $V = Ls_1 + 2hs + hS$ , где L – общая длина соединительной трубки сечением  $s_1$ ; S – площадь расширительного сосуда; s – площадь измерительных сосудов; h – высота жидкости в сосудах расширительном и измерительных. При изменении температуры на величину  $\Delta T$ , если коэффициент объемного расширения жидкости  $\beta$ , объем жидкости изменится на величину  $\Delta V = V\beta\Delta T$ . При условии, что коэффициенты объёмного расширения материала сосудов и соединительной трубки существенно меньше коэффициента объёмного расширения жидкости  $\beta$ , связь между изменением уровня жидкости  $\Delta h$  и остальными параметрами прибора определяется соотношением:  $\Delta V = \Delta h(2s+S)$ . Из двух последних соотношений получаем:

$$\Delta h = \beta \Delta T \left[ \frac{Ls_1}{2s+S} + h \right] \tag{1.33}$$

Основная задача повышения уровня компенсации – добиться ситуации, когда уровень жидкости в компенсационном сосуде при изменении температуры изменится на ту же величину  $\Delta h$ . Присоединив к опорным компенсационным сосудам специальные компенсационные объемы  $V_k$ , получим, что при изменении температуры на величину  $\Delta T$  уровень в сосуде изменится на величину:

$$\Delta h = \beta \Delta T \, \frac{V_k + hs}{s} \tag{1.34}$$

Приравняв (1.33) и (1.34) – это условие максимальной компенсации влияния изменений температуры, определим величину компенсационного объёма через параметры нивелира:  $V_k = \frac{Ls_1s}{2s+S}$ . Теперь проведем оценки величины объема  $V_k$  сначала для короткой базы, на которой в настоящее время ведутся измерения. Имея геометрические размеры  $d_1$ =1.4 см, d=2 см, D=38 см и применяя очевидные формулы  $s_1$ = $\pi d_1^2/4$ ,  $s = \pi d^2/4$ ,  $S = \pi D^2/4$ ., получаем:  $s_1$ =1.54 см<sup>2</sup>, s=3.142 см<sup>2</sup>, S=1134.12 см<sup>2</sup>. Отсюда получаем, что при базе прибора – 8.5 м необходим компенсационный объем  $V_k \approx 3.6$  см<sup>3</sup>. При этом изменение уровня жидкости в измерительном и опорном сосудах при изменения уровня в опорном и измерительном сосудах будет зависеть от степени компенсации, и не будет превышать 4·10<sup>-5</sup> см. Без компенсационного объема величина не скомпенсированного изменения уровня в измерительном сосуде составит около 3.5·10<sup>-3</sup> см на 1°С.

Если же линейная база гидростатического нивелира составляет 1 км или  $10^5$  см, то необходимый компенсационный объем составит величину  $V_k \approx 424.07$  см<sup>3</sup> = 0.424 л. При этом изменение уровня жидкости в опорном и измерительном сосудах составит  $\Delta h \approx 0.098$  см или около 1 мм, а разность изменений уровня жидкости в этих сосудах не превысит  $10^{-3}$  см при изменении температуры на 1°C. Здесь можно напомнить, что амплитуда лунно-солнечных приливных вариаций наклонов земной коры в пересчете на изменение уровня

жидкости в измерительных сосудах составит ~ $10^{-2}$  см, что на порядок превышает изменение разности уровней при изменении температуры на 1 °C. Если еще учесть, что в штольне стабильность температуры составит несколько сотых градуса, а степень компенсации можно увеличить, то очевидно, что угловое разрешение гидростатического нивелира можно поднять до  $10^{-10}$  рад. и выше. Напомним, что амплитуда угловых деформаций земной поверхности из-за лунно-солнечных приливных эффектов составляет ~ $10^{-7}$  рад.

Уместно напомнить, что по величинам изменения уровня жидкости В измерительных сосудах несложно перейти к вертикальным перемещениям самих сосудов. С учетом включения в состав ГН расширительного сосуда, уравнение сохранения массы и (1.32).уравнения равновесия имеют ВИД Совершенствование конструкции длиннобазисного нивелира в соответствии с рис.1.40 с включением в его состав не только расширительного сосуда большей площади S, но и компенсационных объемов с устройствами, позволяющими изменять их величину для достижения высокой степени компенсации влияния вариаций температуры, даст возможность добиться уменьшения влияния изменений температуры, что особенно важно для систем с большой базой.

# Совершенствование измерительной системы

В ходе работ основное внимание уделялось вопросам более точного учета влияния вариаций температуры. В емкостном датчике, построенном на основе использования микросхемы AD7746, уже существует встроенный датчик температуры, информация с которого используется для учета влияния вариаций температуры при математической обработке результатов измерений. Однако этот датчик температуры измеряет температуру кристалла, на котором построена микросхема. Эта температура связана не только с температурой окружающей среды, но с температурой кристалла, которая зависит от многих параметров, в том числе от величины тока в микросхеме. Для оценки вариаций необходима температуры жидкости В гидростатическом нивелире, установка независимого датчика температуры, с помощью которого можно характеризовать изменение температуры в помещении, где находится прибор. Если линейная база прибора значительна и составляет сотни метров или километры, желательна установка не одного, а нескольких датчиков для учета изменения не только температуры, но и её градиентов линейной базы гидростатического нивелира. В данном случае такой датчик вдоль вариаций температуры был установлен в помещении с гидростатическим нивелиром. Упрощенная схема датчика температуры изображена на рис. 1.41.

89

Две пластины из кварцевого стекла с металлизированными плоскостями 1 и 2 (воженное серебро) с помощью детали 6 укреплены на основании 5. Аналогичным способом на детали 5 укреплена пластина из меди 3. Пластины 1-3 и 2-3 попарно образуют дифференциальные измерительные емкости  $C_{1-3}$  и  $C_{2-3}$ . С помощью емкостного преобразователя 4 измеряется разность емкостей  $C_{1-3}$  и  $C_{2-3}$ . Например, при понижении температуры на  $\Delta T$  общая для меди и кварцевого стекла база z уменьшится на  $\Delta z=z \cdot (\alpha_{M} - 1)$ 

 $\alpha_{\rm KB}$ )- $\Delta T$ . При этом разность емкостей  $\Delta C = \frac{S}{4\pi} \left( \frac{1}{d - \Delta z} - \frac{1}{d + \Delta z} \right) \approx C_0 \frac{2z\Delta\alpha}{d} \Delta T$ .  $C_0 \approx 2 \ \Pi \Phi$ (S=1 см<sup>2</sup>, d=0.4 мм). Если z=1 см,  $\Delta \alpha \approx 10^{-5}$  1/°C,  $\Delta C = 10^{-3} \Delta T \ \Pi \Phi$ . Чувствительность такого датчика составляет несколько единиц тысячной градуса.



Рисунок 1.41 – Схема датчика температуры: 1, 2 – пластины из кварцевого стекла с воженным серебром, 3 – пластина из меди, 4 – емкостный преобразователь, 5 – основание, 6 – специальная опорная деталь

Наряду с датчиком температуры был также установлен датчик вариаций атмосферного давления, с помощью которого проводятся непрерывные измерения с частотой опроса 1 раз в 10 минут. Анализ данных с ДГН совместно с данными о вариациях атмосферного давления позволит выявить зависимость локальных наклонов здания, связанных с изменением давления на грунт. Разработано новое программное обеспечение "HL\_Readerv1.3", позволившее получать результаты измерений в единицах вертикальных относительных перемещений концевых измерительных сосудов. Данные записываются в память компьютера с периодом 6 с или 60 с. Визуально на мониторе компьютера можно наблюдать процесс изменения результатов измерений. Работы по совершенствованию программного обеспечения длиннобазисного гидростатического нивелира, а также работы по обеспечению возможности непрямого доступа, позволяющего получать информацию с гидростатического нивелира на компьютере, находящемся на значительном удалении от прибора, позволяют более эффективно проводить измерения, не создавая помехи присутствием оператора вблизи ДГН.

Проведенные с помощью макета ДГН измерения показали правильность выбранных технических решений для создания системы ДГН с линейной базой около 1 км. Удалось экспериментально подтвердить эффективность применения нового разработанного надёжного ёмкостного преобразователя без сложных для изготовления подвижных частей, позволившего сохранить высокую чувствительность при широком динамическом диапазоне измерения смещения уровня жидкости до нескольких см и обеспечить возможность проведения измерений на больших базах. Повышению эффективности измерений на больших базах способствует предложенная новая схема ДГН с введением объемов для компенсации влияния вариаций температуры. Разработанное программное обеспечение позволило получать все данные в системе удаленного доступа и провести необходимую обработку полученной информации.

Проведены совместные совещания представителей ИФЗ РАН и ТРИНИТИ по согласованию порядка и объёма работ по изготовлению ДГН с компенсационными объемами и его установке в штольне ТРИНИТИ. Заключено соглашение о совместных работах по организации и проведению измерений с помощью уникального прибора с линейной базой около 1 км, позволяющего решить целый ряд проблем фундаментального и прикладного характера. К сожалению ситуация с распространением короновирусной инфекции в стране и мире задержала реализацию этих планов. Есть надежда, что в 2022 году измерительная система ДГН будет построена и регулярные измерения в штольне начнутся.

### 1.4.4 Анализ данных высокодобротного крутильного маятника

В пос. Мосрентген в подвальном помещении прогностического центра ИФЗ РАН установлен макет прибора для изучения особенностей сейсмического фона, построенного на основе использования крутильного маятника кавендишевского типа. Основой прибора является коромысло с подвесом на тонкой нити, которое оснащается электронным преобразователем его движений в электрический сигнал и помещается затем в корпус из нержавеющей стали. Целью наблюдений особенностей микросейсмического фона является попытка подойти к поиску краткосрочных предвестников сильных землетрясений. С целью получения статистически значимого материала была организована непрерывная запись результатов измерений в память компьютера в режиме непрямого доступа.

В силу ряда технических причин в 2021 г. удалось получить самую длинную непрерывную запись маятника с 04 августа по 17 сентября. Ниже в этом параграфе будет проведен анализ этой записи с целью определения связей аномалий колебания маятника с сейсмическим фоном.

На рис.1.42(а) представлен график показаний крутильного маятника после огрубления данных и перехода к шагу по времени 1 минута. Вычислялась авторегрессионная мера нестационарности, в скользящем временном окне длиной 720 минут со смещением 60 минут. На рис.1.42(б) красными точками выделены моменты времени существенных максимумов меры, 30 моментов времени. На рис.1.42(в) представлены моменты времени сейсмических событий М≥5.7 с глубиной эпицентра ≤100 км, 38 событий.



Рисунок 1.42 – (а) – показания маятника после перехода к шагу по времени 1 минута; (б) – оценка авторегрессионной меры нестационарности показания маятника в скользящем временной окне длиной 720 минут со смещением 60 минут в зависимости от положения правого конца временного окна, красными точками выделены моменты времени локальных максимумов меры нестационарности, превосходящих порог 1; (в) – моменты времени сейсмических событий с магнитудой не ниже 5.7.

Ниже дано описание используемой меры нестационарного поведения случайного сигнала.

Авторегрессионная мера нестационарности сигнала  $R^2$ . Пусть x(t) – изучаемый сигнал, n – половина длины скользящего временного окна, которое далее будем называть «коротким». Пусть  $\tau$  – центр двойного скользящего временного окна, в которое, тем самым, входят временные отсчеты t, удовлетворяющие условию  $\tau - n \le t \le \tau + n$ . Для левой и правой половин короткого окна построим скалярную авторегрессионную модель порядка p = 2 сигнала x(t).

$$x(t) + \sum_{k=1}^{p} a_{k}^{(p)} x(t-k) = e^{(p)}(t) + d^{(p)}$$
(1.35)

Оценивая модель независимо по выборкам, попавшим в левую и правую половины двойного скользящего временного окна, получим два вектора параметров:  $\theta_1^{(p)}$  и  $\theta_2^{(p)}$  соответственно. Обозначим  $\Delta \theta = \theta_2^{(p)} - \theta_1^{(p)}$  - разницу между векторами оценок на правой и левой половинах скользящего временного окна.

Если поведение изучаемого сигнала на левой и правой половинах сильно различаются, то будет увеличиваться разница  $\Delta \theta$ . Для «взвешивания» вектора  $\Delta \theta$  в качестве метрической матрицы логично использовать матрицу Фишера, поскольку она определяет скорость изменения логарифмической функции правдоподобия в окрестности точки максимума по параметрам:

$$B = -\frac{\partial^2 \ln(\Phi)}{\partial \theta \,\partial \theta}, \quad \ln(\Phi) = -(n-p)\ln(\sigma_p) - \frac{1}{2\sigma_p^2} \sum_{t} (x(t) - c^T Y(t))^2 \tag{1.36}$$

- матрицы вторых производных по параметрам от условной логарифмической функции правдоподобия авторегрессионной модели. Обозначим через  $B^{(1)}$  и  $B^{(2)}$  матрицы, вычисленные по левой и правой половинам скользящего окна соответственно. Тогда мерой нестационарности поведения процесса x(t) в симметричной окрестности точки  $\tau$  будет величина:

$$r^{2}(\tau) = \left(\Delta\theta^{T}B^{(1)}\Delta\theta + \Delta\theta^{T}B^{(2)}\Delta\theta\right) / (2(n-p))$$
(1.37)

В формуле (1.37) полусумма длин вектора разности параметров  $\Delta \theta$ , измеряемых с помощью метрических матриц  $B^{(1)}$  и  $B^{(2)}$ , делится на (n-p) – число отсчетов в левой и правой частях скользящего окна за вычетом числа авторегрессионных параметров. Такая метрика обеспечивает естественную безразмерную меру нестационарности поведения

исследуемого сигнала. Проведя несложные выкладки, нетрудно получить следующее выражение:

$$\Delta\theta^T B \Delta\theta = \frac{2(\Delta\sigma_p)^2}{\sigma_p^2} + \frac{\Delta c^T (\sum_t Y(t) Y^T(t)) \Delta c}{\sigma_p^2 (n-p)} + \frac{4\Delta c^T \Delta\sigma_p \sum_t e^{(p)}(t) Y(t)}{\sigma_p^3 (n-p)}$$
(1.38)

полезное при вычислении значения меры нестационарности (1.37).

Используя формулы (1.37-1.38) можно определить другую, более устойчивую меру нестационарного поведения исследуемого сигнала внутри «длинного» временного интервала, состоящего из N последовательных отсчетов. Для этого возьмем «короткое» окно радиуса n отсчетов, 2n+1 < N, и вычислим меру нестационарного поведения  $r^2(\tau)$  для всех возможных положений центральной точки  $\tau$  внутри «длинного» окна, при которых «короткое» окно целиком лежит внутри «длинного». Нетрудно посчитать, что число таких допустимых положений центральной точки  $\tau$  равно N-2n. Определим интегральную меру нестационарности  $R^2$  для «длинного» окна как медиану значений  $r^2(\tau)$  для всех допустимых положений центральной точки  $\tau$  «короткого» окна внутри «длинного».

Для анализа случайного сигнала, график которого представлен на рис.1.42(а), использовалась длина «длинного» окна N = 720 минут (12 часов), а длина «короткого» окна n = 60 минутных отсчетов (1 час). После вычисления интегральной меры нестационарности  $R^2$  находились точки ее максимумов, превосходящих порог 1. График меры  $R^2$  и положения точек ее максимумов представлены на рис.1.42(б)

Далее возникает задача сравнения 2-х потоков событий – точек максимумов меры  $R^2$  и моментов времени достаточно сильных сейсмических событий. Мы выбирали события с магнитудой не менее 5.7 с глубиной эпицентра не более 100 км. Времена этих событий представлены на графике рис.1.42(в). Ниже дано описание метода для анализа связи между 2-мя потоками событий.

Пусть  $t_{j}^{(\alpha)}$ ,  $j = 1, ..., N_{\alpha}$ ;  $\alpha = 1, 2$  представляют собой моменты времен 2-х потоков событий. Представим интенсивность какого-нибудь процесса в виде:

$$\lambda^{(\alpha)}(t) = b_0^{(\alpha)} + \sum_{\beta=1}^2 b_\beta^{(\alpha)} \cdot g^{(\beta)}(t)$$
(1.39)

где  $b_0^{(\alpha)} \ge 0, b_{\beta}^{(\alpha)} \ge 0$  - параметры,  $g^{(\beta)}(t)$  - функция влияния событий потока с номером  $\beta$ . Представим функцию влияния события в виде:

$$g^{(\beta)}(t) = \sum_{t_j^{(\beta)} < t} \exp(-(t - t_j^{(\beta)}) / \tau)$$
(1.40)

где  $\tau > 0$  является характерным временным масштабом рассмотрения взаимодействия между потоками событий. Таким образом, в соответствии с формулой (1.40), вес события с номером *j* становится ненулевым для времен  $t > t_j^{(\beta)}$  и экспоненциально затухает с характерным временем  $\tau$  по мере возрастания текущего времени *t*. Сумма всех таких затухающих экспонент образует функцию влияния  $g^{(\beta)}(t)$  потока с номером  $\beta$ . Параметр  $b_{\beta}^{(\alpha)}$  является масштабирующим множителем и именно он определяет степень влияния потока  $\beta$  на поток  $\alpha : \beta \to \alpha$ . Параметр  $b_{\alpha}^{(\alpha)}$  определяет степень влияния потока  $\alpha$  на самого себя (самовозбуждение), а параметр  $b_{0}^{(\alpha)}$  отражает число случайную компоненту интенсивности, для которой функция влияния постоянна и тождественно равна 1.

Зафиксируем параметр  $\tau$  и рассмотрим задачу определения параметров  $b_0^{(\alpha)}, b_\beta^{(\alpha)}$ . Логарифмическая функция правдоподобия для нестационарного пуассоновского процесса равна:

$$\ln(L_{\alpha}) = \sum_{j=1}^{N_{\alpha}} \ln(\lambda^{(\alpha)}(t_{j}^{(\alpha)})) - \int_{0}^{T} \lambda^{(\alpha)}(s) ds, \quad \alpha = 1, 2$$
(1.41)

где [0,*T*] есть интервал наблюдения. Таким образом, необходимо найти максимум функции (36) по отношению к параметрам  $b_0^{(\alpha)}, b_{\beta}^{(\alpha)}$ . Принимая во внимание формулу (1.40) и используя правило дифференцирования сложной функции, нетрудно получить следующее выражение:

$$b_{0}^{(\alpha)} \frac{\partial \ln(L_{\alpha})}{\partial b_{0}^{(\alpha)}} + \sum_{\beta=1}^{2} b_{\beta}^{(\alpha)} \frac{\partial \ln(L_{\alpha})}{\partial b_{\beta}^{(\alpha)}} = N_{\alpha} - \int_{0}^{T} \lambda^{(\alpha)}(s) ds$$
(1.42)

Поскольку параметры  $b_0^{(\alpha)}, b_{\beta}^{(\alpha)}$  должны быть неотрицательными, то каждый член в левой части формулы (1.42) равен нулю в точке максимума функции (1.41) – либо в силу необходимых условий экстремума (если параметры положительны), либо, если максимума достигается на границе, то сами параметры равны нулю. Следовательно, в точке максимума логарифмической функции правдоподобия (1.41) выполняется равенство:

$$\int_{0}^{T} \lambda^{(\alpha)}(s) ds = N_{\alpha}$$
(1.43)

Подставим выражение (1.40) в (1.42) и разделим на длину интервала наблюдения. Тогда получим другой вид формулы (1.42):

$$b_0^{(\alpha)} + \sum_{\beta=1}^m b_\beta^{(\alpha)} \cdot \overline{g}^{(\beta)} = \lambda_0^{(\alpha)} \equiv \frac{N_\alpha}{T}$$
(1.44)

где  $\overline{g}^{(\beta)} = \frac{1}{T} \int_{0}^{T} g^{(\beta)}(s) ds$  - среднее значение функции влияния. Подставляя  $b_{0}^{(\alpha)}$  из (1.44) в

(1.42), получим следующую задачу на максимум, эквивалентную задаче максимизации функции (1.41):

$$\Phi^{(\alpha)}(b_1^{(\alpha)}, b_2^{(\alpha)}) = \sum_{j=1}^{N_{\alpha}} \ln(\lambda_0^{(\alpha)} + \sum_{\beta=1}^{2} b_{\beta}^{(\alpha)} \cdot \Delta g^{(\beta)}(t_j^{(\alpha)})) \to \max$$
(1.45)

где  $\Delta g^{(\beta)}(t) = g^{(\beta)}(t) - \overline{g}^{(\beta)}$ , при ограничениях:

$$b_{1}^{(\alpha)} \ge 0, b_{2}^{(\alpha)} \ge 0, \sum_{\beta=1}^{2} b_{\beta}^{(\alpha)} \overline{g}^{(\beta)} \le \lambda_{0}^{(\alpha)}$$
 (1.46)

Функция (1.45) является выпуклой с отрицательно определенным гессианом и, следовательно, задача (1.44-1.45) имеет единственное решение. Эта задача решается численно методом проекции градиента.

Решив задачу (1.45-1.46) для заданного  $\tau$ , можно ввести доли интенсивности  $\mu_{\beta}^{(\alpha)}, \alpha = 1, 2; \beta = 0, 1, 2$  согласно формулам:

$$\kappa_0^{(\alpha)} = \frac{b_0^{(\alpha)}}{\lambda_0^{(\alpha)}} \ge 0, \quad \kappa_\beta^{(\alpha)} = \frac{b_\beta^{(\alpha)} \cdot \overline{g}^{(\beta)}}{\lambda_0^{(\alpha)}} \ge 0 \tag{1.47}$$

которые можно назвать элементами матрицы влияния.

Интерпретация этих величин вполне естественна:  $\kappa_0^{(\alpha)}$  является частью средней интенсивности процесса с номером  $\alpha$ , являющейся чисто стохастической, часть  $\kappa_{\alpha}^{(\alpha)}$  вызвана влиянием самовозбуждения  $\alpha \to \alpha$  и  $\kappa_{\beta}^{(\alpha)}$ ,  $\beta \neq \alpha$  обусловлена внешним влиянием  $\beta \to \alpha$ . Из формулы (1.44) вытекает условие нормировки:

$$\kappa_0^{(\alpha)} + \sum_{\beta=1}^2 \kappa_\beta^{(\alpha)} = 1, \quad \alpha = 1, 2$$
(1.48)

В наших расчетах элементы матицы влияния (1.48) вычислялись для характерного временного масштаба  $\tau = 2$  суток в скользящем временном окне длиной 20 суток со смещением 1 сутки. Графики изменения элементов матрицы влияния для 2-х потоков событий на рис.1.42(6,в) представлены ниже на рис.1.43.



Правый конец временного окна длиной 20 дней со смещением 1 сутки, дни от начала 04 августа 2021 Рисунок 1.43 – Графики элементов матриц влияния 2-х потоков событий и чисел событий во временных окнах: максимумов меры  $R^2$  нестационарного поведения крутильного маятника и времен сейсмических событий с магнитудой не менее 5.7 для характерного временного масштаба  $\tau = 1$  сутки при длине временного окна 20 суток со смещением 1 сутки.

Графики изменения 3-х частей интенсивности 2-х потоков событий в скользящем временном окне длиной 20 суток для времени памяти 2 суток: моментов времени максимумов меры нестационарности и моментов времени сейсмических событий. Красной линией показано степень опережения максимумами меры нестационарности моментов времени сейсмических событий для заданной длины памяти. В основном точки максимума меры нестационарности реагируют на сейсмические события - синяя линия (эффект доходит до 0.9). С точки зрения выделения прогностических эффектов в

поведении маятника наибольший интерес представляет кривая доли «внешнего влияния» потока сейсмических событий со стороны максимумов меры  $R^2$ , которая выделена красным цветом. Эта кривая представляет *долю прогностической информации* в показаниях крутильного маятника. Для данного промежутка времени мы наблюдаем небольшой прогностический эффект (доля информации доходит до 0.5) для землетрясения магнитуды 8.1, происшедшего 12 августа 2021 г. недалеко от Южных Сандвичевых островов, субантарктического архипелага, расположенного в Южной Атлантике.

2. Изучение геодинамических процессов в поверхностной оболочке Земли путем интерпретации наземных и спутниковых данных и численного моделирования

## 2.1 Основные результаты, полученные по разделу 2

Согласно плану работ, в 2021 году по данному разделу следовало провести следующие исследования:

1.6. Разработка новых методов обработки и комплексной интерпретации наземных и спутниковых данных, включая методы обнаружения слабых сигналов во временных рядах гравитационных моделей, методы комплексной интерпретации геофизических данных в рамках геодинамических моделей, методы идентификации устойчиво отражающих площадок на природных объектах со слабым отражением радарного сигнала: постановка задач, получение определяющих уравнений, разработка алгоритмов.

1.7. Применение новых методов комплексной интерпретации наземных и спутниковых данных для исследования строения и эволюции ряда активных тектонических структур. Изучение всех стадий сейсмического цикла в зонах субдукции. Постановка задачи, сбор экспериментальных данных, проведение численных расчетов.

1.8. Разработка алгоритмов и программного обеспечения для обработки и интерпретации геолого-гравиметрической информации на основе современных аппроксимационных методов. Разработка геолого-гравиметрических моделей разломноблоковых структур. Расчеты модельных геофизических полей для нефтегазоносных структур.

Вкратце, результаты работ 2021 года по разделам состоят в следующем.

1.7 – 1.8 Разрабатывались методы обработки и комплексной интерпретации наземных и спутниковых данных. Накапливались и анализировались спутниковые радарные снимки на различные районы, а также ежемесячные гравитационные модели спутников ГРЕЙС.

Главное внимание уделялось методике оценки смещений земной поверхности по спутниковым радарным снимкам, а также разработке и применению методов комплексной интерпретации наземных и спутниковых данных (радарные снимки, спутниковые гравитационные модели, данные сейсмологии, тектоники и др.).

Основная проблема оценки полей смещений по снимкам, выполненным спутниковыми радарами с синтезированной апертурой (РСА интерферометрия) состоит в том, что смещения отражающих радарный сигнал объектов на земной поверхности определяются по разности фаз сигналов, отраженных от этих объектов при первой и

второй съемке. Эта разность фаз в общем случае после вычета влияния ЦМР состоит из суммы пяти слагаемых, сумма которых свернута по модулю 2π:

$$\varphi = W \{ \varphi_{def} + \varphi_{atm} + \Delta \varphi_{orb} + \Delta \varphi_{\theta} + \varphi_N \}$$
(2.1)

 $\varphi_{def}$  - деформационная составляющая,

 $\varphi_{atm}$  - набег фазы из-за изменения атмосферных условий между двумя моментами съёмки,

 $\Delta \varphi_{orb}$  - составляющая, обусловленная неточностями знания орбит,

 $\Delta \varphi_{\theta}$  - составляющая из-за ошибок угла обзора, обычно называемая ошибкой цифровой модели рельефа (ЦМР), хотя в ней также присутствует неточность определения положения фазового центра.

 $\varphi_N$  – фазовый шум - помеха, обусловленная изменением характеристик отражателей, тепловым шумом, ошибками корегистрации,

 $W\{\ldots\}$  – оператор свертки по модулю  $2\pi$ .

Выделение деформационной компоненты требует очень тщательного подхода к обработке радарных данных. Решение основано на том, что перечисленные компоненты имеют различную длину волны в пространстве и во времени. Так, атмосферная компонента, связанная с поглощением и рассеянием радарного излучения, является низкочастотной по пространству, но на интервалах между снимками (6-12 дней и больше) атмосферные помехи обычно не коррелированы, т.е. являются короткопериодными во времени. Орбитальные погрешности, в настоящее время невелики. Они также вносят длиннопериодную компоненту по пространству. Ошибки ЦМР линейно связаны с величиной базовой линии – расстоянием между точками орбиты, с которых осуществлялась первая и вторая съемка. Фазовый шум – высокочастотный во времени и пространстве.

Разделение сигналов также проводится с учетом априорных данных о свойствах деформационного сигнала (о его длине волны и изменении во времени). Поэтому для каждого конкретного объекта и для каждого применяемого метода (парная интерферометрия, анализ временных рядов снимков методами устойчивых отражателей...) приходится разрабатывать свою методику разделения фазового поля на компоненты.

Вторая важная проблема, над решением которой продолжалась работа в отчетный период, это комплексная геодинамическая интерпретация наземных и спутниковых данных.

101

Суть дела в том, что смещение земной поверхности, определяемое по интерферограмме, равно проекции полного вектора смещений на направление на спутник (угол видения или угол падения луча). Пусть вектор смещений D (рисунок 2.1) имеет три компоненты: вертикально вверх, на север и на восток  $[d_{up}, d_{north}, d_{east}]$ . Обозначим азимут орбиты  $\alpha_h$  (отсчитывается от направления на север по часовой стрелке) и угол падения луча -  $\theta_{inc}$ . Здесь следует напомнить, что из-за вращения Земли, спутник проходит над одной и той же территорией, двигаясь относительно наблюдателя на Земле с юга на север (эта траектория называется восходящей), и с севера на юг (нисходящая траектория). В этом случае проекция вектора смещений на направление видения LOS (line-of-sight) равна:

$$D_G = d_{LOS} = d_{up} \cos(\theta_{inc}) + \sin(\theta_{inc}) (d_{north} \sin(\alpha_h) - d_{east} \cos(\alpha_h)), \quad (2.2)$$

Для нисходящего трека спутника Сентинель,  $\alpha_h$ =188.18<sup>0</sup> и средний по снимку угол  $\theta_{inc}$ = 38.77<sup>0</sup>. Тогда:

$$d_{LOS} = 0.780 \, d_{up} - 0.09 \, d_{north} + 0.620 \, d_{east}. \tag{2.3}$$

Для нисходящего трека спутника TerraSAR-X,  $\alpha_h$ =184.44<sup>0</sup> и средний по снимку угол  $\theta_{inc}$ = 35.3<sup>0</sup>. Тогда:

$$d_{LOS} = 0.816 \, d_{up} - 0.04 \, d_{north} + 0.576 \, d_{east}. \tag{2.4}$$

Эти соотношения определяют чувствительность интерферометрических данных к смещениям в трех взаимно перпендикулярных направлениях. Видно, что основной вклад вносят вертикальные смещения, наименее чувствительны интерферометрические данные к горизонтальной компоненте смещения на север (нулевая чувствительность к смещениям параллельно орбите). Если предположить, что горизонтальные смещения на север и восток существенно меньше вертикальных, то по формулам (2.3) и (2.4) можно определить смещения по вертикали.



Рисунок 2.1 – Компоненты вектора смещений. Компоненты вектора смещений (средней скорости смещений) в направлении вверх, на север и на восток  $[d_{up}, d_{north}, d_{east}]$ . Слева – вид сверху. - азимут орбиты спутника, который отсчитывается от направления на север по часовой стрелке,  $\alpha_h$  - азимут орбиты. Справа – трехмерная картина.  $\theta_{inc}$  - угол видения.

В результате, прямое сопоставление данных РСА интерферометрии и данных геодезии о вертикальных смещениях (нивелировки) или смещениях по вертикали, на север и восток [ $d_{up}$ ,  $d_{north}$ ,  $d_{east}$ ] (глобальные навигационные спутниковые системы ГНСС) становится невозможным. Еще сложнее учесть при интерпретации данные других методов, например, при исследовании землетрясений, данные сейсмологии или тектонических полевых исследований.

В отчетный период, как и в предыдущие годы, разрабатывались методы интерпретации, основанные на геодинамических моделях. Если построена такая модель, то многие данные измерений становятся функциями единого набора параметров модели, которые и следует определить в процессе решения обратной задачи.

В отчетный период были выполнены следующие проекты:

1. По данным РСА интерферометрии определено поле смещений земной поверхности в результате землетрясения под о. Хубсугул (Монголия). Построена модель поверхности разрыва, которая позволяет определить положение главного сейсмогенного разлома и связать его с ранее происходившими более слабыми сейсмическими событиями. Вопрос о соотношении длины разрыва и сейсмогенной области разлома не является

однозначным, но полученные результаты показывают, что размер сейсмогенной части Хубсугульского разлома должен быть увеличен в несколько раз. Статья принята к печати в №1 журнала Физика Земли (WOS). Результаты представлены на международной конференции в Институте космических исследований РАН 15-19.11. 2021.

2. Оценены смещения на оползневых склонах и в областях оседания в г. Большой Сочи и построена карта деформаций поверхности для двух наиболее густонаселенных прибрежных районов Большого Сочи: Центрального и Адлерского, с использованием снимков со спутника Sentinel-1А за период 2015-2021 гг. с восходящего 43А (167 снимков) и нисходящего 123D (140 снимков) треков. Карта активных оползневых участков и зон проседания грунтов для Центрального и Адлерского районов Большого ИНТЕРНЕТ Сочи выгружена в И доступна по адресу: https://adler.nextgis.com/resource/591/display?panel=info. Результаты опубликованы в журнале Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса (Скопус) в 2021 г. и представлены на конференциях Европейского космического агентства Fringe-2021 и на международной конференции в Институте космических исследований PAH 15-19.11. 2021.

3. Разработана и обоснована численными расчетами методика проведения мониторинга оседаний земной поверхности над горными выработками в г. Березники, Пермского края на основе РСА интерферометрии. Показано, что происходящие в настоящее время оседания на территории г. Березники устойчиво фиксируются по радарным снимкам спутника TerraSAR-X, выполняемым с интервалом в 11 дней. Это позволяет вести мониторинг смещений с минимальной задержкой во времени. Смещения в основных областях оседаний за 22 и 33 дня уверенно выделяются по спутниковым снимкам на фоне различных шумов. В областях медленных смещений оценки выполняются методами устойчивых отражателей, после сбора серии снимков за период с ранней весны до поздней осени. Результаты опубликованы в №4 журнала Геофизические исследования (Скопус) и представлены на международной конференции в Институте космических исследований РАН 15-19.11. 2021.

4. Построена новая модель остывания лавового потока, сформированного в результате Толбачинского трещинного извержения ТТИ-50. Модель учитывает скрытую теплоту кристаллизации, зависимости физических параметров (теплоёмкости, теплопроводности, плотности) температуры, зависимость температуры ОТ от концентрации кристаллов в объёме расплава, а также процент незакристаллизованного вещества (стекла или расплава), пористость и скорость формирования лавового слоя.

104

Модель хорошо объясняет оседания поверхности лавового потока, зафиксированные с применением спутниковой РСА интерферометрии. Особый интерес представляют небольшие области, где скорости оседания существенно превосходят оценки по термической модели, в которых, вероятно, имеются погребенные лавоводы, оседание которых не включено в построенную модель. Результаты поданы в печать в журнал Journal of volcanology and geothermal research и представлены на конференции EGU-2021 (Вена, Австрия).

5. Оценены смещения на склонах вулкана Корякский, последняя активизация которого в 2008-2009 гг. сопровождалась интенсивной фумарольной и сейсмической активностью. Большая амплитуда смещений (до 25 см), определенных методами РСА интерферометрии, показывает, что наиболее вероятной причиной смещений следует признать внедрение магматического материала в постройку вулкана с формированием трещины с глубиной нижней кромки 0.5 км над уровнем моря, с размерами по простиранию 1.0 км, по падению 2.4 км, с углом падения от 45 до 60°. Следовательно, происходящие под вулканом процессы могут создавать опасность для расположенных в его окрестности населенных пунктов и объектов инфраструктуры и требуют непрерывного мониторинга. В 2021 году опубликована статья в №6 журнала Физика Земли (WOS), результаты представлены на конференциях японского космического агентства JAXA, европейского космического агентства Fringe-2021 и на международной конференции в Институте космических исследований РАН 15-19.11. 2021.

6. Дальнейшее развитие получили алгоритмы и программное обеспечение для обработки и интерпретации геолого-гравиметрической информации на основе современных аппроксимационных методов. В том числе, разработаны геолого-гравиметрические модели разломно-блоковых структур. Выполнены расчеты модельных геофизических полей для нефтегазоносных структур. Оценена возможная активность разломов в Терско-Каспийском прогибе. Опубликована одна статья в журнале Физика Земли (WOS), главы в зарубежной и российской монографиях.

Всего в 2021 году по результатам исследования в рамках раздела 2 опубликовано 7 печатных работ (3 в Web-of-Science, 4 в Scopus), сделано 8 докладов на международных конференциях.

Рассмотрим результаты, полученные по проектам 1-3,5,6 более подробно.

105

# 2.2 Модель поверхности разрыва Хубсугульского землетрясения 12.01.2021 по данным спутниковой РСА интерферометрии

# 2.2.1 Введение

Хубсугульское землетрясение магнитудой  $M_w = 6.8$  произошло 12 января 2021 г. Эпицентр события находился под северной частью озера Хубсугул (рисунок 2.2) в точке с координатами 51.31 СШ и 100.39 ВД (по данным Геологической службы США, USGS<sup>1</sup>).

Тектоническое строение области землетрясения сложное. С севера от озера расположена субширотная система Тункинских впадин, которая является юго-западным продолжением Байкальской рифтовой зоны. Западнее субмеридионально ориентированной Хубсугульской рифтовой впадины располагаются еще две параллельные ей области растяжения: Дархатская и Бусийнгольская впадины [53,54].

Хубсугульская впадина вытянута с юга на север примерно на 125 км, ее ширина меняется от 15 до 30 км. Впадина представляет собой полуграбен с крутым западным и более пологим восточным бортом. Западный борт осложнен крутопадающими сбросовыми разломами [55]. На рисунке 2.2 приведены основные разломы, полученные из базы данных разломов Евразии [56]. В работе [53] дана схема позднекайнозойской кинематики региональных и локальных разломов северного и западного бортов Хубсугульской впадины, основанная на полевых данных и дешифрировании космических снимков. В этой схеме левосторонние сдвиговые смещения со взбросовой компонентой фиксируются в зоне субширотных разломов, расположенных севернее озера. В северной части озера разломы северо-западного простирания имеют правостороннюю, а северовосточного - левостороннюю сдвиговую компоненту [53].

Относительно положения главного Хубсугульского разлома существуют различные мнения. Например, согласно работам [57-59] разлом проходит вдоль западного берега озера и имеет в его северной части простирание С-СВ. Согласно [54,56] в северной части озера зона главного разлома поворачивает на северо-запад, при этом также выявляется целая система оперяющих разломов СВ простирания (рисунок 2.2). Согласно работе [60] главный разлом имеет простирание ССЗ, падение на восток, был активен в четвертичное время. Разлом находится в зоне ВОЗ с магнитудой М=7, однако, при общей протяженности разлома в 200 км, его сейсмогенная часть оценена всего в 7 км, т.е. существенных сейсмических событий на нем не ожидалось.

Район озера Хубсугул характеризуется слабой современной сейсмической активностью. Максимальные события за последние десятилетия (показаны красными кругами на рисунке 2.3) были землетрясения 6 апреля 1985 с M<sub>w</sub>=4.8 [61] и 5 декабря 2014 г. с магнитудой от 4,3–4,7 [62] до 4.9 ([59], сайт USGS).



Рисунок 2.2 – Обзорная топографическая карта Байкальской рифтовой зоны, Тункинской (цифра 1), Хубсугульской (2) и Бусийнгольской (3) впадин. Прямоугольником показан район исследований.

Для землетрясения 1985 г. определены две следующие нодальные плоскости [63]: NP1 угол простирания  $25^{\circ}$ , падения  $48^{\circ}$  и угол подвижки  $-102^{\circ}$ , для плоскости NP2 соответственно  $223^{\circ}$ ,  $43^{\circ}$ ,  $-77^{\circ}$ . Здесь первая нодальная плоскость согласуется со схемами, в которых главный разлом простирается в направлении CB. Для землетрясения 5 декабря 2014 года параметры нодальных плоскостей по данным сайта USGS: NP1  $339^{\circ}$ ,  $74^{\circ}$ ,  $-168^{\circ}$  и NP2  $245^{\circ}$ ,  $79^{\circ}$ ,  $-17^{\circ}$ . В работе [59] приведены такие параметры: NP1  $154^{\circ}$ ,  $69^{\circ}$ ,  $150^{\circ}$  и NP2  $256^{\circ}$ ,  $62^{\circ}$ ,  $24^{\circ}$ . Эти два решения различаются существенно. Нодальные плоскости NP1 в этих решениях вытянуты параллельно разлому северо-западного простирания (рисунок 2.3), но плоскость NP1 в решении USGS имеет падение на CB, что согласуется со схемами тектонического строения региона. Плоскость NP1 в решении [59] наклонена на ЮЗ под крутое западное крыло Хубсугульского рифта, что противоречит полевым данным.

Плоскости NP2 в этих решениях параллельны небольшим оперяющим разломам, которые вряд ли могли инициировать зарегистрированные землетрясения.

Имеющиеся модели очага для землетрясений 1985 и 2014 годов не позволяют уточнить положение разрывов и оценить их сейсмическую активность. Данные о глубинном строении региона также весьма фрагментарны. Землетрясение 12 января 2021 года имело магнитуду Mw=6.8, что существенно больше зарегистрированных ранее землетрясений в этой области. Большая магнитуда землетрясения позволила сейсмологам более уверенно определить положение нодальных плоскостей. Наличие данных спутниковой радарной интерферометрии о поле деформаций на земной поверхности позволяет независимо восстановить геометрию поверхности разрыва и оценить поле смещений на ней. Тем самым, спутниковые и сейсмологические данные дополняют друг друга, позволяют уточнить положение активных разломов и их сейсмический потенциал, что определяет актуальность настоящего исследования.

#### 2.2.2 Исходные данные

По данным USGS решение механизма очага содержит две нодальные плоскости: первая с углами простирания, падения и подвижки равными  $16^{\circ}$ ,  $32^{\circ}$  и  $-110^{\circ}$  соответственно. Для второй плоскости эти углы равны:  $219^{\circ}$ ,  $60^{\circ}$ , и  $-78^{\circ}$ . Сейсмический момент оценен как  $1.626*10^{19}$  H м ( $M_w = 6.78$ ).

В глобальном каталоге тензоров центроид-моментов (GCMT) <sup>2</sup> приведено несколько иное решение: сейсмический момент  $1.968*10^{19}$  Н м (M<sub>w</sub> = 6.83), параметры плоскостей (простирание, падение и угол подвижки) для первой плоскости  $354^{0}$ ,  $45^{0}$  и -  $143^{0}$ , для второй плоскости соответственно  $236^{0}$ ,  $65^{0}$  и - $52^{0}$ .

На основе моделирования волновых форм 44 телесейсмических широкополосных станций была построена модель поверхности разрыва (сайт USGS). Поле смещений определялось на прямоугольной площадке с углом простирания  $236.0^{\circ}$  и углом падения  $49.0^{\circ}$ . Сейсмический момент в этом решении составил  $1.4*10^{19}$  Н м ( $M_w = 6.7$ ). Простирание плоскости разрыва, равное  $236^{\circ}$ , соответствует разлому, направления CB-ЮЗ, что согласуется с работами [57-59] и GCMT решением (плоскость NP2). Однако падение разлома на северо-запад, под крутое западное крыло, не соответствует схемам тектонического строения Хубсугульского грабена.
Отметим, что плотность сейсмических сетей в этом районе невысокая, поэтому даже для события магнитудой 6.7 возможны большие расхождения в определении параметров очага, определенных мировыми сейсмологическими агентствами.



Рисунок 2.3 – Сейсмические события в районе оз. Хубсугул и основные разломы по каталогу [56]. Механизм главного события (справа), а также эпицентр Хубсугульского землетрясения (красная звездочка) и основные афтершоки (синие кружки) показаны по данным каталога Геологической службы США NEIC. Два красных кружка – эпицентры землетрясений 1985 и 2014 годов [61]. Положение поверхности разрыва показано синим прямоугольником на рисунке слева, справа внизу – смещения верхнего (висячего) крыла на четырех элементах этой поверхности, найденные в результате решения обратной задачи по данным спутниковой радарной интерферометрии.

#### 2.2.3 Модель поверхности разрыва

Для оценки смещений земной поверхности в результате землетрясения был применен метод дифференциальной интерферометрии DInSAR, основанный на анализе пары снимков, выполненных радаром с синтезированной апертурой (PCA – интерферометрия). Методами PCA интерферометрии смещения определяются по разности

фаз сигналов, отраженных от одной и той же площадки при первой и второй съемке. В результате определяются смещения отражающей площадки вдоль направления распространения излучения спутника, т.е. в направлении на спутник (LOS).

Эпицентральная область Хубсугульского землетрясения располагается на границе трех радарных снимков спутника Сентинель 1В Европейского космического агентства (ESA). Снимки со 106 нисходящей орбиты покрывают восточный берег озера. Здесь методами РСА интерферометрии смещения земной поверхности были определены по снимкам, выполненным 2 и 14 января 2021 г., т.е. до и после землетрясения. Снимки с 4-й нисходящей орбиты позволили определить смещения в СЗ и ЮЗ секторах эпицентральной области. Здесь были использованы пары снимков от 7 и 19 января 2021 года. Важно, что результаты, полученные по разным парам снимков, выполненных в различное время и с разных орбит, составляют согласованную картину косейсмических смещений (рисунок 2.4).

Для устранения влияния топографии использована цифровая модель рельефа SRTM с разрешением 30 м, обработка снимков выполнена в пакете SNAP, разработанном ESA. Для ослабления влияния мешающих факторов (аппаратурные шумы, горный рельеф и природные ландшафты, плохо отражающие радарный сигнал), было применено осреднение по пространству. В результате исходный размер элемента разрешения на поверхности равный для спутника Сентинель 1В 13.9 м вдоль орбиты и 2.33 м в перпендикулярном направлении был увеличен до размера 9.32\*13.9 м. Полученное поле смещений показано на рисунке 2.4 цветом. Смещения на берегах озера в направлении на спутник имеют амплитуду от -21 до 6 см.

Далее была решена обратная задача: определить поле смещений на поверхности разрыва заданной конфигурации, так, чтобы среднеквадратическое отклонение расчетных и измеренных смещений в направлении на спутник было минимально. Для этого использовано решение задачи теории упругости о поле смещений на поверхности сферической радиально расслоенной планеты в результате смещений на расположенной внутри нее прямоугольной площадке [64]. Программный код Static1D, реализующий это решение, доступен на сайте Геологической службы США. Смещения раскладываются на две компоненты: по падению и по простиранию. По компонентам поля смещений задача является линейной, в отличие от других параметров задачи (углы падения и простирания, глубина и координаты одного из углов прямоугольника, его размеры по падению и простиранию).

110

Для устойчивого решения обратной задачи поверхность разрыва была аппроксимирована одним прямоугольным элементом, который был разделен на 4 части – 2 по падению, 2 по простиранию (рисунок 2.4). Было выполнено четыре серии расчетов с углами падения и простирания различных нодальных плоскостей, определенных в решениях USGS и GCMT. Размеры поверхности разрыва выбирались методом подбора, исходя из геометрии поля смещений на земной поверхности, положения эпицентра и афтершоков. Глубина верхней кромки была задана равной 0.1 км. Координаты центра плоскости также определялись методом подбора из условия наилучшего согласования расчетного и измеренного полей смещений в направлении на спутник. После того, как очередное приближение нелинейных параметров задано, смещения по падению и простиранию определялись путем решения линейной обратной задачи. Детали решения обратной задачи подробно изложены в работах [65-66]. Задача решалась под условием, что угол подвижки близок к заданному (-145<sup>0</sup>), с использованием метода, предложенного в [67].

Наилучшее в среднеквадратическом смысле приближение получено при следующих параметрах: угол падения  $45^{\circ}$ , угол простирания  $354^{\circ}$  (соответствует нодальной плоскости NP1 в решении GCMT), размер по падению 24 км, по простиранию 26 км. Глубина нижней кромки при таких параметрах равна 18 км. Угол подвижки на двух южных элементах получен равным  $-150^{\circ}$ , на двух северных элементах он равен  $-130^{\circ}$ . Модуль вектора смещений на более глубоких (восточных) элементах равен 0.9 м, на более мелких (западных) 1.1 м. Расчетное поле смещений показано на рисунке 2.4 изолиниями. Векторы смещений показаны на рисунке 2.3.



Рисунок 2.4 – Модель поверхности разрыва Хубсугульского землетрясения на карте Google Earth. Смещения (в см.) по данным радарной спутниковой интерферометрии показаны цветом, расчетные данные – изолиниями. Голубой прямоугольник аппроксимирует поверхность разрыва. Поле смещений и остальные обозначения показаны на рисунке 2.3

#### 2.2.4 Заключение по разделу 2.1

Полученная поверхность разрыва ориентирована вдоль разлома северо-западного простирания (рисунках 2.3, 2.4) и кроме сброса, включает и правостороннюю сдвиговую компоненту, что соответствует приведенным выше данным работы [53]. Это решение существенно отличается от модели поверхности разрыва, приведенной на сайте USGS<sup>3</sup>, но лучше соответствует наземным и спутниковым данным. Сейсмический момент полученного решения составляет  $1.64*10^{19}$  H м, что согласуется с данными USGS и GCMT решением.

Полученные результаты позволяют заключить, что разрыв Хубсугульского землетрясения 12.01. 2021 г имеет северо-восточное простирание, что соответствует схемам, предложенным в работах [54,56]. Разлом наклонен на северо-восток и смещения на нем имели как сбросовую, так и правосдвиговую компоненту. Простирание, угол падения и угол подвижки близки к параметрам одной из нодальных плоскостей GCMT

решения. Сейсмический момент, рассчитанный при значении модуля сдвига 32 ГПа по полученным нами параметрам площадки разрыва и смещению на ней, составил 1.64\*10<sup>19</sup> Н м, что близко к оценкам USGS и GCMT, полученным по сейсмологическим данным. Мы выполнили моделирование также с углом простирания плоскости равным 236<sup>0</sup>, использованным в модели USGS, но это решение хуже соответствует данным радарной спутниковой интерферометрии.

Вероятно, что главный разлом является листрическим сбросом и постепенно выполаживается с глубиной. В этом случае землетрясения 1985 и 2014 годов могут быть отнесены к глубинной части главного разлома и, следовательно, можно полагать, что они в некоторой степени подготовили событие 12 января 2021 г. По крайней мере, одна из двух нодальных плоскостей, определенных для землетрясения 2014 г USGS, хорошо согласуется с параметрами полученного нами решения.

Приведенная в работе [60] оценка сейсмогенной части разлома в 7 км не соответствует величине произошедшего землетрясения. Размер очага по реконструкции смещений в очаге, представленной на сайте USGS и выполненной по сейсмическим данным, составляет около 20 км, что соответствует оценке размера очага землетрясения с магнитудой 6.8 по статистическим соотношениям (формула Садовского [68] дает для M6.8 размер очага 21 км). Оценка протяженности разрыва в 26 км, полученная по данным спутниковой радарной интерферометрии, подтверждает сейсмологические оценки.

Важно отметить, что сейсмологические построения выполняются на основе инверсии сейсмограмм, т.е. картина смещений в очаговой области (и, соответственно, ее размер) подбираются посредством поиска короткопериодного (единицы секунд в данном случае) динамического процесса вспарывания в очаге и вызванного им сейсмического излучения наилучшим образом аппроксимирующего наблюденные сейсмограммы. Модель очага по спутниковым данным строится посредством аппроксимации наблюденных средствами РСА интерферометрии деформаций на земной поверхности моделью остаточной деформации в очаге землетрясения. Эта статическая модель включает в себя как полную подвижку в сейсмическом очаге землетрясения, так и часть постсейсмических смещений, которые могут быть связаны с афтершоками, различными криповыми процессами и т.д.

Спутниковые и сейсмические методы исследования очагов землетрясений существенно дополняют друг друга. Сейсмические методы фиксируют динамику очагового процесса, но не «видят» статическую остаточную деформацию, а спутниковая интерферометрия, наоборот, фиксирует статическую деформацию, но не рассматривает динамику вспарывания. Изучение сходств и различий «динамических» и «статических» моделей очагов может оказаться полезным для более полного понимания физики очага землетрясения. Комбинирование наземных сейсмологических и спутниковых деформационных данных можно также рассматривать как фактор, стабилизирующий решение обратной задачи очага землетрясения.

Близость оценок размеров очага Хубсугульского землетрясения по обоим методам, с одной стороны, подтверждает их действенность и адекватность, а с другой – указывает на незначительную долю криповых процессов в течение первых двух суток, прошедших от момента землетрясения до даты второго из пары использованных спутниковых снимков. Заметим также, что согласие наших деформографических оценок размера очага Хубсугульского землетрясения 12 января 2021 г. с сейсмологическими оценками позволяет уверенно говорить о том, что приведенная в [60] оценка сейсмогенной части Хубсугульского разлома в 7 км должна быть пересмотрена. Вопрос о соотношении длины разрыва и сейсмогенной области разлома не является однозначным [69], но очевидно, что размер сейсмогенной части Хубсугульского разлома в не является однозначным в несколько раз.

# 2.3 Выявление и мониторинг областей активных деформаций в Адлерском районе Большого Сочи путем анализа серий разночастотных спутниковых радарных снимков за 2007-2020 гг.

#### 2.3.1. Введение

В мировой практике PCA-интерферометрия (InSAR) широко используется для решения широкого круга задач, связанных с деформациями земной поверхности (см. обзорные работы [70-74 и др.]. В условиях, благоприятных для PCA-интерферометрии (отсутствие густой растительности, мощного снежного покрова), применение этого метода позволяет в значительной мере дополнять результаты наземных работ и существенно сокращать их объемы. К сожалению, в России PCA-интерферометрия пока применяется лишь для решения отдельных весьма немногочисленных задач.

Накопление архивных радарных снимков за почти тридцатилетний период, регулярная съемка с новых спутников Sentinel 1A и B (S-1A и S-1B) бесплатное распространение снимков этих спутников через Интернет, открывают широкие перспективы применения методов РСА-интерферометрии для мониторинга различных техногенных и природных процессов, включая оползни. Постоянный рост антропогенной нагрузки в районе Большого Сочи активизирует процессы, приводящие к деформациям земной поверхности. Основными причинами поверхностных деформаций являются оползни и в некоторых случаях осадки грунта. В большинстве случаев смещения при этих деформациях не являются катастрофическими и составляют порядка нескольких см в год. Однако, экономический ущерб, вследствие необходимости постоянного ремонта зданий и сооружений, дорожной сети и коммуникаций очень велик. Такие медленные смещения хорошо фиксируются методами PCA-интерферометрии. В целом, прибрежная часть Большого Сочи благоприятна для применения методов InSAR: большое количество отражателей радарного сигнала, вследствие высокой заселенности, сравнительно невысокий (до 500 м) и достаточно пологий рельеф позволяют минимизировать погрешности цифровых моделей рельефа (ЦМР), а отсутствие снега в зимний период дает возможность использовать круглогодичную съемку. Начиная с 2015 года, эта территория непрерывно снимается с восходящих и нисходящих орбит спутниками Sentinel-1.

В Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН работы по применению методов РСА-интерферометрии при изучении и мониторинге оползневых структур в районе Большого Сочи ведутся с 2012 года [75-79]. Адлерский район является наиболее перспективным для использования InSAR. Плотная малоэтажная застройка обеспечивает большое количество устойчивых отражателей и в то же время затрудняет обнаружение медленных смещений полевыми методами. В этом районе было возведено огромное количество Олимпийских объектов (Олимпийский парк, порт, дороги и развязки и пр.). Вопросы мониторинга устойчивости самих объектов и влияния масштабных строительных работ на процессы, приводящие к поверхностным деформациям здесь особенно актуальны.

В данном разделе представлены результаты изучения и мониторинга поверхностных деформаций (оползней и осадок) методами РСА-интерферометрии в Адлерском районе, где, учитывая благоприятные для применения этого метода условия, следует ожидать максимально возможной достоверности интерферометрической обработки.

#### 2.3.2 Использованные снимки и технологии обработки

Радарные снимки, использованные при расчетах и построении карт, представлены в таблице 2.1.

115

ALOS-1 трек 588А	Envisat трек 35D	S-1А трек 43А	S-1А трек 123D
C 22.01.2007	C 29.11.2010	C 06.04.2015	C 06.05.2015
по 17.09.2010	по 23.03.2012	по 29.11.2020	по 23.11.2020
18 снимков	13 снимков	157 снимков	140 снимков

Таблица 2.1 – РСА-снимки, использованные при расчетах

Обработка снимков производилась методом малых базовых линий (SBAS, [81]) в пакете ENVI SARscape v.5.3. Для периода 2015-2020 обрабатывались снимки только спутника S-1A. Учитывая длину серий снимков (во всех случаях больше 30) и малую величину регистрируемых смещений (практически во всех случаях до 80 мм/год), использование в данном случае только снимков S-1A с интервалом между съемкой в 12 дней можно считать вполне оправданным.

При обработке снимков спутника ALOS-1 временные базовые линии варьировались от 46 до 365 дней, Envisat-от 30 до 365 дней, S-1A от 12 до 36 дней. Фильтрация интерферограмм перед разверткой фазы осуществлялась фильтром Гольдштейна (значения тах и min коэффициентов соответственно 2.5 и 0.3). При развертке фазы применялся <u>алгоритм поиска потока минимальной стоимости</u> с использованьем триангуляции Делоне (Delaunay MCF). В развертку включались только пиксели, значения когерентности для которых больше 0.2.

При вычитании топографической фазы использовалась цифровая модель рельефа SRTM v.4 (разрешение 1 угловая секунда). Построение карт и их совместный анализ осуществлялись в свободном программном пакете с открытым кодом QGIS.

Для каждого набора снимков система наземных контрольных точек (GCP) включала В себя несколько лесятков пикселей с хорошей когерентностью, соответствующих сооружениям, расположенным на стабильных участках вдоль береговой линии и по руслам рек. Учет влияния атмосферных эффектов производился с привлечением высокочастотного временного фильтра с размером окна 365 дней и низкочастотного пространственного фильтра с размером окна 1200 м. Погрешность определения значений высот меньше 5 м, а скоростей — не больше 5 мм/год. Точность определения значений высот и скоростей оценивалась на базе анализа пространственной когерентности в пакете ENVI SARscape.

В равнинных областях, где топографические отметки близки к нулю (Имеретинская низменность) рассчитывались вертикальные смещения (оседания) в предположении малости горизонтальных смещений. В этом случае смещения в направлении визирования спутника (LOS) обусловлены в основном вертикальными движениями, т.е. являются проекцией вертикальных смещений на направление LOS.

#### 2.3.3 Результаты выявления зон активных деформаций земной поверхности

В процессе интерферометрической обработки для всех наборов снимков, начиная с 2007 года, были вычислены поля смещений земной поверхности или техногенных объектов в направлении визирования спутника (Ulos) и карты средних скоростей смещений Vlos. На рисунке 2.5 представлены соответствующие карты Vlos для Адлерского района. Участки, где абсолютные значения скоростей Vlos больше 20 мм/год (далее ОАД - области активных деформаций), показаны в соответствии с направлением смещений относительно спутника красным (от спутника) или синим (к спутнику) цветом. При построении карт использовалась шкала скоростей движений оползней, принятая в Швейцарии [81,82], где спутниковая интерферометрия давно и широко используется для мониторинга оползневой активности. Кружками с цифрами отмечены ОАД (координаты указаны в таблице 2.2), для которых на рисунке 2.7 приведены графики временных серий смещений. В Имеретинской низменности ОАД обусловлены оседанием (голубые кружки на рисунках 2.5, 2.6), а на склонах – (с отличной от нуля топографией) - оползневыми процессами (наиболее значительные оползневые участки отмечены желтыми кружками). Отметим, что смещения вниз по склону, обращенному от спутника, всегда отрицательные, а в смещениях по пологому склону, обращенному к спутнику, может преобладать горизонтальная компонента, поэтому суммарное смещение может оказаться положительным. На картах рисунка 2.5 хорошо видно, что в подавляющем большинстве случаев интерферометрические данные покрывают территории, где имеются хорошо отражающие радарный сигнал здания и сооружения, в то время как области оползневых проявлений по наземным данным [83] (розовые контуры) зафиксированы в основном на незастроенных участках. Это справедливо и для других районов Большого Сочи [78].

По картам поверхностных деформаций, построенным по снимкам со спутника S-1A за период 2015-2020 (рисунок 2.5 а, б), всего было выделено более 20 активных оползневых участков размерами от нескольких десятков до сотен метров в поперечнике. Более половины из них по наземным данным ранее не отмечались.



Рисунок 2.5 – Карты средних скоростей смещений на снимках Google Maps, полученные в результате расчетов методом SBAS в пакете ENVI SARscape по PCA-снимкам со спутников: а. S-1A трек 43A 2015-2020; б. S-1A 2015-2020 трек 123D; в. ALOS-1 2007-2010 трек 588A; г. ENVISAT 2010-2012 трек 35D. Желтые кружки – ОАД – оползневые участки, голубые кружки – ОАД – участки оседания. Графики временных серий смещений приведены соответственно на рисунке 2.7 А и Б. Фиолетовые контуры - области оползневых проявлений по наземным данным [83]. Направления визирования спутника показаны белыми стрелками

оползневые участки				Области оседания			
Ν	Местоположение оползневого	Координаты центра области		N	Местоположение области оседания	координаты	
	участка		-				
L 1	Ул. Коммунаров	39.976	43.426	S1	Эстакада на ул. Триумфальная	39.941	43.418
L 2	Ул. Комарова	39.998	43.445	S2	Медиацентр	39.946	43.416
L 3	Ул. Владимировская	39.985	43.457	S3	ул. Журналистов	39.953	43.415
L 4	с. Высокое	39.974	43.487	S4	Ул. Насыпная	39.963	43.416
L 5	с. Молдовка	39.960	43.465	S5	Ул. Триумфальная	39.965	43.410
				<b>S</b> 6	Ул. Международная	39.975	43.407
				S7	Природный Орнитологический парк	39.980	43.409

Таблица 2.2 – ОАД, показанные на рисунке 2.5

Также по данным спутника S-1A за 2015-2020 годы было выделено 7 зон оседания в Имеретинской низменности (голубые кружки на рисунке 2.5). На рисунке 2.6 представлены построенные по снимкам из таблицы 2.1 карты средних скоростей вертикальных смещений поверхности для Имеретинской низменности (в предположении отсутствия горизонтальных смещений). Поскольку вертикальные смещения, вычисленные по снимкам с восходящего и нисходящего треков, в данном случае практически не отличаются, для периода 2015-2020гг. приводится только карта, построенная по данным с восходящего трека 43A. Кстати, хорошее совпадение значений с восходящих и нисходящих треков указывает на существенное преобладание вертикальных смещений.



Рисунок 2.6 – Карты средних скоростей вертикальных смещений по PCA-снимкам со спутников: а. ALOS 2007-2010 трек 588А; б. ENVISAT 2010-2012 трек 35D; в. S-1A 2015-2020 трек 43A соответственно на снимках Google Earth 2007г. (а), 2010 г. (б) и Google Maps 2020(в)

Для представленных в таблице 2.2 ОАД были построены временные серии смещений (рисунок 2.7).



Рисунок 2.7 – Временные серии смещений А - на оползневых участках (желтые кружки на рис.1); Б - в зонах оседания (голубые кружки на рисунках 2.5 и 2.6; координаты в таблице 2.2). Маркировка кривых соответствует номерам кружков. Для периода 2015-2020 (S-1A) сплошными линиями обозначены временные серии для трека 43A, а пунктирными -123D

Следует пояснить, что структура отражающих радарный сигнал объектов в настоящее время (съемка со спутника S-1) и до начала масштабных строительных работ (т.е. когда производилась съемка со спутника ALOS-1 2007-2010) существенно различается. Поэтому координаты точек, для которых построены временные серии на рисунке 2.7 для разных периодов времени, не совпадают, но находятся в пределах области, отмеченных кружками на картах рисунков 2.5 и 2.6.

#### 2.3.4 Интерпретация результатов

Основным фактором, определяющим динамику смещений в ОАД, является обводненность грунтов, которая, в первую очередь, зависит от количества выпавших осадков.

На рисунке 2.8 приведены данные о количестве осадков за период 2007-2020 по архивным данным метеостанции Сочи (Адлер) (<u>http://meteocenter.net</u>). Красным цветом показано количество осадков, просуммированное в скользящем окне длительностью 6 месяцев. Хорошо видна периодичность максимумов и минимумов суммарного количества осадков, выпадающих за полугодовые интервалы. Максимумы наблюдаются в февралемарте, а минимумы в августе-сентябре.

121



Рисунок 2.8 – Выпадение осадков в период 2007-2020 (<u>http://meteocenter.net</u>).

По графикам временных серий смещений на оползневых участках (рисунок 2.7А) отмечается неравномерность движений на рассматриваемых склонах на протяжении всего периода наблюдений. В скользящем временном окне были вычислены средние скорости смещений Vlos за 6-ти месячные интервалы. На рисунке 2.9 вверху приводятся графики изменений во времени этих значений для данных со спутника S-1 A (2015-2020), интервалы между наблюдениями для которого 12 дней, что позволяет получить наиболее гладкие кривые. Для всех участков характерна периодичность максимумов и минимумов средних скоростей *Vlos*. Времена пиковых значений на разных участках совпадают в пределах 1-2 месяцев.

Сравнение с графиком количества осадков за полугодовые интервалы (рисунок 2.9 внизу) показало, что экстремумы кривых средних значений Vlos за 6-ти месячные интервалы коррелируют с экстремумами гистограмм суммарного за полгода количества осадков. Максимумы скоростей смещений приходятся на февраль-апрель, а минимумы на август- октябрь.



Рисунок 2.9 – Сравнение осреднённых средних скоростей смещений с количеством выпавших осадков. Вверху - Средние за 6ти месячные интервалы значения скоростей Vlos (S-1 A трек 43A); Внизу - Выпадение осадков в период 2015-2020 (<u>http://meteocenter.net</u>)

Связи динамики осадок в Имеретинской низменности (рисунок 2.7Б) с количеством выпадающих осадков не обнаружено. Для всех выделенных областей (1-7) проседание началось в 2008-2009 годах, т.е. с началом освоения этой территории. Существовавшие до этого дренажные каналы справлялись со своей задачей и погружения на рассматриваемых участках не наблюдалось. В настоящее время в областях 2, 6, 7 наблюдается процесс стабилизации – скорости вертикальных смещений падают с 30-50 мм/год до 10-15 мм/год. В областях же 1, 3, 5 оседание продолжает неуклонно расти и в разных точках колеблется в диапазоне 30-60 мм/год. Наибольшее оседание за весь период наблюдений составляет около 300 мм (ул. Журналистов). Таким образом, кривые вертикальных смещений поверхности позволяют детально оценить эффективность работы новых дренажных систем и мероприятий по стабилизации оснований фундаментов. Местоположение

идентифицированных по спутниковым данным областей оседания согласуется с результатами наземных исследований, изложенными в работах [84-86].

#### 2.3.5 Выводы по разделу 2.3

На преобладающих в районах Большого Сочи территориях с плотной индивидуальной застройкой, где медленные смещения с трудом фиксируются наземными методами, InSAR позволяет выделять множество новых зон активных оползневых деформаций, а также определять степень активности в период съемки ранее закартированных наземными методами оползневых структур.

Привлечение архивных спутниковых радарных снимков и метеоданных позволяет успешно изучать динамику оползневых склонов в этом районе и прогнозировать области активизации смещений.

Полученные результаты показывают, что методы РСА-интерферометрии позволяют также с высокой степенью детальности анализировать динамику оседания территории Имеретинской низменности за последние 13 лет, т.е. с момента, предшествующего началу освоения этой территории и до настоящего времени, проводить контроль мероприятий по дренажу территории, консолидации грунтов и укреплению фундаментов сооружений. Идентифицированные здесь осадки являются существенными, поэтому в области Олимпийских объектов целесообразно выполнять регулярный мониторинг смещений, в том числе и методами спутниковой РСА-интерферометрии.

Применение PCA-интерферометрии не требует больших финансовых затрат, а совместная интерпретация результатов с наземными данными позволят значительно повысит эффективность существующих систем мониторинга поверхностных деформаций.

## 2.4 Мониторинг оседания на территории г. Березники (Пермский край) методами спутниковой радарной интерферометрии

#### 2.4.1 Введение

Верхнекамское месторождение калийных и магниевых солей расположено в Пермском крае. Разведанная соленосная толща протягивается на 135 км с севера на юг и на 40 км с востока на запад. Основные разработки ведутся на левом берегу р. Кама в городах Соликамск и Березники, которые расположены непосредственно над соляными шахтами. Главной задачей при подземной разработке калийных и соляных месторождений является сохранение целостности водонепроницаемой пачки пород, расположенной между кровлей верхнего отрабатываемого пласта и подошвой водоносного горизонта, называемой водозащитной толщей (ВЗТ). При нарушении сплошности ВЗТ пресные или слабоминерализованные воды начинают растворять соляные породы и размывать трещины. Это усиливает водоприток и, в конечном счете, приводит к затоплению рудника. Для сохранения целостности ВЗТ на Верхнекамских месторождениях применяется камерная система разработки, при которой вышележащая толща пород поддерживается регулярно оставляемыми междукамерными целиками [87].

Оседания грунта, вызванные горными работами, в г. Березники происходили многие годы, но их скорость долгое время оставалась небольшой. Ситуация резко изменилась в 2006 году, когда произошла крупнейшая в мировой практике разработки водорастворимых руд авария - был затоплен рудник Первого Березниковского калийного рудоуправления (БКПРУ-1). Рудник расположен непосредственно под г. Березники, вторым по величине городом Пермского края, с населением около 150 тыс. чел. [88].

После аварии был существенно расширен комплекс мер по сохранению B3T и по контролю эффективности этих работ. Регулярно проводятся повторные геодезические и гравиметрические измерения, регистрируется техногенная сейсмичность. Выполняется численное геомеханическое моделирование, разработана и реализована система комплексного мониторинга, позволяющая принимать превентивные решения по защите рудников и расположенных в зоне их влияния селитебных территорий [89]. Для территории г. Березники также выполнялись оценки полей смещений методами радарной спутниковой интерферометрии [90; 91; 92], в том числе в течение нескольких лет выполнялся регулярный спутниковый мониторинг [93]. В 2020 году после длительного перерыва спутниковый мониторинг был возобновлен. Поскольку в последние годы произошел значительный прогресс в области спутниковой радарной интерферометрии, включая запуск новой серии спутников Сентинель, и поскольку в последние годы процесс оседания мог существенно измениться, возникла задача уточнения методики проведения мониторинга и ее практического опробования на территории г. Березники.

Рассмотрим методику проведения мониторинга территории г. Березники и некоторые результаты, полученные в 2020 году путем анализа снимков спутника TerraSAR-X, а также сопоставим полученные смещения с данными наземных измерений. Результаты данной работы основаны на анализе пар радарных снимков.

#### 2.4.2 Спутниковая радарная интерферометрия

РСА интерферометрия позволяет получать снимки в любое время суток. Длина волны, на которой работают радары, выбирается так, чтобы минимизировать влияние

атмосферы [94]. Тем не менее, процессы поглощения и рассеяния электромагнитного излучения, особенно в облачных покровах, вносят погрешности, которые необходимо устранять на этапе обработки пар снимков. В частности, атмосферные процессы ухудшают когерентность снимков. Когерентность является мерой корреляции фазовых значений двух сравниваемых снимков, ее величина меняется от 1 для когерентных до 0 При обработке снимков устанавливается порог для некогерентных областей. когерентности (обычно, 0.2-0.3). Области с когерентностью ниже порога в обработку не включаются. Процесс развертки предполагает, что поле смещений является гладким на пространственных масштабах порядка размера пикселя. Если в соседних пикселях разница смещений превосходит половину длины волны излучения спутника (для используемых нами спутников она меняется от 3.1 см до 23.4 см), то при развертке этот скачок будет сглажен. В областях больших смещений корреляция снимков полностью теряется, и определить величину смещений не удается. Методика проведения мониторинга, выбор спутника и интервалов съемки определяются исходя из имеющихся данных о поле смещений в исследуемой области. При обработке и интерпретации полей смещений, полученных методами РСА интерферометрии, важно использовать всю имеющуюся дополнительную информацию об исследуемых объектах и процессах.

Анализ пар радарных снимков (DInSAR - дифференциальная РСА интерферометрия), позволяет изучать многие природные и техногенные процессы. Среди природных процессов это смещения в областях землетрясений и на оползневых склонах, динамика ледников и лавовых потоков, внедрение магматического материала и многие другие. Среди техногенных приложений отметим мониторинг устойчивости мостов, дамб, смещений земной поверхности над тоннелями, горными выработками, подземными хранилищами газа, в областях разработки нефтегазовых месторождений и многие другие (в отечественной литературе обзор некоторых результатов дан в работах [95-98]).

Одна из проблем метода дифференциальной интерферометрии состоит в том, что при изучении медленных длительно развивающихся процессов для достижения хорошего отношения сигнал/шум необходимо использовать снимки, выполненные с большим интервалом по времени. При этом на больших интервалах времени часто теряется корреляция между снимками. Эта так называемая временная декорреляция, происходит из-за изменений ландшафта, растительности, снежного покрова и др. процессов, она препятствует выполнению интерферометрической обработки пар снимков, выполненных с большим интервалом по времени. Поэтому следующим шагом в развитии РСА интерферометрии стали различные модификации методов, основанных на поиске и анализе смещений, так называемых устойчивых отражателей (Persistent Scatterer или PS). Основная идея этих методов, обозначаемых в англоязычной литературе PS-InSAR, состоит в одновременном анализе серии парных интерферограмм, на которых выделяются и в дальнейшем рассматриваются только пиксели, характеризующиеся некоторым "устойчивым поведением" [99]. Методы устойчивых отражателей позволяют исследовать медленные смещения, развивающиеся длительное время.

Для исследования смещений в районе г. Березники были использованы обе технологии. В данном разделе приведены результаты, полученные методом дифференциальной интерферометрии.

#### 2.4.3 Использованные радарные снимки и методы обработки

Спутники, выполняющие радарную съемку, в основном работают в одном из трех частотных диапазонов: коротковолновый диапазон X с длиной волны  $\lambda$ =3.1 см, средневолновый С-диапазон с  $\lambda$ =5.6 см и длинноволновый L – диапазон с  $\lambda$ =23.4 см. В наших исследованиях использовались снимки немецкого спутника X- диапазона TerraSAR-X, имеющие высокое пространственное разрешение. Размер элемента разрешения (пикселя) перпендикулярно орбите составляет 0.9 м, вдоль направления полета - 1.9 м. Съемка территории выполнялась с минимально возможным интервалом в 11 дней с 28 апреля по 1 ноября 2020 года (таблица 2.3), размер снимка равен примерно 30 на 50 км. Всего от немецкого космического агентства Airbus Defence and Space GmbH в 2020 году было получено 18 снимков, выполненных с нисходящей орбиты трека 61D в режиме StripMap. Коротковолновые снимки наиболее подвержены влиянию различного рода помех, в первую очередь атмосферных. Для подавления высокочастотных помех было выполнено пространственное осреднение перпендикулярно орбите (эта процедура в англоязычной литературе называется multilooking), в результате размер пикселя стал равен 1.8 х 1.9 м.

Для регулярного анализа смещений использовались парные интерферограммы, рассчитанные с интервалом 11 и 22 дня, т.е. для двух ближайших по времени снимков и через один. Также регулярно рассчитывались поля смещений за 33 дня, путем суммирования результатов за 11 и 22 дня. Такая стратегия принята потому, что на большей части территории смещения за 11 дней невелики, и связанная с ними разность фаз отраженных сигналов находится на уровне шумов. На интервалах 22 и 33 дня соотношение сигнал/шум существенно выше.

127

Также была собрана серия снимков спутника европейского космического агентства Сентинель-1В, который снимает обширную область вокруг г. Березники с интервалом в 12 дней в C диапазоне. Съемка имела перерывы, поэтому за период с 3 мая по 18 октября 2020 г. от Европейского космического агентства ESA получено 13 снимков с нисходящей орбиты трека 35D (таблица 2.3). Размер снимка 150 на 250 км. Снимки имеют меньшее разрешение (размер пикселя перпендикулярно орбите 2.32 м, вдоль орбиты 13.9 м.), но более устойчивы к атмосферным помехам.

№ снимка	Дата снимка	Дата снимка		
	Сентинель-1В	TerraSAR-X		
1	03/05/2020	28/04/2020		
2	15/05/2020	09/05/2020		
3	27/05/2020	20/05/2020		
4	20/06/2020	31/05/2020		
5	02/07/2020	11/06/2020		
6	14/07/2020	22/06/2020		
7	26/07/2020	03/07/2020		
8	07/08/2020	14/07/2020		
9	19/08/2020	25/07/2020		
10	12/09/2020	05/08/2020		
11	24/09/2020	16/08/2020		
12	06/10/2020	27/08/2020		
13	18/10/2020	07/09/2020		
14		18/09/2020		
15		29/0/9/2020		
16		10/10/2020		
17		21/10/2020		
18		01/11/2020		

Таблица 2.3 – Даты использованных в работе РСА снимков г. Березники

#### 2.4.4 Анализ полей смещений

Как показывают формулы (2.3)-(2.4), если горизонтальные компоненты вектора смещения можно считать равными нулю, то можно определить вертикальную компоненту, которую будем называть субвертикальными (sub-vertical) смещениями и обозначать  $W_z$ .

Реальные поля смещений (сдвижения) над шахтными выработками содержат и горизонтальные и вертикальные компоненты, однако в центре мульд сдвижения горизонтальная компонента обращается в ноль, поэтому в эпицентральных областях мульд сдвижения субвертикальные смещения должны быть близки к вертикальным.

На рисунке 2.10 представлена карта субвертикальных смещений W<sub>z</sub>, полученная по снимкам спутника TerraSAR-Х для западной части города, от провалов у железнодорожного вокзала (цифры 1 и 2) до южной границы города (цифра 4). На рисунке 2.10А показаны смещения за период с 25 июля по 27 августа 2020 г. (снимки № 9-12 в табл.2.4), на рисунке 2.10Б показаны смещения, вычисленные за период с 29 сентября по 1 ноября 2020 г (снимки № 15-18 в таблице 2.3). Согласно спутниковым данным максимальные смешения В районе закрытой территории провалов южнее железнодорожного вокзала произошли на их северо-восточном краю у автодорожного кольца (цифра 1), а также на южном и юго-восточном борту провалов (цифра 2). В обеих областях смещения W<sub>z</sub> за 33 дня превосходят 50 мм. Вторая область значительных оседаний на рисунке 2.10 находится на закрытой территории провала №5 (цифра 3). Здесь оседания превосходят 60 мм за 33 дня (изолиния 60 мм показана синим цветом). Эта зона оседаний продолжается на северо-запад, где оседания составили 15 мм за 33 дня. Западнее зоны, обозначенной цифрой 3, располагается область с низкой когерентностью. Здесь небольшие оседания удалось зафиксировать только на отдельных зданиях Березниковского рудоуправления 1. В северо-восточной части рисунка 2.10 оседания не превосходят 10 мм за 33 дня, при этом пиксели, в которых обнаружены оседания, в основном приурочены к скверам или располагаются на грунте между домами. В таких областях смещения амплитудой 10-15 мм находятся на пределе точности и должны быть верифицированы методами устойчивых отражателей или наземными измерениями.

Из рисунка 2.10А и Б следует, что полученное поле смещений устойчиво во времени. Аналогичные величины оседаний получены и за предыдущие периоды, например, с 11 июня по 14 июля 2020 г. Это позволяет заключить, что, несмотря на то, что провалы продолжают оседать, в целом принятые меры по стабилизации оседаний работают эффективно.

129



A

Рисунок 2.10 – Поле субвертикальных смещений W<sub>z</sub> в западной части г. Березники, определенное по радарным снимкам спутника TerraSAR-X от 25 июля и 27 августа 2020 г (слева) и 29 сентября – 1 ноября 2020 г (справа). В северо-западной части рисунка расположен провал у железнодорожного вокзала (цифры 1 и 2), вторая область оседаний фиксируется в районе провала №5 (цифра 3). В южной части (цифра 4) имеется локальная область оседаний амплитудой до 30 мм. Смещения даны в метрах, отрицательные значения соответствуют оседаниям. Карта совмещена с оптическим спутниковым снимком с сайта GoogleEarth.

В поселках, расположенных южнее г. Березники и обозначенных цифрами 1, 2, 3 на рисунке 2.11, оседания фиксируются вдоль широкой полосы, простирающейся с севера на юг. Амплитуда оседаний в северной части поселков 1 и 2 достигает 30, местами 40 мм за 33 дня. Далее на юг амплитуда оседаний уменьшается до 15-20 мм за 33 дня. В расчет включались области с когерентностью выше 0.2, поэтому смещения в лесных массивах и в пойме ручья между поселками 2 и 3 на рисунке 2.11 отсутствуют.



Рисунок 2.11 – Поле субвертикальных смещений W<sub>z</sub> на территории поселков, южнее г. Березники (цифры 1,2,3) за период с 25 июля – 27 августа 2020 г. в долях метра. Оседания показаны в областях с когерентностью больше 0.2.

Парные интерферограммы позволяют выполнять мониторинг процесса оседаний с небольшой задержкой по времени. Полученные результаты хорошо согласуются с данными геодезии, сопоставление с которыми мы рассмотрим ниже. Здесь же отметим, что спутниковый мониторинг позволяет рассчитывать поля смещений по мере получения радарных снимков (для спутников TerraSAR 11 дней), при этом снимки покрывают обширные территории. Данные PCA интерферометрии являются важным дополнением к наземным геодезическим работам, проводимым с высокой точностью по сети реперов или вдоль профилей, обычно не чаще 2-3 раза в год.

### 2.4.5 Оценка смещений за 187 дней методом суммирования парных интерферограмм

В тех случаях, когда смещения имеют длительный устойчивый характер, весьма эффективным оказывается суммирование смещений, полученных по парным интерферограммам. Различного рода помехи (атмосферные эффекты, термический шум, ошибки, связанные с неточным знанием орбит и цифровой модели рельефа) не коррелируют во времени, поскольку зависят от состояния атмосферы, от точности определения конкретной орбиты в момент съемки. Отметим, что ошибки, связанные с ошибками ЦМР, коррелируют с величиной расстояния между спутниками при съемке первого и второго снимков, поэтому эти ошибки также не коррелированы во времени. В результате суммирование позволяет эффективно подавлять помехи и выделять полезный сигнал, особенно если его амплитуда со временем увеличивается. Посчитать смещения по паре снимков, выполненных с интервалом по времени в 187 дней, не удается из-за потери корреляции на больших временных интервалах.

На рисунке 2.12 показаны карты субвертикальных смещений для района провалов южнее железнодорожного вокзала, полученные по снимкам с 28 апреля по 11 ноября 2020 г. Для сравнения с данными геодезии смещения пересчитаны в м/год. В целом данные РСА интерферометрии и геодезии согласуются очень хорошо, за исключением западного борта провала, где область смещений по данным геодезии с амплитудой 200-250 мм, несколько смещена относительно соответствующей изолинии, построенной по данным РСА интерферометрии. Эти различия могут быть связаны с наличием здесь существенных горизонтальных смещений (см. ниже).



Рисунок 2.12 – Сравнение скоростей субвертикальных смещений (изолинии в м/год) и вертикальных смещений по данным геодезии для района провала южнее железнодорожного вокзала в г. Березники. Смещения получены путем суммирования парных интерферограмм за период 187 дней. В геодезических данных оседания положительные и даны в мм/год

На рисунке 2.13 приведено сравнение субвертикальных смещений за 187 дней с данными геодезии для более обширного района, показанного на рисунке 2.10. Видно, что пересчет в субвертикальные смещения дает смещения, близкие к геодезическим данным.



Рисунок 2.13 – Сравнение субвертикальных смещений за 187 дней с данными геодезии. То же, что на рисунке 2.12 для западной части города, показанной на рисунке 2.10.

Скорости субвертикальных смещений по данным за 187 дней на северо-восточном борту провала, в районе автодорожного кольца, превосходят 40 см/год, на юго-восточном борту оседания превосходят 60 см/год. В южной части рисунка (цифра 4 на рисунке 2.10Б), средние скорости оседаний достигают 30 см/год, в районе провала №5 (цифра 3 на рисунке 2.10Б) – 40 см/год. Эти величины близки к данным геодезии.

На территории поселков южнее г. Березники по данным за 187 дней (рисунок 2.14) выявляются две мульды оседаний. Одна протягивается примерно с севера на юг от пруда вдоль границы поселков 1 и 2, где оседания уменьшаются до 10 см, а затем до 6-8 см за 187 дней. Вторая область оседаний с меньшими амплитудами (7-8 см за 187 дней) протягивается с запада на восток в средней части поселка 3. Оседания на южной окраине поселка 3 достигают 15 см за 187 дней. Они зафиксированы в основном на природных ландшафтах, поэтому эти оседания рекомендуется верифицировать по данным наземных наблюдений.



Рисунок 2.14 – Субвертикальные смещения за 187 дней, рассчитанные путем суммирования смещений, полученных по парам снимков с 28.04.2020 до 01.11.2020 в м для поселков южнее г. Березники.

На рисунке 2.15 показаны оседания в центральной части города Березники. Области оседаний более 25 мм за 187 дней в основном зафиксированы на природных ландшафтах (парки, скверы). В квартале, показанном красным прямоугольником на рисунке 2.15, наибольшая область смещений зафиксирована в парке и, вероятнее всего, не связана с подземными работами. Выявленные оседания не объединяются в единую мульду. Если здесь имеются оседания, связанные с горными работами, то для их выявления нужен существенно больший интервал времени.



Рисунок 2.15 – Оседания в центральной части города Березники. То же, что на рисунке 2.14 для центральной части города. Красная звезда показывает область, оседания которой приняты за ноль.

#### 2.4.6 Выводы

Происходящие в настоящее время оседания на территории г. Березники устойчиво фиксируются методами дифференциальной РСА интерферометрии по парам снимков спутника TerraSAR-X, выполняемых с интервалом в 11 дней. Это позволяет вести мониторинг смещений с минимальной задержкой во времени. Смещения в основных областях оседаний за 22 и 33 дня уверенно выделяются на фоне различных шумов. Оценки смещений по парам снимков спутника Сентинель-1В оказались не столь устойчивыми. Из-за более низкой когерентности карты смещений, полученные по снимкам этого спутника, менее детальны, поэтому снимки спутника Сентинель-1В были использованы только для расчета временных рядов смещений методами устойчивых отражателей.

Оценки субвертикальных смещений близки к данным наземной геодезии. Съемка с двух орбит дает два уравнения типа (2.5) с различными углами. Предполагая, что смещения на север невелики, Samsonov, Baryakh [92] определили горизонтальные смещения в восточном направлении, используя средние скорости смещений на спутник, определенные методами устойчивых отражателей по снимкам, выполненным в *C* диапазоне спутником Radarsat-2 с двух орбит. Максимальная величина горизонтальных смещений в восточном направлении составила 100 мм/год.

Вклад горизонтальных смещений определяется их направлением, при этом наиболее существенное влияние оказывают смещения в направлении восток-запад (формулы 2.5-2.7). Пусть имеется изометричная мульда сдвижения ( $U_z < 0$ ). На ее

восточном борту горизонтальные смещения направлены на запад ( $U_E < 0$ ), а на западном – на восток ( $U_E > 0$ ). Для нисходящей орбиты горизонтальные смещения, направленные на восток, имеют обратный знак относительно  $U_z$  и уменьшают амплитуду  $U_{LOS}$ . Поэтому при пересчете в субвертикальные смещения, амплитуда  $W_z$  на западном борту окажется меньше амплитуды истинного вертикального смещения  $U_z$ . Смещения в западном направлении увеличивают амплитуду смещений  $U_{LOS}$ , и амплитуда субвертикальных смещений на восточном борту становится больше реальных вертикальных оседаний. В результате поле субвертикальных смещений становится несимметричным, на восточном борту мульды сдвижения (ближнем к нисходящей орбите) изолинии сместятся от центра мульды, а на западном (дальнем от спутника борту) они сместятся к центру мульды. С этим, возможно, связана асимметрия карты оседаний  $W_z$  у провала на рисунке 2.13 и расхождение геодезических и интерферометрических оценок.

На западном борту провала, на геодезическом пункте, обозначенном черным крестом, зафиксировано оседание в интервале 200-250 мм/год. Согласно спутниковым оценкам [92] здесь имеется еще и горизонтальное смещение на восток около 100 мм/год. Тогда величина  $U_{LOS}$  в этой области составит 106-146 мм/год, а величина субвертикальных оседаний будет равна 130-180 мм/год. Эта величина близка к оценке субвертикальных смещений, равной в этой точке 100-150 мм/год (рисунок 2.13).

Как уже отмечалось, в центре мульды сдвижения субвертикальные смещения должны быть близки к вертикальным. Съемка района г. Березники проводилась с двух орбит только спутником Radarsat-2 в 2011-2014 годах. В настоящее время съемка с двух орбит для этой территории не проводится.

Данные спутниковой PCA интерферометрии являются хорошим дополнением к данным наземной геодезии. Наземная геодезия более точна, дает результаты в областях с низкой когерентностью спутниковых снимков (леса, поймы рек), но проводится с большими интервалами по времени, с меньшей плотностью точек измерений и охватывает меньшие площади. Спутниковые снимки выполняются с небольшим интервалом по времени, они позволяют следить за развитием оседаний на обширных территориях и оценивать смещения в областях, где геодезические измерения не проводятся. Однако PCA интерферометрия не работает в зимний период при наличии снежного покрова, в лесных массивах и других областях с низкой когерентностью. Этим определяется важность выполнения работ обоими методами.

137

Метод оценки смещений за длительные интервалы времени путем суммирования интерферограмм продемонстрировал высокую эффективность в конкретных условиях мониторинга г. Березники.

## 2.5 Оседание поверхности лавы Толбачинского извержения 2012-2013 гг: спутниковые данные и термическая модель

#### 2.5.1 Введение

27 ноября 2012 года произошло крупное Толбачинское трещинное извержение (ТТИ50). В результате извержения были сформированы обширные лавовые поля, площадью 45.8 км<sup>2</sup>; излившийся объём лавы был оценён в 0.573 км<sup>3</sup>. Ленинградское лавовое поле формировалось с первых дней извержения при среднем расходе лавы в первые две недели равном 140 м<sup>3</sup>/с, Толудское поле начало формироваться с 22 на 23 декабря потоком, огибающим образовавшееся нагромождение лав между конусами Красный и Клешня (рисунок 2.16). Со второй половины декабря извержение имело равномерный характер, при среднем расходе лавы 18-19 м<sup>3</sup>/с. Большую роль в формировании как Ленинградского, так и Толудского поля играли лавоводы и лавовые трубы. На рисунке 2.16 показана карта мощности лавового поля, построенная по данным, предоставленным [101] Dai и Howat (2017).



Рисунок 2.16 – Мощность лавовых потоков (метры), сформированных в результате ТТИ-50 по данным [101]

С использованием серии спутниковых снимков Сентинель-1 (радар С-диапазона, Европейского космического агентства ESA), выполненных с 2017 по 2019 год, нами впервые были получены оценки скорости смещения поверхности лавового поля. Далее была построена математическая модель процесса остывания расплава, выполнен подбор ее параметров, при которых достигается наилучшее согласование с данными об оседании поверхности лавы во время ее затвердевания. Наша модель учитывает скрытую теплоту кристаллизации, зависимости физических параметров (теплоёмкости, теплопроводности, плотности) от температуры, зависимость от температуры концентрации кристаллов в объёме расплава, а также процент незакристаллизованного вещества (стекол), пористость и скорость формирования лавового слоя. Основной интерес представляют области, где скорости оседания существенно превосходят оценки по термической модели. В работе выполнен анализ полей смещений и обсуждаются возможные причины различий в реальных и теоретических данных.

## 2.5.2 Оценка смещений лавовой поверхности методами спутниковой радарной интерферометрии

В зависимости от решаемых задач применяют методы анализа интерферограммы, построенной по паре снимков (так называемая дифференциальная интерферометрия, DInSAR) или серии интерферограмм, на которых выделяют так называемые устойчивые отражатели (PS – persistent scatterers) и оценивают средние скорости их смещений по временным рядам (например, [99]). Для оценки смещений поверхности Толбачинских лавовых полей, была проведена обработка временной серии радарных снимков методом малых базовых линий (SBAS - Small BAseline Subset, [80]) в программном комплексе SARscape. Использовано 35 снимков спутника Sentinel-1А, выполненных в режиме Interferometric Wide Swath с 60-го трека нисходящей орбиты в бесснежный период 2017-2019 годов: с 14.05.2017 по 23.09.2017 (12 снимков), с 21.05.2018 по 30.09.2018 (12 И с 16.05.2019 по 13.09.2019 (11 снимков). По снимков) результатам интерферометрической обработки **SBAS** максимальные скорости методом субвертикальных смещений поверхности лавового слоя находятся в районе кратера Клешня и составляют за 2017 г. 285 мм/год, 2018 г. – 249 мм/год, 2019 г. – 261 мм/год. Скорости погружения поверхности центральных и нижних частей поля не превышают 80 мм/год. В целом Ленинградское поле оседает немного быстрее, чем Толудское (рисунок 2.17).



Рисунок 2.17 – Карта скоростей субвертикальных смещений поверхности лавового слоя. А - красный контур - область исследования, включающая все лавовые потоки. Б - Карта средних скоростей смещений поверхности лавы (извержения 2012-13) по спутниковым данным (цветная шкала, мм/год), совмещённая с картой мощности лавы, построенной по данным, предоставленным [101] (чёрно-белая шкала, м).

Надо отметить, что интерферометрическая обработка не позволила получить непрерывную карту значений скоростей смещений поверхности на всю область, занимаемую лавовыми потоками, по причине сложного рельефа и потери когерентности выше по склону. Поэтому значения мощности лавового поля, сопоставимые с полученными результатами о величинах оседания лавы по спутниковым данным лежат в диапазоне примерно от 0 до 60 метров. При этом максимальная мощность лавы общего поля, полученная по ArcticDEM, достигает почти 100 метров и находится в окрестности конуса Набоко (рисунок 2.17).

На рисунке 2.18 показано сравнение скорости оседания, полученные по данным радарной интерферометрии с толщиной лавы. По плотному облаку точек на рисунке 2.18А прослеживается явный тренд, из которого следует, что скорость оседания лавы пропорциональна её мощности и достигает значений ~100 мм/год для толщины потока около 60-70 м. В то же время выделяется отдельная группа точек с "аномально" высокими значениями скорости оседания поверхности лавы (до 260 мм/год). Красной линией показана визуально определяемая граница двух кластеров: с "аномальными" скоростями оседания лавового слоя и с нормальными скоростями оседания. На рисунке 2.18Б эти

значения нанесены на карту двумя разными цветами. В результате все "аномальные" точки расположены в районе кратера Клешня (жёлтый цвет), в то время как основную часть поля занимают точки с "нормальной" скоростью погружения (зелёный цвет, ~99%).

#### 2.5.3 Модель процесса остывания лавового потока. Постановка задачи

Рассмотрим процесс остывания слоя лавы, которая представляет собой трёхкомпонентную систему: жидкий расплав, газ, твёрдые кристаллы. Основной объем газа выделился в процессе извержения [102], поэтому влияние дегазации, как механизма охлаждения лавы, в задаче не учитывается. Следуя детальному анализу, приведённому в работе [103] так же можно пренебречь процессом конвективного тепломассопереноса. При остывании лавовой корки ниже температуры солидуса можно пренебречь излучением тепла с его поверхности по сравнению с конвективным потоком тепла. Лавовый поток будем рассматривать как изначально однородную среду, состоящую из магматического расплава и некоторого начального объёма кристаллов.



Рисунок 2.18 – Сравнение скорости оседания, полученные по данным радарной интерферометрии с толщиной лавы. А - Сравнение скоростей оседания, полученных по спутниковым данным, с толщиной лавы. Красная линия обозначает границу между "нормальным" и "аномальным" кластерами. Б - Географическое положение точек с "нормальными" (зелёный цвет) и "аномальными" (жёлтый цвет) скоростями оседания.

Поскольку горизонтальные размеры потока существенно больше вертикальных, возникает малый параметр, равный отношению мощности лавового потока к его протяженности, с помощью которого легко показать, что производные температуры по горизонтальным координатам должны быть малы по сравнению с вертикальными. Следовательно, горизонтальными изменениями температуры можно пренебречь и достаточно решать одномерную задачу вдоль вертикальной координаты *z* (ось *Oz* направим вниз и совместим начало координат с подошвой слоя лавы). Во многих

исследованиях остывания лавовых потоков также решалась одномерная термическая задача [103-106].

По физическим свойствам моделируемая среда разделена на слой лавы и слой подстилающих пород. Для дискретизации области моделирования введём сетку элементов с шагом  $\Delta z_i(t)$ , i = 1, ..., N; где N - число элементов сетки, определяющее размер модели.

Строго говоря, деформация элементов сетки, возникает из-за усадки лавы в процессе её остывания и под действием веса вышележащих пород. Поскольку мощность лавы невелика, и поскольку мы рассматриваем оседание лавы в 2019 году, т.е. через 7 лет после ее излияния, деформацию под действием веса можно не учитывать.

Так как в процессе остывания лавы фазовый переход (образование кристаллов из расплава) сопровождается выделением тепла, проблема сводится к решению одномерного уравнения теплопроводности:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( k \frac{\partial T}{\partial z} \right) + W(z, t) \frac{\partial T}{\partial z} + Q(z, t, T)$$
(2.5)

с начальными и граничными условиями:

$$T(z,t=0) = \begin{cases} T_{mel}; & \text{при } z = [-H_{ini}; 0]; \\ dT_0 * z; & \text{при } z = (0; H_{max}]; \end{cases}$$

$$T(z,t>0) = \begin{cases} 0; & \text{при } z = -H_{ini}; \\ dT_0 * z; & \text{при } z = H_{max}; \end{cases}$$
(2.6)

где T(z,t) и W(z, t) - – температура и скорость оседания лавы на глубине z в момент времени t;  $Q(z,t,T) = L/c_p * \partial X_{faz}(z,T)/\partial t$  - количество теплоты, выделяемой в единице объёма в процессе фазового перехода (кристаллизации);  $X_{faz}(z,T)$  - доля твёрдой фазы на глубине z. Термические параметры: L - удельная теплота кристаллизации;  $c_p$  - удельная теплоёмкость; k - температуропроводность, равная  $k = \lambda/(\rho * c_p)$ . Начальная мощность лавового слоя равна  $H_{ini}$ . Глубина нижней границы модели,  $H_{max}$  задается достаточно большой, чтобы считать, что изменением температуры ниже этой границы можно пренебречь,  $T_{mel}$  – начальная температура расплава,  $dT_0$  – градиент температуры в грунте к моменту начала извержения.

Плотность лавы зависит от ее состава, температуры, наличия пор и количества закристаллизованного (кристаллы) и незакристаллизованного (стекло/расплав) материала. Введем долю затвердевшей части лавы X(t,T), равную равновесной доле кристаллов, рассчитанной для кристаллизации наиболее примитивной лавы ТТИ-50 в программе Petrolog 3 [107]. Пусть  $X_{cr}$ ,  $X_{gl}$  и  $X_{por}$  – объемные доли кристаллов, стекла и пор (газа) в затвердевшей части лавы, которые мы будем считать не зависящими от времени и температуры:  $X_{cr} + X_{gl} + X_{por} = 1$ . Расплавленная часть состоит из магматического
расплава и газа в порах, причем пористость расплава также равна  $X_{por}$ . Речь идет о средних по толщине потока величинах, хотя в верхней части (корке) и массивной основной части доли пор и кристаллов будут различаться.

Параметры  $X_{gl}$  и  $X_{por}$  будем считать свободными, и подбирать в процессе сопоставления с данными об оседании поверхности лавы. В качестве начальных, можно принять такие параметры:  $X_{gl} = 0.2$ ,  $X_{por} = 0.1$ , тогда  $X_{cr} = 1 - (X_{gl} + X_{por}) = 0.7$ . Плотность расплавленной лавы -  $\rho_{lava}$  равна  $\rho_{lava}(t, T_{melt}) = \rho_{melt} * (1 - X_{por}) + \rho_{por}(t, T) * X_{por}$ , где  $\rho_{melt}$  – плотность расплава,  $\rho_{por}$  – плотность материала, заполняющего поры.

Затвердевшая часть состоит из кристаллов с плотностью  $\rho_{cr}(t,T)$ , стекла с плотностью  $\rho_{gl}(t,T)$  и газа в порах ( $\rho_{por}(t,T)$ ). Тогда плотность затвердевшей части -  $\rho_{solid}$ , равна:  $\rho_{solid}(t,T) = \rho_{cr}(t,T) * X_{cr} + \rho_{gl}(t,T) * X_{gl} + \rho_{por}(t,T) * X_{por}$ , и плотность лавы, содержащей расплав и затвердевшую часть (обе с долей газа  $X_{por}$ ), равна:

 $\rho_{total}(t,T) = \rho_{solid}(t,T) * X(t,T) + \rho_{lava}(t,T) * (1 - X(t,T)).$  Подставляя сюда плотности лавы и затвердевшей части, получим:

 $\rho_{total}(t,T) = \left(\rho_{cr}(t,T) * X_{cr} + \rho_{gl}(t,T) * X_{gl} + \rho_{por}(t,T) * X_{por}\right) * X(t,T) + \left(\rho_{melt} * (1 - X_{por}) + \rho_{por}(t,T) * X_{por}\right) * (1 - X(t,T)),$ или после приведения членов с  $\rho_{por}(t,T)$ :

$$\rho_{total}(t,T) = \left(\rho_{cr}(t,T) * X_{cr} + \rho_{gl}(t,T) * X_{gl}\right) * X(t,T) + \rho_{melt} * \left(1 - X_{por}\right) * \left(1 - X(t,T)\right) + \rho_{por}(t,T) * X_{por},$$
(2.7)

Теперь в уравнении (2.5) выделенное в процессе кристаллизации тепло будет равно:  $Q(z,t,T) = L/c_p * \partial X_{faz}(z,T)/\partial t = L/c_p * X_{cr} * \partial X(z,T)/\partial t$ , поскольку часть расплава при затвердевании переходит в стекло и выделяемой при этом энергией можно пренебречь.

При моделировании плотность кристаллов  $\rho_{cr}(t,T)$  рассчитана из равновесной плотности двухкомпонентного состава вещества (расплав + кристаллы). Зависимость равновесной плотности магмы и концентрация кристаллов X(t,T) получены по по расчетам в программе Petrolog 3 (рисунок 2.19А и Б).

Плотность стекла близка к плотности расплава и меняется только за счет охлаждения:

 $\rho_{gl}(t,T) = \rho_{melt} * (1 - \alpha_{v\_glass} * (T - T_{mel}^{(0)})), где \alpha_{v\_glass}$  - коэффициент термического расширения стекла, равный 5.8\*10<sup>-7</sup> 1/град, плотность расплава считается постоянной

 $\rho_{melt}$ =2.6428 г/см<sup>3</sup> и соответствует плотности при  $T_{mel}^{(0)}$ =1100 °С (рисунке 2.19А), плотность газа в порах  $\rho_{por}(t,T)$  тоже можно считать постоянной 0.001 г/см<sup>3</sup>, поскольку ее вклад пренебрежимо мал.



Рисунок 2.19 – Плотность магмы и содержание кристаллов в расплаве. Зависимости плотности (г/см<sup>3</sup>) магмы (А) и содержания кристаллов (доли единицы) в расплаве (Б) от температуры, определенные по лабораторным данным с помощью программы Petrolog 3

[107].

Учёт скорости W(z,t) смещения в среде в уравнении (2.5) осуществляется следующим образом: поскольку на уменьшение мощности слоя лавы в процессе его остывания влияет только температура, то на каждом временном шаге пересчитывается высота всех элементов сетки  $\Delta z_i$ . Из закона сохранения массы  $\rho(t,T) * \Delta z(t,T) = \rho(T_{mel}) * \Delta z(T_{mel})$  следует, что  $\Delta z(t,T) = \Delta z(T_{mel}) * \rho(T_{mel})/\rho(t,T)$ .

Плотность кристаллов и коэффициент температурного расширения  $\alpha_v$  зависят от состава кристаллов. Для уже сформированных кристаллов плотность рассчитывается как функция температуры:  $\rho_{cr}(t,T) = \rho^{(0)}(1 - \alpha_v (T(t) - T_{cr}^{(0)}))$ , с параметрами  $T_{cr}^{(0)} = 505^{\circ}$ С;  $\rho^{(0)}$  - равно равновесному значению плотности 2.9752 г/см<sup>3</sup> при температуре  $T_{cr}^{(0)}$ . Зависимость  $\rho_{cr}(t,T)$  соответствует наклону кривой на рис. 2.19А.

Относительно пористости известно, что в среднем, во время движения потока она снизилась с 54% до 6%. Далее при затвердевании, предположительно за счёт дополнительных летучих веществ, пористость снова слегка возросла до 8% [102]. В

верхних частях потока пористость достаточно высокая, 35%. Отдельные отобранные на поверхности лавового потока образцы аа-лавы подобны отвердевшей пене, пористость которых оценена ~75% [108].

В модели также учтен процесс постепенного формирования лавового потока. Предполагается, что слой лавы мощностью H(t) формируется в течение первого года (год извержения) с постоянной скоростью dh/dt, где dh - заданное приращение в метрах за время dt так, что  $H(t) = t \times dh/dt$ . При расчете H(t) в первый год, в модель сверху добавлялся слой ячеек заданной мощности dh через равные интервалы времени dt до тех пор, пока не достигалась заданная конечная мощность лавового слоя  $H_{fin}$ . При этом считалось, что в момент времени  $t_0$  некоторый начальный слой  $H_{ini}$  уже существует.

#### 2.5.4 Численное моделирование

#### 2.5.4.1 Параметры модели

Для решения уравнения (2.5)-(2.6) были заданы физические размеры пространства:  $H(t) + H_{max}$  км, где H(t) – мощность слоя лавы при различных сценариях его наращивания dh/dt (конечная величина мощности  $H_{fin}$  менялась от 10 до 60 метров),  $H_{max} = 2$  км, нижняя граница расчётной области. Шаг сетки по z в слое лавы 0.1 м, шаг сетки по z в слое грунта (т.е. от z=0 до z=H\_{max}) возрастает с глубиной, шаг по времени  $\tau = 0.5$  дня.

Начальная температура расплава  $T_{mel} = 1100$  <sup>0</sup>C, начальный градиент температуры с глубиной в подстилающих породах до извержения задан  $dT_0 = 50$  <sup>o</sup>C/км; удельная теплота кристаллизации  $L = 3.5*10^5$  Дж/кг; коэффициент термического расширения  $\alpha_v$  магматического вещества соответствует плотностной модели рисунок 2.19А.

Для теплоёмкости  $c_p$  и теплопроводности  $\lambda$  заданы следующие зависимости от температуры: для  $c_p$  согласно [103]:

$$c_p(T) = 1100;$$
 при T > 1010 К; (2.8a)

$$c_p(T) = 1211 - (1.12*10^5)/T;$$
 при T < 1010 К; (2.86)

для λ согласно [109]:

$$\lambda(T) = 1.15 + 5.9 * 10^{-7} * (T - 1200C)^2$$
, при T<1200°C (2.8в)

$$\lambda(T) = 1.15 + 9.7 * 10^{-6} * (T - 1200C)^2$$
, при Т>1200°С (2.8г).

Пористость и процентное содержание стекла считались свободными параметрами и выбиралась путем сопоставления расчетных и реальных данных о погружении поверхности лавового потока. Учитывая год извержения, период моделирования *t* составил 7 лет (2012-2019). Реальная динамика формирования лавового потока и его остывания крайне сложны и включают большое количество разнообразных процессов. В модели мы попытались учесть лишь основные процессы формирования лавового потока.

#### 2.5.4.2 Учёт скорости формирования лавового слоя

При проведении численного моделирования мы рассмотрели несколько сценариев формирования лавового слоя. Поскольку извержение завершилось через 10 месяцев, а максимальная мощность накопленной лавы, по оценкам [101] достигала 100 метров (район конуса Набоко), вертикальная скорость приращения слоя dh/dt должна соответствовать этим временным ограничениям. В целом, чем меньше скорость наращивания слоя dh/dt, тем быстрее идёт остывание и тем меньше оседание лавы в течение 7-го года после извержения. Если слой наращивается быстро, то его остывание происходит медленнее и в итоге получается большее оседание лавы в течение 7-го года. Для модели с растущим слоем нами были выбраны два крайних сценария: "быстрый" и "медленный". Мощностью наползающего потока лавы была постоянной и равной 6 метрам, такую же мощность имел и начальный слой  $H_{ini}$ . При быстром формировании лавовый слой наращивался со скоростью 6 метров каждые 2 дня, при медленном - каждые 20 дней. Такие значения обеспечивают временные интервалы накопления лавы, не выходящие за пределы хронологии извержения.

Так же было выполнено моделирование без учета наращивания слоя, когда считалось, что лавовый слой в начальный момент времени t=0 уже имел заданную мощность  $H_{fin}$ .

#### 2.5.5 Результаты моделирования

### 2.5.5.1 Зависимость между остыванием лавового потока и оседанием его поверхности

На рисунке 2.20 показаны температурные профили, рассчитанные с учётом 10% пористости и 20% стекла для разных сценариев наращивания лавового слоя. Основная площадь лавового поля имеет мощность слоя от 20 до 40 метров, поэтому детально рассмотрим расчеты для 40-метровой толщины.

Рисунок 2.20А показывает изменение температуры в течение 7 лет в слое толщиной 40 метров, образованном с dh/dt=6 м за 20 дней. Видно постепенное охлаждение слоя лавы и нагревание подстилающего грунта. При "медленном" сценарии формирования слоя

лавы температура у основания лавового потока к концу первого года более высокая за счёт добавления новых вышележащих слоев расплавленной магмы в первый год. Со временем температура выравнивается, и через 7 лет её максимум составляет ~ 845 °C при равновесной кристалличности около 86,7 %, что означает, что процесс кристаллизации еще не завершен. На рисунке 2.20Б показано, что при медленном формировании слоя температура в середине пласта к концу 7-го года оказывается почти на 150 градусов ниже, чем при быстром и мгновенном формировании.

На рисунке 2.20В показано, что максимальная температура в слое сильно зависит от его толщины. Для слоя в 60 метров, к концу 7-го года, в середине потока все еще наблюдается расплав. В 30-метровом слое через 7 лет процесс кристаллизации в середине слоя уже завершен. То есть слои толщиной менее 40 м к концу 7-го года после извержения достигают кристалличности >54 %, и их оседание значительно замедляется. В то же время лавы толщиной более 50 м спустя 7 лет все еще содержат слой расплава.

Изменение во времени оседания поверхности и толщины лавы в 40-метровом слое показаны на рисунке 2.20Г. Отметим, что уменьшение мощности слоя происходит немного быстрее, чем оседание поверхности из-за разогрева подстилающего грунта.

# 2.5.5.2 Сравнение результатов моделирования с результатами, полученными по РСА интерферометрии

На рисунке 2.21 показано сравнение интерферометрических оценок с результатами моделирования, выполненном с различным процентным содержанием стекол и пористости в магматическом веществе для медленного формирования лавового потока при dh/dt = 6 м за 20 дней. Таким образом, сделана оценки влияния пористости и содержания стекла в лаве на ее оседание. Расчеты, приведённые на рисунке 2.21 показывают, что увеличение количества стекла в конечном составе лавы, так же как и увеличение пористости, приводит к снижению скорости оседания поверхности лавы в течение 7-го года после извержения.

149



Рисунок 2.20 – Результаты моделирования. А - Температурные профили через 1, 3, 5 и 7 лет после извержения с "медленным" формированием слоя (dh/dt=6м через 20 дней) и H<sub>fin</sub> = 40 м. Б - Температурные профили через 7 лет после извержения для H<sub>fin</sub> = 40 м для разных сценариев: 1 – мгновенное формирование слоя (dh/dt=0); 2 and 3 – "быстрое" (dh/dt=6 м через 2 дня) и "медленное" (dh/dt=6 м через 20 дней) наращивание слоя лавы соответственно. В - Температурные профили через 7 лет после извержения для разных толщин лавы: H<sub>fin</sub> от 10 до 60 метров (dh/dt = 6 м через 20 дней). Г - Изменение во времени мощности лавы и оседания поверхности (красный и синий цвет соответственно) для слоя:

 $H_{fin} = 40$  м, dh/dt=6 м через 20 дней. При расчётах учитывались пористость 10%,

содержание стекла 20%.





Рисунок 2.21 – Оценка влияния пористости и содержания стёкол в лаве на скорость оседания. Цветные линии показывают результаты моделирования с различным содержанием стекла для значений пористости: А 10%, Б 20%, В 30%.

На рисунке 2.22 показаны результаты моделирования с параметрами, которые хорошо соответствуют "нормальному" тренду оседания лавы (зеленые круги). Эти кривые были получены с учетом сценария "медленного наращивания слоя" (dh/dt 6 м в течение 20 дней).



Рисунок 2.22 – Результаты моделирования с параметрами, наилучшим образом соответствующие "нормальным" скоростям оседания лавы (зелёные круги). Жёлтые круги соответствуют области с "аномальными" скоростями. Результаты рассмотрены для сценария "медленного" формирования слоя (dh/dt = 6м/20дн)

Также было выполнено моделирование с другими возможными сценариями роста толщины лавового потока. На рисунке 2.23 показаны результаты такого моделирования с пористостью 10 % и содержанием стекла 20 % в сравнении с результатами, полученными по интерферометрии. Сценарии "быстрого" (dh/dt 6 в течение 2 дней) или "мгновенно образовавшегося" слоя лавы лучше соответствуют наблюдениям в "аномальной" зоне (желтые круги).



Рисунок 2.23 – Результаты моделирования, наилучшим образом соответствующие "аномальным" скоростям оседания лавы. Сравнение результатов, полученных по спутниковым оценкам (зелёные круги - "нормальная" скорость, жёлтые круги -"аномальная" скорость) с результатами моделирования (цветные линии) при 10% пористости и 20% содержания стекла, которые лучшим образом соответствуют "аномальному" оседанию. На вертикальной оси показана скорость оседания поверхности в 2019 г. (в мм/год). Красная линия - результаты для моментального формирования слоя (H<sub>ini</sub>=H<sub>fin</sub>, dh/dt = 0). Зелёная линия - "быстро" сформированный лавовый слой (dh/dt = 6 м в в течение 2 дн). Синяя линия - "медленно" сформированный лавовый слой (dh/dt = 6 м в

#### 2.5.6 Заключение

Изучение оседания поверхности лавового потока ТТИ50 выявило два отчётливых кластера значений скоростей погружения лавы. Более 90% поверхности лавового поля соответствует "нормальным" скоростям оседания и хорошо объясняется моделью термического охлаждения и уплотнением лавового слоя. Наилучшее соответствие данным SAR, достигается для сценария медленно формирующегося слоя лавы (dh/dt =6 м в течение 20 дней) с пористостью 10-30% и содержанием стекла 30-50 %.

В то же время относительно небольшое количество точек явно показывает гораздо более быстрое проседание по сравнению "нормального" тренда. Все эти "аномальные" точки расположены в очень небольшой зоне в непосредственной близости от кратера Набоко и конуса Клешня. Появление этой области с высокими скоростями оседания поверхности лавы можно объяснить особыми условиями формирования лавового потока. Одна из возможных причин заключается в том, что эта часть потока сформировалась очень быстро после резкой активизации кратера, соответственно, этот район формирования лавового поля отличается от более отдаленных частей лавовых полей более интенсивным наращиванием. Действительно, расчеты, основанные на сценариях "быстрого" или "мгновенного" образования слоя лавы, показывают значительно более высокие скорости оседания для слоев толщиной более 25 м (рисунок 2.23). С другой стороны, в этой небольшой части потока наблюдается значительное количество "аномальных" точек, которые не могут быть объяснены моделью, основанной только на термической усадке вещества. Поэтому для объяснения всего спектра наблюдений следует рассмотреть другие процессы. Во время извержения в верхней части потока прямо под кратером Набоко образовалась система лавовых труб и каналов. Во время извержения лавовые трубы опустошались, когда лава стекла во внешнюю часть поля, что привело к образованию множества пустот. Область аномально быстрого оседания, вероятно, соответствует обрушению таких лавовых пустот.

### 2.6 О связи активизации вулкана Корякский в 2008-2009 годах с глубинными магматическими процессами

#### 2.6.1 Введение

Корякский стратовулкан расположен в южной части полуострова Камчатка. Это наиболее крупный вулкан в Авачинско-Корякской группе вулканов (АКГВ), расположенных в непосредственной близости от г. Петропавловск-Камчатский - крупнейшего города полуострова. Изучение вулканических и сейсмических процессов, происходящих в районе АКГВ, периодов и причин их активизации, прогноз извержений критически важны для жителей этой наиболее плотно заселенной части полуострова.

Согласно [110], начиная с 19-го века произошло как минимум 15 активизаций вулкана Корякский. При этом три из них, в 1926, 1956-1957 и 2008-2009 годах были наиболее мощными и сопровождались выносом больших объемов пара и газов с примесью пепла. Последние извержения начались в ноябре 2008 г., но уже с марта 2008 г., в районе вулкана стала регистрироваться высокая сейсмическая активность (максимальный энергетический класс Kmax= 8), которая продолжалась и в 2009 году. Столь значительное количество сейсмических событий наблюдалось впервые с ноября 1992 г., когда Камчатский филиал Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) начал детальные наблюдения на АКГВ. Фумаролы располагались на западном склоне около вершины вулкана, вдоль трещины, образованной во время извержений 1956-57 гг. Своего максимума вулканическая деятельность достигла в марте - апреле 2009 г. Видимый шлейф поднимался на высоту до 5.5 км и простирался на расстояния более 600 км [111].

Часть исследователей связывает активизацию вулкана Корякский с процессами в магматическом очаге. Так, [110] относит извержение не к фреатическому, а к газовому извержению с выносом пепла. Он заключил, что это извержение связано с подъемом магмы и ее внедрением на глубину 10 - 14 км в примыкающий к вулкану с севера субмеридиональный разлом. Анализ каталогов КФ ГС РАН за период 01.2000 – 02. 2013 гг., содержащих более 3000 землетрясений, произошедших в постройках и в фундаменте АКГВ показал, что активизация вулкана Корякский в 2008-2009 гг. была вызвана инжекцией магмы из магматических очагов Авачинского и Корякского вулканов [112]. Авторы этой работы считают, что подготовка извержения началась с насыщения магмой корового очага, кровля которого располагается на глубине 3 км ниже уровня моря. Далее произошла инжекция магмы в субмеридиональную зону, размером 7.5 × 2.5 км в диапазоне глубин 2-5 км ниже уровня моря в северном секторе вулкана Корякский, которая совпала с наиболее интенсивным периодом вершинного парогазового извержения (февраль 2009 г. – март 2010 г.). Процесс инжекции магмы сопровождался внедрением даек с углами падения от 34° до 87°. Моделирование инжекции магмы выполнено в [112] для трещины с параметрами: угол падения 60°, размеры 2 × 2 км2, глубина 4 км ниже уровня моря.

Томографические модели области АКГВ, построенные с использованием каталогов КФ ГСРАН за период 01.01 2009 – 31.12.2018 [113] и шумовой сейсмической томографии [114], показывают присутствие под вулканом Корякский низкоскоростной зоны на глубине ~7 км. Эта зона может быть ассоциирована с постоянным магматическим очагом, откуда начался подъем магмы.

Анализ данных тепловизионного исследования пепло-газовых эксплозивных шлейфов, выполненный в [115], дает оценку общей массы водяного пара за время извержения (за 100 дней) равную 3\*105 т, и оценку термальной энергии извержения - в 109 МДж. Источник такого количества тепла логично связать с внедрением магмы. Такая энергия может быть получена, например, при кристаллизации магмы объемом 106 м<sup>3</sup> [115].

В тоже время авторы работ [116, 117] на основе результатов гранулометрического, химического и минералогического анализов пеплов извержения 2008-2009 гг. заключили, что активизация 2008-2009 годов непосредственно не связана с движением магмы в вулканическом очаге, а вызвана растрескиванием прогретых пород фундамента вулкана и проникновением подземных вод в зону высоких температур. Аналогичный вывод содержится в работе [111]. Вопрос о причинах интенсивной сейсмичности в широком диапазоне глубин в этих работах не обсуждается.

Итак, весьма актуальный вопрос состоит в том, с чем связана активизация вулкана и есть ли свидетельства подъема магмы под вулканическую постройку? Решение вопроса важно не только для понимания динамики вулканических процессов, но и для прогноза дальнейшего развития событий и их опасности для населения, инфраструктуры и авиации.

Данные спутниковой радарной интерферометрии впервые позволили определить смещения склонов вулкана Корякский в период 2008 – 2009 годов и, тем самым, внести вклад в решение поставленного вопроса. В настоящей работе приведены результаты оценки смещений поверхности вулкана на основе снимков японского спутника АЛОС-1, и интерпретация поля смещений в рамках модели формирования дайки под поверхностью вулкана. В Заключении дано обсуждение возможных причин активизации вулкана.

## 2.6.2 Оценка смещений поверхности вулкана Корякский методами радарной спутниковой интерферометрии

Для периода активизации вулкана Корякский в базе японского космического агентства JAXA найдено семь снимков спутника ALOS-1, из которых один был отбракован по причине большой базовой линии и низкой когерентности. Снимками были выполнены 21.06.2006, 16.08.2007, 18.05.2008, 06.10.2009, 24.05.2010, 24.08.2010, 09.10.2010.

Для выбранного региона АКГВ были рассчитаны интерферограммы для различных пар. Наилучший результат получен для пары снимков 16.08.2007 и 06.10.2009, интервал съемки которых полностью покрывает период извержения. Важно, что в момент съемки снежный покров на значительной части склонов отсутствовал.

Расчет интерферограмм выполнен с использованием программного пакета SARscape с осреднением пикселей перпендикулярно орбите, так что размер ячейки разрешения составил 14.98 х 12.29 м. Фильтрация фазы выполнялась методом Гольдштейна. Когерентность пары снимков высокая для природных ландшафтов (0.6). Поскольку смещения определяются по фазовому сдвигу сигналов, отраженных от одной и той же площадки при повторной съемке, смещения на интерферограмме выражены в радианах и свернуты по модулю  $2\pi$ . Полная фаза определяется в процессе её развёртки, т.е. добавления числа полных периодов, соответствующих разности хода волн. Для развёртки использовался метод MCF (minimum coast flow). После перехода от радарных координат к географическим, построена карта смещений в метрах (рис. 2.24).

Смещения определяются в направлении на спутник. Их значения на выбранной области находятся в интервале от -33 (от спутника) до 22 см (к спутнику). Если считать, что смещения происходят в основном по вертикали, то при среднем угле наклона зондирующего луча спутника 38.69°, значения смещений на спутник следует умножить на 1.28.

Области отрицательных смещений фиксируются на склонах всех вулканов на снимке и могут быть, в первую очередь, связаны с эрозией. В пределах снимка обнаруживается всего одна область поднятий, на северо-западном склоне вулкана Корякский, вокруг области извержения 2008-2009 гг. Значения смещений у подножия составляют 9 -15 см и увеличиваются к вершине до 20-22 см. В предположении чисто вертикальных смещений, у вершины смещения превосходят 28 см.

Подчеркнем, что положительные смещения на северо-западном склоне вулкана Корякский трудно ассоциировать с увеличением мощности снегового покрова и ледников у вершины или с формированием слоя пепловых отложений. Согласно [Максимов и др., 2011] пеплы, как правило, имели незначительную мощность и уже на небольшом отдалении от эруптивного центра, лежали отдельными пятнами на снегу. В работе [117] сообщается о пепловых отложениях мощностью в первые сантиметры. Это четко видно и на многих фотографиях в Интернете и в статьях (см., например, [110, 111, 117]). Более того, сообщается о таянии ледников и формировании на них глубоких провалов, вследствие понижения отражательной способности льда. Эти процессы должны были приводить к опусканию поверхности. Следовательно, поднятия поверхности вулкана амплитудой до 25 см не могут быть связаны с образованием слоя пепла.



Рисунок 2.24 – Смещения (цветовая шкала в метрах), полученные по парной интерферограмме, построенной по снимкам 16.08.2007 и 06.10.2009. Отрицательные значения – смещения от спутника, положительные – к спутнику. Теневой рельеф построен по ЦМР SRTM. Вертикальная шкала – высоты рельефа в метрах, горизонтальные – координаты в градусах.

Постоянные пепловые выбросы на протяжении всего периода извержения 2008 - 2009 гг., как и анализ сейсмичности [112] указывают на то, что магма могла подступать близко к поверхности вулкана. Суммарный объем поднятий на северо-западном склоне вулкана (рис. 2.24) равен 1.3\*106 м<sup>3</sup>. В модели расширяющейся трещины [118] он примерно равен объему раскрывшегося пространства. Это очень близко к полученной в работе [115] оценке объема магмы (106 м<sup>3</sup>), остывание которой необходимо для формирования зарегистрированного выброса пара и к величине раскрытия трещины объемом 1.2\*106 м<sup>3</sup> в модели [112]. Все это указывает на то, что поднятия склона вулкана, как и другие наблюдавшиеся процессы, скорее всего, связаны с внедрением магматического материала. Рассмотрим эту гипотезу подробно.

#### 2.6.3 Численная интерпретация поля смещений

Для интерпретации поля смещений было использовано решение [118] о деформации поверхности упругого полупространства в результате смещений по расположенной в нем прямоугольной трещине. В общем случае вектор смещений включает три компоненты: расширение (TS tensile); сброс или надвиг, параллельно падению (DS – deep-slip); сдвиг параллельно простиранию (SS – strike-slip). Проблема применения этого решения в нашем случае состоит в том, что оно получено для смещений по трещине, расположенной в упругом полупространстве с горизонтальной свободной поверхностью. В пределах области смещений, показанной на рис. 2.24, высота рельефа меняется от 1300 м до 3450 м (рис. 2.25А), поэтому пренебрежение реальным рельефом может привести к ошибкам. Для ослабления влияния рельефа, карта смещений была пересчитана в локальные декартовы координаты, а рельеф в области поля смещений на спутник со значениями >10 см аппроксимирован плоскостью. Далее был осуществлен поворот системы координат вокруг оси Оz на угол 43.03° (направление поворота показано красной стрелкой на рис. 2.25А) так, чтобы ось Ох была параллельна проекции вектора градиента аппроксимирующей плоскости на плоскость хОу (рис. 2.25В). В пределах карты смещений высоты аппроксимирующей плоскости меняются на 2.15 км, а высоты рельефа относительно этой плоскости (рис. 2.25В) лежат в пределах от -220 до 220 м.



Рисунок 2.25 – Смещения в направлении на спутник (цветовая шкала, метры) на западном и северо-западном склоне вулкана Корякский. А – карта в географических координатах, высота в м. Красная стрелка – направление поворота вокруг оси Оz. В – Карта в локальных декартовых координатах после вычитания аппроксимирующей локальный рельеф плоскости и поворота вокруг оси Oz.

Далее был осуществлен еще один поворот координат вокруг оси Оу на угол 27.3° так, чтобы ось Оz была перпендикулярна аппроксимирующей плоскости. В этих новых координатах аппроксимирующая рельеф плоскость совпадает со свободной поверхностью упругого полупространства, а отклонения остаточного рельефа (рис. 2.25В) оказываются

малыми по сравнению с глубиной трещины. Теперь в формулах [118] в качестве расстояния от трещины до земной поверхности можно использовать либо расстояние до аппроксимирующей плоскости, либо еще и добавить высоту локального рельефа над этой плоскостью. Расчеты показали, что имеющихся высотах локального рельефа это не вносит заметных изменений в решение. После решения обратной задачи поле смещений на поверхности модели поворачивается обратно в локальную систему координат (рис. 2.25В) и рассчитывается смещение в направлении на спутник с использованием азимута орбиты и угла наклона зондирующего луча (для восходящей орбиты спутника АЛОС-1 они равны -8.16° и 38.69° соответственно).

Решение [118] широко используется при моделировании сейсмических и вулканических процессов, поэтому вопросы влияние топографии и неоднородности строения среды неоднократно обсуждались в литературе (см., например, [119] и приведенную там библиографию). В основном влияние топографии определяется отношением перепада ее высот к глубине источника деформаций. В нашем случае колебания рельефа относительно аппроксимирующей плоскости составляют 0.2 км при глубине ее центра в зависимости от принятого угла падения около 1.5-2.0 км.

В решении [118] трещина аппроксимируется прямоугольным элементом или набором таких элементов. Мы ограничились одним прямоугольным элементом, что обеспечивает численную устойчивость обратной задачи. Прямоугольный элемент характеризуется десятью параметрами. Это три координаты середины нижней грани прямоугольника; его размеры по падению и простиранию; углы падения и простирания; три компоненты вектора смещений (TS, DS и SS). Поле смещений на поверхности является линейной функцией трех компонент вектора смещений, зависимость от остальных параметров нелинейная.

Размер области смещений и характерное расстояние от максимума до полумаксимума поля смещений на земной поверхности зависит от глубины трещины и ее размеров. При выборе параметров прямоугольника мы ориентировались на результаты анализа распределения сейсмических событий, в частности на рис. 4 работы [112], на котором верхний кластер землетрясений располагается под вулканом Корякский на уровне от 0.5 км над уровнем моря и выше. Размер трещины, для которой выполнялось моделирование в этой работе был  $2*2 \text{ км}^2$ , угол падения  $60^\circ$ . Мы расположили нижнюю грань прямоугольного элемента на глубине 0.5 км выше уровня моря, исходя из размеров области смещений. Размер по падению задан 2.4 км, по простиранию 1.0 км. Угол падения варьировали в пределах 45-80°.

160

его простирание легко выбрать путем смещения друг относительно друга, карт расчетного и измеренного полей смещений. Следуя [112], мы положили смещения вдоль простирания трещины равными нулю (SS=0) и искали две компоненты: расширение (TS) и смещение по падению (DS), путем решения системы линейных уравнений.

Наилучшее согласование с полем смещений на спутник достигается при углах падения трещины от 45 до  $60^{\circ}$  (рис. 2.26). Во всех моделях сбросовая компонента смещений составляет первые сантиметры, т.е. в пределах точности равна нулю. Расширение при угле падения  $45^{\circ}$  составляет 82 см, при  $60^{\circ}$  - 71 см, при  $80^{\circ}$  - 64 см. Следовательно, объем внедрившегося материала составляет  $2.0*10^{6}$ ,  $1,7*10^{6}$  и  $1,5*10^{6}$  м<sup>3</sup>, что согласуется с при-веденными выше данными других авторов. Модель с одной прямоугольной трещиной хорошо приближает реальное поле смещений, поэтому мы сочли нецелесообразным усложнять эту модель.



Рисунок 2.26 – Модель трещины в вулканической постройке вулкана Корякский. Смещения в направлении на спутник показаны цветовой шкалой (метры), изолинии – расчетные смещения (метры). А, В, С – модели с углом падения 45°, 60° и 80°. Красный прямоугольник – проекция трещины на горизонтальную плоскость.

#### 2.6.4. Заключение по разделу 2.6

1. Смещения поверхности вулкана Корякский, полученные методами РСА интерферометрии, превосходят 25 см и не могут быть объяснены слоем пепловых отложений, сформированным в период извержения 2008-2009 гг. Склоновые процессы и таяние ледника должны были привести к смещениям противоположного знака. Следовательно, наиболее вероятной причиной смещений следует признать внедрение магматического материала в постройку вулкана. На это указывают также данные анализа сейсмических каталогов и тепловизионных исследований.

2. Модель трещины с глубиной нижней кромки 0.5 км над уровнем моря, шириной по простиранию 1.0 км, по падению 2.4 км, с углом падения от 45 до  $60^{\circ}$  хорошо соответствует смещениям, определенным по РСА интерферометрии. Объем трещины согласуется с другими оценками [112,115]. Заметим, что глубина трещины может быть увеличена на 1 км при соответствующем уменьшении ее геометрических размеров.

3. Полученные результаты поддерживают гипотезу о том, что активизация вулкана Корякский была связана с подъемом вулканического материала и его внедрением, в том числе, в вулканическую постройку самого вулкана. Поэтому происходящие под вулканом процессы могут создавать опасность для расположенных в его окрестности населенных пунктов и объектов инфраструктуры и требуют непрерывного мониторинга.

### 2.7 Гравитационные аномалии, разломная тектоника и сейсмичность

### Западной части Терско-Каспийского прогиба

Представления о значительной роли глубинных разломов в строении Северо-Восточного Кавказа и блоковом характере фундамента в последние годы получили широкое признание. За последнюю четверть века на территории Терско-Каспийского прогиба (ТКП) выявлено значительное число разломов различных ориентировок, которые нашли свое отражение в физических полях, сейсмичности, магматизме, напряженном состоянии пород осадочного чехла, геоморфологии и др. Однако изученность отдельных разломов по площади различными методами весьма неравномерна. До настоящего времени глубинное строение ТКП изучено глубинным сейсмическим зондированием по двум профилям; Степное-Бакуриани, Волгоград-Нахичевань, проходящим по западной и восточной окраине ТКП и профилем МОВЗ Даттых – Бурунная, что совершенно недостаточно для изученности территории.

В условиях мощного осадочного чехла и единичных случаев достоверных признаков существования разломов по данным параметрического бурения, практически вся информация о строении глубокопогруженных горизонтов осадочной толщи и фундамента основана на геофизических исследованиях. Особенно ценно, что гравиметрические и магнитометрические исследования носят площадной характер и могут быть использованы для прослеживания разломов на закрытых территориях. Наиболее продуктивным при изучении разломов оказывается комплексный подход, предполагающий одновременное подтверждение существования разлома геологическими и геофизическими методами.

162

В настоящее время существует большое количество методов интерпретации гравитационного поля, большинство из них имеют различные ограничения Использование аппроксимационного подхода к спектральному анализу, основанного на методе линейных интегральных представлений В.Н. Страхова, позволяет устранить недостатки традиционных методов интерпретации [120]. Разработанный в рамках теории интегральных представлений метод F-аппроксимации позволяет принципиально поновому решать ряд вопросов трансформаций потенциальных полей, заданного на нерегулярной сети:  $W_a(x)$ ,  $x = (x_1, x_2, x_3)$ .

Результаты апробирования метода на модельных и фактических геофизических данных, заданных на нерегулярной сети, позволили сделать вывод о высокой точности восстановления поля путем F-аппроксимации [120]. Как показало моделирование аномального гравитационного поля системы разноориентированных разломов для их трассирования наиболее эффективно использование третьей вертикальной производной Wzzz потенциала силы тяжести. Ранее [120] было получено выражение для первой вертикальной производной гравитационного потенциала для заданной произвольной по горизонтали и вертикали сети расчетных точек ( $\xi_1, \xi_2, \xi_3$ ):

$$W_{z}(\xi_{1,l},\xi_{2,l},\xi_{3,l}) = \frac{3}{2\pi} \sum_{k=1}^{N} \lambda_{k} \frac{(2z_{k,l}^{2} - 3p_{k,l}^{2}) \cdot z}{(z_{k,l}^{2} + p_{k,l}^{2})^{\frac{7}{2}}},$$
(2.9)

где  $\lambda_i$  - множители Лагранжа;  $p_{k,l} = \sqrt{(x_{1,k} - \xi_{1,l})^2 + (x_{2,k} - \xi_{2,l})^2}$ ;  $z_{k,l} = x_{3,k} + \xi_{3,l} + 2H$ .

Выражение для третьей вертикальной производной потенциала силы тяжести на основе F-аппроксимации выглядит следующим образом:

$$W_{zzz}(\xi_{1,l},\xi_{2,l},\xi_{3,l}) = \frac{75}{\pi} \sum_{k=1}^{N} \lambda_k \frac{z_{k,l}(8z_{k,l}^4 - 40\rho_{k,l}^2 z_{k,l}^2 + 15\rho_{k,l}^4)}{(z_{k,l}^2 + \rho_{k,l}^2)^{5.5}}$$
(2.10)

Данное выражение позволяет находить пространственное распределение  $W_{zzz}$  на основе F-аппроксимации в заданной сети расчетных точек ( $\xi_1, \xi_2, \xi_3$ ).

На рис.2.27 приведена карта W<sub>zzz</sub> для западной части ТКП масштаба 1:200000.



Рисунок 2.27 – Карта W<sub>zzz</sub> западной части ТКП

При изучении разломной тектоники ТКП наряду с картами Wzzz использовались карты локальных и региональных аномалий масштаба 1:200 000, полученные путем пересчета на различные высоты, осреднением с различными радиусами, разностные аномалии. При выделении разломов на картах аномального магнитного и гравитационного полей использовались следующие признаки:

• большие градиенты гравитационного и магнитного полей;

 полосы интенсивных положительных магнитных и гравитационных аномалий или цепочки максимумов силы тяжести и цепочки округлых положительных магнитных аномалий;

• резкая смена простирания аномалий магнитного и гравитационного полей;

• -резкая смена знаков магнитного и гравитационного полей;

• смена общего характера магнитного и гравитационного полей,(сложно дифференцированное, слабовозмущенное, почти безаномальное);

• смена линейной формы слабо выраженных аномалий на изометрическую.

На рис. 2.28 приведены результаты сопоставления выделенной по геологогеофизическим и сейсмологическим данным системы разломов и аномалий Wzzz.



Условные обозначения: 1 –разломы I порядка границы ТКП; 2 – разломы II порядка (шовные зоны); 3 – глубинные разломы; 4 – предполагаемые.

I — Краевой; II — Черногорский; III — Терский; IV — Сунженский; V — Урухский; VI — Алагирский; VII — Даттыхско-Ахловский; VIII — Мартановский; IX — Черекский; X — Ардонский; XI — Гизельдонский; XII — Ассинский; XIII — Гехинский; XIV — Аргунский; XV — Аксайский; XVI — Акташский; XVII — Алкунский; XVIII — Самашкинский; XIX — Гойтинский; XX — Шелковской; XXI — Кизлярский.

Рисунок 2.28 – Карта разломов западной части ТКП и аномалий W<sub>zzz</sub>

Для обоснования положения разломов привлечен также обширный материал по сейсмичности и эндодинамике прогиба.

Вопросам изучения сейсмичности и сейсмотектоники Кавказа посвящено значительное количество публикаций. Наиболее значительный и подробный обзор состояния изученности этого вопроса приведен в работах [121-128]. Для анализа сейсмичности региона и пространственного распределения землетрясения составлен каталог охватывает сейсмические события за период 1950-2020 гг. который включает около 3000 землетрясений 9÷15(±0,2) энергетических классов (рис. 2.29). При составлении каталога использованы данные, опубликованные в периодических изданиях ФИЦ ЕГС РАН и др. источниках. Выборка по каталогу показала, что наибольшее количество эпицентров землетрясений приурочено к границам осадочного чехла земной коры. На

глубинах менее 5 км наблюдается относительно небольшое число землетрясений с магнитудами М≤4,7. Более сильные землетрясения возникают на глубинах 10 км и более. Гипоцентры располагаются преимущественно в осадочном чехла (50-60%), в земной коре (35-45%) и в мантии (5-15%).

Для анализа сейсмичности была построена карта сейсмической активности  $A_{10}$  (рис.2.29). Для расчета  $A_{10}$  была составлена компьютерная программа, реализующая способ суммирования с постоянной детальностью, основанный на суммировании числа землетрясений всех энергетических классов больше минимального представительного в фиксированной зоне осреднения. Как правило, при расчете сейсмической активности способом постоянной детальности территорию разбивают на прямоугольники или квадраты размером 10-20 км или 01-0.2° по широте и долготе. В пределах каждой зоны осреднения определяют общее число землетрясений разных энергетических классов  $N_{\Sigma}$ .

На рис. 2.29 приведена карта сейсмической активности A<sub>10</sub>, на которую также нанесены выделенные разломы эпицентры сильных землетрясений.

Территория ТКП отличается высокой сейсмичностью. Здесь известны сильные землетрясения с М≥5.0, как правило сопровождающиеся значительными разрушениями, с интенсивностью 5-6 баллов и более по шкале МСК – 64.

По характеру сейсмичности территория ТКП разделяется на две неравные части: западную с малой плотностью эпицентров и восточную со значительно большей плотностью эпицентров. Главная роль в сейсмичности Кавказа принадлежит поперечным разломам, сгущения же эпицентров располагаются в зонах пересечения разломов; Так в ТКП намечаются три зоны сгущения эпицентров: первая в зоне пересечения. Цхинвальско-Казбекского, Датыхско-Ахловского, Пшекиш-Тырныаузского и Срединного разломов (сейсмические районы: Карабулак, Датых, Заманкул, Малгобек, Ахлово).

Вторая и третья сейсмические зоны связаны С Пересечениями Аргунского разлома диагональными: Бенойско-Эльдаровским и Гудермесско-Моздокским разломами (сейсмические районы: Советское, Беной, Гудермес, Ведено). В последние годы Аргунский разлом испытывал значительную активизацию, происходило как бы «вспарывание шва» в различных его частях: это землетрясение в г. Грозном (1963 г.), на станции Червленная-Узловая (1964 г.), в н.п. Шатой (1966 г.) и другие. Наиболее активной сейсмической зоной является зона в н.п. Шатой, которая проявляла себя неоднократно 5-7 балльными землетрясениями (в 1868, 1903, 1944 и 1966 гг.). Землетрясение 1966 г. в н.п. Шатой сопровождалось более чем 300 афтершоками в течение месяца с интенсивностью на поверхности 5-6 баллов [127].



Рисунок 2.29 – Карта разломов ТКП на схеме A<sub>10</sub> с эпицентрами сильных исторических и инструментальных землетрясений (1600-2020 гг.)

На рис. 2.30 приведена карта аномалий W<sub>zzz</sub>, на которую нанесены выделенные разломы и эпицентры исторических и инструментальных землетрясений (1600-2020 гг.).



Рисунок 2.30 – Карта разломов западной части ТКП и аномалий W<sub>zzz</sub>, с эпицентрами сильных исторических и инструментальных землетрясений

На рис 2.31 приведена карта разломов западной части ТКП с эпицентрами сильных исторических и инструментальных землетрясений масштаба 1:500 000.



Рисунок 2.31 – Карта разломов западной части ТКП с эпицентрами сильных исторических и инструментальных землетрясений

По данным интерпретации геолого-геофизических данных уточнена система существующих и выделены новые разломы:

- Разломы субширотного общекавказского простирания (азимут 285-290°): Краевой, Терский, Сунженский и Черногорский.
- Разломы антикавказского, северо-западного простирания: Алагирский, Урухский, Даттыхско-Ахловский, Мартановский и Алагирский.
- Разломы антикавказского северо-восточного простирания: Черекский, Ардонский, Гизельдонский, Алкунский, Ассинский, Гехинский, Аргунский, Аксайский.
- Гудермесско-Кизлярская зона разломов: Кизлярский и Шелковской.

По данному разделу получены следующие результаты:

- 1.. По данным интерпретации геолого-геофизических данных уточнено система существующих и выделены новые (Кизлярский и Шелковской) разломы.
- 2. Разломы общекавказского простирания (Краевой, Терский, Сунженский и Черногорский) получили наиболее четкое отражение в физических полях и сейсмичности, их мантийное заложение установлено глубинным сейсмическим зондированием. Эти разломы контролируют региональный структурный план территории и определяют размещение различных типов минерализации и

углеводородных скоплений. По характеру новейшей активизации очень неоднородны, что создает впечатление локальности их распространения.

- Все разломы прослеживаются в отложениях мелового иногда юрского периода, однако их роль в формировании структурного плана ТКП различна, что возможно обусловлено не только интервалами их активизации в каждый период времени, но и динамикой конкретных разломов.
- К зонам, испытывающим напряжение сжатия, могут быть отнесены широтные разломы с проявлением гранитоидного магматизма вдоль линии их простирания и с приуроченностью к ним глубокофокусных очагов землетрясений.
- 5. Наибольшая геодинамическая активность отмечается в зонах пересечений разломов различных ориентировок.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В 2020 г по разделу 1 «Средства и методика наземных и спутниковых геофизических измерений. Развитие методов математической обработки результатов комплексных измерений» получены следующие результаты:

В результате анализа непрерывных записей низкочастотного сейсмического шума на сети F-net широкополосных станций на Японских островах для временного интервала с начала 1997 г. по 30 октября 2021 г. сделан вывод о существовании устойчивого пятна сейсмической опасности в районе глубоководного желоба Нанкай с координатами 30°-34°СШ, 136°-140°ВД. Согласно оценки трендов свойств сейсмического шума в Японии после 2012 г. происходит прогрессивное увеличение вероятности следующего мегаземлетрясения. Получена оценка запаздывания между сильными всплесками выделения сейсмической энергии и всплесками когерентности между временными рядами продолжительности дня и медианными значениями свойств сейсмического шума в Японии. Значение этого запаздывания составляет около 1.5 года, что может быть использовано для объявления временного интервала высокой сейсмической опасности после достижения пика когерентности.

Получены оценки запаздывания выделения сейсмической энергии относительно всплеском когерентности между свойствами сейсмического шума и длиной суток получены для данных сети из 21 широкополосной станции на Камчатке для наблюдений в интервале времени 2011 – 30 сентября 2021 г.

Для глобального сейсмического шума определен временной интервал с середины 2002 г. до середины 2003 г., когда тенденция к снижению средней когерентности свойств шума во вспомогательной сети 50 опорных точек резко сменилась на тенденцию к повышению. Наряду с ростом средней когерентности, наблюдается увеличение радиуса пространственных максимальных когерентностей свойств шума. Обе эти тенденции сохраняется до конца 2020 г., что интерпретируется как общий признак роста степени критичности состояния планеты и, как следствие, роста глобальной сейсмической опасности. Возникновение всплесков увеличения пространственных масштабов сильной когерентности параметров шума после 2012 г. связано с дестабилизацией глобального поля сейсмических шумов после двух близких по времени мега-землетрясений: 27.02.2010, М=8.8 в Чили и 11.03.2011, М=9.1 в Японии. Эти особенности поведения сейсмического шума интерпретируются как результат триггерного воздействия неравномерности вращения Земли на увеличение когерентности шума и на увеличение

интенсивности сильных сейсмических событий после Суматранского мега-землетрясения 26.12.2004, M=9.3.

В результате анализа пространственных особенностей распределения значений DJ индекса, средних максимальных когерентностей и пространственного распределения откликов свойств шума на неравномерность вращения Земли, выделены арктические области, характеризуемые либо максимальными, либо минимальными значениями анализируемых статистик. При этом Арктика выделяется наиболее ярко именно после 2012 года. Аномальная зона на северо-востоке Сибири частично совпадает с известным в геологии плато Путорана, состоящего из сети потухших древних вулканов, которые когдато изливали потоки лавы и создавали сибирские траппы. Таким образом, анализ свойств DJ индекса низкочастотного сейсмического шума, неожиданно позволил выделить признаки скрытой внутренней жизни некогда очень активной геологической структуры.

В результате проведённых теоретических и экспериментальных исследований разработан и создан макет датчика однокоординатного сейсмоакселерометра. Создание строго однокоординатного датчика позволяет избежать большого числа ошибок при измерениях датчиками, не являющимися однокоординатными. Применение емкостного преобразователя малых механических смещений пробной массы относительно корпуса в электрический сигнал с записью информации в цифровой форме существенно упрощает дальнейшую обработку данных. Использование магнитной дополнительной жесткости позволяет существенно снизить влияние дрейфовых явлений механической жесткости и вести измерения в квазистатической области спектра, превращая прибор одновременно в гравиметр и наклономер. Высокое разрешение емкостного преобразователя позволяет вести измерения малых механических колебаний пробной массы датчика, амплитуда которых ограничена величиной шумов, определяемых собственными тепловыми флуктуациями осциллятора. В пересчете на минимальные измеряемые ускорения это составляет  $\sim 4 \cdot 10^{-9} \text{ м/c}^2$ , а предельные измеряемые смещения пробной массы при этом ~2.10<sup>-9</sup> см. Проведенные испытания датчика методом наклонов показали, что его основные характеристики (крутизна преобразования, предельная чувствительность и т.д.) близки к расчетным. Представляется, что сейсмический прибор с такими параметрами может быть полезен при проведении измерений сейсмических сигналов для решения многих прикладных и фундаментальных задач геофизики.

Выявлены возможности усовершенствования сейсмометра, являющегося одновременно гравиметром и наклономером, связанные с внесением изменений в конструкцию емкостного преобразователя и уменьшением зазоров в измерительных дифференциальных емкостях, внесением изменений в технологию сборки «растяжек» и применением лент из бериллиевой бронзы меньшей толщины, увеличением расстояния между постоянными магнитами для снижения собственной частоты колебаний пробной массы. Разработанный прибор может найти применение при измерениях на Земле для получения не только сейсмической информации, но и информации о геодинамических и деформационных процессах в области сверхнизких частот, вплоть до квазистатических вариаций наклонов и ускорения свободного падения.

Проведенные с помощью макета длиннобазисного гидростатического нивелира (ДГН) измерения показали правильность выбранных технических решений для создания системы ДГН с линейной базой около 1 км. Удалось экспериментально подтвердить эффективность применения нового разработанного надёжного ёмкостного преобразователя без сложных для изготовления подвижных частей, позволившего сохранить высокую чувствительность при широком динамическом диапазоне измерения смещения уровня жидкости до нескольких см и обеспечить возможность проведения измерений на больших базах. Повышению эффективности измерений на больших базах способствует предложенная новая схема ДГН с введением объемов для компенсации влияния вариаций температуры. Разработанное программное обеспечение позволило получать все данные в системе удаленного доступа и провести необходимую обработку полученной информации.

Продолжаются исследования по оценке доли прогностической информации в показаниях высокодобротного крутильного маятника, установленного в подвальном помещении здания ИФЗ РАН в пос. Мосрентген. Для анализа этих данных используется метод, основанный на вычислении авторегрессионной меры нестационарности записей микросейсмического фона и сопоставления точек существенных максимумов этой меры с последовательностью сильных сейсмических событий с использованием аппарата матриц влияния. В результате обработки данных удалось выделить предвестниковый эффект для землетрясения магнитудой 8.1 в Южной Атлантике.

В отчетный период по разделу 2 «Изучение геодинамических процессов в поверхностной оболочке Земли путем интерпретации наземных и спутниковых данных и численного моделирования» были выполнены следующие проекты:

1. По данным РСА интерферометрии определено поле смещений земной поверхности в результате землетрясения под о. Хубсугул (Монголия). Построена модель поверхности разрыва, которая позволяет определить положение главного сейсмогенного разлома и связать его с ранее происходившими более слабыми сейсмическими событиями.

Вопрос о соотношении длины разрыва и сейсмогенной области разлома не является однозначным, но полученные результаты показывают, что размер сейсмогенной части Хубсугульского разлома должен быть увеличен в несколько раз. Статья принята к печати в №1 журнала Физика Земли (WOS). Результаты представлены на международной конференции в Институте космических исследований РАН 15-19.11. 2021.

2. Оценены смещения на оползневых склонах и в областях оседания в г. Большой Сочи и построена карта деформаций поверхности для двух наиболее густонаселенных прибрежных районов Большого Сочи: Центрального и Адлерского, с использованием снимков со спутника Sentinel-1А за период 2015-2021 гг. с восходящего 43А (167 снимков) и нисходящего 123D (140 снимков) треков. Карта активных оползневых участков и зон проседания грунтов для Центрального и Адлерского районов Большого Сочи адресу: https://adler.nextgis.com/resource/591/display?panel=info. доступна по опубликованы в журнале Современные проблемы дистанционного Результаты зондирования Земли из космоса (Скопус) в 2021 г. и представлены на конференциях Европейского космического areнтства Fringe-2021 и на международной конференции в Институте космических исследований РАН 15-19.11. 2021.

3. Разработана и обоснована численными расчетами методика проведения мониторинга оседаний земной поверхности над горными выработками в г. Березники, Пермского края на основе РСА интерферометрии. Показано, что происходящие в настоящее время оседания на территории г. Березники устойчиво фиксируются по радарным снимкам спутника TerraSAR-X, выполняемым с интервалом в 11 дней. Это позволяет вести мониторинг смещений с минимальной задержкой во времени. Смещения в основных областях оседаний за 22 и 33 дня уверенно выделяются по спутниковым снимкам на фоне различных шумов. В областях медленных смещений оценки выполняются методами устойчивых отражателей, после сбора серии снимков за период с ранней весны до поздней осени. Результаты опубликованы в №4 журнала Геофизические исследования (Скопус) и представлены на международной конференции в Институте космических исследований РАН 15-19.11. 2021.

4. Построена новая модель остывания лавового потока, сформированного в результате Толбачинского трещинного извержения ТТИ-50. Модель учитывает скрытую теплоту кристаллизации, зависимости физических параметров (теплоёмкости, теплопроводности, плотности) ОТ температуры, зависимость от температуры концентрации кристаллов в объёме расплава, а также процент незакристаллизованного вещества (стекла или расплава), пористость и скорость формирования лавового слоя.

174

Модель хорошо объясняет оседания поверхности лавового потока, зафиксированные с применением спутниковой РСА интерферометрии. Особый интерес представляют небольшие области, где скорости оседания существенно превосходят оценки по термической модели, в которых, вероятно, имеются погребенные лавоводы, оседание которых не включено в построенную модель. Результаты поданы в печать в журнал Journal of volcanology and geothermal research и представлены на конференции EGU-2021 (Вена, Австрия).

5. Оценены смещения на склонах вулкана Корякский, последняя активизация которого в 2008-2009 гг. сопровождалась интенсивной фумарольной и сейсмической активностью. Большая амплитуда смещений (до 25 см), определенных методами РСА интерферометрии, показывает, что наиболее вероятной причиной смещений следует признать внедрение магматического материала в постройку вулкана с формированием трещины с глубиной нижней кромки 0.5 км над уровнем моря, с размерами по простиранию 1.0 км, по падению 2.4 км, с углом падения от 45 до 60°. Следовательно, происходящие под вулканом процессы могут создавать опасность для расположенных в его окрестности населенных пунктов и объектов инфраструктуры и требуют непрерывного мониторинга. В 2021 году опубликована статья в №6 журнала Физика Земли (WOS), результаты представлены на конференциях японского космического агентства JAXA, европейского космического агентства Fringe-2021 и на международной конференции в Институте космических исследований РАН 15-19.11. 2021.

6. Дальнейшее развитие получили алгоритмы и программное обеспечение для обработки и интерпретации геолого-гравиметрической информации на основе современных аппроксимационных методов. В том числе, разработаны геолого-гравиметрические модели разломно-блоковых структур. Выполнены расчеты модельных геофизических полей для нефтегазоносных структур. Оценена возможная активность разломов в Терско-Каспийском прогибе. Опубликована одна статья в журнале Физика Земли (WOS), главы в зарубежной и российской монографиях.

175

#### СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Lyubushin A. Multifractal Parameters of Low-Frequency Microseisms // In Synchronization and Triggering: from Fracture to Earthquake Processes, Editors V. de Rubeis et al.; GeoPlanet: Earth and Planetary Sciences 1, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2010, 388p. -Chapter 15. - pp.253-272. https://doi.org/10.1007/978-3-642-12300-9\_15

 Lyubushin, A. Prognostic properties of low-frequency seismic noise // Natural Science – 2012. – V.4 – P.659-666. <u>https://doi.org/10.4236/ns.2012.428087</u>

3. Lyubushin, A. How soon would the next mega-earthquake occur in Japan? // Natural Science – 2013 – V.5. - No.8A1. –P.1-7. https://doi.org/10.4236/ns.2013.58A1001

4. Lyubushin A.A. Dynamic estimate of seismic danger based on multifractal properties of low-frequency seismic noise // Natural Hazards – 2014. - 70(1) – P.471-483. https://doi.org/10.1007/s11069-013-0823-7

5. Lyubushin A. Synchronization of Geophysical Fields Fluctuations // In Complexity of Seismic Time Series: Measurement and Applications, Editors: Tamaz Chelidze, Luciano Telesca, Filippos Vallianatos, Elsevier 2018, Amsterdam, Oxford, Cambridge. - Chapter 6 -. P.161-197. <u>https://doi.org/10.1016/B978-0-12-813138-1.00006-7</u>

6. Lyubushin A.A. Seismic Noise Wavelet-Based Entropy in Southern California // Journal of Seismology – 2021 – V.25 – P.25-39, <u>https://doi.org/10.1007/s10950-020-09950-3</u>

7. Tanimoto T., The oceanic excitation hypothesis for the continuous oscillations of the Earth // Geophys. J. Int. – 2005. V.160. –P.276-288.

8. Rhie J. and Romanowicz B., Excitation of Earth's continuous free oscillations by atmosphere-ocean-seafloor coupling // Nature -2004 - V.431 - P.552-554.

9. Mallat S. A. Wavelet Tour of Signal Processing. 2nd edition. 1999. Academic Press. San Diego, London, Boston, New York, Sydney, Tokyo, Toronto, 1999.

 10.
 Lyubushin A.A. Analysis of coherence in global seismic noise for 1997-2012 //

 Izv.
 Phys.
 Solid
 Earth
 –
 2014
 –
 V.50(3)
 –
 P.
 325-333.

 https://doi.org/10.1134/S1069351314030069
 –
 V.50(3)
 –
 P.
 325-333.

Lyubushin A. Global Seismic Noise Entropy // Frontiers in Earth Science – 2020 8:611663. <u>https://doi.org/10.3389/feart.2020.611663</u>

12. Lyubushin A.A. Long-range coherence between seismic noise properties in Japan and California before and after Tohoku mega-earthquake // Acta Geodaetica et Geophysica – 2017 – V.52 – P.467-478, https://doi.org/10.1007/s40328-016-0181-5

 Donoho, D.L. and Johnstone, I.M., Adapting to unknown smoothness via wavelet shrinkage // J. Am. Stat. Assoc. – 1995 – V.90(432) – P.1200-1224. 14. Feder J., Fractals, 1988, Plenum Press, New York, London.

Kantelhardt, J.W., Zschiegner, S.A., Konscienly-Bunde, E., Havlin, S., Bunde, A., and Stanley, H.E., Multifractal detrended fluctuation analysis of nonstationary time series // Phys. A – 2002 – V.316(1-4) – P.87-114.

 16. Lyubushin A.A. Wavelet-based coherence measures of global seismic noise properties // Journal of Seismology – 2015 – V.19(2) – P.329-340. http://dx.doi.org/10.1007/s10950-014-9468-6

Ivanov P. Ch, Amaral L.A.N., Goldberger A.L., Havlin S., Rosenblum M.B.,
 Struzik Z., et al., Multifractality in healthy heartbeat dynamics // Nature – 1999 – V.399 – P.461-465.

18. Pavlov A.N. and Anishchenko V.S., Multifractal analysis of complex signals.
Physics // Uspekhi Fizicheskikh Nauk, Russ. Acad. Sci. – 2007 – V.50(8) = P.819-834.
<u>https://doi.org/10.1070/PU2007v050n08ABEH006116</u>

 Varotsos, P. A., N. V. Sarlis, and E. S.Skordas, Study of the temporal correlations in the magnitude time series before major earthquakes in Japan // J. Geophys. Res. Space Physics - 2014, - V.119. - 9192-9206, <u>https://doi.org/10.1002/2014JA020580</u>

20. Sarlis N.V., Skordas E.S., Varotsos P.A., Nagao T., Kamogawa M., and Uyeda S. Spatiotemporal variations of seismicity before major earthquakes in the Japanese area and their relation with the epicentral locations // Proc Natl Acad Sci USA – 2015 – V.112 – P.986-989, https://doi.org/10.1073/pnas.1422893112

21. Hardle W., Applied Nonparametric Regression. (Biometric Society Monographs No. 19.), 1990, Cambridge University Press, Cambridge.

22. Duda R.O., Hart P.E. and Stork D.G., Pattern Classification, 2000, Wiley-Interscience Publication, New York, Chichester, Bris-bane, Singapore, Toronto.

23. Lyubushin, A. Field of coherence of GPS-measured earth tremors // GPS Solutions. – 2019 - 23:120. <u>https://doi.org/10.1007/s10291-019-0909-0</u>

24. Jolliffe I.T., Principal Component Analysis, 1986, Springer-Verlag. https://doi.org/10.1007/b98835

25. Marple S.L. (Jr) Digital spectral analysis with applications. 1987, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.

26. Zotov L., Sidorenkov N.S., Bizouard C., Shum C.K., Shen W. Multichannel singular spectrum analysis of the axial atmospheric angular momentum // Geodesy and Geodynamics – 2017 – V.8(6) – P.433-442, <u>http://dx.doi.org/10.1016/j.geog.2017.02.010</u>

27. Shanker D., Kapur N., and Singh V. On the spatio temporal distribution of global seismicity and rotation of the Earth - A review // Acta Geod. Geoph. Hung. – 2001 – V.36 – P.175-187. <u>https://doi.org/10.1556/AGeod.36.2001.2.5</u>

28. Levin B.W., Sasorova E.V., Steblov G.M., Domanski A.V., Prytkov A.S., Tsyba E.N. Variations of the Earth's rotation rate and cyclic processes in geodynamics // Geodesy and Geodynamics – 2017 – V.8(3) – P.206-212. <u>http://dx.doi.org/10.1016/j.geog.2017.03.007</u>

29. Bendick, R., and R. Bilham, Do weak global stresses synchronize earthquakes? Geophys. Res. Lett., 2017, 44, 8320-8327, <u>https://doi.org/10.1002/2017GL074934</u>

30. Xu Changy and Sun Wenke, Co-seismic Earth's rotation change caused by the 2012 Sumatra earthquake // Geodesy and Geodynamics – 2012 – V.3(4) – P.28-31, https://doi.org/10.3724/SP.J.1246.2012.00028

31. Lyubushin, A. Trends of Global Seismic Noise Properties in Connection to Irregularity of Earth's Rotation // Pure Appl. Geophys. – 2020 – V.177 – P.621-636. https://doi.org/10.1007/s00024-019-02331-z

32. Lyubushin, A. Connection of Seismic Noise Properties in Japan and California with Irregularity of Earth's Rotation // Pure Appl. Geophys. – 2020 – V.177 – P.4677-4689. https://doi.org/10.1007/s00024-020-02526-9

33. Rikitake T. Probability of a great earthquake to recur in the Tokai district, Japan: reevaluation based on newly-developed paleoseismology, plate tectonics, tsunami study, microseismicity and geodetic measurements // Earth, Planets and Space – 1999. - V.51 - P.147-157.

34. Mogi K. Two grave issues concerning the expected Tokai Earthquake, Earth, Planets and Space, 2004, 56, li-lxvi. <u>https://doi.org/10.1186/BF03353074</u>

35. Zoller G., Holschneider M., Hainzl S. and Zhuang J., The largest expected earthquake magnitudes in Japan: the statistical perspective // Bull. Seismol. Soc. Am. – 2014. – V.104 (2) – P.769-779. <u>https://doi.org/10.1785/0120130103</u>

36. Huber P.J. and E.M. Ronchetti. Robust Statistics, 2nd Edition. 2009. John Wiley & Sons, Inc. <u>https://doi.org/10.1002/9780470434697.ch1</u>

37. Касимова В.А., Копылова Г.Н., Любушин А.А. Вариации параметров фонового сейсмического шума на стадиях подготовки сильных землетрясений в Камчатском регионе // Физика Земли. - 2018. - № 2. - С. 269-283.

38. Любушин А.А., Копылова Г.Н., Серафимова Ю.К. Связь мультифрактальных и энтропийных свойств сейсмического шума на Камчатке с неравномерностью вращения Земли // Физика Земли. - 2021. - №2. - С.153-163. DOI: https://doi.org/10.31857/S0002333721020046 39. Железняк Л.К., Казанцева О.С., Попов Е.И., Сафронов В.В. Малогабаритный гиростабилизированный гравиметр ГГМ // Разработка и исследование гравиинерциальной аппаратуры. М.: Наука, 1980. С. 3-14.

40. Готлиб В.М., Евланов Е.Н., Манукин А.Б., Ребров В.И. и др. Высокочувствительный кварцевый акселерометр для измерения малых ускорений космических аппаратов // Космические исследования - 2004. - Т. 42. - № 1. - С. 57-62.

41. Манукин А.Б., Горшков О.Н., Андреев О.Н., Шлык А.Ф. Малогабаритный высокочувствительный акселерометр-сейсмометр // Космические исследования. - 2010. - Т. 48. - № 4. - С.355-361.

42. Ландау Л.Д. Теория упругости /Л.Д. Ландау, Е.М.Лифшиц. - М.: Наука, 1965. 202 с.

43. Гусев Г.А., Манукин А.Б. Предельная чувствительность гравиинерциальных приборов при измерении квазистатических процессов // Физика Земли. - 1985 - №9. - С. 90-95.

44. Смитлз К.Дж. Металлы: Справочник. Пер. с англ. М.: Металлургия, 1980, 447 с.

45. Михайлов П.С.,Конешов В.Н., Железняк Л.К., Соловьев В.Н. Методические приемы повышения точности при выполнении гравиметрических съемок на море // Труды VI Международной научно-практической конференции "Морские исследования и образование (MARESEDU - 2017)": [сборник]. - 2017. - С. 332-337.

46. Ландау Л.Д. Электродинамика сплошных сред / Л.Д. Ландау, Е.М.Лифшиц. - М.: Наука, 1992. 621 с.

47. Шнирман Г.Л. Астазирование маятников. М: Наука, 1982. 168 с.

48. Брагинский В.Б., Манукин А. Б. Измерение малых сил в физических экспериментах// М. Наука, 1974

49. Васютинский И.Ю. Гидростатическое нивелирование. М.: Недра, 1976. 167с.

50. Манукин А.Б., Ребров В.И. Измерение низкочастотных сейсмических процессов с помощью гидростатических нивелиров и деформометров // Физика Земли. -1996. - № 6. - С.69-72.

51. Манукин А.Б., Казанцева О.С., Бехтерев С.В., Калинников И.И., МатюнинВ.П. Длиннобазисный гидростатический нивелир // Сейсмические приборы. -2013. - Т.49. - № 4. - С.26-34.

52. Манукин А.Б., Казанцева О.С., Калинников И.И., Бехтерев С.В., Ребров В.И. Новые возможности использования длиннобазисных гидростатических нивелиров для

измерения некоторых глобальных (планетарных) геофизических эффектов // Геофизические исследования. - 2015. - Т.16. - №2. - С.5-18.

53. Аржанникова А.В., Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. Позднекайнозойская кинематика активных разломов Хубсугульской впадины (югозападный фланг Байкальской рифтовой системы) // Геология и геофизика. - 2003. - Т.44, N 11. - С. 1202-1224.

54. Саньков В.А., Парфеевец А.В. Кайнозойское напряженное состояние земной коры Монголии по геолого-структурным данным (обзор) // Геодинамика и тектонофизика.
- 2020. - Т.11, N 4. - С. 722-742.

55. Кочетков В.М., Хилько С.Д., Зорин Ю.А. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность Прихубсугулья. Новосбирск: Наука. - 1993. 184 с.

56. Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. - 2017. - Т. 8, - N 4. - С. 711-736.

57. Лунина О.В., Гладков А.С. Разломная структура и поля напряжений западной части Тункинского рифта (юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика. - 2004. - Т. 45, - N 10. - С. 1235-1247.

Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., San'kov V. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, central Asia, Part 2. Cenozoic rifting // Tectonophysics. - 1997. - Vol. 282(1-4), P.1-38.

59. Мельникова В.И., Гилёва Н.А., Середкина А.И., Радзиминович Я.Б. Сильные землетрясения юго-западного фланга Байкальского рифта в 2014 г.: Урикское 1 ноября с К<sub>P</sub>= 13.6, M<sub>W</sub>= 4.6, I<sub>0</sub>= 7-8 и Хубсугульское 5 декабря с К<sub>P</sub>= 13.9, M<sub>W</sub>= 4.9, I<sub>0</sub>= 7-8 // Землетрясения Северной Евразии. - 2014. вып. 23. - С. 350-363.

60. Ключевский А.В., Демьянович В.М., Дэмбэрэл С., Баяр Г. Комплексный анализ сейсмичности и сильных землетрясений территории Монголии (раздел 1.6, с. 68-92) // В кн.: Опасные геологические процессы и прогнозирование чрезвычайных ситуаций природного характера на территории Центральной Монголии. Отв. Ред. Д.П. Гладкочуб. - 2017. Иркутск. 331 с.

61. Радзиминович Н.А., Баяр Г., Мирошниченко А.И., Дэмбэрэл С., Ульзибат М., Ганзориг Д., Лухнев А.В. Механизмы очагов землетрясений и поле напряжений Монголии и прилегающих территорий // Geodynamics & Tectonophysics. - 2016. - Vol. 7, N 1. P.23–38. <u>http://dx.doi.org/10.5800/GT-2016-7-1-0195</u>.
62. Добрынина А.А., Саньков В.А., Чечельницкий В.В., Цыдыпова Л.Р., Герман
В.И. Сейсмоакустические эффекты Хубсугульского землетрясения 5 декабря 2014 г. с
М<sub>W</sub>= 4, 9 // Доклады Академии наук. - 2017. - Т.477, - N 6. - С.711–715.

63. Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. - 1993. Вып. 1. М.: ОИФЗ РАН. - С.113–122.

64. Pollitz F.F. Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth. // Geophys. J. Int. - 1996. - Vol. 125, - P.1-14.

65. 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 // Физика Земли. - 2010. - N 2. - С. 3-16.

66. Михайлов В.О., Киселева Е.А., Смольянинова Е.И., Дмитриев П.Н., Голубев В.И., Исаев Ю.С., Дорохин К.А., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А. Некоторые проблемы мониторинга оползневых процессов с использованием спутниковых радарных снимков с различной длиной волны на примере двух оползневых склонов в районе Большого Сочи // Физика Земли. - 2014. - N 4. - С.120-130.

67. Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Смирнов В.Б., Хайретдинов С.А., Дмитриев П.Н. К вопросу о природе постсейсмических деформационных процессов в районе землетрясения Мауле, Чили, 27.02.2010 г // Физика Земли. - 2020. - N 6. - С.38-47.

68. Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Штейнберг В.В. О зависимости энергии землетрясения от объема сейсмического очага // Докл. АН СССР. - 1983. - Т.271, - N 3. - С.598-602.

69. Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. - М.: Геос, 2016. - 424 с.

70. Carlà, T., Intrieri, E., Raspini, F., Bardi, F., Farina, P., Ferretti, A., Colombo, D., Novali, F., Casagli, N. Perspectives on the prediction of catastrophic slope failures from satellite InSAR // Scientific Reports. - 2019. - Vol. 9, N 1. - P.1-9. https://doi.org/10.1038/s41598-019-50792-y.

Crosetto M., Monserrat O., Cuevas-González M., Devanthéry N., Crippa B.
 Persistent Scatterer Interferometry: A review. // ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote
 Sensing. - 2016. - Vol. 115. - P.78-89.

72. Solari L., Del Soldato M, Bianchini S., Ciampalini A., Ezquerro P., Montalti R., Raspini F, S.Moretti. From ERS 1/2 to Sentinel-1: Subsidence Monitoring in Italy in the Last Two Decades // Front. Earth Sci. 04 October 2018. https://doi.org/10.3389/feart.2018.00149.

73. Solari, L.; Del Soldato, M.; Raspini, F.; Barra, A.; Bianchini, S.; Confuorto, P.; Casagli, N.; Crosetto, M. Review of Satellite Interferometry for Landslide Detection in Italy // Remote Sens. - 2020, - Vol. 12, N 8. - P.1351. <u>https://doi.org/10.3390/rs12081351</u>.

74. Tomás R., Romero R., Mulas J., Marturià JJ., Mallorquí JJ., Lopez-Sanchez JM., Herrera G., Gutiérrez F., González PJ., Fernández J., Duque S., Concha-Dimas A., Cocksley G., Castañeda C., Carrasco D., Blanco P. Radar interferometry techniques for the study of ground subsidence phenomena: A review of practical issues through cases in Spain // Environmental Earth Sciences. - 2014. - Vol. 71. - P.163-181. <u>http://dx.doi.org/10.1007/s12665-013-2422-z</u>.

75. 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, - N 2. - С.130-142.

76. Михайлов В. О., Киселева Е.А., Смольянинова Е.И., Дмитриев П.Н., Голубев В.И., Исаев Ю.С., Дорохин К.А., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А. Некоторые проблемы мониторинга оползневых процессов с использованием спутниковых радарных снимков с различной длиной волны на примере двух оползневых склонов в районе Большого Сочи // Изв. РАН, сер. «Физика Земли». - 2014. - N 4. - С.120–130.

77. 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. - N 3. - C.5-17.

78. Смольянинова Е.И., Киселева Е.А., Дмитриев П.Н., Михайлов В.О. О возможности применения РСА-интерферометрии с использованием снимков со спутников Sentinel-1 при изучении оползневой активности в районе горного кластера Большого Сочи // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. - 2018. - Т.15, - N 4. - С.103-111.

79. Смольянинова Е.И., Киселева Е.А., Михайлов В.О. Применение РСАинтерферометрии снимков со спутников Sentinel-1 при изучении областей активных деформаций поверхности в прибрежном районе Большого Сочи // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. - 2019. - Т.16, - N 5. - С.147-155.

80. Berardino P, Fornaro G, Lanari R., Sansosti E. A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms // IEEE Transactions on geoscience and remote sensing. - 2002. - Vol. 40, - N 11. - P.2375-2383.

81. Raetzo, H., Loup, B.. Protection Against Mass Movement Hazards // Guideline for the Integrated Hazard Management of Landslides, Rockfall and Hillslope Debris Flows. Published by the Federal Office for the Environment FOEN. - 2016. Bern, Switzerland.

82. Strozzi T., Jan Klimees J., Frey H., Caduff R., Huggel C., Wegmuller U., Rapre A. Satellite SAR interferometry for the improved assessment of the state of activity of landslides: A case study from the Cordilleras of Peru // Remote Sensing of Environment. - 2018. - Vol. 217. - P.111-125. <u>https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.08.014</u>.

83. Вожик А.А. Оценка экзогенной геологической опасности при ведении государственного мониторинга состояния недр // VIII Всероссийский съезд геологов 26-28 октября 2016 г. г. Москва: Презентационные материалы круглого стола «Государственный мониторинг состояния недр и региональные гидрогеологические работы». http://www.specgeo.ru/pdf/doklad\_viii\_geolog\_04.pdf

84. Гудкова Н.К. Мониторинг геологической среды олимпийских объектов в Сочи // Системы контроля окружающей среды. - 2016. - Т.3, N 23. - С.130–133.

85. Потапов А.Д., Лейбман М.Е., Лаврусевич А.А., Чернышев С.Н., Маркова И.М., Бакалов А.Ю., Крашенинников В.С. Мониторинг объектов инженерной защиты на Имеретинской низменности // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. - 2012. - N 5. - С.406–413.

86. Телков Ф.С., Наумов М.С., Исаков В.А. Факторы инженерно-геологического риска на территории Имеретинской низменности // в сборнике Проблемы снижения природных опасностей и рисков: Материалы Международной научно-практической конференции «Геориск – 2012». - 2012. РУДН Москва. - Т.2. - С.324-330.

87. Барях А.А., Самоделкина Н.А. Геомеханическая оценка интенсивности деформационных процессов над затопленным калийным рудником // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. - 2017. - N 4. - C.33-46.

88. Красноштейн А.Е., Барях А.А., Санфиров И.А. Горнотехнические аварии: затопление Первого Березниковского калийного рудника // Вестн. Пермского научного центра. - 2009. - N 2. - C. 4-9.

89. Барях А.А., Санфиров И.А., Дягилев Р.А. Мониторинг последствий затопления калийного рудника // Горн. журн. - 2013. - N 6. - С.34–39.

90. Гневанов И. В., Шамин П. В. Оценка деформаций земной поверхности горных отводов ОАО" Уралкалий" в г. Березники методами радарной интерферометрии // Геоматика. - 2012. - N 1. - C.56-60.

91. Михайлов В.О., Киселева Е.А., Барях А.А., Исаев Ю.С., Смольянинова Е.И. Возможности мониторинга динамики развития оседаний земной поверхности на территории г. Березники по снимкам спутника Сентинель // В сборнике 11-ая Всероссийская школа-семинар с международным участием «Физические основы прогнозирования разрушения горных пород». Тезисы докладов, место издания ГоИ УрО РАН г. Пермь, Россия, тезисы, - 2019. - С.35-36.

92. Samsonov S., Baryakh A. Estimation of Deformation Intensity above a Flooded Potash Mine Near Berezniki (Perm Krai, Russia) with SAR Interferometry // Remote Sensing. -2020. - 12, 3215. doi:10.3390/rs12193215

93. Буш В., Хебель Х.П., Шаффер М., Вальтер Д., Барях А.А. Контроль оседаний подработанных территорий методами радарной интерферометрии // Маркшейдерия и недропользование. - 2009. - N 2, - C.38-43.

94. Hanssen R. Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis // First (ed). Kluwer Academic Publishers. Dordrecht. - 2001. - 328 p.

95. Верба В.С., Неронский Л.Б., Осипов И.Г., Турук В.Э. Радиолокационные системы землеобзора космического базирования // Под ред. В.С. Вербы. Радиотехника. М., 2010. - страниц с.

96. 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 // Физика Земли. - 2010. - N 2. - C.3-16.

97. Михайлов В.О., Киселева Е.А., Смольянинова Е.И., Дмитриев П.Н., Голубев В.И., Исаев Ю.С., Дорохин К.А., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А. Некоторые проблемы мониторинга оползневых процессов с использованием спутниковых радарных снимков с различной длиной волны на примере двух оползневых склонов в районе Большого Сочи // Изв. РАН. Сер. Физика Земли. - 2014. - N 4. - С.120–130.

98. Михайлов В.О., Волкова М.С., Тимошкина Е.П., Шапиро Н.М., Бабаянц И.П., Дмитриев П.Н., Хайретдинов С.А. Анализ смещений поверхности лавовых потоков

Толбачинского трещинного извержения 2012–2013 г. методами спутниковой радарной интерферометрии // Геофизические исследования. - 2020. - N 4. - C.21-34. doi.org/10.21455/gr2020.4-2

99. Ferretti A., Prati C., Rocca F. Permanent scatterers in SAR interferometry // IEEE Transactions on geoscience and remote sensing. - 2001. - Vol. 39, N 1. - P.8-20.

100. 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. N 3. - С.5-17.

101. Dai C., Howat I.M. Measuring lava flows with ArcticDEM: Application to the 2012–2013 eruption of Tolbachik, Kamchatka // Geophysical Research Letters. - 2017. - 44, 12,133–12,140. https://doi.org/10.1002/2017GL075920.

102. Plechov P., Blundy J., Nekrylov N., Melekhova E., Shcherbakov V., Tikhonova M. Petrology and volatile content of magmas erupted from Tolbachik Volcano, Kamchatka, 2012–13 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. - 2015. - Vol. 307. - P.182–199.

103. Patrick M.R., Dehn J., and Dean K. Numerical modeling of lava flow cooling applied to the 1997 Okmok eruption: Approach and analysis // J. Geophys. Res. - 2004. - 109, B03202. doi:10.1029/2003JB002537.

104. Neri, A. (1998), A local heat transfer analysis of lava cooling in the atmosphere: Application to thermal diffusion-dominated lava flows // J. Volcanol. Geotherm. Res. - 1998. -Vol. 81, - P.215–243.

105. Shaw H.R., Hamilton M.S., Peck D.L. Numerical analysis of lava lake cooling models: Part I, description of the method // American Journal of Science. - 1977. - Vol. 277, P. 384-414.

106. Chaussard E. Subsidence in the Parícutin lava field: Causes and implications for interpretation of deformation fields at volcanoes // Journal of Volcanology and Geothermal Research. - 2016. - Vol. 320, P.1–11. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2016.04.009

107. Danyushevsky L.V., Plechov P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. - 2011. - Vol. 12 (7), P.1-32.

108. Гордеев Е.И., Добрецов Н.Л. (ред.). Толбачинское трещинное извержение 2012-2013 гг (ТТИ-50). - Новосибирск, Из-во СО РАН, 2013. - 427 с.

109. Hidaka, M., Goto, A., Umino, S., & Fujita, E. VTFS project: Development of the lava flow simulation code LavaSIM with a model for three-dimensional convection, spreading,

and solidification. // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. -2005.- 6(7).

110. Иванов, В. В. Активизация вулкана Корякский (Камчатка) в конце 2008– начале 2009 гг.: оценки выноса тепла и водного флюида, концептуальная модель подъема магмы и прогноз развития активизации // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский (30-31 марта 2009 г.). -2010.- С. 24-38.

111. Гирина О. А., Маневич А. Г., Мельников Д. В., Нуждаев А. А., Ушаков С. В., Коновалова О. А. Активность вулкана Корякский с октября 2008 г. по октябрь 2009 г. по данным KVERT // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский (30-31 марта 2009 г.). -2010.- С. 15-23.

112. Кирюхин А. В., Федотов С. А., Кирюхин П. А., Черных Е. В.. Магматические питающие системы Корякско-Авачинской группы вулканов по данным локальной сейсмичности и режима прилегающих термальных источников // Вулканология и сейсмология. -2017.- №5. С. 3-17.

113. Bushenkova N., Koulakov I., Senyukov S., Gordeev E. I., Huang H.-H., El Khrepy S., Al Arifi N. Tomographic images of magma chambers beneath the Avacha and Koryaksky volcanoes in Kamchatka // Journal of Geophy. Res.: Solid Earth. -2019.- v. 124, P. 9694–9713.

114. Koulakov I., Jaxybulatov K., Shapiro N.M., Abkadyrov I., Deev E., Jakovlev A., Kuznetsov P., Gordeev E., Chebrov V. Asymmetric caldera-related structures in the area of the Avacha group of volcanoes in Kamchatka as revealed by ambient noise tomography and deep seismic sounding // J. Volcanol. Geotherm. Res. -2014.- v. 285, P. 36-46,

115. Гордеев Е. И., Дрознин В. А. Температура эксплозивного шлейфа извержения вулкана Корякский в 2009 г. // Доклады Академии наук. -2010.- т. 430 (3), С. 349-351.

116. Аникин Л. П., Вергасова Л. П., Максимов А. П., Овсянников А. А., Чубаров В. М. Пеплы извержения Корякского вулкана в 2009 г. // В сб.: Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы региональной научной конференции, посвящённой Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский (30 марта-1 апреля 2011 г.). -2011.- С. 10-14

117. Максимов А. П., Аникин Л. П., Вергасова Л. П., Овсянников А. А., Чубаров В. М. Пеплы извержения Корякского вулкана (Камчатка) в 2009 г.: особенности состава и генезис // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. -2011.- №2. С. 73-86.

118. Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bulletin of the seismological society of America. // -1985.- v. 75 (4). P. 1135-1154.

119. Armigliato, A., Tinti S. Influence of topography on coseismic displacements

induced by the Friuli 1976 and the Irpinia 1980 earthquakes (Italy) analyzed through a twodimensional hybrid model // J. Geophys. Res. -2002.- 108(B12), 2552, doi:10.1029/2002JB002027, 2003.

120. Керимов И.А. Метод F-аппроксимации при решении задач гравиметрии и магнитометрии. М.: Физматлит, 2011. 264 с.

121. Ананьин И.В. Сейсмичность Северного Кавказа. М.: Наука, 1977. 148 с.

122. Ежегодник Землетрясения России. Ч.IV Каталоги землетрясений по регионам России. 2003-2018 гг. // Обнинск: ЕГС РАН.

123. Каталог землетрясений Кавказа с М≥4,0 (К≥11,0) с древнейших времен до 2004 г. // Составитель Годзиковская А.А. [Электронный ресурс]. - Режим доступа: http://zeus/wdcb/ru/sep/caucasus.

124. Керимов И.А., Гайсумов М.Я. Сейсмичность и современная геодинамика территории Чеченской Республики. // Материалы II–ой Всероссийской научнотехнической конференции «Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа» Грозный. -2012.- С. 43-64.

125. Керимов И.А., Крисюк И.М., Гайсумов М.Я. Геофизические поля, системы разломов и сейсмичность Чечено-Ингушетии. // Депонированная рукопись №1066-В92 от 30.03.92. М.:ВИНИТИ. -1992.- 91 с.

126. Короновский Н.В., Гущин А.И., Никитин М.Ю. Геологическое развитие и формирование современной структуры Терско-Каспийского передового прогиба / Тектоника орогенных структур Кавказа и Центральной Азии. М.: Наука. -1990.- С.4-35.

127. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. // Под общей редакцией Кондорской Н.В., Шебалина Н.В. М.: Наука, 1977. 535 с.

128. Оперативная информация о землетрясениях. // ФИЦ ЕГС РАН [Электронный ресурс]. - Режим доступа: http://www.ceme.gsras.ru/.

187

## СПИСОК ОСНОВНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ ПО ТЕМЕ НИР

 Filatov D.M., Lyubushin A.A. Precursory Analysis of GPS Time Series for Seismic Hazard Assessment // Pure and Applied Geophysics. – 2019. – 177(1) – P.509-530. https://doi.org/10.1007/s00024-018-2079-3

2. Копылова Г.Н., Любушин А.А., Болдина С.В. Статистический анализ прецизионных данных наблюдений за уровнем подземных вод в сейсмоактивном регионе (на примере скважины ЮЗ-5, Камчатка) // Сейсмические приборы. – 2019. – Т. 55. – № 1. – С.5–28. <u>https://doi.org/10.21455/si2019.1-1</u>

 Любушин А.А., Казанцева О.С., Манукин А.Б. Анализ длительных наблюдений за уровнем подземных вод в асейсмическом регионе // Физика Земли. – 2019.
 №2. – С.47-67. DOI: https://doi.org/10.31857/S0002-33372019247-67

4. Filatov D.M., Lyubushin A.A. Stochastic dynamical systems always undergo trending mechanisms of transition to criticality // Physica A – 2019. – V.527. https://doi.org/10.1016/j.physa.2019.121309

5. Lyubushin, A. Field of coherence of GPS-measured earth tremors // GPS Solutions. – 2019. – 23:120. <u>https://doi.org/10.1007/s10291-019-0909-0</u>

 Lyubushin, A. Trends of Global Seismic Noise Properties in Connection to Irregularity of Earth's Rotation // Pure and Applied Geophysics. – 2020. – V.177. – P.621–636. <u>https://doi.org/10.1007/s00024-019-02331-z</u>

 Lyubushin, A. Connection of Seismic Noise Properties in Japan and California with Irregularity of Earth's Rotation // Pure and Applied Geophysics. – 2020. – V.177. – P.4677– 4689. <u>https://doi.org/10.1007/s00024-020-02526-9</u>

8. Nas M., Lyubushin A., Softa M. & Bayrak Y. Comparative PGA-driven probabilistic seismic hazard assessment (PSHA) of Turkey with a Bayesian perspective // Journal of Seismology. – 2020. – V.24. – P.1109-1129. <u>https://doi.org/10.1007/s10950-020-09940-5</u>

9. Lyubushin A. Global Seismic Noise Entropy // Frontiers in Earth Science. – 2020.
– 8:611663. <u>https://doi.org/10.3389/feart.2020.611663</u>

10. Kalab, Z., Lyubushin, A.A. Power spectra of quarry blasting works measured in different depths // Acta Montanistica Slovaca. – 2020. – V.25(3) – P.302-309. DOI: <u>https://doi.org/10.46544/AMS.v25i3.4</u>

 Lyubushin A.A. Seismic Noise Wavelet-Based Entropy in Southern California // Journal of Seismology. – 2021. – V.25. – P.25-39. <u>https://doi.org/10.1007/s10950-020-09950-3</u> 12. Писаренко В.Ф., Любушин А.А., Родкин М.В. Максимальные землетрясения в будущих интервалах времени // Физика Земли. – 2021. – № 2. – С.27-45. DOI: https://doi.org/10.31857/S0002333721020095

13. Любушин А.А., Копылова Г.Н., Серафимова Ю.К. Связь мультифрактальных и энтропийных свойств сейсмического шума на Камчатке с неравномерностью вращения Земли // Физика Земли. – 2021. – № 2. – С.153-163. DOI: https://doi.org/10.31857/S0002333721020046

14. Сарьян В.К., Любушин А.А., Назаренко А.П., Зарянов Ю.Н. Перспективы снижения потерь от чрезвычайных ситуаций природного происхождения // Вестник ДВО РАН. – 2021. – №1. – С.83-93. DOI: 10.37102/0869-7698\_2021\_215\_01\_08. http://vestnikdvo.ru/index.php/vestnikdvo/article/view/701/528

15. Копылова Г.Н., Любушин А.А., Таранова Л.Н. Новая прогностическая технология анализа вариаций низкочастотного сейсмического шума (на примере районов Дальнего Востока России) // Российский сейсмологический журнал. – 2021. – Т.3 – № 1. – С. 75–91. DOI: <u>https://doi.org/10.35540/2686-7907.2021.1.05</u>

 Lyubushin A. Low-Frequency Seismic Noise Properties in the Japanese Islands // Entropy. – 2021. – 23(474). <u>https://doi.org/10.3390/e23040474</u>

17. Lyubushin, A. Global Seismic Noise Wavelet-based Measure of Nonstationarity //
Pure and Applied Geophysics. – 2021. – V.178 – P.3397–3413. <u>https://doi.org/10.1007/s00024-</u>
021-02850-8

18. Ильинский Д.А., Гинзбург А.А., Воронин В.В., Ганжа О.Ю., Манукин А.Б., Рогинский К.А. О создании цифровых донных сейсмических станций нового поколения: настоящее и взгляд в будущее // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология – 2019 – №2. – С.87-101. <u>https://doi.org/10.31857/S0869-78092019287-101</u>

 Manukin A.B., Kazantseva O.S., Kalinnikov I.I. New Version of a Highly Sensitive Uniaxial Sensor for Seismic Accelerometers // Seismic Instruments. – 2019. – V.55(4)
 – P.404–409, <u>https://doi.org/10.3103/S0747923919040091</u>

20. Манукин А.Б., Казанцева О.С., Калинников И.И. Результаты долговременных исследований длиннобазисного гидростатического нивелира // Сейсмические приборы. – 2019. – Т.55. – №4. – С.17–28. <u>https://doi.org/10.21455/si2019.4-2</u>

21. Манукин А.Б., Калинников И.И., Казанцева О.С., Матюнин В.П. Новый вариант построения вертикального гравитационного градиентометра // Сейсмические приборы. – 2020. – Т.56. – № 3. – С.26–34. <u>https://doi.org/10.21455/si2020.3-2</u>

22. Манукин А.Б., Казанцева О.С., Калинников И.И., Матюнин В.П., Саякина Н.Ф., Тоньшев А.К., Черногорова Н.А. Сейсмометр для наблюдений на Марсе // Космические исследования. – 2021. – Т.59. – №5. – С.418–427, https://doi.org/10.31857/S0023420621050083

23. Mikhailov V., Volkova M., Timoshkina E., Shapiro N., Smirnov V., 2021. On the relation of activation of the Koryaksky volcano in 2008-2009 with deep magmatic processes. Izv., Phys. Solid Earth. WOS

24. Shebalin P.N., Vorobieva I.A., Baranov S.V., Mikhailov V.O. Deficit of Large Aftershocks as an Indicator of Afterslip at the Sources of Earthquakes in Subduction Zones. Doklady Earth Sciences. 498 (#1), 2021/ pp/ 423-426 10.1134/s1028334x21050172 WOS

25. Stepanova I.E., Kerimov I.A., Spesivtsev A.A., Timofeeva V.A., Mikhailov P.S. Spectral Analysis of Profile Topographic Data Using Modified F-Approximations // Izvestiya. Physics of the Solid Earth, 2021. Vol.57. № 4. Pp. 573-581. DOI:10.1134/S1069351321040091 WOS

26. Смольянинова Е.И., Михайлов В.О., Дмитриев П.Н. Выявление и мониторинг областей активных деформаций в Адлерском районе Большого Сочи путём анализа серий разночастотных спутниковых радарных снимков за 2007–2020 гг. //Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 4. С. 55-65. DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-4-55-65 Scopus

27. 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: І. Дифференциальная интерферометрия. Геофизические исследования. №4 2021 г. Scopus

28. Михайлов В.О., Волкова М.С., Тимошкина Е.П., Шапиро Н.М., Смирнов В.Б. Возможные причины активизации вулкана Корякский в 2008-2009 г по данным спутниковой радарной интерферометрии. Материалы 19-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Электронный сборник материалов конференции. Институт космических исследований Российской академии наук. Москва, 2021. DOI 10.21046/19DZZconf-2021a РИНЦ

29. Тимошкина Е.П., Михайлов В.О., Смирнов В.Б., Волкова М.С., Хайретдинов С.А., Дмитриев П.Н. Модель поверхности разрыва Хубсугульского землетрясения 12.01.2021 по данным спутниковой радарной интерферометрии. Материалы 19-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Электронный сборник материалов конференции. Институт

космических исследований Российской академии наук. Москва, 2021. DOI 10.21046/19DZZconf-2021a РИНЦ

30. Смольянинова Е.И., Михайлов В.О. Интерактивная карта активных оползневых участков и зон проседания грунтов для Центрального и Адлерского районов Большого Сочи по данным спутниковой радарной интерферометрии. Материалы 19-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Электронный сборник материалов конференции. Институт Земли из космоса». Российской 2021. DOI исследований академии наук. Москва, космических 10.21046/19DZZconf-2021a РИНЦ

31. 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. Материалы 19-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Электронный сборник материалов конференции. Институт космических исследований Российской академии наук. Москва, 2021. DOI 10.21046/19DZZconf-2021a РИНЦ

32. Diament M., Mikhailov V., Timoshkina E. Joint inversion of GPS and highresolution GRACE gravity data for the 2012 Wharton basin earthquakes // Journal of Geodynamics. 136, 2020 doi.org/10.1016/j.jog.2020.101722 WOS

33. Степанова И.Э., Керимов И.А., Раевский Д.Н., Щепетилов А.В. О совершенствовании методов обработки больших объемов данных в геофизике и геоморфологии на основе модифицированных S- и F-аппроксимаций // Физика Земли, 2020. № 3. С. 82-97. DOI: 10.31857/S0002333720030114 WOS

34. Senyukov, S.L., Mikhailov, V.O., Nuzhdina, I.N. Kiseleva E.A., Droznina S.Ya., Timofeeva V.A., Volkova M.S., Shapiro N.M., Kojevnikova T.Yu., Nazarova Z.A., Sobolevskaya O.V. Joint Study of Seismicity and SAR Interferometry Observations for Assessing the Possibility of an Eruption of the Dormant Bolshaya Udina Volcano //J. Volcanolog. Seismol. 2020. v.14, 305–317 https://doi.org/10.1134/S074204632005005X WOS

35. Mikhailov V. O., Timoshkina E. P., Smirnov V. B., Khairetdinov S. A., Dmitriev P. N. On the Origin of Postseismic Deformation Processes in the Region of the Maule, Chile Earthquake of February 27, 2010. //Izvestiya, Physics of the Solid Earth, 2020, Vol. 56, No. 6, pp. 762–771. WOS

36. Smirnov, V.B., Kartseva, T.I., Ponomarev, A.V. Patonin AV, Bernard P., Mikhailov VO, Potanina MG. On the Relationship between the Omori and Gutenberg–Richter Parameters

in Aftershock Sequences. // Izv., Phys. Solid Earth 56, 605–622 (2020). https://doi.org/10.1134/S1069351320050110. WOS

37. Смольянинова Е.И., Михайлов В.О., Дмитриев П.Н. Изучение и мониторинг зон проседания в Имеретинской низменности (район Большого Сочи) методом РСАинтерферометрии с использованием разночастотных спутниковых радарных снимков за период 2007-2019 //«Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» Т. 17. № 5. 2020 С. 103–113 Scopus

38. Kerimov I.A., Gaysumov M.Ya., Badaev S.V., Batukaev A.A Small Hydropower Development Potential in Chechen Republic // International Journal of Energy Economics and Policy, 2020, 10(6). Pp. 460-468. DOI: 10.32479/ijeep.10491 Scopus

39. Михайлов В.О., Волкова М.С., Тимошкина Е.П., Шапиро Н.М., Бабаянц И.П., Дмитриев П.Н., Хайретдинов С.А. Анализ смещений поверхности лавовых потоков Толбачинского трещинного извержения 2012–2013 г. методами спутниковой радарной интерферометрии // Геофизические исследования. 2020. №4. Scopus

40. Волкова М.С., Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Шапиро Н.М., Бабаянц И.П., Дмитриев П.Н., Хайретдинов С.А. Опыт применения спутниковой радарной интерферометрии для изучения вулканических процессов на Камчатке. Материалы 18-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Электронный сборник материалов конференции. Институт космических исследований Российской академии наук. Москва, 2020. С. 74. DOI 10.21046/18DZZconf-2020a РИНЦ

41. Смольянинова Е.И., Михайлов В.О., Дмитриев П.Н. Возможности применения РСА-интерферометрии серий разночастотных спутниковых радарных снимков с различной геометрией съемки для изучения и мониторинга оползневой активности в районе Большого Сочи (на примере окрестностей Адлера 2007-2019гг.) Материалы 18-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Электронный сборник материалов конференции. Институт космических исследований Российской академии наук. Москва, 2020. С. 98. DOI 10.21046/18DZZconf-2020аРИНЦ

42. Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., 2019. Геодинамическое моделирование процесса формирования и эволюции структур литосферы: Опыт ИФЗ РАН. Физика Земли, №1 с. 122-133. DOI: 10.31857/S0002-333720191122-133 WOS

43. Stepanova I.E., Kerimov I.A., Raevsky D.N. and Shchepetilov A.V. Modified Method S-, F and R-Approximations in Solving Inverse Problems of Geophysics and Geomorphology // Practical and Theoretical Aspects of Geological Interpretation of Gravitational, Magnetic and Electric Fields. Proceedings of the 45th Uspensky International Geophysical Seminar, Kazan, Russia. Springer Nature Switzerland AG, 2019. Chapter 5. Pp. 41-47. doi.org/10.1007/978-3-319-97670-9\_5 Web of Science

44. Степанова И.Э., Керимов И.А., Ягола А.Г. Аппроксимационный подход в различных модификациях метода линейных интегральных представлений // Физика Земли, 2019. № 2. С.31-46. Web of Science

45. Смольянинова Е.И., Киселева Е.А., Михайлов В.О. 2019. Применение РСАинтерферометрии снимков со спутников Sentinel-1 при изучении областей активных деформаций поверхности в прибрежном районе Большого Сочи. «Современные проблемы исследования Земли из космоса» т. 16. № 5. с. 147–155 DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-5-147-155 Scopus

46. Керимов И.А. Изучение структурно-тектонических особенностей западной части ТКП по данным гравиразведки и сейсморазведки // Геология и геофизика юга России, 2019 (в печати). РИНЦ

47. Киселева Е.А., Михайлов В.О., Тимофеева В.А., Дмитриев П.Н. 2019. Некоторые результаты изучения вулканических и сейсмических процессов на Камчатке методами радарной спутниковой интерферометрии. Материалы 17-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Электронный сборник материалов конференции. Институт космических исследований Российской академии наук. Москва, 2019. DOI 10.21046/17DZZconf-2019a с.93 РИНЦ

48. Киселева Е.А., Михайлов В.О., Черепанцев А.С. 2019. О совместном поиске и распределенных и устойчивых отражателей в свободном программном пакете StaMPS/MTI. Выбор метода фильтрации фазы. Материалы 17-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Электронный сборник материалов конференции. Институт космических исследований Российской академии наук. Москва, 2019. DOI 10.21046/17DZZconf-2019a с.94 РИНЦ

193

## ПРИЛОЖЕНИЕ А

Публикации по теме НИР «АППАРАТУРНО-МЕТОДИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ СБОРА, ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ НАЗЕМНЫХ И СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ», изданные в 2021 г.

1) Публикации в российских и международных журналах, индексируемых в Web of Science, Scopus, РИНЦ:

 Lyubushin A.A. Seismic Noise Wavelet-Based Entropy in Southern California // Journal of Seismology. – 2021. – V.25. – P.25-39. <u>https://doi.org/10.1007/s10950-020-09950-3</u> WOS

2. Писаренко В.Ф., Любушин А.А., Родкин М.В. Максимальные землетрясения в будущих интервалах времени // Физика Земли. – 2021. – № 2. – С.27-45. DOI: <u>https://doi.org/10.31857/S0002333721020095</u> Scopus

3. Любушин А.А., Копылова Г.Н., Серафимова Ю.К. Связь мультифрактальных и энтропийных свойств сейсмического шума на Камчатке с неравномерностью вращения Земли // Физика Земли. – 2021. – № 2. – С.153-163. DOI: <u>https://doi.org/10.31857/S0002333721020046</u> Scopus

4. Сарьян В.К., Любушин А.А., Назаренко А.П., Зарянов Ю.Н. Перспективы снижения потерь от чрезвычайных ситуаций природного происхождения // Вестник ДВО РАН. – 2021. – №1. – С.83-93. DOI: 10.37102/0869-7698\_2021\_215\_01\_08. http://vestnikdvo.ru/index.php/vestnikdvo/article/view/701/528 РИНЦ

5. Копылова Г.Н., Любушин А.А., Таранова Л.Н. Новая прогностическая технология анализа вариаций низкочастотного сейсмического шума (на примере районов Дальнего Востока России) // Российский сейсмологический журнал. – 2021. – Т.3 – № 1. – С. 75–91. DOI: <u>https://doi.org/10.35540/2686-7907.2021.1.05</u> РИНЦ

 Lyubushin A. Low-Frequency Seismic Noise Properties in the Japanese Islands // Entropy. – 2021. – 23(474). <u>https://doi.org/10.3390/e23040474</u> WOS

7. Lyubushin, A. Global Seismic Noise Wavelet-based Measure of Nonstationarity // Pure and Applied Geophysics. – 2021. – V.178 – P.3397–3413. <u>https://doi.org/10.1007/s00024-</u> 021-02850-8 WOS

8. Манукин А.Б., Казанцева О.С., Калинников И.И., Матюнин В.П., Саякина Н.Ф., Тоньшев А.К., Черногорова Н.А. Сейсмометр для наблюдений на Марсе // 194

Космические исследования. – 2021. – Т.59. – №5. – С.418–427, <u>https://doi.org/10.31857/S0023420621050083</u> Scopus

9. Михеева А.В., Калинников И.И. Крипекс-анализ процессов в очаговых зонах крупных землетрясений средствами GIS-ENDDB // Российский сейсмологический журнал. - 2021. - т.3. - №4. - С.7-17. DOI: <u>https://doi.org/10.35540/2686-7907.2021.4.01</u>

10. Mikhailov V., Volkova M., Timoshkina E., Shapiro N., Smirnov V., 2021. On the relation of activation of the Koryaksky volcano in 2008-2009 with deep magmatic processes. Izv., Phys. Solid Earth. WOS

11. Shebalin P.N., Vorobieva I.A., Baranov S.V., Mikhailov V.O. Deficit of Large Aftershocks as an Indicator of Afterslip at the Sources of Earthquakes in Subduction Zones. Doklady Earth Sciences. 498 (#1), 2021/ pp/ 423-426 10.1134/s1028334x21050172 WOS

12. Stepanova I.E., Kerimov I.A., Spesivtsev A.A., Timofeeva V.A., Mikhailov P.S. Spectral Analysis of Profile Topographic Data Using Modified F-Approximations // Izvestiya. Physics of the Solid Earth, 2021. Vol.57. № 4. Pp. 573-581. DOI:10.1134/S1069351321040091 WOS

13. Смольянинова Е.И., Михайлов В.О., Дмитриев П.Н. Выявление и мониторинг областей активных деформаций в Адлерском районе Большого Сочи путём анализа серий разночастотных спутниковых радарных снимков за 2007–2020 гг. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. - 2021. - Т.18. - №4. С. 55-65. DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-4-55-65 Scopus

14. 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: І. Дифференциальная интерферометрия // Геофизические исследования. – 2021. - №4. Scopus

## 2) Прочие публикации по теме НИР:

1. Любушин А.А. Низкочастотный сейсмический шум Земли на глобальном и региональном уровнях // Труды Восьмой Всероссийской научно-технической конференции с международным участием. Петропавловск-Камчатский. 26 сентября– 2 октября 2021 г. / Отв. ред. Д.В. Чебров. – Петропавловск-Камчатский: КФ ФИЦ ЕГС РАН, 2021. – 445 с. - С. 83-85. DOI: <u>https://doi.org/10.35540/903258-451.2021.8.13</u> <u>http://emsd.ru/files/conf2021/collection2021v5.pdf</u>

2. Копылова Г.Н., Касимова В.А., Любушин А.А., Таранова Л.Н. Вариации поля фонового сейсмического шума в районе полуострова Камчатка по данным 2011-2021 гг. // Труды Восьмой Всероссийской научно-технической конференции с международным участием. Петропавловск-Камчатский. 26 сентября– 2 октября 2021 г. / Отв. ред. Д.В. Чебров. – Петропавловск-Камчатский: КФ ФИЦ ЕГС РАН, 2021. – 445 с. - С. 64-68. DOI: https://doi.org/10.35540/903258-451.2021.8.09

http://emsd.ru/files/conf2021/collection2021v5.pdf

3. Копылова Г.Н., Серафимова Ю.К., Любушин A.A. Аномалии метеорологических параметров и сильные землетрясения: на примере района полуострова Камчатка // Труды Восьмой Всероссийской научно-технической конференции с международным участием. Петропавловск-Камчатский. 26 сентября-2 октября 2021 г. / Отв. ред. Д.В. Чебров. – Петропавловск-Камчатский: КФ ФИЦ ЕГС РАН, 2021. – 445 с. -C. 69-73. DOI: https://doi.org/10.35540/903258-451.2021.8.10 http://emsd.ru/files/conf2021/collection2021v5.pdf

4. Любушин А.А. Сейсмический шум и сейсмическая опасность на Японских островах // II Всероссийская научная конференция с международным участием «Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений» (29-30 сентября 2021 г. ИТПЗ РАН, Москва). <u>https://www.itpz-ran.ru/wp-content/foto\_conf\_2021/conference-program-ITPZ-2021.pdf</u>

5. Stepanova I.E., Kerimov I.A., Raevsky D.N. and Shchepetilov A.V. Modified Method S-, F and R-Approximations in Solving Inverse Problems of Geophysics and Geomorphology // Practical and Theoretical Aspects of Geological Interpretation of Gravitational, Magnetic and Electric Fields. Proceedings of the 45th Uspensky International Geophysical Seminar, Kazan, Russia. Springer Nature Switzerland AG, 2019. Chapter 5. Pp. 41-47. doi.org/10.1007/978-3-319-97670-9\_5

6. Керимов И.А.. Гайсумов М.Я., Бадаев С.В. Разломная тектоника и сейсмичность Чечни и Ингушетии // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Коллективная монография. Том XI. М.: ИИЕТ РАН, 2021.

7. Михайлов В.О., Волкова М.С., Тимошкина Е.П., Шапиро Н.М., Смирнов В.Б. Возможные причины активизации вулкана Корякский в 2008-2009 г по данным спутниковой радарной интерферометрии. Материалы 19-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Электронный сборник материалов конференции. Институт космических исследований Российской академии наук. Москва, 2021. DOI 10.21046/19DZZconf-2021а РИНЦ

8. Тимошкина Е.П., Михайлов В.О., Смирнов В.Б., Волкова М.С., Хайретдинов С.А., Дмитриев П.Н. Модель поверхности разрыва Хубсугульского землетрясения 12.01.2021 по данным спутниковой радарной интерферометрии. Материалы 19-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Электронный сборник материалов конференции. Институт космических исследований Российской академии наук. Москва, 2021. DOI: 10.21046/19DZZconf-2021a РИНЦ

9. Смольянинова Е.И., Михайлов В.О. Интерактивная карта активных оползневых участков и зон проседания грунтов для Центрального и Адлерского районов Большого Сочи по данным спутниковой радарной интерферометрии. Материалы 19-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Электронный сборник материалов конференции. Институт космических исследований Российской академии наук. Москва, 2021. DOI 10.21046/19DZZconf-2021a РИНЦ

10. 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. Материалы 19-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Электронный сборник материалов конференции. Институт космических исследований Российской академии наук. Москва, 2021. DOI 10.21046/19DZZconf-2021a РИНЦ

11. Михайлов В.О., Тимофеева В.А., Смирнов В.Б., Тимошкина Е.П., Шапиро Н.М. Новая модель поверхности разрыва Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 г. на основе данных РСА- интерферометрии. Материалы 19-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Электронный сборник материалов конференции. Институт космических исследований Российской академии наук. Москва, 2021. DOI 10.21046/19DZZconf-2021a РИНЦ

Руководитель НИР: \_\_\_\_\_ А.А. Любушин

197