

**Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики
Земли имени О.Ю. Шмидта Российской академии наук**

На правах рукописи



Волкова Мария Сергеевна

**ПРИМЕНЕНИЕ СПУТНИКОВОЙ РАДАРНОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ ДЛЯ
ИЗУЧЕНИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЯ ПОЛЕЙ СМЕЩЕНИЙ НА СКЛОНАХ
ВУЛКАНОВ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТКА**

25.00.10 – Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:

член-корреспондент РАН,
доктор физико-математических наук,
профессор МИХАЙЛОВ В.О.

Москва – 2022

Оглавление

Введение	4
Глава 1. Особенности применения спутниковой радарной интерферометрии для оценки полей смещений склонов вулканов на полуострове Камчатка	12
1.1 Краткие сведения из теории радарной интерферометрии	13
1.2 Проблемы применения РСА интерферометрии	17
1.3 Радарные снимки различных спутников	18
1.4 Технология обработки РСА снимков по методу SBAS в программном комплексе SARscape для QGis	21
1.5 Технология интерпретации полей смещений	27
1.6 Выводы по главе 1	29
Глава 2. Моделирование процесса термического остывания поверхности лавового поля, сформированного в результате Трещинного Толбачинского Извержения 2012 – 2013 гг.	31
2.1 Трещинное Толбачинское Извержение 2012 – 2013 гг.	33
2.2 Оценка смещений лавовой поверхности методами спутниковой радарной интерферометрии	35
2.3 Моделирование остывания лавового поля	38
2.3.1 Постановка задачи (Модель I)	39
2.3.2 Постановка задачи (Модель II)	41
2.3.3 Параметры модели	46
2.3.4 Учёт скорости формирования мощности лавового слоя	46
2.4 Зависимость между остыванием лавового потока и оседанием его поверхности	47
2.5 Сравнение результатов моделирования (Модель I, Модель II) с результатами, полученными по РСА интерферометрии	49
2.6 Выводы по главе 2	53

Глава 3. Модель расширяющейся трещины: проверка гипотезы об интрузии магматического вещества во время извержения вулкана Корякский 2008–2009 гг.	55
3.1 Активизация Корякского вулкана 2008–2009 гг.	56
3.2 Оценка смещений поверхности вулкана Корякский методами радарной спутниковой интерферометрии	59
3.3 Численная интерпретация поля смещений. Математическое моделирование	62
3.3.1 Выбор параметров модели и результаты моделирования	66
3.4 Выводы по главе 3	67
Глава 4. Модель оседания поверхности пирокластического потока: вулкан Шивелуч, извержение 29.08.2019 г.	69
4.1. Эксплозивное извержение вулкана Шивелуч 29.08.2019 г.	69
4.2. Оценка смещений методами радарной интерферометрии	71
4.3. Мощность слоя пирокластических отложений	75
4.4 Математическая модель и интерпретация смещений	77
4.4.1 Постановка задачи	77
4.4.2 Выбор параметров модели	79
4.5 Результаты моделирования	80
4.6 Обсуждение результатов	82
4.7 Выводы по главе 4	83
Заключение по результатам диссертационной работы	84
Список литературы	87

Введение

Актуальность работы

Современные спутниковые технологии широко используются в России и за рубежом для изучения природных и техногенных процессов. Особенно важны эти технологии при исследовании сейсмических и вулканических процессов в таких активных и труднодоступных областях как полуостров Камчатка. Вулканические массивы на Камчатке располагаются как в населенных районах (Авачинско-Корякская группа вулканов), так и на большом удалении от них (например, активные вулканы Ключевской группы). Тем не менее любые вулканические извержения на Камчатке влияют на жизнь местного населения и планеты в целом. Продукты вулканических извержений представляют собой крайнюю опасность для всего живого, а пепловые шлейфы, которые могут распространяться на сотни и тысячи километров от эпицентра, являются серьёзной угрозой для проходящих над Камчаткой многочисленных местных и международных авиалиний. Лавовые отложения и их последующая деформация формируют рельеф в вулканических районах, вулканизм влияет на климат, меняя состав атмосферы и гидросферы. В то же время вулканические районы богаты геотермальными источниками, которые используются, в частности, и для генерации электроэнергии (например, Мутновская гидротермальная электростанция). В результате вулканической деятельности формируются месторождения полезных ископаемых, в том числе крайне важных стратегических металлов (например, уникальное месторождение рения на о. Итуруп).

Работы по изучению и мониторингу вулканических процессов на Камчатке активно ведут Институт вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН и Камчатский филиал Единой геофизической службы РАН (КФ ЕГС РАН). Ими развернута сеть сейсмических станций и постоянных пунктов Глобальных Навигационных Спутниковых Систем (ГНСС), ведутся полевые работы, мониторинг активных вулканов по оптическим спутниковым снимкам и другие исследования. Эти данные позволяют изучать строение вулканов и их питающих систем, прогнозировать готовящиеся извержения. В то же время, плотность наблюдательных сетей пока еще весьма низкая, особенно в труднодоступных центральных и северных районах. В этих условиях актуальным становится применение современных спутниковых методов исследования, в

первую очередь съёмка с применением радаров с синтезированной апертурой (РСА интерферометрия).

К настоящему времени в космос запущено более 60-ти спутников, оснащенных такими радарными. Основными поставщиками снимков являются Европейское, Немецкое, Итальянское, Канадское и Японское космические агентства. Целую серию спутников запустил Китай. Россия (СССР) начала радарную съёмку после запуска оснащенного радаром спутника "Алмаз" в 1991 г. Готовящаяся к запуску в ближайшие годы серия спутников «Кондор» должна снабдить российских исследователей собственными радарными снимками.

Активно развиваются теория и методы анализа и интерпретации данных РСА интерферометрии, разработан ряд открытых и коммерческих программных пакетов. Наиболее трудной задачей для РСА интерферометрии является оценка полей смещений в горных районах, при наличии мощного снегового покрова и густой растительности, частой смены погодных условий, имеющих большое влияние на состояние атмосферы, активных поверхностных процессов. Всё это приводит к потере когерентности между снимками. Кроме того, в высоких широтах менее точны цифровые модели рельефа (ЦМР), преобладающие природные ландшафты имеют низкую отражательную способность. Именно таким трудным районом является полуостров Камчатка. Этим определяется актуальность задачи совершенствования технологии обработки радарных снимков для территории Камчатки, всестороннее тестирование технологии с применением снимков различной длины волны, разработка методов интерпретации, предназначенных для изучения вулканических и сейсмических процессов. Для интерпретации получаемых полей смещений особенно актуальным становится развитие подхода, основанного на построении численных математических моделей исследуемых геодинамических процессов.

Цель работы

Целью работы является совершенствование технологии обработки РСА снимков в сложных условиях полуострова Камчатка, обоснование технологии путем тестирования на РСА снимках С и L диапазона, оценка полей смещений земной поверхности в районе активных вулканов, разработка новых численных моделей исследуемых вулканических процессов и проведение интерпретации получаемых полей смещений земной

поверхности в рамках этих моделей для изучения природы и характера развития вулканических процессов.

Задачи исследования

Достижение поставленных целей потребовало решения следующих задач:

Поиск спутниковых радарных снимков в архивах мировых спутниковых агентств. Формирование и постоянное пополнение базы радарных снимков спутников европейского космического агентства (ESA) Sentinel-1 (в настоящее время более 800 снимков) и японского космического агентства (JAXA) ALOS-1, ALOS-2. Для получения снимков спутников ALOS -1 и 2 в японское агентство JAXA были поданы два научных проекта, которые были поддержаны и открыта квота на 240 радарных снимков территории Камчатки.

Анализ методов и результатов применения РСА интерферометрии на вулканах, с целью формулировки направлений работ по совершенствованию технологии обработки и интерпретации РСА данных в условиях полуострова Камчатка. Разработка технологии обработки РСА снимков, адаптированной к специфическим условиям Камчатки, ее тестирование на снимках С и L диапазона.

Массовая интерферометрическая обработка радарных снимков, поиск и оценка полей смещений в районах активных вулканов.

Разработка новых и совершенствование имеющихся математических моделей вулканических процессов для интерпретации полученных полей смещений, создание соответствующего программного обеспечения.

Интерпретация полей смещений для вулканических районов, на которые удалось получить интерферометрический сигнал: Плоский Толбачик, Корякский и Шивелуч. Определение природы и характера развития исследуемых процессов.

Научная новизна

1. Разработана и обоснована путем массового тестирования на снимках С и L диапазона технология обработки РСА снимков, эффективная в условиях полуострова Камчатка. Последовательные шаги обработки и применяемые процедуры пошагово описаны в главе 1.

2. По РСА снимкам спутника Sentinel-1 за 2019 год впервые определены скорости оседания поверхности лавового потока, сформированного в результате извержения вулкана Плоский Толбачик в 2012–2013 г. С использованием новой

технологии уточнены оценки скоростей оседания, ранее полученные в нашей лаборатории для 2017–2018 годов. Согласно результатам, полученным методом малых базовых линий (SBAS), область с максимальной скоростью оседания поверхности лавового слоя находится в районе конуса Клешня. Субвертикальные скорости оседания здесь достигают 285 мм/год для 2017 года, 249 мм/год для 2018 года и 261 мм/год для 2019 года. Скорость оседания поверхности в центральных и нижних частях лавовых потоков не превышает 80 мм/год. Показано, что Ленинградское поле оседает немного быстрее, чем Толудское.

3. Для интерпретации поля смещений построена новая математическая модель остывания лавового потока, которая учитывает скорость формирования толщины лавового слоя и определенные по составу лав вулкана Плоский Толбачик скрытую теплоту кристаллизации, зависимости теплоёмкости, теплопроводности и плотности от температуры, температурную зависимость концентрации кристаллов в объёме расплава и процент незакристаллизованного материала (стекло или расплав), пористость. Показано, что более чем на 90% поверхности лавового поля зависимость оседания от толщины лавы хорошо объясняется моделью, основанной на термическом охлаждении и уплотнении отложений лавы. Наилучшее соответствие данным РСА интерферометрии было достигнуто для сценария медленного формирования слоя лавы (приращение мощности слоя в 6 м в течение 20 дней), с пористостью между 10–30% и содержанием стекла между 30–50%. Области аномально быстрого оседания располагаются в окрестности прорыва Набоко, где во время извержения движение расплава происходило по лавовым трубам, уровень магмы в которых быстро понижался. Здесь скорости оседания лучше объясняются быстрым формированием лавового потока 6 м за 2 дня (глава 2).

4. По снимкам спутника ALOS-1, работающего в длинноволновом L диапазоне, впервые определены смещения поверхности вулкана Корякский в результате извержения 2008–2009 гг. Смещения в направлении на спутник («поднятия») превосходят 25 см и не могут быть объяснены слоем пепловых отложений. 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

повышенная в этот период сейсмическая активность [11] и данные тепловизионных исследований парогазовых выбросов [8].

5. Интерпретация данных о смещениях поверхности вулкана Корякский выполнена в рамках модели внедрения дайки в вулканическую постройку, основанной на решении Окада (1985, 1992). В этих работах решение получено для дислокации в упругом полупространстве с горизонтальной свободной поверхностью. Это решение было модифицировано для учёта горного рельефа. В результате решения обратной задачи показано, что модель дайки 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° хорошо соответствует смещениям, определенным по РСА интерферометрии. Расчетный объем дайки согласуется с оценками работы [11], описывающей моделирование инъекции магмы в трещину, а также с оценками в работе [8], в которой были выполнены расчёты энергии извержения. Все результаты соответствуют объёму магмы по порядку величины равной 10^6 м^3 . Полученные результаты подтверждают гипотезу о том, что извержения Корякского вулкана 2008–2009 гг. сопровождалось внедрением магмы в вулканическую постройку (глава 3).

6. По снимкам спутника Sentinel-1A впервые определена скорость оседаний слоя пирокластических отложений на вулкане Шивелуч, сформировавшихся во время извержения 29.08.2019 года. В 2020 году субвертикальная скорость оседаний достигала 385 мм/год, в 2021 году – 257 мм/год. Карта мощности потока, впервые получена по РСА снимкам спутника Sentinel-1A. Мощность пирокластических отложений достигает 30 м.

7. Для исследования процесса оседания пирокластического потока построена термомеханическая модель остывания потока, в которой учтена компакция отложений за счёт изменения во времени их пористости и плотности. Сопоставление расчетных и реальных данных показало, что термическая компонента оседаний полностью не объясняет наблюдаемых скоростей оседаний. Для объяснения зависимости скорости оседаний поверхности потока от мощности пород, достаточно предположить небольшое изменение пористости с 2019 по 2021 гг., которое в зависимости от начальной температуры потока составило от 1.5 до 1.7%. Разброс зависимости скорость оседаний – мощность потока объясняется процессами размыва пирокластических отложений.

Следы многочисленных потоков хорошо видны на амплитудной компоненте радарных спутниковых снимков. Их положение согласуется с картой мощности потока, построенной по данным спутниковой РСА интерферометрии (глава 4).

Научные положения, выносимые на защиту

1. Технология обработки РСА снимков, эффективность которой в условиях полуострова Камчатка (низкая когерентность радарных снимков, горный рельеф, существенное влияние атмосферы) обоснована путем массового тестирования на снимках С и L диапазона (глава 1).

2. Термомеханическая модель процесса оседания поверхности лавового поля, сформированного в результате Трещинного Толбачинского Извержения 2012–2013 гг, которая учитывает скорость формирования потока и определенные по составу лав вулкана Плоский Толбачик скрытую теплоту кристаллизации, зависимости теплоёмкости, теплопроводности и плотности от температуры, температурную зависимость концентрации кристаллов в объёме расплава и процент незакристаллизованного материала (стекло или расплав), а также пористость (глава 2).

3. Математическая модель формирования дайки в процессе извержения вулкана Корякский в 2008–2009 гг., основанная на решении Окада (1985, 1992), модифицированном для компенсации влияния горного рельефа (глава 3).

4. Термомеханическая модель остывания пирокластического потока, сформированного в результате извержения 29.08.2019 г. вулкана Шивелуч, учитывающая компакцию отложений за счёт изменения во времени их пористости и плотности (глава 4).

Практическая значимость

Адаптированная к условиям Камчатки технология обработки РСА снимков, которая разработана и обоснована путем массового тестирования на снимках С и L диапазона, будет использоваться сотрудниками ИФЗ РАН и, возможно, в других организациях, применяющих спутниковые технологии в горных районах и в условиях крайнего Севера.

Модель остывания Толбачинского лавового поля объясняет процессы, участвовавшие в формировании различных частей лавового потока, даёт оценку различия физических свойств лавы (содержания пор и стёкол). Сопоставление реальных и расчётных скоростей оседания позволяет картировать лавоводы и лавовые каналы.

Модель внедрения дайки в постройку Корякского вулкана подтверждает гипотезу подъёма магмы во время извержения 2008–2009 гг. Следовательно, происходящие под вулканом процессы могут создавать опасность для расположенных в его окрестности населенных пунктов и объектов инфраструктуры и требуют непрерывного мониторинга, в том числе с применением спутниковых технологий.

Предложенная термомеханическая модель позволяет оценить физические параметры пирокластического потока на вулкане Шивелуч и объясняет механизм вертикальной деформации при его остывании.

Апробация результатов и публикации

По материалам диссертации опубликовано четыре печатных работы в рецензируемых изданиях, входящих в системы цитирования Web-of-Science и Scopus. Одна статья вышла в журнале первого квартиля списка Scopus. Основные результаты были представлены на международных и российских конференциях: 18-я и 19-я международная конференция "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса", Москва, ИКИ РАН в 2020 и 2021 годах; конференция японского космического агентства "Joint PI Meeting of JAXA Earth Observation Missions FY2020", Япония, 18–22 января 2021; конференция европейского космического агентства EGU2021 (European Geosciences Union), Вена, Австрия, 19–30 April 2021; конференция европейского космического агентства FRINGE2021, Нидерланды, 31 мая–04 июня 2021.

Личный вклад

Сбор базы радарных спутниковых снимков, их интерферометрическая обработка и оценка полей смещений полностью выполнены диссертантом. Постановка задач, анализ и обсуждение полученных результатов, подготовка публикаций проводились совместно с научным руководителем членом-корреспондентом РАН В.О. Михайловым. Программная реализация всех задач и проведение моделирования (подбор параметров, решение обратных задач) также полностью выполнены диссертантом.

Структура и объём диссертации

Диссертация состоит из введения, четырёх глав, заключения и списка литературы. Общий объём работы составляет (97) страниц машинописного текста, в том числе (3) таблицы, (21) рисунок. Список цитируемых литературных источников включает (94) наименований.

Благодарности

Автор выражает большую благодарность члену-корреспонденту РАН Валентину Олеговичу Михайлову за помощь на всех этапах работы. Автор благодарит за консультации и обсуждение результатов профессора Н.М. Шапиро (Гренобль), профессора П.Ю. Плечова, члена-корреспондента РАН О. Э. Мельника, а также коллег по лаборатории 502 ИФЗ РАН. Автор благодарит Европейское и Японское космические агентства за предоставленные РСА снимки, а также Чанли Дай и Ян Ховат, которые предоставили данные о мощности лавового поля вулкана Толбачик, построенного по данным оптической съемки. Работа выполнена при поддержке гранта Министерства образования и науки №14.W03.31.0033 “Геофизические исследования, мониторинг и прогноз развития катастрофических геодинамических процессов на Дальнем Востоке РФ”.

Глава 1. Особенности применения спутниковой радарной интерферометрии для оценки полей смещений склонов вулканов на полуострове Камчатка

Курило-Камчатская зона субдукции, к которой принадлежит и полуостров Камчатка, является одной из наиболее активных частей Тихоокеанского огненного кольца. На Камчатке насчитывается около 300 вулканов, из которых более 30 считаются активными, а 3–4 действуют одновременно. Заметим, что всего одновременно постоянно действующих вулканов на планете не более 10–15. То есть около четверти постоянно действующих вулканов планеты сосредоточено на Камчатке.

Вулканы Камчатки активно изучаются наземными методами, включая сети сейсмических станций и пунктов спутниковой геодезии. Однако, в связи с трудной доступностью территории и неразвитой инфраструктурой, центральная и северная часть полуострова остаются малоизученными. В этих условиях спутниковые методы, в том числе и спутниковая радарная интерферометрия, становятся важным инструментом изучения активных геодинамических процессов.

Снимки, выполненные спутниковыми радарными с синтезированной апертурой (РСА, в английской литературе SAR – Synthetic Aperture Radar), позволяют оценить смещения земной поверхности за период съёмки. Эти результаты дают возможность исследовать вулканические и сейсмические процессы. При интерпретации полученных по спутниковым оценкам полей смещений, активно используются данные наземных геологических и геофизических исследований. Наземные данные позволяют правильно сформулировать обратные задачи и сузить области возможных решений. При этом в отдельных случаях, выводы, сделанные на основе наземных данных, иногда подвергаются существенной корректировке. Приведем два примера из практики автора диссертационной работы. Первым примером может служить вулкан Большая Удина, когда наблюдавшуюся сейсмическую активность в 2017 году некоторые исследователи связали с возможным внедрением магмы под Удинскую постройку и, как следствие этого, предположили высокую вероятность скорого извержения [20, 62]. Однако дальнейший анализ смещений области афтершоковой активности во времени и полей смещений на склонах вулкана, полученных в процессе обработки радарных снимков, показали, что сейсмическая активизация вероятнее всего сопровождала процесс отступления и погружения магматического расплава от вулкана на глубину [21]. Другой пример касается вулкана Корякский, который расположен в 30 км от города

Петропавловск-Камчатский, в самой населённой части полуострова. Последняя активизация вулкана происходила в период 2008 – 2009 годов. На тот момент вулкан был менее изучен, и поведение его считалось непредсказуемым. Для прогноза развития событий, важно было понять, какими механизмами было вызвано извержение. Часть исследователей считала, что это извержение чисто фреатического характера и связано с растрескиванием прогретых пород фундамента вулкана и проникновением грунтовых вод в зону высоких температур. Интерпретация смещений, полученных по радарным снимкам, показала, что активизация вулкана Корякский была, скорее всего, связана с подъёмом магмы в вулканическую постройку, что представляет собой прямую опасность для близко расположенного густонаселённого города [15]. Этот вопрос детально рассмотрен в третьей главе.

К преимуществам радарной интерферометрии относятся возможность съёмки независимо от погодных условий и времени суток, доступность и безопасность исследования территорий сейсмических и вулканических районов с небольшим интервалом во времени после произошедших событий. Также большим преимуществом радарной интерферометрии является возможность использовать архивные снимки. Это позволяет дополнительно исследовать известные исторические события с помощью новых методов, что неизбежно даст дополнительную информацию и новые знания о вулканах.

1.1 Краткие сведения из теории радарной интерферометрии

Радарная съёмка – эффективная технология дистанционного зондирования Земли, включающая высокоточное определение смещений земной поверхности. В основе методов радарной интерферометрии лежит технология обработки пары радарных снимков (или радарных изображений), так называемая дифференциальная интерферометрия (Differential Interferometry Synthetic Aperture Radar – DInSAR). Радарный снимок представляет собой матрицу комплексных чисел, содержащих значения амплитуды и фазы отражённого от земной поверхности сигнала, который излучается радаром с синтезированной апертурой (РСА) в определённом диапазоне длин волн. Формат такого изображения называется Single Look Complex (SLC) и записывается в радарных координатах азимут (azimuth) и наклонная дальность (range), что соответствует направлению движения спутника вдоль орбиты и направлению,

перпендикулярному орбите. Ключевым моментом является то, что повторная съёмка должна проводиться с относительно близких орбит в случае одного спутника или в случае группировки спутников. Отраженные сигналы, полученные в двух точках последовательной съёмки от одного и того же отражающего объекта, приходят с разной фазой [71]. Далее вводится поправка на разницу в длине пробега (траектории r_1 и r_2 на рисунке 1.1 справа), которая зависит от величины базовой линии B (рисунок 1.1 справа) – расстояние между точками орбиты, с которых осуществлялась первая и вторая съемка. Однако даже после этой коррекции, фазы принятых сигналов обычно не совпадают, поскольку за время между съёмками могут происходить изменения ландшафта (изменения растительного и снежного покрова, деформации земной поверхности, оползни, оседания над шахтами, тоннелями, разрабатываемыми месторождениями и т.д. [9, 17]). При перемножении комплексного числа одного снимка на комплексно сопряжённое число второго снимка в каждом пикселе, получаем разность фаз. Матрица значений разности фаз и есть интерферограмма. Разность фаз двух принятых сигналов определяет смещения отражающих радарный сигнал объектов плюс различные мешающие факторы и помехи, которые следует устранить. На рисунке 1.1 показана геометрическая схема интерферометрической съёмки на примере данных спутника ERS (European Remote-Sensing Satellite).

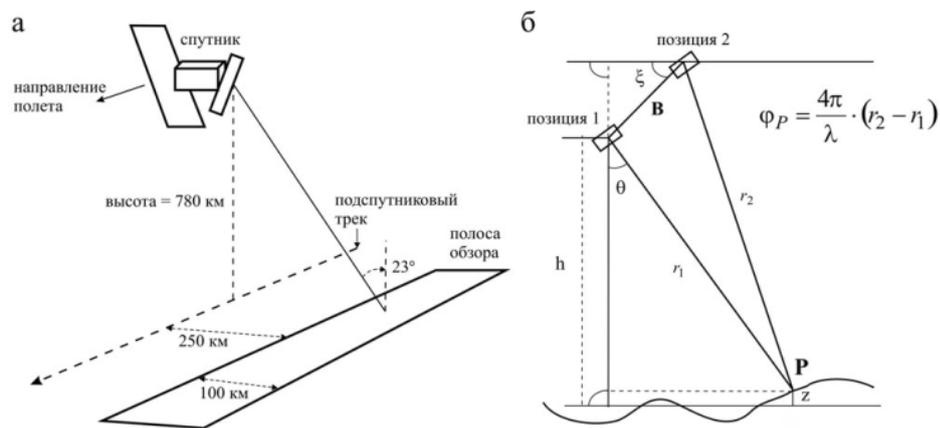


Рисунок 1.1 – Геометрическая схема интерферометрической съёмки на примере данных спутника ERS. r_1 и r_2 - расстояние до отражающей площадки P при первой и второй съёмке, B – базовая линия, h – высота над эллипсоидом, z – высота отражающей площадки над эллипсоидом (задается по цифровой модели рельефа – ЦМР), θ – угол наклона зондирующего луча.

При наличии цифровой модели рельефа (ЦМР) до деформаций, разность фаз, в общем случае, после вычета влияния ЦМР состоит из суммы пяти слагаемых, значение которой свёрнуто по модулю 2π :

$$\varphi = W\{\varphi_{def} + \varphi_{atm} + \Delta\varphi_{orb} + \Delta\varphi_{\theta} + \varphi_N\} \quad (1.1)$$

где φ_{def} – деформационная составляющая, φ_{atm} – набег фазы из-за изменения атмосферных условий между двумя моментами съёмки; $\Delta\varphi_{orb}$ – составляющая, обусловленная неточностями знания орбит из-за ошибок измерения параметров относительного движения и ошибок ориентации спутника; $\Delta\varphi_{\theta}$ – составляющая из-за ошибок угла обзора, обычно называемая ошибкой ЦМР, хотя в ней также присутствует неточность определения положения фазового центра; φ_N – фазовый шум – помеха, обусловленная изменением характеристик отражателей, тепловым шумом, ошибками корегистрации, здесь также входят аппаратурные искажения, $W\{\dots\}$ – оператор свертки по модулю 2π . На прохождение радарного сигнала через атмосферу оказывают влияние тропосфера и ионосфера. Влияние тропосферных эффектов возрастает с уменьшением длины волны радара.

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 некоррелированы, 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 B (рисунок 1.1). Фазовый шум – высокочастотный во времени и пространстве.

Смещение земной поверхности, определяемое по интерферограмме, равно проекции полного вектора смещений на линию обзора радарного луча (line of sight – LOS). Это смещение может быть выражено через смещения на восток, север и по вертикали (U_e, U_n, U_z), угол наклона зондирующего луча к вертикали θ и азимут орбиты α , который отсчитывается от направления на север по часовой стрелке [55]. Проекция вектора смещений на направление LOS равна:

$$U_{LOS} = U_z \cos(\theta) + \sin(\theta)(U_n \sin(\alpha) - U_e \cos(\alpha)) \quad (1.2)$$

Эти соотношения определяют чувствительность интерферометрических данных к смещениям в трех взаимно перпендикулярных направлениях. 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).

Угол наклона антенны меняется вдоль наклонной дальности (перпендикулярно к орбите) и обычно лежит в диапазоне от 20° до 50° . Если величина азимута (нисходящая орбита) $\alpha = 190^\circ$ и угол обзора $\theta = 23^\circ$ (спутник ERS), тогда

$$U_{LOS} = 0.92U_z - 0.07U_n + 0.38U_e \quad (1.3)$$

Из выражения (1.3) 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, пренебрегая горизонтальными смещениями, по формуле (1.2) можно определить смещения по вертикали, которые будем называть субвертикальными:

$$U_z = U_{LOS} / \cos(\theta) \quad (1.4)$$

Технология DInSAR позволяет оценить смещения за период между двумя снимками, в то время как наибольший интерес представляет изучение изменения выявленных деформаций во времени. На применении технологии DInSAR основаны более сложные технологии оценки смещений по серии радарных снимков: метод устойчивых отражателей PS [51] и метод малых базовых линий SBAS [30, 66]. Эти методы позволяют получить временные ряды смещений. В работе [67] получены поля смещений для нескольких вулканических районов (кальдера Campi Flegrei, Somma Vesuvio). В работе [89] при исследовании кальдеры Long Valley (Калифорния), по временным рядам за период 1992–2000 гг. установлены три этапа развития деформаций: поднятия – вулканическая деятельность – оседания. В отличие от PS, SBAS основан не на точечных постоянных отражателях (Persistent Scatterers), а на, так называемых, распределённых отражателях (Distributed Scatterers), которые встречаются гораздо чаще в природных условиях. Распределённые отражатели, даже при наличии

пространственной декорреляции, могут демонстрировать хорошую когерентность на интерферограммах с большими временными базовыми линиями, т.е. выполненными с интервалом до нескольких лет, при условии, что пространственные базовые линии имеют низкие значения [50]. Когерентность (интерферометрическая корреляция) характеризует согласованность фаз двух снимков и определяется изменением отражающих свойств объекта. В отличие от метода DInSAR, при работе со множеством радарных изображений, можно устранять некоррелируемые во времени короткопериодные фазовые сигналы, которые в основном связаны с влиянием атмосферы. Это даёт возможность эффективно фильтровать атмосферные шумы. Также при анализе серий интерферограмм появляется возможность уточнять цифровую модель рельефа (ЦМР), ошибки в задании которой дают фазовый сдвиг, прямо пропорциональный величине пространственной базовой линии.

1.2 Проблемы применения РСА интерферометрии

Применение радарной съёмки для изучения и мониторинга вулканических районов Камчатки осложняется рядом обстоятельств. Это горный рельеф, наличие мощного снежного покрова зимой и густой растительности летом, сложные погодные условия, состояние атмосферы и т.д. Поэтому получать оценки смещений поверхности вулканов по спутниковым снимкам бывает крайне сложно. Трудности, как правило, связаны с потерей когерентности между снимками [94]. Чем больше произошло изменений за время между двумя съёмками, тем ниже будет когерентность. На значения когерентности влияют также погодные условия во время съёмки – дождь, снег или сильный ветер [50]. Потеря когерентности (т.е. декорреляция) связана с помехами, вызванными шумами аппаратуры, атмосферными задержками и искажениями сигнала в районах с горным рельефом местности, активными поверхностными процессами, а также из-за климатических особенностей, благодаря которым большую часть года территория Камчатки покрыта снегом. Интерферометрические методы успешно используются для мониторинга и изучения районов вулканической активности начиная с 1990-х годов. Согласно работе [46], по недавним оценкам, в настоящее время более 500 вулканов по всему миру изучалось с применением РСА интерферометрии (включая нулевой результат), но по Камчатке исследование смещений методами спутниковой радарной интерферометрии до сих пор насчитывает очень малое количество работ.

Исследованы смещения земной поверхности в кальдере Узон [68], на вулканах Кизимен [58], Толбачик [69, 14], Карымский [59], Безымянный [70], Большая Удина [21], Корякский [15].

1.3 Радарные снимки различных спутников

Предварительный этап работы – это выбор снимков. В основном радиолокационная съёмка выполняется в X, C, L диапазонах длин волн. В X диапазоне съёмку ведут спутники с длиной волны от 2.5 до 3.75 см (~10 ГГц). Особенности X-диапазона – высокая пространственное разрешение, но при этом сильная чувствительность к флуктуациям в слоях атмосферы, низкая проникающая способность через растительный и снежный покров, чувствительность к изменению влажности почвы. В связи с этим радарные снимки, отснятые в X-диапазоне, очень сложно использовать в условиях Камчатского региона. C-диапазон представляет собой диапазон частот сантиметровых длин волн от 3.75 до 7.5 см (~5.3 ГГц). Недостатками C-диапазона, также можно назвать относительную чувствительность к среде. Интерферограммы зачастую содержат атмосферные помехи и разные эффекты особенно на горном рельефе. Смещения в радианах, затем пересчитанные в метры, при этом явно будут демонстрировать зависимость от топографии. Преимущество длинноволнового L-диапазона (дециметровые длины волн от 15 до 30 см, частота ~1.2 ГГц) заключается в том, что дециметровые радиоволны менее подвержены атмосферным эффектам, проникают через неглубокий снег и растительность, когерентность снимков может иметь значительный временной интервал, до 2 – 3 лет. Но снимки этого диапазона имеют меньшее разрешение.

Рассмотрим примеры некоторых спутников, работающих в указанных режимах.

В X-диапазоне, например, работает первый гражданский спутник с радиолокатором пространственного разрешения до 1 м TerraSAR-X (Германия), запущенный в 2007 году, и его тандемная пара TanDEM-X, запущенный в 2010 году. Длина волны 3.1 см, период съёмки 11 дней. Снимки этого спутника применялись для оценки изменения рельефа по амплитудным изображениям относительно небольших участков вулканического массива – кратер вулкана [92, 70, 88], но определять смещения в условиях Камчатки по этим снимкам пока не удавалось.

C-диапазон. В этом режиме работают, например, спутники Sentinel-1A и Sentinel-1B (12.2021), запущенные Европейским Космическим Агентством ESA (European Space Agency) в 2014 и 2016 гг. соответственно. Работая в паре, они производят съёмку всей поверхности Земли за 6 дней. Однако спутник Sentinel-1B непосредственно над территорией вулканических районов полуострова Камчатка съёмку не проводил, поэтому в работе будут рассмотрены данные спутника Sentinel-1A. Поскольку сантиметровые волны подвержены влиянию атмосферных помех, то, в случае проявления на интерферограммах тропосферных эффектов (исследование этого эффекта рассматривается, например, в работах [28, 83, 37] и других), подход DInSAR для обработки снимков становится неприменим, так как он не позволяет эффективно избавиться от атмосферной компоненты. В то же время, период съёмки Sentinel-1A довольно частый (12 дней). Это позволяет за бесснежный период (для Камчатки это, как правило, период с мая по октябрь) составить серию в количестве от 12 до 14 снимков, которой достаточно для применения метода обработки SBAS. Как уже упоминалось, SBAS эффективно учитывает и устраняет атмосферные задержки путём анализа фазовых полей как по пространству, так и по времени.

L-диапазон. ALOS-1, ALOS-2 (JAXA, Япония), запущены в 2006 и 2011 годах соответственно. ALOS-1 прекратил работу в 2011 году, поэтому доступны только архивные снимки этого спутника. Слишком редкая съёмка территории Камчатки не даёт возможности получить серию снимков для применения подхода SBAS, но зато могут получаться хорошие результаты при использовании метода парной интерферометрии (DInSAR).

В нашей работе для района Камчатки в основном используются снимки спутников Sentinel-1A со свободным доступом и коммерческие снимки спутников ALOS-1 и ALOS-2 (радары PALSAR-1, PALSAR-2 соответственно). Технические характеристики этих спутников приведены в таблице 1.1:

Таблица 1.1 – Основные характеристики спутников ALOS и Sentinel

	ALOS-1, PALSAR-1 ALOS-2, PALSAR-2	Sentinel-1A Sentinel-1B
Диапазон частот, ГГц	L (1.27 ГГц)	C (5.40 ГГц)
Длина волны, см	23.5	5.6
Режим съёмки	Fine Beam (FBS и FBD)*	IW (Interferometric Wide Swath)
Пространственное разрешение, м	> 7–14	> 5
Тип данных	SLC (Single Look Complex)	SLC
Угол обзора	38.69°	38.77°
Сцена наблюдения, км	40 – 70	250
Дата запуска	1) 24.01.2006 – 12.05.2011 2) 24.05.2014 – наст. вр.	A) 03.04.2014 – наст. вр. B) 25.04.2016 – 23.12.2021
Период съёмки	несколько раз в год	12 дней
Высота орбиты, км	698	693
*Режимы поляризации FBS – single, FBD – dual		

В результате, по использованию радарных снимков и применяемых к ним методов обработки можно сделать следующие выводы. Для определения смещений единичных событий и/или там, где невозможно получить серию из достаточного количества снимков, применяется технология DInSAR на основе пары радарных изображений дециметрового спутника ALOS-1 или ALOS-2. В ряде случаев удается получить интерферограммы по парам снимков спутника Sentinel-1, но это сильно зависит от благоприятного совпадения условий, влияющих на когерентность снимков или на качество сигнала, связанного с атмосферными эффектами. Примером работы в благоприятных условиях являются, например, наши исследования землетрясения под озером Хубсугул [23]. В большинстве случаев предпочтительнее использовать подход SBAS для наблюдения динамики смещений во времени и получения более точного результата. Технология SBAS применяется, если серия составляет более 12 снимков, что

возможно при использовании радарных изображений спутника Sentinel-1, снимающего в сантиметровом диапазоне длин волн.

1.4 Технология обработки PCA снимков по методу SBAS в программном комплексе SARscape для QGis

Программный комплекс SARscape содержит обширный список процедур. Для каждого шага обработки могут быть выбраны различные методы, имеющие свои преимущества и недостатки. В результате, набор различных сценариев работы со снимками оказывается весьма обширным. Процесс обработки PCA снимков по существу состоит в выделении полезного деформационного сигнала на фоне различных помех, приведенных в правой части формулы (1.1). При высоком отношении сигнал/шум получаемые результаты несущественно зависят от выбора процедур, но для сложных, с точки зрения интерферометрии, районов, приходится проводить большие серии пробных расчетов для выработки наилучшей последовательности действий, позволяющих эффективно устранять помехи и региональный набег фазы, проводить развертку в условиях низкой когерентности и т.д. Ниже приведено описание технологии оценки полей смещений методом SBAS, которая была разработана и обоснована численными расчетами в процессе исследований и рекомендуется для применения в северных районах с горным рельефом.

Для обработки серии снимков в пакете SARscape сложность выбора параметров и настроек алгоритмов, в частности, заключается в том, что при расчете серии интерферограмм, их развёртке, последующем выравнивании и уточнении результатов, все параметры задаются одновременно для всего стека данных. В связи с этим в сложных случаях рекомендуется предварительно по некоторым параметрам отдельно выполнить дифференциальную интерферометрическую обработку для того, чтобы подобрать наиболее подходящие общие параметры. В начале, для уменьшения времени счета, из снимков вырезается интересующая исследователя расчетная область. При выборе этой области важно, чтобы ее границы выходили за пределы исследуемого горного массива, что актуально в условиях Камчатского региона. В дальнейшем это скажется при определении местоположения контрольных точек (Ground Control Points).

Интерферометрическая обработка начинается с формирования набора всевозможных пар из N доступных радарных снимков. В результате максимальное

количество парных интерферограмм составляет $N \cdot (N+1)/2$. Для ограничения набора интерферограмм (и, следовательно, для сокращения времени обработки) обычно задаются предельные значения пространственной и временной базовой линии.

В зависимости от целей применения метода SBAS необходимо учитывать следующие ограничения на временную и пространственную базовые линии. В случае построения ЦМР интерферограммы с очень малыми значениями перпендикулярной базовой линии (< 30 м) оказываются практически бесполезны из-за их высокой чувствительности к фазовому шуму и атмосферным эффектам. Для расчёта смещений, напротив, значение пространственной базовой линии должно быть как можно меньше. Интерферограммы с базовой линией > 450 м почти всегда невозможно развернуть, особенно в областях с крутым рельефом [50]. Последняя проблема не касается спутника Sentinel-1, поскольку его пространственная базовая линия не превосходит 200 м.

Поскольку для Камчатки редко удастся собрать большое количество снимков с хорошей когерентностью, максимальная временная базовая линия (т.е. временной интервал между снимками) должна покрывать весь период съёмки, чтобы получить максимальное количество интерферограмм. Как правило, серия состоит из 12 – 14 снимков, с интервалом выполнения съёмки спутником Sentinel-1A 12 дней, следовательно, пороговое значение временной базовой линии должно превышать 168 дней, чтобы гарантированно учесть все возможные пары. В то же время рекомендуется тщательно просмотреть парные интерферограммы и исключить те, которые осложнены сильными помехами.

По набору отобранных пар выполняется стандартный цикл интерферометрической обработки для каждой пары, т.е. рассчитывается стек интерферограмм и их абсолютные фазы. Важным моментом на этапе построения интерферограмм является выполнение операции осреднения по пространству. На природных объектах, где нет необходимости добиваться очень высокого пространственного разрешения, целесообразно увеличивать размер ячейки разрешения как минимум до одинакового размера вдоль и поперек орбиты. Межэлементное некогерентное накопление (мультилукинг, от англ. multilooking) – процедура, при которой объединяются соседние элементы по дальности и азимуту, вследствие чего получается сглаженное изображение с худшим пространственным разрешением, но лучшим радиометрическим разрешением. Если поле смещений не имеет существенных

скачков в соседних элементах разрешения, процедура мультилукинга не изменяет оценку величины смещений. При обработке больших площадей уменьшение размера изображения существенно сокращает время развёртки фазы. Коэффициенты мультилукинга задают больше 1, чтобы получить интерферограммы с более высоким соотношением сигнал/шум. Если размеры пикселя существенно различаются вдоль азимута и орбиты, рекомендуется применять мультилукинг как минимум для того, чтобы пиксель имел примерно одинаковые размеры по двум направлениям.

При расчёте интерферограмм рекомендуется использовать опцию "Coregistration with DEM" – корегистрация (пространственное совмещение) снимков с учетом ЦМР. Основная цель опции состоит в том, чтобы улучшить корегистрацию между основным снимком (master) и его парой (slave). Это важно, например, в областях с крутым горным рельефом и при обработке данных, полученных в высоких широтах.

Поскольку на этом этапе вычитается фаза рельефа, то здесь также необходимо знание опорной ЦМР. Главные характеристики цифровой модели рельефа это точность задания высот и пространственное разрешение. На данный момент в свободном доступе имеются ЦМР с разрешением 1 угловая секунда, что примерно соответствует 30 метрам. К ним относятся SRTM1 (NASA Shuttle Radar Topography Mission) и AW3D30 (японское космическое агентство JAXA). Последняя ЦМР построена по изображениям, полученным по стереопарам радара PRISM, установленного на спутнике ALOS. Точность задания высот SRTM1 и AW3D30 характеризуется среднеквадратическим отклонением 5 м. Менее точная ЦМР SRTM3 с разрешением 90 метров имеет ошибку высот 16 м.

При выборе ЦМР необходимо учитывать район исследования. С одной стороны, в SRTM1 в некоторых районах горного рельефа имеются пробелы (например, на вулканах Толбачик, Безымянный и некоторых др.). Для этих областей предпочтительнее использовать ЦМР AW3D30, разработанную японским космическим агентством JAXA. С другой стороны, в AW3D30 встречаются артефакты, которые создают разницу между ЦМР SRTM1 и AW3D30 до 1000 метров, например, в районе вулкана Мутновский. В связи с этим, для данного района предпочтительнее использование модели рельефа SRTM1. Для обоснованного выбора ЦМР рекомендуется проводить сравнительный анализ имеющихся моделей.

Так как рассчитанные интерферограммы содержат значения, свёрнутые по модулю 2π (относительные значения фазы), возникает нетривиальная задача восстановления полного цикла периодов (абсолютного значения фазы), называемая разверткой фазы. При проведении операции развёртки фазы рекомендуется включать в рассмотрение только те пиксели, в которых значения когерентности выше заданного порога. Тем самым исключаются пиксели, сильно подверженные воздействию помех и, следовательно, не несущие полезной информации о фазе. Эти пиксели ухудшают результаты развёртки.

При фазовой развёртке обычно хорошо работает метод MCF (Minimum Cost Flow). Но в сложных условиях, лучше всего выбрать метод Delaunay MCF. Этот метод обеспечивает большую надёжность в областях с низкой когерентностью и преимущественно не допускает ошибок фазовой развёртки (по сравнению с MCF). Здесь следует уточнить, что ошибкой фазовой развёртки считается наличие скачков в фазовом поле, возникающих в случае разницы фаз более π радиан в соседних пикселях.

Если возникают фазовые ошибки при развёртке интерферограмм, то от них можно попытаться избавиться несколькими способами. В некоторых случаях удаётся избавиться от возникших артефактов, увеличив степень сглаживающих фильтров или, изменив пороговое значение коэффициента когерентности в большую или меньшую сторону, тем самым, соответственно, уменьшив шумы, или, наоборот, пропустив пиксели, для увеличения плотности пространственного заполнения области исследования. На качество развёртки естественным образом влияют и коэффициенты мультилукинга (осреднения вдоль и перпендикулярно направлению орбиты).

Так же полезно использовать параметр, задающий уровень декомпозиции при развёртке фазы, т.е. кратность понижения разрешения пикселя. Интерферограмма разворачивается в более низком разрешении, затем приводится к исходному разрешению. Использование декомпозиции может помочь уменьшить ошибки развёртки, например, в случае чередования областей с высокой и низкой когерентностью. Определённых правил здесь не существует, поэтому в сложных случаях приходится несколько раз повторять процедуру развёртки, выбирая оптимальный сценарий. В большинстве случаев, особенно когда используется метод триангуляции Делоне (Delaunay MCF), надёжным и хорошим является уровень

декомпозиции 1. Когда не удаётся избавиться от фазовых ошибок развёртки, то такие интерферометрические пары следует удалять из стека обработки.

В ряде случаев на интерферограммах появляется региональная компонента, называемая набег фазы. Он может появиться из-за неточного задания орбиты или атмосферных эффектов. Устранение набега фазы возможно путем задания контрольных точек, т.е. точек, в которых задаются значения развернутой фазы, например, нулевые значения в областях, где смещения поверхности не ожидаются. Для расстановки контрольных точек с целью уточнения развернутых интерферограмм и выравнивания фазового уклона (если он имеется) существуют общие правила. Главное, рекомендуется выбирать ровные, стабильные зоны, с хорошей когерентностью, подальше от крутого рельефа и возможных областей существенных смещений. В особых случаях, когда не удаётся избавиться от набега фазы другими способами, например, с помощью контрольных точек (GCP), может быть использован автоматический инструмент Remove Residual Phase Frequency для улучшения качества интерферограммы.

В случае обработки серии снимков, критерии для выбора контрольных точек должны выполняться для всех возможных интерферометрических пар или хотя бы для большинства из них. Поскольку довольно сложно, если вообще возможно, найти наилучшую конфигурацию точек для всех пар, рекомендуется:

- выбрать распределение точек, которое подходит по возможности для большей части интерферограмм;
- также (из-за разной плотности карт когерентности) предлагается вводить много точек (не менее 20–30) хорошо распределённых по площади (естественно, в стабильных площадках и не на крутом рельефе). Так более вероятно, что все интерферограммы будут хорошо выровнены и, самое главное, что все развернутые интерферограммы будут соответствовать хотя бы одной точке GCP, расположенной в там, где когерентность выше порогового значения;
- в благоприятных условиях, когда исходные орбиты определены с высокой точностью (что является обычной практикой для спутника Sentinel-1) и нет никаких видимых свидетельств остаточных фазовых уклонов, достаточно только удалить фазовый сдвиг (вычесть константу), для чего достаточно одной контрольной точки в стабильной области;

- чем ниже пространственная когерентность, тем больше надо ставить контрольных точек.

В реальной ситуации на Камчатке зачастую наилучшую когерентность имеют скальные выступы, горные хребты, лавовые поля, т.е. как раз те области, которых надо избегать при выборе местоположения контрольных точек. Хорошие результаты при расчёте смещений на вулкане Большая Удина [21] были получены расстановкой более 100 контрольных точек по периферии области исследования (не затрагивая склоны горных массивов), без учета когерентности.

После вычисления развёрнутой фазы создаётся последовательность карт смещений во времени и формируются временные ряды фазовых смещений для каждого пикселя. Далее начинается работа с временными рядами. При расчёте поправок к заданной опорной ЦМР (коррекция высот) используется следующий факт. Если имеется ошибка в задании ЦМР в данном пикселе, то на парной интерферограмме она породит фазовый сдвиг, величина которого будет прямо пропорциональна величине пространственной базовой линии двух снимков, по которым эта интерферограмма построена (обозначена буквой *B* на рисунке 1.1). Поэтому поправка к ЦМР определяется путем оценки линейной корреляции фазовых смещений и величины базовой линии снимков. Одновременно может быть задана модель зависимости смещений от времени, например, линейная.

Атмосферные помехи и топографические артефакты, как правило, эффективно удаляются с помощью встроенных в пакет SARscape атмосферных и пространственных фильтров на последующих шагах обработки. Чем меньше размер окна атмосферного фильтра, тем фильтрация «жестче». Здесь важно оценить эффект сглаживания, внесённого фильтром. Это можно сделать путём сравнения полученных полей смещений до и после атмосферной коррекции, что позволяет понять, насколько сглаживание атмосферным фильтром повлияло на детали, имеющие отношение к деформациям поверхности. Если области деформаций имеют небольшой размер, не рекомендуется чрезмерно уменьшать размер окна, чтобы не отнести полезный сигнал к атмосферной помехе.

Точность расчётов контролируется получаемыми на соответствующих этапах картами точности оценок скоростей смещений, точности определения высот рельефа и среднеквадратическим отклонением временного ряда от линейного тренда. Как правило,

хорошие результаты получаются при величине коррекции высоты менее 5 м, оценке точности временного ряда менее 5 мм/год для областей с когерентностью выше 0.3.

Заключительный этап – это геокодирование, т.е. перевод снимка из радарных координат в географические. На этом шаге лучше использовать сглаживание, которое проинтерполирует смещения в незаполненные области. При геокодировании также задаётся порог когерентности.

1.5 Технология интерпретации полей смещений

После того, как рассчитаны карты средних скоростей смещений и временные ряды, отражающие динамику смещений, мы переходим на этап интерпретации полученных результатов. Подход к комплексной интерпретации различных геологических и геофизических данных, который развивается многие годы в ИФЗ РАН, основан на построении и использовании при решении обратных задач численной математической модели исследуемого геодинамического процесса. В настоящее время этот подход получает все более широкое распространение.

Суть подхода состоит в следующем. Пусть имеется или построена математическая модель, которая позволяет рассчитать геофизические и геологические характеристики исследуемого процесса. Тогда обратная задача сводится к определению параметров модели из условия наилучшего согласования (по норме в некоторой метрике) расчетных и измеренных характеристик. В зависимости от объекта и решаемой задачи это могут быть скорости смещения земной поверхности для сейсмических и вулканических процессов, гравитационные и магнитные аномалии, положение границ в земной коре, скорости тектонического погружения, глубина формирования осадочных слоев при реконструкции истории формирования осадочных бассейнов и т.д.). Обзор можно найти в работах [16, 18].

Рассмотрим в качестве примера процесс внедрения дайки в постройку вулкана. Дайка представляет собой трещину, заполняемую магматическим расплавом при подъёме вещества из магматической камеры во время активизации вулканической деятельности. Деформации склонов вулкана, вызванные такой интрузией, описываются моделью площадки разрыва с возможным присутствием сбросовой и сдвиговой компонентами. Для описания этого процесса обычно используется решение Окада [76] о дислокации в упругом полупространстве. Решение для дислокации интегрируется по

прямоугольной площадке. В результате в аналитическом виде получаются формулы для поля напряжений и деформаций в упругой среде и на ее поверхности. Существуют и другие модели, которые будут рассмотрены ниже.

Обратная задача по определению параметров площадки и смещений на ней является некорректно поставленной по Адамару. Для получения устойчивого решения можно ограничить число неизвестных параметров, например, аппроксимировать площадку разрыва небольшим количеством прямоугольных элементов или дополнить минимизируемый функционал условием гладкости поля смещений и т.д.

Такая модель была применена нами для вулкана Корякский [15] и рассмотрена детально в третьей главе. Там же обсуждается задание параметров плоскости разрыва.

Еще один класс моделей, примененных в диссертационной работе, описывает термические процессы. Такие модели были применены к лавовому потоку, сформированному при извержении вулкана Толбачик в 2012–2013 гг. [15, 91] и к пирокластическому потоку вулкана Шивелуч [2]. Модель термического охлаждения лавы описывается уравнением теплопроводности. Причём для вулкана Толбачик была использована иерархия моделей – переход от простого к сложному. Иерархический подход особенно важен в многофакторных задачах. Сначала моделировался простой процесс переноса тепла, с постоянными теплофизическими параметрами. В результате были получены значения термического оседания слоя лавы, подтверждающие интерферометрические оценки той части лавового поля, которая характеризуется малыми мощностями. Полученные результаты позволили определить направления дальнейшей модификации модели. В модель были добавлены фазовые переходы и использованы зависимости теплофизических параметров от температуры. Здесь надо помнить, что при усложнении модели увеличивается количество неизвестных параметров, которые необходимо подтвердить фактическим материалом. Поэтому обратная задача должна иметь детальность, согласованную с объёмом и точностью исходных данных. В то же время нецелесообразно включать процессы и параметры, влияние которых на результат меньше точности исходных данных. Тогда моделирование превращается в моделирование ради моделирования, как, например, в работе [77].

Третий класс моделей, который используется при интерпретации полей смещений, полученных по данными спутниковой РСА интерферометрии, – это модели

поверхности разрыва в результате землетрясений. Землетрясения относительно небольшой магнитуды (менее 5), создают поля напряжения и деформации в основном в земной коре. Для них обосновано применение моделей Окада [76]. Для событий большей магнитуды необходимо учитывать сферичность Земли и расслоенность земной коры и верхней мантии. В этом случае используется решение [81] о смещениях на прямоугольной площадке в сферической радиально расслоенной планете. Это решение реализовано в программном коде `Static1d`, который находится в открытом доступе на сайте Геологической Службы США). Прямоугольник описывается теми же параметрами, что и в решении Окада. Решение Ф. Поллитца было использовано при построении модели поверхности разрыва землетрясения под озером Хубсугул, выполненном при участии диссертанта [23]. Модель поверхности разрыва позволила определить положение главного сейсмогенного разлома и связать его с ранее происходившими более слабыми сейсмическими событиями. Длина разлома оказалась в 2–3 раза больше имевшихся оценок его сейсмогенной части, что требует пересмотра сейсмического потенциала этой области.

1.6 Выводы по главе 1

Для территории полуострова Камчатка существуют жёсткие ограничения применения методов интерферометрии для обработки спутниковых радарных снимков. Хорошо зарекомендовал себя L-диапазон (спутник ALOS-1/2), поскольку длинные волны значительно в меньшей степени подвержены влиянию изменений в атмосфере (в частности, колебаниям давления, температуры, водяного пара и т.д.). Ограничения к применению снимков ALOS: у длинноволнового диапазона хуже радиометрическое разрешение, и большой интервал съёмки (1-2 раза в год). В настоящее время запущено несколько китайских спутников L-диапазона, что увеличит число снимков и уменьшит интервал между ними. Снимки L-диапазона спутника ALOS-1/2 подходят для применения метода парных интерферограмм (DInSAR). Для исследования динамики смещений во времени (применение метода SBAS) используются радарные изображения спутника Sentinel-1, C-диапазона. Отработанная технология применения PCA-интерферометрии позволила определить сценарий обработки снимков: диапазон параметров и методов для применения на территории полуострова Камчатка. Были рассмотрены почти все заметные события вулканической и сейсмической активности,

происходившие на полуострове Камчатка с 2006 года (год запуска ALOS-1) по настоящее время (2021). За этот период удалось получить поля смещений и/или временные ряды смещений на вулканах Плоский Толбачик, Корякский и Шивелуч.

Глава 2. Моделирование процесса термического остывания поверхности лавового поля, сформированного в результате Трещинного Толбачинского Извержения 2012 – 2013 гг.

Точная количественная оценка динамики перемещения земной поверхности в вулканических районах очень важна для понимания вулканической деятельности. Деформация поверхности часто связана с глубинными магматическими процессами, и поэтому ее наблюдение может быть использовано для исследования этих процессов и для изучения геометрии и объема магматической системы с помощью методов вулканической геодезии (например, [49]). Повторная радарная съёмка и вычитание цифровых моделей рельефа (ЦМР), построенных до и после события, дает нам объемы лавы и пирокластических отложений, необходимые для оценки скорости вулканических излияний (например, [80, 41]).

Последующая деформация лавовых отложений является одним из ключевых процессов, влияющих на эволюцию рельефа земной поверхности в вулканических районах. Связанное с этим оседание может достигать метровых значений, и они наблюдаются даже через несколько лет после извержений (например, [34, 93, 39, 36]). Впечатляющим примером является наблюдение скорости оседания до 5 см/год на лавовом поле Parícutin ~ через 60 лет после извержения [38]. Этот процесс часто описывается с помощью моделей, включающих термическое охлаждение и уплотнение [93, 36] и вязкую релаксацию подстилающего слоя лавы [34]. Разработка и верификация моделей для прогнозирования деформации лавовых отложений важна по нескольким причинам. Во-первых, большие деформации могут быть частично связаны с системами лавоводов и, следовательно, термические деформации должны быть скорректированы. Во-вторых, уплотнение отложений следует учитывать при оценке их объемов и связанных с ними скоростей излияния. Детальное термическое моделирование и сравнение прогнозируемых и реальных скоростей оседания поверхности лавы, полученных с помощью SAR-интерферометрии, позволяет оценить такие параметры модели, как минералогический состав, температура фазового перехода, толщина, пористость и скорость роста лавового слоя. Наконец, моделирование деформаций, продолжающихся в настоящее время, может быть использовано для оценки толщин и объемов старых потоков лавы, отложившихся до того, как стали доступны спутниковые методы, основанные на измерениях ЦМР [38].

Многие исследования были посвящены моделированию термического охлаждения лавового потока во время вулканических извержений различных типов и последующему оседанию поверхности лавы. Модели отличаются своей сложностью и диапазоном учитываемых процессов и термических параметров. Shaw et al. (1977) [87] предложили термическую модель лавового озера Alae на Гавайях и сравнили смоделированное температурное поле с измеренными профилями температуры, полученными при бурении затвердевшей лавовой корки [78]. Сравнивая 1D и 2D решения, Shaw et al. (1977) [87] продемонстрировали, что для адекватного термического моделирования достаточно одномерной модели, если отношение толщины лавового потока к его горизонтальным размерам невелико. Keszthelyi и Denlinger (1996) [60] показали, что основными механизмами на начальной стадии охлаждения лавы являются тепловое излучение, естественная конвекция на границе атмосфера – лава, кондуктивный теплообмен внутри потока, зависимость теплофизических свойств от температуры и пористости, а также выделение скрытого тепла во время кристаллизации. Neri (1998) [74] расширил этот анализ, рассматривая магму как газосодержащий двухкомпонентный расплав с заданной температурой ликвидуса и солидуса и с возможным присутствием эвтектики.

Patrick et al. (2004) [77] рассмотрели процесс охлаждения потока лавы, образовавшегося во время извержения вулкана Октюк в 1997 году, с учетом колебаний температуры окружающей среды и метеорологических данных об осадках и силе ветра. Они утверждают, что после того, как лава остывала в течение более 2 лет, одним из основных факторов, контролирующих термический режим, являются теплопроводность и пористость, т.е. другие параметры влияют на процесс охлаждения лавы только на начальном этапе.

Не так давно Chaussard (2016) [38] представила термическую модель остывающей лавы, чтобы объяснить длительное оседание лавовых полей вулкана Parícutin (Мексика). Эти лавы сформировались во время извержений 1943–1952 годов, и их оседание было обнаружено с помощью спутниковой радарной интерферометрии по снимкам японского космического агентства ALOS в 2007–2011 годах. Эта модель учитывает излучение и конвекцию от поверхности лавы, кондуктивную теплопередачу внутри потока и к подстилающей поверхности, дегазацию и скрытое выделение тепла во время затвердевания магмы. Результаты моделирования показали, что уплотнение, вызванное

охлаждением лавового потока толщиной до 200 м, объясняет реальные оседания поверхности лавы через 60 лет после её формирования, когда учитывается кондуктивный перенос в подстилающий лаву слой.

В данном исследовании рассматривается оседание потоков базальтовой лавы, отложившихся во время извержения вулкана Толбачик в 2012–2013 годах на Камчатке, Россия [29, 47]. Это вулканическое событие было одним из крупнейших эффузивных извержений, произошедших за последние десятилетия, в результате которого было выброшено 0.573 км^3 базальтовых лав, образовавших протяженные потоки площадью $\sim 45.8 \text{ км}^2$ [8]. Результаты извержения хорошо фиксируются по спутниковым данным, что позволило с хорошей точностью оценить толщину и площадь лавовых отложений [41, 64, 65]. В данной главе изложен процесс интерферометрической обработки серии спутниковых снимков Sentinel-1 (радар С-диапазона, Европейское космическое агентство ESA) с 2017 по 2019 год и получены оценки скорости смещения поверхности лавового поля. Выполнено сравнение скорости оседаний и мощности потока. Далее рассмотрены две модели остывания лавового потока и выполнено сравнение результатов расчетов с результатами, полученными по спутниковым данным.

2.1 Трещинное Толбачинское Извержение 2012 – 2013 гг.

Толбачик – действующий вулкан Ключевской группы вулканов (КГВ), расположенный на северной оконечности Курило-Камчатской зоны субдукции (вставка на рисунке 2.1). КГВ является одним из крупнейших и наиболее активных вулканических центров в мире (например, [85]), который включает 13 крупных стратовулканов, три из которых, Ключевской, Безымянный и Толбачик, были очень активны в последние несколько десятилетий. Накопленные научные данные свидетельствуют о том, что эти вулканы могут быть соединены глубокой и протяженной магматической системой (например, [40, 48, 63, 86]). Извержения КГВ происходят очень часто, причём некоторые события оказываются довольно мощными, такими как Большое Трещинное Толбачинское Извержение (БТТИ) в 1975–1976 годах [24] и Трещинное Толбачинское Извержение в 2012–2013 годах, названное в честь 50-летия Института вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения Российской академии наук (ДВО РАН), ТТИ-50.

ТТИ-50 началось 27 ноября 2012 года и продолжалось почти 10 месяцев, до 15 сентября 2013 года. Первоначально на южном склоне вулкана Плоский Толбачик образовалась радиальная трещина длиной 6 км, ориентированная на юг-юго-запад. Трещина начиналась на высоте около 2100 м и спускалась до высотной отметки 1500 м. Сначала наблюдалось извержение лавы по всей длине трещины, затем через несколько часов извержение локализовалось в двух эруптивных центрах на высотах 2000 и 1600 м, названных в честь камчатских вулканологов прорывами Меняйлова и Набоко [7].

Поток лавы из прорыва Меняйлова разделился на два основных потока: Водопадный и Ленинградский (рисунок 2.1). Длина каждого из них составила около 10 км. Прорыв Меняйлова, который располагался выше по склону, прекратил свою деятельность к 1 декабря 2012 года. С этого времени извержение происходило только из нижнего центра – прорыва Набоко. К 13 декабря 2012 года длина Ленинградского потока достигла 16 км, а его мощность на боковых и фронтальных частях оценивалась в 3–15 м. Когда Ленинградский поток достиг конуса Клешня, от него отделился меньший Толудский поток, который двигался в юго-восточном направлении. Длина Толудского потока от прорыва Набоко составила 5 км, он остановился на высоте около 1100 м [29].

Наиболее объемное Ленинградское лавовое поле начало формироваться с первых дней извержения со средним расходом лавы $140 \text{ м}^3/\text{с}$ в течение первых двух недель. Второе значительное Толудское поле начало формироваться с 22 по 23 декабря потоком, огибающим нагромождение лав, образовавшихся вверх по склону от конуса Клешня (рисунок 2.1). Со второй половины декабря извержение имело равномерный характер, со средним расходом лавы $18\text{--}19 \text{ м}^3/\text{с}$. Большую роль в формировании как Ленинградского, так и Толудского поля играли лавоводы и лавовые трубы [45].

На рисунке 2.1 показана карта мощности лавового поля, построенная на основании данных, предоставленных Dai и Howat (2017) [41]. Авторы оценили мощность лавы путем вычисления разности двух моделей рельефа, построенных до и после извержения по данным ArcticDEM – высокоточной ЦМР субметрового разрешения, охватывающей всю арктическую территорию.

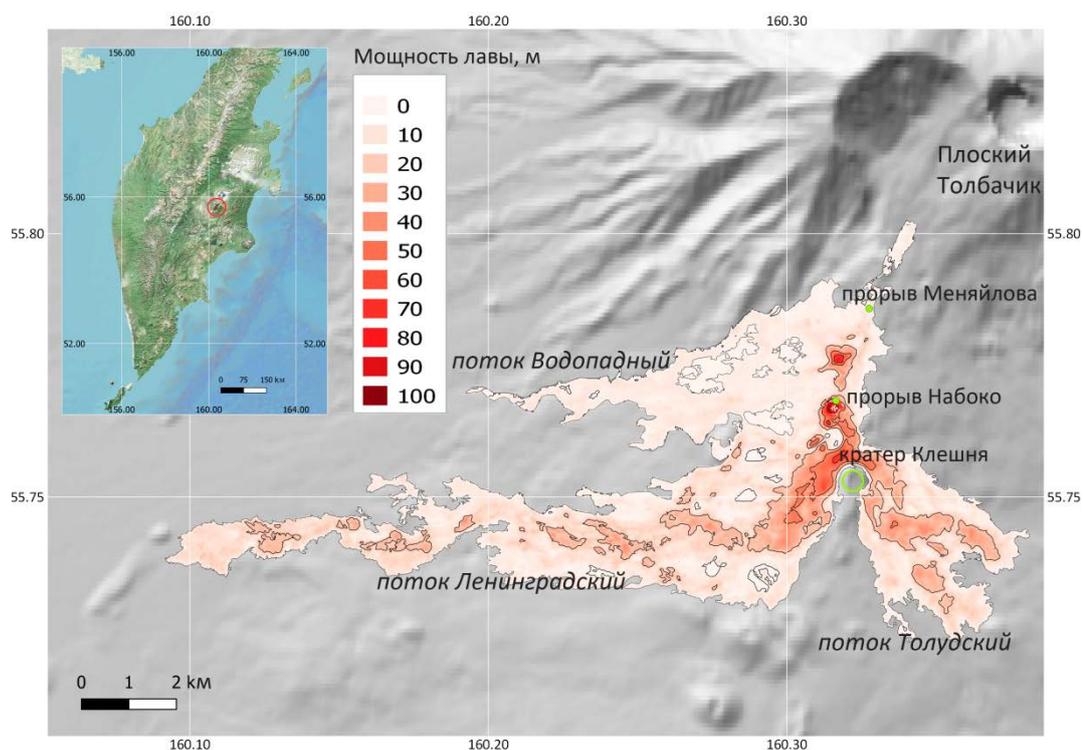


Рисунок 2.1 – Мощность лавовых потоков (метры), сформированных в результате ТТИ-50 по данным Dai, Nowat [41]. Топографическая основа – цифровая модель рельефа SRTM. На врезке показано местоположение Толбачика на полуострове Камчатка.

2.2 Оценка смещений лавовой поверхности методами спутниковой радарной интерферометрии

Для оценки смещения поверхности лавовых полей вулкана Толбачик, была обработана временная серия радарных изображений с помощью метода малых базовых линий (SBAS, [30]) в программном комплексе SARscape. Временная серия включает 35 спутниковых снимков Sentinel-1A, сделанных в широкополосном интерферометрическом режиме (Interferometric Wide Swath) с нисходящей орбиты (трек 60) в бесснежный период 2017–2019 годов: с 14 мая 2017 года по 23 сентября 2017 года (12 снимков), с 21 мая 2018 года по 30 сентября 2018 года (12 снимков) и с 16 мая 2019 года по 13 сентября 2019 года (11 снимков). Количество сформированных интерферограмм определялось по критерию величины пространственной и временной базовой линии. Нормальные базовые линии не превышали 100 метров, временные интервалы ограничены периодом съёмки 4–4.5 месяца.

Методы SAR-интерферометрии определяют смещения по разности фаз отраженных сигналов, поэтому результирующие смещения равны проекции полного вектора смещения в направлении вдоль линии визирования (LOS) [55].

Для нисходящей орбиты спутника Sentinel-1A азимут $\alpha = 188.18$ и угол обзора $\theta = 38.77$. Тогда, подставив углы в формулу (1.2) получим выражение для смещений на спутник Sentinel-1A:

$$U_{LOS} = 0.78 \cdot U_z - 0.09 \cdot U_n + 0.62 \cdot U_e$$

Если предположить, что застывший твердый слой на поверхности лавы в основном смещается по вертикали вследствие остывания лавы или ее перемещения под этим твердым слоем, то горизонтальные компоненты смещения в формуле (1.2) можно считать равными нулю. В таком случае вертикальная компонента смещений становится равной $U_z = U_{LOS} / \cos\theta = 1.28 \cdot U_{LOS}$.

Согласно результатам интерферометрической обработки методом SBAS, максимальные скорости субвертикальных смещений поверхности лавового слоя находятся в районе конуса Клешня и имеют значение 285 мм/год для 2017 года, 249 мм/год для 2018 года и 261 мм/год для 2019 года. Скорость оседания поверхности в центральной и нижней частях лавовых потоков не превышает 80 мм/год. В целом Ленинградское поле оседает немного быстрее, чем Толудское (рисунок 2.2).

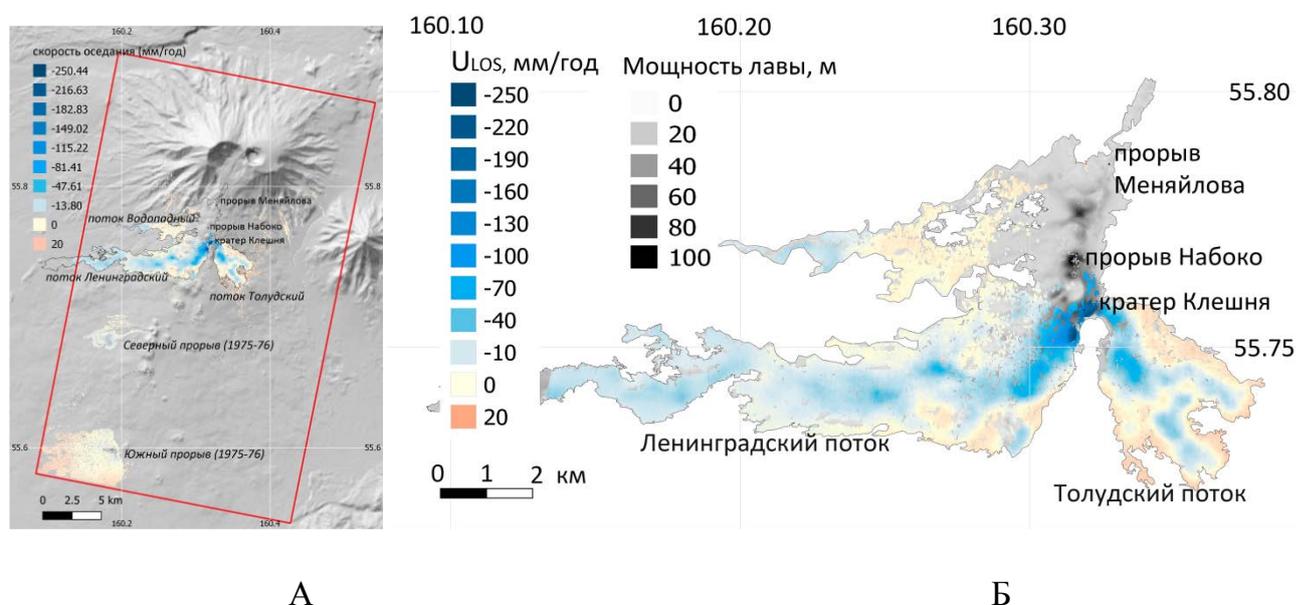
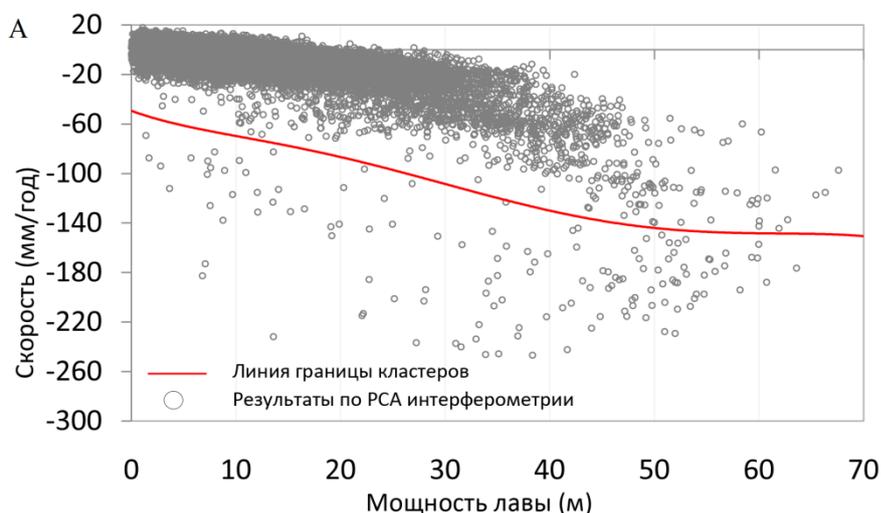


Рисунок 2.2 – Карта скоростей субвертикальных смещений поверхности лавового слоя. А – красный контур – область исследования, включающая все лавовые потоки. Б – Карта средних скоростей смещений поверхности лавы (извержения 2012–13) по спутниковым

данным (цветная шкала, мм/год), совмещённая с картой мощности лавы, построенной по данным, предоставленным Dai и Howat (2017) (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 результатами, полученными для значений оседания лавы по спутниковым данным, лежат в диапазоне примерно от 0 до 60 метров. При этом максимальная мощность лавы, полученная по ArcticDEM, достигает почти 100 метров и находится в окрестности конуса Набоко (рисунок 2.2).

На рисунке 2.3А приведено сравнение скорости оседания, полученной по данным радарной интерферометрии с мощностью лавы. По плотному облаку точек в верхней части этого графика 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 от основного "кластера" выделяется отдельная группа точек с "аномально" высокими значениями скорости оседания поверхности лавы (до 260 мм/год). Таким образом, две группы точек можно легко разделить границей, исходя из простого визуального анализа (красная линия на рисунке 2.3А), и обозначить их двумя разными цветами на карте (рисунок 2.3Б). В результате становится очевидным, что все "аномальные" точки сосредоточены в небольшой области вблизи прорыва Набоко и конуса Клешня, в то время как большая часть поверхности лавового потока оседает с "нормальной" скоростью.



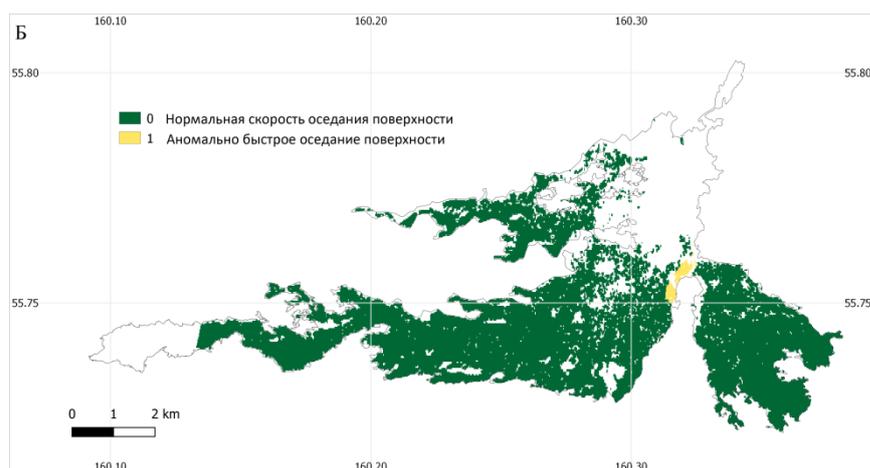


Рисунок 2.3. А – Сравнение скорости оседания, полученной по данным радарной интерферометрии с мощностью лавового слоя. Красная линия обозначает границу между "нормальным" и "аномальным" кластерами. Б – Географическое положение точек с "нормальными" (зелёный цвет) и "аномальными" (жёлтый цвет) скоростями оседания

На периферии лавового потока, особенно на Толудском поле, данные полученные по интерферометрии показывают небольшое поднятие со скоростью до 18 мм/год. Медленные восходящие подвижки были также зарегистрированы на склонах вулкана Толбачик выше лавового поля ГТИ-50 (потоке "Водопадный") и на Южном прорыве, на юге исследуемой территории (рисунок 2.2А). Поднятия поверхности лавы могут быть объяснены несколькими процессами, включая миграцию лавы вниз по склону вулкана Толбачик. Подъем на границе лавового поля, по крайней мере частично, может быть результатом горизонтальной передачи тепла в грунт под лавовым полем из центральных областей лавового поля, где температура сохраняется высокой до глубин 50 м, в относительно холодный грунт на периферии лавового поля (см. рисунок 2.5В).

2.3 Моделирование остывания лавового поля

В данном исследовании был применён подход иерархии моделей. Сначала рассматривалась простая модель для оценки величины термического погружения поверхности лавового слоя с постоянными коэффициентами. После изучения результатов в модель были внесены изменения: уточнены параметры начальных условий, добавлены условия в постановку задачи, учтена скрытая теплота плавления,

учтены зависимости от температуры физических свойств среды, рассмотрена скорость формирования мощности лавы.

2.3.1 Постановка задачи (Модель I)

Пусть в начальный момент имеется полупространство, в котором температура линейно растет с глубиной. Следует ожидать, что в области регулярных извержений градиент температуры с глубиной dT_0 будет выше средних его значений для Земли, составляющих $25\text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$, например, окажется равным $40\text{--}50\text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$, но, как показали численные эксперименты, на результаты моделирования величина dT_0 влияет слабо.

В некоторый момент времени $t=0$ на это полупространство изливается поток лавы, имеющий постоянную начальную толщину H_0 и температуру T_m (одномерная задача). Лава начинает остывать сверху, передавая тепло вниз. Поскольку горизонтальные размеры лавового потока L достигают 10 км , а его мощность H не превосходит 100 м , возникает малый параметр $\varepsilon=H/L\sim 10^{-2}$, с использованием которого легко показать, что переносом тепла вдоль горизонтальных осей можно пренебречь.

В первом приближении можно также пренебречь скрытой теплотой кристаллизации базальтового расплава и учесть конвективный теплоперенос за счет выхода газа и циркуляции воды в застывшей верхней части лавы путем задания более высокого “эффективного” коэффициента теплопроводности. Тогда для оценок оседания кровли лавового потока достаточно решить одномерное уравнение теплопроводности:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + v \frac{\partial T}{\partial z} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (2.1)$$

а вертикальная компонента деформации, связанная с остыванием лавы, которая в первом приближении линейно зависит от коэффициента термического расширения и изменения температуры, будет равна

$$e = \frac{\partial v}{\partial z} = \alpha_v \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (2.2)$$

где в (2.1)–(2.2) $T(z, t)$ – распределение температуры с глубиной z ; k – коэффициент теплопроводности; v – скорость оседания среды; α_v – коэффициент

термического расширения. Ось Oz направлена вниз; начало координат $z=0$ зафиксируем на поверхности полупространства до появления лавового потока, т.е. на его подошве.

Начальное распределение температуры в момент появления лавового потока имеет вид:

$$T(z, 0) = \begin{cases} T_m; & \text{при } z = [-H_0; 0] \\ dT_0 \cdot z; & \text{при } z = (0; H_n] \end{cases} \quad (2.3)$$

где H_n – глубина нижней границы модели, которая выбирается так, чтобы за время расчета (6 лет) изменения температуры при $z=H_n$ были малы.

Введем вдоль оси Oz систему элементов высотой $\Delta z_i(t)$, где $i=1, 2, \dots, l+m$, так, чтобы сумма верхних l элементов при $t=0$ была равна начальной мощности лавы H_0 , а сумма следующих m элементов равнялась H_n .

При решении применяется подвижная сетка элементов, высота которых меняется во времени в соответствии с уравнением (2.2):

$$\Delta z_i(t) = [1 + \alpha_v (T_i(t) - T_i(0))] \Delta z_i(0) \quad (2.4)$$

Здесь мы используем коэффициент термического расширения α_v , поскольку при принятых предположениях среда деформируется только по вертикали. Мощность лавового потока $H(t)$ равна сумме высоты первых l элементов, а суммарное смещение дневной поверхности $\Delta S(t)$ будет равно сумме высот всех $l+m$ элементов минус H_0+H_n .

Уравнение (2.2) решалось численно на сетке (2.4) с применением неявной разностной схемы второго порядка методом прогонки с изменяющейся высотой ячеек $\Delta z_i(t)$. После расчета распределения температуры на каждом шаге t пересчитывалось положение узлов сетки, считая начало координат неподвижным.

При расчетах были использованы следующие параметры: $\alpha_v=3.4 \cdot 10^{-5} \text{ 1/}^\circ\text{C}$ [38]; $H_n=2$ км (по результатам расчетов на этой глубине изменение температуры за 6 лет меньше $0.01 \text{ }^\circ\text{C}$); шаг по времени $dt=0.02$ года (дальнейшее уменьшение шага на результат не влияет); шаг сетки по вертикали внутри лавового потока 2 м; $k=30 \text{ м}^2/\text{год}$ ($1 \text{ мм}^2/\text{с}$); температура расплавленной магмы $T_m=1000 \text{ }^\circ\text{C}$; градиент температуры в полупространстве до прихода лавового потока $dT_0=50 \text{ }^\circ\text{C/км}$ (влияет слабо). Была выполнена серия расчетов, в которых начальная мощность лавы H_0 задавалась от 20 до 100 м.

По результатам расчетов получено, что оценки термического погружения поверхности лавы в процессе ее остывания в целом близки к величинам оседания на значительной части лавового поля, но в ряде областей его центральной части реальные величины погружения в несколько раз превосходят термические оценки. Термическая модель также показывает, что при мощности лавы более 40 метров, под затвердевшей поверхностью может находиться горячий, подвижный слой, температура которого превышает $2/3$ от температуры плавления. Для выяснения причин высоких скоростей погружения требуются более детальные расчеты. Однако простая модель, содержащая небольшое количество параметров, позволяет оценить влияние каждого параметра и пределы возможного изменения результатов. Этот анализ позволил выполнить постановку задачи для более детального моделирования.

Ускоренное погружение может быть связано с дегазацией незастывшей части лавы, уплотнением затвердевших слоев. Выделение тепла при кристаллизации лавы может привести к замедлению остывания лавового потока и, как следствие, более интенсивному погружению на 6 и 7 год после его формирования. Для прояснения этих вопросов была построена более детальная модель II.

2.3.2 Постановка задачи (Модель II)

Рассмотрим процесс остывания слоя лавы, которая представляет собой трёхкомпонентную систему: жидкий расплав, газ, твёрдые кристаллы. Основной объем газа выделился в процессе извержения [79], поэтому, в качестве первого приближения, влияние дегазации, как механизма охлаждения лавы, в задаче не учитывается. Следуя детальному анализу, приведённому в работе [77], так же можно пренебречь процессом конвективного теплопереноса. 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. Строго говоря, под весом поступающей массы лавового слоя также происходит уплотнение и усадка, но через семь лет после отложения лавы влиянием литостатического давления можно пренебречь.

Так же как и в модели I учитываем, что 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 [74, 87, 77, 38].

По физическим свойствам моделируемая среда разделена на слой лавы и подстилающий слой породы. Для дискретизации области моделирования введём сетку элементов с шагом $\Delta z_i(t)$, $i = 1, \dots, N$; где N – количество элементов сетки, определяющее размер модели. Ось Oz направлена вниз, а начало координат совпадает с нижней частью слоя лавы.

Поскольку фазовый переход (образование кристаллов из расплава) сопровождается скрытым выделением тепла во время охлаждения лавы, задача сводится к решению одномерного уравнения теплопроводности с массопереносом за счет усадки и объемным источником тепла:

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

с начальными и граничными условиями:

$$T(z, t = 0) = \begin{cases} T_{mel}; & \text{при } z = [-H_{ini}; 0]; \\ dT_0 \cdot z; & \text{при } z = (0; H_{max}]; \end{cases} \quad (2.6)$$

$$T(-H_{ini}, t) = 0; \quad T(H_{max}, t) = dT_0 \cdot H_{max}$$

где $T(z, t)$ и $W(z, t)$ – температура и скорость оседания лавы на глубине z в момент времени t ; $Q(z, t, T) = (L/c_p) \cdot \partial X_{faz}(z, T)/\partial t$ – количество скрытой теплоты, выделяемой в единице объёма в процессе фазового перехода (кристаллизации); $X_{faz}(z, T)$ – доля твёрдой фазы на глубине z ; L – удельная теплота кристаллизации; c_p – удельная теплоёмкость; k – температуропроводность. Начальная мощность лавового слоя равна H_{ini} . Глубина нижней границы модели, H_{max} , задаётся 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 [42]. Пусть X_{cr} , X_{gl} и X_{por} – объемные доли кристаллов, стекла и пор (газа) в затвердевшей части лавы, которые 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:

$$X_{gl} = 0.2, X_{por} = 0.1, \text{ тогда } X_{cr} = 1 - (X_{gl} + X_{por}) = 0.7.$$

Плотность расплавленной лавы (ρ_{lava}) равна:

$$\rho_{lava}(t, T_{melt}) = \rho_{melt} \cdot (1 - X_{por}) + \rho_{por}(t, T) \cdot X_{por},$$

где ρ_{melt} – плотность расплава, $\rho_{por}(t, T)$ – 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 – ρ_{solid} , равна:

$$\rho_{solid}(t, T) = \rho_{cr}(t, T) \cdot X_{cr} + \rho_{gl}(t, T) \cdot X_{gl} + \rho_{por}(t, T) \cdot X_{por},$$

и плотность лавы, содержащей расплав и затвердевшую часть (обе с долей газа X_{por}), равна:

$$\rho_{total}(t, T) = \rho_{solid}(t, T) \cdot X(t, T) + \rho_{lava}(t, T) \cdot (1 - X(t, T)).$$

Подставляя сюда плотности лавы и затвердевшей части, получим:

$$\begin{aligned} \rho_{total}(t, T) = & (\rho_{cr}(t, T) \cdot X_{cr} + \rho_{gl}(t, T) \cdot X_{gl} + \rho_{por}(t, T) \cdot X_{por}) \cdot X(t, T) + \\ & + (\rho_{melt} \cdot (1 - X_{por}) + \rho_{por}(t, T) \cdot X_{por}) \cdot (1 - X(t, T)), \end{aligned}$$

или после приведения членов с $\rho_{por}(t, T)$:

$$\rho_{total}(t, T) = (\rho_{cr}(t, T) \cdot X_{cr} + \rho_{gl}(t, T) \cdot X_{gl}) \cdot X(t, T) + \rho_{melt} \cdot (1 - X_{por}) \times \\ \times (1 - X(t, T)) + \rho_{por}(t, T) \cdot X_{por}. \quad (2.7)$$

Теперь в уравнении (2.5) выделенное в процессе кристаллизации тепло будет равно:

$$Q(z, t, T) = (L/c_p) \cdot \partial X_{faz}(z, T)/\partial t = (L/c_p) \cdot X_{cr} \cdot \partial X(z, T)/\partial t,$$

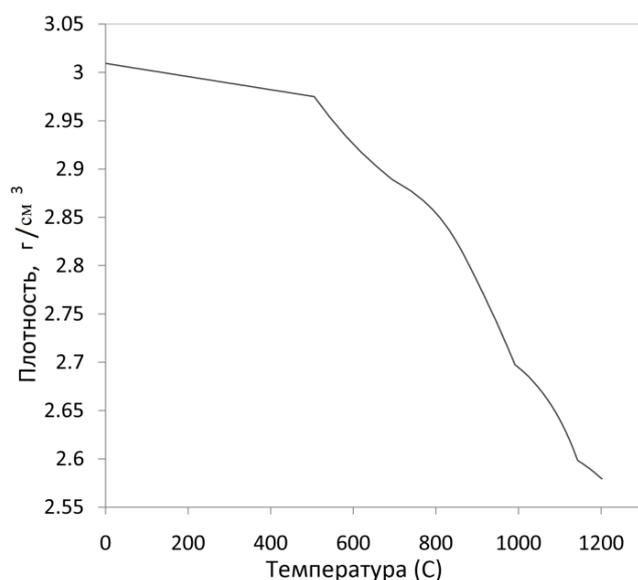
поскольку часть расплава при затвердевании переходит в стекло и выделяемой при этом энергией можно пренебречь.

При моделировании плотность кристаллов $\rho_{cr}(t, T)$ рассчитана из равновесной плотности кристаллического ансамбля (Pl, Ol, Crx) с учётом их составов (An, Fo and Mg#). Эти свойства были получены по расчетам в программе Petrolog 3 (рисунок 2.4А и Б).

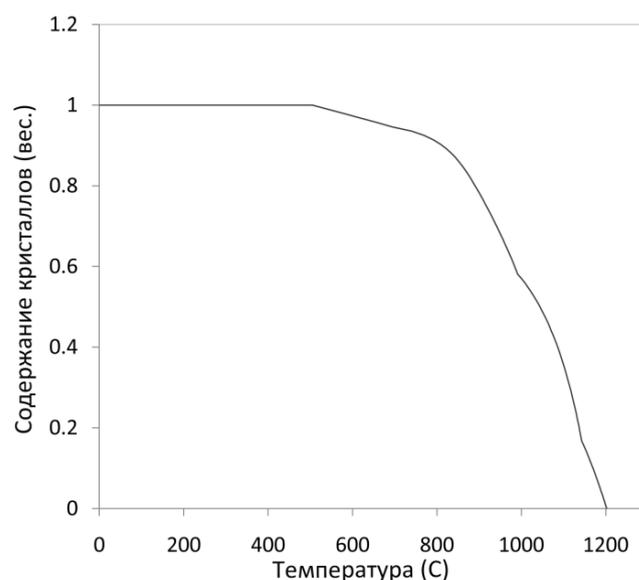
Плотность стекла близка к плотности расплава и меняется только за счет охлаждения:

$$\rho_{gl}(t, T) = \rho_{melt} \cdot (1 - \alpha_{v_glass} \cdot (T - T_{mel}^{(0)})),$$

где α_{v_glass} – коэффициент термического расширения стекла, равный $5.8 \cdot 10^{-7}$ 1/град, плотность расплава считается постоянной $\rho_{melt} = 2.6428$ г/см³ и соответствует плотности при $T_{mel}^{(0)} = 1100$ °С (рисунок 2.4А), плотность газа в порах $\rho_{por}(t, T)$ тоже можно считать постоянной 0.001 г/см³, поскольку ее вклад пренебрежимо мал.



А



Б

Рисунок 2.4 – Зависимости плотности (г/см^3) магмы (А) и содержания кристаллов (доли единицы) в расплаве (Б) от температуры, определенные по лабораторным данным с помощью программы Petrolog 3 [42].

Высота всех элементов сетки Δz_i пересчитывается на каждом временном шаге в соответствие с изменением температуры. Это позволяет рассчитать скорость смещения $W(z,t)$ в уравнении (2.5) с использованием закона сохранения массы $\rho(t,T) \cdot \Delta z(t,T) = \rho(T_{melt}) \cdot \Delta z(T_{melt})$. Следовательно:

$$\Delta z(t,T) = \Delta z(T_{melt}) \cdot \rho(T_{melt}) / \rho(t,T). \quad (2.8)$$

Плотность кристаллов и коэффициент термического расширения α_v зависят от кристаллического состава. Здесь используется значение, усредненное по минералам, составляющим Толбачикскую лаву. Ниже солидуса плотность рассчитывается как функция температуры:

$$\rho_{cr}(t,T) = \rho^{(0)}(1 - \alpha_v(T(t) - T_{cr}^{(0)})), \quad (2.9)$$

с параметрами $T_{cr}^{(0)} = 505^\circ\text{C}$; $\rho^{(0)}$ – равно равновесному значению плотности 2.9752 г/см^3 при температуре $T_{cr}^{(0)}$. Зависимость (2.9) соответствует наклону кривой на рисунке 2.4А.

Во время движения потока лавы пористость снизилась с 54 vol. % до 6 vol. %. Затем, во время затвердевания, предположительно из-за дополнительного выделения летучих веществ, пористость снова немного увеличилась до 8 об. % [79]. В верхних частях потока пористость достаточно высокая (35 об. %). Отдельные отобранные на поверхности лавового потока образцы аа-лавы подобны отвердевшей пене, пористость которых оценена ~ 75 об. % [7].

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.

2.3.3 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} – 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 $T_{mel} = 1100$ °С, начальный градиент температуры с глубиной в подстилающих породах до извержения задан $dT_0=50$ °С/км; удельная теплота кристаллизации $L = 3.5 \cdot 10^5$ Дж/кг; коэффициент термического расширения α_v магматического вещества соответствует плотностной модели (рисунок 2.4А).

Для теплоёмкости c_p и теплопроводности λ заданы следующие зависимости от температуры: для c_p (Дж/кг/К) согласно [77]:

$$c_p(T) = 1100; \text{ при } T > 1010 \text{ К};$$

$$c_p(T) = 1211 - (1.12 \cdot 10^5)/T; \text{ при } T < 1010 \text{ К};$$

для λ (Вт/м/К) согласно [56]:

$$\lambda(T) = 1.15 + 5.9 \cdot 10^{-7} \cdot (T - 1200C)^2, \text{ при } T < 1200^\circ\text{C}$$

$$\lambda(T) = 1.15 + 9.7 \cdot 10^{-6} \cdot (T - 1200C)^2, \text{ при } T > 1200^\circ\text{C}$$

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 физических и геологических процессов. В данной модели учитываются лишь основные процессы формирования лавового потока.

2.3.4 Учёт скорости формирования мощности лавового слоя

При проведении численного моделирования было рассмотрено несколько сценариев формирования лавового слоя. Поскольку извержение завершилось через 10 месяцев, а максимальная мощность накопленной лавы, по оценкам [41] 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". Мощность наплывающего 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} .

2.4 Зависимость между остыванием лавового потока и оседанием его поверхности

На рисунке 2.5 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 2.5А 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 °С при равновесной кристалличности около 86.7 %, что означает, что процесс кристаллизации еще не завершен. На рисунке 2.5Б 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 2.5В 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 2.5Г. Отметим, что уменьшение мощности слоя происходит немного быстрее, чем оседание поверхности из-за разогрева подстилающего грунта.

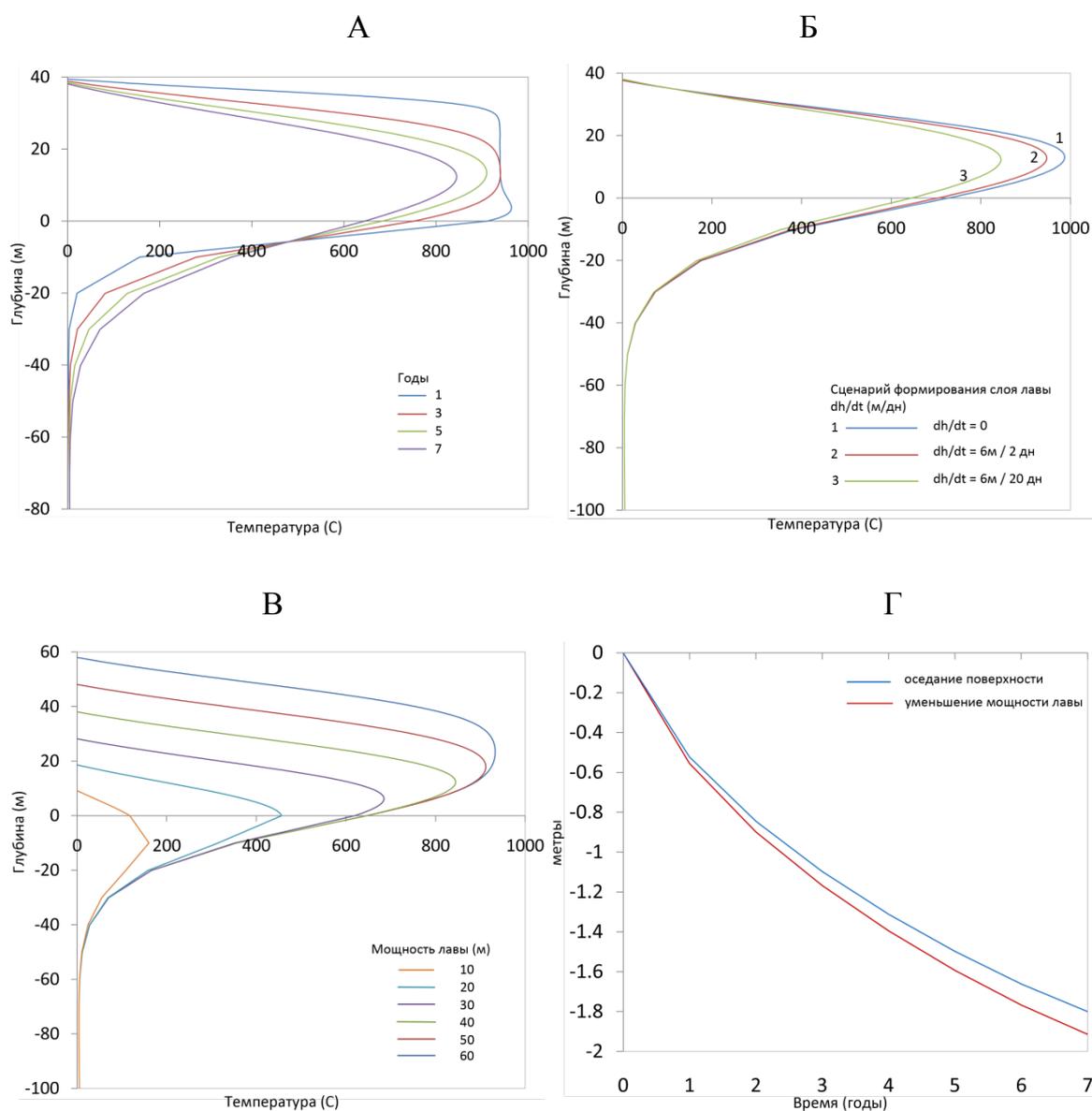


Рисунок 2.5 – А – Температурные профили через 1, 3, 5 и 7 лет после извержения с "медленным" формированием слоя ($dh/dt=6\text{м}$ через 20 дней) и $H_{\text{fin}} = 40\text{ м}$. Б –

Температурные профили через 7 лет после извержения для $H_{fin} = 40$ 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_{fin} 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%.

2.5 Сравнение результатов моделирования (Модель I, Модель II) с результатами, полученными по РСА интерферометрии

Более простая термическая модель оценки смещений поверхности лавового поля (Модель I) в сравнении с интерферометрическими оценками даёт следующие результаты для максимально возможной мощности слоя лавы 100 м (см. таблица 2.1):

Таблица 2.1 – Сравнение расчетных данных по Модели I для максимальной мощности слоя лавы 100 м с интерферометрическими оценками

Год	Результаты моделирования		Вертикальное оседание по данным интерферометрии, м
	Погружение дневной поверхности (ΔS , м)	Уменьшение мощности лавового потока (ΔH , м)	
2017	0.057	0.083	0.285
2018	0.051	0.074	0.249
2019	0.046	0.067	0.261

Результаты первой модели показали, что оценки оседания поверхности лавы по термическому моделированию подтверждают фактические данные о смещении поверхности в областях лавового поля с наименьшей мощностью. В центральных же частях лавовых полей с мощностями лавы > 30 м реальные величины погружения в несколько раз превосходят значения, полученные по термической модели.

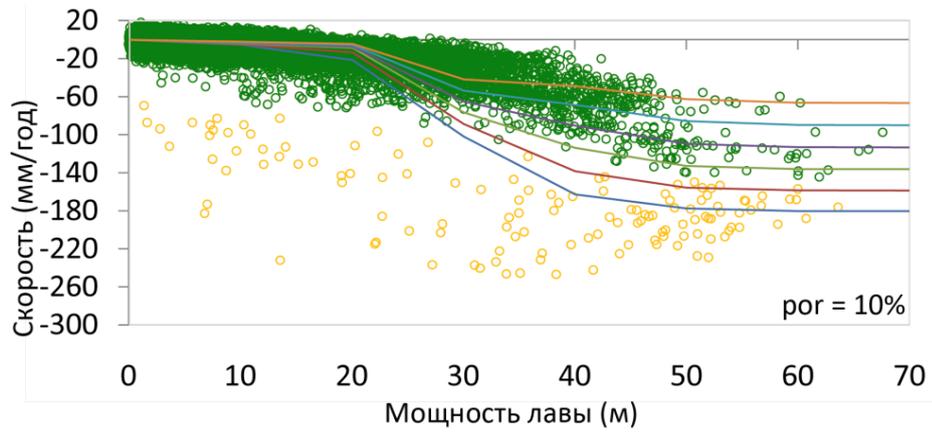
Для выяснения причин высоких скоростей погружения подробно рассмотрим результаты, полученные по второй, более детально составленной, модели (Модель II).

На рисунке 2.6 дано 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, сделаны оценки влияния пористости и содержания стекла в лаве на ее оседание. Расчеты, приведённые на рисунке 2.6 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.

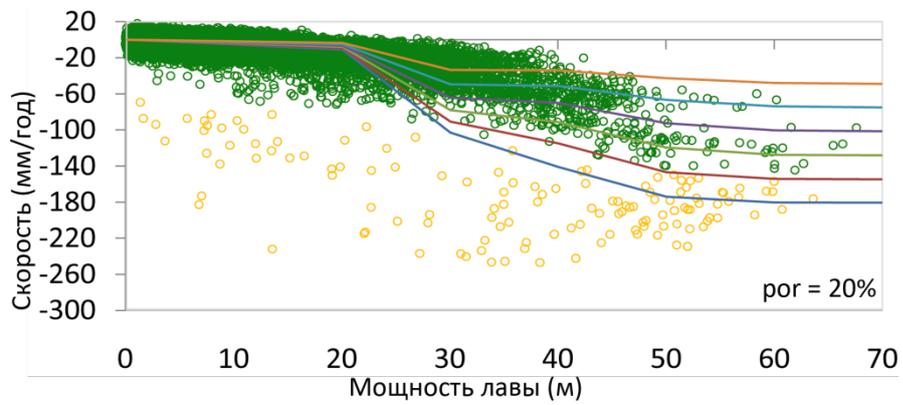
На рисунке 2.7 показаны результаты моделирования с параметрами, которые хорошо соответствуют “нормальному” тренду оседания лавы (зеленые круги). Эти кривые были получены с учетом сценария “медленного наращивания слоя” (dh/dt 6 м в течение 20 дней).

Также было выполнено моделирование с другими возможными сценариями роста толщины лавового потока. На рисунке 2.8 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).

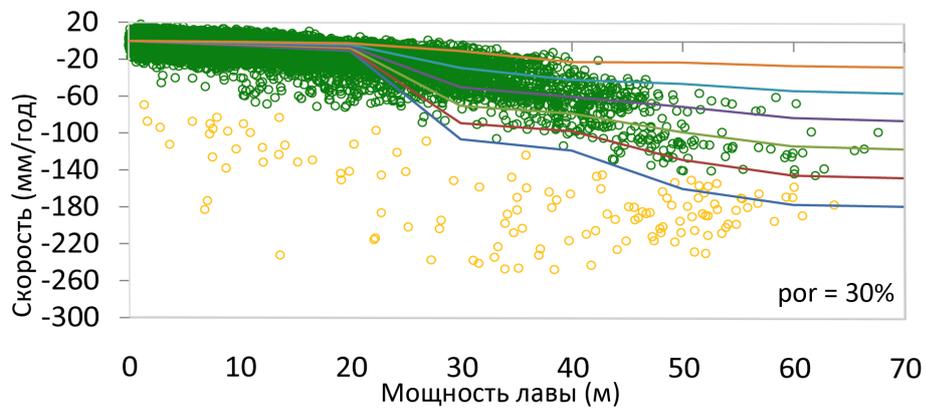
А



Б



В



стёкла (%):

— 10	— 40	○ Результаты, полученные по PCA интерферометрии
— 20	— 50	
— 30	— 60	

Рисунок 2.6 – Оценка влияния пористости и содержания стекла в лаве на скорость оседания. Цветные линии показывают результаты моделирования с различным содержанием стекла для трех различных значений пористости: (А) 10%, (Б) 20%, (В) 30%

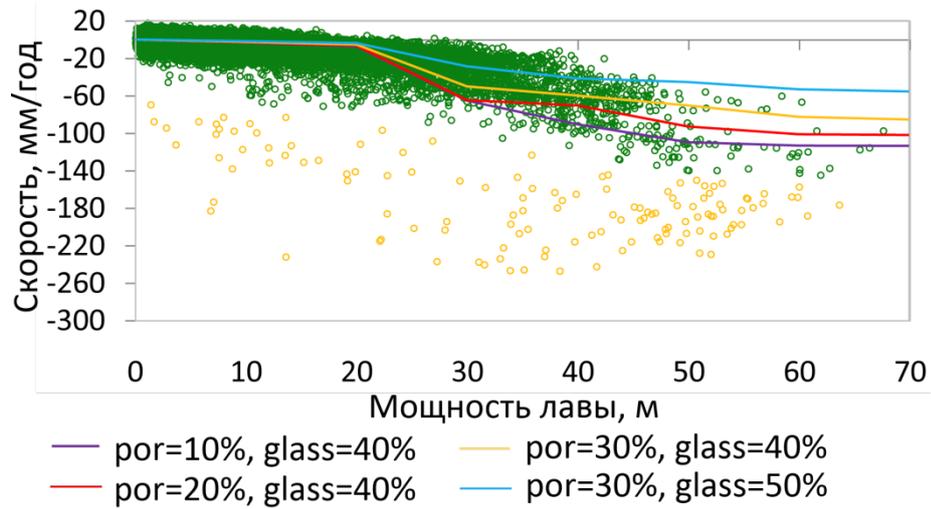


Рисунок 2.7 – Результаты моделирования с параметрами, наилучшим образом соответствующие "нормальным" скоростям оседания лавы (зелёные круги). Жёлтые круги соответствуют области с "аномальными" скоростями. Результаты рассмотрены для сценария "медленного" формирования слоя ($dh/dt = 6\text{ м}/20\text{ дн}$)

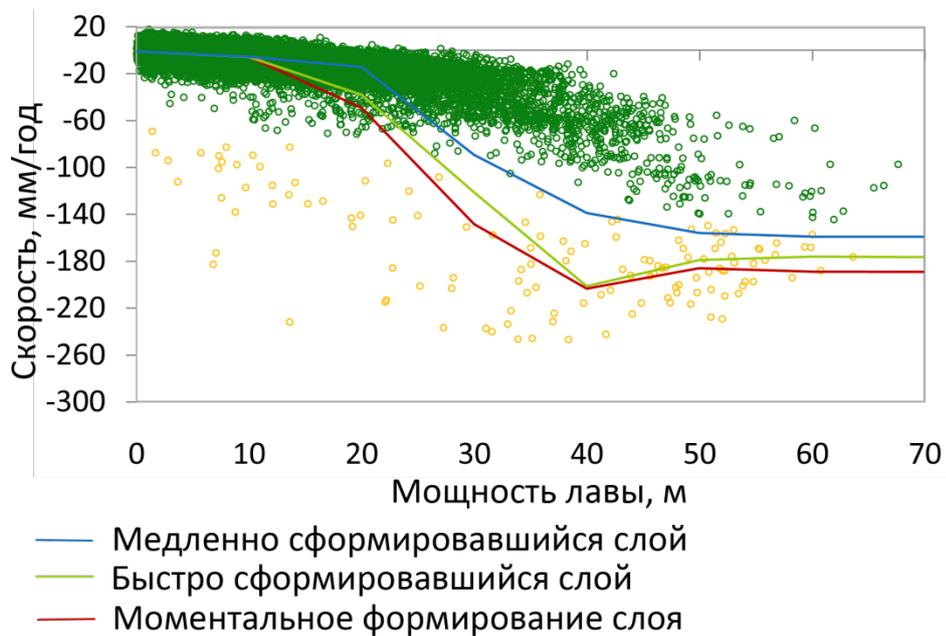


Рисунок 2.8 – Сравнение результатов, полученных по спутниковым оценкам (зелёные круги – "нормальная" скорость, жёлтые круги – "аномальная" скорость) с результатами моделирования (цветные линии) при 10% пористости и 20% содержания стекла, которые лучшим образом соответствуют "аномальному" оседанию. На вертикальной оси показана скорость оседания поверхности в 2019 г. (в мм/год). Красная линия – результаты для моментального формирования слоя ($H_{ini}=H_{fin}$, $dh/dt = 0$). Зелёная линия –

"быстро" сформированный лавовый слой ($dh/dt = 6$ м в течение 2 дн). Синяя линия – "медленно" сформированный лавовый слой ($dh/dt = 6$ м в течение 20 дн).

2.6 Выводы по главе 2

Оценки оседания поверхности лавовых потоков, сформированных во время извержения вулкана Толбачик в 2012–2013 годах, основанные на данных РСА интерферометрии, показали два отчётливых тренда. Более чем на 90% поверхности лавового поля зависимость оседания от толщины лавы соответствует “нормальной” скорости оседания и может быть хорошо объяснена моделью, основанной на термическом охлаждении и уплотнении отложений лавы. В этом случае скорость оседания, наблюдаемую на большей части лавового поля вулкана Толбачик, можно напрямую сравнить с данными работы [93], которые получили вертикальную скорость смещений ~ 20 мм/год для лавовых потоков возрастом ~ 5 лет и толщиной ~ 20 м на вулкане Некла, Исландия. Эта скорость оседания очень близка к оценкам для “нормальной” части полей вулкана Толбачик (рисунок 2.3А). Построенная модель II позволяет получить результаты, соответствующие основному тренду спутниковых измерений скорости оседания лавы, с помощью изменения всего нескольких свободных параметров. Наилучшее соответствие данным РСА было достигнуто для медленно формирующегося слоя лавы ($dh/dt = 6$ м в течение 20 дней) с пористостью между 10–30% и содержанием стекла между 30–50%.

В то же время относительно небольшое количество точек явно демонстрирует гораздо более быстрое оседание по сравнению с этим “нормальным” трендом. Все эти “аномальные” точки расположены в небольшой компактной зоне в окрестности кратера Набоко и конуса Клешня. Появление этой области с высокими скоростями оседания лавовой поверхности можно объяснить особыми условиями формирования лавового потока.

Один из возможных вариантов таких условий состоит в том, что эта часть потока образовалась очень быстро после раскрытия трещины, в отличие от более отдаленных частей лавовых полей, формировавшихся более медленно. Действительно, расчеты, основанные на сценариях “быстрого” или “мгновенного” образования слоя лавы, показывают значительно более высокие скорости оседания для слоев толщиной более 25 м (рисунок 2.8).

В то же время в части потока с относительно небольшой мощностью наблюдается значительное количество “аномальных” точек, которые не могут быть объяснены исключительно моделью, основанной на термическом уплотнении. Следовательно, 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. Эти трубы опустошались во время извержения, и лава стекала во внешнюю часть поля, что привело к образованию множества полостей. Области аномально быстрого оседания, вероятно, располагаются над такими “лавовыми пещерами”. Случаи очень быстрого падения уровня лавового потока наблюдались во время извержения. Например, высота поверхности лавы, видимая в "окне" лавовода к югу от конуса Набоко, упала примерно на 5 м в период с февраля по май 2013 года [7]. Через шесть–семь лет после извержения под затвердевшей поверхностью базальтового потока всё ещё присутствует значительное количество крупных пустот в местах, где спутниковые данные регистрируют высокие скорости оседания.

В целом, результаты моделирования показывают, что, хотя большая часть измеренных по спутнику величин оседания лавы может быть хорошо объяснена моделью термического уплотнения, наибольшие наблюдаемые значения могут быть, по крайней мере, частично обусловлены другими процессами, такими как уменьшение высоты пустот внутри лавовых отложений. Поэтому возможность таких механизмов следует систематически учитывать при интерпретации наблюдений в других регионах.

Глава 3. Модель формирования дайки: проверка гипотезы об интрузии магматического вещества во время извержения вулкана Корякский 2008–2009 гг.

Вулканические извержения и внедрение различного рода интрузий магматического вещества – даек, силлов и т.д., являются проявлением процесса активного перемещения магматического материала в земной коре. Интрузии порождают деформации поверхности вулканов, поэтому регистрация и моделирование смещений на склонах вулканов, в том числе методами спутниковой геодезии, позволяет оценить активность вулканических массивов и их потенциальную опасность для населения, объектов инфраструктуры и авиасообщения. Физические и математические основы моделей, используемых для интерпретации измеренных деформаций вблизи активных разломов и вулканических центров, изложены в работе [84]. Для моделирования процессов внедрения магматического материала с целью определения масштабов, глубины залегания, физических параметров источника деформации могут использоваться решения для вертикальных или наклонных эллиптических трещин (например, [31]) или наиболее широко распространённая модель Окада [75, 76], описывающая поля напряжений и деформаций в упругом, однородном, изоморфном полупространстве в результате раздвига и/или сдвига по расположенной в нём площадке дислокации. Примеры применения модели для вулканических процессов можно найти в работах [33, 58, 69], и многих других. Для моделирования процесса заполнения лавой магматической камеры также используется модель сферической дислокации [73, 72]. Бонафедде и Феррари [32] установили, что избыточное давление, необходимое внутри источника для создания большой деформации, иногда наблюдаемой в вулканических регионах, сильно зависит от реологических параметров и предложили модифицированную модель Моги, учитывающую неупругое поведение земной коры вблизи магматического очага. Моделированию параметров даек посвящено множество работ (например, [25, 26, 57, 69] и др.). Некоторые авторы для объяснения сложных полей смещений, полученных по РСА, считают, что простые аналитические модели недостаточно соответствуют наблюдаемым деформациям и строят 3D модели, учитывающие топографию и сложную геометрию источников деформации (например, [52, 53]). Исследуя смещения, полученные по РСА на вулкане Питон де-ла Фурнез (Piton de la Fournaise) во время извержения 2000 Фукушима с соавторами [53] моделировали

дайки методом граничных элементов, при этом учли реальный рельеф вулкана. В результате была получена дайка трапецевидной конфигурации. В работе [90] так же исследовалось извержение этого вулкана в августе 2019 года. Авторы этой работы обнаружили сложные поля смещений, возникшие как до извержения, так и во время него. Для моделирования авторы ограничились использованием хорошо известных аналитических решений (сферическая область и дислокации), и объяснили полученные по РСА смещения моделью, включающей один силл и четыре дайки. В работе [43] исследована динамика смещений склонов вулкана Cumbre Vieja (Испания) по серии снимков Sentinel-1. Для объяснения полученных смещений с помощью сферической (Mogi) и горизонтальной (Okada) дислокаций авторы получили модель источников, которая показала, что силлообразный источник был активен на фазе до извержения, в то время как действие двух даек преобладало во время фазы самого извержения.

Решение Окада [75, 76] очень широко используется при моделировании сейсмических и вулканических процессов, поэтому вопросы влияния топографии и неоднородности строения среды неоднократно обсуждались в литературе (см., например, [27] и приведенную там библиографию). В основном влияние топографии определяется отношением перепада ее высот к глубине источника деформаций. Вопрос компенсации влияния топографии будет рассмотрен ниже.

Моделирование параметров даек в различных районах проявления магматических процессов важно для описания питающей вулканической системы, путей миграции магмы, прогнозирования последствий извержения для близлежащих населенных пунктов.

3.1 Активизация Корякского вулкана 2008–2009 гг.

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 (рисунок 3.1).



Рисунок 3.1 – Район исследования – вулкан Корякский, на карте GoogleMap. Красный кружок на врезке показывает положение Авачинско-Корякской группы вулканов на полуострове Камчатка

Для Корякского вулкана характерны эксплозивные и эксплозивно-эффузивные извержения, которые могут сопровождаться выносом больших объёмов пара и газов с примесью пепла. 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 [10], 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 $K_{max} = 8$), 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 [5].

Часть исследователей связывает активизацию вулкана Корякский с процессами в магматическом очаге. Так, [10] 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 инъекцией магмы из магматических очагов Авачинского и Корякского вулканов [11]. 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 инъекция 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 парагазового извержения (февраль 2009 г. – март 2010 г.). Процесс инъекции магмы сопровождался внедрением даек с углами падения от 34° до 87° . Моделирование инъекции магмы выполнено в [11] 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 ГС РАН за период 01.01.2009 – 31.12.2018 [35] и шумовой сейсмической томографии [61], 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 взрывных шлейфов, выполненный в [8], дает оценку общей массы водяного пара за время извержения (за 100 дней) равную $3 \cdot 10^5$ т, и оценку термальной энергии извержения – в 10^9 МДж. Источник такого количества тепла логично связать с внедрением магмы. Такая энергия может быть получена, например, при кристаллизации магмы объемом 10^6 м³ [8].

В то же время авторы работ [1, 12] на основе результатов гранулометрического, химического и минералогического анализов пеплов извержения 2008–2009 гг.

заклучили, 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 [5]. 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 главе приведены результаты оценки смещений поверхности вулкана на основе снимков японского спутника ALOS-1, и численная интерпретация поля смещений в рамках модели формирования дайки под поверхностью вулкана. В заключении дано обсуждение возможных причин активизации вулкана.

3.2 Оценка смещений поверхности вулкана Корякский методами радарной спутниковой интерферометрии

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

В программном комплексе SARscape для выбранного региона АКГВ были рассчитаны интерферограммы для различных пар используя стандартные шаги обработки технологии DInSAR, которая подробно описана в главе 1. Наилучший результат получился для пары снимков 16.08.2007 и 06.10.2009, интервал съемки которых полностью покрывает период извержения, временная базовая линия при этом составляет 782 дня. Важно, что в момент съемки снеговой покров на значительной части склонов отсутствовал.

Расчет интерферограмм выполнен с осреднением пикселей перпендикулярно орбите, так что размер ячейки разрешения получился равным 14.98 x 12.29 м. Фильтрация фазы выполнялась методом Гольдштейна. Когерентность пары снимков высокая для природных ландшафтов (0.6). Как это уже обсуждалось в главе 1, смещения определяются по фазовому сдвигу сигналов, отраженных от одной и той же площадки при повторной съемке. Фазовый сдвиг на интерферограмме выражен в радианах и свернут по модулю 2π . Полная фаза определяется в процессе её развёртки, т.е. добавления целого числа полных периодов, соответствующих разности хода волн. Для развёртки использовался метод MCF (minimum cost flow). После перехода от радарных координат к географическим, построена карта смещений в метрах (рисунок 3.2).

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, следуя геометрии интерферометрической съёмки (см. главу 1), при среднем угле наклона зондирующего луча спутника 38.69° , значения смещений на спутник следует умножить на 1.28. Отсюда следует, что зафиксированные смещения весьма значительны.

Области отрицательных смещений фиксируются на склонах всех вулканов на снимке и могут быть, в первую очередь, связаны с эрозией склонов. В пределах снимка обнаруживается всего одна область поднятий, на северо-западном склоне вулкана Корякский, вокруг области извержения 2008–2009 гг. Значения смещений в направлении на спутник 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.

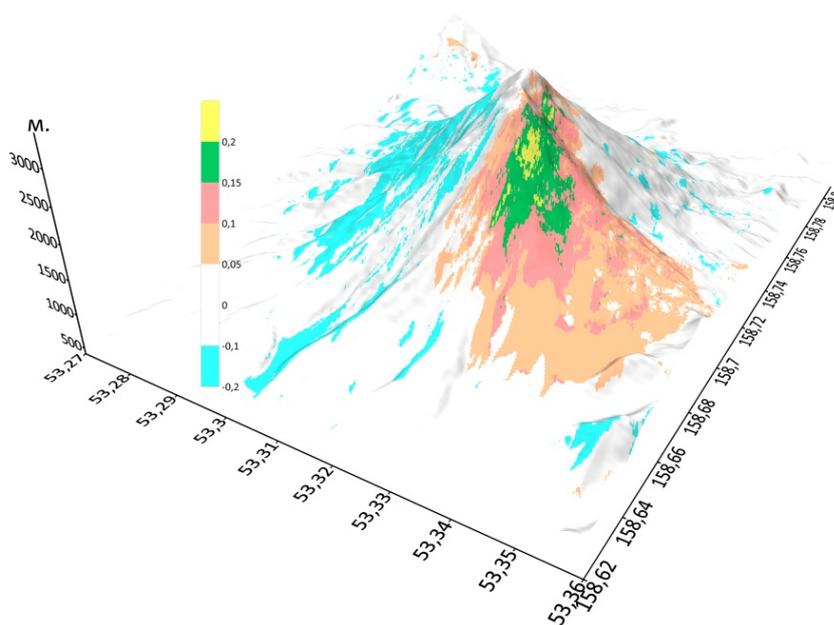


Рисунок 3.2 – Смещения (цветовая шкала в метрах), полученные по парной интерферограмме, построенной по снимкам 16.08.2007 и 06.10.2009. Отрицательные значения – смещения от спутника, положительные – к спутнику. Теневой рельеф построен по ЦМР SRTM.

Надо отметить, 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 [12] пеплы, как правило, имели незначительную мощность и уже на небольшом отдалении от эруптивного центра, лежали отдельными пятнами на снегу. В работе [5] сообщается о пепловых отложениях мощностью в первые сантиметры. Это четко видно и на многих фотографиях в Интернете и в статьях (см., например, [5, 10, 12]). 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 или со снеговым покровом.

Постоянные пепловые выбросы на протяжении всего периода извержения 2008–2009 гг., как и анализ сейсмичности [11] указывают на то, что магма могла подступать близко к поверхности вулкана. Суммарный объем поднятий на северо-западном склоне вулкана (рисунок 3.2) равен $1.3 \cdot 10^6 \text{ м}^3$. В модели дислокации [76] он примерно равен

объёму внедрившегося магматического материала при формировании дайки. Это очень близко к оценке объёма магмы (10^6 м^3), остывание которой необходимо для формирования зарегистрированного выброса пара [8] и к величине раскрытия трещины объёмом $1.2 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ в модели [11]. Все это указывает на то, что поднятия склона вулкана, как и другие наблюдавшиеся процессы, скорее всего, связаны с внедрением магматического материала.

3.3 Численная интерпретация поля смещений. Математическое моделирование

Геологическое строение и тектоническая обстановка вулкана известна в достаточной степени, чтобы решить вопрос относительно выбора модели.

Для интерпретации поля смещений было использовано решение Окада [76] о деформации поверхности упругого полупространства в результате смещений по расположенной в нем дислокации. На рисунке 3.3 показано геометрическое представление источника деформации, заданного 10 параметрами: L и W – линейные размеры прямоугольной трещины по простиранию и падению; φ – угол простирания (strike); δ – угол падения (dip); ϑ – угол направления подвижки (rake). В общем случае вектор смещений \mathbf{U} включает три компоненты: сдвиг параллельно простиранию (u_1 – strike-slip); сброс или надвиг, параллельно падению (u_2 – dip-slip); раздвиг (u_3 – tensile); d – глубина залегания нижней грани площадки. Грань L всегда параллельна поверхности земли. Также необходимо задать координаты центра нижней грани (x, y). Для модели интрузии сдвиговой компонентой обычно пренебрегают и полагают угол подвижки $\text{rake} = 0$ (т.е. $u_1 = 0$). Тогда задача состоит в том, чтобы найти координаты вектора смещения u_2 (сброс) и u_3 (раздвиг) при подборе углов простирания и падения.

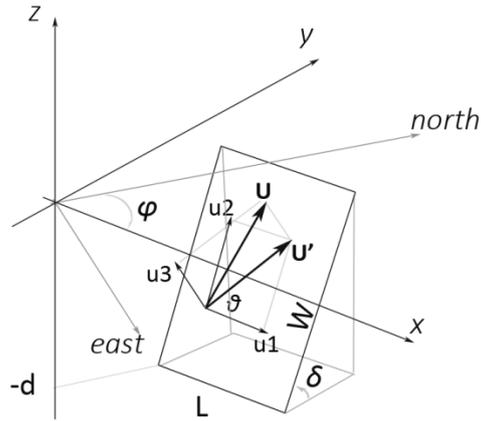


Рисунок 3.3 – Геометрия источника деформации: L и W – линейные размеры площадки по простиранию и падению. φ – угол простирания (strike); δ – угол падения (dip); ϑ – угол направления подвижки (rake). U – вектор дислокации, координаты которого обозначены как u_1 – сдвиг (strike-slip), u_2 – сброс (dip-slip), u_3 – раздвиг (tensile), d – глубина залегания.

Для получения поля смещений обозначим приращения дислокации в плоскости площадки разрыва в точке x, y, d как $x - \xi'$, $y - \eta' \cos \delta$, $d - \eta' \sin \delta$.

Для удобства сделаем замену:

$$\begin{aligned} x - \xi' &= \xi \\ p - \eta' &= \eta \end{aligned}$$

где $p = y \cos \delta + d \sin \delta$.

После определения параметров дайки $L, W, (d, x, y)$, dip, strike горизонтальные и вертикальные смещения поверхности $U(u_x, u_y, u_z)$ для деформации сброса и раздвига находят решением системы уравнений [76] вида:

$$\begin{cases} u_x = -\frac{U_2}{2\pi} \left(\frac{q}{R} - I_3 \sin \delta \cos \delta \right) \\ u_y = -\frac{U_2}{2\pi} \left(\frac{\tilde{y}q}{R(R+\xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \frac{\xi\eta}{qR} - I_1 \sin \delta \cos \delta \right), \\ u_z = -\frac{U_2}{2\pi} \left(\frac{\tilde{d}q}{R(R+\xi)} + \sin \delta \tan^{-1} \frac{\xi\eta}{qR} - I_5 \sin \delta \cos \delta \right) \end{cases} \quad (3.1)$$

$$\begin{cases} u_x = \frac{U_3}{2\pi} \left(\frac{q^2}{R(R+\eta)} - I_3 \sin^2 \delta \right) \\ u_y = \frac{U_3}{2\pi} \left(\frac{-\tilde{d}q}{R(R+\xi)} - \sin \delta \left(\frac{\xi q}{R(R+\eta)} - \tan^{-1} \frac{\xi\eta}{qR} \right) - I_1 \sin^2 \delta \right), \\ u_z = \frac{U_3}{2\pi} \left(\frac{\tilde{y}q}{R(R+\xi)} + \cos \delta \left(\frac{\xi q}{R(R+\eta)} - \tan^{-1} \frac{\xi\eta}{qR} \right) - I_5 \sin^2 \delta \right) \end{cases}$$

где

$$\begin{aligned}
 I_1 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left(\frac{-1}{\cos\delta} \frac{\xi}{R + d} \right) - \frac{\sin\delta}{\cos\delta} I_5 \\
 I_2 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu} (-\ln(R + \eta)) - I_3 \\
 I_3 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left(\frac{1}{\cos\delta} \frac{\tilde{y}}{R + d} - \ln(R + \eta) \right) + \frac{\sin\delta}{\cos\delta} I_4 \\
 I_4 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{\cos\delta} (\ln(R + \tilde{d}) - \sin\delta \ln(R + \eta)) \\
 I_5 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{2}{\cos\delta} \tan^{-1} \left(\frac{\eta(X + q\cos\delta) + X(R + X)\sin\delta}{\xi(R + X)\cos\delta} \right)
 \end{aligned}$$

и

$$\begin{aligned}
 p &= y\cos\delta + d\sin\delta \\
 q &= y\sin\delta - d\cos\delta \\
 \tilde{y} &= \eta\cos\delta + q\sin\delta \\
 \tilde{d} &= \eta\sin\delta - q\cos\delta \\
 R^2 &= \xi^2 + \eta^2 + q^2 = \xi^2 + \tilde{y}^2 + \tilde{d}^2 \\
 X^2 &= \xi^2 + q^2
 \end{aligned}$$

Здесь μ, λ – параметры Ламэ, которые связаны через коэффициент Пуассона выражением $\nu = \lambda/(2(\lambda + \mu))$. Коэффициент Пуассона для горных пород принят 0.25.

Проблема применения этого решения в данной задаче состоит в том, что оно получено для смещений по трещине, расположенной в упругом полупространстве с горизонтальной свободной поверхностью. В пределах области смещений, показанной на рисунке 3.2, высота рельефа меняется от 1500 м до 3300 м (рисунок 3.4А), 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 Oz так, чтобы ось Ox была параллельна проекции вектора градиента аппроксимирующей плоскости на плоскость xOy (рисунок 3.4В). Такой поворот составил 43.03° . В пределах карты смещений высоты аппроксимирующей плоскости меняются на 2.4 км, а высоты рельефа относительно этой плоскости (рисунок 3.4В) лежат в пределах от -220 до 220 м.

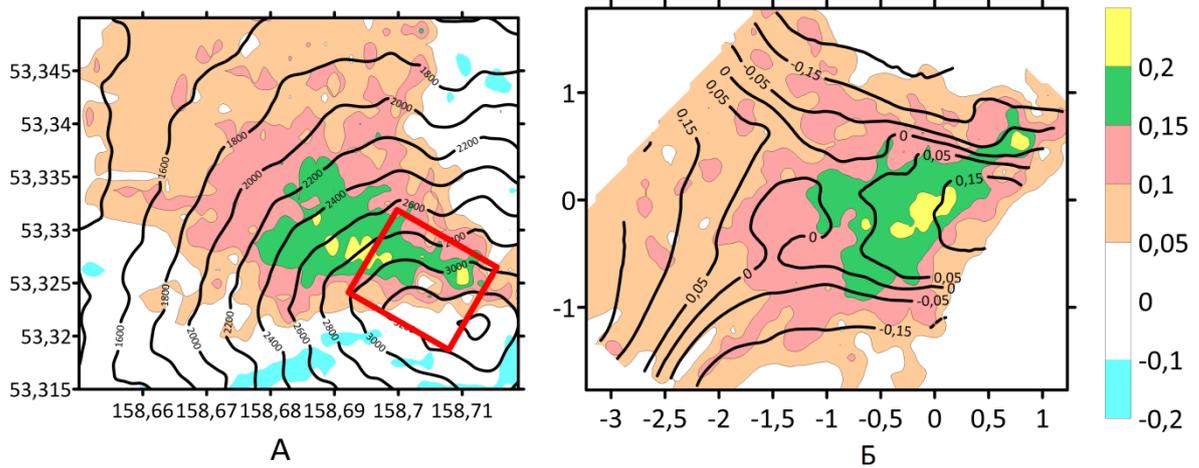


Рисунок 3.4 – Смещения в направлении на спутник (цветовая шкала, метры) на западном и северо-западном склоне вулкана Корякский. А – карта в географических координатах, высота в м. Б – Карта в локальных декартовых координатах после вычитания аппроксимирующей локальный рельеф плоскости и поворота вокруг оси Oz .

Далее был осуществлен еще один поворот координат вокруг оси Oy так, чтобы ось Oz была перпендикулярна аппроксимирующей плоскости. В этих новых координатах аппроксимирующая рельеф плоскость совпадает со свободной поверхностью упругого полупространства, а отклонения остаточного рельефа (рисунок 3.4В) оказываются малыми по сравнению с глубиной дайки. Теперь в формулах [76] в качестве расстояния от дайки до земной поверхности можно использовать либо расстояние до аппроксимирующей плоскости, либо еще и добавить высоту локального рельефа над этой плоскостью. При 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 (рисунок 3.4В) и рассчитывается смещение в направлении на спутник с использованием азимута орбиты и угла наклона зондирующего луча (для восходящей орбиты спутника ALOS-1 они равны: $\alpha = 8.16$ и $\theta = 38.69$ градусов соответственно):

$$U_{LOS} = U_z \cos(\theta) + \sin(\theta)(U_n \sin(\alpha) + U_e \cos(\alpha)) \quad (3.2)$$

т.е.

$$U_{LOS} = 0.78 \cdot U_z + 0.09 \cdot U_n + 0.62 \cdot U_e$$

где U_z – смещения по вертикали, U_n – смещения в направлении на север, U_e – смещения в направлении на восток.

3.3.1 Выбор параметров модели и результаты моделирования

В решении [76] дайка 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 (u_1, u_2, u_3) . 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 дайки и ее размеров. При выборе параметров прямоугольника мы ориентировались на результаты анализа распределения сейсмических событий, в частности, в работе [11], визуально показано, что 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 $2 \cdot 2 \text{ км}^2$, угол падения 60° .

Следовательно, в данной модели нижняя грань прямоугольного элемента параметр $d = 0.5 \text{ км}$ над уровнем моря, исходя из размеров области смещений.

Размер по падению задан $W = 2.4 \text{ км}$, по простиранию $L = 1.0 \text{ км}$. Угол падения δ варьировался в пределах $45\text{--}80^\circ$. Угол простирания, после поворота площадки разрыва на 43.03 составляет $\varphi = 133.03^\circ$. Координаты середины нижней грани прямоугольника и его простирание легко выбрать путем смещения друг относительно друга карт расчетного и измеренного полей смещений. В результате координаты центра прямоугольного элемента составили широта 53.328 , долгота 158.696 .

Следуя [11] смещения вдоль простирания дайки (u_1) равны нулю $(u_1=0)$. В этом случае необходимо найти две компоненты: раздвиг (u_3) и смещение по падению (u_2) , путем решения системы линейных уравнений (3.1). Затем, найденные компоненты полного вектора смещений пересчитываются в смещения на линию радарного луча (LOS) по формулам (3.2).

Наилучшее согласование с полем смещений на спутник достигается при углах падения трещины от 45 до 60° (рисунок 3.5). Во всех моделях сбросовая компонента

смещений составляет первые сантиметры, т.е. в пределах точности равна нулю. Раздвиг при угле падения 45° составляет 82 см, при 60° – 71 см, при 80° – 64 см. Следовательно, объём внедрившегося материала составляет $2.0 \cdot 10^6$, $1.7 \cdot 10^6$ и $1.5 \cdot 10^6$ м³, что согласуется с приведенными выше данными других авторов. Результаты моделирования представлены в таблице 3.1.

Таблица 3.1 – Объём трещины при различных углах падения

Угол падения	45	60	80
Раздвиг, см	82	71	64
Объём, м ³	$2.0 \cdot 10^6$	$1.7 \cdot 10^6$	$1.536 \cdot 10^6$

Модель с одной прямоугольной трещиной хорошо приближает реальное поле смещений.

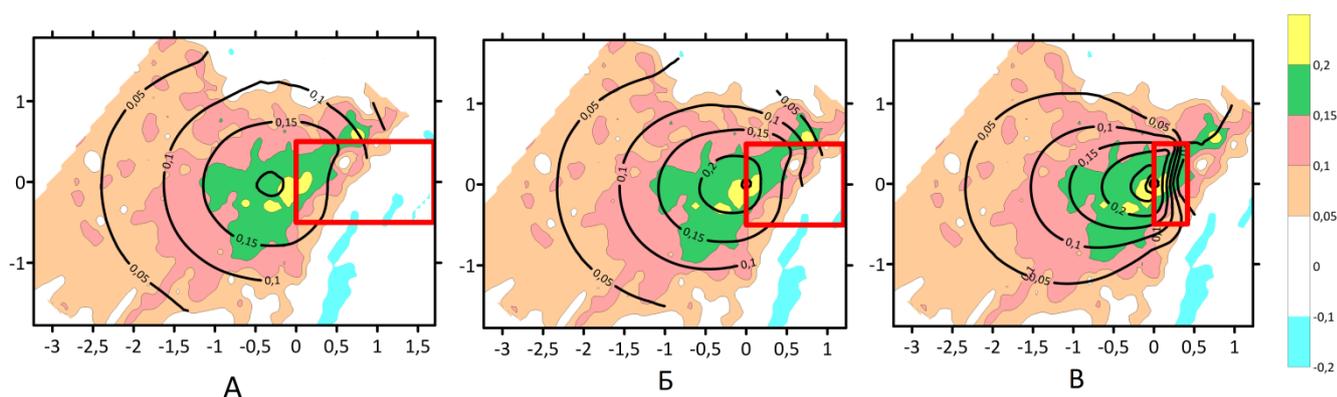


Рисунок 3.5 – Модель дайки в вулканической постройке вулкана Корякский. Смещения в направлении на спутник показаны цветовой шкалой (метры), изолинии – расчетные смещения (метры). А, Б, В – модели с углом падения 45° , 60° и 80° . Красный прямоугольник – проекция трещины на горизонтальную плоскость.

3.4 Выводы по главе 3

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 дайки 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° хорошо соответствует смещениям, определенным по РСА интерферометрии. Объем дайки согласуется с оценками работы [11], описывающей моделирование инжекции магмы в трещину, а так же с оценками в работе [8], где были выполнены расчёты энергии извержения. Все результаты соответствуют объёму магмы по порядку величины равной 10^6 м^3 .

В нашей модели глубина дайки 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.

Глава 4. Модель оседания поверхности пирокластического потока: вулкан Шивелуч, извержение 29.08.2019 г.

В данной работе исследуются возможные причины оседаний поверхности пирокластического потока, образовавшегося на склонах вулкана Шивелуч в процессе извержения 29 августа 2019 года. Диссертантом по данным РСА-интерферометрии по сериям радарных снимков спутника Европейского космического агентства Sentinel-1A за 2020 и 2021 годы в периоды с мая по октябрь были построены карты средних скоростей смещений на склонах поверхности вулкана и обнаружена область с большими оседаниями, совпадающая с областью пирокластического потока на юго-восточном склоне. Так же серии радарных снимков Sentinel-1A за 2018 год, т.е. до извержения, и за 2020 год, т.е. после извержения, позволили сделать оценку мощности пирокластического потока по разности полученных ЦМР на эти периоды времени.

Полученные результаты показали, что зависимость скорости оседаний поверхности потока от его мощности при достаточно высоком коэффициенте корреляции (-0.69, напомним, что смещения от спутника – «оседания» отрицательные) имеет существенный разброс. Оседание поверхности потока может быть связано с его остыванием и уплотнением, а также с эрозионными процессами. Для интерпретации скоростей смещений была построена термомеханическая модель, в которой учтена усадка за счёт термического охлаждения и компакция отложений за счёт изменения во времени их пористости и плотности. Смещения, полученные по модели, сравниваются с интерферометрическими результатами и оценивается влияние различных физических процессов на скорость оседания поверхности пирокластического потока. Физические параметры модели уточнялись путем сопоставления расчетных и реальных данных с учётом вклада различных процессов в наблюдаемые оседания поверхности пирокластического потока.

4.1. Эксплозивное извержение вулкана Шивелуч 29.08.2019 г

Вулкан Шивелуч – самый северный вулкан полуострова Камчатка, расположенный в 45 км от посёлка Ключи (рисунок 4.1). Постройка вулкана сложена андезитами и андезибазальтами. Продукты извержения вулкана Шивелуч имеют достаточно постоянный состав [6]. На полуострове вулкан является одним из самых

активных и крайне опасных. Средний расход магмы составляет $\sim 0.015 \text{ км}^3/\text{год}$, что на порядок выше, чем у вулканов, типичных для островной дуги [82]. К особенностям вулкана относится также наличие повышенного содержания воды в составе магмы [42, 54]. Извержения вулкана Шивелуч характеризуются как пароксизмальные эксплозивные, они могут быть катастрофическими, часто сопровождаются мощными пепловыми выбросами и, как правило, пирокластическими потоками [13, 19]. Известны два катастрофических извержения – 17–18 февраля 1854 г. и 12 ноября 1964 г. Начиная с 1980 года в кратере, образовавшемся после взрыва 1964 года, начал расти новый купол. Этот процесс иногда сопровождался сходом лахар, выбросами пепла и пемзы [82]. С начала века вулкан извергается почти постоянно.

В 2019 году стало наблюдаться нарастание активности вулкана, постоянно отмечались выжимание пластичного лавового блока в кратере, сильная фумарольная активность, мощные пепловые выбросы, лавовые лавины. 29 августа 2019 г. произошло мощное взрывное извержение с обрушением купола и сходом пирокластического потока [4]. Смесь, состоявшая из вулканического газа, пепла и камней, выброшенная в воздух в момент взрыва, осела на юго-восточном склоне вулкана. Поток распространился на 12 км вниз по склону, отложившись на площади 7.2 км^2 и имел объём $87 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ по оценкам [88].

Анализ снимков спутника Sentinel-1A, выполненных радаром с синтезированной апертурой (РСА) в бесснежный период 2020 и 2021 гг., выявил в юго-восточной части, в области пирокластического потока, высокие скорости погружения дневной поверхности.

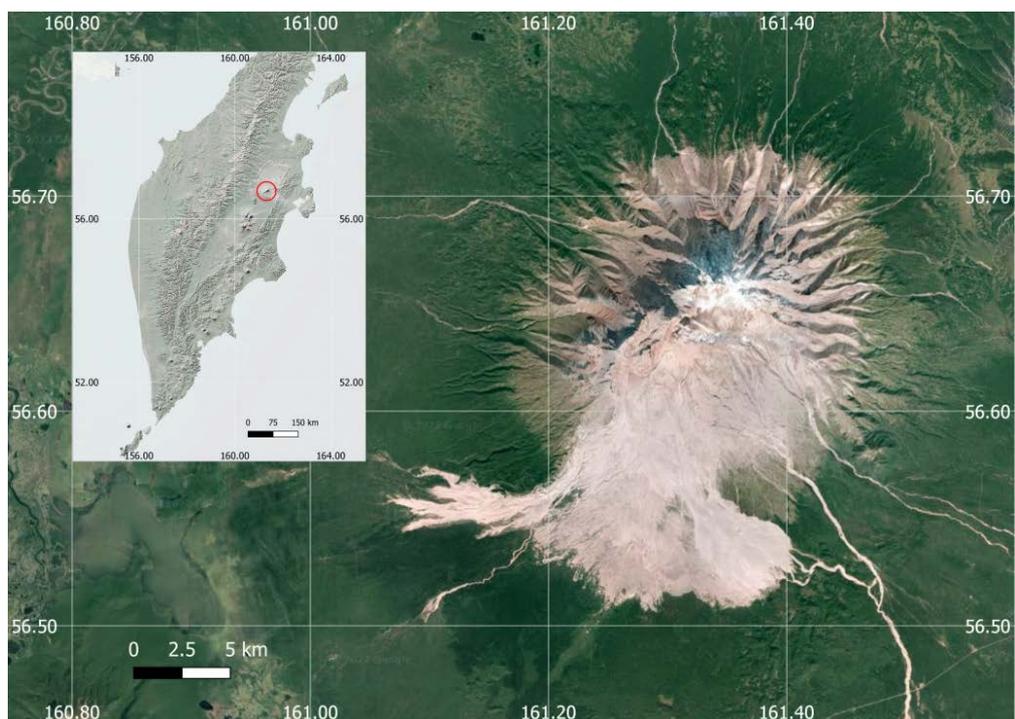


Рисунок 4.1 – Район исследования – вулкан Шивелуч, на карте GoogleMap. Красный кружок на врезке показывает положение вулкана на полуострове Камчатка.

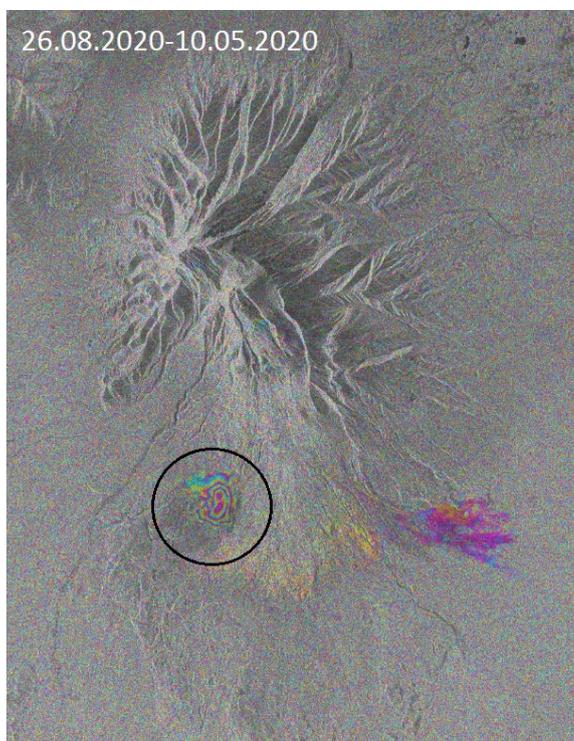
4.2. Оценка смещений методами радарной интерферометрии

В программном комплексе SARscape по серии снимков спутника Sentinel-1A (ESA), была проведена оценка полей смещений за период с 22 мая по 13 октября 2020 года и с 05 мая по 08 октября 2021 года. Для расчёта карт средних скоростей смещений применялась технология малых базовых линий (SBAS). Выбор метода обусловлен возможностью эффективно фильтровать атмосферные помехи, которые неустранимы в случае применения подхода дифференциальной интерферометрии при работе с изображениями, выполненными радаром в среднем С-диапазоне длин волн (длина волны спутника Sentinel-1A 56 мм).

Для сформированного набора пар снимков средняя базовая линия по полученным интерферометрическим парам для расчёта смещений составила ~ 43 м, а максимальная ~ 90 м. Временная базовая линия ограничена периодом съёмки с мая по октябрь. Таким образом, для серии 2020 года получился набор из 60 парных изображений, для серии 2021 года – набор из 66 пар изображений. При выполнении стандартных шагов обработки в программном комплексе SARscape для расчёта интерферограмм было использовано осреднение ячеек в направлении, перпендикулярном орбите (т.н. мультилукинг) так, чтобы пространственное разрешение ячейки составило порядка 15 м.

Для вычитания фазы рельефа, в качестве опорной ЦМР использовалась модель SRTM1 с пространственным разрешением 30 метров. Фильтрация фазового шума сделана методом Гольдштейна. На всех интерферограммах, как для карт с низкой пространственной когерентностью, так и с достаточно высокой пространственной когерентностью прослеживается отчётливый деформационный сигнал (рисунок 4.2). Тем не менее все интерферограммы тщательно проверяются для устранения пар с высоким уровнем шума и отсутствием полезной информации на большей части области исследования. На рисунке 4.2 (А-Б) пример интерферограммы и соответствующей карты когерентности, которые были удалены из дальнейшего стека обработки несмотря на выявленную фазу смещений, поскольку кроме локального сигнала на всей области исследования содержится только фазовый шум. Уровень пространственного покрытия, показанный на примере интерферограммы и её когерентности на рисунке 4.2 (В-Г), считается низким, но вполне допустимым для дальнейшей работы. На рисунке 4.2 (Д-Е) показан пример интерферограммы с достаточно высокой степенью покрытия поверхности склонов вулкана с высокими значениями когерентности.

А



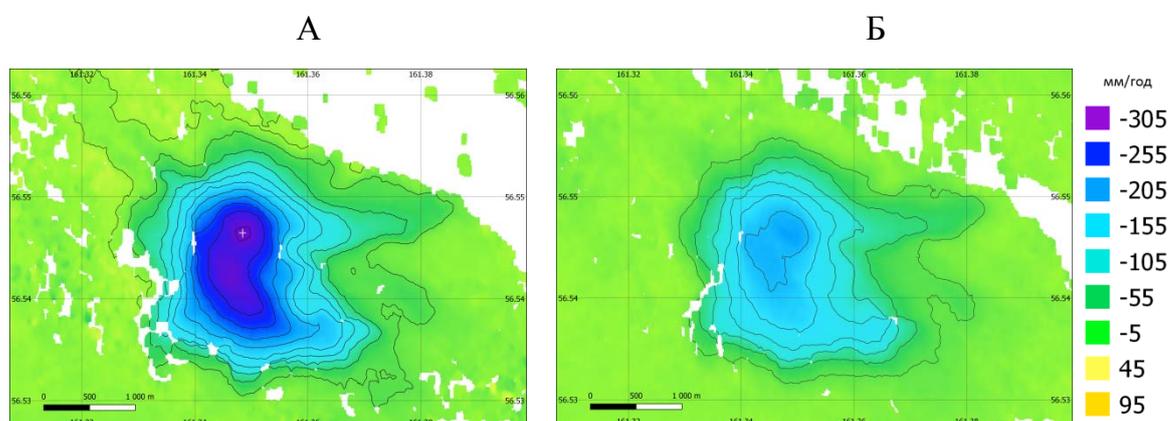
Б



Б – очень низкая пространственная когерентность; В, Г – низкая, допустимая пространственная когерентность; Д, Е – высокая пространственная когерентность.

Полученный набор интерферограмм с относительными фазовыми значениями, лежащими в интервале от $-\pi$ до π , был развёрнут до абсолютных значений с помощью алгоритма MCF (minimum cost flow). При этом порог когерентности был задан 0.2, что позволило сохранить приемлемое пространственное покрытие. Затем использовался фильтр для удаления низкочастотных искажений и атмосферные фильтры низкочастотной временной фазовой составляющей и высокочастотной пространственной фазовой составляющей. При пересчёте результатов из радарных координат в географические, точность определения средней скорости смещений за каждый год, которая оценивалась по дисперсии временного ряда относительно линейного тренда, составила 5 мм/год, точность оценки высот составила 5 м.

На рисунке 4.3 показаны карты средних скоростей смещений в области оседаний дневной поверхности, совпадающей с положением пирокластического потока, а также временные ряды за 2020 г (слева) и за 2021 год (справа) в точке с максимальной скоростью погружения поверхности (на карте слева отмечена белым крестиком). Максимальные значения скоростей оседания поверхности составили за 2020 год около 300 мм/год, за 2021 год до 200 мм/год в проекции на линию зондирования радара (line of sight – LOS). Исходя из геометрии радарной съёмки и зная угол обзора радарного луча, можно пересчитать смещения, полученные в проекции LOS, в вертикальные смещения, в предположении, что горизонтальные смещения существенно меньше вертикальных. Поскольку угол обзора спутника Sentinel-1 равен 38.77° , вертикальные смещения должны составить 385 мм и 257 мм за 2020 и 2021 год соответственно.



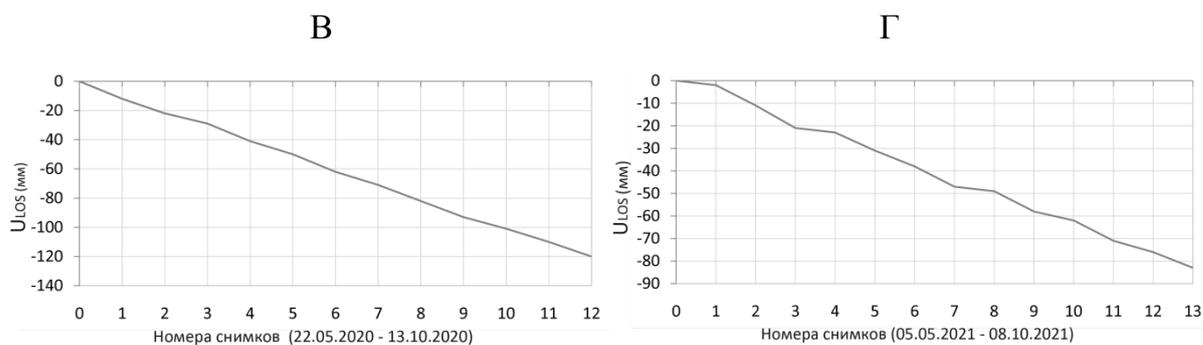


Рисунок 4.3 – Карты средних скоростей смещений в направлении на спутник (LOS) (А, Б) и временные ряды (В, Г), показывающие динамику оседания поверхности в области с максимальной скоростью погружения (отмечена белым крестиком на верхнем левом рисунке). Слева – 2020 год, справа – 2021 год.

4.3. Мощность слоя пирокластических отложений

Метод SBAS так же позволяет получить уточнённые значения высот относительно заданной опорной цифровой модели рельефа (ЦМР), в качестве которой здесь используется SRTM1. Точность оценки высот прямо зависит от величины пространственной базовой линии между точками нахождения спутника во время первой и второй съёмки (а именно, её нормали). При развертке добавляется целое число периодов 2π . Этому периоду соответствует разность высот:

$$H_{2\pi} = \lambda R \sin(\theta) / (2B_n) \quad (4.1)$$

где λ – длина волны радара, R – расстояние от радара до цели, θ – угол обзора радарного луча, B_n – величина нормали базовой линии. Отсюда легко видеть, что при построении цифровой модели рельефа, чем больше нормаль базовой линии, тем точнее будут оценены высоты (тем меньше неопределённость высот в интервале 2π).

Для спутника Sentinel-1A при $\lambda = 56 \cdot 10^{-3}$ м, $R = 888 \cdot 10^3$ м, $\theta = 38.77$, получается $H_{2\pi} = 15585/B_n$, т.е. при базовой линии в 100 м, фазовому сдвигу на 2π соответствует разность высот в 156 м.

Мощность слоя пирокластических отложений оценивалась по разности цифровых моделей рельефа. Одна ЦМР была построена на момент начала исследования, т.е. по той же серии снимков 2020 года, но критерий выбора пар изображений для расчёта интерферограмм в этот раз оценивался по максимальной базовой линии. Вторая ЦМР построена в период до извержения по временной серии снимков спутника Sentinel-1A с

21.05.2018 по 12.10.2018. Таким образом, средняя базовая линия по полученным интерферометрическим парам для построения ЦМР на 2020 год составила ~75 м, а максимальная ~124 м. На 2018 год эти параметры составили ~90 м и ~175 м соответственно.

На рисунке 4.4 показана карта точности оценки высот, полученная на промежуточном шаге построения ЦМР на 2018 год в программном комплексе SARscape, которая рассчитывается следующим образом:

$$H_{prec} = \sqrt{\frac{1-\gamma^2}{2\gamma^2} \frac{\lambda R \sin(\theta)}{4\pi B_n}} \quad (4.3)$$

где γ – значение когерентности, а остальные параметры определены как в формуле (4.1).

Чем ниже значения на полученной карте, тем точнее осуществлено определение высот. Следовательно, здесь, в области исследования отложений пирокластического потока (внешний контур изолиний) цифровая модель рельефа построена с точностью 2–3 метра.

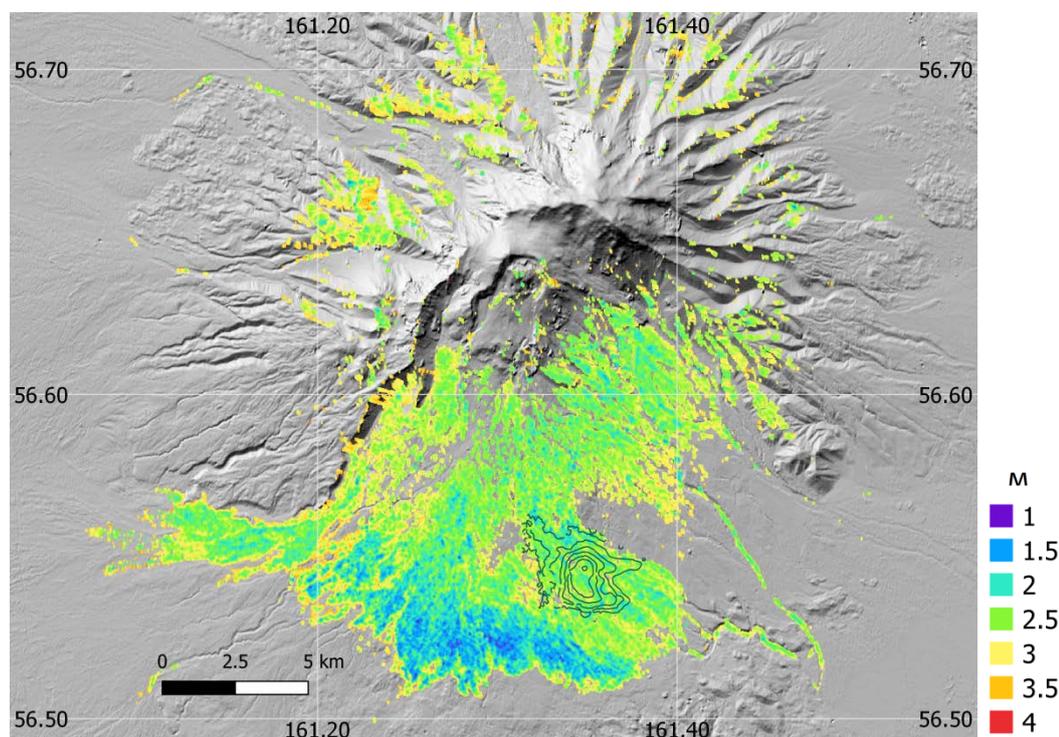


Рисунок 4.4 – Карта точности оценки высот, рассчитанная в SARscape при построении ЦМР на 2018 год, (изолинии здесь показывают область исследования).

По разнице рельефов 2020 и 2018 годов была получена мощность пирокластических отложений в 2020 году (рисунок 4.5а). Максимальная мощность

отложений составила около 30 метров со средним значением примерно 6.2 м. Полученная карта мощности сопоставима с картой мощности, построенной в работе [88] по данным аэрофотоснимков и оптических ЦМР, где максимальные толщины так же составили 30 м при среднем значении 12 метров. Из рисунка 4.5Б непосредственно видно, что скорости оседаний поверхности пирокластического потока коррелируют с его толщиной (коэффициент корреляции равен -0.69) и их можно считать зависимыми величинами. Но при этом дисперсия относительно линейного тренда довольно существенная. Для объяснения этого явления были рассмотрены влияние термического остывания и влияние компакции на усадку изверженных пород, и проведено сравнение результатов моделирования с данными, полученными по РСА интерферометрии.

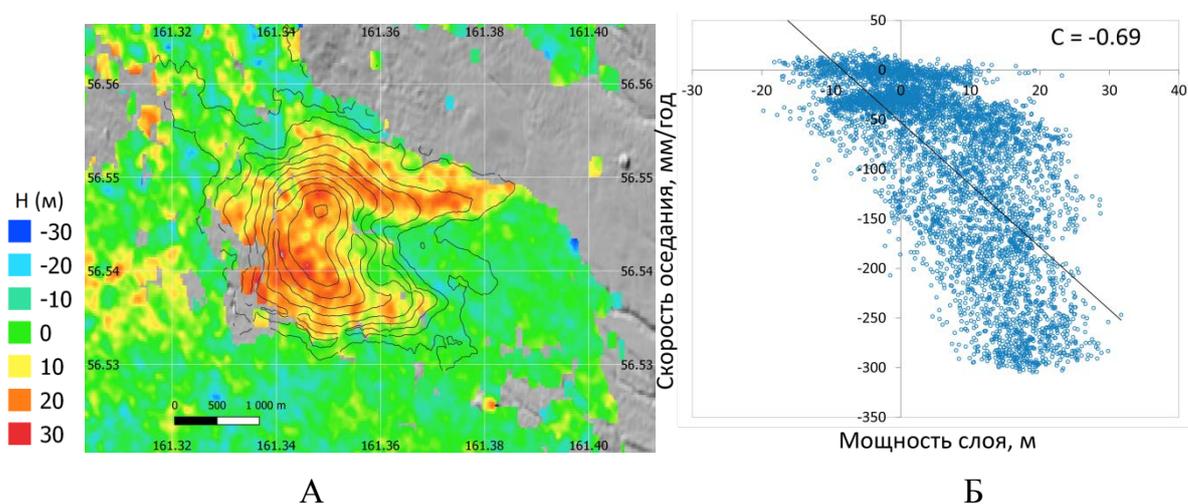


Рисунок 4.5 – А – Цветовая шкала – карта мощности, полученная по разности ЦМР по сериям снимков за 2018 и 2020 гг. Изолиниями показаны значения скоростей оседания поверхности за 2020 год. Б – Зависимость скорости оседания в мм/год (вертикальная ось) от мощности потока в метрах (горизонтальная ось). Прямой линией показана линейная регрессия.

4.4 Математическая модель и интерпретация смещений

4.4.1 Постановка задачи

Рассмотрим задачу термического остывания и уплотнения горячего пирокластического материала, расположенного на слое грунта. Поток достаточно однородный по горизонтали, его горизонтальные размеры существенно больше его толщины. Поэтому будем рассматривать одномерную задачу, вдоль вертикальной оси

Oz, которая направлена вниз. Разобьём моделируемое пространство по вертикали на N элементов с шагом дискретизации $\Delta z_i(t)$, $i = 1, \dots, N$, который зависит от времени t . Для решения задачи термического остывания будем решать одномерное уравнение теплопроводности со следующими начальными и граничными условиями:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{term} \frac{\partial T}{\partial z} \right) + W(z, t) \frac{\partial T}{\partial z} \quad (4.5)$$

$$T(z, t = 0) = \begin{cases} T_{pyr}; & \text{при } z = [-H; 0]; \\ dT_0 \cdot z; & \text{при } z = (0; H_{max}]; \end{cases} \quad (4.6)$$

$$T(z, t > 0) = \begin{cases} 0; & \text{при } z = -H; \\ dT_0 \cdot z; & \text{при } z = H_{max}; \end{cases} \quad (4.7)$$

где $T(z, t)$ и $W(z, t)$ – температура и скорость оседания материала на глубине z в момент времени t ; $H(t)$ – мощность пирокластических отложений; H_{max} – глубина нижней границы модели (задается достаточно большой, чтобы считать, что изменением температуры ниже этой границы за 2 года можно пренебречь); T_{pyr} – начальная температура материала; dT_0 – градиент температуры в грунте к моменту начала извержения принятый равным 25 °C/км; $k_{term} = \lambda / (\rho \cdot c_p)$ – температуропроводность; λ – теплопроводность; $\rho(t)$ – плотность; c_p – удельная теплоёмкость.

Пусть коэффициент пористости асимптотически стремится к величине k_0 при $t \rightarrow \infty$, где t – время. Тогда $\bar{k} = k_0 + \Delta k$ – средняя начальная пористость в момент времени $t = 0$, где Δk – суммарное изменение пористости; $k(t)$ – пористость в момент времени $t > 0$; $(1 - \bar{k})$ и $(1 - k(t))$ – коэффициенты скелетной фракции в начальный и текущий моменты времени соответственно; ρ_0 – плотность породы в начальный момент времени $t = 0$. Определим деформацию ячейки сетки за счёт уплотнения среды при изменении пористости. Из закона сохранения массы скелета для каждого элемента сетки имеем:

$$(1 - \bar{k}) \cdot \rho_0 \cdot \Delta z_{0,i} = (1 - k(t)) \cdot \rho(t) \cdot \Delta z_i(t)$$

откуда получаем изменение размера ячейки сетки по вертикали $\Delta z_i(t)$ в момент времени t :

$$\Delta z_i(t) = \Delta z_{0,i} \cdot (1 - \bar{k}) \cdot \rho_0 / [(1 - k(t)) \cdot \rho(t)] \quad (4.8)$$

Пусть средняя по разрезу пористость экспоненциально зависит от времени как:

$$k(t) = k_0 + \Delta k \cdot e^{-t/a}, \quad (4.9)$$

а плотность скелета зависит от температуры:

$$\rho(t) = \rho(t, T) = \rho_0 \cdot (1 - \alpha(T(t) - T_0)), \quad (4.10)$$

где в (4.9) – (4.10) a – временной масштаб; α – коэффициент термического расширения.

Обозначим термическую компоненту оседания $\delta z_1(t)$, тогда из формулы (4.8) получаем:

$$\Delta z(t) = \Delta z_0 \frac{(1-\bar{k})}{[(1-k(t))(1-\alpha(T(t)-T_0))]} = \delta z_1(t) \frac{(1-\bar{k})}{(1-k(t))} \quad (4.11)$$

Если $k(t)$ определяет среднее изменение пористости по всей толщине пирокластического потока, то можно сначала рассчитать термическую компоненту оседаний $\delta z_1(t)$, а затем определить суммарное оседание по формуле (4.11).

Для нижележащего слоя грунта деформация ячеек по z учитывает только температурное расширение/сжатие. Деформации, вызванные литостатическим давлением, при малой мощности слоя отложений (<30 м) составляют пренебрежимо малую величину порядка 10^{-5} , поэтому в расчётах не учитываются.

Поскольку продукты извержения вулкана Шивелуч имеют достаточно постоянный состав [6], использованы значения физических свойств изверженной породы (начальная температура, пористость, плотность, теплоёмкость), известные по прошлым извержениям.

4.4.2 Выбор параметров модели

В работе [3] приведены параметры пород пирокластических потоков 1964 года вулкана Шивелуч. По этим данным средняя плотность породы лежит в интервале 1.19–1.50 г/см³, плотность андезитовых пород $\rho_{and} = 2.74$ г/см³, а объёмная пористость равна 0.5. Поскольку параметры пород оценивались более чем через 30 лет после формирования потока, непосредственно применить эти данные к оценке плотности через 2 года после извержения невозможно. Учитывая, что твёрдая фаза в нашем случае включает частицы тефры, а поры, по всей вероятности, не содержат воду (температура внутри пирокластического потока, полученная из термической задачи достаточно высокая), была задана более низкая средняя плотность потока, равная 2.4 г/см³. Надо отметить, что изменение плотности на несколько десятых г/см³ слабо сказывается на оценке оседаний. Температура магм, в момент извержения вулкана Шивелуч была

оценена в работе [44] по данным за 2001–2004 годы в 850°C . Следуя работе [22], теплопроводность андезитовой лавы и подстилающего слоя более древних вулканических пород можно принять равной $\lambda = 1.1 \text{ Вт/(мК)}$. Численные эксперименты показали, что теплопроводность грунта очень слабо влияет на результат: отличие в результатах смещений составляет по порядку величины 10^{-3} . Теплоёмкость лавы принята равной $c_p = 10^3 \text{ Дж/(кг·К)}$, грунта $1.4 \cdot 10^3 \text{ Дж/(кг·К)}$, коэффициент термического расширения $\alpha = 3.4 \cdot 10^{-5}$. Величина k_0 в формуле (4.9) задана равной 0.5, т.е. средняя начальная пористость по разрезу потока равна $k_0 + \Delta k$, а суммарное изменение пористости Δk было определено методом подбора. Начальный шаг сетки по оси z задан постоянным $\Delta z_0 = 0.1 \text{ м}$; шаг по времени $\tau = 0.5 \text{ дня}$.

4.5 Результаты моделирования

Рассмотрим результаты моделирования в отсутствие экзогенных процессов, таких как, размыв поверхностными водами, выветривание, эрозия, деградация и т.д. Оценим вначале скорость оседания за счёт остывания потока. На рисунке 4.6А показана величина оседаний за 2 года при различной мощности потока. При заданных выше термофизических параметрах среды мощность слоя залежи практически не влияет на величину погружения её поверхности и составляет в среднем за первый год 123 мм, а за второй год 52 мм (175 мм накопленной усадки за два года). Это связано в том, что при мощности потока в 5 м к концу второго года он остывает очень существенно, температура на его подошве составляет около 250°C . При мощности в 30 м значительная часть потока имеет температуру более 650°C . Величина оседаний по результатам интерферометрической обработки составляет 385 и 257 мм за первый и второй год (суммарно 642 мм), что, соответственно по годам примерно в 3 и в 5 раз больше, чем получено по термической модели. Следовательно, одним термическим оседанием невозможно объяснить наблюдаемое погружение, выявленное по данным РСА интерферометрии.

Добавим к термической усадке деформации, связанные с уплотнением вещества за счёт изменения пористости со временем. Подберём параметры изменения пористости, при которых максимальная мощность слоя (30 м) оседает с максимальной скоростью, соответствующей спутниковым данным (385 мм/год в 2020 году и 257 мм/год в 2021 году). Наилучшее согласование расчётных и фактических данных для 30 метрового слоя

получается при изменении пористости по закону (4.9) с параметрами $a = 5$ лет, $\Delta k = 0.023$ (рисунок 4.6Б). Пористость при этом снизилась от $\bar{k} = 0.523$ до $k(t) = 0.515$ в 2021 г. На рисунок 4.6В показаны профили температуры к концу 2021 г., на рисунке 4.6Г приведены профили распределения плотности по глубине для различных толщин пирокластического потока также через 2 года.

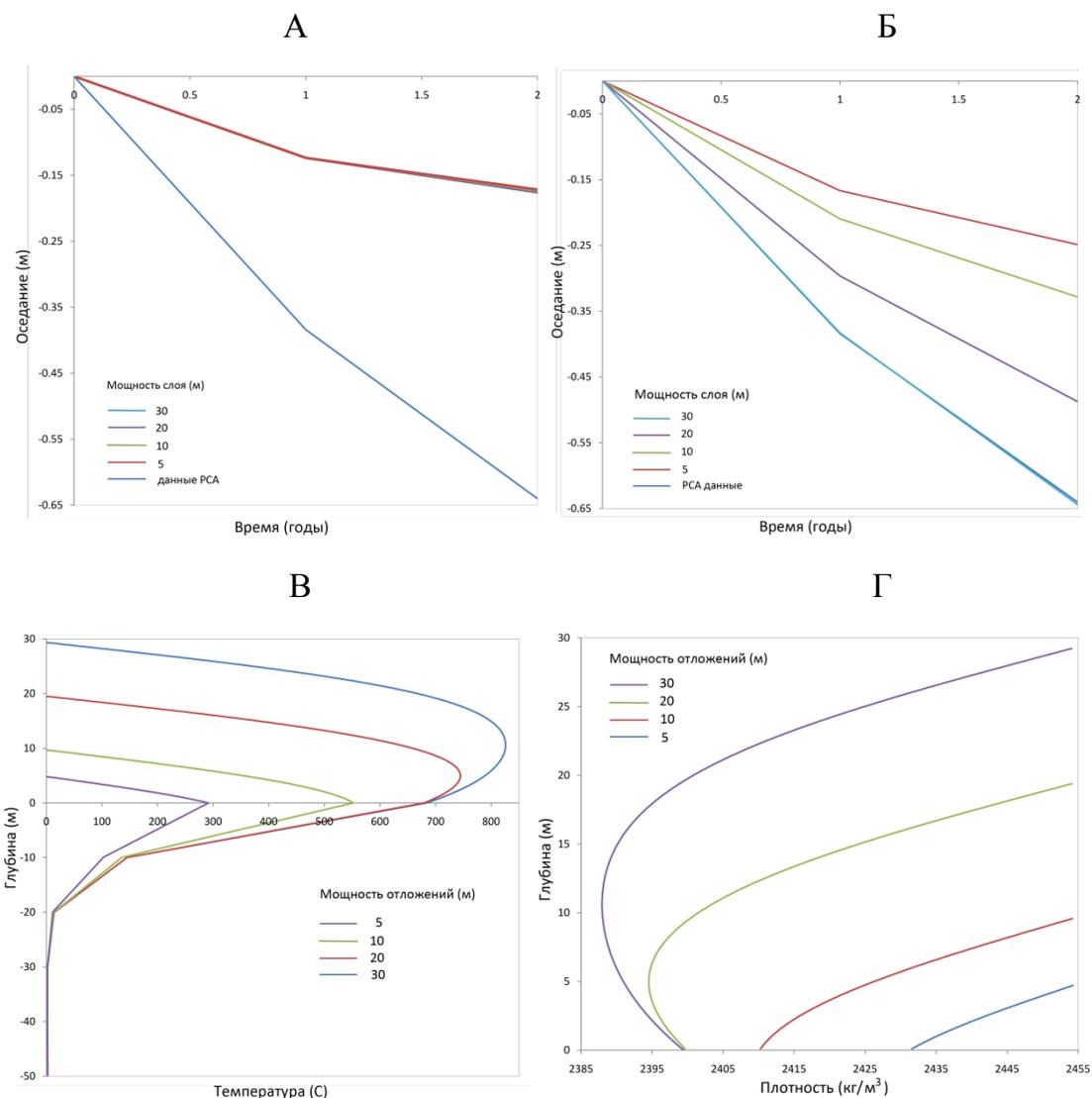


Рисунок 4.6 – Накопленное оседание пирокластических отложений за счёт: А – остывания материала потока; Б – за счёт охлаждения и компакци. Профили распределения температуры (В) и плотностей (Г) с глубиной через 2 года для модели охлаждения и компакци

До этого момента был рассмотрен случай, когда начальная температура отложившегося потока равна температуре лавы (850°C). Рассмотрим крайний случай, в

котором лава при извержении остыла более чем в 2 раза и средняя температура вещества в момент отложения пирокластического потока составила 400°C . В этом случае термическое оседание за первый год оказывается меньше измеренного более чем в 6.6 раз, а за второй год – более, чем в 10.7 раз. Для наилучшего совпадения результатов расчётов с фактическими результатами необходимо увеличить в (4.9) параметр Δk до 0.027, временной масштаб остается при этом таким же $a = 5$ лет. В этом случае пористость изменяется от 0.527 в начальный момент до 0.518 через 2 года.

4.6 Обсуждение результатов

Подбирая параметры в зависимости (4.11) можно получить смещения для слоя отложений любой мощности, совпадающие с интерферометрическими оценками, при отсутствии экзогенных процессов. Однако, как следует из рисунка 4.5Б, несмотря на хорошую коррелируемость данных (с коэффициентом -0.69), наблюдается существенный разброс относительно линейного тренда. Скорости оседания слоев толщиной от 5 до 30 метров изменяются в широком диапазоне. Это указывает на влияние других, в частности эрозионных процессов. На рисунке 4.7А приведена средняя амплитуда отраженного радарного сигнала по снимкам спутника Sentinel-1А за период исследования (2020–2021 гг.), которая по сути является аналогом оптического изображения. Видно, что склоны изрезаны множеством потоков, которые размывают пирокластические отложения. Следы этих потоков трассируются в тех местах, где на карте мощности видно резкое уменьшение толщины отложений (рисунок 4.7Б). Вероятнее всего, эрозионные процессы ответственны за разброс скорости оседаний от величин, полученных по математической модели.

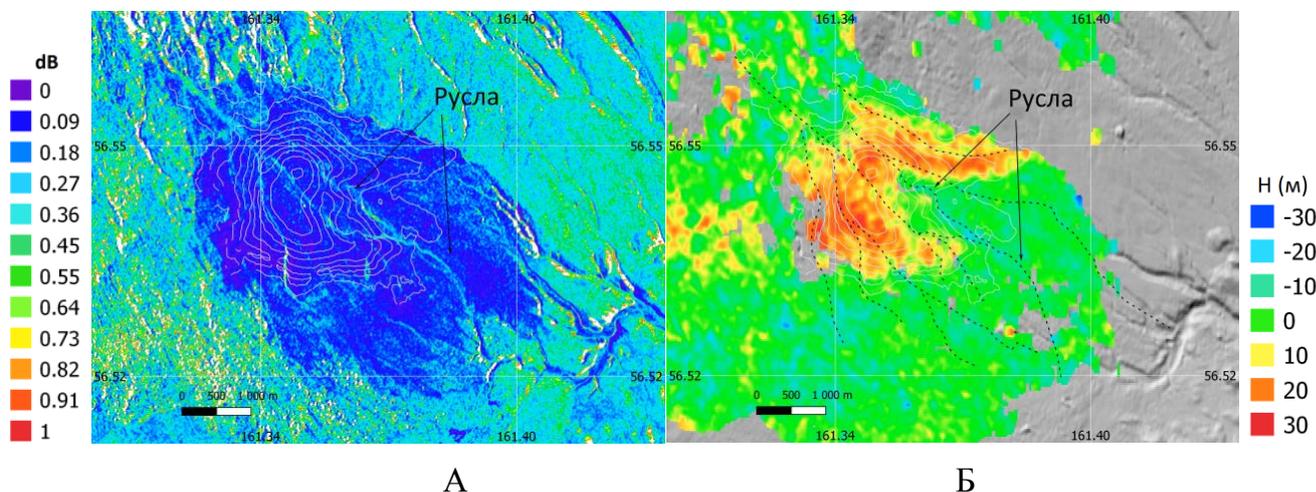


Рисунок 4.7 – А – Амплитудное изображение, среднее по снимкам Sentinel-1A за период 2020–2021 гг. Б – Карта мощности слоя пирокластических отложений извержения 29 августа 2019 года. Чёрный пунктир – следы поверхностных потоков, оцифрованные по амплитудному изображению. Изолинии – скорости оседания поверхности, полученные по РСА снимкам за 2020 год.

4.7 Выводы по главе 4

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Оседание поверхности пирокластического потока определяется тремя процессами: остыванием потока, уплотнением и размывом пород. Построенная математическая модель позволяет оценить относительную роль термической компоненты оседаний и оседаний за счет компакциии пород.

2. Снимки спутника Sentinel-1A позволили оценить мощность пирокластического потока и скорость оседания его поверхности. Карты скоростей смещений поверхности вулкана, построенные по данным РСА-интерферометрии по сериям снимков спутника Sentinel-1A за 2020 и 2021 годы в периоды с мая по октябрь, показывают оседания в области пирокластического потока с максимальной скоростью в 2020 году равной 385 мм/год, в 2021 году равной 257 мм/год. Мощность пирокластических отложений, оцененная по тем же снимкам, достигает 30 м.

3. Для исследования процесса оседания построена термомеханическая модель, в которой учтена компакция отложений за счёт изменения во времени их пористости и плотности. Сопоставление расчётных и реальных данных показало, что для объяснения зависимости скорости оседаний поверхности потока от мощности пород, достаточно предположить небольшое изменение пористости с 2019 по 2021 гг., которое в зависимости от начальной температуры потока составило от 1.5 до 1.7%.

4. Разброс зависимости скорость оседаний – мощность потока объясняется процессами размыва пирокластических отложений. Следы многочисленных потоков хорошо видны на спутниковых снимках. Их положение согласуется с картой мощности потока, построенной по данным спутниковой РСА интерферометрии.

Заключение по результатам диссертационной работы

Полученные в диссертационной работе результаты являются основой для дальнейших исследований ИФЗ РАН в области применения спутниковой радарной интерферометрии, в том числе в районе Курило-Камчатской зоны субдукции. Новые перспективы открываются с запуском серии китайских спутников С-диапазона (Gaofen-3) и L-диапазона (Lutan-1). Эти спутники будут активно снимать азиатскую часть Российской Федерации и существенно расширят возможности исследования вулканических и сейсмических процессов. В настоящее время сотрудники лаборатории 502 активно налаживают научное сотрудничество с китайскими учеными, чему в значительной мере способствуют результаты, полученные нами по Курило-Камчатской зоне субдукции, в том числе приведенные в настоящей диссертации. Эти результаты состоят в следующем:

- Разработана и обоснована путем массового тестирования на снимках С и L диапазона технология обработки РСА снимков, эффективная в условиях полуострова Камчатка, для методических рекомендаций применения спутниковых технологий в горных районах (с экстремальными климатическими условиями) и в условиях северных широт.
- По РСА снимкам спутника Sentinel-1A за 2019 год впервые определены скорости оседания поверхности лавового потока вулкана Плоский Толбачик. С использованием новой технологии уточнены оценки скоростей оседания, ранее полученные в нашей лаборатории для 2017–2018 годов. Для интерпретации поля смещений построена новая математическая модель остывания лавового потока. Получены оценки различных физических свойств лавы (содержания пор, стёкол), а также скорости формирования мощности потока при моделировании остывания Толбачинского лавового поля. Оценки оседания поверхности лавовых потоков по данным РСА интерферометрии выявили наличие небольшой области с "аномальной" скоростью оседания поверхности. Термическое охлаждение и уплотнение хорошо объясняет зависимость оседания от толщины лавы более чем 90% поверхности лавового поля, которая соответствует "нормальной" скорости оседания. Показано, что наилучшее соответствие данным РСА было достигнуто для медленно формирующегося слоя лавы ($dh/dt = 6$ м в течение 20 дней) с пористостью между 10-30% и содержанием стекла между 30-50%. Учёт в модели

скорости формирования толщины потока позволил объяснить образование "аномальной" области погружения в окрестности кратера Набоко и конуса Клешня: расчёты, основанные на сценариях "быстрого" или "мгновенного" образования слоя лавы, показывают значительно более высокие скорости оседания для слоев толщиной более 25 м. Значительное количество "аномальных" точек в части потока с относительно небольшой мощностью не могут быть объяснены исключительно моделью, основанной на термическом уплотнении. Следует рассмотреть другие процессы, например, необходимо учитывать образование во время извержения в верхней части потока прямо под кратером Набоко системы лавовых труб и каналов.

- По снимкам спутника ALOS-1, работающего в длинноволновом L диапазоне, впервые определены смещения поверхности вулкана Корякский в результате извержения 2008–2009 гг. Результаты смещений в направлении на спутник («поднятия») превосходят 25 см и не могут быть объяснены слоем пепловых отложений или склоновыми процессами, что даёт основания предположить внедрение магматического вещества в постройку вулкана. Интерпретация данных о смещениях поверхности вулкана Корякский выполнена в рамках модели внедрения дайки в вулканическую постройку, основанной на решении Окада [75, 76], которое было модифицировано с учётом горного рельефа. В результате решения обратной задачи показано, что модель дайки 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° хорошо соответствует смещениям, определенным по РСА интерферометрии. Расчетный объем дайки согласуется с оценками работы [11], описывающей моделирование инъекции магмы в трещину, а также с оценками в работе [8], в которой были выполнены расчёты энергии извержения. Все результаты соответствуют объёму магмы по порядку величины равной 10^6 м³. Таким образом модель внедрения дайки в постройку Корякского вулкана подтвердила гипотезу подъёма магмы к поверхности во время извержения 2008–2009, следовательно, происходящие под вулканом процессы могут создавать опасность для расположенных в его окрестности населенных пунктов и объектов инфраструктуры и требуют непрерывного мониторинга, в том числе с применением спутниковых технологий.

- По снимкам спутника Sentinel-1A впервые определена скорость оседаний слоя пирокластических отложений на вулкане Шивелуч, сформировавшихся во время

извержения 29 августа 2019 года. В 2020 году скорость оседаний достигала 385 мм/год, в 2021 году – 257 мм/год. По РСА снимкам спутника Sentinel-1A получена карта мощности пирокластических отложений, значения которой достигают 30 м. Для исследования процесса оседания построена термомеханическая модель, в которой учтена компакция отложений за счёт изменения во времени их пористости и плотности. Сопоставление расчётных и реальных данных показало, что для объяснения зависимости скорости оседаний поверхности потока от мощности пород, достаточно предположить небольшое изменение пористости с 2019 по 2021 гг., которое в зависимости от начальной температуры потока составило от 1.5 до 1.7%. Разброс зависимости скорость оседаний – мощность потока объясняется процессами размыва пирокластических отложений. Следы многочисленных потоков хорошо видны на спутниковых снимках. Их положение согласуется с картой мощности потока, построенной по данным спутниковой РСА интерферометрии.

Список литературы

1. 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
2. Волкова М.С., Михайлов В.О., Модель оседания поверхности пирокластического потока: вулкан Шивелуч, извержение 29.08.2019 г., // Геофиз. исследования. №2. 2022. С. 73–84. doi.org/10.21455/gr2022.2-5.
3. Гирина О.А., Пирокластические отложения современных извержений андезитовых вулканов Камчатки и их инженерно-геологические особенности / Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 1998. 174 с.
4. Гирина О.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В., Нуждаев А.А., Лупян Е.А. Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в 2019 г. и их опасность для авиации // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXIII ежегодной научной конференции, посвящённой Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН., 2020, С. 11-14.
5. 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.
6. Горбач Н.В., Портнягин М.В. Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана Молодой Шивелуч // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 140-172.
7. Гордеев Е.И., Добрецов Н.Л. (ред.). Толбачинское трещинное извержение 2012–2013 гг (ТТИ-50). Новосибирск, Из-во СО РАН, 2017. 427 с.
8. Гордеев Е. И., Дроздин В. А. Температура эксплозивного шлейфа извержения вулкана Корякский в 2009 г. // Доклады Академии наук, 2010. т. 430 (3), С. 349-351.
9. Дмитриев П.Н., Голубев В.И., Исаев Ю.С., Киселева Е.А., Михайлов В.О., Смольянинова Е.И.. Некоторые проблемы обработки и интерпретации данных спутниковой радарной интерферометрии на примере мониторинга оползневых

процессов. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. т.9 (2). С. 130-142.

10. 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.

11. 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.

12. 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.

13. Малышев А. И. Жизнь вулкана / А.И. Малышев; Рос. акад. наук. Ур. отделение, Ин-т геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого. - Екатеринбург : УрО РАН, 2000. - 260.

14. 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. Т. 21, № 4. С.21–34. doi.org/10.21455/gr2020.4-2

15. Михайлов В.О., Волкова М.С., Тимошкина Е.П., Шапиро Н.М., Смирнов В.Б.; О связи активизации вулкана Корякский в 2008–2009 гг. с глубинными магматическими процессами // Физика Земли. 2021. № 6. С. 3-9.

16. Михайлов В.О., Гордин В.М., Тимошкина Е.П., Киселева Е.А., Смольянинова Е.И. Геодинамические модели и их применение при совместной интерпретации геологических и геофизических данных. Изв. РАН сер. «Физика Земли», 2007. №1, 4-15.

17. Михайлов В.О., Киселева Е.А., Смольянинова Е.И., Дмитриев П.Н., Голубева Ю.А., Исаев Ю.С., Дорохин К.А., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А., Голубев В.И. Мониторинг оползневых процессов на участке Северокавказской

железной дороги с использованием спутниковой радарной интерферометрии в различных диапазонах длин волн и уголкового отражателя // Геофизические исследования. 2013. т. 14 (4). С. 5-22.

18. Михайлов, В. О., Тимошкина, Е. П., Геодинамическое моделирование процесса формирования и эволюции структур литосферы: опыт ИФЗ РАН. Физика Земли, 2019. (1), 122-133.

19. Озеров А.Ю., Гирина О.А., Жаринов Н.А., Белоусов А.Б., Демянчук Ю.В. Извержения вулканов Северной группы Камчатки в начале XXI века // Вулканология и сейсмология. 2020. № 1. С. 3-19.

20. Салтыков В.А., Воропаев П.В., Кугаенко Ю.А., Чебров Д.В. Удинская сейсмическая активизация 2017–2018 гг. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 1. В. № 37, С.5-7.

21. Сенюков С.Л., Михайлов В.О., Нуждина И.Н., Киселева Е.А., Дроздина С.Я., Тимофеева В.А., Волкова М.С., Шапиро Н.М., Кожевникова Т.Ю., Назарова З.А., Соболевская О.В. Совместное исследование сейсмичности и данных спутника Sentinel-1A для оценки возможного извержения потухшего вулкана Большая Удина // Вулканология и сейсмология. 2020. № 5. С.26–39.

22. Сидоров А. М., Дучков А. Д. Механизмы теплопереноса в горных породах. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. - 96 с.

23. Тимошкина Е. П., Михайлов В. О., Смирнов В. Б., Волкова М. С., Хайретдинов С. А. Модель поверхности разрыва Хубсугульского землетрясения 12.01.2021 по данным спутниковой РСА интерферометрии. Физика Земли №1, 2022, с. 83-89.

24. Федотов С.А. (ред.). Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка. 1975–1976. М.: Наука. 1984. 637 с.

25. Acocella V., Neri M., Dike propagation in volcanic edifices: Overview and possible developments, Tectonophysics, 2009, v. 471 (1–2), pp. 67-77. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.10.002>.

26. Aloisi, M., Bonaccorso, A., Cannavò, F., Gambino, S., Mattia, M., Puglisi, G. and Boschi, E., A new dyke intrusion style for the Mount Etna May 2008 eruption modelled through continuous tilt and GPS data. Terra Nova, 2009. 21: 316-321. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00889.x>.

27. Armigliato, A., Tinti S. Influence of topography on coseismic displacements induced by the Friuli 1976 and the Irpinia 1980 earthquakes (Italy) analyzed through a two-dimensional hybrid model // *J. Geophys. Res.*, 2003. 108(B12), 2552, doi:10.1029/2002JB002027.
28. Beauducel F., Briole P., Froger J.L., Volcano wide fringes in ERS synthetic aperture radar interferograms of Etna (1992-1999): Deformation or tropospheric effect?, *J. Geophys. Res.* 105 (B7). 2000. 16391–16402.
29. Belousov A., Belousova M., Edwards B., Volynets A., Melnikov D. Overview of the precursors and dynamics of the 2012–13 basaltic fissure eruption of Tolbachik Volcano, Kamchatka, Russia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2015, v. 299 p.22-37 DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2015.04.009.
30. 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, 40(11), 2375–2383.
31. Bonaccorso, A., and P. M. Davis, Models of ground deformation from vertical volcanic conduits with application to eruptions of Mount St. Helens and Mount Etna, *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104 (B5), 10,531–10,542.
32. Bonafede, M., Ferrari, C. Analytical models of deformation and residual gravity changes due to a Mogi source in a viscoelastic medium. *Tectonophysics*. 2009, 471, 4–13.
33. Bonforte A., Gambino S., Neri M., Intrusion of eccentric dikes: The case of the 2001 eruption and its role in the dynamics of Mt. Etna volcano, *Tectonophysics*, v. 471 (1–2), 2009, P. 78-86, ISSN 0040-1951, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.028>.
34. Briole, P., Massonnet, D., and Delacourt, C., Post-eruptive deformation associated with the 1986–87 and 1989 lava flows of Etna detected by radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 1997, 24(1), 37–40, doi:10.1029/96GL03705.
35. 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 Geophysical Research: Solid Earth*. 2019. v. 124, P. 9694–9713.
36. Carrara, A., Pinel, V., Bascou, P., Chaljub, E., and De la Cruz-Reyna, S., Post-emplacement dynamics of andesitic lava flows at Volcán de Colima, Mexico, revealed by

radar and optical remote sensing data, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2019. 381, 1-15, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.05.019>.

37. Chaabane F., Avallone A., Tupin F., Briole P., and Maitre H., A Multitemporal Method for Correction of Tropospheric Effects in Differential SAR Interferometry: Application to the Gulf of Corinth Earthquake, in *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2007. vol. 45, no. 6, pp. 1605-1615.

38. Chaussard, E. Subsidence in the Parícutin lava field: Causes and implications for interpretation of deformation fields at volcanoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2016, 320, 1–11, doi:10.1016/j.jvolgeores.2016.04.009.

39. Chen, Y., Zhang, K., Froger, J.-L., Tan, K., Remy, D., Darrozes, J., Peltier, A., Feng, X., Li, H., and Villeneuve, N., Long-Term Subsidence in Lava Fields at Piton de la Fournaise Volcano Measured by InSAR: New Insights for Interpretation of the Eastern Flank Motion, *Remote Sensing*, 2018, 10(4), 597, doi:10.3390/rs10040597.

40. Coppola, D., Marco, L., Massimetti, F., Hainzk, S., Schevchenko, A.V., Mania, R., Shapiro, N.M., Walter, T.R., Thermal remote sensing reveals communication between volcanoes of the Klyuchevskoy Volcanic Group. *Sci Rep* 11, 2021. 13090. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-92542-z>.

41. 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>.

42. Danyushevsky, L.V, Plechov, P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Jul; 2011, 12(7), <https://doi.org/10.1029/2011GC003516>.

43. De Luca, C., Valerio, E., Giudicepietro, F., Macedonio, G., Casu, F., & Lanari, R. Pre- and co-eruptive analysis of the September 2021 eruption at Cumbre Vieja volcano (La Palma, Canary Islands) through DInSAR measurements and analytical modeling. *Geophysical Research Letters*, 2022, 49, e2021GL097293. <https://doi.org/10.1029/2021GL097293>.

44. Dirksen O., Humphreys M.C.S., Pletchov P., Melnik O., Demyanchuk Y., Sparks R.S.J., Mahony S., The 2001–2004 dome-forming eruption of Shiveluch volcano, Kamchatka: Observation, petrological investigation and numerical modelling // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 155, Issues 3–4, 2006, pp. 201-226, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.03.029>.

45. Dvigalo, V. N., I. Yu Svirid, and A. V. Shevchenko. The first quantitative estimates of parameters for the Tolbachik Fissure Eruption of 2012–2013 from aerophotogrammetric observations. *Journal of Volcanology and Seismology* 8.5, 2013: 261-268.
46. Ebmeier, S., Andrews, B.J., Araya, M., Arnold, D.W.D., Biggs, J., Cooper, C., Cottrell, E., Furtney, M., Hickey, J., Jay, J., Lloyd, R., Parker, A., Pritchard, M., Robertson, E., Venzke, E., Williamson, J.L. Synthesis of global satellite observations of magmatic and volcanic deformation: implications for volcano monitoring & the lateral extent of magmatic domains. *Journal of Applied Volcanology*. 7, 2, 2018. 10.1186/s13617-018-0071-3.
47. Edwards, B.R., Belousov, A., Belousova, M., Volynets, A., Introduction to the 2012–2013 Tolbachik eruption special issue, *Journal of Volcanology & Geothermal Research*., 2015, 307, 1-2, DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2015.12.001.
48. Fedotov, S., Zharinov, N., Gontovaya, L., The magmatic system of the Klyuchevskaya group of volcanoes inferred from data on its eruptions, earthquakes, deformation, and deep structure. *Journal of Volcanology and Seismology*, 2010, 4(1), 1–33. doi:10.1134/S074204631001001X.
49. Fernández, J., Pepe, A., Poland, M. P., & Sigmundsson, F. Volcano geodesy: Recent developments and future challenges. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2017. 344, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.08.006>.
50. Ferretti A., *Satellite InSAR Data Reservoir Monitoring from Space*. 2014.
51. Ferretti A., Prati C., Rocca F., Permanent scatterers in SAR interferometry // *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 2001. v. 39 (1). pp. 8-20.
52. Froger, J.-L., Fukushima, Y., Briole, P., Staudacher, T., Souriot, T., and Villeneuve, N. The deformation field of the August 2003 eruption at Piton de la Fournaise, Reunion Island, mapped by ASAR interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 2004, 31, L14601, doi:10.1029/2004GL020479.
53. Fukushima, Y., P. Durand, and V. Cayol. Seaward displacements at Piton de la Fournaise measured by RADAR interferometry between 1998 and 2000, paper presented at EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 6 – 11 April, 2003.
54. Goltz A.E., Krawczynski M.J., Gavrilenko M., Gorbach N.V., Ruprecht Ph. Evidence for superhydrous primitive arc magmas from mafic enclaves at Shiveluch

volcano, Kamchatka. // Contrib Mineral Petrol. 2020. 175, 115.
<https://doi.org/10.1007/s00410-020-01746-5>.

55. Hanssen, R.F. Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis. // Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 2001, 308 p.

56. 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).

57. Hughes, G. R. Reinvestigation of the 1989 Mammoth Mountain, California seismic swarm and dike intrusion // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2011, 207 (3-4), 106–112, doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.07.001

58. Ji L., Lu Z., Dzurisin D., Senyukov S. Pre-eruption deformation caused by dike intrusion beneath Kizimen volcano, Kamchatka, Russia, observed by InSAR // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2013, 256, pp. 87-95.

59. Ji L., Izbekov P., Senyukov S., Lu Z. Deformation patterns, magma supply, and magma storage at Karymsky Volcanic Center, Kamchatka, Russia, 2000–2010, revealed by InSAR // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2018, v. 352. pp. 106-116.

60. Keszthelyi, L., Denlinger, R. The initial cooling of pahoehoe flow lobes // *Bull. Volcanol.*, 1996, 58, 5 – 18.

61. 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.

62. Koulakov I., Komzeleva V., Abkadyrov I., Kugaenko Y., El Khrepy S., Al Arifi N. Unrest of the Udina volcano in Kamchatka inferred from the analysis of seismicity and seismic tomography // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2019, 379, P.45–59, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.05.006>

63. Koulakov, I., Shapiro, N. M., Sens-Schönfelder, C., Luehr, B. G., Gordeev, E. I., Jakovlev, A., Abkadyrov, I., Chebrov, D. V., Bushenkova, N., Droznina, S. Y., Senyukov, S. L., Novgorodova, A., Stupina, T., Mantle and crustal sources of magmatic activity of Klyuchevskoy and surrounding volcanoes in Kamchatka inferred from earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2020, 125, e2020JB020097. <https://doi.org/10.1029/2020JB020097>

64. Kubanek, Julia, et al. "Lava flow mapping and volume calculations for the 2012–2013 Tolbachik, Kamchatka, fissure eruption using bistatic TanDEM-X InSAR." *Bulletin of Volcanology* 77.12, 2015, 1-13.
65. Kubanek, Julia, Malte Westerhaus, and Bernhard Heck. TanDEM-X time series analysis reveals lava flow volume and effusion rates of the 2012–2013 Tolbachik, Kamchatka fissure eruption // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122.10, 2017, 7754-7774.
66. Lanari, R., Mora, O., Manunta, M., Mallorqui, J. J. , Berardino, P., Sansosti, E. A small-baseline approach for investigating deformations on full-resolution differential SAR interferograms // In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2004. vol. 42, no. 7, pp. 1377-1386; doi: 10.1109/TGRS.2004.828196.
67. Lanari, R., Francesco, C., Manzo, M., Zeni, G., Berardino, P., Manunta, M., Pepe, A. An Overview of the Small BAseline Subset Algorithm: a DInSAR Technique for Surface Deformation Analysis // *Pure and Applied Geophysics*. 2007. 164. 637-661. 10.1007/s00024-007-0192-9.
68. Lundgren P., Lu Z. Inflation model of Uzon caldera, Kamchatka, constrained by satellite radar interferometry observations // *Geophysical Research Letters*. 2006. V. 33, N 6. L06301. doi: 10.1029/2005GL025181
69. Lundgren P., Kiryukhin A., Milillo P., Samsonov S. Dike model for the 2012–2013 Tolbachik eruption constrained by satellite radar interferometry observations // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2015. V. 307. P.79–88.
70. Mania R., Walter T. R., Belousova M., Belousov A., & Senyukov S. L. Deformations and morphology changes associated with the 2016–2017 eruption sequence at Bezymianny Volcano, Kamchatka // *Remote Sensing*, 2019. 11(11), 1278.
71. Massonnet, D., and Feigl, K. L. Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface // *Rev. Geophys.*, 1998. 36(4), 441–500, doi:10.1029/97RG03139.
72. McTigue, D. F., Elastic stress and deformation near a finite spherical magma body: Resolution of the point source paradox // *J. Geophys. Res.*, 1987, 92, 12, 931–12, 940.
73. Mogi, K. Relation between the eruptions of various volcanoes and deformations of the ground surfaces around them // *Bull. Earth. Res. Inst.*, 1958, 36, 99134.

74. Neri, A. A local heat transfer analysis of lava cooling in the atmosphere: Application to thermal diffusion-dominated lava flows // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1998, 81, 215–243.
75. Okada, Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space // *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1992. v. 82 (2), P. 1018–1040.
76. 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.
77. Patrick, M. R., Dehn, J., Dean, K., Numerical modeling of lava flow cooling applied to the 1997 Okmok eruption: Approach and analysis // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2004, 109(B3).
78. Peck, D. L., Cooling and vesiculation of Alae lava lake, Hawaii // *Tech. rep., U. S. Govt. Print. Off.* 1978.
79. Plechov, P., Blundy, J., Nekrylov, N., Melekhova, E., Shcherbakov, V., Tikhonova, M.S., Petrology and volatile content of magmas erupted from Tolbachik Volcano, Kamchatka, 2012–13 // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2015, 307, pp.182-199.
80. Poland, M. P. Time-averaged discharge rate of subaerial lava at Kīlauea Volcano, Hawai‘i, measured from TanDEM-X interferometry: Implications for magma supply and storage during 2011–2013 // *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2014, 119, 5464–5481, doi:10.1002/2014JB011132.
81. Pollitz F.F. Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth. // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 125. P. 1-14
82. Ponomareva, V., Kyle, P., Pevzner, M., Sulerzhitsky, L. and Hartman, M. Holocene Eruptive History of Shiveluch Volcano, Kamchatka Peninsula, Russia. In *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region* (eds J. Eichelberger, E. Gordeev, P. Izbekov, M. Kasahara and J. Lees). 2007. <https://doi.org/10.1029/172GM19>.
83. Remy, D., Bonvalot, S., Briole, P., Murakami, M., Accurate measurements of tropospheric effects in volcanic areas from SAR interferometry data: application to Sakurajima volcano (Japan) // *Earth and Planetary Science Letters*, 2003. V. 213, Issues 3–4, pp. 299-310, [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00331-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00331-5).

84. Segall, P. Earthquake and Volcano Deformation. Earthquake and Volcano Deformation. 2010. 10.1515/9781400833856.
85. Shapiro, N.M., Sens-Schönfelder, C., Lühr, B.G., Weber, M., Abkadyrov, I., Gordeev, E.I., Koulakov, I., Jakovlev, A., Kugaenko, Y.A., & Saltykov, V. A.. Understanding Kamchatka's extraordinary volcano cluster. *Eos*, 2017a. 98(7), 12–17. doi:10.1029/2017EO071351.
86. Shapiro, N. M., Droznin, D. V., Droznina, S. Y., Senyukov, S. L., Gusev, A. A., & Gordeev, E. I. Deep and shallow long-period volcanic seismicity linked by fluid-pressure transfer // *Nature Geoscience*, 2017b, 10(6), 442–445. <https://doi.org/10.1038/ngeo2952>.
87. 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.
88. Shevchenko A.V., Dvigalo V.N., Zorn E.U., Vassileva M.S., Massimetti F., Walter T.R., Svirid I.Y., Chirkov S.A., Ozerov A.Y., Tsvetkov V.A. and Borisov I.A. Constructive and Destructive Processes During the 2018–2019 Eruption Episode at Shiveluch Volcano, Kamchatka, Studied From Satellite and Aerial Data // *Front. Earth Sci.* 2021. 9:680051. doi: 10.3389/feart.2021.680051.
89. Tizzani, P., Berardino, P., Casu, F., Euillades, P., Manzo, M., Ricciardi, G.P., Zeni, G., Lanari, R., Surface deformation of Long Valley caldera and Mono Basin, California, investigated with the SBAS-InSAR approach // *Remote Sensing of Environment*. 2007. V. 108, Issue 3, P. 277-289, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.11.015>.
90. Valerio, E.; De Luca, C.; Lanari, R.; Manzo, M.; Battaglia, M. The August 2019 Piton de la Fournaise (La Réunion Island) Eruption: Analysis of the Multi-Source Deformation Pattern Detected through Sentinel-1 DInSAR Measurements // *Remote Sens.* 2022, 14, 1762. <https://doi.org/10.3390/rs14071762>.
91. Volkova M.S., Shapiro N.M., Melnik O.E., Mikhailov V.O., Plechov P.Yu., Timoshkina E.P., Bergal-Kuvikas O.V., Subsidence of the lava flows emitted during the 2012–2013 eruption of Tolbachik (Kamchatka, Russia): Satellite data and thermal model // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 427, 2022, 107554, ISSN 0377-0273, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107554>.

92. Wang, T., Poland, M.P., Lu, Z., Dome growth at Mount Cleveland, Aleutian Arc, quantified by time series TerraSAR-X imagery. *Geophys // Res. Lett.* 2015, 42, 10.
93. Wittmann, W., F. Sigmundsson, S. Dumont, and Y. Lavallée, Post-emplacment cooling and contraction of lava flows: InSAR observations and a thermal model for lava fields at Hekla volcano, Iceland // *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2017, 122, 946–965, doi:10.1002/2016JB013444.
94. Zebker H. A. and Villasenor J. Decorrelation in interferometric radar echoes // *In IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1992. vol. 30, no. 5, pp. 950-959. doi: 10.1109/36.175330.