

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
имени М.В.Ломоносова  
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

*На правах рукописи*

**МИХАЙЛЮКОВА Полина Геннадьевна**

**КОСМИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ  
ДИНАМИКИ РЕЛЬЕФА В ЗОНАХ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ  
НА ОСНОВЕ МЕТОДА РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ**

Специальность 25.00.33 – картография

Диссертация  
на соискание ученой степени  
кандидата географических наук

Научный руководитель  
к.г.н., в.н.с. Тутубалина Ольга Валерьевна

Москва – 2016

## Оглавление

<b>Введение .....</b>	<b>4</b>
<b>Глава 1. Радиолокационная интерферометрия как метод изучения вулканических извержений. Характеристика района исследования .....</b>	<b>10</b>
1.1. Применение методов радиолокационной интерферометрии для изучения динамики рельефа в районах вулканической активности .....	10
1.1.1 Динамика рельефа вулканических областей.....	10
1.1.2 Опыт применения методов радиолокационной интерферометрии в изучении динамики рельефа вулканических областей .....	13
1.1.3 Картографирование динамики рельефа на основе результатов интерферометрической обработки РЛИ .....	17
1.2. Геолого-геоморфологическая характеристика района Трещинного Толбачинского извержения имени 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ТТИ-50).....	24
1.3. Характеристика отражательных свойств объектов Толбачинского Дола ..	30
1.4. Выводы .....	35
<b>Глава 2. Методика интерферометрической обработки РЛИ. Характеристика материалов исследования.....</b>	<b>36</b>
2.1. Теоретические основы радиолокационной интерферометрии .....	36
2.2. Характеристика радиолокационных изображений (РЛИ) Radarsat-2 .....	51
2.3. Интерферометрическая обработка РЛИ Radarsat-2 на район исследования.. ..	54
2.4. Оценка точности результатов интерферометрической обработки. Вычисление итоговых значений смещений .....	60
2.5. Выводы .....	67
<b>Глава 3. Дешифрирование материалов интерферометрической обработки РЛИ Radarsat-2 и космических снимков в оптическом диапазоне для картографирования динамики рельефа вулканических областей.....</b>	<b>70</b>
3.1. Дополнительные материалы исследования (снимки в оптическом диапазоне, РЛИ Radarsat-1, цифровые модели рельефа, полевые материалы) ...	70
3.2. Дешифрирование границ лавовых полей в разные периоды извержения..	81
3.3. Определение мощности лавовых полей.....	87
3.4. Дешифрирование участков растрескивания поверхности лавовых полей ..	87
3.5. Определение вертикальных смещений поверхности лавовых полей .....	88
3.6. Дешифрирование путей движения лавового материала (лавоводов) .....	89
3.7. Выводы .....	91

<b>Глава 4. Картографирование динамики рельефа в зонах вулканической активности на основе метода радиолокационной интерферометрии .....</b>	<b>93</b>
4.1. Рельеф вулканических областей как объект картографирования .....	93
4.2. Картографирование динамики рельефа Толбачинского Дола, вызванной ТТИ-50.....	96
4.2.1. Разработка математической основы карт .....	96
4.2.2. Географическая основа карт .....	97
4.2.3. Карта нарастания лавовых полей .....	98
4.2.4. Карта формирования поверхности лавовых полей.....	103
4.3. Особенности применения результатов интерферометрической обработки для картографирования динамики рельефа.....	106
4.4. Изучение ТТИ-50 на основе составленных карт.....	108
4.4.1. Анализ нарастания лавовых полей в течение ТТИ-50 .....	108
4.2.2. Анализ мощности лавовых полей и объема извержения.....	112
4.2.3. Анализ формирования поверхности лавовых полей.....	113
4.2.4. Изменение морфометрических характеристик рельефа Толбачинского Дола в результате ТТИ-50.....	115
4.5. Динамики рельефа Толбачинского Дола .....	118
4.6. Выводы .....	120
<b>Заключение.....</b>	<b>122</b>
<b>Список литературы.....</b>	<b>125</b>
<b>Приложение А. Основы радиолокационной съемки из космоса и интерферометрической обработки РЛИ.....</b>	<b>138</b>
<b>Приложение Б. Карта нарастания лавовых полей.....</b>	<b>146</b>
<b>Приложение В. Карта формирования поверхности лавовых полей (в период 29.06.2013–23.07.2013).....</b>	<b>147</b>
<b>Приложение Г. Карта формирования поверхности лавовых полей (в период 16.08.2013–09.09.2013).....</b>	<b>148</b>

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время данные дистанционного зондирования активно используются в тематическом картографировании. Большой пространственный охват снимков при одновременности получения информации на район исследования, высокая периодичность космической съемки в сочетании с высоким пространственным разрешением обуславливают применение материалов дистанционного зондирования для тематического картографирования. В то же время методы обработки космических снимков разного типа для создания карт развивались независимо друг от друга. Обработка материалов съемки в видимом и инфракрасном диапазоне берет свое начало с запуска первых космических аппаратов (КА). Методы активной радиолокационной съемки с космических носителей начали применять позже, соответственно, и методы обработки радиолокационных изображений появились существенно позже. В этой связи интересным представляется метод, получивший активное развитие в конце 80-х гг. XX века – радиолокационная интерферометрия, в результате применения которого возможно получить ценную информацию не только о высотах и деформациях подстилающей поверхности, но и о текущих процессах формирования рельефа земной поверхности.

Вулканические извержения являются одним из основных агентов, существенно меняющих облик земной поверхности. Изучение вулканической активности и продуктов извержения важно не только с точки зрения решения фундаментальных научных задач, но и для снижения рисков для человека.

Извержения на Дальнем Востоке России и в других вулканически активных районах мира могут приводить к катастрофическому воздействию на инфраструктуру и населенные пункты. Они также всегда видоизменяют рельеф районов извержений, что имеет долговременные последствия для рельефообразующих и гидрологических процессов, развития растительного покрова, транспортной доступности территории, типов землепользования.

Опасность вулканических процессов для человека ограничивает возможности прямого наблюдения, и ведущую роль здесь приобретают дистанционные аэрокосмические методы исследования. Быстрое развитие процессов извержения вулканов, наличие пепловых шлейфов и облачности, а в некоторых случаях и низкая отражательная способность вулканических отложений затрудняют использование съемки в оптическом диапазоне как главного материала для их дешифрирования. Поэтому возникает необходимость использования радиолокационных изображений (РЛИ), на которых облачность и пепловые шлейфы в значительной степени прозрачны. Определенный метод обработки РЛИ – радиолокационная интерферометрия – позволяет точно и детально исследовать динамику рельефа поверхности на основе пар снимков, полученных через фиксированные интервалы времени с одной и той же орбиты.

Изучение рельефа вулканических областей и его динамики на основе радиолокационной интерферометрии начало активно развиваться в 90-х годах с запуском космического аппарата ERS-1 с установленным радиолокатором на борту. Применение методов интерферометрической обработки РЛИ существенно увеличило степень изученности вулканических построек. Так, с 1991 года были систематически изучены 198 вулканов [32], что более чем в 4 раза больше количества вулканов, для которых были проведены наземные геодезические измерения деформаций поверхности [51].

Систематическое изучение и мониторинг деформаций вулканических массивов, расположенных на территории Российской Федерации, методами радиолокационной интерферометрии практически не проводилось. Повышение доступности РЛИ в последние годы (наличие свободно распространяемых данных Sentinel-1A/C-SAR) обуславливает их применение для изучения вулканических районов России.

Районом исследования стал Толбачинский Дол, где в 2012-2013 гг. произошло «Трещинное Толбачинское извержение им. 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ТТИ-50). Наличие большого количества

данных дистанционного зондирования (ДДЗ) разного типа на период извержения делает возможным разработать методику комплексного картографирования динамики рельефа вулканических областей, выполнить анализ результатов интерферометрической обработки как самостоятельного источника картографирования.

Целью работы является разработка методики тематического картографирования динамики рельефа вулканических областей на основе метода радиолокационной интерферометрии.

Достижение сформулированной цели требует решения следующих задач:

- 1) формирование набора РЛИ для выполнения интерферометрической обработки и анализ их качества;
- 2) формирование набора снимков видимого и инфракрасного диапазона для получения дополнительной информации о ходе извержения в те периоды, для которых отсутствуют РЛИ;
- 3) оценка точности метода радиолокационной интерферометрии;
- 4) анализ существующих и разработка новых методов картографирования на основе интерферометрической обработки РЛИ. Выявление преимуществ и недостатков результатов интерферометрической обработки как источника картографирования;
- 5) обоснование содержания и построение серии карт динамики рельефа вулканических областей;
- 6) изучение динамики рельефа Толбачинского Дола вследствие Трещинного Толбачинского извержения имени 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ТТИ-50) на основе полученных карт.

В основе работы лежат научно-методические принципы тематического и геоморфологического картографирования, разработанные К.А.Салищевым, А.И.Спиридоновым, А.М.Берлянтном; методы географического дешифрирования и принципы обработки данных дистанционного зондирования, разработанные Ю.Ф.

Книжниковым, В.И. Кравцовой, И.А. Лабутиной; метод радиолокационной интерферометрии; методы статистического анализа данных.

В основе диссертационной работы также лежат исследования автора, проводимые с 2012 года, в том числе полевые геодезические работы в Толбачинском Долу. Основные исходные материалы – радиолокационные изображения, полученные радиолокатором на КА Radarsat-2 и Sentinel-1A/C-SAR в интерферометрическом режиме, материалы съемки в оптическом диапазоне, полученные сенсорами EO1/ALI, Landsat-8/OLI, Terra/ASTER, SPOT6/NAOMI; цифровые модели рельефа, находящиеся в открытом доступе, результаты полевых геодезических работ и дешифрирования космических снимков, проведенных в Толбачинском Долу в августе 2013 года.

Научная новизна работы заключается в следующем:

1. Впервые выполнена оценка метода радиолокационной интерферометрии как самостоятельного источника картографирования динамики рельефа вулканических районов;

2. Обосновано использование метода радиолокационной интерферометрии для картографирования нарастания площади и объема лавовых полей в течение извержения, формирования поверхности лавовых полей во время извержения и после его окончания. Впервые определен широкий набор картографируемых показателей динамики мезо- и микрорельефа вулканических областей, который может быть получен на основе интерферометрической обработки РЛИ.

3. Предложены два новых типа карт динамики рельефа вулканических районов – карты нарастания лавовых полей и формирования поверхности лавовых полей, обосновано их содержание. Первый тип карт отображает процессы образования лавовых полей и включает такие картографируемые показатели, как границы лавовых полей, пути перемещения лавового материала, участки увеличения мощности лав; второй тип карт характеризует динамику микрорельефа лавовых полей и показывает участки растрескивания и ее просадки,

положение крупных лавоводов, мощности лавы. Составлены карты динамики рельефа для Толбачинского Дола на основе результатов интерферометрической обработки РЛИ с привлечением снимков оптического диапазона;

4. Отображенный на картах набор границ лавовых полей разных периодов извержения на текущий момент является наиболее детальной хронологической характеристикой изменения площади лавовых полей. Это позволило изучить динамику площади лавовых полей, выявить временные интервалы интенсивного увеличения площади и затишья. С привлечением снимков оптического диапазона удалось выявить периоды увеличения мощности лавовых полей.

Материалы диссертационной работы применены при создании геоинформационной системы «Голоценовый вулканизм Камчатки» и одноименного веб-сервиса Институтом вулканологии и сейсмологии ДВО РАН при участии автора. Методологическая часть используется в учебном курсе кафедры картографии и геоинформатики «Космическая картография». Материалы диссертации использованы в работах по договору между Географическим факультетом МГУ им. М.В.Ломоносова и ИТЦ «СканЭкс» 13/0520 от 20 мая 2013 г. по теме «Разработка методик дистанционного мониторинга и геоинформационного картографирования состояния окружающей среды и опасных природных процессов».

Результаты работы рекомендуется использовать при картографировании динамики рельефа вулканических областей, особенно в районах, труднодоступных для проведения полевых работ; при верификации результатов моделирования динамики лавовых потоков.

Результаты проведенных исследований были доложены на XII, XIII Всероссийских открытых конференциях «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2014, 2015); на конференции «Современные информационные технологии для фундаментальных научных исследований в области наук о Земле (ITES-2014)» (Петропавловск-



Камчатский, 2014); на 33 международном географическом конгрессе (IGC2016) (Пекин, 2016).

Автор выражает благодарность за неоценимую помощь в подготовке диссертации: своему научному руководителю к.г.н. Тутубалиной О.В., рецензентам д.г.н. Кравцовой В.И., к.г.н. Кошелю С.М., всему коллективу кафедры картографии и геоинформатики, в особенности, заведующей кафедрой, д.г.н. Лурье И.К., к.г.н. Прасоловой А.И., к.г.н. Балдиной Е.А.; за помощь в организации, проведении полевых работ и консультации Сучилину А.А., Доронкину Ю.И., Деркачевой А.А., к.г.н. Черноморцу С.С.; за ценные консультации д.г.н. Лукашову А.А., д.г.н. Пономаревой В.В., Мельникову Д.В.; компаниям ИТЦ «СканЭкс» за предоставленные материалы дистанционного зондирования, «Совзонд» и «Hexagon» за предоставленные пробные версии программного обеспечения.

# **Глава 1. Радиолокационная интерферометрия как метод изучения вулканических извержений. Характеристика района исследования**

## **1.1. Применение методов радиолокационной интерферометрии для изучения динамики рельефа в районах вулканической активности**

### **1.1.1 Динамика рельефа вулканических областей**

Рельеф земной поверхности формируется в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Создавая положительные и отрицательные формы рельефа, эндогенные процессы определяют размах высот земной поверхности и таким образом создают запасы потенциальной гравитационной энергии. Процессы развития рельефа и их механизмы анализируются при составлении палеогеографических реконструкций и прогнозов, при оценке рельефа с точки зрения решения проблем рационального природопользования [12].

Вулканические регионы представляют собой особые районы с точки зрения динамики рельефа. Интенсивность эндогенных процессов вулканических областей высока и помимо вулканической деятельности, для них характерны сейсмическая активность, горизонтальные и вертикальные смещения земной поверхности [18]. В результате вулканических извержений образуются новые формы рельефа – шлаковые конуса, лавовые поля, равнины пирокластических потоков – которые уничтожают существовавшие до извержения ландшафты и служат основой для развития новых.

Образование вулканических форм рельефа может быть связано со следующими явлениями, сопровождающими извержения и меняющие топографию поверхности [19]:

- вертикальные и крутонаклонные взрывы (угол основной струи взрывного столба с горизонтом равен 90-60 градусов). Весь крупный обломочный материал выпадает на склоне вулканического конуса или в пределах кальдеры;
- косые взрывы (осевая часть взрывной струи с горизонтом составляет угол менее 60). При сильных и катастрофических взрывах ударное и термическое действие газовой струи может проявляться на расстоянии до 30 км;
- каменные лавины – обычно образуются при вертикальных взрывах, как из раскаленных обломков свежеизлившейся лавы, так и из обломков, образовавшихся при разрушении старых лав. Лавины такого рода обычно далеко за пределы вулканического подножия не распространяются;
- раскаленные потоки рыхлого материала (агломератовые потоки);
- лавовые потоки;
- грязевые и водные потоки;
- пепловые выбросы.

С течением времени новообразованные формы рельефа разрушаются. Исследования И.В. Мелекесцева показали, что быстрее всего разрушаются равнины пирокластических потоков, сложенные слабосвязанным обломочным материалом ( $10^2$ - $10^3$  лет). Шлаковые конуса разрушаются за период в  $4 \cdot 10^4$  лет, стратовулканы за  $10^4$ - $10^5$  лет, а лавовые равнины за  $10^6$  лет [12].

Все эти процессы характеризуют динамику рельефа в вулканических районах. Следует обратить внимание, что сам термин «динамика» разными исследователями трактовался с разных точек зрения. Термин «динамика» наиболее употребим в качестве обозначения изменений в целом. В.Б.Сочава, а затем и А.И.Исаченко динамикой предлагают называть периодические изменения геосистемы, которые не приводят к перестройке ее структуры, а необратимые поступательные изменения, приводящие к перестройке структуры геосистемы называть термином «эволюция». Ю.Г.Симонов и Н.Л.Беручашвили временные изменения называют поведением геосистемы [16].

В работе под термином «динамика рельефа» понимается изменение топографической поверхности и её литологической основы под воздействием комплекса эндогенных и экзогенных процессов. Динамика рельефа в вулканических районах включает в себя изменение поверхности в течение вулканического извержения и после его завершения.

Районом исследования стал Толбачинский Дол, где в 2012-2013 гг. произошло крупное трещинное извержение (подробная характеристика извержения приведена в разделе 1.2), основным продуктом которого являются лавы, существенно изменившие рельеф Толбачинского Дола. В связи с этим в дальнейшем в диссертационном исследовании рассматривается динамика рельефа, связанная с развитием лавовых полей в течение извержения. Поверхность застывшего лавового потока приобретает своеобразный микрорельеф, который продолжает формироваться и после завершения извержения. Характеристики микрорельефа зависят от состава лавы и ее температуры [24]. Таким образом, можно определить два направления исследования – изучение образования новых форм рельефа и развитие их микрорельефа.

Динамику рельефа вулканических областей изучают главным образом на основе геодезических и геофизических методов. Например, темпы разрушения шлаковых конусов изучают по данным геодезических измерений и материалам космической съемки [66]. Однако процессы формирования поверхности лавовых полей и равнин пирокластических потоков изучаются мало (за исключением некоторых региональных исследований [100]). Вероятно, это связано с тем, что до недавнего времени прямое их наблюдение оказывалось затруднительным или невозможным в связи со сложностью проведения полевых работ – раскаленный лавовый поток создает определенную угрозу для жизни человека и делает невозможным наземное инструментальное исследование объекта. Развитие методов дистанционного зондирования Земли, особенно радиолокационной космической съемки, позволяет детально проследить и количественно оценить

процессы рельефообразования в вулканических районах. Космические дистанционные методы предоставляют возможность постоянного мониторинга движения лавовых потоков и формирования лавового поля в те периоды, когда невозможно проведение наземных полевых работ даже после завершения вулканического извержения.

Для разработки дистанционных методов исследования и тематического картографирования представляют интерес изменения, связанные с функционированием, динамикой и эволюцией геосистем, которые прямо или косвенно проявляются в вариациях излучательно-отражательной способности объектов. Важен факт изменения объектов, характеристика явлений или процессов в определенном временном или пространственном интервале, направленность, скорость и характер изменений. От этого зависит применяемая методика аэрокосмических исследований [16].

В исследованиях часто используются разновременные карты, аэро- и космоснимки, позволяющие проследить временную и пространственную динамику рельефообразующих процессов. Источниками картографирования служат сами карты (как топографические, так и геоморфологические), космические снимки и результаты полевых работ. Повышение доступности радиолокационных изображений (РЛИ)<sup>1</sup>, развитие методов их обработки обуславливают все большее их применение для тематических исследований и картографирования. Однако сами методы картографирования и детальный анализ РЛИ как источника картографирования фактически остаются не проработанными.

### **1.1.2 Опыт применения методов радиолокационной интерферометрии в изучении динамики рельефа вулканических областей**

Методы исследования вулканических районов включают широкий спектр работ – полевые наблюдения, моделирование, применение материалов

---

<sup>1</sup>Поскольку радиолокационные изображения являются специфическим типом данных дистанционного зондирования, в Приложении А приведены основы радиолокационной съемки, понятия и термины, используемые в работе.

дистанционного зондирования. Существенным преимуществом полевых наблюдений является высокая точность измерений, возможность проследить динамику извержения (движение лавовых потоков, пепловых шлейфов, пирокластических потоков, лахаров), отобрать образцы. Проводить такие работы в опасных и не всегда предсказуемо меняющихся условиях часто становится невозможным. Полевые работы представляют собой точечные наблюдения, которые не отображают полную картину распределения тех или иных характеристик продуктов извержения по всей его площади. Например, лавовые потоки достигают площади нескольких квадратных километров. Температурные свойства лав меняются по всей их толще, по площади распространения, а также с течением времени [57]. Для того, чтобы получить полную информацию о распределении такого рода характеристик в пространстве и времени, необходимо регулярно проводить полевые измерения по всей площади распространения явления.

В связи с этим большую ценность для изучения вулканических извержений представляют данные дистанционного зондирования (ДДЗ), позволяющие в один момент времени зафиксировать состояние всего района исследования и выполнять периодический мониторинг состояния вулканических построек и развития извержения. Труднодоступность многих вулканических районов делает сложным наземную оценку активности удаленных вулканов. В таких случаях дистанционное зондирование является единственным источником данных о вулканической активности территории [94].

Для детектирования вулканических извержений первые космические снимки в оптическом и тепловом диапазонах начали использоваться с конца 1970-х годов [57]. С развитием методов обработки космических снимков и запуском новых съемочных систем спектр применения ДДЗ существенно увеличился. Развивалось дешифрирование состава продуктов вулканических извержений и пути их распространения, характеристик вулканических структур, изучение предвестников извержений, мониторинг в реальном времени термальных, газовых

и пепловых выбросов для решения задач снижения рисков и обеспечения авиационной безопасности [9, 20, 21, 64, 107]. В Российской Федерации создана Камчатская группа реагирования на вулканические извержения (KVERT – Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team, <http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/>) Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, которая на основе ДДЗ решает задачи обеспечения авиационной безопасности [5, 6, 9].

Снимки в оптическом и тепловом диапазонах зачастую невозможно использовать для мониторинга извержения и изучения постэруптивных процессов из-за наличия облачного покрова в районе извержения [39] или обширных пепловых шлейфов. В связи с этим большими возможностями для изучения вулканической активности обладают РЛИ.

Радиолокационная космическая съемка вулканических районов применяется главным образом для построения цифровых моделей рельефа, изучения деформаций поверхности вулканических областей и выделения границ лавовых потоков. Такие характеристики получают на основе интерферометрической обработки РЛИ.

Первое применение методов радиолокационной интерферометрии было связано с изучением небесных тел в 70-х годах XX века (Луна, Венера) [38] и исследованием земной поверхности на основе материалов воздушной радиолокационной съемки [61, 84]. Как доказательство возможности использования интерферометрической обработки РЛИ для топографического картографирования создавались прототипы радиолокаторов, представляющие собой главным образом антенну, установленную на борту самолета. В результате получали цифровые модели рельефа (ЦМР), позволяющие проводить горизонтали для карт масштаба 1:250 000 [61]. Первые примеры построения ЦМР по данным космических радиолокаторов описаны в работах Дидье Массонета и Ричарда Голдстейна [60, 82]. На первых этапах развития интерферометрического метода в обработке участвовало три РЛИ. В результате формировались две

интерферограммы, разность которых позволяла получить величины смещений поверхности [58].

Запуск в 1990-х годах космических аппаратов с радиолокационной аппаратурой на борту дал начало активному использованию радиолокационных изображений для изучения вулканической активности Земли. Аппаратура ERS-1 и последующих космических аппаратов ERS-2, ENVISAT, Radarsat-1 выполняла съемку в С-диапазоне, что позволило сформировать большие архивы схожих по своим характеристикам РЛИ, послуживших основой для разработки методов изучения вулканов на основе интерферометрической обработки. В 1992 году был запущен японский космический аппарат JERS-1, выполнявший съемку в L-диапазоне и продемонстрировавший возможности L-диапазона для исследования вулканов в тропических и других районах с густой растительностью [78, 92]. К сожалению, из-за технических проблем использование данных JERS-1 было ограничено.

Активное применение РЛИ, полученных в других диапазонах (X, L), началось лишь в начале 2000-х годов. Это связано с выводом на орбиту в 2006 году космического аппарата (КА) ALOS-1 (рабочий диапазон радиолокатора – L) и в 2007 году КА, радиолокаторы которых выполняли съемку в X-диапазоне (TerraSAR-X, COSMO-SkyMed). С запуском в 2014 году Европейским космическим агентством космического аппарата Sentinel-1A с радиолокатором C-SAR на борту научному обществу становятся доступны регулярные РЛИ (данные находятся в открытом доступе). Разнообразие РЛИ, возможности комбинации материалов разных спектральных диапазонов, увеличение периодичности съемки предоставляют новые возможности для изучения вулканических процессов [92].

Первым вулканом, для изучения которого стали использовать методы радиолокационной интерферометрии, стала Этна (Италия) [36, 42, 49, 70, 79, 83, 105]. С начала 1990-х годов были систематически изучены деформации поверхности 198 вулканов [33, 36, 83]. Это в 4 раза больше количества вулканов,



для изучения деформаций которых были проведены наземные геодезические измерения [51].

Систематическое изучение и мониторинг деформаций вулканических массивов, расположенных на территории Российской Федерации, методами радиолокационной интерферометрии практически не проводилось. Опубликованные на текущий момент научные работы посвящены преимущественно изучению единичных событий, связанных с внедрением даек в вулканическую постройку [67, 80, 81]. Например, деформации поверхности вулканов Ключевской группы изучают преимущественно геодезическими методами [51, 62], что делает актуальным внедрение систематического мониторинга состояния вулканов на основе методов радиолокационной интерферометрии.

### **1.1.3 Картографирование динамики рельефа на основе результатов интерферометрической обработки РЛИ**

В результате анализа литературы установлено, что изучение и картографирование динамики рельефа вулканических областей на основе результатов интерферометрической обработки РЛИ можно свести к нескольким направлениям:

- 1) Дешифрирование процессов динамики рельефа по амплитудной составляющей РЛИ;
- 2) Выявление и картографирование процессов динамики рельефа на основе значений когерентности, рассчитанных по паре РЛИ;
- 3) Анализ изменения абсолютных высот и выявление смещений поверхности вулканических районов.

*Дешифрирование процессов динамики рельефа по амплитудной составляющей РЛИ*

Амплитуда вернувшегося к радиолокатору сигнала характеризует его интенсивность (Приложение А), которая, в свою очередь, зависит от влажности, шероховатости и угла наклона объекта относительно радиолокатора. Для

вулканических построек вариация в амплитудных значениях зависит, прежде всего, от шероховатости и угла наклона поверхности. Изменение этих параметров может быть проявлением вулканической активности, включая распространение новых отложений и разрушение существующих форм рельефа [39, 59, 89, 92, 104].

В результате дешифрирования амплитудной составляющей РЛИ создаются схемы дешифрирования (рисунок 1-1) [89, 104], а в некоторых случаях и геоморфологические карты [39], которые отображают текущие процессы, структуру и состояние вулканической постройки.

На рисунке 1-1 приведен пример такой схемы дешифрирования, составленной на основе анализа изменения амплитудной составляющей отраженного радиолокационного сигнала по РЛИ TerraSAR-X от 24.01.2009 и 14.05.2009 для вулканического комплекса Суфриер-Хилс на острове Монт-Серрат в архипелаге Малые Антильские острова [104]. На схеме отмечены участки изменения шероховатости поверхности, для интерпретации которых необходимо привлечение дополнительного материала, выделены поверхности экструзивных куполов.

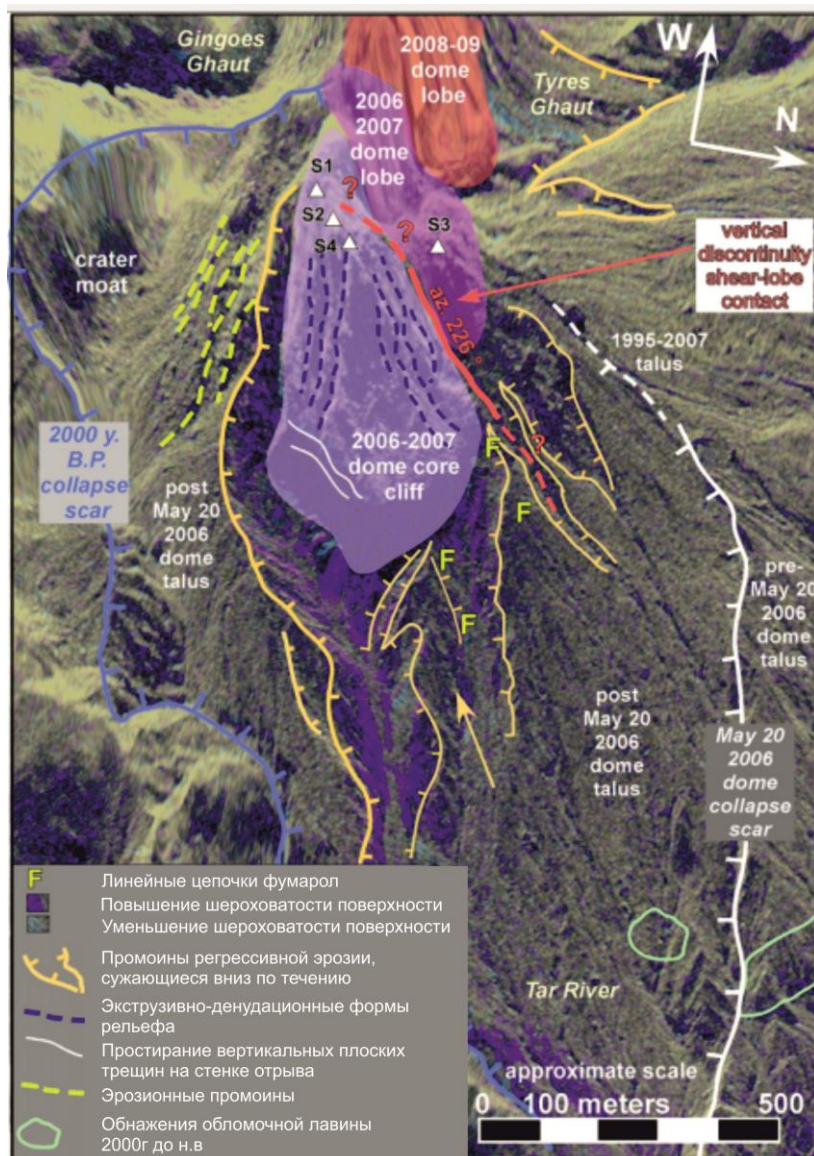


Рисунок 1-1 Пример схемы дешифрирования, составленной по РЛИ TerraSAR-X от 24.01.2009 и 14.05.2009 для вулканического комплекса Суфриер-Хилс [104]

*Выявление и картографирование динамики рельефа на основе значений когерентности, рассчитанных по паре РЛИ*

Когерентность характеризует согласованность пришедших к радиолокатору в разное время сигналов от одного и того же объекта (Приложение А). Низкие значения когерентности (или невозможность их расчета) обычно характеризуют сильные изменения в состоянии объектов вулканических районов – появление новых отложений (пирокластических потоков, лахаров, лав), разрушение поверхности вулканических форм рельефа или их сильные деформации.

Существенное количество работ посвящено исследованию вулканов на основе анализа значений когерентности [50, 85, 93, 96, 98, 100]. Наиболее ярким примером картографирования формирования лавовых полей на основе анализа значений когерентности является работа Х.Р. Диетерич и др. [50]. В работе указано, что в сравнении с полевыми материалами данный метод лучше характеризует внутреннюю структуру потоков, например, положение лавоводов. На основе дешифрирования морфологии лавового потока возможно показать, что период времени, в течение которого происходила потеря когерентности сигнала, линейно связан с мощностью потока.

На рисунке 1-2 приведен пример карты, построенной на основе анализа значений когерентности. На картах такого типа в большинстве случаев отображается один показатель. Приведенная на рисунке 1-2 карта показывает распространение лавовых потоков разного возраста для вулкана Килауэа на острове Гавайи (по [50]).

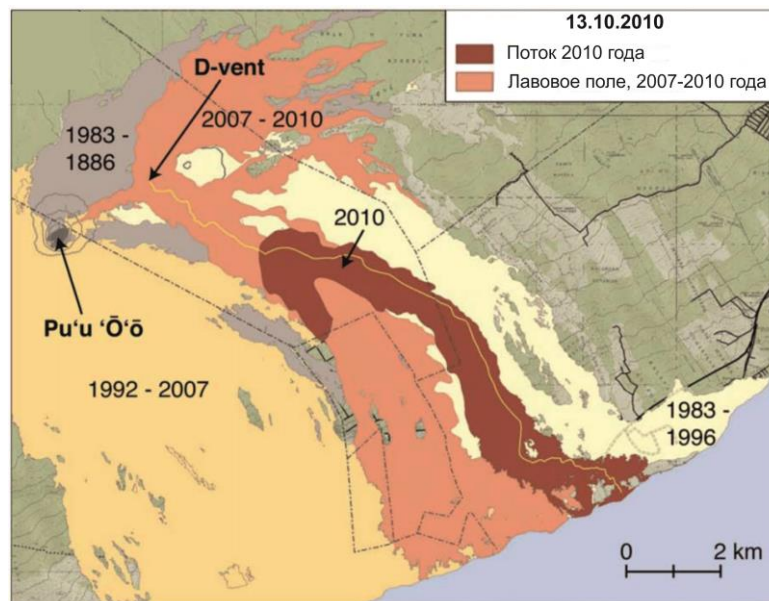


Рисунок 1-2 Пример карты возраста лавовых потоков, составленной на основе анализа значений когерентности [50]

*Анализ изменения абсолютных высот и выявление смещений поверхности вулканических районов*

Результатом интерферометрической обработки являются цифровые модели рельефа либо значения смещений земной поверхности. С точки зрения

использования таких результатов интерферометрической обработки для изучения динамики рельефа вулканических районов можно выделить направления:

- определение мощности лавовых потоков на основе разности двух ЦМР до и после извержения [48, 68, 76];
- определение деформаций и смещений поверхности вулканического района, на основе которых в том числе моделируется накопление магмы в коровом очаге [33, 52, 75, 76, 94, 81, 87, 102];
- применение результатов интерферометрической обработки как входных данных для моделирования движения лавовых потоков [54, 63], верификации результатов моделирования.

На рисунке 1-3 приведена карта, показывающая годовые скорости смещений поверхности вулкана Этна на острове Сицилия [87]. Такое оформление – отображение полученной растровой картины, где цветом показаны значения смещений, – является стандартным представлением результатов интерферометрической обработки в научных работах.

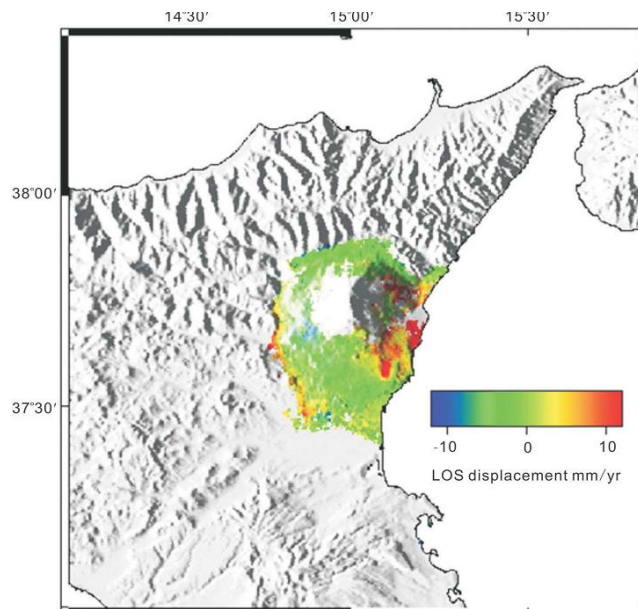


Рисунок 1-3 Скорости деформаций поверхности по направлению линии визирования радиолокатора (LOS) [87]

На рисунке 1-4 приведен другой пример картографического произведения, подготовленного на основе результатов интерферометрической обработки РЛИ

ALOS. Вычисленная разность абсолютных значений высот двух цифровых моделей рельефа позволила определить мощность лав и отобразить ее на карте.

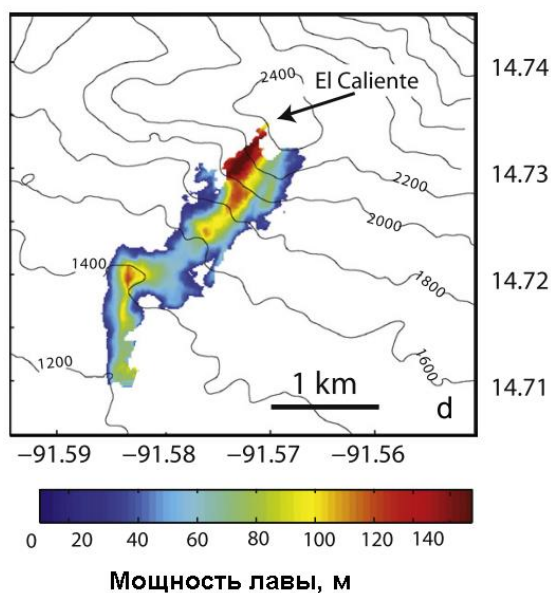


Рисунок 1-4 Разность абсолютных значений высот двух цифровых моделей рельефа, построенных по РЛИ TanDRM-X [52]

*Анализ состояния тематического картографирования на основе результатов интерферометрической обработки РЛИ*

Приведенные выше картографические произведения являются характерными примерами картографических материалов, составленных по результатам интерферометрической обработки РЛИ. Проанализировав научные работы, можно заключить, что направление тематического картографирования, в основе которого лежит метод радиолокационной интерферометрии, недостаточно развито. В большинстве своем карты, составленные по результатам интерферометрической обработки, отражают один аналитический показатель, например, положение лавовых потоков разного возраста [98], мощность лавовых потоков [68], величины смещений. При этом оформление и содержание таких тематических карт практически не проработано.

Только часть научных исследований посвящена анализу комплексного применения радиолокационной интерферометрии для изучения вулканической активности [52, 92, 97, 100]. Так, работа В. Пинеля посвящена общему обзору достижений радиолокационной интерферометрии в вулканологии [92]. В

исследовании Н. Стивенса [100] описываются характерные изменения остывающего лавового потока, начиная с момента излияния, принципы формирования отраженного радиолокационного сигнала и РЛИ лавовых потоков, а также характеризуются варианты применения результатов интерферометрической обработки не только для получения количественной характеристики движения лавового потока (вертикальные смещения), но также и качественной характеристики – определения границ новых лавовых потоков. Работа Л. Шаефера посвящена изучению постэруптивных процессов методами радиолокационной интерферометрии, он выделяет несколько источников смещений и анализирует их [97]. В то же время работы по комплексному картографированию формирования и динамики лавовых полей практически отсутствуют, в то время как отображение таких процессов на одной или нескольких картах позволит получить новую, комплексную, картину процессов рельефообразования в вулканических районах для решения фундаментальных и практических задач.

Обилие космических съемочных систем разного типа позволило накопить большой массив данных дистанционного зондирования на момент действия извержения Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ТТИ-50). Наличие серий РЛИ Radarsat-2 с восходящей и нисходящей орбит, РЛИ, материалов оптической космической съемки, а также цифровых моделей рельефа до извержения и после в совокупности с полевыми данными позволяет изучить применимость радиолокационной интерферометрии для тематического картографирования, разработать методику картографирования динамики рельефа при вулканических извержениях и на новом уровне исследовать ключевые параметры ТТИ-50.

## 1.2. Геолого-геоморфологическая характеристика района Трещинного Толбачинского извержения имени 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ТТИ-50)

Район извержения, Толбачинский Дол, расположен в южной части Ключевской группы вулканов, относящейся к мощным вулканическим центрам мира. Она образовалась в четвертичное время, несколько сот тысяч лет назад. Объем вулканических построек в настоящее время достиг порядка  $6500 \text{ км}^3$ . В Ключевскую группу входят три действующих вулкана (Ключевской, Безымянный, Плоский Толбачик), а также несколько потухших вулканов, среди которых потенциально действующим считается Плоский Дальний [2] (рисунок 1-5).

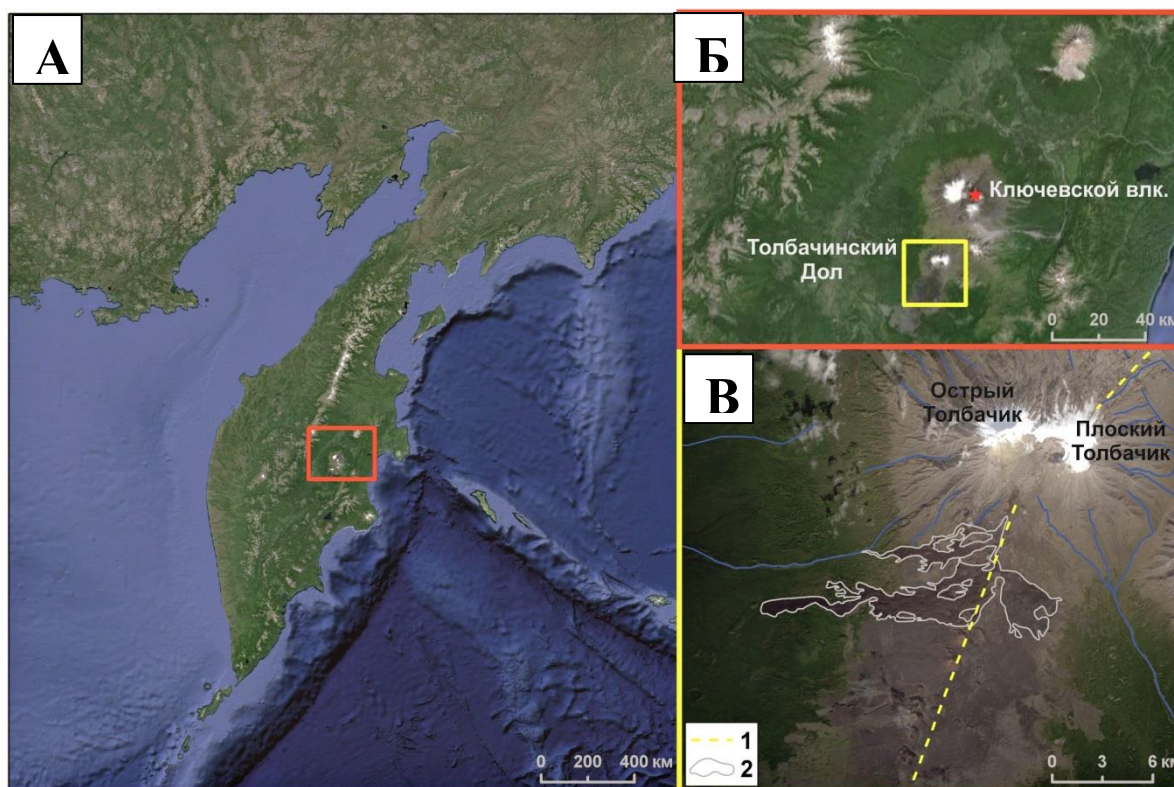


Рисунок 1-5 А – Положение Ключевской группы вулканов на полуострове Камчатка; Б – положение Толбачинского Дола в Ключевской группе вулканов; В -Толбачинский Дол, 1-линейная зона; 2 - границы лавовых потоков ТТИ-50

Вулканы Острый Толбачик и Плоский Толбачик образуют крупный вулканический массив Толбачик, в юго-западном секторе Ключевской группы



вулканов. Основание массива представлено щитовым вулканом средне-верхнеплейстоценового возраста. К концу верхнего плейстоцена на этом пьедестале сформировались вулканы Острый и Плоский Толбачики (рисунок 1-5) [2, 25]. К югу от них расположен Толбачинский Дол, представляющий собой лавовую равнину площадью 875 км<sup>2</sup>, образовавшуюся в результате излияний из многочисленных шлаковых конусов, связанных с линейной зоной, протяженностью 70 км. Линейная зона имеет на юге простирание север-северо-восточное, пересекает Плоский Толбачик, и, меняя направление на северо-восточное, протягивается далее на расстояние 18-19 км.

Вдоль осевой части Толбачинского дола полосе шириною 3–4 км сосредоточено до 80% всех эруптивных центров в виде многочисленных трещин и цепочек шлаковых конусов, которые сформировались в течение последних 10 тыс. лет [8]. Толбачинская региональная зона шлаковых конусов представляет собой пологий увал, свод которого тянется от вершинной кальдеры Плоского Толбачика на юго-запад на расстояние 45 км, понижаясь с высоты 3000 м до 100 м над уровнем моря [2].

Лавовый покров Толбачинского дола возник в результате наслаивания потоков, связанных с извержениями шлаковых конусов. По мощности вулканических извержений в голоцене время Толбачинская зона шлаковых конусов в Курило-Камчатском поясе уступает только Ключевскому вулкану. Извержение с объемом продуктов более 1 км<sup>3</sup> происходит раз в несколько столетий. Последним таким извержением было Большое Трещинное Толбачинское извержение 1975-1976 гг [2].

Трещинное Толбачинское извержение им. 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ТТИ-50) началось 27 ноября 2012 г. Оно является ярким примером извержения гавайского типа, сопровождающегося мощным фонтанированием лавы, интенсивным излиянием жидких базальтовых потоков и умеренными пепловыми выбросами.

Извержение началось с раскрытия трещины, фонтанирования и излияния лавы в прорыве, получившем имя Игоря Меняйлова ( $55^{\circ}47'9''$  с.ш.,  $160^{\circ}19'39''$  в.д., высота 1900 м). Позже ниже по склону образовалась трещина прорыва Софьи Набоко ( $55^{\circ}46'6''$  с.ш.,  $160^{\circ}18'59''$  в.д., высота 1650 м) [3, 25].

В первые дни извержения функционировал только прорыв Меняйлова. Лавы образовали два поля – Водопадное и Ленинградское. Водопадное поле распространилось на запад и юго-запад. Его длина составила около 9 км. Ленинградское лавовое поле распространилось южнее, однако через некоторое время лава в этот поток стала поступать из прорыва Софьи Набоко, в то время как прорыв Меняйлова практически прекратил свою активность. В январе 2013 года поток Ленинградский стал огибать конус Клешня в юго-западном и юго-восточном направлениях, образуя новое лавовое поле, получившее имя Толудское [11, 25].

На рисунке 1-6 приведено положение лавовых полей, образовавшихся в результате ТТИ-50.

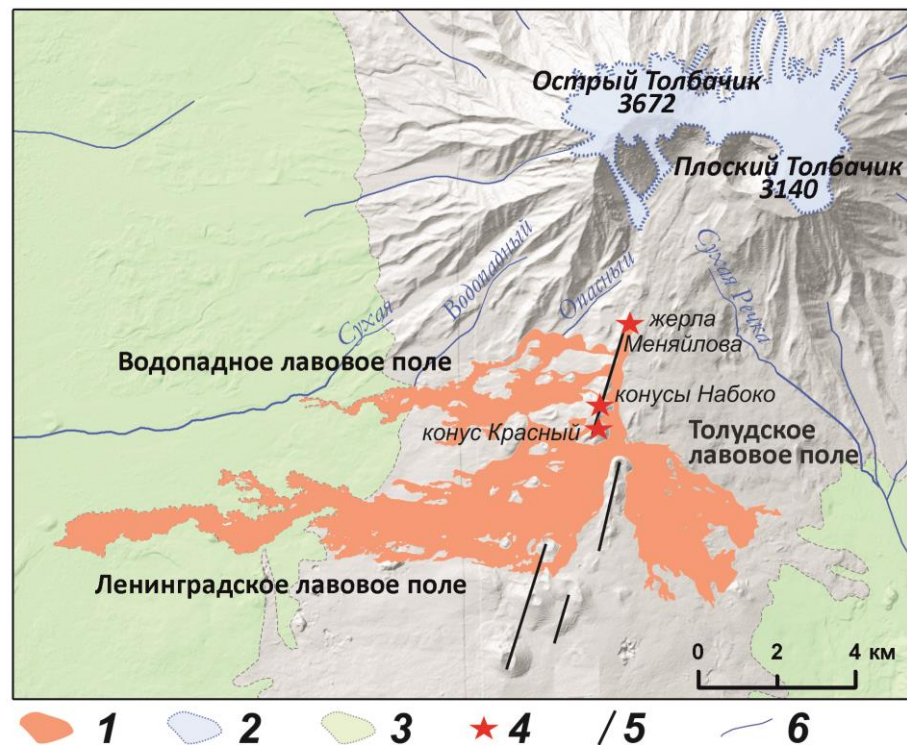


Рисунок 1-6 Положение лавовых полей, образовавшихся в результате ТТИ-50. 1- лавовые поля ТТИ-50, 2 – ледники, 3 – лесная растительность, 4 - кратеры ТТИ-50, 5 – оси раздвиговых магмопроводящих структур, 5 - водотоки

Образовавшиеся в ходе ТТИ-50 лавовые поля перекрыли поля вулканитов III, IV и V возрастных групп II этапа вулканизма (последние 2000 лет). К северу и к востоку от конуса Клешня лавы ТТИ-50 перекрыли образования I возрастной группы I этапа вулканизма (7500-10000 лет назад) (рисунок 1-7).

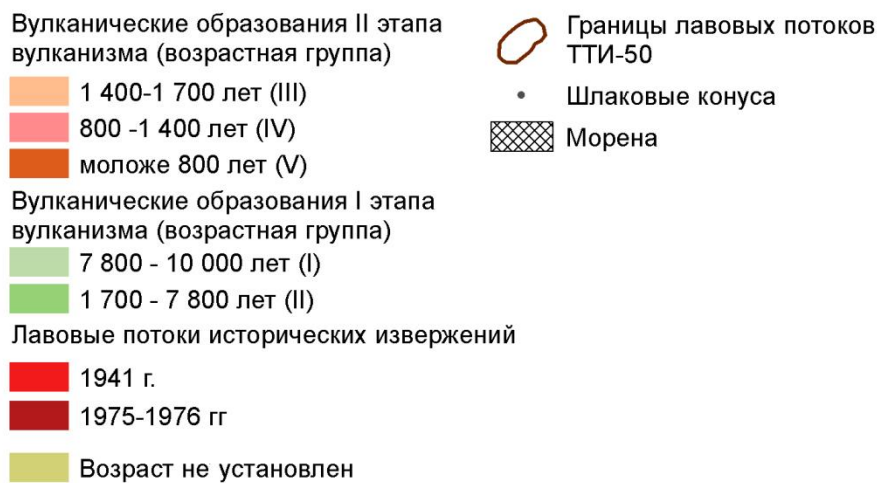
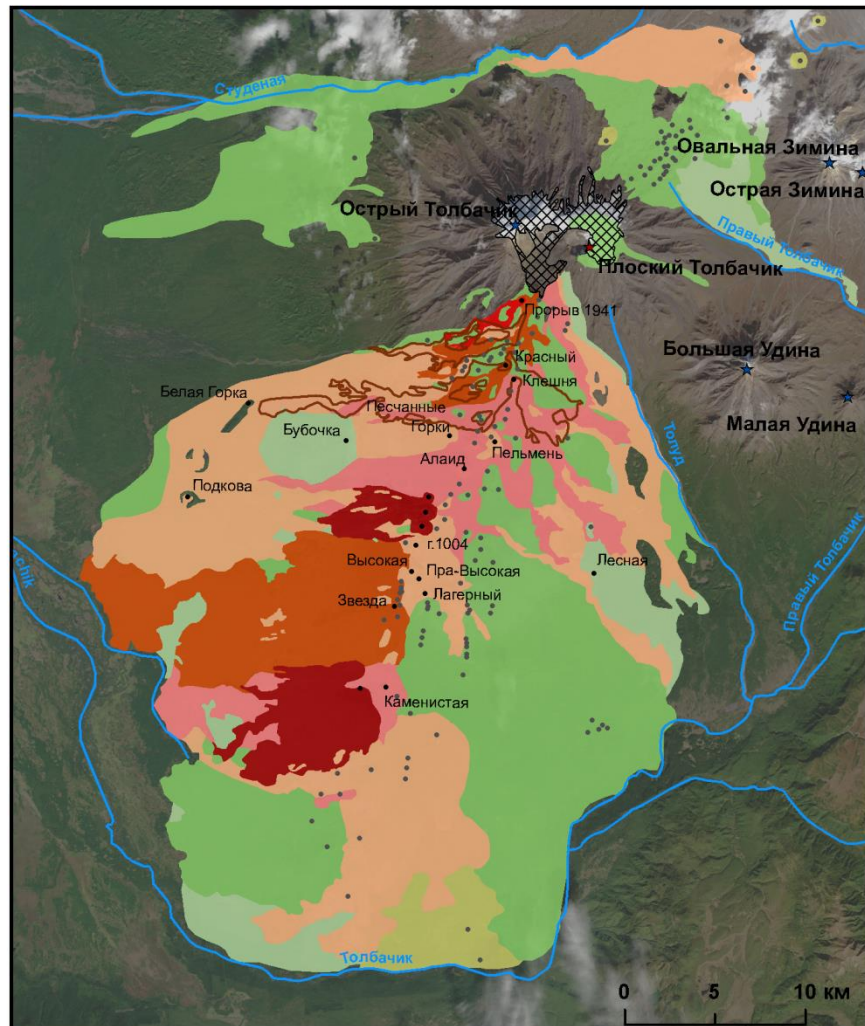


Рисунок 1-7 Вулканические образования Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов (по [44]; классификация изверженных пород по[2])

23 августа 2013 г. геофизики зафиксировали резкое уменьшение количества землетрясений под вулканом Плоский Толбачик, а уже 25 августа прекратилось поступление лавы в кратер Набоко и в сторону Ленинградского лавового потока. Эти признаки свидетельствовали о завершении ТТИ-50. Согласно первичным оценкам, полученным по космическим стереоснимкам в оптическом диапазоне, площадь излившейся лавы составила около  $36 \text{ км}^2$ , а подсчитанный объём лавы составил приблизился к  $0,5 \text{ км}^3$  [8, 11].

Для ТТИ-50 можно выделить следующие рельефообразующие процессы:

- Пространственное и временное развитие лавовых потоков (перемещение лавового материала, нарастание площади лавовых полей, увеличение их мощности) (рисунок 1-8).

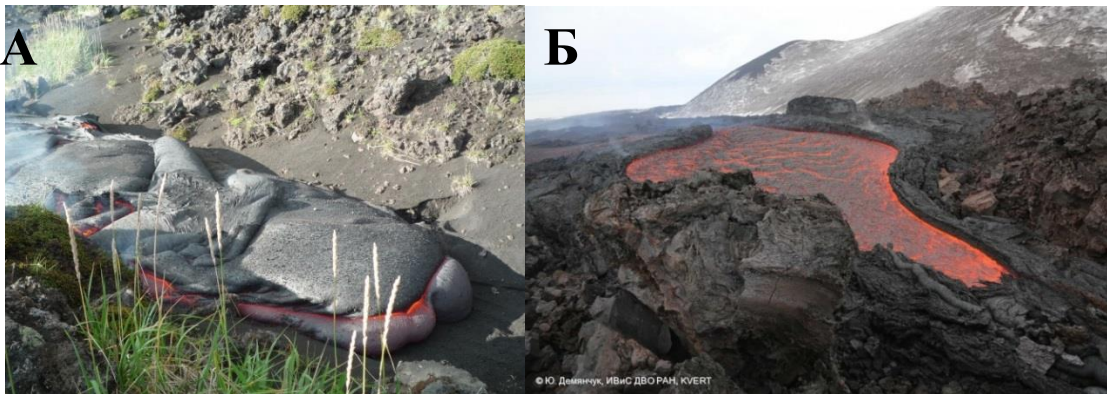


Рисунок 1-8 А – нарастание площади лавовых полей. Фото автора. Б – лавовая река перед входом в тоннель. Фото Ю.Деменчука

- Формирование микрорельефа лавовых полей (растрескивание их поверхности, термодинамические просадки) (рисунок 1-9).



Рисунок 1-9 Растрескивание поверхности лавовых полей в результате остывания. Фото Е.Лебедевой

В результате ТТИ-50 существенно изменился облик Толбачинского Дола. Появление новых форм рельефа – лавовых полей – привело к ухудшению транспортной доступности района и разрушению объектов научной и туристической инфраструктуры (рисунок 1-10).

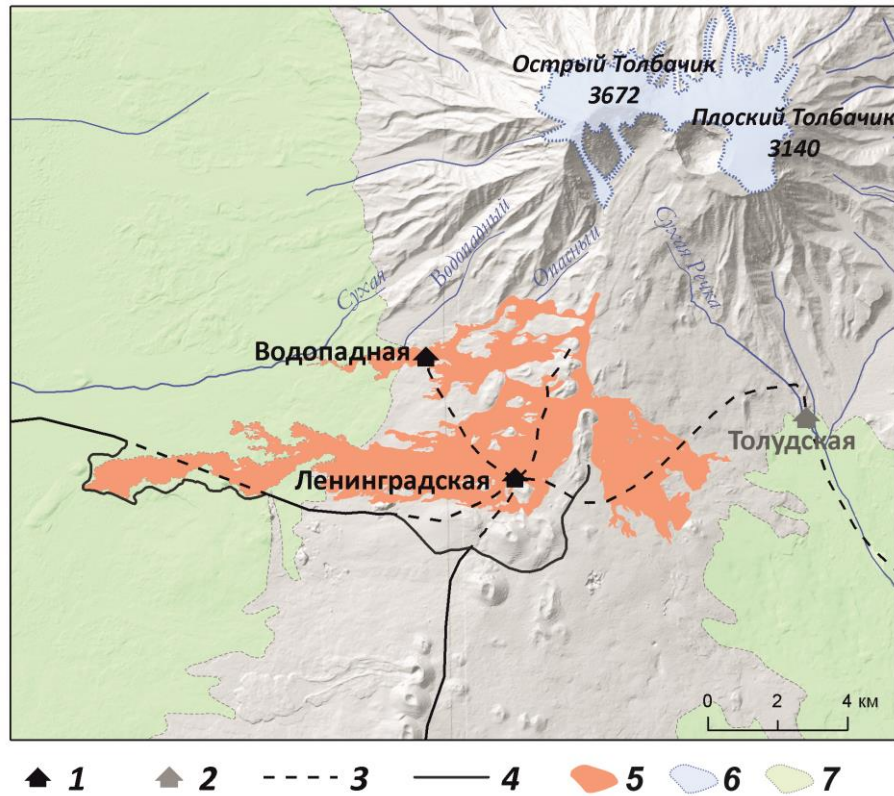


Рисунок 1-10 Изменение инфраструктуры Толбачинского Дола в результате ТТИ-50. 1 – научные и туристические базы, разрушенные в результате извержения; 2 – научные и туристические базы, ставшие малодоступными; 3 – участки дорог, переставшие функционировать; 4 – дорога в Толбачинский Дол после ТТИ-50; 5 – лавовые поля ТТИ-50; 6 – ледники; 7 – лесная растительность

Большое количество работ, посвященных изучению ТТИ-50, представляют результаты изучения петрологических, геохимических свойств продуктов извержения, сейсмической активности региона в период извержения [44, 53, 69, 86, 103]. Часть исследований посвящена изучению ТТИ-50 по материалам дистанционного зондирования [11, 68, 81]. Однако в приведенных работах ДДЗ используются преимущественно для анализа площади и объемов извержения (в том числе и методами радиолокационной интерферометрии). Современное развитие методов обработки данных дистанционного зондирования позволяет

также получить и ряд других характеристик, таких, как величины просадок поверхности застывших лавовых полей, а также выявить места растрескивания их поверхности. Совместный анализ комплекса таких характеристик позволит исследовать развитие подобных событий, выявить новые закономерности и на новом уровне изучить ТТИ-50.

### 1.3. Характеристика отражательных свойств объектов Толбачинского Дола

Выделение природных и антропогенных объектов земной поверхности для тематического картографирования, изучение их свойств на основе данных дистанционного зондирования основано на физических принципах формирования сигнала отраженного солнечного излучения или радиолокационного сигнала. Практически безлесная поверхность Толбачинского Дола (Гришин, Шляхов, 2009) сложена преимущественно лавами базальтового типа и пирокластическими потоками разных возрастов [45]. Эти объекты и определяют облик Толбачинского Дола на космических снимках.

Породы извержения ТТИ-50 представляют собой субафировые черные базальты и имеют цвет от черного до серого (рисунок 1-11) [3, 103].

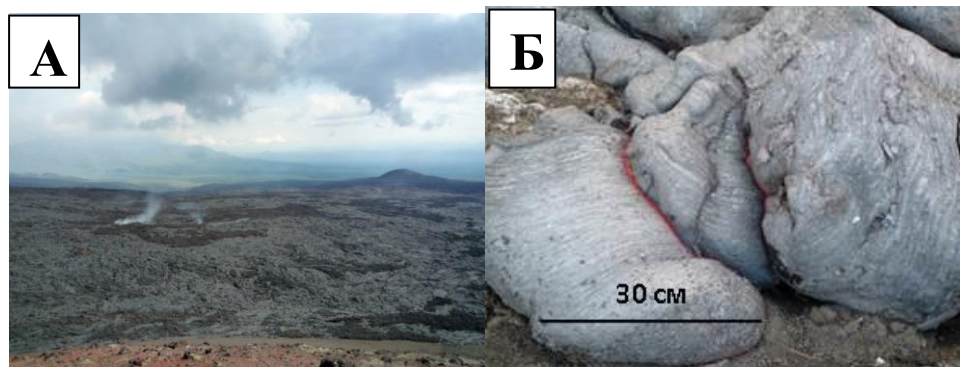


Рисунок 1-11 А – вид на Толудское лавовое поле с конуса Клешня. Фото автора. Б – базальтовые лавы ТТИ-50. Фото автора

Процессы выветривания продуктов последних извержений (например, 1941 г, БТТИ 1975-1976) начали развиваться относительно недавно, химический состав лав остается прежним, соответственно, на снимках оптического диапазона

границы разновозрастных лавовых потоков сливаются и опознать их становится невозможным.

Для анализа возможности выделения по снимкам оптического диапазона лавовых потоков разного возраста были проанализированы кривые спектральной яркости (сырые значения) лав Толбачинского Дола разного возраста, которые построены по космическому снимку Landsat-8/OLI от 09.09.2013.

На рисунке 1-12 показано расположение точек, для которых были построены кривые. Выбор образцов для анализа яркости выполнялся таким образом, чтобы охватить спектральные характеристики лав, прилегающих к лавам ТТИ-50.

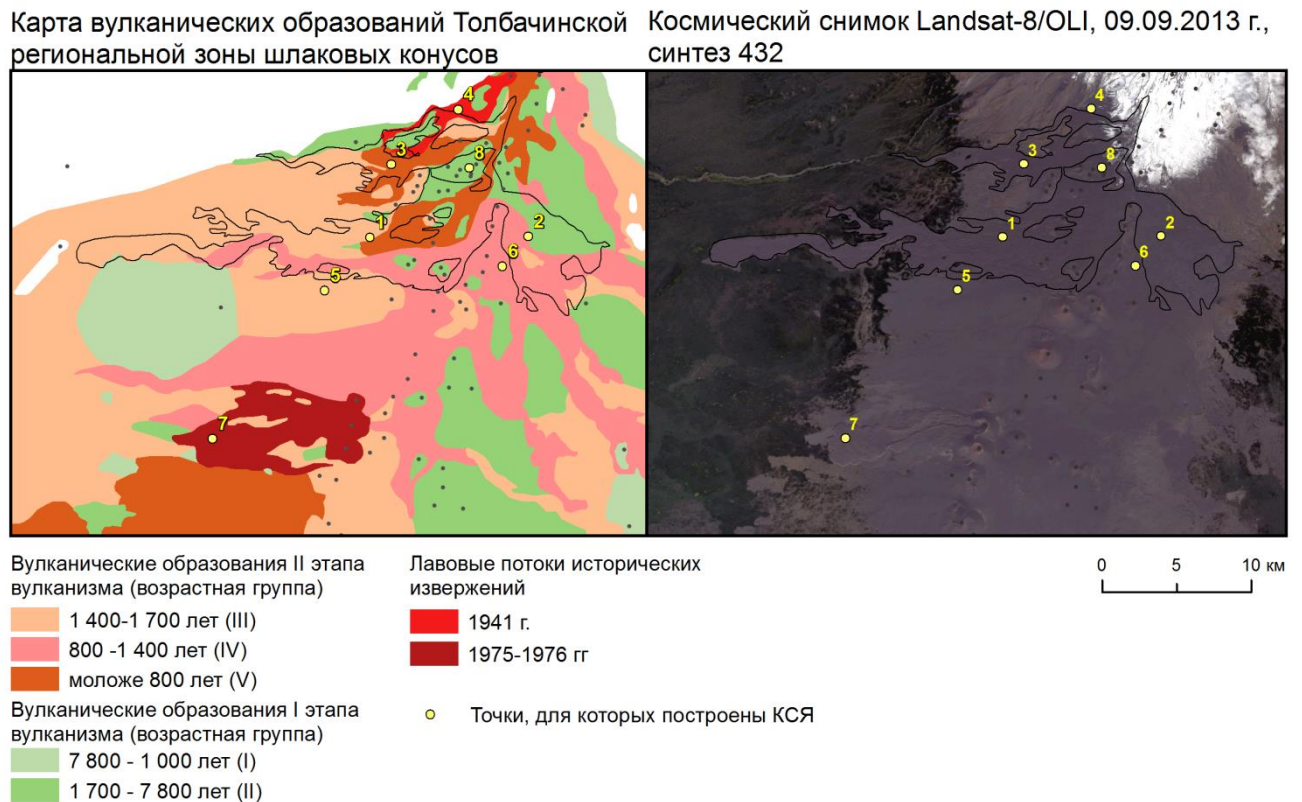


Рисунок 1-12 Положение точек, для которых были построены кривые спектральные яркости (в легенде КСЯ)

Для каждого лавового поля ТТИ-50 была построена своя кривая спектральной яркости (точки 1-3 на рисунке 1-10), дальнейший совместный анализ которых показал, что они практически совпадают (рисунок 1-13). Поэтому при сравнительном анализе сырых значений яркости лав ТТИ-50 и лавовых

потоков предыдущих извержений Толбачинского Дола использовалась одна кривая спектральной яркости, построенная по усредненным сырым значениям трех лавовых полей ТТИ-50.

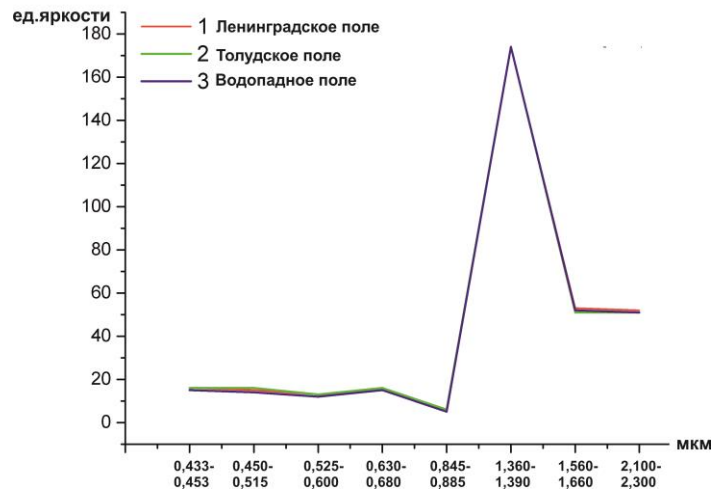


Рисунок 1-13 Кривые спектральной яркости полей ТТИ-50

На рисунке 1-14 представлены кривые спектральной яркости лавовых потоков Толбачинского Дола разного возраста.

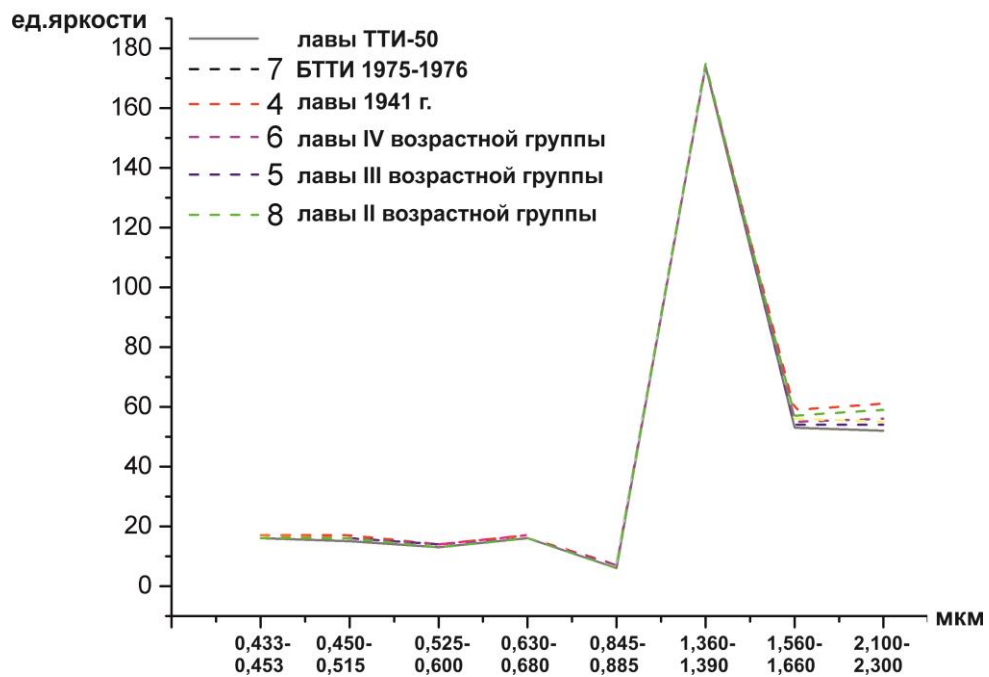


Рисунок 1-14 Кривые спектральной яркости лав Толбачинского Дола разного возраста



Анализируя рисунок 1-12, можно отметить, что кривые спектральной яркости лав разных возрастов в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах практически совпадают, небольшие отличия наблюдаются лишь в среднем инфракрасном диапазоне. Это обуславливает плохую различимость лавовых полей на снимках оптического диапазона и не всегда эффективное обращение к цветовому синтезу с использованием различных каналов. На рисунке 1-15 приведены фрагменты космического снимка Landsat-8/OLI в разных комбинациях спектральных каналов.

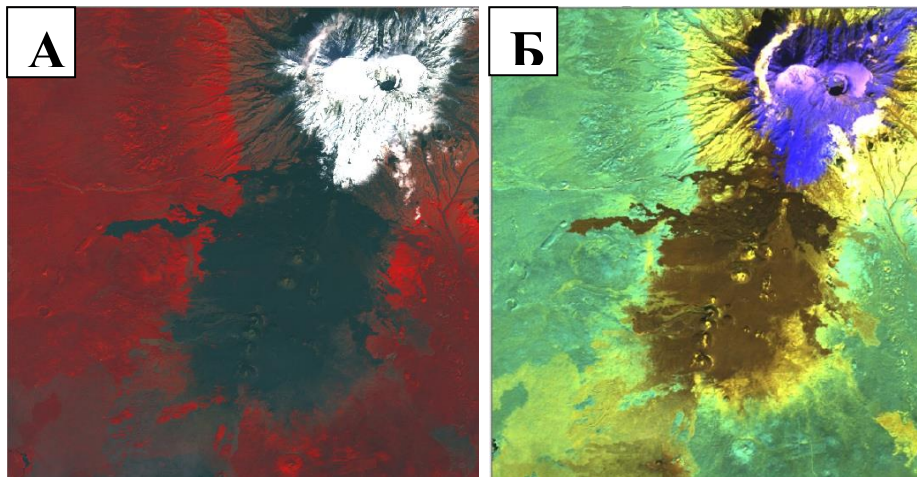


Рисунок 1-15 Фрагменты космического снимка Landsat-8/OLI от 09.09.2013 года на Толбачинский Дол. А – синтез 5-4-3, Б – 7-6-5

Таким образом, для картографирования границ лавовых потоков разных возрастов и генераций необходимо использовать другие источники информации. Так, можно привлекать материалы радиолокационной съемки земной поверхности.

Параметры отраженного радиолокационного сигнала определяется типом подстилающей поверхности. Сформировавшееся лавовое поле – наиболее стабильный по своим характеристикам объект вулканических районов, отражающий сигнал с максимальной интенсивностью. Однако в разные этапы формирования лавового потока его поверхность претерпевает изменения. Когда лава излилась и начинает остывать, происходит растрескивание ее поверхности

(рисунок 1-9). Это приводит к изменению интенсивности вернувшегося к радиолокатору сигнала [100].

В работе Н. Стивенса [100] приводится подробное описание формирования отраженного радиолокационного сигнала от поверхности лавовых потоков. Во время извержения, когда идет активное формирование лавового потока, его поверхность претерпевает сильные изменения с момента предыдущей съемки. В результате радиолокационный сигнал отражается уже под другим углом и несет в себе амплитудную и фазовую составляющие, отличные от сигналов предыдущих радиолокационных съемок (рисунок 1-16).

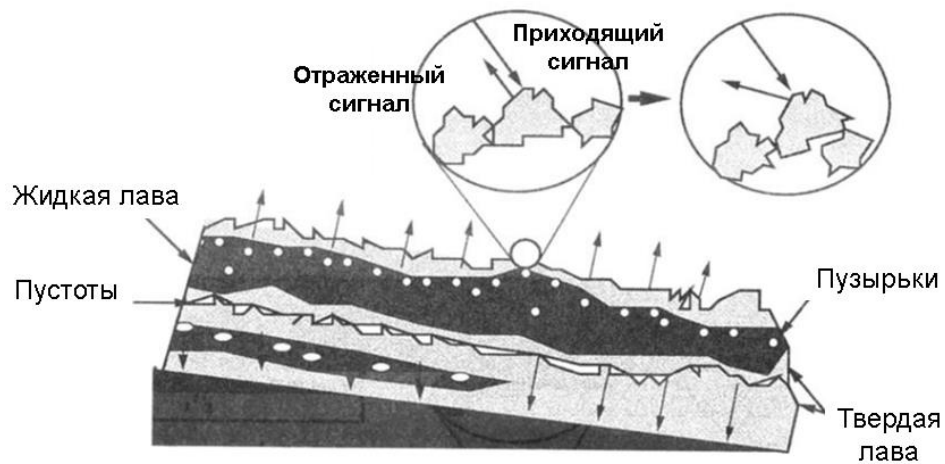


Рисунок 1-16 Схема формирования отраженного радиолокационного сигнала от остывающей поверхности лавового потока (по работе [100])

Дальнейшие термодинамические процессы, а также разрушение кровли лавоводов приводят к образованию просадок поверхности лавовых потоков. Анализируя РЛИ, полученные в разные периоды извержения, можно оценить произошедшие изменения. В частности при интерферометрической обработке пары РЛИ, можно выявить места растрескивания лавовых потоков на основе потери согласованности (когерентности) отраженного сигнала [50, 100].

#### 1.4. Выводы

1. Недоступность некоторых вулканических районов Земли для полевых исследований делает актуальным их изучение с применением методов дистанционного зондирования. Развитие методов радиолокационной космической съемки сделало возможным изучение вулканических районов независимо от погодных условий и наличия пепловых шлейфов, которые во многом ограничивают использование материалов в видимом и инфракрасном диапазонах;
2. В результате обзора литературы установлено, что хотя метод радиолокационной интерферометрии используется для анализа динамики рельефа вулканических районов, методы тематического картографирования рельефообразующих процессов вулканических областей, сочетающие отображение изменения рельефа, характера поверхности и площади распространения лавовых полей, практически не развиты. В то же время обилие материалов радиолокационной съемки ТТИ-50 позволяет изучить применимость радиолокационной интерферометрии для картографирования динамики рельефа;
3. В главе проанализированы преимущества и недостатки методов изучения Толбачинского Дола по снимкам в разных спектральных диапазонах. Особенности лавовых покровов Толбачинского Дола и их отображение в качестве темных однородных областей на снимках оптического диапазона обуславливают поиск других источников для картографирования границ лавовых полей. Таким источником картографирования должны стать материалы радиолокационной съемки.

## Глава 2. Методика интерферометрической обработки РЛИ. Характеристика материалов исследования

### 2.1. Теоретические основы радиолокационной интерферометрии

Радиолокационная интерферометрия – многоступенчатый метод обработки радиолокационных изображений, используемый для построения цифровых моделей рельефа (ЦМР) или получения величин смещений земной поверхности [14, 84].

#### *Понятие об интерферометрической базе*

Метод предполагает использование набора (двух и более) РЛИ на исследуемую территорию при совпадающих или близких условиях наблюдения, определяемых интерферометрической базой (Верба, 2010). Интерферометрической базой называется расстояние между положением радиолокатора в два момента времени или длина штанги, на разных концах которой расположены два радиолокатора. В расчетах и анализе пригодности пары РЛИ к интерферометрической обработке используется перпендикулярная компонента пространственной интерферометрической базы (рисунок 2-1) [14].

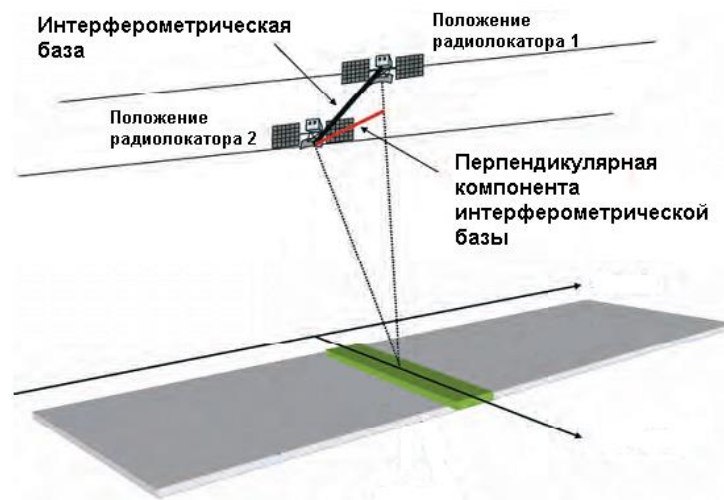


Рисунок 2-1 Интерферометрическая база

Ориентация интерферометрической базы в пространстве делит виды интерферометрической съемки на два типа: ориентация базы вдоль трассы полета

и поперек трассы. Пространственная ориентация базы вдоль трассы полета космического аппарата (КА) возможна только в случае однопроходной съемки и предназначена для определения движущихся целей и измерения их скоростей [14]. Поскольку целью диссертационного исследования является изучение динамики рельефа, то в работе детали интерферометрической съемки с ориентацией базы вдоль трассы полета не рассматриваются.

Пространственная ориентация интерферометрической базы поперек трассы движения КА создает условия для вычисления абсолютных высот местности и измерения смещения земной поверхности за период между съемками. Для построения цифровых моделей рельефа в большинстве случаев используют однопроходную съемку двумя радиолокаторами с поперечной базой или двухпроходную съемку с небольшим временным промежутком для исключения влияния изменения отражательных свойств объектов земной поверхности. Для измерения смещений земной поверхности необходимо использование минимум двух РЛИ.

*Суть метода радиолокационной интерферометрии для построения ЦМР*

Две точки земной поверхности (Q и P на рисунке 2-2), имеющие одинаковое расстояние до радиолокатора, не могут быть разнесены в пространстве, т.к. они имеют одинаковое время прихода сигнала. Если же выполнить космическую съемку с немного различающихся позиций, то наклонные дальности будут отличаться. В этом случае два радиолокатора, разделенных интерферометрической базой, играют роль интерферометра. Значение интерферометрической базы не должно превышать 150-500 м. Анализ двух отраженных когерентных сигналов, приходящих к радиолокаторам, разнесенным в пространстве на интерферометрическую базу, позволяет сформировать разность фаз для каждого пикселя изображения, которая затем пересчитывается в значения абсолютных высот с применением набора опорных точек.

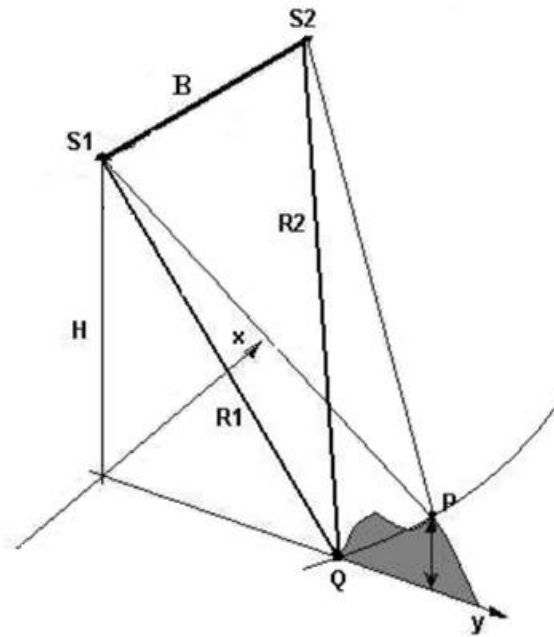


Рисунок 2-2 Геометрия наблюдения с целью построения цифровых моделей рельефа. S1 и S2 – положение радиолокатора в два момента времени; Q и P – объекты земной поверхности, R1 и R2 – расстояние между радиолокатором и объектами земной поверхности, B – интерферометрическая база; H – высота космического аппарата

*Суть метода радиолокационной интерферометрии для вычисления смещений земной поверхности*

Радиолокационная интерферометрия позволяет вычислять смещения земной поверхности по нескольким направлениям – по линии визирования (LOS), по вертикали, смещение объектов вниз по склону.

Если объект земной поверхности снимается с небольшим промежутком времени практически с одного и того же положения КА, то расстояние от радиолокатора до объекта должно быть неизменным и значение фазы вернувшегося сигнала также остается неизменным. Однако если положение объекта меняется, то меняется и расстояние, которое преодолевает сигнал от радиолокатора до объекта (рисунок 2-3). Соответственно, меняется значение фазы (фаза второго РЛИ оказывается несколько сдвинутой относительно первого). Разность фаз двух сигналов и характеризует смещение земной поверхности за период между двумя космическими съемками.

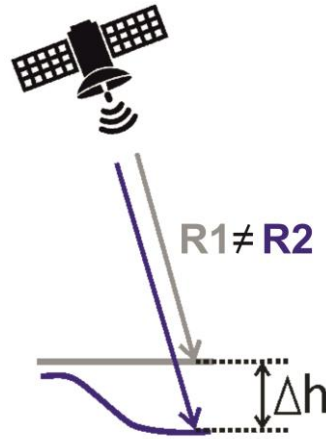


Рисунок 2-3 Принцип дифференциальной радиолокационной интерферометрии. Синим и серым цветом показано положение объекта земной поверхности и наклонная дальность до него в два момента времени

Поскольку интерферометрическая база между двумя положениями радиолокатора никогда не будет равна нулю, то полученная разность фаз ( $\Delta\varphi$ ) будет содержать не только компоненту, характеризующую смещения земной поверхности за период между съемками ( $\Delta\varphi_d$ ), но и такие компоненты, как фаза, характеризующие рельеф земной поверхности ( $\Delta\varphi_t$ ), атмосферные флуктуации ( $\Delta\varphi_a$ ), шумы приемной системы ( $\Delta\varphi_m$ ), а также всегда присутствует неизвестная начальная разность фаз ( $\Delta\varphi_0$ ) [14]:

$$\Delta\varphi = \Delta\varphi_t + \Delta\varphi_d + \Delta\varphi_a + \Delta\varphi_m + \Delta\varphi_0$$

Главной целью дифференциальной интерферометрии является извлечение из измеренной разности фаз компоненты, характеризующей произошедшие смещения путем исключения или уменьшения влияния других.

Влияние шумов приемника и наличие начальной разности фаз незначительно, этими компонентами пренебрегают. Устранение влияния атмосферных неоднородностей довольно трудоемкий процесс и зачастую влияние атмосферы неустранимо. Однако его можно уменьшить путем использования больших массивов РЛИ или привлечения дополнительных источников (например, GPS-измерения) [34, 43, 73, 74, 88, 95, 108].

Основное значение разности фаз пришедших сигналов составляют компоненты, соответствующие смещениям поверхности и рельефу. Для того, чтобы их разделить друг от друга, необходимо включать в обработку дополнительную цифровую модель рельефа, либо использовать более двух РЛИ.

Метод двухпроходной дифференциальной интерферометрии, основанный на привлечении дополнительной ЦМР, использует только два РЛИ. В этом случае предполагается, что смещения произошли в период между съемками. Другие методы основаны на привлечении трех РЛИ (трехпроходная интерферометрия) и четырех РЛИ (четырёхпроходная).

В трехпроходной интерферометрии выполняется обработка трех РЛИ, два из которых получены в тот период, когда исследуемый объект был еще стабилен (для получения составляющей, характеризующей только неизменный рельеф). Третье изображение должно быть получено после произошедших изменений и тогда в паре с одним из двух первых оно содержит информацию о рельефе и смещениях. Таким образом возможно выделить компоненту смещений земной поверхности.

В четырехпроходной интерферометрии участвуют четыре изображения – два из них должны быть сделаны до события, изменившего рельеф местности, а два других – после. Так становится возможным формирование двух разностно-фазовых картин, на основе разности которых затем вычисляются величины смещений.

Использование двух-, трех-, четырехпроходной интерферометрии не позволяет уменьшать влияние атмосферы. В настоящее время интенсивно развиваются такие методы интерферометрической обработки, как метод постоянных рассеивателей (PS) и метод малых базовых линий (SBAS), основанные на совместном использовании целых серий РЛИ [41, 64, 65, 71, 91, 92, 101]. Использование упомянутых методов позволяет резко ослабить влияние искажающих факторов (например, влияние неоднородностей атмосферы) и обеспечивает точность создаваемых цифровых моделей местности (ЦММ) до



первых метров, вычисления смещений – до нескольких миллиметров [28, 55, 56]. В случае двухпроходной интерферометрии обеспечивается субсантиметровая точность вычисления смещений поверхности. Относительная точность измерения высот рельефа находится в пределах 2-4 м, а абсолютная точность зависит от пересеченности рельефа поверхности и знания геометрии съемки [14].

Получает развитие и использование методов поляриметрической интерферометрии, основанной на использовании РЛИ разных поляризаций. В результате получают информацию о высотах растительного покрова [46, 47, 72, 90].

В диссертационной работе обработка радиолокационных изображений Radarsat-2 выполнена методом двухпроходной дифференциальной интерферометрии.

*Этапы интерферометрической обработки методом двухпроходной дифференциальной интерферометрии*

РЛИ, участвующие в интерферометрической обработке, должны быть получены при специальном режиме съемки, который записывает комплексное изображение, содержащее информацию об амплитуде изображения и фазе (Приложение А). Такое изображение в большинстве своем сохраняется в формат SLC (SingleLookComplex). В качестве исходных данных в интерферометрической обработке участвуют – пара РЛИ, одно из которых является основным (master), а второе вспомогательным (slave), опорная ЦМР (до события, вызвавшего смещение поверхности), набор опорных точек.

На первом этапе интерферометрической обработки тщательно выбирают РЛИ с оценкой их качества. Главным критерием на этом этапе является значение интерферометрической базы и временной интервал между съемками. Интерферометрическая обработка РЛИ возможна только в том случае, когда они получены с одной и той же орбиты одним и тем же или идентичным по своим характеристикам радиолокатором. Допустимое значение интерферометрической базы зависит от задач интерферометрической обработки. Перпендикулярная

компонента интерферометрической базы характеризует чувствительность обработки к рельефу поверхности. В зависимости от шероховатости объектов земной поверхности для построения ЦМР значение интерферометрической базы должно быть 100-500 метров для радаров С-диапазона [14]. Период между съемками должен быть минимальным для исключения эффекта временной декорреляции.

Для вычисления смещений земной поверхности, наоборот, значение интерферометрической базы должно быть минимальным, а выбор временного промежутка между съемками напрямую зависит от самих смещений (скоростей, задач) и их типа.

На втором этапе выполняется точное пространственное совмещение РЛИ (коррегистрация) с субпиксельной точностью. Пространственная несогласованность изображений вызвана главным образом разным временем начала их записи. Коррегистрация двух изображений выполняется в несколько шагов, включающих расчет параметров коррегистрации и пересчет второго изображения в геометрию первого.

После того, как выполнено точное пространственное совмещение двух РЛИ, выполняется комплексное перемножение значений пикселей РЛИ для формирования интерферограммы. Поскольку сформированная интерферограмма одновременно содержит компоненты, характеризующие смещения земной поверхности за период между съемками ( $\Delta\varphi_d$ ), и рельеф земной поверхности ( $\Delta\varphi_t$ ), то для их разделения необходимо выполнить процедуру «выглаживания» интерферограммы, которая компенсирует фазовый набег от опорной поверхности (топографическая фаза). Для этого необходимо использование цифровой модели рельефа. В результате формируется дифференциальная интерферограмма, содержащая только компоненту  $\Delta\varphi_d$ .

Наличие фазового шума в интерферограмме приводит к ошибкам в определении смещений земной поверхности. Для исключения таких ошибок

необходимо выполнить фильтрацию интерферограммы. Однако в результате фильтрации снижается детальность итоговой картины.

На следующем этапе выполняется расчет значений когерентности. Картина когерентности характеризует то, насколько два изображения коррелируют друг с другом (насколько согласован сигнал, пришедший в два момента времени к радиолокатору). Кроме того, значения когерентности используются для анализа качества дифференциальной интерферограммы.

Для получения итоговых значений смещений необходимо решить проблему фазовой неоднозначности. Разность фаз может быть измерена в диапазоне  $0-2\pi$  и как характеристика разности расстояний должна быть восстановлена путем раскрытия  $2\pi$ -неоднозначности фазовых измерений [14]. Этот процесс называется развертыванием фазы. На заключительном этапе выполняется расчет смещений (по линии визирования, выделение вертикальной компоненты) и геокодирование.

#### *Факторы, влияющие на качество интерферометрической обработки*

Точность рассчитанных значений абсолютных высот или смещений определяются качеством построенной интерферограммы, которая теоретически должна зависеть только от разницы длины пути, который проходит сигнал от земли до радиолокатора в два момента времени. Однако на практике на качество интерферограммы оказывает влияние гораздо больше факторов.

Для оценки качества интерферограммы можно использовать рассчитанные значения когерентности. Поскольку расчет выполняется при помощи скользящего окна, то его размер также влияет на итоговые значения смещений. Значения когерентности меняются от 0 до 1. Для шумной, полностью некогерентной картины с отсутствием полезной информации когерентность равна 0, а в случае отсутствия шума и полностью согласованных сигналов – 1.

Ниже перечислены основные факторы, влияющие на значения когерентности двух РЛИ.

1. Знание точных параметров орбиты и значения интерферометрической базы. Одним из важных факторов, определяющих возможность получения точных значений смещений поверхности в результате интерферометрической обработки РЛИ, является значение интерферометрической базы.

На основе параметров, описывающих положение КА во время выполнения съемки, рассчитывается значение интерферометрической базы и сравнивается с ее допустимым значением, которое определяется главным образом характеристиками радиолокатора (длина волны, полоса обзора, разрешение по наклонной дальности). При превышении допустимого значения интерферометрической базы получение точных значений высот или смещений земной поверхности невозможно.

Для вычисления величин смещений земной поверхности необходимо, чтобы значение интерферометрической базы было минимальным (близким к 0). Для радиолокаторов С-диапазона значение не должно превышать 70 м. С увеличением значения интерферометрической базы возрастает уровень шумов, который затрудняет выделение компоненты смещений из сформированной интерферограммы, однако возможность построения ЦМР сохраняется.

2. Временная декорреляция возникает тогда, когда в период между двумя съемками произошли существенные изменения в состоянии объекта. В таком случае нарушается согласованность приходящих к радиолокатору сигналов и становится невозможным вычислить значения смещений для таких участков. Критичность величины интервала между съемками определяется спецификой района. Так, для таких районов как Толбачинский Дол, где нет сплошного растительного покрова, период между двумя съемками может достигать довольно большого значения. В некоторых случаях возможно использование РЛИ, полученных с интервалом год или более. При интерферометрической обработке таких изображений важно, чтобы они были получены в один сезон года.

Временная декорреляция зависит также и от частотного диапазона радиолокатора. Длинноволновые диапазоны имеют преимущества, обеспечивая

меньший уровень декорреляции снимков интерферометрической пары в районах, покрытых растительностью, за счет большей проникающей способности [22].

3. Геометрические искажения (Приложение А) влияют на возможность выполнения развертывания фазы.

4. Атмосферные неоднородности в момент выполнения съемки оказывают существенное влияние на качество двухпроходной дифференциальной интерферометрии. Неоднородная атмосфера (связанная с тропосферной турбулентностью и вариациями содержания водяного пара) вносит ошибки для локальных участков РЛИ, которые достаточно сложно устранить [34, 49, 74]. Один из методов устранения такого рода искажений – осреднение интерферометрических измерений для независимых пар. С точки зрения двухпроходной дифференциальной интерферометрии важно учитывать особенности географического положения объекта и сезон съемки. Так, географическое положение Толбачинского Дола и сезонные особенности состояния атмосферы обуславливают необходимость использования РЛИ, полученных в августе-сентябре [81].

#### *Анализ программного обеспечения для интерферометрической обработки*

Для обработки данных дистанционного зондирования в настоящий момент реализовано большое количество программных продуктов. Однако лишь часть программного обеспечения (ПО), включающая как коммерческое, так и открытое, предоставляет возможности для обработки радиолокационной интерферометрии. Явным преимуществом коммерческого ПО является многофункциональность, открытого – доступность. Открытые программные пакеты имеют лишь незначительные возможности для обработки интерферометрических пар. Для увеличения функциональности такого ПО необходимо иметь навыки программирования. Это, с одной стороны, является препятствием для работы пользователя без опыта программирования, а с другой – возможность продвинутым пользователям доработать ПО под конкретные задачи.

Обзоры ПО для интерферометрической обработки РЛИ выполнялись и ранее [17, 28]. Однако эти обзоры включают оценку ПО с точки зрения технологий, реализации тех или иных алгоритмов и быстродействия их работы. Анализ доступного программного обеспечения с точки зрения удобства работы пользователя фактически не выполнялся.

Наиболее распространенный метод радиолокационной интерферометрии, обработку которого поддерживает большинство коммерческого и открытого ПО – двухпроходная дифференциальная интерферометрия. Максимальное количество методов обработки радарной интерферометрии поддерживает модуль SARscape для ENVI.

В рамках диссертационного исследования для оценки возможностей ПО в части обработки радиолокационной интерферометрии были выбраны два коммерческих продукта – ERDAS Imagine и модуль SARscape для ENVI и представитель открытого ПО – SNAP (Sentinel Application Platform), являющийся преемником программного обеспечения TheNext ESA SAR Toolbox (NEST). Такой выбор программных пакетов объясняется тем, что ERDAS Imagine и ENVI/SARscape – два основных продукта на рынке коммерческого ПО для обработки ДДЗ. В текущей версии PCIGeomatica обработка радиолокационных данных ограничена. Выбор SNAP обусловлен своей доступностью и назначением, цель которого поддерживать обработку открытых РЛИ Sentinel-1A. Кроме того, SNAP поддерживает обработку Radarsat-2, а также по опыту автора обладает удобным пользовательским интерфейсом. Среди отечественного программного обеспечения для обработки РЛИ методами радиолокационной интерферометрии существует ПО PHOTOMOD Radar, в котором реализована обработка методом двухпроходной интерферометрии. Однако из-за отсутствия лицензии на ПО PHOTOMOD Radary автора не было возможности провести его исследование.

ERDAS Imagine – программный продукт для обработки данных дистанционного зондирования, первоначально разработанный компанией ERDAS Inc. В настоящее время продукт выпускает концерн Hexagon. ERDAS Imagine

позволяет выполнять полный цикл обработки данных дистанционного зондирования разного типа (импорт, подготовка к тематическому дешифрированию, дешифрирование полученных изображений, оформление результата дешифрирования). Для работы с РЛИ создан специальный модуль – Radar, где есть блок инструментов (Interferometry), предназначенный для интерферометрической обработки РЛИ.

Программный комплекс ENVI, выпускаемый американской корпорацией ITT Visual Information Solutions, также предназначен для обработки данных дистанционного зондирования разного типа. Для работы с радиолокационными изображениями предусмотрен отдельный модуль SARscape, который позволяет выполнять полный цикл обработки радиолокационных изображений, включая интерферометрическую.

SNAP – набор программных модулей для обработки данных с космических аппаратов Sentinel. Включает в себя все алгоритмы и процессы обработки данных дистанционного зондирования, ранее созданные Европейским космическим агентством (ESA) программных продуктов (Sentinel-1,2,3 Toolbox, BEAM, NEST), предыдущие программные модули, разработанные для свободного распространения. Для обработки радиолокационных изображений предусмотрена отдельная группа инструментов (Radar), включающая в себя и интерферометрическую обработку.

Наиболее широкими возможностями из анализируемого ПО обладает модуль SARscape. Помимо возможности обработки методом двухпроходной интерферометрии, в SARscape реализованы алгоритмы расчетов многопроходной интерферометрии методом постоянных рассеивателей (PS) и с использованием метода малых базовых линий (SBAS). В SNAP реализованы лишь алгоритмы двух- и трехпроходной дифференциальной интерферометрии, а ERDAS Imagine только двухпроходной.

Практически во всем анализируемом ПО этапы интерферометрической обработки собраны в нужной последовательности в отдельном интерфейсе

(ERDAS Imagine) или вкладке меню (SARscape, SNAP) и пользователю остается лишь последовательно их запустить. Так, все необходимые инструменты для выполнения интерферометрической обработки собраны в специальном интерфейсе ERDAS Imagine (рисунок 2-4). В левой части интерфейса в нужном порядке расположены все этапы интерферометрической обработки – от импорта радиолокационных сцен до итоговых изображений вертикальных и горизонтальных смещений.

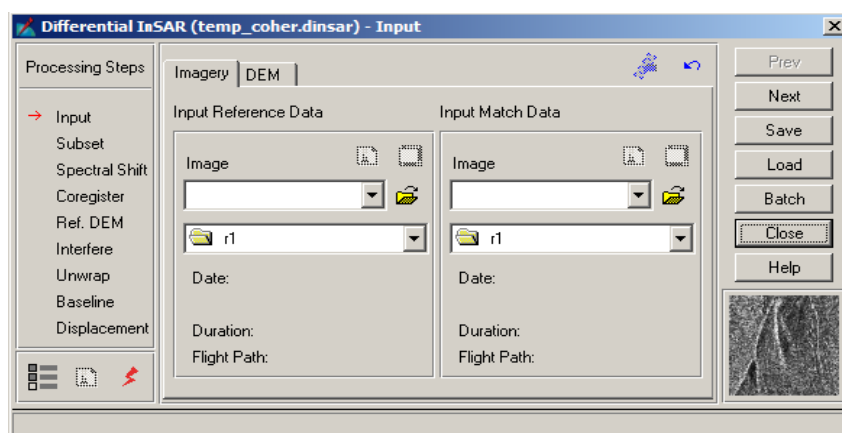


Рисунок 2-4 Интерфейс для выполнения обработки радиолокационной интерферометрии в ERDAS Imagine

Инструменты для интерферометрической обработки в SARscape собраны в отдельном пункте меню и пронумерованы в порядке их выполнения (рисунок 2-5).



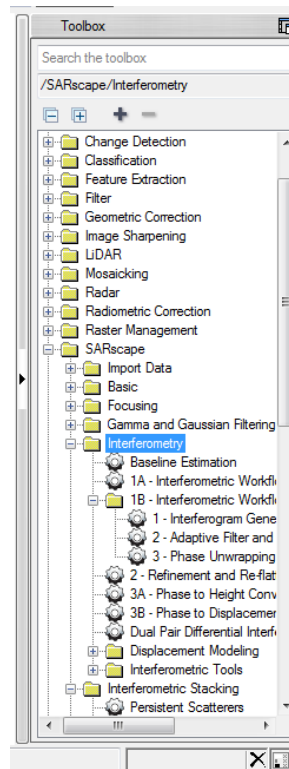


Рисунок 2-5 Интерфейс для выполнения обработки радиолокационной интерферометрии в SARscape/ENVI

В SNAP все этапы интерферометрической обработки также собраны в одной вкладке, однако последовательность соблюдена не для всех этапов, что связано с тем, что развертка фазы выполняется во внешнем ПО (рисунок 2-6).

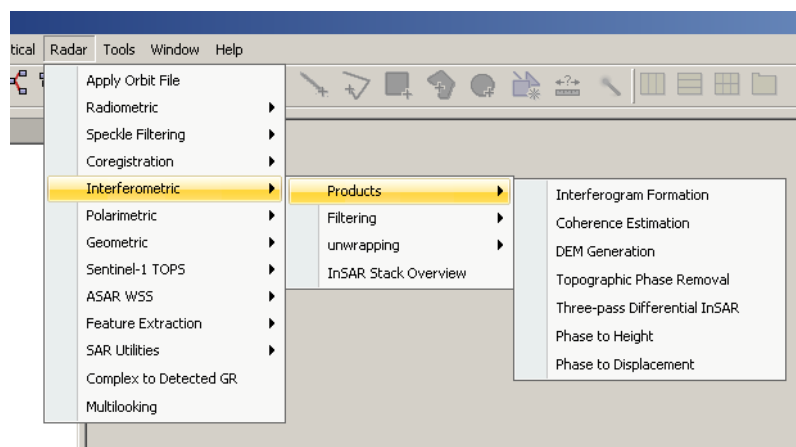


Рисунок 2-6 Интерфейс для выполнения обработки радиолокационной интерферометрии в SNAP

В части реализации самого процесса обработки наиболее гибкими возможностями обладает программное обеспечение SARscape – на каждом этапе обработки есть возможность настроить любой его параметр. Однако такая реализация в некоторых случаях требует глубоких знаний в области физических основ интерферометрии и может создать некоторые сложности в обработке интерферометрических пар.

В ERDAS Imagine реализованы две возможности – полностью автоматизированная обработка интерферометрических пар и обработка с участием человека. Автоматизированная обработка позволяет получить достаточно точные результаты, которые являются достаточными для большого количества пользователей.

Настройки обработки интерферометрических пар в SNAP довольно ограничены в части выполнения развертки фазы. Для остальных этапов обработки предусмотрено достаточное количество параметров, значения по умолчанию которых могут быть изменены пользователем. SNAP, как и большая часть открытого ПО, имеет свою особенность реализации этапа развертывания фазы, который осуществляется с помощью внешней программы – Snaphu (работающей под операционной системой Linux), имеющей существенно меньшие возможности по сравнению с SARscape и ERDAS Imagine. Развертывание фазы SARscape и ERDAS Imagine выполняется практически одинаково и существенно быстрее, чем в SNAP.

Возможности визуализации результатов обработки в ERDAS Imagine Interferometry и ENVI SARscape довольно схожи, SNAP существенно уступает в качестве визуализации изображения (рисунок 2-7).

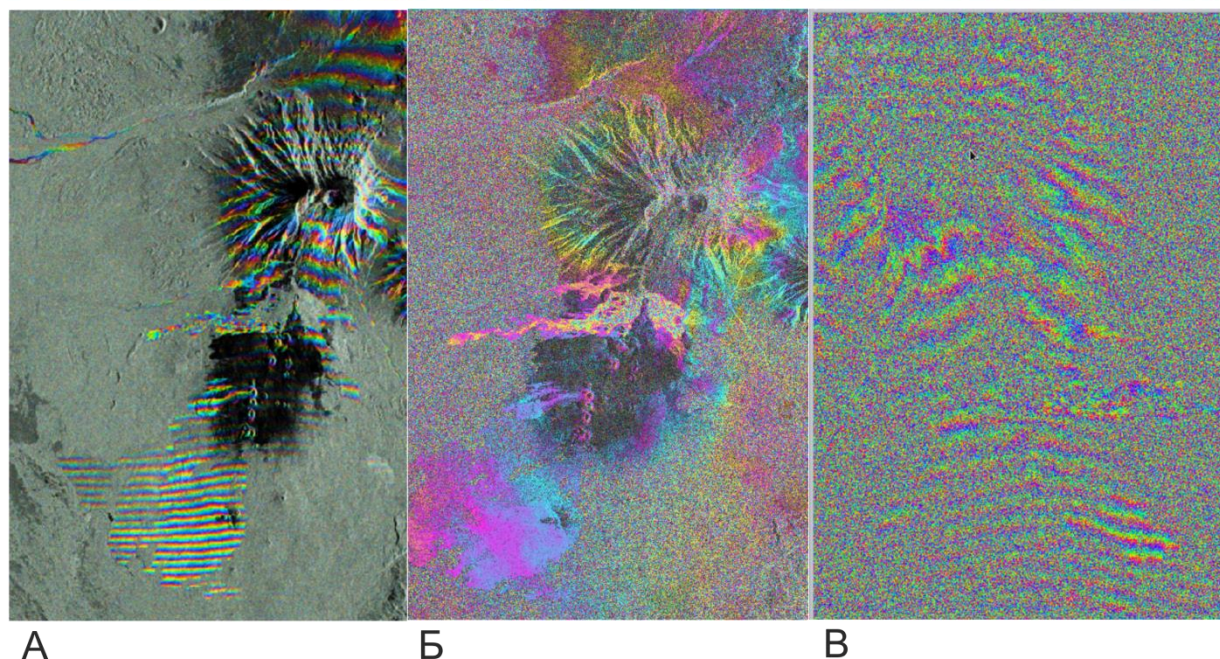


Рисунок 2-7 Визуализация интерферограммы: А-ERDAS Imagine, В- SARscape, С – SNAP

## 2.2. Характеристика радиолокационных изображений (РЛИ)

### Radarsat-2

Для изучения динамики рельефа Толбачинского Дола в течение ТТИ-50 использовались пары РЛИ, полученные съемочной системой Radarsat-2 с восходящей и нисходящей орбит. Характеристики радиолокатора и некоторые параметры съемки приведены в таблице 2-1.

Таблица 2-1 Характеристики радиолокатора Radarsat-2

Параметр	Значение параметра для Radarsat-2
Частотный/спектральный диапазон	С (5,6 см)
Пространственное разрешение	5,2x7,7 м
Ширина полосы съемки	50 км
Поляризация	НН
Орбита	Нисходящая, восходящая
Повторяемость	24 дня

Для всех пар РЛИ Radarsat-2 были рассчитаны значения перпендикулярной компоненты интерферометрической базы (таблица 2-2). Как указано в разделе 2.1, для вычисления значений смещений поверхности величина перпендикулярной компоненты для радиолокаторов типа Radarsat-2 не должна превышать 70 м. В таблице 2-2 зеленым цветом выделены те значения, которые не превышают пороговые. Желтым цветом выделены те значения, которые также не превышают пороговые, но соответствующая пара РЛИ не может быть использована для получения величин смещений вследствие высокой временной декорреляции. Синим выделены те пары, обработка которых была выполнена в рамках диссертационной работы.

Таблица 2-2 Значения интерферометрической базы, рассчитанные для пар Radarsat-2

Восходящая	01.06.2013	25.06.2013	19.07.2013	12.08.2013	05.09.2013	29.09.2013
01.06.2013		71	47	230	187	361
25.06.2013	71		65	290	247	421
19.07.2013	47	65		229	184	358
12.08.2013	230	290	229		-40	134
05.09.2013	187	247	184	-40		174
29.09.2013	361	421	358	134	174	
Нисходящая	05.06.2013	29.06.2013	23.07.2013	16.08.2013	09.09.2013	03.10.2013
05.06.2013		44	23	99	108	123
29.06.2013	44		60	59	66	79
23.07.2013	23	60		119	121	136
16.08.2013	99	59	119		18	36
09.09.2013	108	66	121	18		18
03.10.2013	123	79	136	36	18	

Анализ значений перпендикулярной компоненты интерферометрической базы, приведенных в таблице 2-2, показывает пригодность для расчета точных величин смещений поверхности только двух пар изображений, полученных при съемке с восходящей орбиты (25.06.2013-19.07.2013, 12.08.2013 – 05.09.2013). Из всех пар, полученных при съемке с нисходящей орбиты, для расчета точных величин смещений РЛИ пригодны пары 05.06.2013-29.06.2013, 29.06.2013-

23.07.2013, 16.08.2013-09.09.2013, 09.09.2013-03.10.2013. Однако отсутствие каких-либо дополнительных материалов для проверки точности расчетов обуславливает использование для расчета итоговых значений смещений смежных пар РЛИ (полученных практически в одни и те же сроки с нисходящей и восходящей орбит). Поэтому для расчета значений смещений использованы только 4 пары: пара с восходящей орбиты 25.06.2013-19.07.2013 и смежная с ней пара с нисходящей орбиты 29.06.2013-23.07.2013, а также пара с восходящей орбиты 12.08.2013 – 05.09.2013 и смежная с ней пара с нисходящей орбиты 16.08.2013-09.09.2013.

Как было показано в разделе 2.1, на точность интерферометрической обработки существенное влияние оказывают метеоусловия в момент выполнения съемки. В таблице 2-3 приведена характеристика состояния облачного покрова (получено в результате анализа космических снимков Terra/MODIS, Aqua/MODIS), значений температуры воздуха и наличия осадков (данные метеостанции в поселке Козыревск). В связи с тем, что абсолютная высота поселка Козыревск составляет 30-40 м, а высоты извержения ГТИ-50 превышают 1 500 м, то был выполнен расчет приблизительных значений температуры для Толбачинского Дола с использованием температурного градиента (уменьшение температуры на 0,6 каждые 100° м высоты) [30].

Анализируя представленную в таблице 2-3 информацию, можно отметить, что практически все РЛИ получены при положительной температуре и практически полном отсутствии осадков. Однако наличие сплошной облачности (как, например, 25 июня 2013 г.) в совокупности с осадками может влиять на точность вычисления смещений.

Таблица 2-3 Перечень использованных в работе интерферометрических РЛИ и характеристика метеословий на момент выполнения съемки

	Облачность	Осадки	Температура в поселке Козыревск, °С	Температура в районе Толбачинского Дола, °С
<b>Восходящая орбита</b>				
25 июня 2013 г.	сплошная	дождь	8,0	-1,0
19 июля 2013 г.	отсутствует	без осадков	20,1	11,1
12 августа 2013 г.	частично	без осадков	16,5	7,5
5 сентября 2013 г.	практически отсутствует	без осадков	12,4	3,4
<b>Нисходящая орбита</b>				
29 июня 2013 г.	локально над Толбачиком	дождь	15,6	6,6
23 июля 2013 г.	сплошная	без осадков	16,5	7,5
16 августа 2013 г.	частично	без осадков	13,4	4,4
9 сентября 2013 г.	практически отсутствует	без осадков	9,6	0,6

### 2.3. Интерферометрическая обработка РЛИ Radarsat-2 на район исследования

В диссертационной работе итоговая интерферометрическая обработка выбранных РЛИ Radarsat-2 выполнялась в программном продукте ENVI/SarScape. В качестве внешней ЦМР использована SRTM.

Особенностью РЛИ Radarsat-2 является то, что в метаданных, сопровождающих РЛИ, содержится неточная информация о положении КА на момент съемки. Это приводит к тому, что в интерферограмме, сформированной для такой пары РЛИ, присутствует градиент – «орбитальный сдвиг», который вносит критические ошибки в итоговые значения смещений (рисунок 2-8). Для устранения систематических ошибок такого рода необходимо использовать дополнительные файлы (эфемериды), точно описывающие положение КА на момент выполнения съемки. Для Radarsat-2 такие файлы возможно получить по запросу у оператора КА. При обработке в ПО ENVI/SARscape полученные файлы подгружаются во время импорта РЛИ и сохраняются в метаданных изображения.

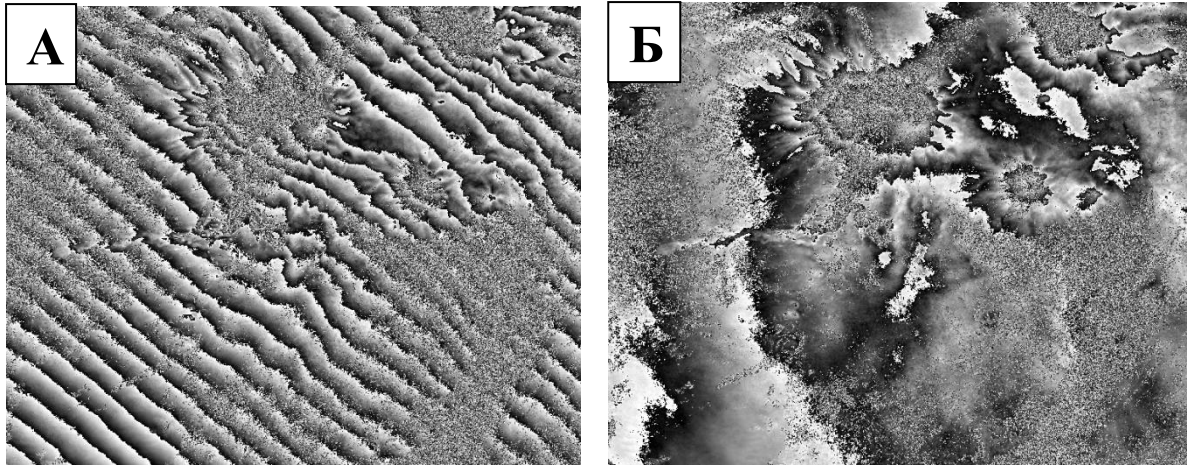


Рисунок 2-8 А – интерферограмма до коррекции орбитального сдвига, построенная для пары РЛИ Radarsat-2 06.06.2013-29.06.2013; Б – интерферограмма после коррекции орбитального сдвига, , построенная для той пары РЛИ Radarsat-2

На рисунке 2-9 приведены дифференциальные интерферограммы после выполнения процедуры фильтрации (фильтром Goldstein) для пар с восходящей орбиты 25.06.2013 – 19.07.2013 и с нисходящей орбиты 29.06.2013 – 23.07.2013.

На интерферограмме 29.06.2013 – 23.07.2013 в нижней части изображения заметны широкие горизонтальные полосы, которые становятся чаще в верхней части. Такие полосы возникают из-за набега фазы по направлению движения космического аппарата («лишняя» фаза). На анализируемой интерферограмме также отмечается кольцо вокруг Толбачинского вулканического массива, что обусловлено набегом фазы с высотой (влияние больших перепадов высот). Обозначенные явления сказываются на точности вычисления значений вертикальных смещений.

На интерферограмме, построенной по паре РЛИ 25.06.2013-19.07.2013, также заметен набег фазы по направлению движения КА – несколько широких полос от нижнего края изображения к верхнему.

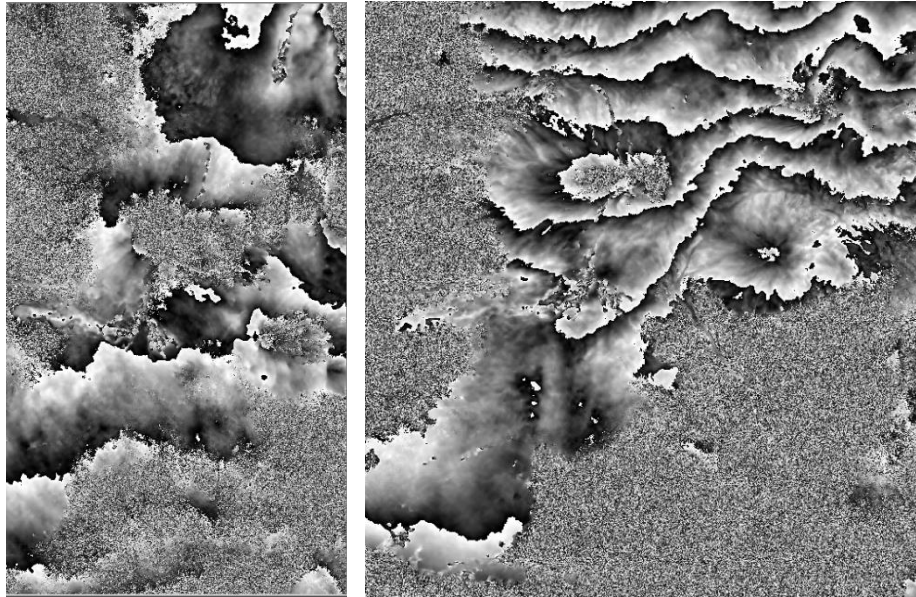


Рисунок 2-9 Отфильтрованные дифференциальные интерферограммы для пар с восходящей орбиты 25.06.2013 – 19.07.2013 (слева) и с нисходящей орбиты 29.06.2013 – 23.07.2013 (справа)

Для устранения таких эффектов в ПО SARscape предусмотрена специальная функция – Remove Residual Phase (устранение остаточной фазы). В результате выполнения этой процедуры из дифференциальной интерферограммы исключаются «лишние» полосы. Скорректированная таким методом интерферограмма для пары 25.06.2013 – 19.07.2013 приведена на рисунке 2-10.

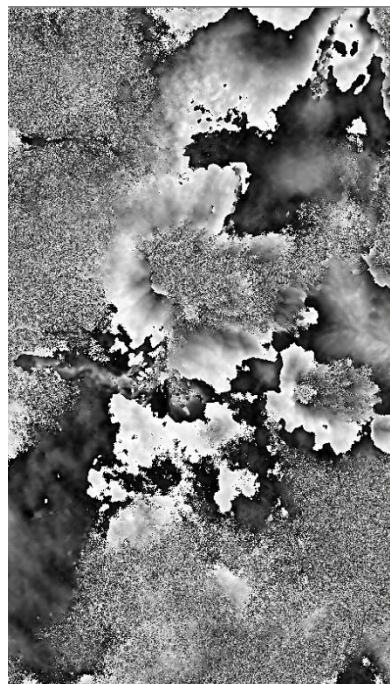


Рисунок 2-10 Скорректированная интерферограмма для пары 25.06.2013-19.07.2013



На рисунке 2-11 приведены дифференциальные интерферограммы после выполнения процедуры фильтрации (фильтром Goldstein) для пар с восходящей орбиты 12.08.2013 – 05.09.2013 и с нисходящей орбиты 16.08.2013 – 09.09.2013.

На интерферограмме, построенной по паре РЛИ 12.08.2013 – 05.09.2013, видны размытые структуры, которые связаны с влиянием атмосферных неоднородностей (облачности). А на интерферограмме для пары 16.08.2013 – 09.09.2013 заметны кольцевые структуры, вызванные набегом фазы по высоте.

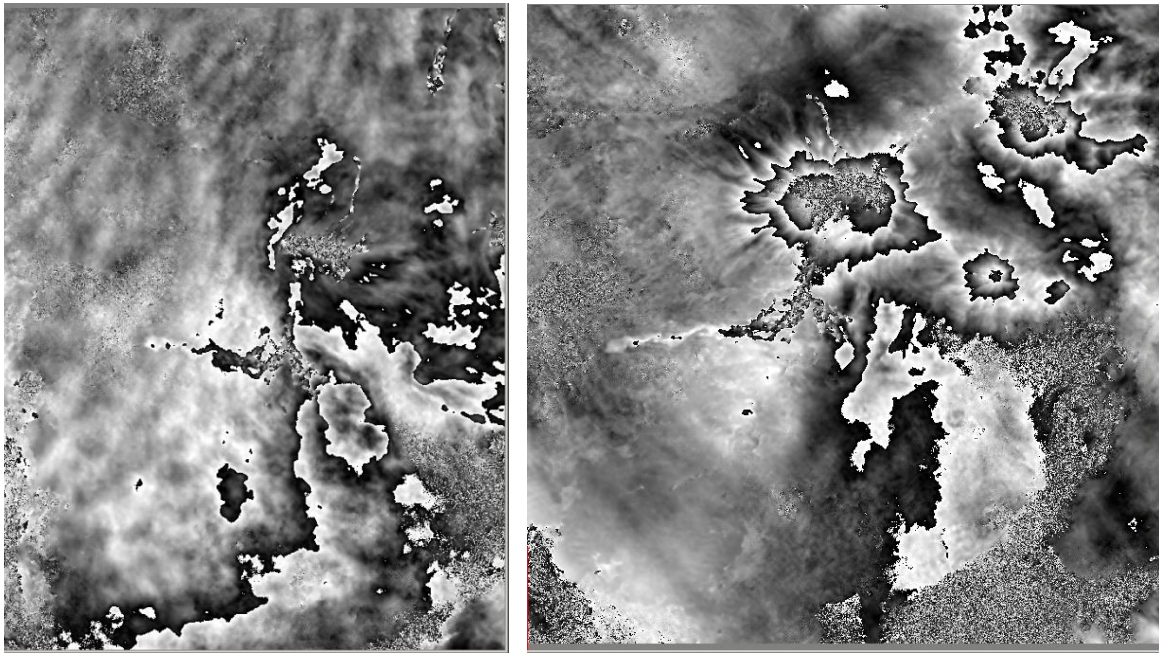


Рисунок 2-11 Отфильтрованные дифференциальные интерферограммы с для пары с восходящей орбиты 12.08.2013 – 05.09.2013 (слева) и с нисходящей орбиты 16.08.2013 – 09.09.2013 (справа)

Описанные выше явления, присутствующие на интерферограммах, влияют на точность расчета значений смещений. Следовательно, перед географическим анализом полученных значений необходимо проанализировать их точность, что будет выполнено в разделе 2.4.

На рисунке 2-12 приведены рассчитанные для всех интерферометрических пар РЛИ Radarsat-2 значения когерентности. Анализируя полученные картины когерентности, можно заметить, что максимальные значения относятся к лавовым полям либо предыдущих извержений в Толбачинском Доле, либо к лавовым полям ТТИ-50, для которых активные процессы формирования (растрескивание)

их поверхности завершились. Минимальные же значения когерентности или вовсе их отсутствие свидетельствуют, что процессы формирования поверхности лавовых полей все еще продолжаются.

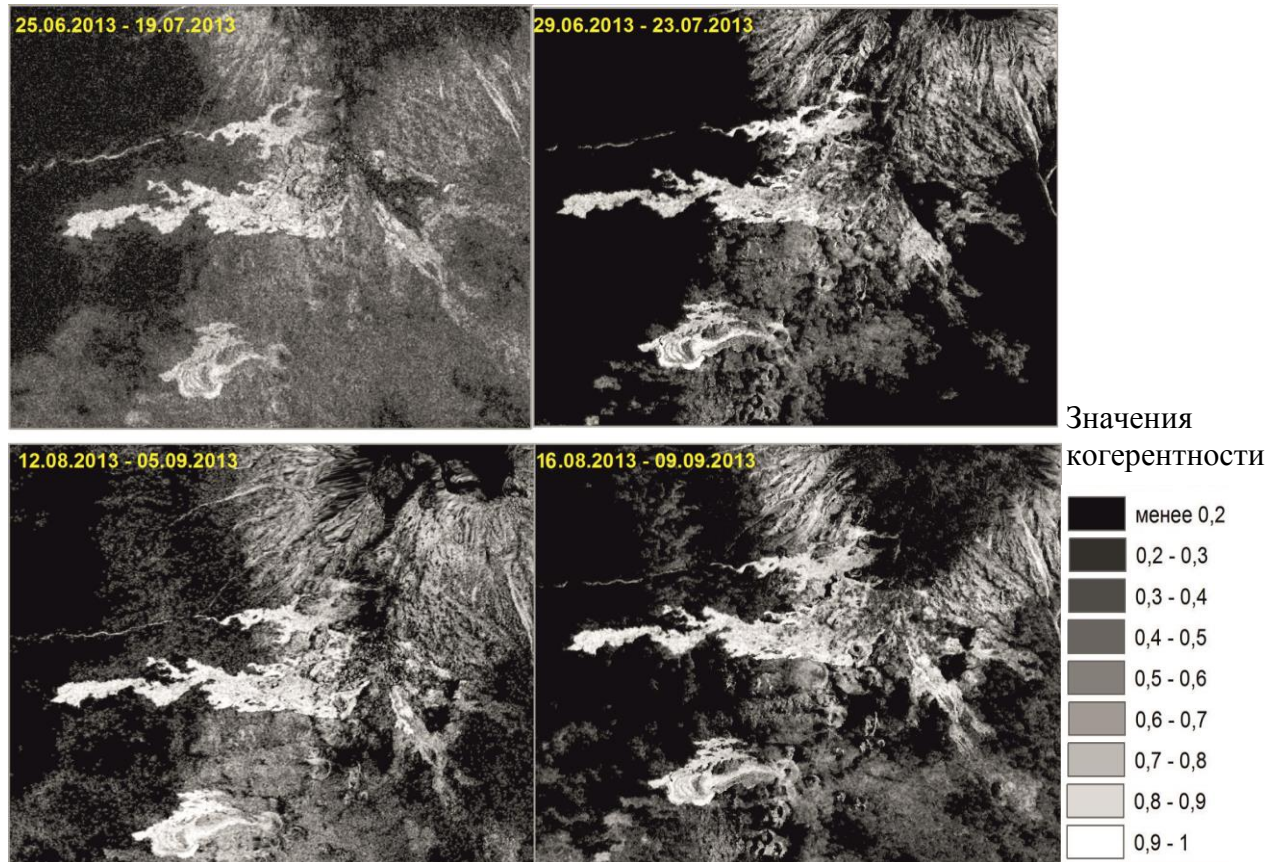


Рисунок 2-12 Рассчитанные значения когерентности для выбранных пар РЛИ Radarsat-2

После выполнения этапа развертывания фазы, где пороговым значением когерентности было задано 0,25, рассчитаны вертикальные смещения земной поверхности. В большинстве случаев в результате интерферометрической обработки получают значения смещений поверхности по линии визирования радиолокатора (LOS). В ПО SARscape предусмотрена возможность выделения вертикальной компоненты смещений. На рисунке 2-13 приведены результаты расчета вертикальных смещений.

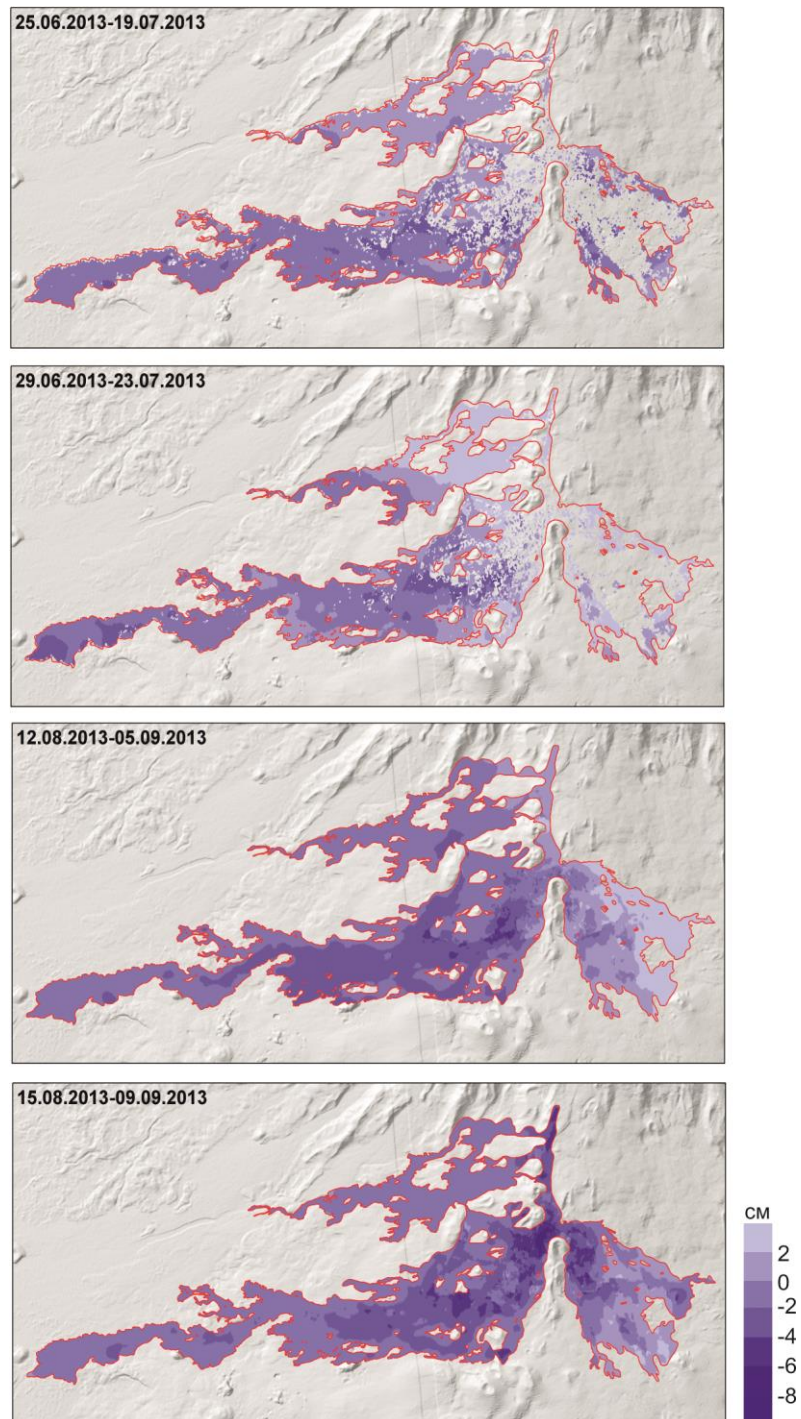


Рисунок 2-13 Результат расчета вертикальных смещений для пар РЛИ Radarsat-2

Как отмечено выше, на интерферограммах наблюдается заметное влияние атмосферных неоднородностей и перепада высот. Кроме того, чувствительность расчетов значений смещений к тем или иным параметрам обработки в ПО SARscape привела к тому, что в ходе работы получено несколько промежуточных результатов расчета значений смещений. Так, в ходе многочисленных

экспериментов установлено, что включение в обработку набора опорных точек, который напрямую не участвует в расчете вертикальных смещений, но может быть использован для устранения ошибок, связанных с геометрией съемки, может преувеличивать значения смещений почти на порядок. В работах, опубликованных автором ранее, приведены промежуточные значения смещений. На рисунке 2-13 представлен итоговый результат вычисления вертикальных смещений поверхности лавовых полей для выбранных дат.

## **2.4. Оценка точности результатов интерферометрической обработки.**

### **Вычисление итоговых значений смещений**

Лавовые поля ТТИ-50 являются интересным объектом для анализа точности расчета значений вертикальных смещений. Перепад высот между северным краем Водопадного лавового поля и южной частью Ленинградского составляет порядка 1 км, что может обуславливать разную точность вычисления значений вертикальных смещений для разных участков лав ТТИ-50.

Анализ точности рассчитанных значений имеет свои особенности, связанные главным образом с наличием в значениях смещений не только вертикальной компоненты, но и горизонтальной, которая обусловлена перемещением лавового материала по склону. Поэтому в качестве ключевого района для анализа точности был выбран участок Ленинградского лавового поля, расположенный на пологой поверхности, угол наклона которой менее  $4^\circ$  (рисунок 2-14). Таким образом, горизонтальной компонентой движения на выбранном участке можно пренебречь.

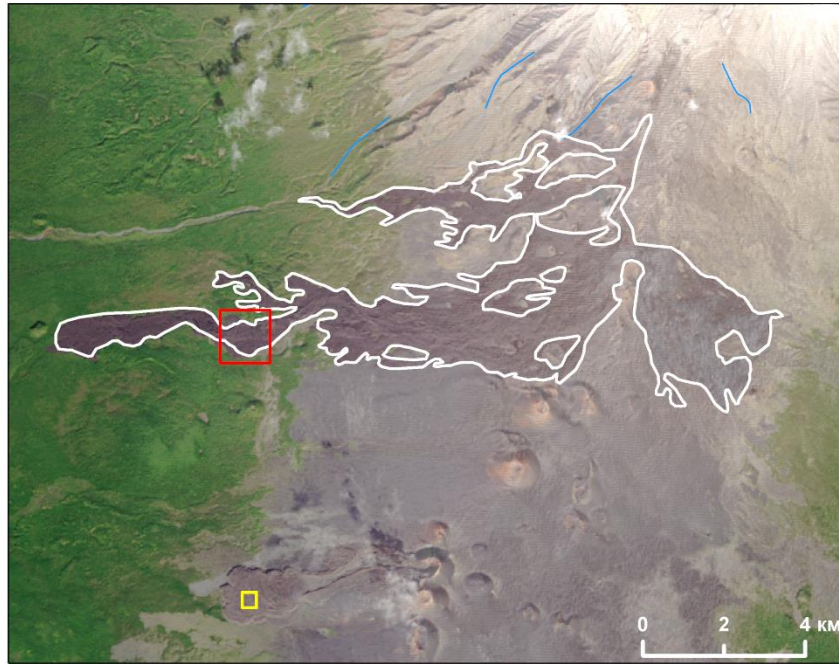


Рисунок 2-14 Положение ключевых участков, по которым проводился анализ точности рассчитанных вертикальных смещений. Красным контуром показан участок Ленинградского лавового поля, для которого была сформирована выборка значений смещений для регрессионного анализа; желтым – участок стабильной поверхности, для которой смещения в рассматриваемый период отсутствовали

Последующий анализ и вычисление итоговых значений включали несколько этапов:

- выявление наличия систематической ошибки в значениях смещений;
- устранение систематической ошибки;
- анализ согласованности значений вертикальных смещений, полученных по смежным парам с восходящей и нисходящей орбит;
- вычисление поправочных коэффициентов к значениям смещений;
- расчет итоговых значений вертикальных смещений.

Выявление систематической ошибки в значениях смещений выполнялось на основе анализа значений смещений тех участков Толбачинского Дола, которые оставались стабильными в рассматриваемые периоды. Таким участком послужил район извержения 1975-1976 года (БТТИ), лавовые поля которого уже окончили свое формирование (рисунок 2-14). Сравнимые ключевые участки (один на

Ленинградском лавовом поле и другой – БТТИ) расположены приблизительно на одной и той же абсолютной высоте – 500-550 м.

Для пар 12.08.2013 – 05.09.2013 и 16.08.2013-09.09.2013 значение систематической компоненты варьируется в пределах 0,5 -1,0 см, поэтому не требуется ее устранения из итоговых значений смещений. Для пар 25.06.2013-19.07.2013 и 29.06.2013-23.07.2013 систематическая компонента составила 6,7 см и -4,1 см соответственно. Устранение ошибки заключалось в ее вычитании из полученных значений вертикальных смещений каждой пары.

Далее был проведен анализ согласованности значений смещений, полученных по смежным парам на основе значений их разности. Из значений вертикальных смещений, полученных по паре 12.08.2013 – 05.09.2013 вычитались значения, полученные по паре 16.08.2013-09.09.2013, а из скорректированных (после устранения систематической ошибки) значений смещений для пары 25.06.2013-19.07.2013 вычитались скорректированные значения пары 29.06.2013-23.07.2013. На рисунке 2-15 представлен результат полученных разностей.

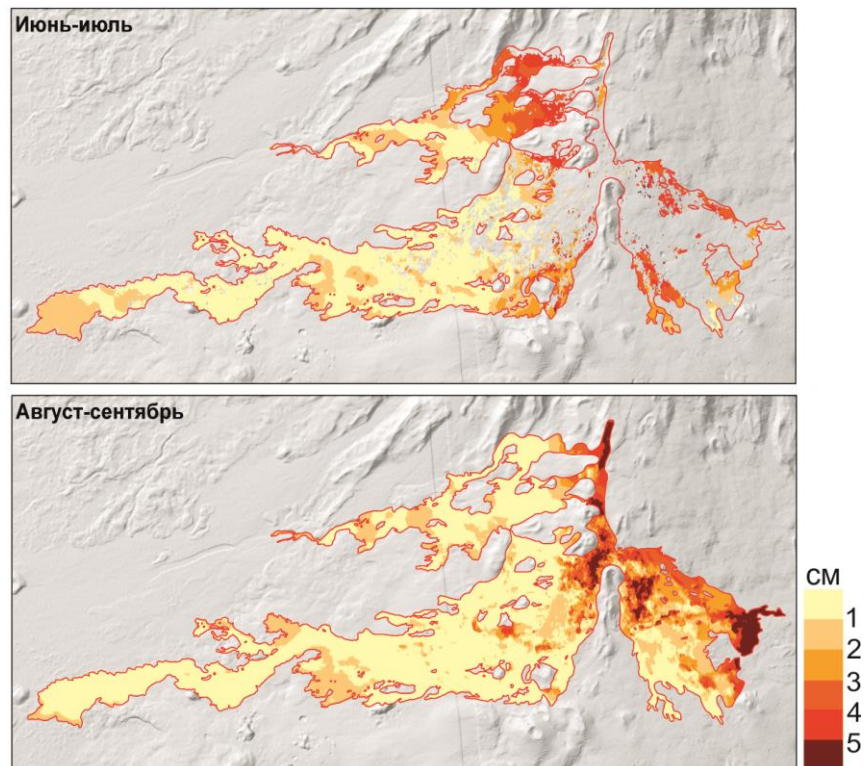


Рисунок 2-15 Разность значений вертикальных смещений смежных пар

Анализ рисунка 2-16 показал, что только для участков Ленинградского лавового поля разность значений вертикальных смещений не превышает 1-2 см, в то время как для других лавовых полей, расположенных на существенно большей абсолютной высоте, разница в значениях смещений может превышать 5 см. На рисунке приведены значения абсолютных высот для отдельных участков лав ТТИ-50.

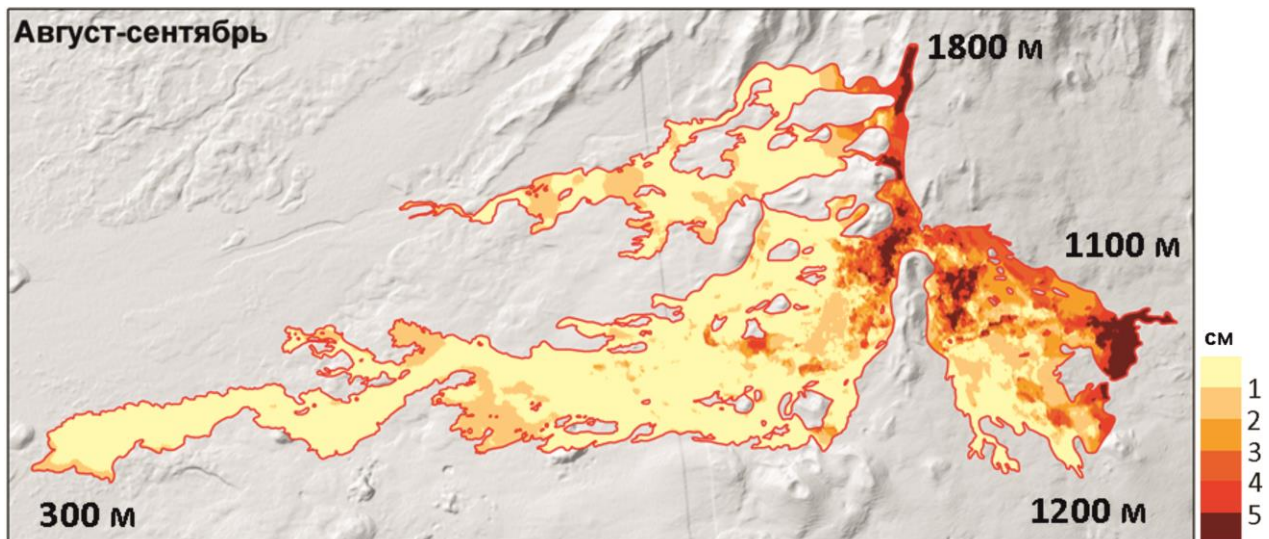


Рисунок 2-16 Абсолютные высоты участков лав ТТИ-50 и разность значений вертикальных смещений для пары август-сентябрь

Такие большие значения разности смещений объясняются не столько произошедшими изменениями поверхности в период между съемками со смежных орбит, сколько влиянием разной метеорологической обстановки, а также вероятным перемещением лавового материала вниз по склону, что приводит к появлению горизонтальной составляющей смещения. Горизонтальная составляющая на линию визирования с восходящей и нисходящей орбит проецируется по-разному и таким образом возникает пространственная рассогласованность взаимного положения пикселей двух картин смещений, участвующих в расчете разности. Рассогласованность может сказываться на полученных значениях разности смещений, поэтому автором была сделана попытка уменьшить ее влияние. Для этого была сформирована выборка значений вертикальных смещений для ключевого участка Ленинградского лавового поля

(рисунок 2-14). На рисунке 2-17 приведены графики регрессии для обозначенной выборки, а в таблице 2-4 рассчитанные коэффициенты.

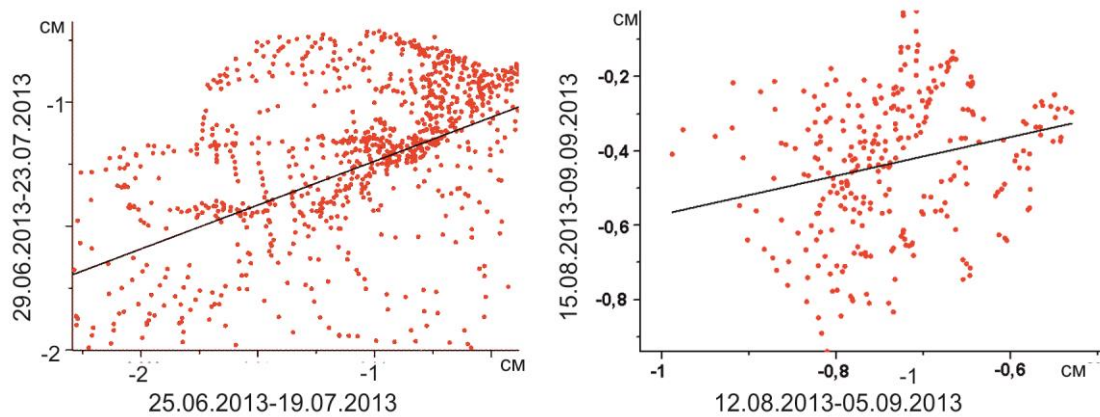


Рисунок 2-17 Графики регрессии значений вертикальных смещений для выбранных пар

Таблица 2-4 Полученные коэффициенты регрессии

	Коэффициент Пирсона	P-значение	Угловой коэффициент (slope)	Свободный член (intercept)
Июньско-июльские пары РЛИ	0,53	1,6E-89	0,35423	-0,0084
Августовско-сентябрьские пары РЛИ	0,25	2,5E-5	0,52091	-0,00049

Пары 29.06.2013 – 23.07.2013 и 16.08.2013-09.09.2013 подвержены более сильному влиянию атмосферных неоднородностей, чем их смежные пары (25.06.2013-19.07.2013 и 12.08.2013-05.09.2013 соответственно), поэтому для уменьшения общей ошибки определения смещений (включающей как пространственную рассогласованность значений, так и влияние атмосферных неоднородностей), к ним и были применены рассчитанные коэффициенты линейной регрессии. Полученные скорректированные значения вертикальных смещений приведены на рисунке 2-18. На рисунке 2-19 показана разность между скорректированными значениями смещений для выбранных пар РЛИ.



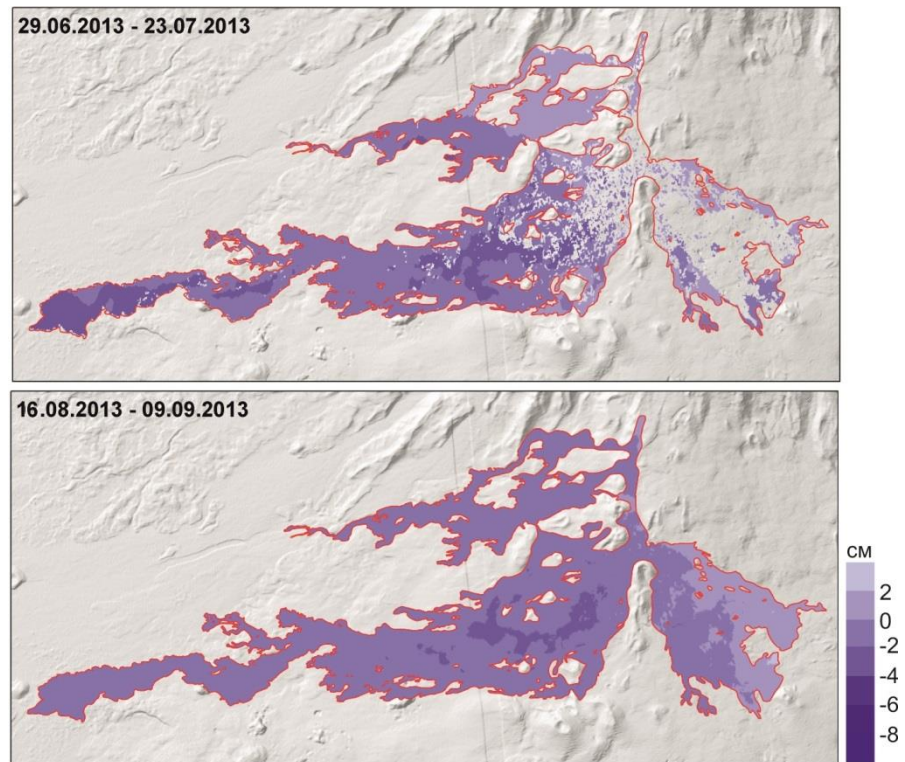


Рисунок 2-18 Скорректированные значения вертикальных смещений

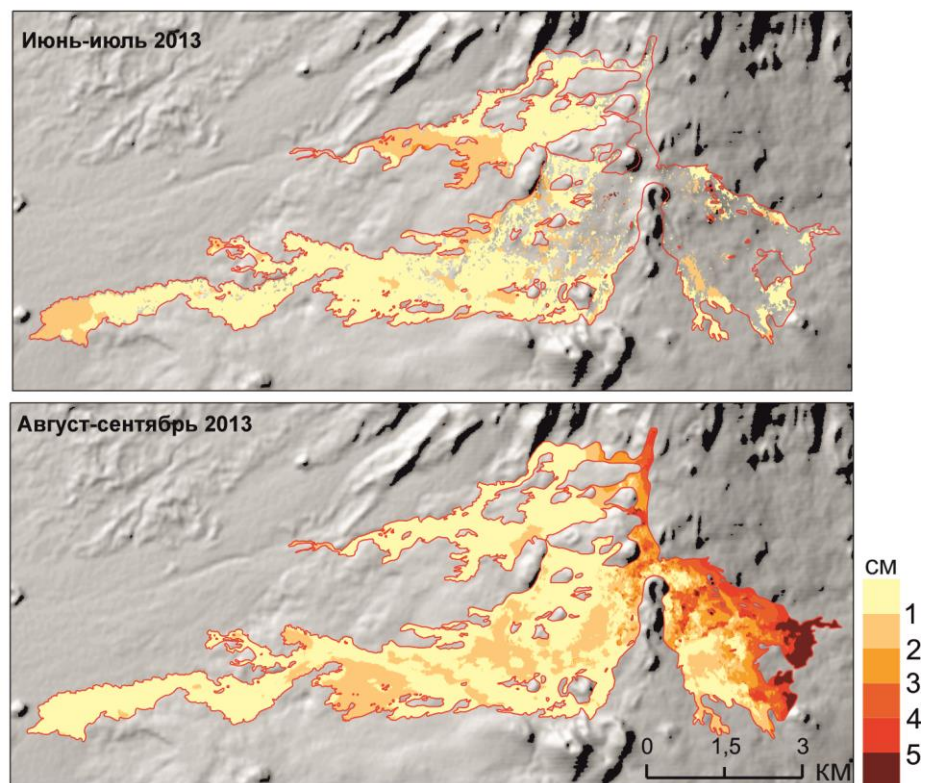


Рисунок 2-19 Разность скорректированных значений смещений для смежных пар

Анализ рисунка 2-19 показывает, что применение коэффициентов линейной регрессии для пары 29.06.2013 – 23.07.2013 позволило уменьшить влияние пространственной рассогласованности смежных пар, а для пары 16.08.2013 – 09.09.2013 разности смещений для Толудского лавового поля практически не изменилось. Поэтому участки с большими значениями разности между скорректированными величинами смещений исключены из дальнейшей тематической интерпретации в связи с низкой точностью определения смещений.

Наличие двух серий РЛИ, полученных с восходящей и нисходящей орбит практически в одни и те же сроки, позволило выполнить также анализ качественной информации (согласованность выделения границ участков растрескивания поверхности лавовых полей).

На рисунке 2-20 представлены результаты выделения участков растрескивания поверхности лавовых полей по двум сериям РЛИ. Анализ полученных картин показывает, что положение границ в целом хорошо согласовано на близких по датам съемки интерферометрических парах.

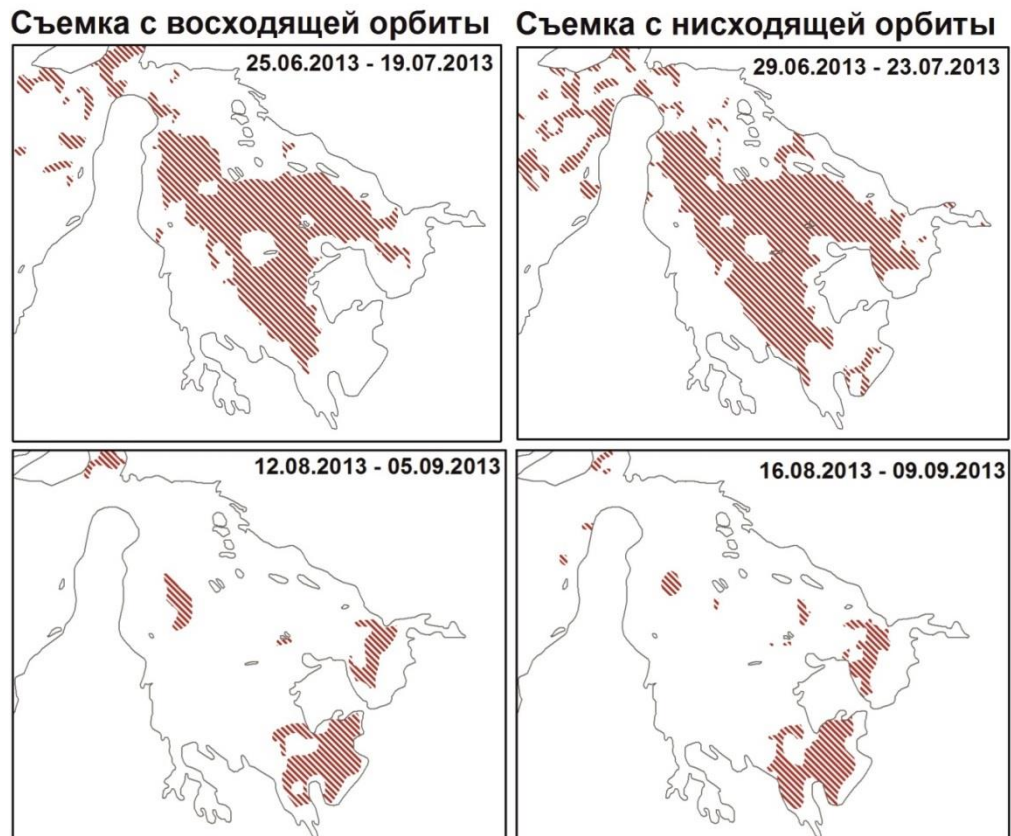


Рисунок 2-20 Участки растрескивания поверхности лавовых потоков, выделенные на основе значений когерентности по двум сериям РЛИ (с восходящей и нисходящей орбит)

## 2.5. Выводы

1. Анализ факторов, влияющих на качество результатов интерферометрической обработки РЛИ, показал, что метод предъявляет строгие требования как к самим РЛИ, участвующим в обработке, так и к условиям съемки (главным образом метеорологическим). Анализ имеющихся РЛИ на период ТТИ-50 показал, что из десяти интерферометрических пар, полученных аппаратурой Radarsat-2, для участия в интерферометрической обработке с целью получения величин смещений поверхности пригодны лишь четыре – две с восходящей орбиты и две с нисходящей. Это позволяет выполнить обработку РЛИ методом двухпроходной дифференциальной интерферометрии.

2. Интерферометрическая обработка – трудоемкий процесс, требующий знаний не только в области обработки материалов дистанционного зондирования,

но и физических основ метода, и во многих случаях навыков программирования. Часть программного обеспечения (ENVI/SARscape), поддерживающая интерферометрическую обработку, включает в себя много дополнительных настроек и параметров, позволяющих делать процесс обработки гибким и подстраивать под особенности РЛИ конкретной аппаратуры. Открытое программное обеспечение отличается направленностью на обработку доступных данных (например, Sentinel-1A/C-SAR). С точки зрения пользовательского интерфейса такое программное обеспечение, с одной стороны, не перегружено излишними настройками, а с другой – позволяет получить довольно точные значения величин смещений.

3. Промежуточные результаты интерферометрической обработки такие, как значения когерентности, могут стать самостоятельным источником информации о динамике объекта земной поверхности.

4. Анализ точности результатов интерферометрической обработки показал, что необходимо выполнять оценку точности полученных значений смещений поверхности индивидуально для каждой пары РЛИ. Статистическая обработка с использованием регрессионного анализа двух пар РЛИ примерно на одни и те же даты, но полученных при съемке с разных орбит, позволяет корректировать вычисленные значения смещений. Таким образом возможно снизить влияние на итоговую точность смещений геометрического фактора. Точность определения смещений составила 1-2 см. Проведен сравнительный анализ положения контуров участков растрескивания поверхности лавовых полей, выделенных на основе дешифрирования картин когерентности пар РЛИ, полученных в одни и те же сроки, но с разных орбит (нисходящей, восходящей). Анализ показал хорошую согласованность контуров. Выполненный анализ точности определения смещений и согласованности контуров позволяет рассматривать результаты интерферометрической обработки как точный и достоверный источник картографирования.

5. Выполненная интерферометрическая обработка РЛИ послужила основой для получения таких характеристик, как границы лавовых полей, участки растрескивания, вертикальные смещения поверхности, лавоводы, а также разработки методики картографирования процессов динамики микрорельефа лавовых полей.

### **Глава 3. Дешифрирование материалов интерферометрической обработки РЛИ Radarsat-2 и космических снимков в оптическом диапазоне для картографирования динамики рельефа вулканических областей**

#### **3.1. Дополнительные материалы исследования (снимки в оптическом диапазоне, РЛИ Radarsat-1, цифровые модели рельефа, полевые материалы)**

Для картографирования динамики и изучения формирования поверхности лавовых полей, образовавшихся в результате ТТИ-50, а также исследования радиолокационной интерферометрии как самостоятельного источника картографирования использовались материалы радиолокационной съемки с космических аппаратов Radarsat-1, Radarsat-2, Sentinel-1A, материалы съемки в оптическом диапазоне – EO-1/ALI, SPOT6/NAOMI, Landsat-8/OLI, Terra/ASTER. Радиолокационные интерферометрические изображения подробно рассмотрены в разделе 2.2. Перечень остальных использованных космических снимков и даты съемки сведены в таблице 3-1. Детальная их характеристика приводится ниже.

Таблица 3-1 Материалы ДЗЗ, используемые для картографирования характеристик ТТИ-50

<b>Название съемочной системы</b>	<b>Даты съемки</b>	
Radarsat-1	09.12.2012 30.01.2013 14.02.2013 19.02.2013 28.02.2013	
Radarsat-2	Восходящая орбита: 01.06.2013 25.06.2013 19.07.2013 12.08.2013 05.09.2013 29.09.2013	Нисходящая орбита: 05.06.2013 29.06.2013 23.07.2013 15.08.2013 09.09.2013 03.10.2013

*Продолжение таблицы 3-1*

<b>Название съемочной системы</b>	<b>Даты съемки</b>
EO1/ALI	06.03.2013 19.03.2013 05.04.2013 26.04.2013
Landsat-8/OLI	13.05.2013
Terra/ASTER	12.12.2012 28.02.2013
SPOT6/NAOMI	24.07.2013 11.10.2013

*Радиолокационные изображения Radarsat-1*

В первые месяцы извержения выполнялась съемка радиолокационной аппаратурой, установленной на космическом аппарате Radarsat-1. Съемка выполнялась в режиме Fine с полосой захвата 50 км и пространственным разрешением 8 м. Анализ РЛИ, расчет значений интерферометрической базы и условия съемки (зимний период) не позволили использовать полученные изображения для интерферометрической обработки. Однако после выполнения географической привязки и ортотрансформирования амплитудная составляющая РЛИ была использована для получения границ лавовых полей на указанные даты (раздел 3.2).

*Материалы съемки в видимом и инфракрасном диапазонах*

РЛИ, пригодные для интерферометрической обработки, в ходе которой можно выделить положение границ лавовых полей (раздел 3.2), были получены лишь на заключительные месяцы извержения. Для выделения границ лавовых полей на разные даты извержения, а также для сравнительного анализа результатов картографирования на основе интерферометрической обработки с возможностями картографирования по материалам оптической съемки был сформирован набор из всех доступных космических снимков. Сравнительная характеристика их параметров приведена в таблице 3-2.

Таблица 3-2 Сравнительная характеристика съемочной аппаратуры

	<b>EO1/ALI</b>	<b>Landsat-8/OLI</b>	<b>Terra/ASTER</b>	<b>SPOT6/NAOMI</b>
<b>Пространственный охват</b>	37 км	183 км	60 км	60 км
<b>Пространственное разрешение</b>	10 м, 30 м	15 м, 30 м	15 м, 30 м, 90 м	1,5 м, 6 м
<b>Спектральные диапазоны</b>	0.480-0.690 0.433-0.453 0.450-0.515 0.525-0.605 0.630-0.690 0.775-0.805 0.845-0.890 1.200-1.300 1.550-1.750 2.080-2.350	0.433–0.453 0.450–0.515 0.525–0.600 0.630–0.680 0.845–0.885 1.560–1.660 2.100–2.300 0.500–0.680 1.360–1.390	0,52–0,60 0,63–0,69 0,76–0,86 1,600–1,700 2,145–2,185 2,185–2,225 2,235–2,285 2,295–2,365 2,360–2,430 8,125–8,475 8,475–8,825 8,925–9,275 10,25–10,95 10,95–11,65	0,45–0,75 0,45–0,52 0,53–0,60 0,62–0,69 0,76–0,89

Координатная привязка использованного набора снимков оптического диапазона имеет разную точность. Следовательно, для совместного использования космических снимков необходимо выполнить геометрическую коррекцию – уточнить координатную привязку относительно одного, опорного, снимка. Таким изображением послужил снимок SPOT6/NAOMI, полученный 24 июля 2013 года. Его координатная привязка была скорректирована с использованием опорных точек, полученных при проведении полевых работ в августе 2013 года.

#### *Цифровые модели рельефа (ЦМР)*

Для вычисления мощности лавовых полей необходимо привлечение цифровых моделей рельефа (ЦМР). Автором был проведен анализ точности ЦМР на Толбачинский Дол, построенной по оптическим стереопарам SPOT-6/NAOMI и других моделей, находящихся в открытом доступе. Анализ точности проведен на основе опорных геодезических измерений, выполненных в ходе полевых геодезических работ в августе 2013 года.



В период извержения выполнялась стереосъемка съемочной системой SPOT–6/NAOMI. Полученные стереопары (18 июля и 11 октября 2013 года) использовались для построения ЦМР Толбачинского Дола на момент после извержения. ЦМР составлена А.А.Алейниковым (ИГЦ «Сканэкс»).

На стереопаре от 18 июля южная часть Водопадное лавовое поле покрыта облачностью. Толудское лавовое поле в июле и августе 2013 года еще продолжало формироваться. В связи с этим на перечисленные участки ЦМР была построена на основе стереопары SPOT 6 от 11 октября 2013 года. На стереопаре от 11 октября территория покрыта снегом, поэтому для уменьшения ошибки моделирования было решено ее не использовать для построения ЦМР на те лавовые поля, которые летом 2013 года были уже неактивны (Водопадное, Ленинградское). Положение использованных стереопар относительно лавовых полей ТТИ-50 показано на рисунке 3-1.



Рисунок 3-1 Схема использованных стереопар для построения ЦМР на лавовые поля ТТИ-50

Для получения значений мощности лавовых полей ТТИ-50 необходимо наличие двух ЦМР – до извержения и после. Поскольку точной модели рельефа до извержения не было, постольку первоначально необходимо было оценить

общедоступные ЦМР с точки зрения пригодности для сопоставления с цифровой моделью рельефа, построенной по оптическим стереопарам SPOT 6 на даты после завершения извержения. С этой целью были проанализированы три ЦМР, находящихся в открытом доступе – SRTM, SRTM-X, ASTER GDEM. Их сравнительная характеристика приведена в таблице 3-3.

Таблица 3-3 Сравнительная характеристика доступных на Толбачинский Дол ЦМР

	<i>SRTM</i>	<i>SRTM-X</i>	<i>ASTER GDEM ver2</i>	<i>SPOT 6</i>
Метод построения	Интерферометрия	Интерферометрия	Стереомоделирование	Стереомоделирование
Пространственное разрешение, м	90	30	30	1,5
Горизонтальная точность, м	15	20	30	2,5
Вертикальная точность, м	16	16	20	3

Статистическая оценка имеющихся ЦМР на основе измеренных в поле точек показала, что среднеквадратическая ошибка определения абсолютных высот по ЦМР SRTM-X и SPOT 6 не превышает 5 м для относительно равнинных участков, в то время как для SRTM, ASTER GDEM она существенно больше – 10 м. На рисунке 3-2 показано положение измеренных профилей, а на рисунке 3-3 сами высотные профили, построенные по результатам GPS измерений и анализируемым ЦМР, на основе которых выполнялась статистическая оценка.

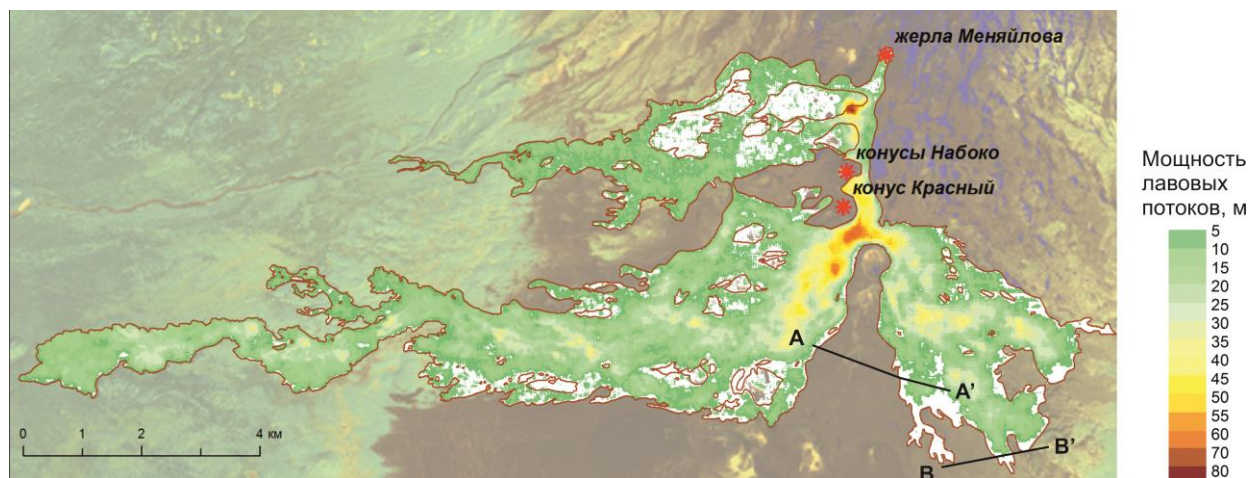


Рисунок 3-2 Положение высотных профилей, на основе которых выполнялась статистическая оценка различных ЦМР

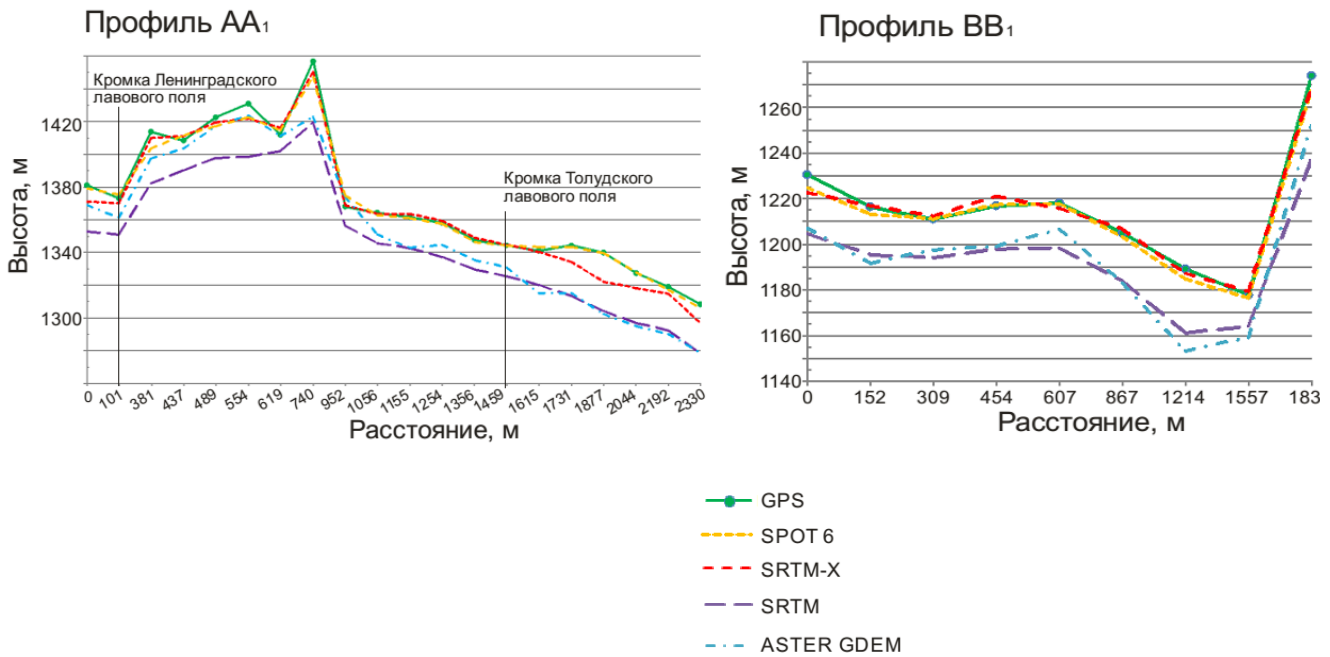


Рисунок 3-3 Высотные профили, на основе которых выполнялась статистическая оценка ЦМР

Статистический анализ показал, что максимальная величина ошибки характерна для тех точек, которые расположены на вершинах шлаковых конусов или у их подножия. Это связано с несколькими факторами.

Цифровые модели рельефа SRTM и SRTM-X получены в результате интерферометрической обработки радиолокационных изображений. Наклонная радиолокационная съемка приводит к существенным геометрическим искажениям изображений, особенно на территории горных районов. К тому же недостаточно высокое пространственное разрешение ЦМР (30-90 м) обуславливает существенное усреднение высот в пределах пиксела. Отметим, что перед оценкой точности высот для SRTM-X была проведена фильтрация низкочастотным фильтром с размером окна 3 для сглаживания резких выбросов значений высот.

В процессе создания ЦМР ASTER GDEM выполнялось неоднократное усреднение и фильтрация промежуточных результатов стереомоделирования. В совокупности с невысоким для ЦМР пространственным разрешением – 30 м – это приводит к ошибкам в значениях высот пикселов.

Полученное значение среднеквадратической погрешности (5 м) для ЦМР SPOT6 и SRTM-X позволяет вычислить оценочную мощность лавовых полей на основе разницы абсолютных высот двух ЦМР (раздел 3.3).

Следует отметить, что получение цифровых моделей рельефа на основе интерферометрической обработки РЛИ в рамках диссертационного исследования выполнено не было в связи с отсутствием пригодных для этого РЛИ.

#### *Материалы полевых работ*

С целью обеспечения точной привязки и геометрической коррекции космических снимков SPOT-6/NAOMI, а также оценки вертикального распределения высот в районе ТТИ-50 были проведены совместные полевые работы географического факультета МГУ и ИВиС ДВО РАН в августе 2013 года.

Геодезические работы выполнялись с использованием двухчастотных GPS-приемников Leica (модель антенны Smartantenna GS08, модель контроллера CS10), а также карманных GPS-приемников Garmin.

Приемник LeicaGS08 предназначен для развития геодезических сетей с сантиметровой точностью (длина базовой линии не ограничена), выполнение крупномасштабной топографической съемки с сантиметровой точностью. Точность позиционирования зависит от множества факторов, в том числе – от количества спутников, геометрии созвездия, времени наблюдений, точности эфемерид, состояния ионосферы, многолучевости. Совместное использование систем GPS и GLONASS может до 30% улучшить позиционирование по сравнению с использованием только GPS. Технические характеристики антенны LeicaGS08 приведены в таблице 3-4.

Таблица 3-4 Технические характеристики антенны LeicaGS08

Число каналов	72
Несущие волны GPS	L1+L2
Точность измерений в плане: статическая съемка	3 мм + 0.5мм/км
Точность измерений по высоте: статическая съемка	6 мм + 0.5мм/км
Точность измерений в плане: кинематическая съемка	10 мм + 1мм/км
Точность измерений по высоте: кинем. съемка	20 мм + 1мм/км
Точность измерений в плане: диф. съемка	10 мм + 1мм/км
Точность измерений по высоте: диф. съемка	20 мм + 1мм/км

Предварительный этап геодезических работ по измерению опорных точек заключался в анализе космического снимка SPOT-6/NAOMI с целью выделения таких точек местности, которые хорошо видны на снимках. Необходимость такого этапа обусловлена особенностями вулканических районов, которые на оптических космических снимках выглядят практически однородно (раздел 1.3). Помимо этого необходимо было учитывать изменения местности, которые происходили во время извержения. В результате опорными точками (рисунок 3-4) являлись вершины шлаковых конусов, их характерные выступы, а также особенности кромки декабрьского лавового потока.

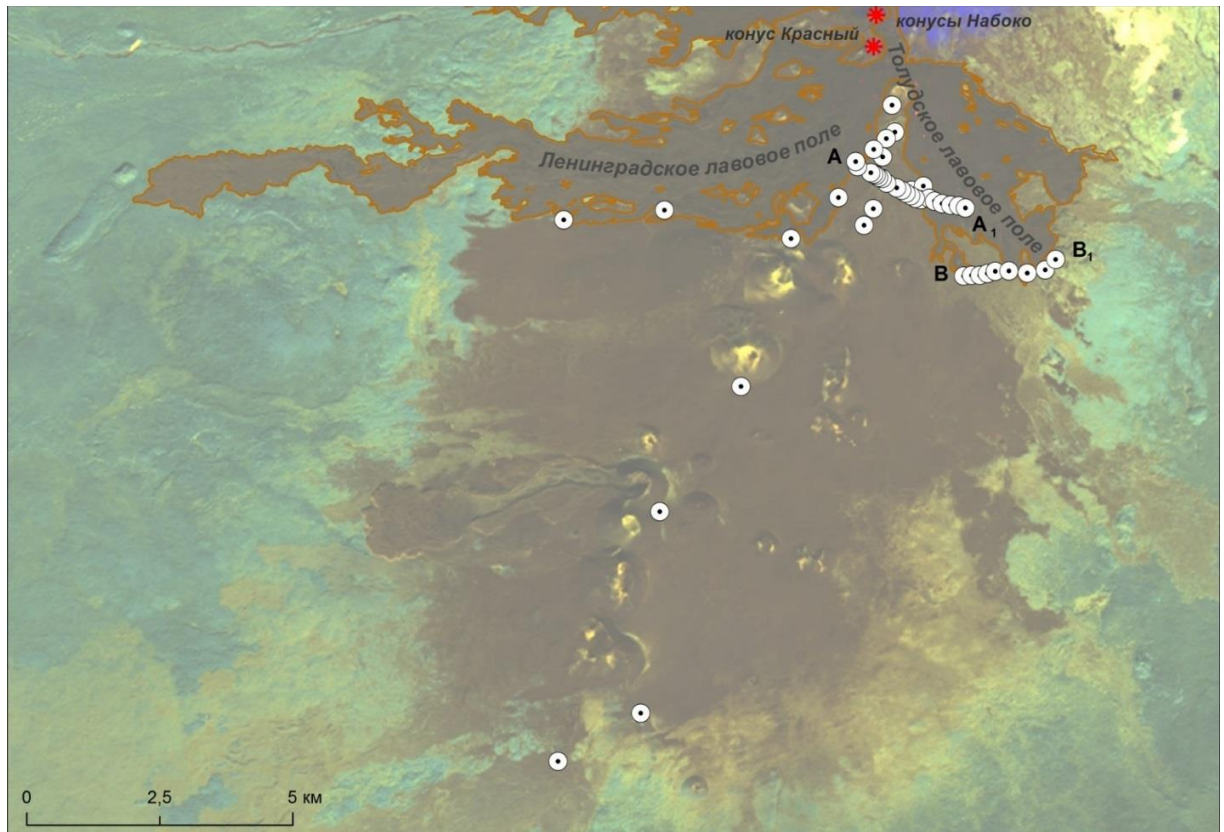


Рисунок 3-4 Местоположение опорных точек, измеренных приемником Leica

На первом этапе работ была установлена базовая станция, которая работала непрерывно в течение 7-9 часов каждый съемочный день. Затем проводились измерения точек методом быстрой статики. Время стояния на одной точке составляло около 20 минут.

Анализ рисунка 3-4 показывает, что набранные опорные точки располагаются преимущественно по двум взаимно перпендикулярным осям. Такое пространственное положение точек на сцене обусловлено особенностями местности и не является оптимальным с точки зрения выполнения геометрической коррекции снимков.

Места для *геодезического профилирования* выбирались таким образом, чтобы охватить максимальный перепад высот местности и подчеркнуть особенности рельефа. Профиль AA (рисунок 3-4) был частично проложен через восточный лавовый поток, который на момент работ был все еще активным. В связи с этим протянуть профиль полностью через поток не удалось из-за высоких

температур его поверхности. Профиль ВВ (рисунок 3-4) был проложен через фронт восточного лавового потока до сопки Кругленькая.

Шаг профиля АА составил 100 м на равнинных участках и 150 м при измерениях лавового потока. Профиль ВВ прокладывался с шагом 150 м. В обоих случаях также измерялись характерные точки рельефа.

*Камеральная обработка геодезических измерений.* В камеральных условиях было проведено уравнивание точек, измеренных двухчастотными геодезическими приемниками. Обработка выполнялась в специальном программном пакете LeicaGeoOffice (LGO), который предназначен для анализа и хранения данных GPS-съемки, тахеометрической и нивелирной съемок. LGO обеспечивает все необходимое для управления, визуализации, обработки, импорта и экспорта данных измерений.

На рисунке 3-5 видно, что измерения координат базовой станции, сделанные в разные дни, отличаются друг от друга на 0,2 м – 2 м. Поэтому первым этапом обработки измерений было определение одной пары координат для базовой станции, которое было выполнено на основе усреднения измеренных значений. В расчете среднего значения базовой станции не использовались координаты точки `basa-tolbachik14`, поскольку ее измеренные координаты существенно отличаются от других измеренных координат базовой станции.

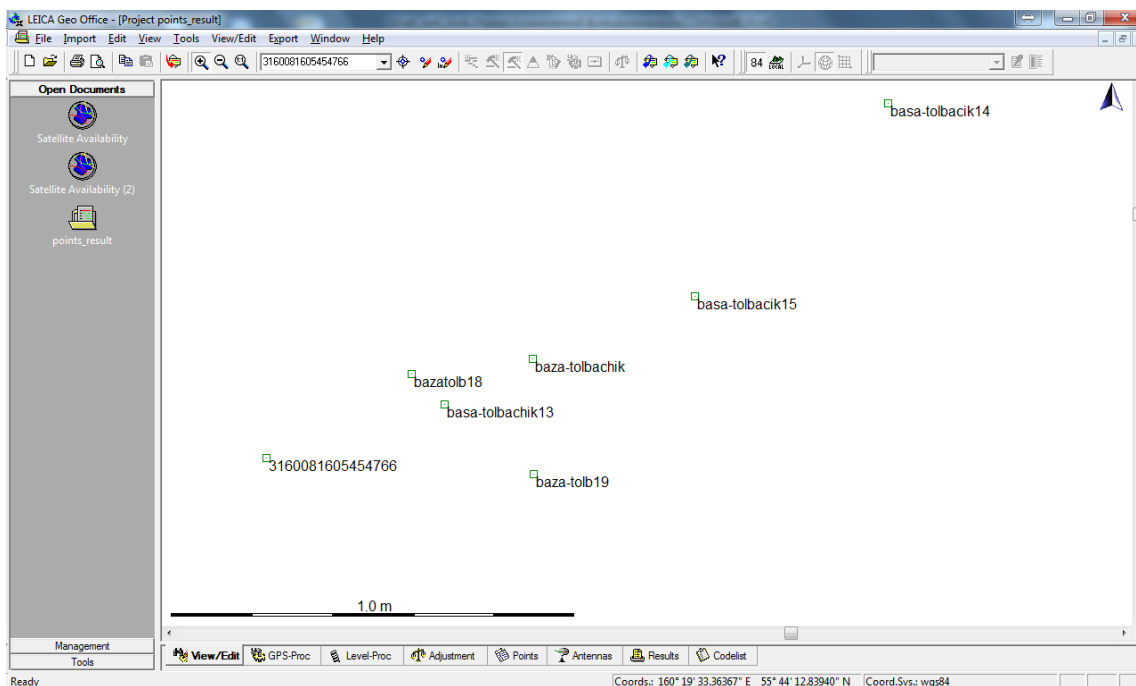


Рисунок 3-5 Сравнение координат базовой станции, измеренных в разные дни

Измеренные координаты и итоговое среднее значение базовой станции приведены в таблице 3-5.

Таблица 3-5 Измеренные и осредненные значения координат базовой станции

Название точки	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Высота, м
baza-tolbachik	55° 44' 12.81150"	160° 19' 33.28990"	1366.42
basa-tolbachik13	55° 44' 12.81915"	160° 19' 33.29602"	1366.34
basa-tolbachik14	55° 44' 12.81009"	160° 19' 33.28035"	1365.82
basa-tolbachik15	55° 44' 12.81304"	160° 19' 33.30609"	1366.84
3160081605454760	55° 44' 12.84103"	160° 19' 33.27592"	1367.36
bazatolb18	55° 44' 12.81569"	160° 19' 33.29691"	1366.56
baza-tolb19	55° 44' 12.81456"	160° 19' 33.30223"	1366.40
<b><i>Итоговые координаты</i></b>	55° 44' 12.81916"	160° 19' 33.29451"	1366.40

Уравнивание измеренных точек выполнялось с использованием полученного значения базовой станции. Точность плановых координат точек составила 14 см, точность по высоте – 23 см.



### 3.2. Дешифрирование границ лавовых полей в разные периоды извержения

В разделе 1.3 описаны особенности отображения лавовых полей на снимках оптического диапазона. Было показано, что выделить границы лавовых полей разных возрастов (в том числе и образованных в результате последних извержений) на снимках оптического диапазона, даже на основе синтеза разных каналов, довольно сложно. Изменение площади лавового поля в течение извержения – важная характеристика динамики извержения, позволяющая установить периоды импульсных событий, активного увеличения площади лавовых потоков.

Принцип выделения границ лавового поля в разные периоды извержения по результатам интерферометрической обработки РЛИ основан на контрасте лавы поля с окружающей местностью. В зависимости от географического района и природных условий, возможны два метода выделения границ лавового поля (рисунок 3-6) [100].

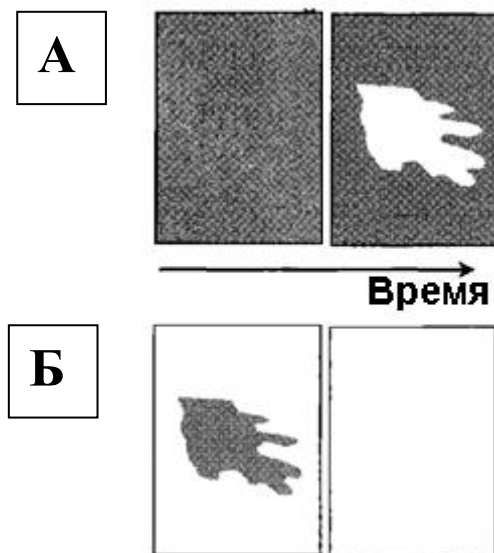


Рисунок 3-6 Принцип выделения границ лавовых полей на основе значений когерентности [100]. А – выделение границ лавового потока в случае, когда его значения когерентности выше значений окружающей местности; Б – выделение границ лавового поля на этапе его формирования - его значения когерентности совпадают со значениями окружающей местности. Белым показаны места с максимальными значениями когерентности, серым - с минимальными

А) Если значения когерентности окружающей местности низкие, то дешифрирование границы лавового поля становится возможным после завершения процессов растрескивания поверхности лавового поля, когда значения когерентности для лавового потока максимальны (рисунок 3-6, А). На рисунке 3-7 А, Б граница Ленинградского лавового поля четко выделяется на фоне окружающей его местности, что позволяет однозначно определить ее.

Б) Если окружающая лавовое поле местность имеет высокие значения когерентности (например, лавы предыдущих извержений), то лавовое поле с низкими значениями когерентности (когда еще идут активные процессы растрескивания) достаточно точно выделяется на фоне окружающей местности (рисунок 3-6 Б). Однако в случае завершения формирования поверхности лав с небольшой мощностью возможно слияние изображения их границ с фоновой местностью. На рисунке 3-7 А, Б приведены картины когерентности для двух дат 25 июня 2013 года – 19 июня 2013 и 12 августа 2013 года – 5 сентября 2013 года. В эти периоды формирование Ленинградского лавового поля уже завершилось, поэтому для него характерны максимальные значения когерентности. Для тех же участков Толудского лавового поля, где процессы растрескивания поверхности еще продолжаются, невозможно рассчитать значения когерентности и поэтому они четко выделяются на фоне уже закончивших свое формирование других участков лавовых полей (черный тон).

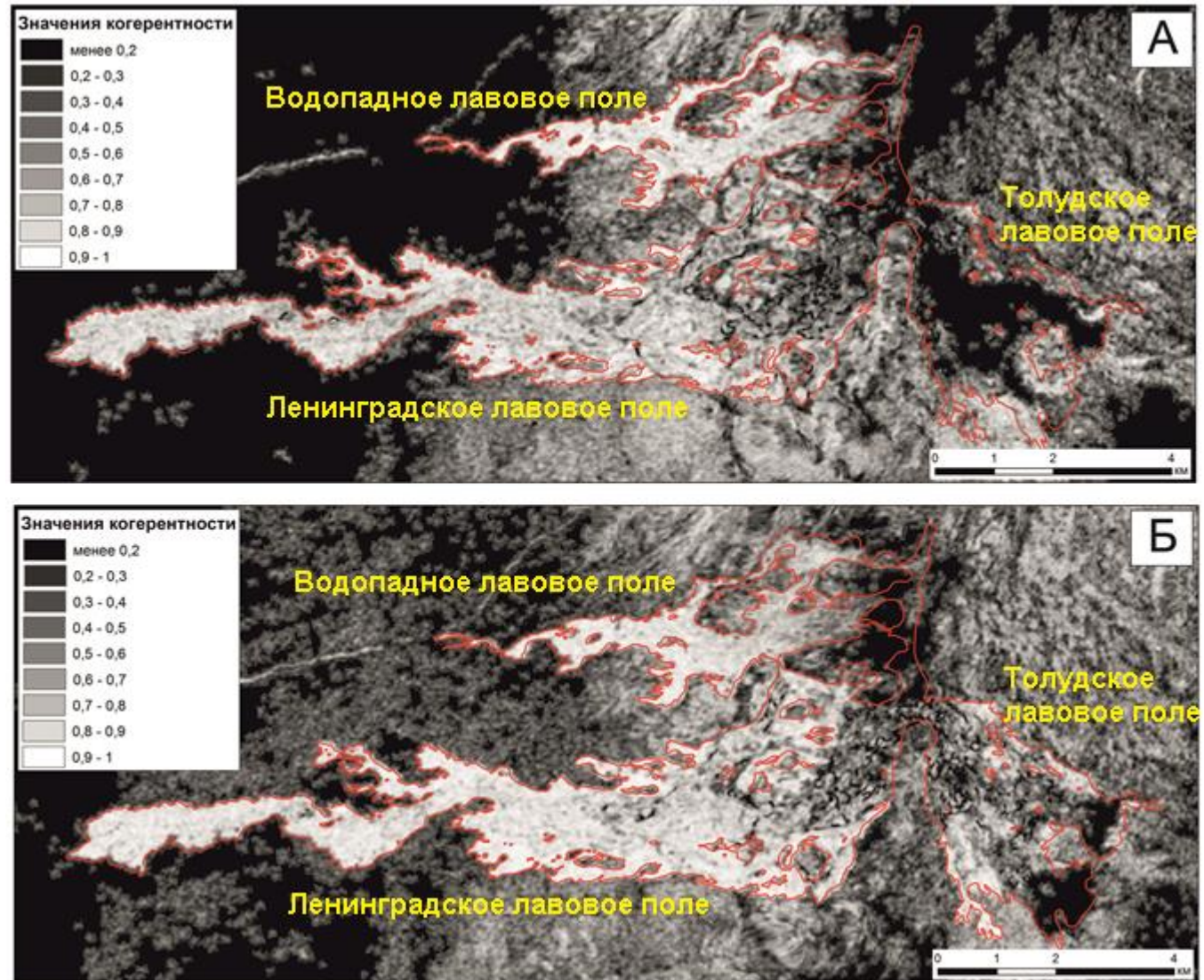


Рисунок 3-7 Выделение границ лавовых полей ТТИ-50 на основе значений когерентности. А – по паре РЛИ 06.06.2013 -29.06.2013, Б – по паре РЛИ 15.08.2013 – 09.09.2013. Красной линией показаны границы лавовых полей после завершения ТТИ-50

Однако более однозначное выделение границ лавовых полей возможно на основе использования синтезированного изображения, включающего в себя: значения когерентности, среднее значение амплитудной составляющей двух РЛИ, разность амплитудных значений двух РЛИ (рисунок 3-8). Описанный вариант синтезирования является стандартным результатом анализа значений когерентности в ПО ERDASImagine. Однако для интерпретации подобного изображения может потребоваться дополнительная информация о ходе извержения (например, знание о том, где идет развитие лавового поля, в каком направлении и др.).

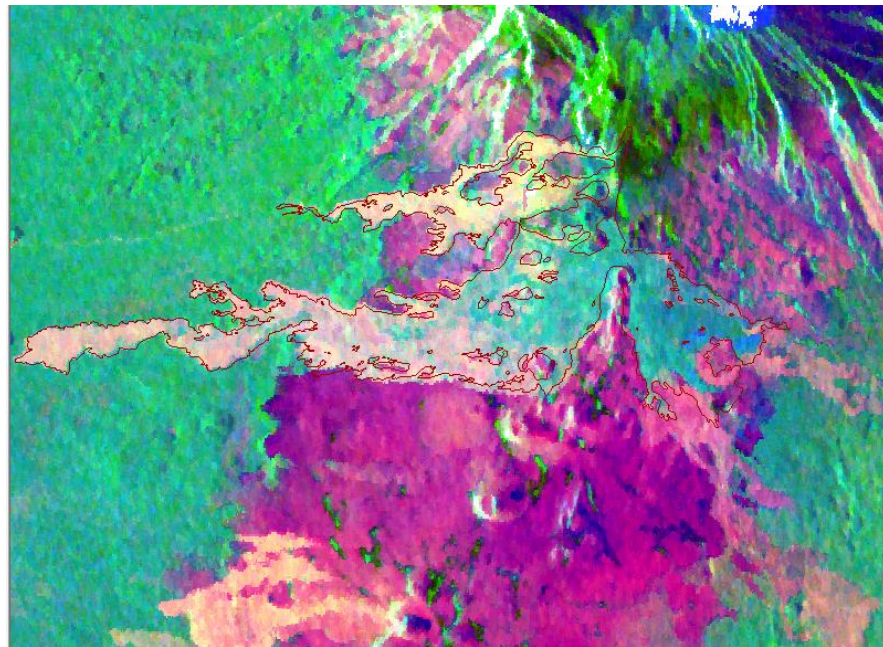


Рисунок 3-8 Выделение границ лавовых полей ТГИ-50 на основе синтезированного изображения, включающего значения когерентности, среднее значение амплитудной составляющей двух РЛИ, разность амплитудных значений двух РЛИ (для пары 06.06.2013 - 29.06.2013)

Охарактеризованными выше методами возможно восстановить границы лавовых полей на основе дешифрирования материалов интерферометрической обработки РЛИ в разные периоды извержения. Интерферометрические пары были доступны только на заключительные месяцы извержения (июнь-сентябрь 2013 года), поэтому для изучения динамики площади лавовых полей в течение извержения привлекались снимки оптического диапазона и РЛИ, непригодные

для интерферометрической обработки (Глава 2). ТТИ-50 развивалось главным образом в снежный период, поэтому выделить площади, занятые лавовыми полями, стало возможно благодаря четко дешифрируемой в видимом диапазоне границе «снег-горячий лавовый поток» (рисунок 3-9).

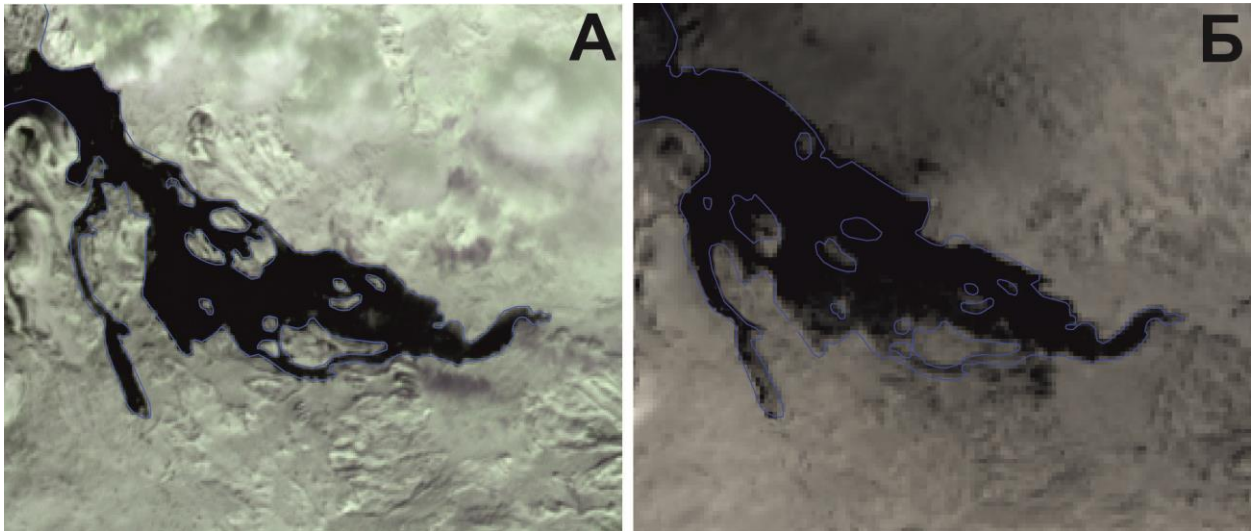


Рисунок 3-9 Выделение границ лавовых полей по снимкам оптического диапазона. А – снимок Terra/ASTER, 28.02.2013. Б – EO1/ALI, 05.04.2013

Наличие РЛИ на первые месяцы извержения позволило их использовать для выделения границы лавовых полей (рисунок 3-10). Как показано на рисунке 3-10, четко дешифрируется положение лавовых полей лишь вне лесной зоны.

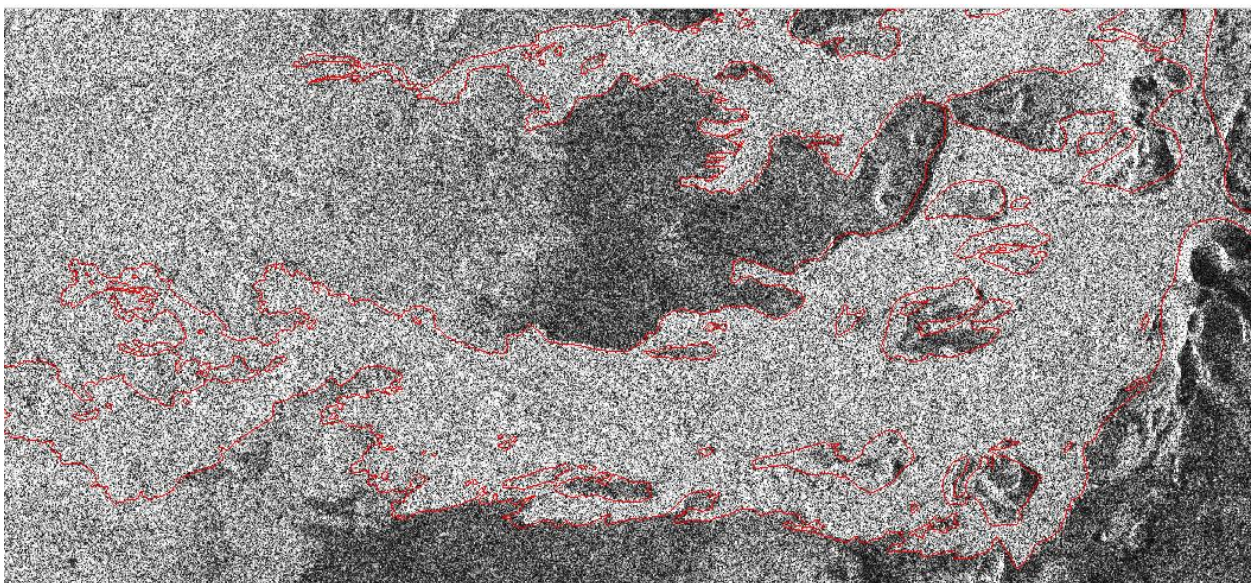


Рисунок 3-10 Дешифрирование границ лавовых полей (показаны красной линией) по амплитудной составляющей РЛИ Radarsat-1, 28.01.2013

В результате обработки всех доступных снимков на ТТИ-50 были получены контуры лавовых полей на 15 дат. Это послужило основой для составления карты нарастания лавовых полей в течение ТТИ-50 (раздел 4.2.3).

При дешифрировании границ лавовых полей по снимкам оптического диапазона было выявлено преимущество таких снимков относительно РЛИ с точки зрения изучения нарастания мощности лав. Выявление «напластований», связанных с течением свежих потоков по поверхности формирующегося лавового поля, путем радиолокационной интерферометрии затруднительно в связи с растрескиванием поверхности свежих лавовых образований и как следствие – низкими значениями когерентности или вообще невозможностью их расчета для таких участков.

Основной период ТТИ-50 пришелся на зимние и весенние месяцы, довольно холодные и снежные в районе Толбачинского Дола, поэтому свежие излияния лав поверх уже изверженных и остывающих довольно четко дешифрируются на снимках видимого диапазона (рисунок 3-11).

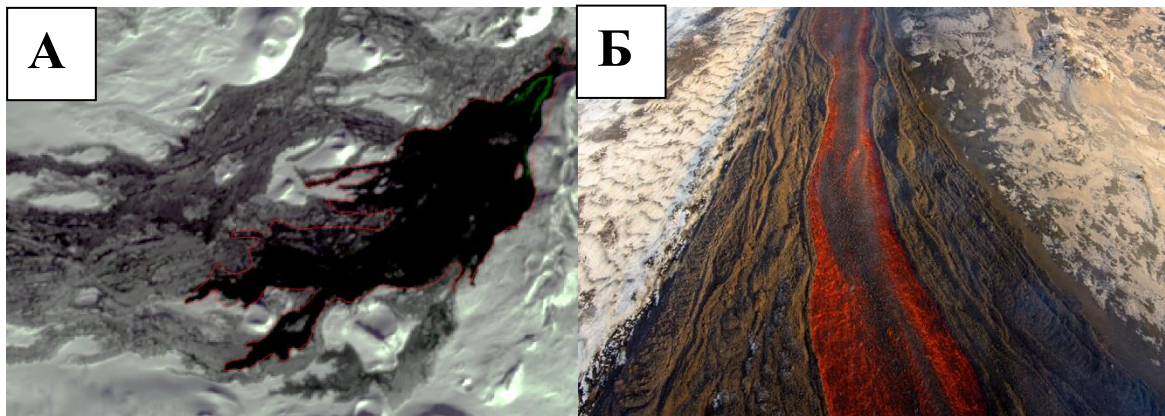


Рисунок 3-11 А–Участки увеличения мощности лавовых полей на космическом снимке Terra/ASTER, 28.02.2013. Красным контуром показан участок увеличения мощности. Б–Новая порция лавы течёт по поверхности уже начавшего остывать лавового потока. Фото С.Горшкова

В результате дешифрирования снимков в оптическом диапазоне были получены контуры таких потоков за три даты – 28 февраля, 19 марта, 5 апреля.

### 3.3. Определение мощности лавовых полей

Значения мощности лав рассчитывают на основе вычисления разницы абсолютных высот двух ЦМР – до извержения и после него. Для ТТИ-50 основой расчета послужили ЦМР SRTM-X (рельеф до извержения) и SPOT-6/NAOMI (рельеф после извержения). Анализ точности ЦМР приведен в разделе 3.1. На рисунке 3-12 приведен результат вычисления мощности лавовых полей.



Рисунок 3-12 Вычисленные значения мощности лавовых полей

### 3.4. Дешифрирование участков растрескивания поверхности лавовых полей

Во время извержения лава, изливаясь, тут же начинает остывать, в результате чего формируются трещины охлаждения и ее поверхность таким образом «растрескивается». В разделе 1.3 описано формирование отраженного от остывающей лавы радиолокационного сигнала. В результате сильных изменений свойств поверхности согласованность радиолокационного сигнала, приходящего в разные временные отрезки, нарушается и становится возможным выявить участки растрескивания на основе анализа значений когерентности, которые рассчитываются на одном из этапов интерферометрической обработки РЛИ (раздел 2.1).

Дешифрирование картин когерентности позволяет нанести на карту положение участков лавовых полей, где протекают процессы растрескивания поверхности. На рисунке 3-13 приведены примеры выделения таких участков.

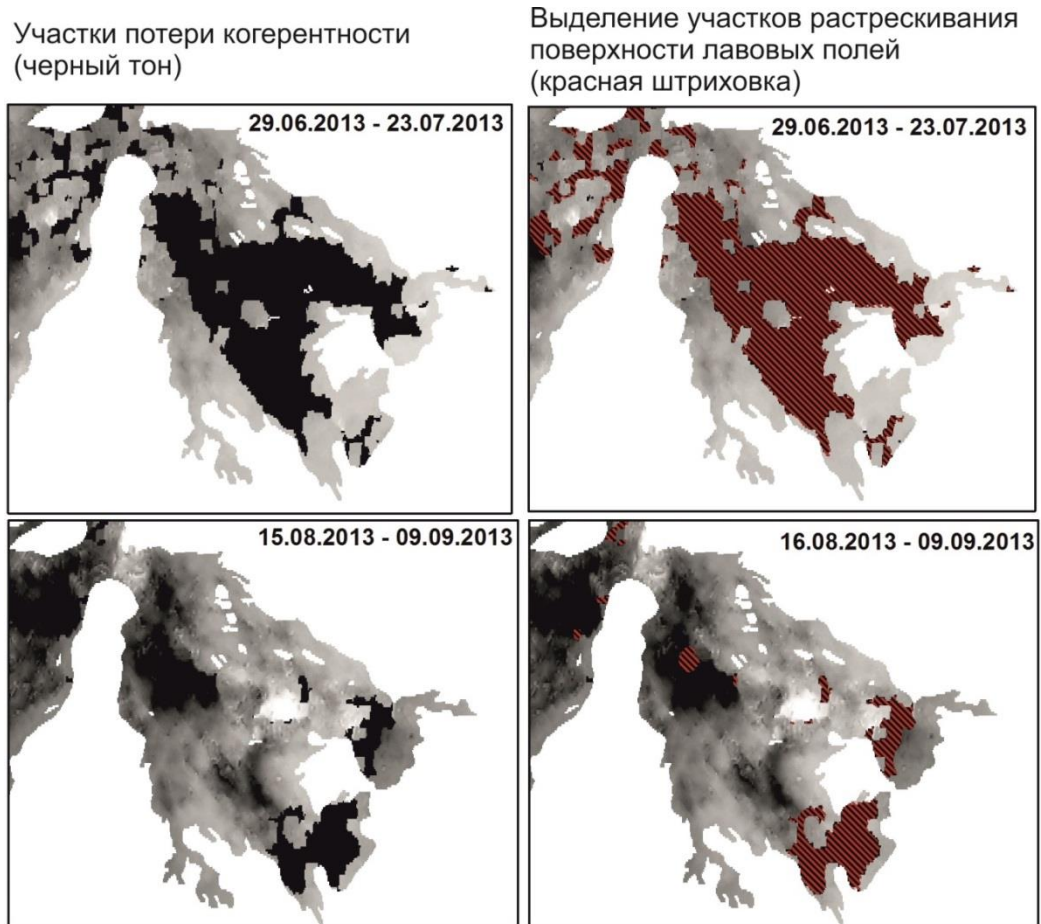


Рисунок 3-13 Выделение участков растрескивания поверхности лавовых полей на основе значений когерентности

### 3.5. Определение вертикальных смещений поверхности лавовых полей

Вертикальные смещения поверхности лав характеризуют их постэруптивную динамику. Их изучение и картографирование важно с точки зрения исследования динамики термодинамических процессов в лавах после завершения извержения.

Результатом обработки пары РЛИ являются посчитанные для каждого пикселя значения вертикальных смещений земной поверхности (раздел 2.3).



Для того, чтобы показать вертикальные смещения поверхности лавовых полей на карте, необходимо обосновать шкалу для отображения смещений, определить ее шаг и выделить соответствующие контуры. С учетом погрешностей вычисления величин просадок (раздел 2.3) выбран интервал шкалы равный 3 см. Выделены соответствующие контура.

### **3.6. Дешифрирование путей движения лавового материала (лавоводов)**

Лавоводы, по которым происходит поступление жидкой лавы от кратера извержения к периферии, представляют собой естественные полые трубы (рисунок 3-14). Поскольку лавоводы скрыты под поверхностью на глубине от первых метров до 10-15 метров, постольку установить их проекцию на поверхность (положение) можно лишь косвенным путем. Одним из таких косвенных методов и является дешифрирование путей движения лавового материала по результатам интерферометрической обработки РЛИ.



Рисунок 3-14 Лавовод ТТИ-50 под затвердевшей коркой остывшего базальта. Фото С.Коняева

Для тех участков лавовых полей, по которым еще недавно передвигался поток лавы, развитие термодинамических процессов происходит сильнее и, следовательно, идут активные процессы усадки материала. Это отражается в картине просадок, которые соответствуют положению недавних, действующих путей перемещения лавового материала (рисунок 3-15, А).

Второй косвенный метод, позволяющий определить положение лавоводов, является дешифрирование снимков в среднем и дальнем инфракрасном диапазонах, где они выделяются как наиболее горячие объекты [57] (рисунок 3-15, Б).

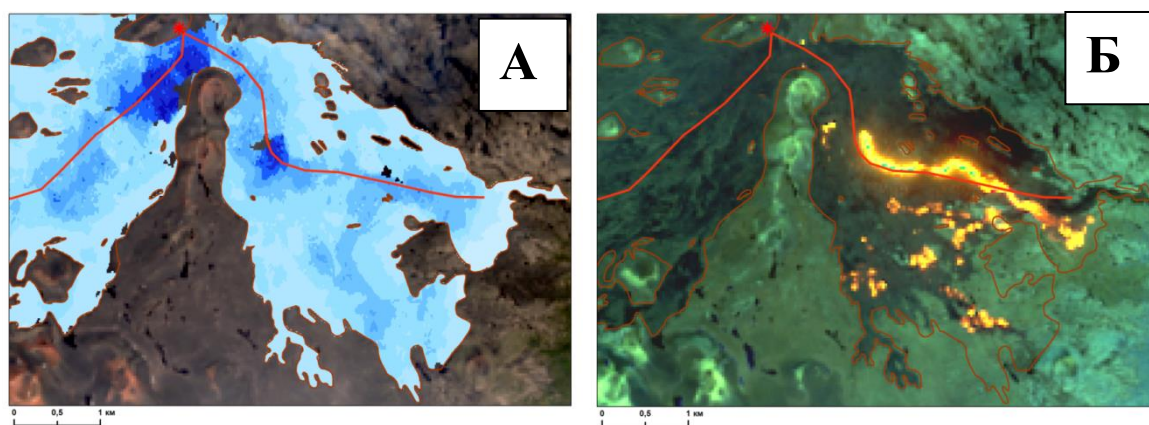


Рисунок 3-15 Дешифрирование лавоводов. А –на основе анализа картины смещений, полученной в результате интерферометрической обработки пары РЛИ 09.09.2013-03.10.2013, Б – на основе дешифрирования снимка Landsat-8/OLI на 13.05.2013, синтез 754

При анализе рисунка 3-15 становится заметна согласованность положения линии активного лавовода Толудского лавового поля, полученной двумя разными методами. Однако каждый метод имеет свои недостатки и преимущества.

Применение данных в среднем и дальнем инфракрасном диапазонах возможно лишь тогда, когда продолжается движение жидкой лавы в активных лавоводах, которое приводит к увеличению температуры поверхности лавового потока в среднем на  $10^{\circ}\text{C}$  (относительно окружающих участков лавового поля) [57].

Дешифрирование системы лавоводов по полученным картинам смещений поверхности возможно и на протяжении нескольких лет после завершения извержения, пока активны термодинамические процессы.

В то же время, совместное использование космических снимков в среднем и ближнем инфракрасных диапазонах и картины смещений на один и тот же период извержения позволяет отделить активные лавоводы от уже прекративших свою деятельность.

Выполненное дешифрирование результатов интерферометрической обработки РЛИ позволяет сформировать широкий перечень картографируемых показателей динамики рельефа вулканических областей и послужить основой создания соответствующих тематических карт (глава 4).

### **3.7. Выводы**

1. Большое количество материалов оптической съемки (EO1/ALI, Landsat-8/OLI, Terra/ASTER, SPOT6/NAOMI), доступных на период ТТИ-50, позволяют выполнить сравнение возможностей съемки в оптическом и радиодиапазонах и оценить результаты интерферометрической обработки как самостоятельный источник картографирования.
2. По результатам полевых геодезических измерений, проведенных в Толбачинском Долу в августе 2013 года, выполнено уточнение координатной привязки космических снимков и проанализированы точности цифровых моделей рельефа (ЦМР), находящихся в открытом доступе (SRTM, SRTM-X, ASTERGDEMv.2) и построенной по оптическим стереопарам SPOT-6. Статистическая обработка показала, что погрешность определения абсолютных высот по ЦМР SRTM-X и SPOT 6 не превышает 5 м для относительно равнинных участков, в то время как для SRTM, ASTER GDEM она существенно больше – 10 м.
3. Дешифрирование результатов интерферометрической обработки РЛИ и сравнительный анализ с возможностями получения информации о тех же рельефообразующих процессах по снимкам видимого и инфракрасного

диапазонов показали, что часть характеристик возможно получить только в результате интерферометрической обработки РЛИ. К ним относятся: растрескивание поверхности лавовых полей и их просадки. Положение границ лавовых полей на разные периоды извержения, определение мощности изверженной лавы и дешифрирование лавоводов возможно как с применением материалов интерферометрической обработки РЛИ, так и по снимкам видимого и инфракрасного диапазонов. Дешифрирование периодов и участков увеличения мощности лав возможно только по снимкам оптического диапазона (преимущественно зимним, когда возникает контраст между остывшей, уже немного заснеженной, лавой и новыми порциями раскаленного материала). Полученные результаты дешифрирования послужат основой для определения перечня картографируемых показателей динамики мезо- и микрорельефа вулканических областей и составления карт динамики.

## **Глава 4. Картографирование динамики рельефа в зонах вулканической активности на основе метода радиолокационной интерферометрии**

### **4.1. Рельеф вулканических областей как объект картографирования**

Рельеф вулканических областей стремительно и динамично меняется в результате извержений. Выделяют три основные характеристики любого вулканического извержения [19]:

- 1) масштаб извержения (по объему изверженных продуктов);
- 2) состав извергаемого материала;
- 3) динамика (эффузивная, экструзивная, эксплозивная, комплексная).

По масштабу (объему изверженных продуктов) все вулканические извержения делят на 5 классов:

I класс - объем изверженного материала более  $100 \text{ км}^3$ ;

II - от 10 до  $100 \text{ км}^3$ ;

III - от 1 до  $10 \text{ км}^3$ ;

IV - от 0,1 до  $1 \text{ км}^3$ ;

V - менее  $0,1 \text{ куб км}^3$ .

ТТИ-50 по объему изверженного материала относится к IV классу. Отличительной особенностью ТТИ-50 является его эффузивный характер (когда извержение в основном сводится к излиянию лавы), а объемный коэффициент эксплозивности (соотношение объемов пепла и лав) составляет 3% [8]. Таким образом, главным продуктом ТТИ-50 являются лавы.

В процессе извержения лавовые потоки сливаются в лавовые поля, которые разрастаются в длину и ширину, постепенно увеличивается их мощность, формируется микрорельеф их поверхности.

Среди рельефообразующих процессов лавовых полей можно выделить:

- передвижение остывающего лавового материала по склону;
- просадки поверхности лавовых полей, возникающие в результате термодинамических процессов;
- проседание поверхности под лавовым полем с течением времени.

Перечисленные процессы формирования лавовых полей слабо изучены, несмотря на то, что они являются основой для дальнейшего развития ландшафтов вулканических областей. Количественные оценки отмеченных выше явлений возможны на основе точных геодезических измерений, либо могут быть получены в результате интерферометрической обработки радиолокационных изображений. Недостатком геодезических измерений является невозможность их проведения в периоды извержения. Интерферометрический метод обработки РЛИ требователен к исходным данным и условиям съемки (Глава 2), однако способность радиоволн практически беспрепятственно проникать сквозь облачный покров и пепловые шлейфы, возрастающая доступность РЛИ делают актуальным привлечение такого вида источника данных для изучения рельефообразующих процессов вулканических областей.

В таблице 4-1 перечислены характеристики динамики рельефа вулканических областей, которые возможно получить как в результате интерферометрической обработки РЛИ, так и по снимкам оптического диапазона. Это позволяет провести оценку результатов обработки РЛИ методами радиолокационной интерферометрии при сравнении их с результатами, полученными традиционными оптическими методами, выявив таким образом пригодность РЛИ для тематического картографирования. В то же время ряд характеристик рельефообразующих процессов можно получить только в результате интерферометрической обработки, что делает этот источник данных незаменимым для картографирования процессов динамики рельефа.

Таблица 4-1 Перечень картографируемых показателей динамики рельефа, доступный в результате интерферометрической обработки РЛИ

Процесс формирования лавового поля	Картографируемый показатель	Этап интерферометрической обработки РЛИ, обеспечивающие получение показателя	Возможность получения информации по оптическим снимкам
Растекание лавы	Границы лавовых полей на разные даты	Расчет значений когерентности	Возможно, с ограничениями (при наличии контрастных объектов; например, заснеженных участков окружающей поверхности)
Движение лавового материала	Направление движения лавовых потоков, положение лавоводов	Картина вертикальных просядок поверхности лавового поля	Возможно, непосредственно в период извержения
Нарастание мощности лавовых полей	Мощность лавовых полей	ЦМР, построенные до и после извержения методами интерферометрии	Возможно по ЦМР, построенные до и после извержения по оптическим стереопарам
Активное формирование поверхности лавовых полей при остывании лавы	Растрескивание поверхности лавовых полей	Расчет когерентности	Невозможно
Термодинамическая усадка лавового материала	Просадки поверхности лавовых полей	Расчет вертикальных смещений	Невозможно

## **4.2. Картографирование динамики рельефа Толбачинского Дола, вызванной ТТИ-50**

Показатели, получаемые в результате интерферометрической обработки РЛИ и перечисленные в таблице 4-1, характеризуют динамику рельефа вулканических областей с двух сторон – с одной стороны это нарастание самих лавовых полей в процессе извержения (формирование мезорельефа вулканического района), а с другой – изменение их поверхности после извержения (формирование микрорельефа лавовых полей). Это обуславливает необходимость создания карт двух видов – карты нарастания лавовых полей в течение извержения и карты формирования поверхности лавовых полей (которые могут относиться к разным временным интервалам извержения, и поэтому их может быть несколько).

### **4.2.1. Разработка математической основы карт**

Картографирование вулканических извержений и результатов их деятельности выполняется в большинстве случаев в крупных масштабах, на региональном уровне. На глобальном уровне (в мелком масштабе) детально картографировать вулканические извержения становится невозможно – создаются лишь карты текущей активности вулканов с возможным распространением пепловых выбросов. Согласно А.И. Спиридонову, рельеф вулканических областей детально изучают по картам масштаба 1:50 000 и крупнее. Масштабы карт для обзорных исследований рельефа вулканических областей обычно лежат в диапазоне 1:200 000—1:500 000 [26].

Итоговое пространственное разрешение растровых изображений – результатов интерферометрической обработки – составляет 25 м. Достаточно большая протяженность лавовых полей (более 4 км), равномерное площадное распределение рельефообразующих процессов на поверхности лавовых полей делают целесообразным выбор масштаба составляемых карт равным 1:70 000. Это обеспечивает необходимую детальность при изучении динамики рельефа. Карты



лавовых полей в выбранном масштабе позволяют детально изучить пространственную динамику формирования поверхности лавовых полей по всей их площади распространения.

Карты составлены в проекции UTM, 57 зона.

#### **4.2.2. Географическая основа карт**

При составлении специальных и тематических карт вначале определяют элементы географической основы, а затем разрабатывается специальное содержание [1, 27]. Ниже подробно рассмотрены этапы создания карт динамики рельефа вулканических областей.

Географическая основа тематических карт включает в себя элементы общегеографической карты и служит для правильной локализации и ориентировки объектов тематического содержания [4]. Полнота нагрузки географической основы объектами содержания должна обеспечить привязку специального содержания тематических карт. При составлении географической основы максимум внимания уделяют тем элементам и объектам, которые необходимы для локализации специального содержания или выполняют роль специального элемента или объекта [27].

Обеспечение общего представления о геолого-геоморфологических условиях развития извержения достигнуто отображением на картах южного склона вулканического массива Толбачик путем использования светотеневой отмывки рельефа на базе ЦМР SPOT-6/NAOMI. Светотеневая отмывка сделана в программном продукте ArcGIS 10.2 с северо-западным направлением освещения при высоте Солнца  $45^{\circ}$ .

Развитие процесса извержения важно изучать совместно с окружающей геологической обстановкой. Поэтому географическая основа содержит положение основных геологических элементов – осей раздвиговых магмопроводящих структур. Их выделение выполнялось на основе анализа ЦМР с привлечением карты вулканических образований Толбачинской региональной зоны шлаковых

конусов [2]. Оси раздвиговых магмопроводящих структур показаны на картах черной линией.

Для анализа современной динамики рельефа Толбачинского Дола в историческом контексте на карты нанесены возрасты лавовых покровов прошлых извержений Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов. Источником послужила геоинформационная система «Голоценовый вулканизм Камчатки», созданная Институтом вулканологии и сейсмологии ДВО РАН при участии автора (свидетельство о государственной регистрации базы данных ГИС «Голоценовый вулканизм Камчатки» №2016620587). Классификация изверженных пород и условные обозначения приведены по монографии [2].

На карте показаны также шлаковые конуса прошлых извержений, самые крупные из них подписаны с указанием значений абсолютных высот. Для тех шлаковых конусов, название которых восстановить не удалось, показаны только абсолютные значения высот. Источником для определения высот стала ЦМР SPOT-6/NAOMI.

Гидрографическая сеть воспроизведена на основе топографических карт. Для анализа воздействия ТТИ-50 на лесные ландшафты Толбачинского Дола на картах показано распространение лесной растительности (на основе дешифрирования снимка Landsat-8/OLI от 13 мая 2013 года). В качестве условного знака выбрана редкая фигурная штриховка зеленого цвета, не мешающая восприятию красочного фона возраста лавовых полей под лесом. Такой условный знак не затрудняет анализ тематического содержания карт.

#### **4.2.3. Карта нарастания лавовых полей**

Карта нарастания лавовых полей должна правильно отражать пространственно-временную динамику извержения. В течение извержения поступление нового лавового материала происходит неравномерно. Выделяют периоды импульсивных событий, когда площади лавовых полей и их мощность стремительно растут, и периоды относительного затишья, когда нового лавового материала поступает мало и заметного прироста в площади лавовых полей может

не наблюдаться. Несмотря на это, в такие периоды затишья возможно увеличение мощности лавовых полей. Для анализа динамики извержения также важно отражать основные пути перемещения лавового материала и центры извержения (активные конусы).

Исходя из этих соображений, карта, характеризующая нарастание лавовых полей, должна отражать следующие элементы тематического содержания:

- общие границы лавовых полей на ряд дат (прирост площади лавовых полей);
- участки увеличения мощности лавовых полей;
- активные конусы извержения;
- направления движения лавовых потоков в периоды увеличения мощности.

На составленной карте нарастания лавовых полей (рисунок 4-1) прирост площади показан для ряда ключевых дат извержения – из всех имеющихся границ лавовых полей для 15 дат были выбраны только 8, характеризующие ключевые периоды прироста общей площади. Необходимость формирования такой генерализованной выборки обусловлена необходимостью обеспечить визуальное восприятие карты пользователем и различимостью оттенков.

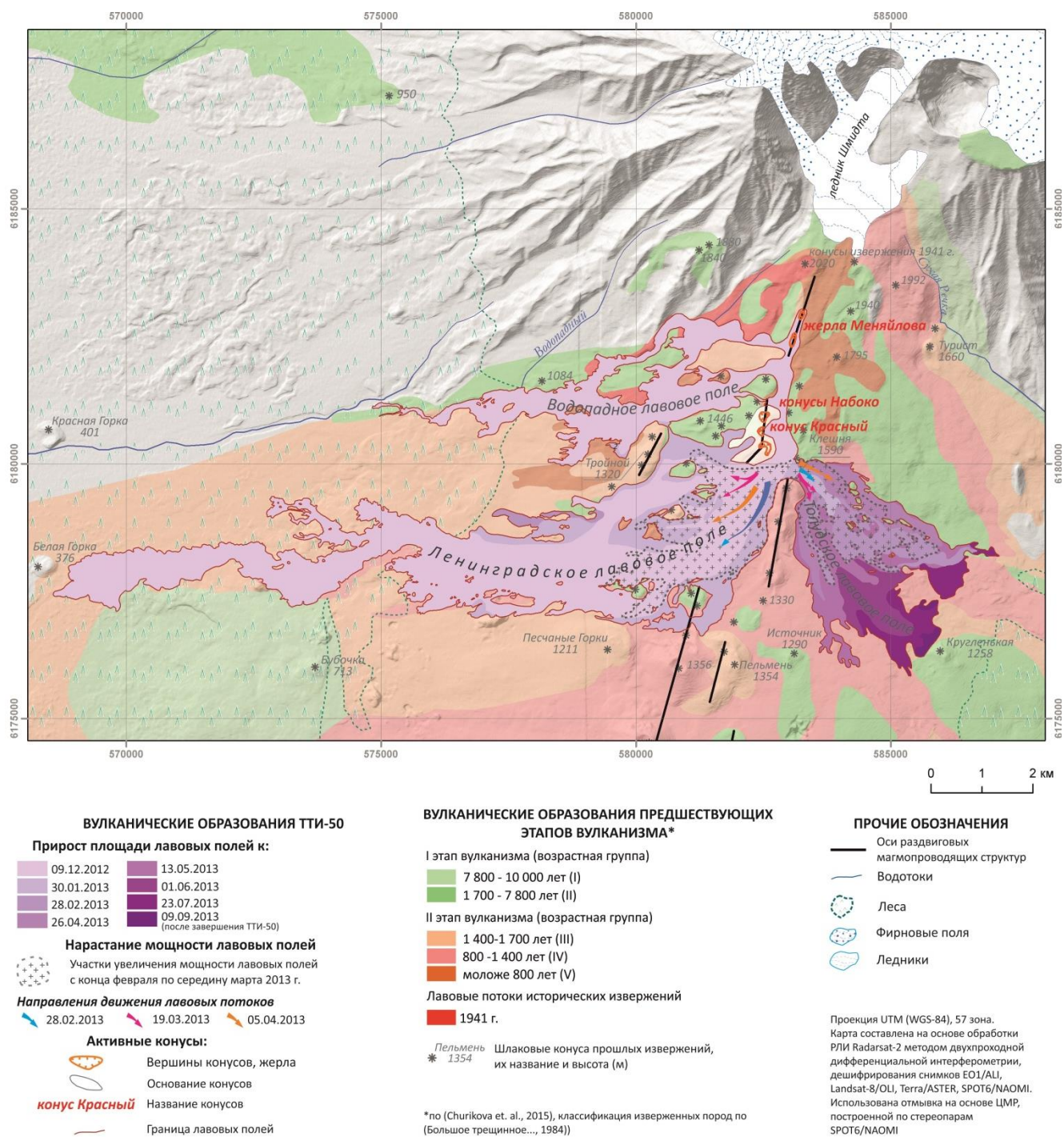


Рисунок 4-1 Карта нарастания лавовых полей в течение ТТИ-50

Выбор цветовой гаммы для отображения прироста площади лавовых полей осложнялся тем, что общепринятым цветом для показа вулканического рельефа на картах является красный и его оттенки [26]. Однако географическая основа уже включает в содержание карты возраста лавовых покровов Толбачинского Дола, отраженные в том числе и в красной цветовой гамме. Попытка показать в

оранжево-красной цветовой гамме прирост площади лавовых полей ТТИ-50 привел к тому, что новообразованные лавовые покровы тяжело отличить от лав предыдущих извержений. В таких случаях требуется присвоение индекса каждому контуру, характеризующему прирост площади лавовых полей. На рисунке 4-2 приведен пример такой карты. Для того, чтобы подчеркнуть объект исследования – лавовые поля ТТИ-50 – автором было принято решения показать их в отличной от общепринятой гамме – в лилово-фиолетовой (рисунок 4-1).

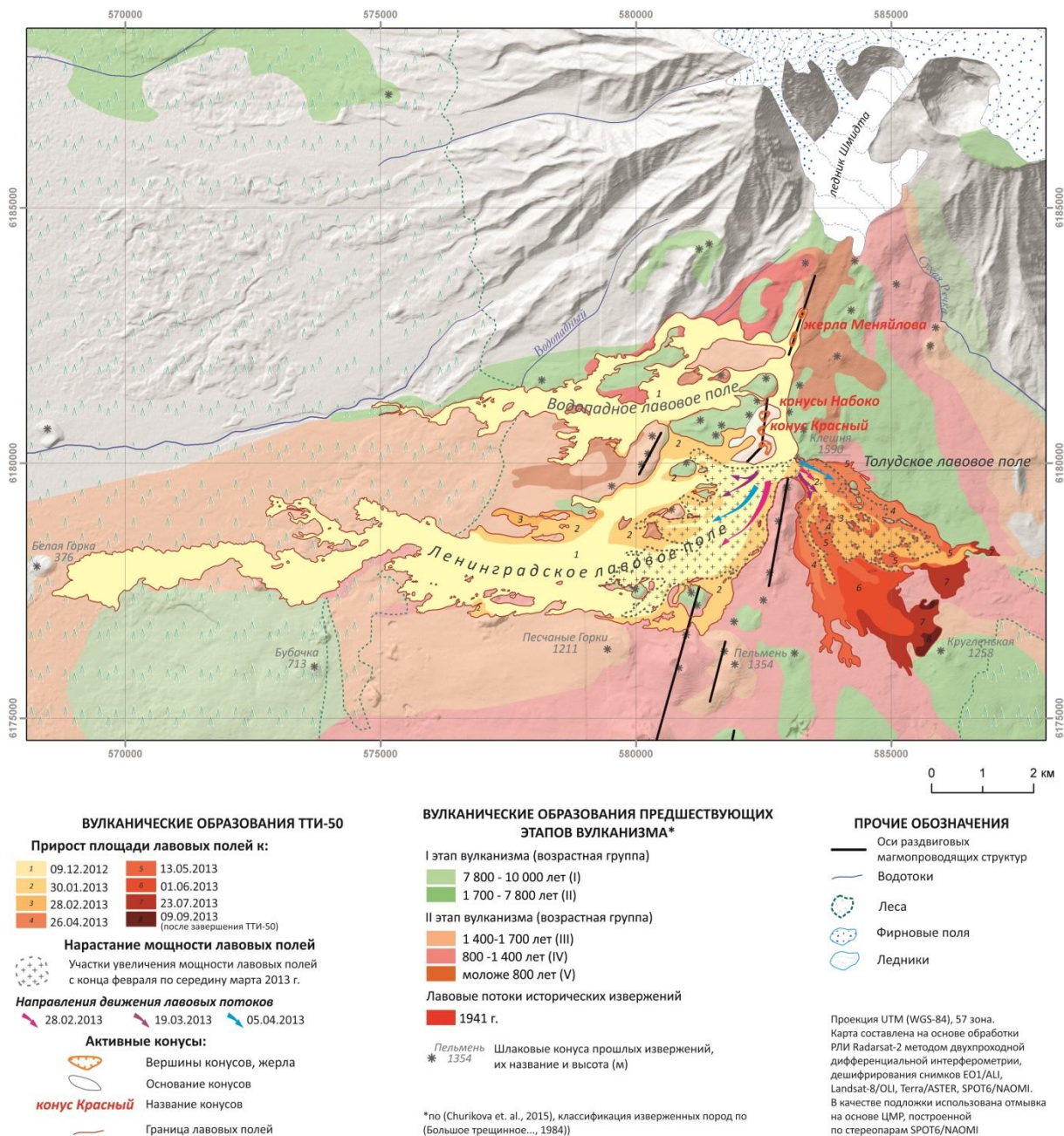


Рисунок 4-2 Карта нарастания лавовых полей в течение ТТИ-50 – прирост площади лавовых полей ТТИ-50 показан в оранжево-красной цветовой гамме

Участки увеличения мощности лавовых полей показаны только на период февраль – середина марта. Это связано с тем, что только на указанный период были доступны космические снимки (раздел 3.1), по которым можно было определить наличие свежих лавовых потоков. Несмотря на то, что участки увеличения мощности лавовых полей удалось выделить для трех дат, на карте они показаны общим пунктирным контуром с редкой фигурной штриховкой серого цвета. Такое объединение сделано по следующим принципам. Полученные границы для трех дат, в пределах которых происходило увеличение мощности лавы, лежат в пределах одних и тех же участков лавовых полей и взаимно пересекаются. При отображении всех трех контуров на одной карте затрудняется визуальное восприятие пользователем информации на карте. По этой причине было принято решение показать такие места одним общим контуром. А для того, чтобы привлечь внимание пользователя к данному элементу тематического содержания, контуры заполнены фигурной штриховкой серого цвета, которая не затрудняет восприятие красочного фона при анализе прироста площади лавовых полей.

В пределах выделенного контура увеличения мощности лавовых полей стрелками разного цвета показаны направления движения лавовых потоков; цвет стрелок отражает дату космического снимка, на основе которого было выявлено увеличение мощности лав.

Активные конусы ТТИ-50 показаны на карте при помощи двух условных знаков – один для основания конуса, второй – для вершины конуса. Необходимость такого выделения обусловлена тем, что основание конуса зачастую занимает большую площадь, в то время как вершина конуса в большинстве случаев имеет существенно меньшие размеры (конусы Набоко, конус Красный). В то же время активный центр извержения может не иметь конуса как самостоятельной постройки и состоять только из лавового жерла (жерла Меняйлова). Поэтому для правильного отображения морфологии новообразованных конусов необходимо выделять отдельные составляющие

активных центров извержения. На карте основание конуса показано белым цветом, а вершины и жерла Меняйлова – оранжевым.

На рисунке 4-1 и в Приложении Б приведена составленная карта динамики образования лавовых полей в период ТТИ-50.

#### **4.2.4. Карта формирования поверхности лавовых полей**

Формирование поверхности лавового поля происходит как в течение извержения (растрескивание), так и продолжается после его завершения (просадки поверхности лавовых полей вследствие термодинамических процессов остывающей лавы). Просадки поверхности лавовых полей, вызванные термодинамическими процессами, приурочены преимущественно к участкам лавовых полей максимальной мощности. Кроме того, просадки могут быть связаны с обрушением кровли лавоводов. Следовательно, для корректного анализа пространственного распространения процессов рельефообразования поверхности лавовых полей необходимо анализировать их в совокупности с мощностью лав и положением лавоводов. Таким образом, на картах, отражающих формирование поверхности лавовых полей, должны быть показаны:

- Участки растрескивания поверхности лавовых полей;
- Просадки лавовых полей
- Мощность лавовых полей;
- Положение лавоводов.

В результате работы составлено две карты формирования поверхности лавовых полей, отражающие динамику микрорельефа на разные периоды ТТИ-50 – 29.06.2013-23.07.2013 и 16.08.2013 – 09.09.2013 (Приложения В, Г).

Участки растрескивания поверхности лавовых полей показаны штриховкой темно-коричневого цвета. Для отображения просадок поверхности выбрана шкала с шагом 2 см. Выбор такой шкалы обусловлен точностью вычисления просадок поверхности (раздел 2.4). Для обеспечения совместного пространственного анализа просадок поверхности лавовых полей и мощности лав, показываемой красочным фоном, в качестве условного знака для просадок была выбрана

штриховка разной частоты и цвета – разреженная и синего цвета (отображение просадок в интервале 0-2 см) и более густая и фиолетового цвета для просадок 2-4 см.

Мощность лавовых полей меняется от первых метров до 83 метров. Точность вычисления мощности составила 5 м. Для повышения читаемости карты и обеспечения возможности совместного анализа значений мощности и просадок поверхности была выбрана шкала с шагом 20 м. Такая шкала, хотя и несколько груба для такого диапазона значений мощности, однако позволяет более четко отражать морфологию лавовых полей и выделять характерные участки разной мощности лав. Мощность показана в желто-оранжевой цветовой гамме.

Лавоводы на карте показаны пунктирной линией темно-коричневого цвета.

Пример составленной карты приведен на рисунке 4-2 и в Приложениях В, Г.



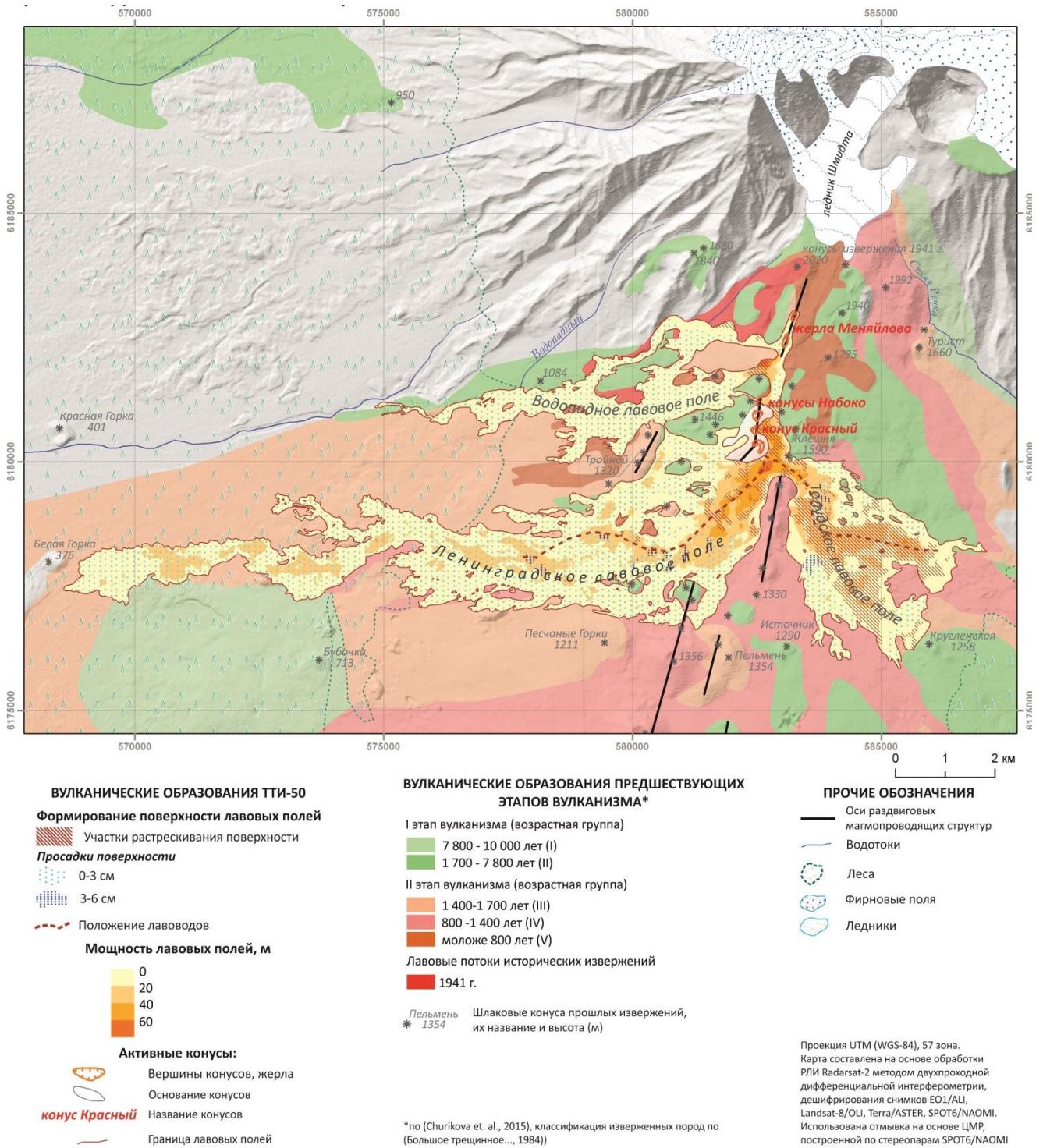


Рисунок 4-3 Карта формирования поверхности лавовых полей в период 29.06.2013-23.07.2013

### **4.3. Особенности применения результатов интерферометрической обработки для картографирования динамики рельефа**

Преимуществами данных дистанционного зондирования перед другими источниками картографирования являются их большой пространственный охват, единовременность получения информации и, с ростом числа космических аппаратов на орбите, – высокая частота съемки. С появлением первых космических снимков начали разрабатывать методы общегеографического и тематического картографирования на их основе.

Однако радиолокационные изображения как основной источник картографирования в силу сложности обработки, характерных искажений и восприятия информации используются крайне мало. Радиолокационная интерферометрия – относительно новый метод получения информации об объектах земной поверхности. Отсутствие как таковых разработанных методик составления карт на их основе и анализа пригодности метода как независимого источника информации делает эту проблему актуальной для развития методов классической картографии.

Масштаб, тематика и задачи картографирования определяют требования к источникам информации. Для картографирования одних явлений и процессов важно, чтобы источник картографирования полностью покрывал весь район исследования, для других же достаточно получения дискретной информации.

Качество и точность результата интерферометрической обработки зависят от большого числа факторов (раздел 2.1), которые усложняют поиск пригодных РЛИ для обработки. Кроме того, особенности географического положения исследуемого района и ландшафтов также влияют на итоговую точность результатов обработки РЛИ методом радиолокационной интерферометрии.

В результате интерферометрической обработки открывается возможность получить две характеристики рельефа подстилающей поверхности – значения высот (построение ЦМР) и величины смещений поверхности при их наличии.

Если в первом случае цифровую модель рельефа возможно получить для глобального, регионального и локального уровня картографирования, то во втором случае – это практически всегда крупномасштабное картографирование. Также следует отметить, что географические особенности территории (например, наличие лесной растительности в районе объекта исследования) ограничивает сплошное картографирование величин смещений земной поверхности, вследствие того, что расчет величин смещений возможно выполнить только для участков с высокими значениями когерентности.

Следует также учитывать, что на масштаб составляемых карт влияет пространственное разрешение исходного космического снимка. С этой точки зрения РЛИ имеют свою особенность – любая тематическая обработка, в том числе и интерферометрическая, приводит к ухудшению пространственного разрешения в несколько раз. Соответственно, становится и более мелким масштаб картографирования. Такое ухудшение разрешения связано с фильтрацией и устранением спекл-шумов, присущих всем РЛИ.

Составленные карты наглядно демонстрируют возможности применения результатов интерферометрической обработки для тематического картографирования. В работе продемонстрированы возможности получения как качественных, так и количественных характеристик рельефообразующих процессов вулканических районов.

Карты относятся к классу карт динамики, которые отображают механизмы развития явления, фиксируют количественные характеристики процесса и обычно служат отправным пунктом для построения математической модели, позволяющей предугадывать развитие явления или процесса [16]. Так, составленная карта прироста площади лавовых полей может служить основой для верификации моделей, описывающих распространение лавовых полей в течение извержения.

Карты нарастания лавовых полей наглядно показывают динамику мезорельефа вулканических районов. Карты формирования поверхности лавовых

полей отражают формирование микрорельефа лав. Два вида карт дают полное представление о динамике рельефа, позволяют получать новую информацию о текущих процессах рельефообразования вулканических областей, выявлять закономерности. На картах наглядно показаны этапы формирования лавовых полей, пути их распространения, участки увеличения мощности. Карты формирования поверхности лавовых полей позволяют оценить совместное развитие процессов формирования – выявить участки растрескивания, положение просядок относительно мощности лавовых полей.

#### 4.4. Изучение ТТИ-50 на основе составленных карт

##### 4.4.1. Анализ нарастания лавовых полей в течение ТТИ-50

Изучение нарастания лавовых полей необходимо для выявления и анализа периодов импульсных событий в течение извержения. В ходе вулканического извержения выделяются периоды затишья, когда приращение площади лавовых полей существенно замедляется (но при этом может наращиваться их мощность) и периоды интенсивного увеличения площади.

На основе полученных значений площадей лавовых полей (таблица 4-2) были построены графики изменения площади отдельно для Толудского и Ленинградского лавовых полей и график изменения общей площади лавовых полей (рисунок 4-3).

Таблица 4-2 Площади лавовых полей на разные периоды извержения

Дата	Водопадное, кв. км	Ленинградское, кв. км	Толудское, кв. км	Общая площадь потоков, кв.км
27.11.2012	Начало извержения			
09.12.2012	6,47	16,46	0	22,93
30.01.2013		20,26	0,28	27,01
14.02.2013		20,64	1,96	29,06
19.02.2013		20,70	1,98	29,15
28.02.2013		20,77	2,05	29,28
06.03.2013		20,98	2,14	29,59
19.03.2013		21,30	2,28	29,89
05.04.2013			2,91	30,68
26.04.2013			3,71	31,48
13.05.2013			5,45	33,22

*Продолжение таблицы 4-2*

<b>Дата</b>	<b>Водопадное, кв. км</b>	<b>Ленинградское, кв. км</b>	<b>Толудское, кв. км</b>	<b>Общая площадь потоков, кв.км</b>
01.06.2013			6,52	34,29
29.06.2013			7,26	35,03
23.07.2013			7,95	35,72
15.08.2013			8,01	35,78
09.09.2013			8,11	35,88

Водопадное лавовое поле сформировалось в первые несколько дней извержения. Следовательно, проследить динамику изменения его площади на основе собранного массива данных дистанционного зондирования не представляется возможным. По данным автора, итоговая площадь Водопадного лавового поля составила 6,47 км<sup>2</sup>.

Формирование Ленинградского лавового поля началось в первые дни извержения. Поступление лавы первоначально было из нижних жерл Меняйлова и нижней части трещин конуса Красный. Начиная с декабря 2012, года пополнение происходило из жерла Набоко [11, 25]. Анализируя составленную карту и полученный график, можно отметить, что увеличение площади Ленинградского лавового поля прекратилось в конце февраля, но при этом увеличение объемов наблюдалось вплоть до начала апреля. В целом выделяется равномерное увеличение площади Ленинградского лавового поля от 16,46 км<sup>2</sup> до 21,30 км<sup>2</sup> к концу извержения. По данным, полученным в результате работы автора, итоговая площадь Ленинградского лавового поля составила 21,3 км<sup>2</sup>.

Нагромождение лав между конусом Красный и конусом Клешня, препятствовавшее дальнейшему распространению жидких базальтов в западном направлении, привело к тому, что в конце декабря начало образовываться Толудское лавовое поле [11, 25]. На рисунке 4-3 приведен график изменения площади лавового поля в течение ТТИ-50. Можно выделить несколько периодов резкого увеличения площади Толудского поля – 30 января 2013 года по 14 февраля, с 26 апреля по 1 июня. С 14 февраля по 19 марта увеличения площади практически не происходило. В остальное время поле достаточно равномерно

увеличивало свою площадь. Итоговая площадь Толудского лавового поля по данным автора достигла значения 8,11 км<sup>2</sup>.

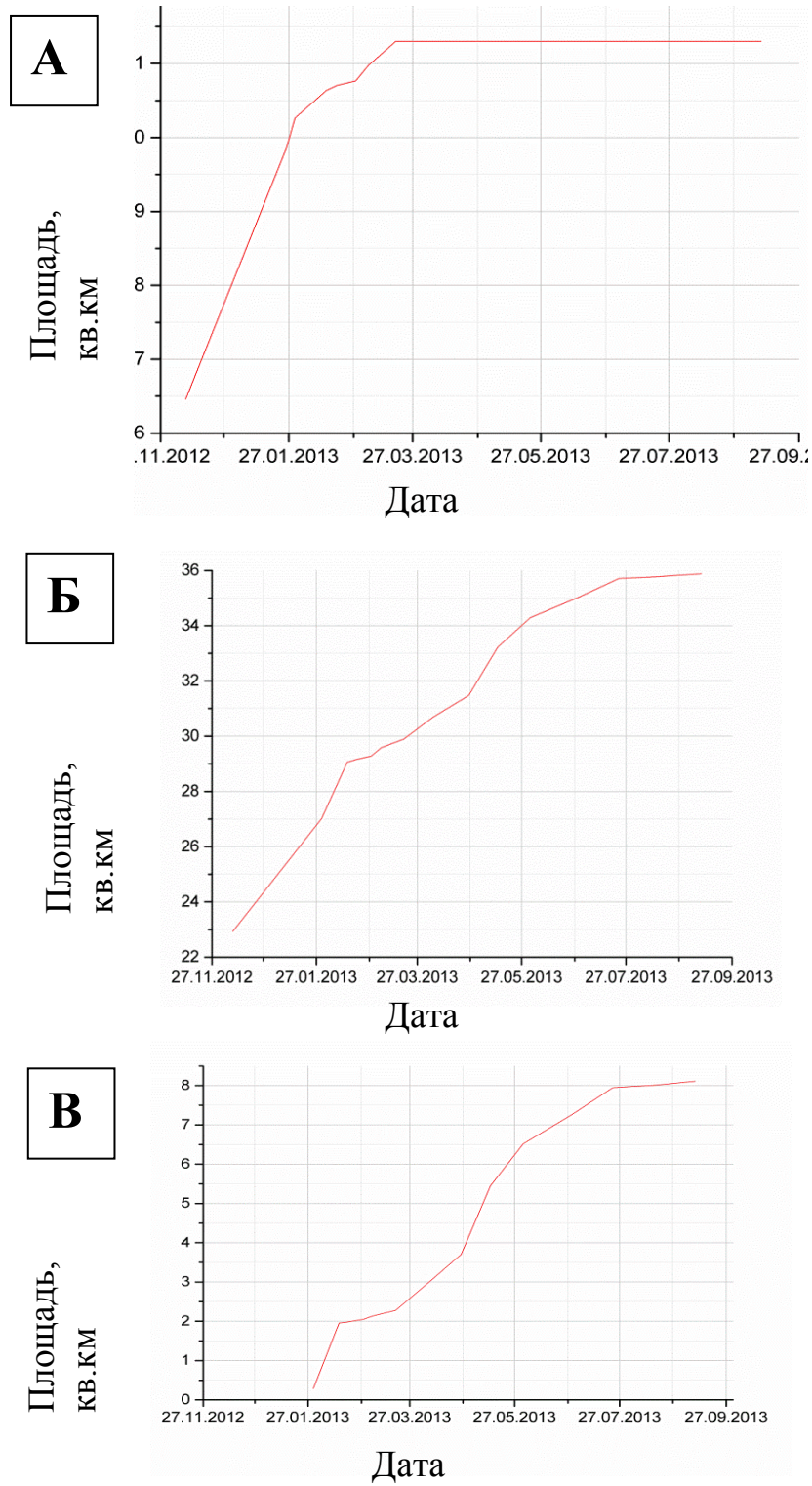


Рисунок 4-4 Динамика изменения площади в течение ТТИ-50. А-для Ленинградского лавового поля, Б- для Толудского лавового поля, В – изменение общей площади лавовых потоков

Суммарная площадь лавовых полей, рассчитанная в результате работы, составила 35,88 км<sup>2</sup>.

Оценки изменения площади лавовых полей в течение ТТИ-50 выполнялись и другими исследователями, но с меньшей детальностью. Так, в работе В.Н. Двигало [11] приведены значения площади лавовых потоков на четыре даты, в то время как автору удалось получить значения для 15 дат. Согласно опубликованным данным суммарная площадь лавовых полей на 5 июня 2013 года достигла значения 35,23 км<sup>2</sup> [11], в то время как по данным автора на конец июня 2013 года общая площадь лавовых полей составила 35,03 км<sup>2</sup>, что на 0,2 км<sup>2</sup> меньше. Отличие в полученных значениях, вероятно, связано с разной детальностью использованным данных дистанционного зондирования (В.Н.Двигало опирался на материалы самолетного облета), а также с точностью определения границ лавового поля.

Погрешность выделения границ автором достигает величины 1 пиксель изображения. В работе использовались данные дистанционного зондирования разного пространственного разрешения, поэтому с учетом величины периметра лавовых полей точность вычисления их площадей на разные периоды отличается (таблица 4-3).

Таблица 4-3 Точность определения площади по снимкам разного пространственного разрешения

	Radarsat-1	Radarsat-2	EO1/ALI	Landsat-8/OLI	Terra/ASTER	SPOT6/NAOMI
Погрешности вычисления площади, кв.км	3,63	3,99	1,85	2,72	2,72	0,27

Анализ значений погрешностей, приведенных в таблице 4-3, показывает, что максимальная ошибка может достигать почти 4 км<sup>2</sup>. В работе В.Н.Двигало анализ точности определения площадей не приводится.

#### 4.2.2. Анализ мощности лавовых полей и объема извержения

На основе разности высот двух ЦМР (раздел 3.3) автором получены значения мощности лавовых полей. Максимальные значения отмечены в районе конуса Клешня; они немногим превышают 80 м. Средняя мощность лавы составила 13 м. Результаты расчета были использованы для вычисления объема излившейся лавы, величина которого составила  $0,521 \text{ км}^3 \pm 0,25 \text{ км}^3$ . Значительная итоговая погрешность вычисленной величины объема лавы обусловлена погрешностями исходных ЦМР и большой площадью распространения лавовых полей при незначительной средней мощности – 13 м.

Вычисление мощности и объемов лавовых полей выполнялось и другими научными группами на основе данных дистанционного зондирования. Так, по данным В.Н.Двигало и др. [11] суммарный объем лавовых потоков на 5 июня достиг  $0,520 \text{ км}^3$ . Опубликованного итогового значения объема лавовых полей на текущий момент их научная группа не приводит, но указывает прогнозное значение –  $0,55-0,65 \text{ км}^3$ . Это значение ( $0,520 \text{ км}^3$ ) использовали А. Белоусов и др. в своей работе [31] для получения оценочных итоговых значений объемов на основе экстраполяции. По их данным итоговый объем извержения может достигать величины  $\sim 0.6 \text{ км}^3$ .

В своей работе В.Н.Двигало проводит оценку изменения объемов лавовых полей в течение ТТИ-50 по одиночному космическому снимку в оптическом диапазоне [11]. Принцип основан на выделении контуров лавовых полей по снимку, определении уровня полученной границы относительно выступающего над свежим лавовым потоком шлакового конуса и последующем сопоставлении со стереофотограмметрической моделью подстилающей поверхности до извержения. Авторы предложенной методики оговаривают, что точность метода невысока, но вполне приемлема при отсутствии других наблюдений.

По мнению автора диссертационной работы, такой метод вносит неопределенность в вычисление объема лавовых полей. Например, в случае



Ленинградского лавового поля шлаковых конусов недостаточно для установления однозначного уровня положения лавовых потоков относительно постройки конуса.

Вычисление объемов лав ТТИ-50 выполнялось в том числе и на основе метода радиолокационной интерферометрии [68]. По приведенным данным итоговый объем извержения составил  $0,53 \pm 0,07 \text{ км}^3$ , средняя мощность лавовых полей 7,8 м, с максимальными значениями – 105 м. Однако следует отметить, что в качестве максимальной мощности в работе принимается значение высоты новообразовавшихся шлаковых конусов. Автором же в диссертационной работе в качестве максимального значения указана мощность самих лавовых полей, без учета шлаковых конусов. В целом можно отметить схожее распространение районов с максимальными значениями мощности лавовых потоков и близкие значения мощности.

Проанализировав полученные автором и другими исследователями значения объемов лавовых полей ТТИ-50, можно отметить, что они достаточно близки. Несовпадение значений обусловлено точностью исходных материалов дистанционного зондирования.

#### **4.2.3. Анализ формирования поверхности лавовых полей**

Новые образовавшиеся в результате ТТИ-50 формы рельефа – лавовые поля и их микрорельеф – закладывают основу для дальнейшего развития ландшафтов. Вулканические породы в большинстве своем отличаются большой водопроницаемостью, свойственной как рыхлым пирокластическим накоплениям, так и лавовым покровам, когда они разбиты густой сетью трещин охлаждения и выветривания. Благодаря этому значительная часть поверхностных вод легко просачивается в глубину и идет на питание водоносных горизонтов, что в значительной степени ослабляет степень эрозионного воздействия на рельеф, который более длительное время сохраняет свои первичные вулканические черты [18, 26].

Большие шлаковые поля Толбачинского Дола, со слабо развитым растительным покровом, наравне с большим количеством осадков, делают поверхность Дола довольно изменчивой, что важно учитывать при обработке радиолокационной съемки. Это приводит к нарушению согласованности приходящего к радиолокатору сигнала и как следствие – к невозможности оценить смещения поверхности вулканических областей. Вычисление и последующее изучение смещений земной поверхности – одно из главных геофизических направлений мониторинга состояния вулканов [102]. Изменения поверхности вулканических областей могут свидетельствовать о развитии процессов внутри магматического очага, что может привести к вулканическим извержениям. В то же время лавовые поля являются одним из наиболее стабильных и сильных видов отражательной поверхности [100]. В первые месяцы и годы после завершения вулканических извержений продолжается постепенное остывание лавовых полей, схлопывание пузырьков, обрушение сводов и кровли лавоводов. Эти процессы, в свою очередь, обуславливают возникновение просадок на поверхности лав. После того момента, как лавовое поле остынет, прекратятся термодинамические процессы, мониторинг состояния их поверхности может быть необходим для изучения внутренних магматических процессов вулканического района.

Анализ смещений поверхности Толбачинского Дола на основе геодезических измерений в результате ТГИ-50 в таких же масштабах и настолько детально, как при изучении последствий Большого Трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 гг., фактически не проводился. Однако наличие материалов радиолокационной съемки до, во время и после извержения позволяет в условиях отсутствия наземных наблюдений оценить величины смещений. Наличие доступных радиолокационных данных Sentinel-1A позволит в дальнейшем проследить многолетнюю динамику деформаций Дола после завершения процессов остывания лав.

Полученная серия карт формирования поверхности лавовых полей (Приложения В, Г) позволяет выявить текущие рельефообразующие процессы.

Так, на карте формирования поверхности лавовых полей в период 06.06.2013-29.06.2013 (Приложение В) показано, что Толудское лавовое поле все еще активно, его поверхность растрескивается. В этот период Ленинградское лавовое поле уже закончило свое формирование и для него характерны развитие просянок поверхности, которые после завершения извержения достигают своих максимальных значений (Приложение Г).

Полученная серия карт также позволяет соотнести взаимное положение просянок поверхности и значений мощности лавовых полей. Анализ показывает приуроченность максимальных значений просянок к местам лавовых потоков с максимальными значениями мощности лав.

#### **4.2.4. Изменение морфометрических характеристик рельефа Толбачинского Дола в результате ТТИ-50**

Изучение морфометрических характеристик рельефа Толбачинского Дола необходимо для исследования условий развития ландшафтов, а также для планирования научной и туристической инфраструктуры.

Изменение морфометрических характеристик Толбачинского Дола в результате вулканических извержений влияет главным образом на дренаж поверхности, формирование стока, развитие растительности и геосистем в целом. Так, внедрение Ленинградского лавового поля в лесную зону привело к уничтожению растительного покрова.

Образовавшиеся в результате ТТИ-50 лавовые поля при движении заполняли эрозионные врезы Толбачинского Дола. На особенности растекания лавы и морфологию лавовых полей в целом влиял, в первую очередь, общий уклон местности. Лавовые потоки заполняли понижения и в конечном итоге вызывали обращение рельефа [18, 25].

Изучение такого типа обращения рельефа в результате ТТИ-50 был выполнен на основе анализа ЦМР. Для этого был построен ряд продольных и

поперечных профилей для каждого поля. Расположение профилей приведено на рисунке 4-4.

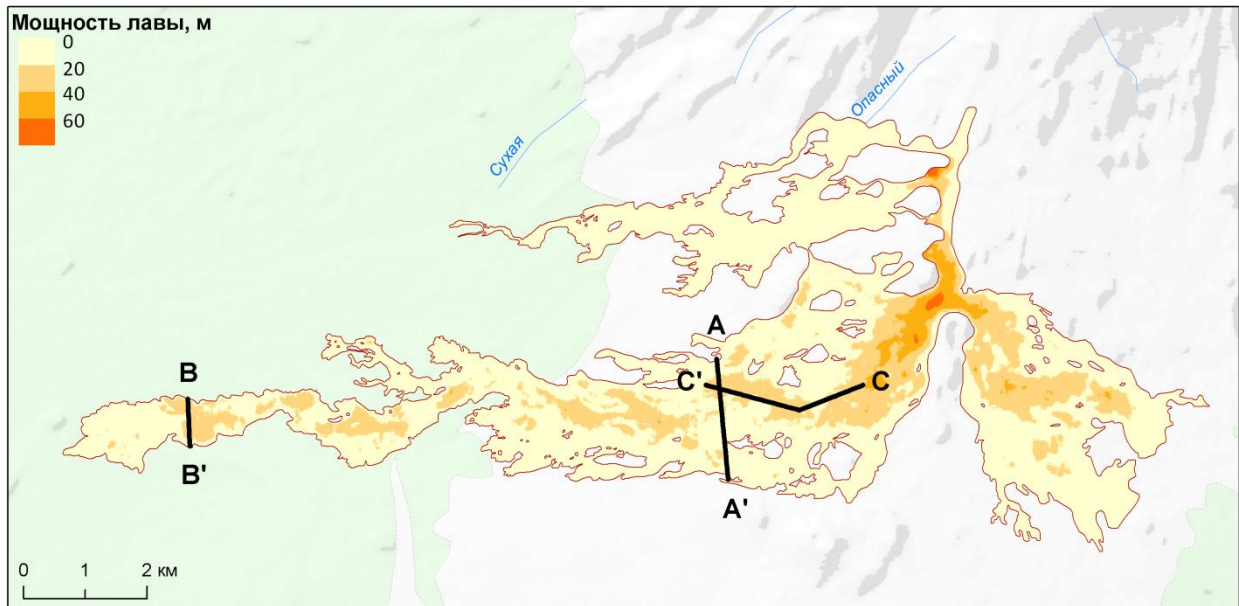


Рисунок 4-5 Положение продольных и поперечных профилей, использовавшихся для анализа изменения характеристик рельефа

На рисунке 4-5 приведены продольные и поперечные профили для Ленинградского лавового поля. Для каждого профиля приведено три характеристики – значения абсолютной высоты местности до ГТИ-50, мощность лавы и значения смещений, полученные по паре РЛИ 16.08.2013-09.09.2013. Анализируя построенные профили, можно заключить, что максимальные значения мощности лавовых потоков в большинстве своем соответствуют эрозионным врезам, а максимальные значения смещений поверхности – участкам лавовых полей с максимальными значениями мощности.

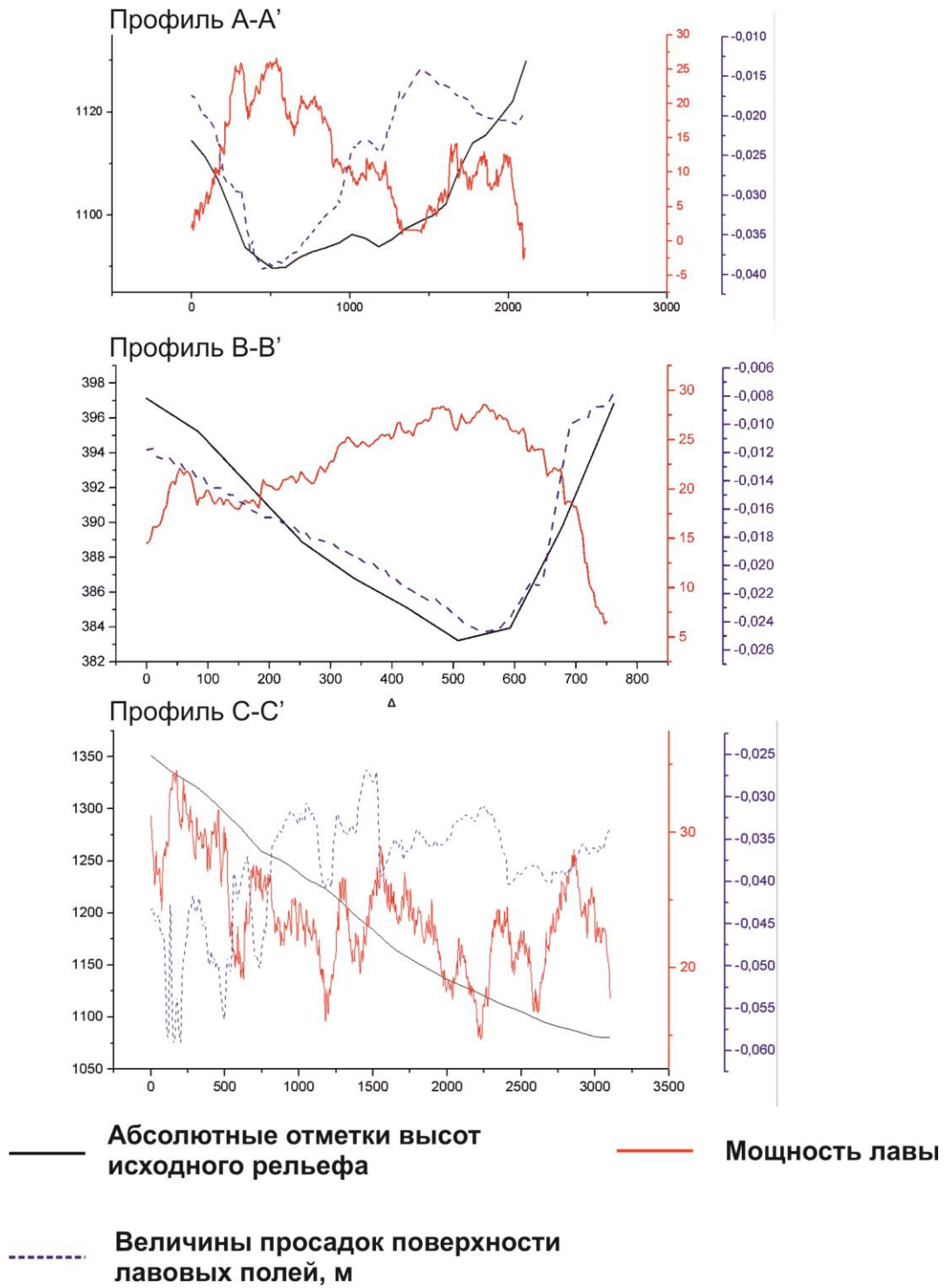


Рисунок 4-6 Поперечные и продольные профили, построенные для Ленинградского лавового поля

#### 4.5. Динамики рельефа Толбачинского Дола

Картографический метод исследования Толбачинского Дола широко применялся в 70-х годах. В начале 1970-х годов были составлены подробные геологические и петрологические карты Толбачика, на основе которых установили, что Острый и Плоский Толбачики стоят на общем пьедестале. Однако детальное изучение и, как следствие, картографирование Толбачинского Дола выполнялось только в период Большого Трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 годов [44].

При исследованиях в областях новейшего вулканизма необходимо учитывать, что современный рельеф несет на себе отпечаток экзогенных процессов, которые происходили в довулканическое время, а в районах угасшей вулканической деятельности – и в послевулканическое время [26]. По А.И.Спиридонову [26] в истории формирования рельефа вулканических областей можно выделить три этапа: довулканический, вулканический и послевулканический. Задача изучения динамики вулканического рельефа состоит в том, чтобы установить, как развивался рельеф на протяжении всех этапов, особенно в течение основного — вулканического, который может распадаться на несколько вулканических циклов.

Рельеф Толбачинского Дола преобразовывался в результате импульсных событий. На протяжении последних 10 тыс. лет извержения в Толбачинском Долу происходили не менее 60 раз, и на последнем этапе, длившемся около двух тысяч лет, неоднократно возникали крупные шлаковые конусы, сходные с конусами ТТИ-50.

В течение последних 200 лет отмечались многочисленные, преимущественно эксплозивные, извержения Плоского Толбачика с выбросом пепла из центрального кратера, а в 1740 и 1904 гг. – с излияниями лавовых потоков. В 1941 г, помимо активизации центрального кратера, на южном склоне вулкана произошло образование шлакового конуса, из которого излился лавовый поток длиной 5 км, объем которого составил 0, 03 км<sup>3</sup>.

Крупнейшее извержение Толбачинского Дола, получившее название Большое Трещинное Толбачинское извержение (БТТИ), началось 6 июля 1975 года. В результате БТТИ произошли существенные изменения ландшафтов. В течение первых 72 дней извержения Северных кратеров БТТИ на поверхности появилось 3 крупных, 4 малых шлаковых конуса и лавовых котла, лавовое поле площадью около 9 км<sup>2</sup> и мощностью до 80 м. Объем лавового поля определялся методом фотограмметрической обработки аэрофотоснимков. Вычисленное значение объема лавового поля составило 0,223 км<sup>3</sup> [2]. В результате активности Северных кратеров БТТИ на площади около 400 км<sup>2</sup> была полностью уничтожена растительность, а местность превращена в шлаково-пепловую пустыню.

За первые двое суток работы Южных конусов образовался поток длиной 3 км и площадью 1,7 км<sup>2</sup>. В результате извержения южных конусов образовалось лавовое поле площадью 35,87 км<sup>2</sup>, средняя мощность которого составила 27 м, а объем 0,968 км<sup>3</sup> [2].

В таблице 4-4 приведена сравнительная характеристика площадей и объемов ТТИ-50 с БТТИ. По площади лавовых потоков ТТИ-50 и Южного прорыва практически совпадают при объеме, отличающемся почти в 2 раза.

Таблица 4-4 Сравнительный анализ объемов лавовых потоков и их площадей для извержений Толбачинского Дола

	ТТИ-50	Северный прорыв БТТИ	Южный прорыв БТТИ
Суммарная площадь лавовых полей, кв.км	35,88	9	35,87
Суммарный объем лавовых полей, км <sup>3</sup>	0,521	0,223	0,968

На Южном прорыве впервые в нашей стране наблюдались во всех деталях возникновение, рост и развитие базальтовых лавовых полей, образованных потоками, лавоводами и внедрениями базальтовой лавы [2]. Однако отсутствие как таковых наблюдений за постэруптивной динамикой микрорельефа лавовых полей делает неполным изучение изменений и формирования новых ландшафтов

вулканических районов. Развитие методов радиолокационной интерферометрии позволило проследить такую динамику лавовых потоков для Толбачинского Дола.

#### 4.6. Выводы

1. Разработанная методика дешифрирования результатов интерферометрической обработки РЛИ обеспечивает составление карт динамики мезо- и микрорельефа вулканических областей – карты нарастания лавовых полей и карты формирования поверхности лавовых полей.
2. Выявленные преимущества и недостатки метода радиолокационной интерферометрии для тематического картографирования показывают, что результаты обработки РЛИ данным методом могут быть использованы как самостоятельный источник картографирования процессов динамики рельефа вулканических районах разного уровня – мезорельеф (развитие и нарастание лавовых полей) и микрорельеф (формирование поверхности лав). Преимуществом результатов интерферометрической обработки РЛИ перед другими материалами космической съемки является возможность получения информации о сантиметровых смещениях поверхности.
3. Выполненный анализ составленных тематических карт показывает их ценность при изучении рельефообразующих процессов вулканических областей. Изучена динамика нарастания площади лавовых полей в течение извержения. Установлено наличие трех периодов активного роста площади лавовых полей – рост в начале извержения, стабильный рост в декабре 2012-феврале 2013 гг. и в мае-июне 2013 г., а также два периода относительной стабилизации – в феврале-апреле и июле-октябре 2013.
4. Определены максимальные значения мощности лавовых полей (80 м). Средняя мощность лавы – 13 м. На основе определенной мощности вычислен объем излившейся лавы ( $0,521 \text{ км}^3 \pm 0,25 \text{ км}^3$ ).
5. Проведенный совместный анализ форм рельефа до ТТИ-50, мощности лав и величин просадок их поверхности показал, что развитие лавовых полей и



накопление их мощности происходит по существующим эрозионным врезам, а максимальные значения величин просадок (до 6 см в заключительный период ТТИ-50) соответствуют участкам с максимальной мощностью лавовых потоков.

6. Сравнительный анализ объемов лав ТТИ-50 с объемами предыдущего извержения (БТТИ 1975-1976 гг) показал, что площади лавовых полей ТТИ-50 и Южного прорыва БТТИ практически совпадают. При это объем лав Южного прорыва БТТИ больше почти в 2 раза.

## Заключение

Проведенная работа позволяет сформулировать следующие основные выводы:

1. Недоступность некоторых вулканических районов Земли для полевых исследований делает актуальным применение методов дистанционного зондирования для их изучения. Развитие методов радиолокационной космической съемки обеспечивает возможность изучения вулканических районов независимо от погодных условий и наличия пепловых шлейфов, которые во многом ограничивают использование материалов съемки в оптическом диапазоне. В этой связи детальную информацию о состоянии рельефа вулканических областей и этапах его формирования дает метод радиолокационной интерферометрии, позволяющий вычислить объемы изверженных материалов, оценить деформации поверхности вулканических построек, выявить участки растрескивания поверхности лавовых полей. В результате анализа научных работ установлено, что методы картографирования динамики рельефа вулканических областей, сочетающие отображение изменения рельефа, характера поверхности и площади распространения лавовых потоков, на основе радиолокационной интерферометрической съемки практически не развиты.

2. Собранный массив интерферометрических радиолокационных изображений, а также космических снимков разного типа и цифровых моделей рельефа на период Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ТТИ-50) позволил предложить методику составления карт динамики рельефа вулканических областей и оценить метод радиолокационной интерферометрии как самостоятельный источник картографирования. Выявлены преимущества и недостатки метода. К преимуществам можно отнести практически полную независимость от облачного покрова, всевозрастающую доступность данных, получение целого ряда характеристик извержения на основе обработки пары изображений. В то же время существенными ограничениями являются строгие требования к исходным данным,

участвующим в обработке, сложность обработки. Выполненный анализ точности метода показал, что определять величины смещений поверхности возможно с точностью 1-2 см. Анализ точности необходимо проводить для каждой пары отдельно, поскольку такие факторы, как атмосферные неоднородности и геометрия съемки, в разные моменты оказывают разное влияние на итоговую точность рассчитываемых величин.

3. В результате интерферометрической обработки удастся получить следующие характеристики изменения мезо- и микрорельефа – положение границ лавовых полей, мощность лав, участки растрескивания поверхности лавовых полей, просадки поверхности и их величины, положение лавоводов. Показано, что полученный набор характеристик может служить основным материалом картографирования динамики рельефа в вулканических районах, на основе которого могут создаваться карты двух типов – нарастания лавовых полей и формирования поверхности лавовых полей в разные периоды извержения.

4. Составленные тематические карты на район Толбачинского Дола позволяют проанализировать этапы формирования рельефа вулканических областей, проследить его временную и пространственную динамику.

5. Изучение ТТИ-50 на основе составленных карт позволило измерить ряд ключевых параметров извержения. Были рассчитаны итоговые площади лавовых полей, которые составили для Водопадного лавового поля – 6,47 км<sup>2</sup>, для Ленинградского – 21,30 км<sup>2</sup>, для Толудского – 8,11 км<sup>2</sup>. Итоговая общая площадь лавовых полей составила 35,88 км<sup>2</sup>. Сравнительный анализ объемов лав ТТИ-50 с объемами предыдущего извержения (БТТИ 1975-1976 гг.) показал, что площади лавовых полей ТТИ-50 и Южного прорыва БТТИ практически совпадают, при этом объем лав Южного прорыва больше почти в 2 раза. Выполненный совместный анализ форм рельефа до ТТИ-50, мощности лав и величин просадок их поверхности показал, что развитие лавовых полей и накопление их мощности происходит по существующим эрозионным врезам, а максимальные значения величин просадок (достигают значений до 27 см в конце ТТИ-50) соответствуют

участкам с максимальной мощностью лавовых потоков, которая достигает почти 80 м в районе конуса Клешня.

На защиту выносятся следующие положения:

- Разработанная методика картографирования динамики рельефа вулканических областей на основе радиолокационной интерферометрии обеспечивает составление тематических карт, на которых отображается пространственно-временная динамика рельефа вулканических областей.
- Картографическое представление результатов интерферометрической обработки РЛИ предусматривает отображение динамики мезо- и микрорельефа: нарастание лавовых полей (изменение их площади и мощности с течением извержения) и процессов формирования поверхности лавовых полей (растрескивание поверхности при остывании лавы и ее просадки, положение лавоводов).
- Составленная серия тематических карт ГТИ-50: позволяет количественно оценить пространственную и временную динамику рельефа Голбачинского Дола в результате извержения.

## Список литературы

1. Берлянт А.М. Геоинформационное картографирование. – М.: Аспект Пресс, 1997. – 64 с.
2. Большое трещинное Толбачинское извержение (1975-1976 гг., Камчатка). – М:Наука, 1984. – 637 с.
3. Волынец А.О., Мельников Д.В., Якушев А.И. Первые данные о составе продуктов Трещинного Толбачинского извержения им.50-летия ИВиС (Камчатка) // Доклады Академии Наук. – 2013. – Т.452, № 3. – С. 303–307.
4. Востокова А.А., Кошель С.М., Ушакова Л.А. Оформление карт. Компьютерный дизайн: Учебник. – М.: Аспект Пресс, 2002. – 288 с.
5. Гирина О.А., Гордеев Е.И. Проект KVERT – снижение вулканической опасности для авиации при эксплозивных извержениях вулканов Камчатки и Северных Курил// Вестник ДВО РАН. – 2007. – №2. – С. 100–109.
6. Гирина О.А. О предвестнике извержений вулканов Камчатки, основанном на данных спутникового мониторинга // Вулканология и сейсмология. – 2013. – № 3. – С. 14–22.
7. Горбач Н.В. Лавовые образования молодого конуса вулкана Шивелуч 2007 // Материалы ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога. – Петропавловск-Камчатский: Издательство ИВиС ДВО РАН, 2007. – С. 109–120.
8. Гордеев Е. И., Муравьев Я. Д., Самойленко С. Б., Волынец А. О., Мельников Д. В, Двигало В. Н. Трещинное Толбачинское извержение в 2012-2013 гг. Первые результаты // Доклады Академии Наук. – 2013. – Т.452, № 5. – С. 562–566.
9. Гордеев Е.И., Гирина О.А., Лупян Е.А., Ефремов В.Ю., Сорокин А.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Романова И.М., Королев С.П., Крамарева Л.С. Возможности использования данных гиперспектральных спутниковых наблюдений для изучения активности вулканов Камчатки с помощью

- геопортала VolSatView // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2014. – Т.11, № 1. – С. 267-284.
10. Гришин С.Ю., Шляхов С.А. Растительность и почвы Толбачинского Дола (Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2009. – № 2, выпуск № 14 – С.130– 142.
11. Двигало В. Н., Свирид И. Ю., Шевченко А. В. Первые количественные оценки параметров Трещинного Толбачинского извержения 2012-2013 гг. по данным аэрофотограмметрических наблюдений // Вулканология и сейсмология. – 2014. – № 5. – С. 3–11.
12. Динамическая геоморфология: Учебное пособие/Под ред. Г.С.Ананьева, Ю.Г.Симонова, А.И.Спиридонова. – М.: Изд-во МГУ, 1992. – 448 с.
13. Захаров А.И., Захарова Л.Н., Лебедева М.А. Применение метода РСА интерферометрии для мониторинга оползневой активности на Северомуйском участке железной дороги // III Всероссийская конференция «Радиолокация и радиосвязь», ИРЭ РАН, 26-30 октября 2009 г. – С. 415–419.
14. Захаров А.И., Яковлев О.И., Смирнов В.М. Спутниковый мониторинг Земли: радиолокационное зондирование поверхности— М.: КРАСАНД, 2012. — 248 с.
15. Картоведение: Учебник для вузов (серия «Классический университетский учебник»). Под ред. А. М. Берлянта — М.: Аспект Пресс, 2003. – 477 с.
16. Книжников Ю.Ф., Кравцова В.И. Аэрокосмические исследования динамики географических явлений. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991 – 206 с.
17. Коберниченко В.Г., Сосновский А.В. Интерферометрическая обработка данных космической радиолокационной съемки высокого разрешения// Физика волновых процессов и радиотехнические системы. – 2012. – Т.15, №3. – С. 75-83.
18. Лебедева Е.В. Влияние лавовых потоков на строение долин и развитие речной сети // Геоморфология. – 2016. – №3. – С.78-91.
19. Мархинин Е.К. Вулканизм. – М.:Недра, 1985. – 288 с.

20. Мельников Д.В., Двигало В.Н., Мелекесцев И.В. Извержение 2010-2011 гг. камчатского вулкана Кизимен: динамика эруптивной активности и геолого-геоморфологический эффект (на основе данных дистанционного зондирования) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2011. – №2, выпуск №18. – С. 87–101.
21. Нуждаев А.А., Гирина О.А., Мельников Д.В. Некоторые результаты изучения пирокластических отложений извержений 28 февраля и 22 сентября 2005 г. вулкана Молодой Шивелуч наземными и дистанционными методами // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. – 2005. – № 2, выпуск № 6. – С.62–66.
22. Радиолокационные системы землеобзора космического базирования. Под ред. В.С. Вербы. – М.: Радиотехника, 2010. – 680 с.
23. Романова И.М., Зеленин Е.А., Михайлюкова П.Г., Пономарева В.В. (2015) Геопортал Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН и геосервис «Голоценовый вулканизм Камчатки» // Геодезия и картография. – 2014. – № 8. – С. 17-23.
24. Рычагов Г.И. Общая геоморфология: учебник. – М.: Изд-во Моск. ун-та: Наука, 2006. – 416 с.
25. Скрипко К.А., Лукашов А.А., Семёнова Л.Д., Филаретова А.Н. Извержение вулкана Плоский Толбачик (2012-13) и его отражение в экспозиции Музея Землеведения МГУ // Мат-лы научной конференции «Ломоносовские чтения. Серия музееведения». – М. 2014 – С. 64-68.
26. Спиридонов А.И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картирования. – М.: Высшая школа, 1970. – 458 с.
27. Справочник по картографии/А.М.Берлянт, А.В.Гедымин, Ю.Г.Кельнер и др. – М.:Недра, 1988. – 428 с.
28. Феоктистов А.А., Захаров А.И., Денисов П.В., Гусев М.А. Перспективы разработки комплекса интерферометрической и дифференциально-интерферометрической обработки данных российских космических

- радиолокаторов с синтезированной апертурой // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2011. – Т. 8, № 2. – С. 310-317.
29. Феоктистов А.А, Захаров А.И., Гусев М.А, Денисов П.В. Исследование зависимости результатов обработки радиолокационных данных ДЗЗ от параметров обработки // Журнал радиоэлектроники. – 2014. – №12. – 1–18.
30. Хромов С.Л., Петросянец М.А. Метеорология и климатология. Учебник. – М.: Из-во Моск. ун-та, 2006. – 582 с
31. 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. – Vol. 299. – P. 19-34.
32. Biggs J., Ebmeier S.K., Aspinall W.P., Lu Z., Pritchard M.E., Sparks R.S.J., Mather T.A. Global link between deformation and volcanic eruption quantified by satellite imagery // Nature Communications. – 2014. – P.1-7.
33. Biggs J., Robertson E., Cashman K. The lateral extent of volcanic interactions during unrest and eruption // Nature Geoscience. – 2016. – Vol.9. – P.308-311.
34. Bonforte A., Ferretti A., Prati C., Puglisi G., Rocca F. Calibration of atmospheric effects on SAR interferograms by GPS and local atmosphere models: First results // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. – 2001. – №63. – P. 1343–1357.
35. Borgia A., Linneman Sc., Spencer D., Morales L., Andre J Dynamics of lava flow fronts, arenal volcano, Costa Rica // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 1983. – №19. – P. 303– 329.
36. 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 // Geophysical research letters. – 1997. – Vol. 24, no.1. – P.37-40.
37. Burgmann R, Rosen P.A., and Fielding E.J. Synthetic aperture radar interferometry to measure earth's surface topography and its deformation // Annual Review Earth Planetary Science. – 2000. – Vol. 28. – P.169–209.



38. Campbell D.B., Jurgens R.F., Dyce R.B., Harris F.S., Pettengill G.H. Radar interferometric observation of Venus at 70-centimeter wavelength // *Science*. – 1970. – Vol.170. – P.1090-1092.
39. Carn S. A. Application of synthetic aperture radar (SAR) imagery to volcano mapping in the humid tropics: a case study in East Java, Indonesia // *Bull Volcanol.* – 1999. – no.61. – P. 92–105.
40. Casu F., Manzo M., Lanari R. A quantitative assessment of the SBAS algorithm performance for surface deformation retrieval from DInSAR data // *Remote Sensing of Environment*. – 2006. – no.102. – P.195 – 210.
41. Casu Fr., Manconi A., Pepe A., and Lanari R. Deformation Time-Series Generation in Areas Characterized by Large Displacement Dynamics: The SAR Amplitude Pixel-Offset SBAS Technique // *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2011. – Vol.102, no.7, P.195-210.
42. Cayol V. and Cornet Fr. H. Effects of topography on the interpretation of the deformation field of prominent volcanoes-Application to Etna // *Geophysical Research Letters*. – 1998. – Vol.25, no.11. – P.1979-1982.
43. Chaabane F., Avallone A., Tupin Fl., Briole P., Maître H. A Multitemporal Method for Correction of Tropospheric Effects in Differential SAR Interferometry: Application to the Gulf of Corinth Earthquake // *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2007. – Vol.45, no.6. – P.1605-1615.
44. Churikova T.G., Gordeychik B.N., Edwards B.R., Ponomareva V.V., Zelenin E.A. The Tolbachik volcanic massif: A review of the petrology, volcanology and eruption history prior to the 2012–2013 eruption // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2015. – Vol.307. – P. 3–21.
45. Churikova T.G., Gordeychik B.N., Iwamori H., Nakamura H., Ishizuka O., Nishizawa T., Haraguchi S., Miyazaki T., Vaglarov B.S. Petrological and geochemical evolution of the Tolbachik volcanic massif, Kamchatka, Russia // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2015. – Vol. 307. – P. 156–181.

46. Cloude S.R. and Papathanassiou K.P. Polarimetric SAR Interferometry // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 1998. – Vol. 36, no. 5. – P.1551–1565.
47. Cloude S.R. and Papathanassiou K.P. Three-stage inversion process for polarimetric SAR interferometry // IEEE Proceedings – Radar, Sonar and Navigation. – 2003. – Vol. 150, no. 3. – P.125-134.
48. Coltelli M., Proietti C., Branca S., Marsella M., Andronico D., and Lodato L. Analysis of the 2001 lava flow eruption of Mt. Etna from three-dimensional mapping // Journal of Geophysical Research. – 2007. – Vol.112 (F02029) – 18 pp.
49. Delacourt C., Briole P. and Achache J. Tropospheric corrections of SAR interferograms with strong topography. Application to Etna // Geophysical Research Letters. – 1998. – Vol. 25, no.15. – P.2849-2852.
50. Dieterich H.R., Poland M.P., Schmidt D.A. and Cashman K.V., Sherrod D.R., Espinosa A.T. Tracking lava flow emplacement on the east rift zone of Kīlauea, Hawai‘i, with synthetic aperture radar coherence // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2012. – Vol. 13, no.5. – P.1-17.
51. Dvorak J.J., Dzurisin D. Volcano geodesy the search for magma reservoirs and the formation of eruptive vents // Reviews of Geophysics. – 1997. – Vol. 35, no. 3. – P. 343-384.
52. Ebmeier S.K., J. Biggs T.A. Mather J.R. Elliott G. Wadge F. Amelung Measuring large topographic change with InSAR: Lava thicknesses, extrusion rate and subsidence rate at Santiaguito volcano, Guatemala // Earth and Planetary Science Letters. – 2012. – Vol. 335-336. – P. 216–225.
53. Edwards B.R., Belousov A., Belousova M., Melnikov D. Observations on lava, snowpack and their interactions during the 2012–13 Tolbachik eruption, Klyuchevskoy Group, Kamchatka, Russia // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2015. – Vol. 307. – P. 107-119.
54. Favalli M., Tarquini S. and Fornaciai A. DOWNFLOW code and LIDAR technology for lava flow analysis and hazard assessment at Mount Etna // Annals of Geophysics. – 2011. – Vol. 54, no.5. – P. 552-566.

55. Ferretti A., Prati C., and Rocca F. Nonlinear Subsidence Rate Estimation Using Permanent Scatterers in Differential SAR Interferometry // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2000. – Vol. 38, no. 5. – P.2202–2212.
56. Ferretti A., Prati C., and Rocca F. Permanent Scatterers in SAR Interferometry // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2001. – Vol. 39, no. 1. – P.8–20.
57. Francis P. and Rothery D. Remote sensing of active volcanoes // *Annual Review. Earth Planet.* – 2000. – P.81–106.
58. Gabriel A., Goldstein R.M., Zebker H. Mapping Small Elevation Changes Over Large Areas' Differential Radar Interferometry // *Journal of Geophysical Research*. – 1989. – Vol.94, no. B7. – P. 9183-9191.
59. Gaddis L., Mougins-Mark P., Singer R., Kaupp V. Geologic analyses of Shuttle Imaging Radar (SIR-B) data of Kilauea Volcano, Hawaii // *Geological Society of America Bulletin*. – 1989. – Vol.101. – P. 317-332.
60. Goldstein R.M., Howard A. Zebker, and Charles L. Werner Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping // *Radio Science*. – 1988. – Vol.23, no.4. – P. 731-720.
61. Graham L. Synthetic Interferometer Radar for Topographic Mapping // *Proceeding of the IEEE*. – 1974. – Vol.62, no.6. – P. 763-768.
62. Grapenthin R., Jeffrey T. Freymueller, Serovetnikov Sergey S. Surface deformation of Bezymianny Volcano, Kamchatka, recorded by GPS: The eruptions from 2005 to 2010 and long-term, long-wavelength subsidence // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2013. – Vol.263. – P. 58-74.
63. Harris A.J.L., Rowland S. K. FLOWGO: a kinematic thermo- rheological model for lava flowing in a channel // *Bulletin of Volcanology*. – 2001. – P. 20-44.
64. Hooper A., Zebker H., Segall P., and Kampes B. A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers // *Geophysical Research Letters*. – 2004. – Vol. 31 (L23611). – 5 pp.

65. Hooper A., Prata Fr., Sigmundsson Remote Sensing of Volcanic Harards and Their Precursors // Proceeding of the IEEE. – 2012. – Vol.100, no.10. – P. 2908-2930.
66. Inbar M., Gilichinsky M., Melekestsev I., Melnikov D., Zaretskaya N. Morphometric and morphological development of Holocene cinder cones: A field and remote sensing study in the Tolbachik volcanic field, Kamchatka // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2011. – Vol.201. – P. 301–311.
67. Ji L., Lu Zh., 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. – Vol.256. – P. 87–95.
68. Kubanek J., Richardson J. A., Charbonnier S.J., Connor L.J. Lava flow mapping and volume calculations for the 2012–2013 Tolbachik, Kamchatka, fissure eruption using bistatic TanDEM-X InSAR // Bulletin of Volcanology. – 2015. – Vol. 77, no.12. – P. 106.
69. Kugaenko Y., Titkov N., Saltykov V. Constraints on unrest in the Tolbachik volcanic zone in Kamchatka prior the 2012–13 flank fissure eruption of Plosky Tolbachik volcano from local seismicity and GPS data // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2015. – Vol. 307. – P. 38-46.
70. Lanari R., Lundgren P. and Eugenio S. Dynamic deformation of Etna volcano observed by satellite radar interferometry // Geophysical Research Letters. – 1998. – Vol. 25, no. 10. – P. 1541-1544.
71. Lanari R., Oscar M., Manunta M., Mallorquí J.J., Berardino P., and Sansosti E. A Small-Baseline Approach for Investigating Deformations on Full-Resolution Differential SAR Interferograms // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2004. – Vol. 42, no. 7. – P.1377–1386.
72. Lavallo M., Simard M., Hensley Sc. A Temporal Decorrelation Model for Polarimetric Radar Interferometers // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2012. – Vol. 50, no. 7. – P.2880–2888.
73. Li Zh., Muller J-P., Paul C., Fielding Eric J. Interferometric synthetic aperture radar (InSAR) atmospheric correction: GPS, Moderate Resolution Imaging

- Spectroradiometer (MODIS), and InSAR integration // *Journal of Geophysical Research*. – 2005. – Vol.110 (B03410). – 10 pp.
- 74.Li Z.W., Ding X.L., Huang C., Wadge G., Zheng D.W. Modeling of atmospheric effects on InSAR measurements by incorporating terrain elevation information // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. – 2006. – Vol.68. – P.1189-1194.
- 75.Lu Zh., Masterlark T., Dzurisin D. Interferometric synthetic aperture radar study of Okmok volcano, Alaska, 1992–2003: Magma supply dynamics and postemplacement lava flow deformation // *Journal of Geophysical Research*. – 2002. – Vol.110 (B02403). – 18 pp.
- 76.Lu Zh., Wicks Jr. Ch., Dzurisin D., John A. Power, Moran S. C., and Thatcher W. Magmatic inflation at a dormant stratovolcano: 1996–1998 activity at Mount Peulik volcano, Alaska, revealed by satellite radar interferometry // *Journal of Geophysical Research*. – 2002. – Vol.107, no.B7. – P. 4-1 – 4-13.
- 77.Lu Zh., Fielding E., Patrick M. R., and Trautwein Ch. M. Estimating Lava Volume by Precision Combination of Multiple Baseline Spaceborne and Airborne Interferometric Synthetic Aperture Radar: The 1997 Eruption of Okmok Volcano, Alaska // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2003. – Vol. 41, no.6. – P.1428–1436.
- 78.Lu Zh., Wicks Ch., Kwoun O., Power J.A., and Dzurisin D. Surface deformation associated with the March 1996 earthquake swarm at Akutan Island, Alaska, revealed by C-band ERS and L-band JERS radar interferometry // *Canadian Journal of Remote Sensing*. – 2005. – Vol. 31, no. 1. – P. 7–20.
- 79.Lundgren P., Casu F., Manzo M., Pepe A., Berardino P., Sansosti E., and Lanari R. Gravity and magma induced spreading of Mount Etna volcano revealed by satellite radar interferometry // *Geophysical Research Letters*. – 2004. – Vol. 31 (L04602). – 4 pp.
- 80.Lundgren P. and Lu Zh. Inflation model of Uzon caldera, Kamchatka, constrained by satellite radar interferometry observations // *Geophysical Research Letters*. – 2006. – Vol. 33 (L06301). – 4 pp.

81. Lundgren P., Kiryukhin A., Milillo P., Samsonov S. Dike model for the 2012–2013 Tolbachik eruption constrained by satellite radar interferometry observations // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2015. – Vol. 307. – P. 79-88.
82. Massonnet D. and Rabaute Th. Radar Interferometry: Limits and Potential // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 1993. – Vol. 31, no.2. – P.455–464.
83. Massonnet D., Briole P., Arnaud A. Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry // *Nature*. – 1995. – Vol. 375, no.15. – P.567–570.
84. Massonnet D., Feigl K.L. Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface // *Reviews of Geophysics*. – 1998. – Vol. 36, no.4. – P.441–500.
85. McAlpin D., Meyer F.J. Multi-sensor data fusion for remote sensing of post-eruptive deformation and depositional features at Redoubt Volcano // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. . – 2013. – Vol. 259. – 441–423.
86. Melnikov D., Volynets A. Remote sensing and petrological observations on the 2012–2013 fissure eruption at Tolbachik volcano, Kamchatka: Implications for reconstruction of the eruption chronology // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2015. – Vol. 307. – P.89–97.
87. Nahar S.S., Mahmud A. SAR Observation for the Surface Displacements at Mt. Etna between 2003 and 2007 // *International Journal of Geosciences*. – 2015. – Vol. 6. – P. 159-171.
88. Onn F. and Zebker H. A. Correction for interferometric synthetic aperture radar atmospheric phase artifacts using time series of zenith wet delay observations from a GPS network // *Journal of Geophysical Research*. – 2006. – Vol.111 (B09102). – 16 pp.
89. Pallister J.S., Schneider D.J., Griswold J.P., Keeler R.H., Burton W.C., Noyles Ch., Newhall Ch.G., Ratdomopurbo A. Merapi 2010 eruption—Chronology and extrusion rates monitored with satellite radar and used in eruption forecasting //

- Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2013. – Vol.261. – P. 144-152.
- 90.Papathanassiou K.P. and Shane R.Cl. Single-Baseline Polarimetric SAR Interferometry // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2001. – Vol. 39, no.11. – P.2352–2363.
- 91.Peltier A., Bianchi M., Kaminski E., Komorowski J.-C., Rucci A., and Staudacher T. PSInSAR as a new tool to monitor pre-eruptive volcano ground deformation: Validation using GPS measurements on Piton de la Fournaise // Geophysical Research Letters. – 2010. – Vol. 37 (L12301). – 5 pp.
- 92.Pinel V., Poland M.P., Hooper A. Volcanology: Lessons learned from Synthetic Aperture Radar imagery // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2014. – Vol.289. – P.81-113.
- 93.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 // Journal of Geophysical Research. Solid Earth. – 2014. – Vol.119. – P.5464-5481.
- 94.Pritchard M. E. and Simons M. An InSAR-based survey of volcanic deformation in the central Andes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2004. – Vol. 5, no.2 (Q0202). – 42 pp.
- 95.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. – 2013. – Vol. 213. – P. 299-310.
- 96.Rowland S. K., Harris A.J.L., Wooster M.J., Amelung F., Garbeil H., Wilson L., Mouginiis-Mark J.P. Volumetric characteristics of lava flows from interferometric radar and multispectral satellite data: the 1995 Fernandina and 1998 Cerro Azul eruptions in the western Galpagos // Bulletin of Volcanology. – 2003. – Vol. 65. – P: 311–330.

97. Schaefer L.N., Lu Zh. and Oommen Th. Post-Eruption Deformation Processes Measured Using ALOS-1 and UAVSAR InSAR at Pacaya Volcano, Guatemala // Remote Sensing. – 2016. – Vol. 8., no.73. – 15 pp.
98. Smets B., Christelle W., d'Oreye Nicolas A new map of the lava flow field of Nyamulagira (D.R. Congo) from satellite imagery // Journal of African Earth Sciences. – 2010. – Vol. 58. – P. 778–786.
99. Stasiuk M.V., Jaupart Cl. Lava flow shapes and dimensions as reflections of magma system conditions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 1997. – Vol. 78. – P. 31-50.
100. Stevens N.F., Wadge G., Williams C.A., Morley J.G., Muller J.-P., Murray J.B., Upton M. Surface movements of emplaced lava flows measured by synthetic aperture radar interferometry // Journal of Geophysical Research. Solid Earth. – 2001. – Vol.106, no.B6. – P.11293-11313.
101. 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. – Vol.108. – P. 277 – 289.
102. Velez M.L., Euillades P., Blanco M. and Euillades L. Ground Deformation Between 2002 and 2013 from InSAR Observations // Tassi F., Vaselli O., Caselli A. T. Copahue Volcano. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2016. – P.175-198
103. Volynets A.O., Edwards B.R., Melnikov D., Yakushev A., Griboedova I. Monitoring of the volcanic rock compositions during the 2012-2013 fissure eruption at Tolbachik volcano, Kamchatka 2015 Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2015. – Vol. 307. – P. 120-132.
104. Wadge G., Cole P., Stinton A., Komorowski J.-C., Stewart R., Toombs A.C., Legendre Y. Rapid topographic change measured by high-resolution satellite radar at Soufriere Hills Volcano, Montserrat, 2008–2010 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2011. – Vol. 199. – P. 142–152.



105. Williams Ch.A. and Wadge G. The effects of topography on magma chamber deformation models: Application to Mt. Etna and radar interferometry // *Geophysical Research Letters*. – 1998. – Vol. 25, no.10. – P. 1549-1552.
106. Wilson L. and Parfitt E.A. The formation of perched lava ponds on basaltic volcanoes: the influence of flow geometry on cooling-limited lava flow lengths // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 1993. – Vol.56. – P. 113-123.
107. Wright R., Flynn L.P., Garbeil H., Harris A.J.L., Pilger E. MODVOLC: near-real-time thermal monitoring of global volcanism // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2004. – Vol. 135. – P. 29– 49.
108. Zebker H.A., Rosen P.A. and Hensley Sc. Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps // *Journal of Geophysical Research*. – 1997. – Vol.102, no.B4. – P.7547-7563.

## ПРИЛОЖЕНИЕ А. Основы радиолокационной съемки из космоса и интерферометрической обработки РЛИ

Радиолокационная космическая съемка относится к активным методам дистанционного зондирования. Аппаратура (радиолокатор), установленная на борту КА, излучает электромагнитные волны, которые распространяются в пространстве, достигают поверхности и отражаются от нее. Вернувшись к радиолокатору электромагнитная волна характеризуется тремя основными величинами (рисунок А-1):

- временем прихода сигнала;
- амплитудой, которая характеризует интенсивность отраженного сигнала (аналог яркости на снимках видимого и инфракрасного диапазонов);
- фазой – характеризует состояние волны в данный момент времени.

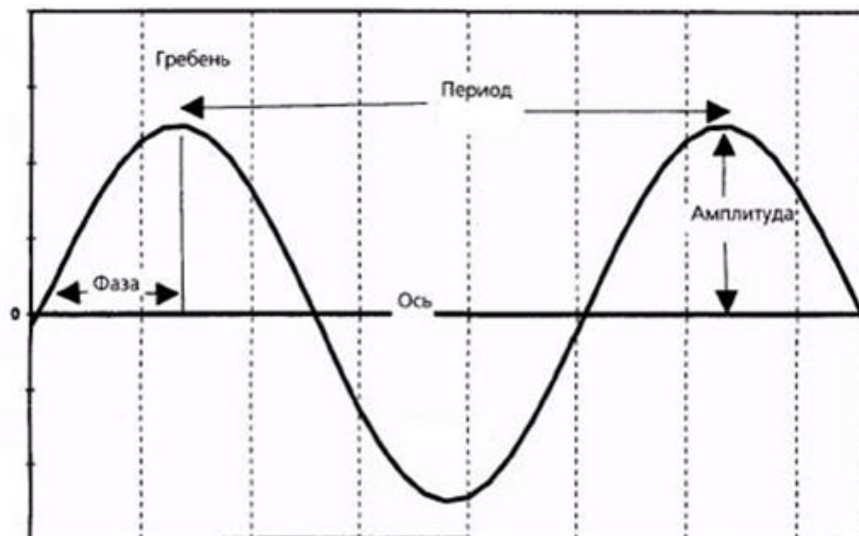


Рисунок А-1 Параметры электромагнитной волны

Все три компоненты используются в формировании радиолокационного изображения (РЛИ) и его тематической интерпретации. Сигнал от наиболее удаленной точки местности в пределах полосы съемки будет приниматься с большей временной задержкой. Использование развертки по времени определяет

геометрические параметры радиолокационной съемки. Так, при съемке в надир и при углах меньше  $15-20^\circ$  отклики от разных объектов местности приходят практически одновременно, что делает невозможным их разделение. Значения максимальных углов съемки ограничены мощностью излучаемых сигналов – с ростом угла требуется все большая мощность. В большинстве случаев съемка выполняется в пределах  $20-60^\circ$ .

Амплитуда формирует видимое для глаз изображение, пригодное для визуального дешифрирования. Фазовую же компоненту в виде привычного изображения увидеть нельзя, но она используется для количественного анализа временных изменений в состоянии объекта, произошедших за период между съемками (рисунок А-2). Такой анализ выполняется в результате интерферометрической обработки двух или более РЛИ.

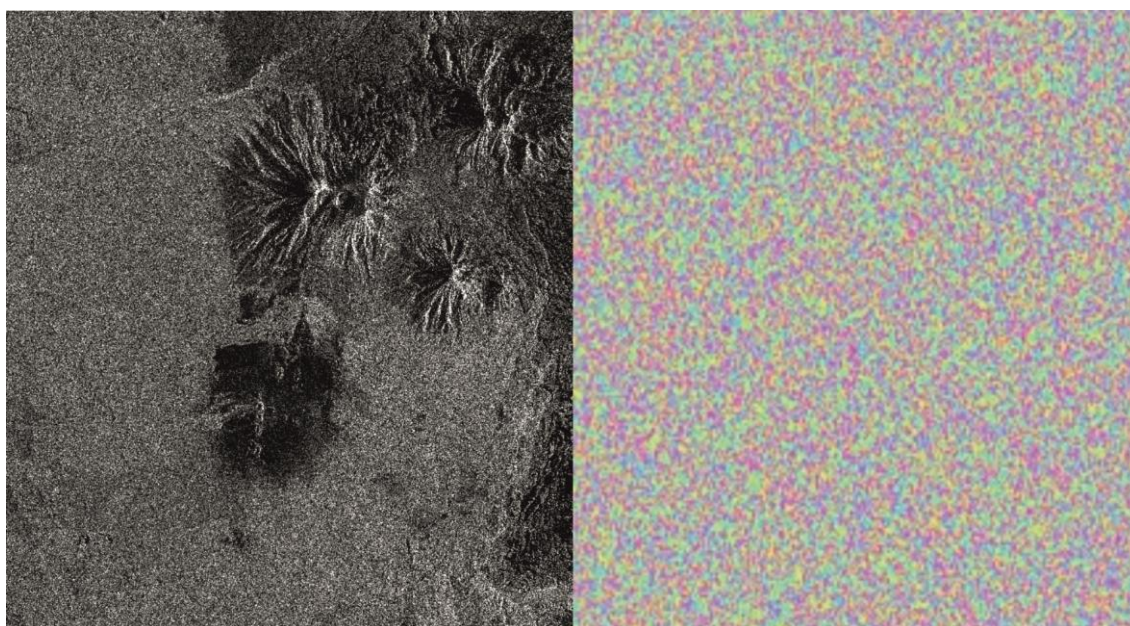


Рисунок А-2 Амплитудная (слева) и фазовая (справа) составляющая РЛИ

Радиолокационная съемка выполняется в режиме бокового обзора, когда излучение происходит в направлении, перпендикулярном направлению полета КА (рисунок А-3). Расстояние от радиолокатора до земной поверхности называется наклонной дальностью. Импульсы, посылаемые аппаратурой, освещают только

определенную часть земной поверхности. Ближайшая точка земной поверхности в пределах пятна засветки луча называется ближней зоной, дальняя – соответственно, дальней зоной. Пространственное разрешение радиолокационных изображений различно вдоль линии пути (по азимуту) и по наклонной дальности.

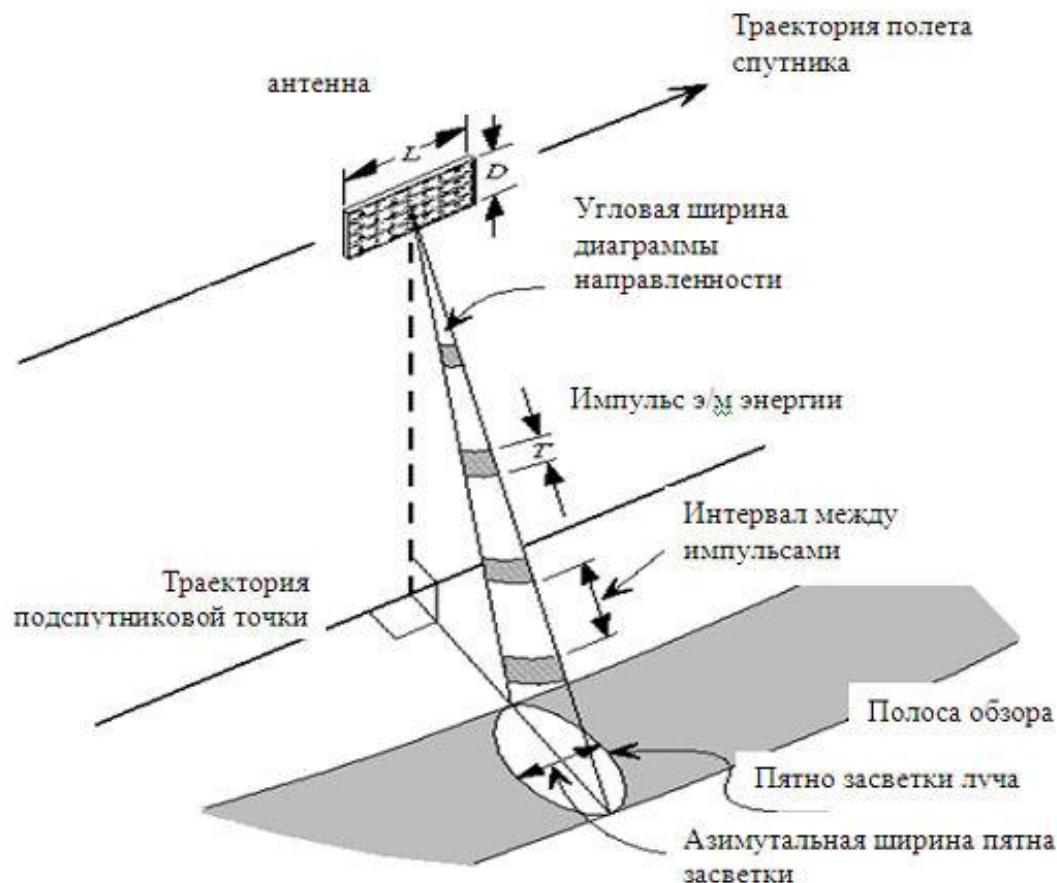


Рисунок А-3 Геометрия бокового обзора [22]

Такие особенности геометрии съемки приводят к тому, что всем РЛИ присущи следующие геометрические искажения:

- Искажения, обусловленные свойством перспективного изображения. В зависимости от углов наклона рельефа искажаются изображения склонов, обращенных к радиолокатору. Такие склоны на изображении оказываются существенно меньше своих действительных размеров,

но при этом отображаются ярче вследствие большей амплитуды отраженного сигнала

- Наличие радиолокационных теней, характерных для изображений местности с высокими объектами (горы, высотная застройка). Часть земной поверхности оказывается скрытой от луча радиолокатора склоном, обращенным к радиолокатору. Это приводит к исключению из тематического анализа таких участков РЛИ;
- Луч радиолокатора достигает вершины высоких объектов раньше, чем их подножия. В результате вершины оказываются сдвинуты относительно их истинного положения по направлению к радиолокатору.

### *Особенности формирования РЛИ*

Формирование радиолокационных изображений в значительной степени отличаются от формирования снимков в видимом и инфракрасном диапазонах. На качество итоговой картины РЛИ влияют как особенности радиолокатора (длина волны, определяющая проникающую способность, поляризация), так и особенности самих объектов и их текущее состояние (диэлектрическая проницаемость, форма и структура).

Излучающее устройство радиолокатора испускает электромагнитную волну, которая характеризуется длиной волны (частотой), направлением распространения волны и поляризацией [22]. Наиболее часто используемые в дистанционном зондировании диапазоны длин волн приведены в таблице А-1.

Таблица А-1 Диапазоны частот и длин волн

Условные обозначения: буквенное (числовое)	Диапазон частот, ГГц	Диапазон длин волн, см	Примеры съёмочных систем
L (23 см)	1,215...1,300	23,08...24,70	ALOS/PALSAR
S (10 см)	3,100...3,300	9,09...9,68	Алмаз-1
C (5,6 см)	5,250...5,570	5,38...5,714	ERS 1,2; ENVISAT, RADARSAT -1,2, SENTINEL-1A
X (3 см)	8,025...9,900	3,03...3,74	TerraSAR-X, COSMOSKYMED

Проникающая способность радиоволн в подповерхностные слои (например, растительный покров, почва) возрастает с увеличением длины волны радиолокатора (рис. А-4). Содержание влаги (диэлектрическая проницаемость) в объектах земной поверхности сильно влияет на проникающую способность радиоволн. Например, если содержание влаги в приповерхностном слое почвы высокое, то радиоволна проникнет на глубину нескольких сантиметров. В случае сухой почвы радиоволна может проникнуть на глубину первых метров.

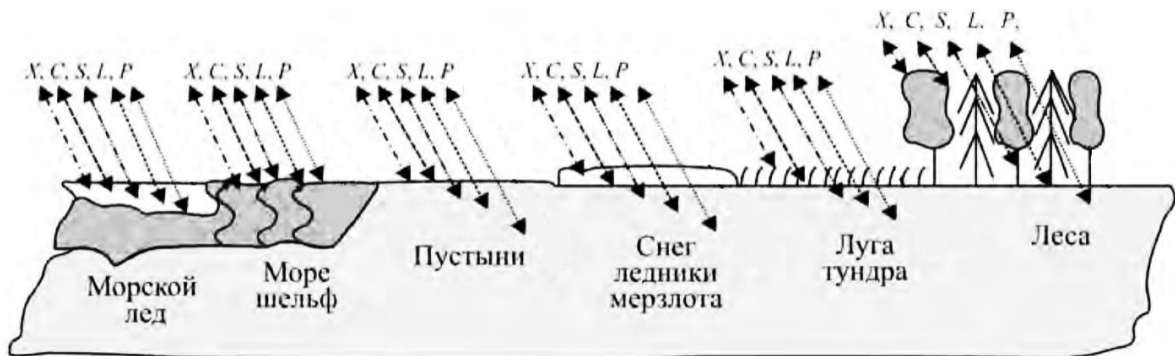


Рисунок А-4 Проникающая способность радиоволн разной частоты

Поляризация излучения определяется направлением вектора электрического поля  $E$  в плоскости, нормальной направлению распространения радиоволны (рисунок А-5). При горизонтальной поляризации излучения вектор  $E_H$  электрического поля параллелен подстилающей поверхности; при вертикальной поляризации вектор излучения  $E_V$  направлен под углом падения к местной вертикали [22].

Влияние поляризации сказывается на подчеркивании контрастов объектов, протяженных по длине в направлении, совпадающем с направлением поляризации. В общем случае коэффициент рассеяния земной и водной поверхности при вертикальной поляризации выше, чем при горизонтальной и перекрестной. В радиолокационном зондировании используют зондирующие сигналы с разной поляризацией при передаче. Это позволяет получить одномоментные изображения одного и того же участка земной поверхности в разных поляризациях для многостороннего изучения свойств объекта.

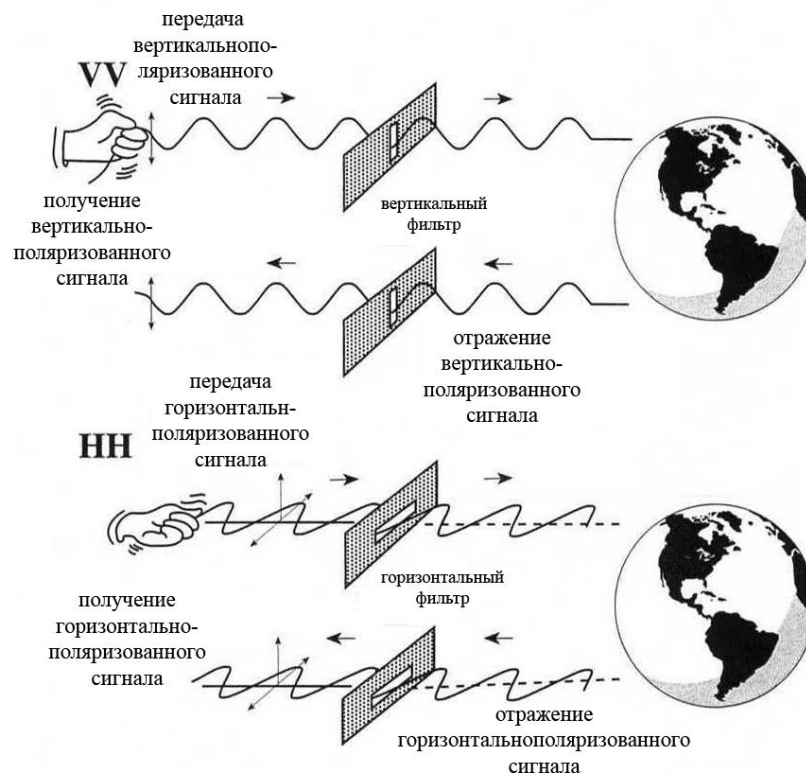


Рисунок А-5 Виды поляризаций

*Спекл-шум.* Основной фактор, ухудшающий изобразительные и измерительные свойства РЛИ, связан с повышенной зернистостью РЛИ, обусловленной спекл-шумом - когерентным сложением откликов от большого количества элементарных отражателей, попадающих в элемент разрешения радиолокатора (пиксель). Поэтому в отображении однородного фона появляется

пятнистость, вызванная флуктуациями суммарного процесса при переходе от одного элемента к другому [22].

Спекл-шум ухудшает радиометрическое разрешение РЛИ. Для снижения спекл-шума применяют методы фильтрации, что приводит к ухудшению пространственного разрешения РЛИ, а также уменьшению полезной информации. В отличие от шумов приемника спекл-шум имеет мультипликативный характер - его мощность пропорциональна мощности отраженного сигнала.

#### *Режимы космической радиолокационной съемки*

Режимы космической радиолокационной съемки выделяются по виду полосы захвата съемки и тематические режимы съемки. С точки зрения полосы захвата выделяют три режима [22]:

- маршрутный режим обзора непрерывной съемки, позволяющий получить непрерывное изображение произвольной длины для требуемого района съемки;
- широкозахватный режим, позволяющий выполнить съемку в широкой полосе, однако в этом случае азимутальное разрешение ухудшается;
- прожекторный режим, позволяющий получать РЛИ с более высоким пространственным разрешением, но с меньшей по сравнению с предыдущего полосой обзора.

С точки зрения тематического использования данных, возможно выделить два режима:

- поляриметрический, позволяющий получать синхронные РЛИ в нескольких поляризациях. В современных радиолокаторах предусмотрены режимы, обеспечивающие прием и регистрацию четырех сочетаний поляризаций (HH-VV-VH-HV) и двух (HH-HV, VV-VH, HH-VV);
- интерферометрический, предусматривающий получение в результате съемки комплексного РЛИ, содержащего, помимо амплитудной составляющей сигнала, еще и фазовую.



Поскольку основным методом обработки РЛИ в диссертационной работе стала интерферометрическая обработка, то ниже приведены основные термины и понятия, активно используемые в тексте работы.

*Радиолокационная интерферометрия* - многоступенчатый метод обработки радиолокационных изображений, используемый для построения ЦМР или получения величин смещений земной поверхности [14, 84].

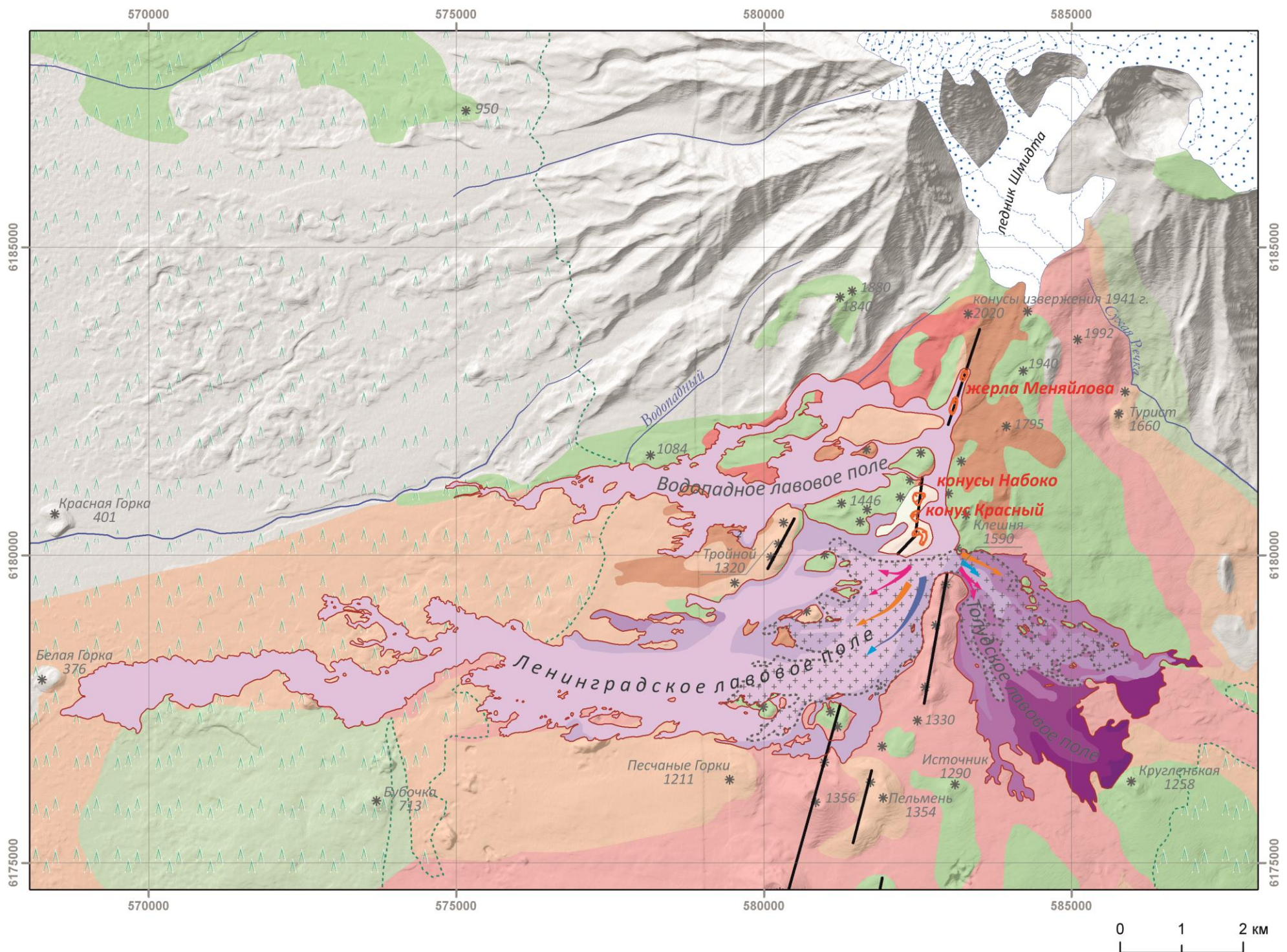
*Интерферометрическая база* – расстояние между положением космического аппарата в два момента времени

*Когерентность* – мера согласованности (корреляция) значений отраженного сигнала двух РЛИ;

*Корегистрация* – точное пространственное совмещение РЛИ, участвующих в интерферометрической обработке;

*Интерферограмма* - результат комплексного перемножения двух РЛИ.

## ПРИЛОЖЕНИЕ Б. Карта нарастания лавовых полей



### ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТТИ-50

#### Прирост площади лавовых полей к:

09.12.2012	13.05.2013
30.01.2013	01.06.2013
28.02.2013	23.07.2013
26.04.2013	09.09.2013 (после завершения ТТИ-50)

#### Нарастание мощности лавовых полей

Участки увеличения мощности лавовых полей с конца февраля по середину марта 2013 г.

#### Направления движения лавовых потоков

28.02.2013    19.03.2013    05.04.2013

#### Активные конусы:

- Вершины конусов, жерла
- Основания конусов
- конус Красный** Названия конусов
- Границы лавовых полей

### ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ЭТАПОВ ВУЛКАНИЗМА\*

#### I этап вулканизма (возрастная группа)

- 7 800 - 10 000 лет (I)
- 1 700 - 7 800 лет (II)

#### II этап вулканизма (возрастная группа)

- 1 400-1 700 лет (III)
- 800 -1 400 лет (IV)
- моложе 800 лет (V)

#### Лавовые потоки исторических извержений

- 1941 г.

*Пельмень* Шлаковые конусы прошлых извержений, их название и высота (м)  
\* 1354

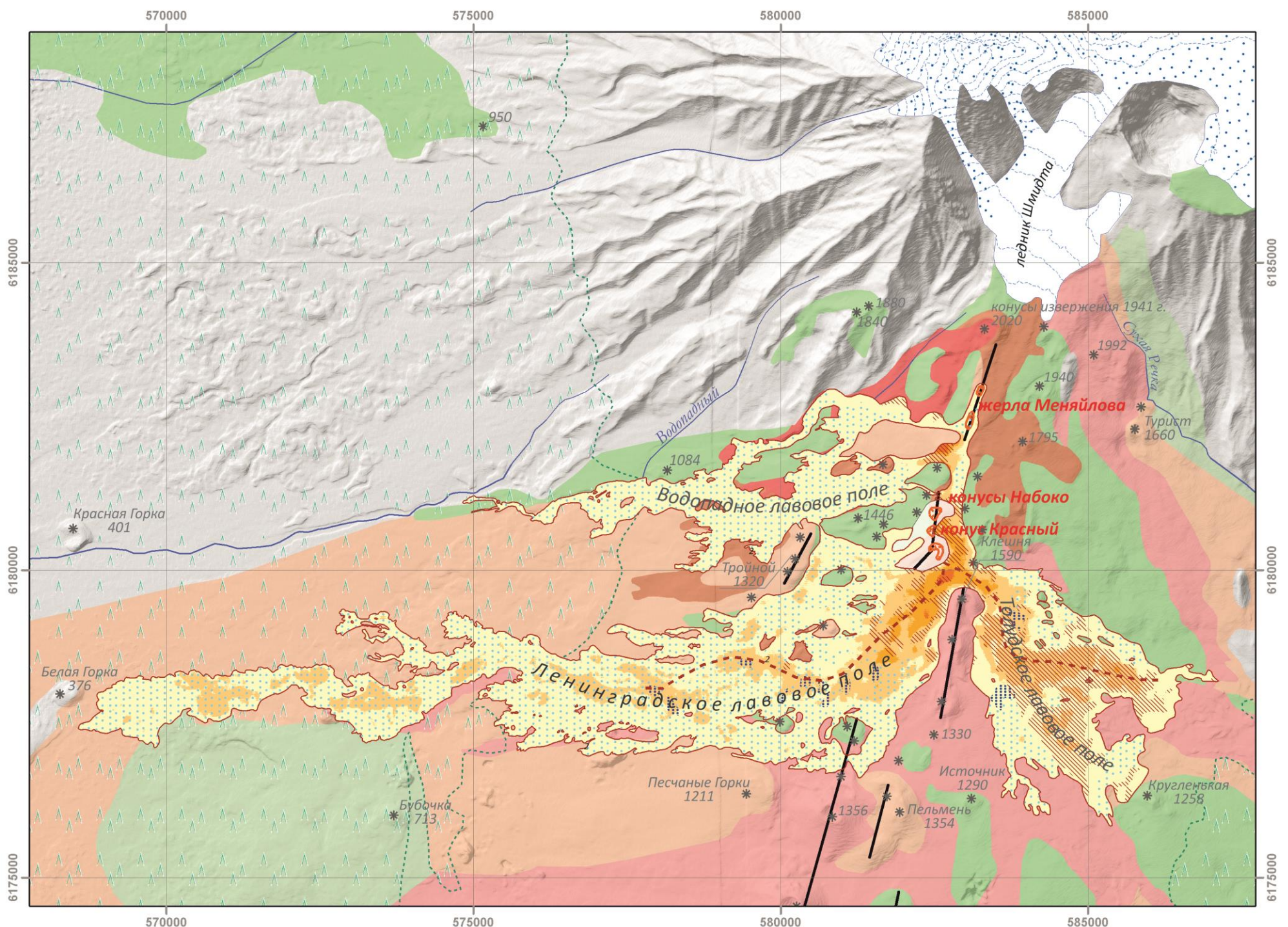
\*по (Churikova et. al., 2015), классификация изверженных пород по (Большое трещинное..., 1984)

### ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Оси раздвиговых магмопроводящих структур
- Водотоки
- Леса
- Фирновые поля
- Ледники

Проекция UTM (WGS-84), 57 зона.  
Карта составлена на основе обработки РЛИ Radarsat-2 методом двухпроходной дифференциальной интерферометрии, дешифрирования снимков EO1/ALI, Landsat-8/OLI, Terra/ASTER, SPOT6/NAOMI. Использована отмывка на основе ЦМР, построенной по стереопарам SPOT6/NAOMI

# ПРИЛОЖЕНИЕ В. Карта формирования поверхности лавовых полей (в период 29.06.2013–23.07.2013)



## ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТТИ-50

### Формирование поверхности лавовых полей

Участки растрескивания поверхности

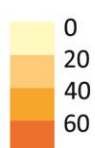
### Просадки поверхности

0-3 см

3-6 см

Положение лавоводов

### Мощность лавовых полей, м



### Активные конусы:

Вершины конусов, жерла

Основания конусов

конус Красный

Границы лавовых полей

## ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ЭТАПОВ ВУЛКАНИЗМА\*

I этап вулканизма (возрастная группа)

7 800 - 10 000 лет (I)

1 700 - 7 800 лет (II)

II этап вулканизма (возрастная группа)

1 400-1 700 лет (III)

800 -1 400 лет (IV)

молоче 800 лет (V)

Лавовые потоки исторических извержений

1941 г.

Пельмень Шлаковые конусы прошлых извержений, их название и высота (м)  
\* 1354

## ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Оси раздвиговых магмопроводящих структур

Водотоки

Леса

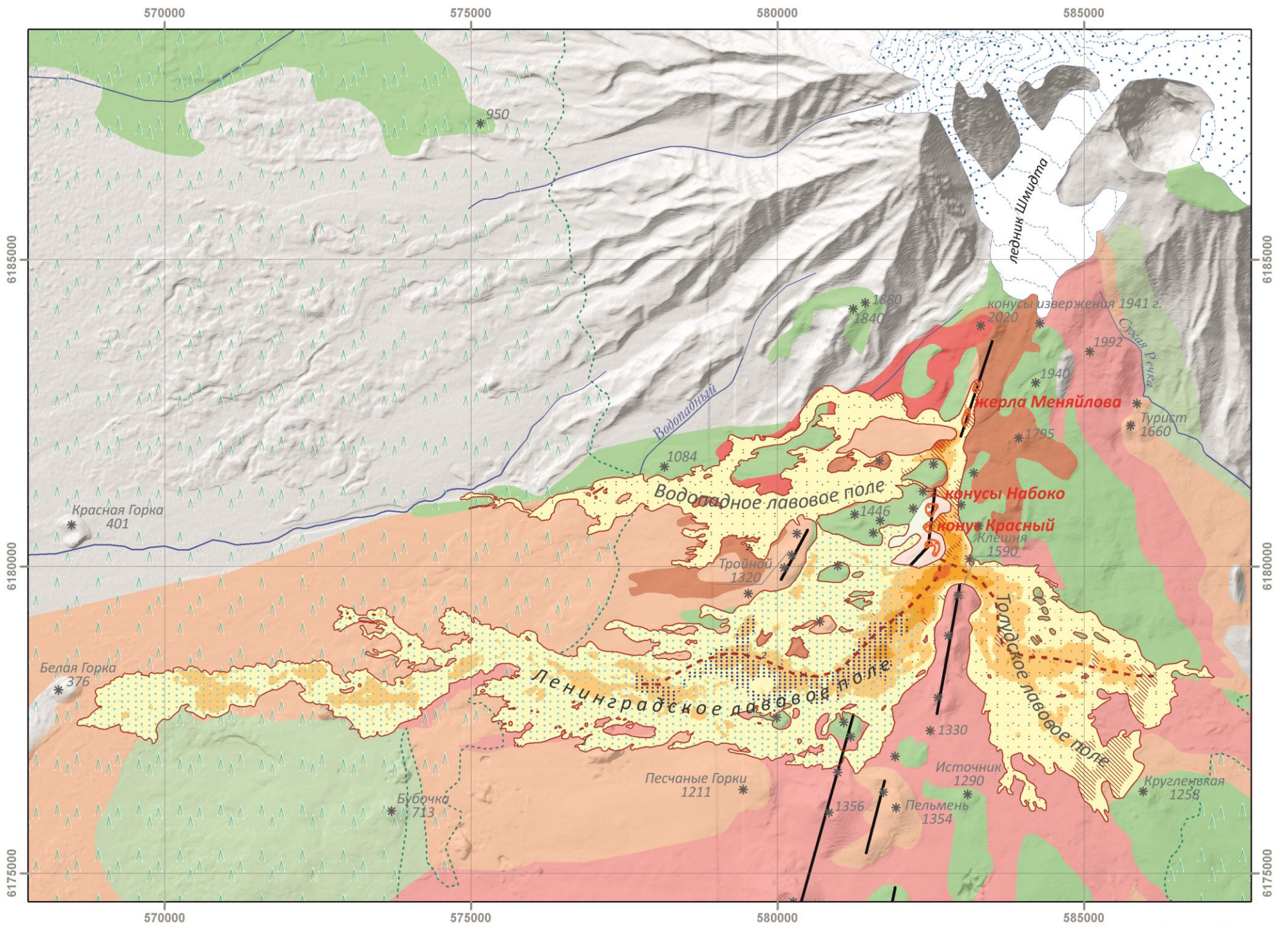
Фирновые поля

Ледники

Проекция UTM (WGS-84), 57 зона.  
Карта составлена на основе обработки РЛИ Radarsat-2 методом двухпроходной дифференциальной интерферометрии, дешифрирования снимков EO1/ALI, Landsat-8/OLI, Terra/ASTER, SPOT6/NAOMI. Использована отмывка на основе ЦМР, построенной по стереопарам SPOT6/NAOMI

\*по (Churikova et. al., 2015), классификация изверженных пород по (Большое трещинное..., 1984)

ПРИЛОЖЕНИЕ Г. Карта формирования поверхности лавовых полей (в период 16.08.2013–09.09.2013)



**ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТТИ-50**

**Формирование поверхности лавовых полей**

- Участки растрескивания поверхности
- Просадки поверхности**
  - 0-3 см
  - 3-6 см
  - Просадки с низкой точностью определения их величин
- Положение лавоводов

**Мощность лавовых полей, м**

- 0
- 20
- 40
- 60

**Активные конусы:**

- Вершины конусов, жерла
- Основания конусов
- конус Красный
- Названия конусов
- Границы лавовых полей

**ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ЭТАПОВ ВУЛКАНИЗМА\***

**I этап вулканизма (возрастная группа)**

- 7 800 - 10 000 лет (I)
- 1 700 - 7 800 лет (II)

**II этап вулканизма (возрастная группа)**

- 1 400-1 700 лет (III)
- 800 -1 400 лет (IV)
- моложе 800 лет (V)

**Лавовые потоки исторических извержений**

- 1941 г.

Пельмень Шлаковые конусы прошлых извержений, их название и высота (м)  
\* 1354

**ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ**

- Оси раздвиговых магмопроводящих структур
- Водотоки
- Леса
- Фирновые поля
- Ледники

Проекция UTM (WGS-84), 57 зона.  
Карта составлена на основе обработки РЛИ Radarsat-2 методом двухпроходной дифференциальной интерферометрии, дешифрирования снимков EO1/ALI, Landsat-8/OLI, Terra/ASTER, SPOT6/NAOMI. Использована отмычка на основе ЦМР, построенной по стереопарам SPOT6/NAOMI

\*по (Churikova et. al., 2015), классификация изверженных пород по (Большое трещинное..., 1984)