

**Федеральное государственное бюджетное учреждение  
«Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии  
«Планета»**

**На правах рукописи**

Филей Андрей Александрович

**ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА  
ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ**

25.00.29 – физика атмосферы и гидросферы

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:  
доктор ф.м.н., с.н.с. Рублев А.Н.

Москва – 2021

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|  |    |
|--|----|
| ВВЕДЕНИЕ .....   | 4  |
| ГЛАВА 1. НАБЛЮДЕНИЕ ЗА ОБЛАКАМИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА .....                                   | 11 |
| 1.1. Мониторинг активности вулканов Земли .....  | 11 |
| 1.2. Обзор спутниковых приборов для наблюдения за вулканическими облаками .....              | 16 |
| 1.3. Методы обнаружения вулканических облаков с помощью активных спутниковых приборов .....  | 18 |
| 1.4. Методы обнаружения вулканических облаков с помощью пассивных спутниковых приборов ..... | 24 |
| ГЛАВА 2. РАДИАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАКОВ .....                                   | 30 |
| 2.1. Комплексный показатель преломления .....  | 30 |
| 2.2. Оптические свойства частиц вулканических облаков .....                                  | 32 |
| 2.3. Многокомпонентные смеси аэрозольных частиц .....  | 38 |
| 2.4. Распределение частиц по размерам .....  | 39 |
| 2.5. Оптические модели вулканических облаков .....   | 40 |
| 2.6. Моделирование излучения в облаках вулканического пепла .....                            | 46 |
| ГЛАВА 3. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА .....                                | 52 |
| 3.1. Внешняя радиометрическая калибровка коротковолновых каналов спутникового прибора .....  | 52 |
| 3.2. Внешняя радиометрическая калибровка инфракрасных каналов спутникового прибора .....     | 58 |
| 3.3. Детектирование вулканических облаков .....  | 60 |
| 3.4. Восстановление высоты верхней границы вулканических облаков .....                       | 66 |
| 3.5. Восстановление оптических и микрофизических параметров вулканического пепла .....       | 75 |

|   |     |
|---|-----|
| ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ВАЛИДАЦИИ ПАРАМЕТРОВ<br>ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА .....                          | 82  |
| 4.1. Исходные данные .....  | 82  |
| 4.2. Анализ качества маски вулканическиз облаков.....   | 84  |
| 4.3. Результаты валидации высоты верхней границы вулканических<br>облаков .....                 | 88  |
| 4.4. Результаты валидации оптических и микрофизических параметров<br>вулканического пепла ..... | 95  |
| ГЛАВА 5. ПРОГРАММНЫЙ КОМПЛЕКС ВОССТАНОВЛЕНИЯ<br>ПАРАМЕТРОВ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА.....            | 104 |
| 5.1. Описание программного комплекса.....   | 104 |
| 5.2. Анализ информационной продукции параметров вулканического<br>пепла .....                   | 106 |
| ОБЩИЕ ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....  | 113 |
| СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....  | 115 |
| ПРИЛОЖЕНИЕ .....  | 125 |

## ВВЕДЕНИЕ

### **Актуальность темы исследований**

Вулканические извержения являются источником выброса в атмосферу аэрозольных частиц и малых газовых составляющих (МГС), высвобождение которых может привести к большому разнообразию последствий регионального или глобального масштаба. Последствия регионального масштаба связаны с воздействием на здоровье человека, разрушением инфраструктуры и экосистемы вблизи вулкана, а глобального масштаба – с угрозой безопасности полетов и влиянием на климат планеты в целом. Вот почему необходим постоянный мониторинг действующих вулканов для обнаружения вулканического пепла и газов для информирования соответствующих служб и ведомств об их координатах и параметрах. Для решения этих задач в настоящее время получили широкое распространение данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) из космоса. Установленные на космических аппаратах (КА) приборы позволяют получать информацию о характеристиках вулканического пепла в различных спектральных диапазонах длин волн: от ультрафиолетового (УФ) до инфракрасного (ИК)

Исследовательские институты многих стран последние 30 лет ведут работы по определению пространственных, оптических и микрофизических характеристик вулканического аэрозоля по спутниковым данным и развивают методы ассимиляции полученных результатов в различных численных моделях переноса вулканических облаков в атмосфере, а также моделях прогноза погоды и изменения климата. События, связанные с извержением исландских вулканов в 2010 и 2011 гг., показали, что существующие методики по восстановлению параметров пепла имеют большой разброс в результатах, который в первую очередь связан с тем, что само по себе вулканическое облако состоит не из чистого пепла, а представляет собой смесь различных компонентов пепла, смешанного с каплями воды и водным раствором серной кислоты ( $H_2SO_4$ ).

Неопределенности в результатах восстанавливаемых параметров, в первую очередь концентрации частиц, часто не позволяет принять четкие критерии угрозы безопасности авиасообщению, что может приводить к коллапсу воздушных перевозок и значительным экономическим убыткам. Проблема определения опасных концентраций вулканического пепла, которые влияют на работу двигателей самолета, зависит от состава вулканического пепла, продолжительности пролета самолета через вулканическое облако, эффективного размера частиц и массы пепла, распределенного в облаке. Порой точно определить концентрацию вулканического пепла в облаке очень трудно, но известно, что концентрация пепла свыше  $2 \text{ мг/м}^3$  может привести к повреждению или отказу двигателя реактивного самолета [Kueppers et al., 2014].

Проблема получения точных оценок параметров вулканического пепла, в первую очередь, относится к вулканам Камчатки и Курил. В данном регионе находится самое большое на Земле количество действующих вулканов, зона активности которых покрывает как российские, так и международные авиационные маршруты. Использование специалистами данных спутниковых радиометров (AVHRR, VIIRS, SEVIRI, АНП и др.), установленных на оперативных полярно-орбитальных (NOAA, MetOp, Suomi NPP и др.) и геостационарных (Meteosat, Himawari и др.) спутниках открывает широкие возможности для получения информации об активности вулканов практически в режиме реального времени. Специалисты-вулканологи регулярно проводят наблюдения за активностью вулканов, делают прогноз распространения вулканических шлейфов с целью определения степени опасности и передают необходимую информацию в соответствующие службы и ведомства [Гордеев и др., 2016]. Правильные начальные условия по высоте выброса, дисперсионному составу пепла, времени извержения являются важными характеристиками, обеспечивающими точный прогноз распространения вулканических облаков в атмосфере.

Регулярно проводимые под эгидой Всемирной Метеорологической Организацией (ВМО) международные сравнения оценок параметров

вулканического пепла, полученных исследовательскими группами различных стран, подтвердили вывод, что разнообразие возможных ситуаций, вызванных разрушающими свойствами пепла, его взаимодействием с другими веществами, находящимися в вулканическом облаке, временной и пространственной трансформацией массовых и микрофизических характеристик, несовершенством используемых алгоритмов расчета параметров пепла приводит к значительным отличиям в результатах получаемых оценок массового содержания пепла в вулканическом облаке. В связи с этим совершенствование подобных алгоритмов представляет важную и актуальную задачу. Кроме того, необходимость ее оперативного решения подчеркивает формирование российской группировки гидрометеорологических спутников, целевая бортовая аппаратура которых имеет многоканальные сканирующие устройства, которые по своим характеристикам не уступают зарубежным аналогам и могут дополнять их для детектирования и определения параметров вулканических облаков. Предлагаемая работа представляет собой комплексное теоретико-экспериментальное исследование, направленное на создание методик обнаружения вулканических облаков по спутниковым данным, определения пространственных, оптических и микрофизических параметров пепла.

### **Цель и задачи работы**

Целью диссертации является разработка методик и алгоритмов определения микрофизических, оптических и массовых характеристик вулканического пепла по спутниковым данным с учетом многокомпонентного состава вулканического облака.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

- 1) Получение микрофизических и оптических моделей вулканических облаков различного состава;
- 2) Разработка методики моделирования измерений спутниковыми приборами солнечного и теплового излучения при наличии в атмосфере облаков пепла;

- 3) Внешняя калибровка (поверка) каналов российских спутниковых приборов;
- 4) Программная реализация представленных в работе алгоритмов и методик восстановления параметров вулканического пепла.

### **Методы исследования**

Работа посвящена созданию универсальных методик и алгоритмов для определения параметров вулканического пепла по спутниковым данным. Так как существует множество спутниковых приборов, различающихся спектральными характеристиками, пространственным разрешением и орбитой съемки, то универсальность разрабатываемых методик и алгоритмов заключается в создании и использовании специальных справочных таблиц (моделей), включающих в себя информацию об оптических и микрофизических параметрах различных аэрозольных смесей многокомпонентных вулканических облаков. Для каждого спутникового прибора, в зависимости от его характеристик, используется своя оптическая модель, но сам подход восстановления параметров вулканического пепла для всех приборов остается общим.

Для решения такой задачи были рассмотрены: методики вычисления переноса излучения в атмосфере и вулканических облаках, методы обработки и интерпретации спутниковых изображений, результаты моделирования измерений в каналах спутникового прибора для различных условий наблюдения, возможности использования разных алгоритмических языков для программной реализации разрабатываемых методик и алгоритмов.

### **Научная новизна**

1. Впервые разработан алгоритм детектирования вулканического пепла на фоне облачности по спутниковым данным.
2. Впервые разработана методика внешней калибровки данных коротковолновых каналов спутниковых приборов российских КА гидрометеорологического назначения.

3. Создано уникальное программное обеспечение для построения многокомпонентных оптических моделей вулканических облаков. Оптические модели представляют собой справочные таблицы, содержащие информацию об микрофизических и оптических параметрах вулканического пепла и его смесей с каплями воды и водными растворами  $H_2SO_4$  в разных пропорциях.
4. Разработана принципиально новая методика определения оптических и микрофизических характеристик вулканического пепла по спутниковым данным на основе измерений в видимом (ВД) и ИК диапазонах длин волн для большинства КА, включая российские.

### **Практическая значимость работы**

1. Разработанные алгоритмы и методики восстановления параметров вулканического пепла по спутниковым данным реализованы в программном комплексе «PLANETA CALC VOLCANIC ASH» (Свидетельство о государственной регистрации № RU 2017610222 от 9 января 2017 г.)
2. Методика калибровки коротковолновых каналов спутникового прибора MSU-MR КА серии «Метеор-М» реализована в программном обеспечении «PLANETA CALIBRATION MSU-MR» (Свидетельство о государственной регистрации № RU 2017662923 от 29 сентября 2017 г.).
3. Методика калибровки коротковолновых каналов спутникового прибора MSU-GS КА серии «Электро-Л» реализована в программном обеспечении «PLANETA CALIBRATION MSU-GS» (Свидетельство о государственной регистрации № RU 2019614263 от 15 марта 2019 г.).
4. Методика для смешивания аэрозольных частиц и получения оптических параметров смеси реализована в программном обеспечении («PLANETA MIXING AEROSOL FRACTIONS») (Свидетельство о государственной регистрации № RU 2020616602 от 18 июня 2020 г.)



5. Выполнена апробация разработанных методик и алгоритмов в задачах восстановления параметров вулканического пепла по данным российских КА гидрометеорологического назначения.

### **Апробация результатов**

Основные положения и результаты диссертации докладывались и обсуждались на международных и российских научно-технических конференциях:

- «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», ИКИ РАН, г. Москва, 2015, 2017, 2019 гг.;

- «Информационные технологии и высокопроизводительные вычисления. III Всероссийская научно-практическая конференция», Хабаровск, 2015 г.;

- «Атмосферная радиация и динамика. Международный симпозиум МСАРД-2015, 2017», Санкт-Петербург, 2015, 2017 гг.;

- 10-ое международное совещание по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг (JKASP-2018). Вулканизм и сейсмичность в зоне субдукции, Петропавловск-Камчатский, 2018 г.;

- V Международная научно-практическая конференция «Информационные технологии и высокопроизводительные вычисления», Хабаровск, 2019 г.

Результаты работы представлялись на научных совещаниях:

- Meeting on the Intercomparison of Satellite-based Volcanic Ash Retrieval Algorithms within WMO SCOPE-Nowcasting, США, г. Мэдисон, Университет штата Висконсин, 2015 г.;

- WMO Intercomparison of Satellite-based Volcanic Ash Retrieval Algorithms Workshop, Италия, Катания, 2018 г.

### **Структура и объем диссертационной работы**

Диссертация состоит из введения, пяти глав, общих выводов и заключения, списка литературы, содержащего 94 наименования. Диссертация изложена на 125 страницах, содержит 35 рисунков, 13 таблиц и приложение.

**Основные положения и результаты, выносимые на защиту**

1. Алгоритм детектирования вулканического пепла на фоне облачности.
2. Внешняя калибровка коротковолновых каналов российских спутниковых приборов.
3. Методика построения микрофизических и оптических многокомпонентных моделей вулканических облаков для различных магматических пород (андезит, базальт и др.) и их смесей с водным раствором серной кислоты.
4. Методика определения микрофизических и оптических параметров вулканического пепла.

# ГЛАВА 1. НАБЛЮДЕНИЕ ЗА ОБЛАКАМИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА

## 1.1. Мониторинг активности вулканов Земли

В настоящее время в мире насчитывается более 1000 действующих вулканов, треть из которых находится в районе Тихого океана (Рисунок 1.1).

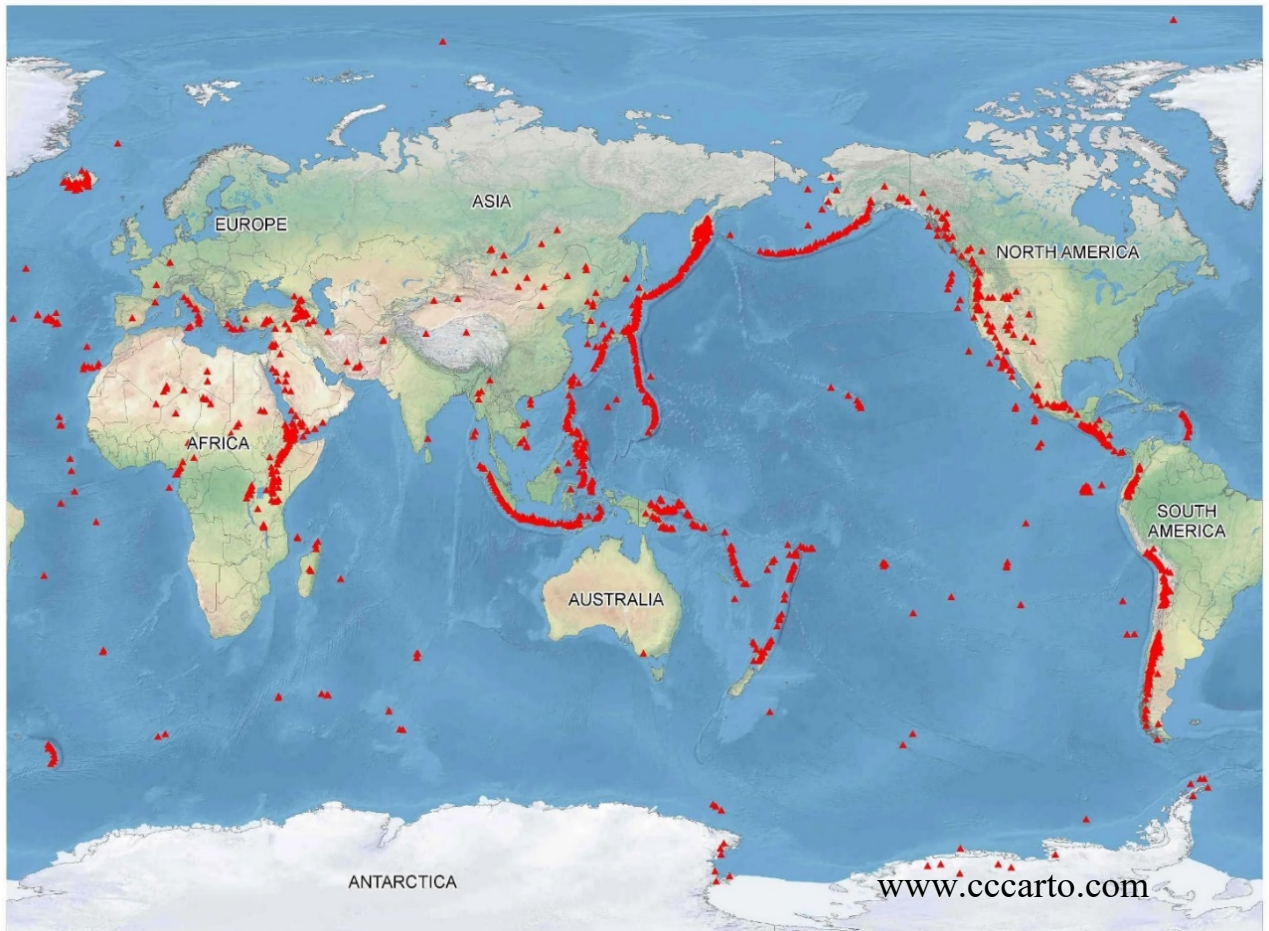


Рисунок 1.1. Географическое расположение действующих вулканов Земли (www.ccarto.com).

Многие из представленных на Рисунке 1.1 вулканов не представляют опасности. Однако существуют вулканы, которые периодически могут извергать лаву на поверхность, выбрасывать в атмосферу большое количество вулканического пепла и газов, что может приводить к широкому разнообразию последствий регионального или глобального масштаба. Одной из основных угроз, которые могут нести такие извержения, является влияние вулканического пепла и

газов на безопасность авиасообщения. Так, в работах [Guffanti et al., 2010; Casadevall, 2015] приводятся опасные случаи прохождения воздушных судов через облака вулканического пепла, а также связанные с этим финансовые убытки. На сегодняшний день ни одна встреча воздушного судна с облаками вулканического пепла не привела к трагическим последствиям. Каждый раз мастерство пилотов и стечение обстоятельств, позволяли избежать катастрофы. Самый известный пример – это случай, произошедший 15 декабря 1989 г. Самолет, летевший из Амстердама (Нидерланды) в Анкоридж (США) с 231 пассажиром и 13 членами экипажа, при заходе на посадку на высоте 7500 м попал в облако пепла от вулкана Редаут, извержение которого произошло за полтора часа до этого. Пока самолет пытался выйти из облака, частицы вулканического пепла, попав в двигатели, начали налипать на лопасти турбин и плавиться. Это привело к образованию стекловатой массы, налипшей на лопасти турбин двигателя. Все четыре двигателя заглохли, и самолет начал падать. Только спустя 8 минут, когда до земли оставалось 2000 метров, пилотам удалось запустить два двигателя. Самолет благополучно приземлился в Анкоридже [Casadevall, 1994].

До 80-х годов прошлого века подобные случаи попадания самолетов в облака вулканического пепла были единичными. Однако произошедшие в конце 80-х – начале 90-х извержения вулканов на Аляске и вулкана Пинатубо на Филиппинах увеличили их количество в 2-3 раза [Casadevall, 2015]. Возросшее количество подобных инцидентов стимулировало международное сообщество вулканологов, метеорологов и представителей авиационной промышленности к созданию в 1991 г. консультативных центров по вулканическому пеплу (VAAC, Volcanic Ash Advisory Center). В настоящее время центры VAAC расположены в девяти основных секторах по всему земному шару: Анкоридж (США), Вашингтон (США), Веллингтон (Новая Зеландия), Буэнос-Айрес (Аргентина), Монреаль (Канада), Лондон (Великобритания), Тулуза (Франция), Дарвин (Австралия) и Токио (Япония). Эти центры предоставляют авиационной отрасли информацию о степени опасности вулканических облаков и прогноз их перемещения в слоях атмосферы для оценки риска безопасности полетов. При предоставлении

предупреждения об опасности вулканического пепла центры VAAC опираются на множество источников информации: наземные вулканологические обсерватории, спутниковый мониторинг, визуальные наблюдения пилотов авиалиний. Широкий спектр источников информации позволяет VAAC делать прогнозы распространения облаков пепла в атмосфере, а также давать оперативные рекомендации Международной организации гражданской авиации (ИКАО) по проведению полетов в условиях присутствия вулканического пепла.

В России на Камчатке расположено 30 действующих и потенциально активных вулканов, извержение любого из них может оказаться опасным для авиасообщения. Ежегодно на Камчатке извергаются от 2 до 6 вулканов [Гирина и др., 2018]. Четыре находятся в состоянии почти непрерывного слабого извержения: Ключевской, Шивелуч, Безымянный, Карымский. Примерно, один раз в полтора года происходят сильные эксплозивные извержения, при которых в течение нескольких часов или дней в атмосферу и стратосферу выбрасывается до нескольких кубических километров вулканических пеплов и газов [Гирина, Гордеев, 2007].

Такая активность вулканов Камчатки послужила причиной создания в 1993 г. Камчатской группы реагирования на вулканические извержения (KVERT, Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team). Целью KVERT (в составе Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН) является снижение риска столкновения самолетов с вулканическими облаками в северной части Тихоокеанского региона с помощью своевременного обнаружения активности вулканов, распознавания и отслеживания облаков вулканического пепла и оперативного оповещения администраций авиакомпаний о появлении опасности, связанной с вулканическим пеплом [Гирина и др., 2018].

Ученые из KVERT ежедневно анализируют данные наземной видеосъемки и спутникового мониторинга о действующих вулканах Камчатки и Курил. Осуществляется непосредственный доступ к данным видеонаблюдения за вулканами Шивелуч, Ключевской, Горелый, Авачинский и др. (в настоящее время доступны данные с 10 видеокамер) [Гордеев и др., 2016]. Спутниковый

мониторинг вулканов с 2014 г. выполняется с помощью информационной системы «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил» (VolSatView, <http://volcanoes.smislab.ru/>). При регистрации подготовки или начала сильных эксплозивных извержений, или обнаружении облака вулканического пепла рассылается оперативное сообщение VONA (Volcano Observatory Notice for Aviation) в формате ИКАО в центры VAAC, а также заинтересованным государственным службам, в том числе, метеорологическим и МЧС.

С момента создания консультативных центров VAAC до 2010 г. ежегодное число столкновений самолетов с вулканическим пеплом уменьшалось, что снизило активность международного сообщества по наблюдению за вулканическими облаками. Однако события весны 2010 г., когда в течение недели пепел от исландского вулкана Эйяфьятлайокудль покрывал всю Западную Европу, заставили переосмыслить стратегию наблюдения за вулканическими облаками. До событий 2010 г. передаваемая центрами VAAC информация о прогнозе распространения вулканического пепла в атмосфере для авиационных служб по всему миру представлялась в виде пространственных карт без привязки к концентрации пепловых частиц. ИКАО не располагала информацией о безопасной концентрации пепла, при которой возможна эксплуатация воздушных судов, в связи с чем, десятки авиакомпаний в Европе отменили большинство рейсов, что привело к многомиллионным убыткам. У международного сообщества появился ряд вопросов к существующим методам наблюдений: какова чувствительность спутниковых приборов к обнаружению пепла в атмосфере, какова неопределенность в прогнозах перемещения вулканических облаков, при какой концентрации пепла вулканическое облако становится видимым. Эти вопросы позволили выработать новую стратегию, основанную на количественном определении свойств пепла, а именно его концентрации. VAAC и авиационное сообщество пришли к мнению, что количественная информация повышает качество прогнозов и минимизирует риски катастроф.

Повышенная плотность авиационных маршрутов вблизи действующих вулканов (см. Рисунок 1.2) еще раз подчеркивает, что вулканические извержения

наиболее опасны, когда их не обнаруживают. Несмотря на расположенные по всему миру центры VAAC, две трети всех вулканов не контролируются, но при этом могут представлять опасность для самолетов.

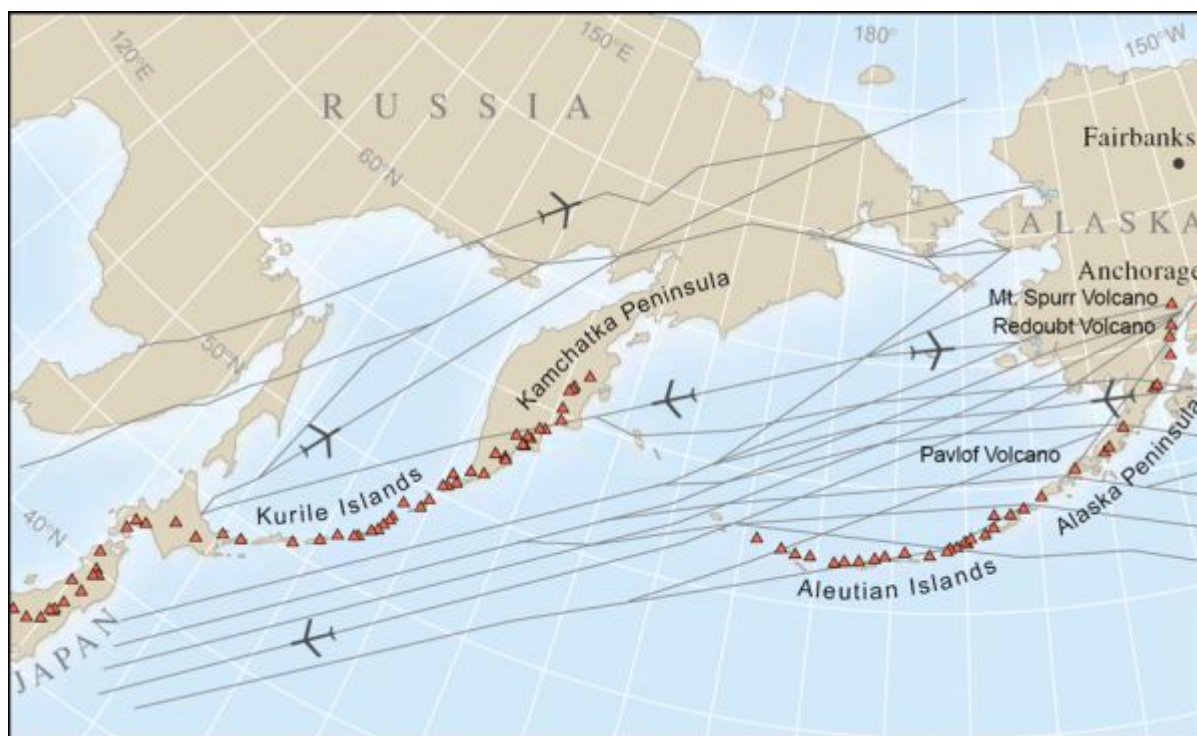


Рисунок 1.2. Карта авиационных маршрутов над Тихим океаном и расположение действующих вулканов (<https://www.avo.alaska.edu/volcanoes/hazards.php>).

С развитием спутниковых технологий в настоящее время широкое распространение получили методы наблюдений за вулканами с помощью ДЗЗ из космоса. Специалисты VAAC регулярно анализируют спутниковые изображения на предмет присутствия вулканических облаков. Визуальное дешифрирование спутниковых изображений хоть и является очень важным, но имеет ограничения. За последние годы объемы ежедневно получаемых спутниковых данных значительно выросли, и оперативный визуальный анализ всей поступающей информации на предмет выявления активности вулканов и обнаружения шлейфов пепла оказался неэффективным. С ростом производительности современных вычислительных машин, позволяющих обрабатывать большие объемы данных, стала актуальной задача автоматизации процессов обнаружения по спутниковым

изображениям шлейфов вулканического пепла, в том числе, находящихся в облачности и трудно отличимых от нее.

В настоящее время спутниковые измерения являются основным инструментом наблюдений, используемым ВААС. Современные спутниковые технологии позволяют получать информацию о вулканических облаках практически в режиме реального времени в широком спектральном диапазоне длин волн и с высоким пространственным разрешением. Так как выбросы вулканического пепла могут происходить в любое время суток, для обнаружения вулканических облаков используют ИК каналы спутниковых приборов. В дневное время суток ИК измерения дополняются измерениями в ультрафиолетовом, видимом и ближнем ИК (БИК) диапазонах длин волн. Помимо предоставления качественных изображений вулканических облаков в различных спектральных диапазонах, спутниковые измерения позволяют восстанавливать оптические и микрофизические параметры пепла. Информация о количественных оценках параметров вулканического пепла позволяет своевременно оценить степень опасности для авиасообщения. Как показывают результаты работы [Prata et al., 2012], ключевыми параметрами для точного прогнозирования распространения вулканического пепла в атмосфере является информация о его массовом содержании ( $M_{aer}$ ) в сочетании с информацией о высоте верхней границы вулканического облака ( $H_{aer}$ ) и его геометрической толщине ( $L$ ). Преимущества, ограничения и перспективы использования спутниковых данных для количественной оценки параметров вулканического пепла обсуждаются в следующих разделах настоящей работы.

## **1.2. Обзор спутниковых приборов для наблюдения за вулканическими облаками**

Методы наблюдения с помощью КА включают в себя измерения объекта или явления без непосредственного контакта с ним. В физике атмосферы спутниковые измерения часто используются для количественной оценки физических



параметров атмосферы и ее объектов посредством анализа электромагнитного излучения, которое, испускается, поглощается, отражается или рассеивается по всей атмосфере.

Измерения с КА могут быть получены с двух основных спутниковых орбит: полярно-орбитальной и геостационарной. КА на полярной орбите, расположенные на высотах до 2000 км, позволяют получать информацию с высоким пространственным разрешением, но с низким временным, как правило, до двух изображений в сутки для одной и той же территории. В тоже время геостационарные КА могут непрерывно получать информацию об объектах на определенной территории с высоким временным разрешением (до 10 минут и чаще). За счет высокого временного разрешения геостационарные наблюдения позволяют осуществлять постоянный мониторинг вулканически активных регионов и отслеживать перемещение вулканических облаков. Однако их орбиты расположены на довольно больших высотах, порядка 36000 км, что накладывает серьезные физические ограничения на их пространственное разрешение. Еще один недостаток геостационарных КА заключается в их ограниченном применении для съемки в высоких широтах, в то время как полярно-орбитальные КА обеспечивают широкий охват в высоких широтах и полярных регионах.

КА отличаются не только своими орбитальными характеристиками, но и физическими принципами, с помощью которых они измеряют электромагнитное излучение. Существует множество спутниковых приборов, предназначенных для использования в различных областях спектра, которые можно разделить на две категории: активные и пассивные. При активном дистанционном зондировании спутниковый прибор генерирует электромагнитный сигнал, направленный на объект (например, вулканическое облако), который потом измеряется в виде сигнала обратного рассеяния, при пассивном – измеряется собственное или отраженное электромагнитное излучение.

В Таблице 1.1 представлен список основных современных (на 2020 г., по данным <https://www.wmo-sat.info/oscar/satellites>) спутниковых приборов,

позволяющих получать информацию о вулканических облаках в широком диапазоне длин волн: от УФ до ИК.

### **1.3. Методы обнаружения вулканических облаков с помощью активных спутниковых приборов**

Активное спутниковое дистанционное зондирование обладает высокой точностью определения геометрических и микрофизических параметров вулканических облаков. Известным примером активных КА, которые позволяют получать трехмерную картину распределения облаков пепла в атмосфере, является КА CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation), который был запущен на околоземную орбиту в 2006 г. Спутник CALIPSO является частью программы NASA (Национальное космическое агентство, США) NASA's Afternoon-train (A-train).

На CALIPSO установлен поляризационный лазерный лидар CALIOP, который позволяет обнаружить в облачном слое жидкие и твердые частицы атмосферных аэрозолей [Stephens et al., 2002; Hunt et al., 2009]. В свое время лидарные наблюдения, имея превосходное вертикальное разрешение, хорошо зарекомендовали себя в обнаружении геометрических и оптических свойств вулканических аэрозольных слоев, как в результате непосредственных измерений с земли [Gasteiger et al., 2011, Ansmann et al., 2011], так и с помощью самолетных измерений [McCormick et al., 1987; Marengo et al., 2011; Johnson et al., 2012]. Тем не менее, наземные измерения в основном носят локальный характер, а самолетные ограничены из-за опасностей, связанных с влиянием вулканического пепла на работу авиационных двигателей. Измерения же спутникового лидара имеют преимущество в виде регулярного и глобального покрытия.

Таблица 1.1 Характеристики спутниковых приборов

| КА                     | Спутниковый прибор | Спектральный диапазон | Пространственное разрешение | Временное разрешение | Полоса обзора    |
|------------------------|--------------------|-----------------------|-----------------------------|----------------------|------------------|
| Геостационарные        |                    |                       |                             |                      |                  |
| Meteosat               | SEVIRI             | ВД, БИК, ИК           | 1-3 км                      | 15 мин.              | Полный диск      |
| GOES                   | ABI                | ВД, БИК, ИК           | 1-2 км                      | 30 мин.              | Полный диск      |
| Himawari-8             | AHI                | ВД, БИК, ИК           | 1-2 км                      | 10 мин.              | Полный диск      |
| GK-2A                  | AMI                | ВД, БИК, ИК           | 1-2 км                      | 10 мин.              | Полный диск      |
| FY-4A                  | AGRI               | ВД, БИК, ИК           | 2-4 км                      | 15 мин.              | Полный диск      |
| Полярно-орбитальные    |                    |                       |                             |                      |                  |
| Aqua Terra             | MODIS              | ВД, БИК, ИК           | 1 км                        | 2 раза в сутки       | 2230 км          |
| Suomi NPP NOAA-20      | VIIRS              | ВД, БИК, ИК           | 375-750 м                   | 2 раза в сутки       | 3000 км          |
| NOAA-18,19 MetOp-A,B,C | AVHRR              | ВД, БИК, ИК           | 1 км                        | 2 раза в сутки       | 2900 км          |
| MetOp-A,B,C            | IASI               | ИК                    | 12 км                       | 2 раза в сутки       | 2200 км          |
| Aqua                   | AIRS               | ИК                    | 13.5 км                     | 2 раза в сутки       | 1650 км          |
| Suomi NPP NOAA-20      | CrIS               | ИК                    | 14 км                       | 2 раза в сутки       | 2200 км          |
| MetOp-A,B,C            | GOME-2             | УФ                    | 40x40 км (40x80 км)         | 1 раз в сутки        | 960 км (1920 км) |
| Suomi NPP NOAA-20      | OMPS               | УФ                    | 10x10 км (50x50 км)         | 1 раз в сутки        | 2800 км          |
| Aura                   | OMI                | УФ                    | 13x24 км                    | 1 раз в сутки        | 2600 км          |
| CALIPSO                | CALIOP             | УФ, ВД, БИК           | 0.03-0.3 км (верт.)         | 1 раз в 16 дней      | 0.07 км          |

Начиная с 2006 г. спутник CALIPSO проводит глобальные вертикальные измерения коэффициента обратного рассеяния атмосферы Земли [Winker et al., 2013]. Лидар регистрирует ослабление электромагнитного сигнала на частицах молекул и аэрозолей в атмосфере. Способность КА CALIPSO обнаруживать вулканические аэрозоли зарекомендовала себя при анализе таких значимых извержений вулканов, как пик Сарычева (Россия, 2009 г.), Эйяфьятлайокудль (Исландия, 2010 г.), Пуеуэ-Кордон-Каулле (Чили, 2011 г.) и др. Для обнаружения несферических частиц аэрозоля на фоне облачности используется так называемый коэффициент деполяризации, который представляет собой отношение сигналов с вертикальной и горизонтальной поляризацией на длине волны 523 нм [Grob et al., 2012]. Данный коэффициент был успешно применен для обнаружения облаков пепла от вулкана Эйяфьятлайокудль при перемещении их над европейскими наземными лидарными сетями [Grob et al., 2012]. Для определения типа аэрозоля и его частиц используется отношение сигналов обратного рассеяния на длинах волн 532 и 1064 нм или коэффициент обратного рассеяния на определенной длине волны [Winker et al., 2012]. На Рисунке 1.3 показана трехмерная сигнатура коэффициента обратного рассеяния на длине волны 532 нм ( $\rho_{532}$ ) во время пролета КА CALIPSO над вулканическим облаком при извержении вулкана Шивелуч 26 марта 2015 г.

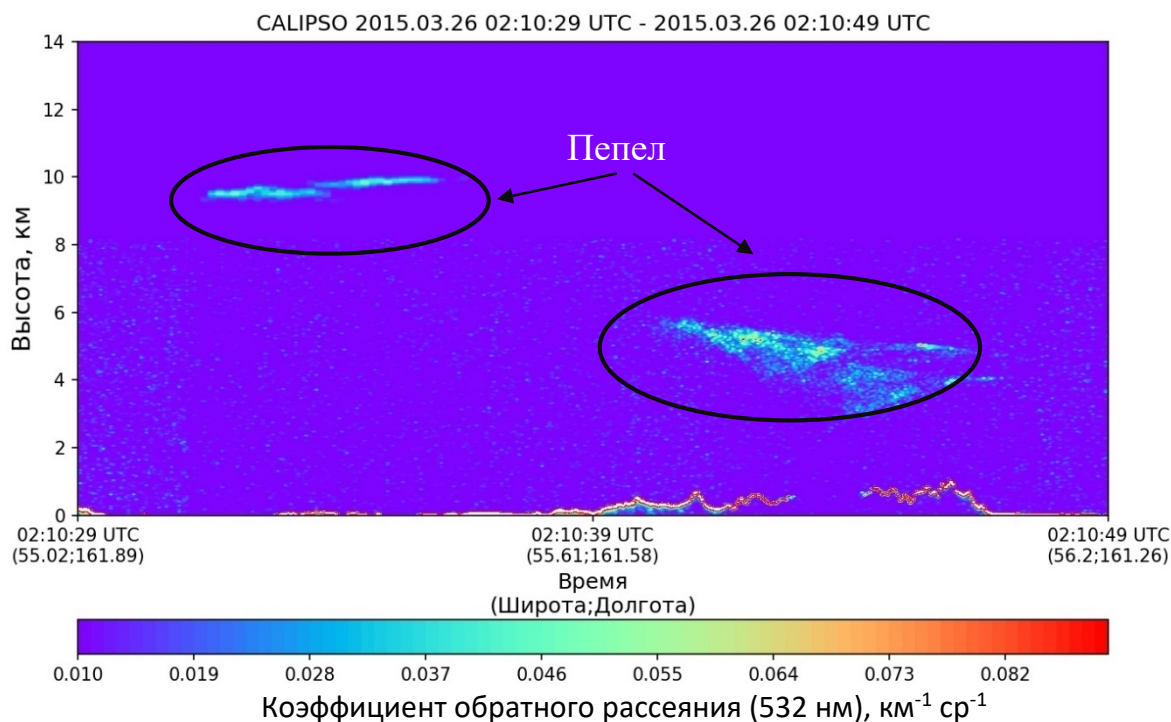


Рисунок 1.3. Коэффициент обратного рассеяния на длине волны 532 нм по данным КА CALIPSO при извержении вулкана Шивелуч 26 марта 2015 г.

Коэффициент  $\varphi_{532}$  представляет собой сумму отраженных от частиц вулканического облака сигналов с вертикальной и горизонтальной поляризацией, откалиброванных и нормализованных по амплитуде, излучению и дальности [Kuma, 2010], и выражается как:

$$\varphi_{532} = (\varphi_{\perp,532} + \varphi_{\parallel,532})T_{532}^2 \quad (1.1)$$

где  $\varphi_{\perp}$ ,  $\varphi_{\parallel}$  – коэффициент обратного рассеяния, полученные на вертикальной и горизонтальной поляризации соответственно, [ $\text{км}^{-1}\text{ср}^{-1}$ ];  $T_{532}$  – атмосферный коэффициент пропускания, обусловленный молекулами и частицами аэрозолей на пути «спутник – слой атмосферы».

Лидар CALIOP не только позволяет определять геометрические свойства вулканических аэрозолей, но также предоставляет информацию об оптических свойствах. Измеренный лидаром коэффициент обратного рассеяния представляет собой комбинацию сигналов, ослабленных молекулярными и аэрозольными

частицами атмосферы. Тогда выражение (1.1) может быть записано следующим образом [Prata, 2016]:

$$\varphi_{532} = (\varphi_{mol} + \varphi_{aer}) T_{O_3}^2 T_{mol}^2 T_{aer}^2 \quad (1.2)$$

где  $\varphi_{mol}$ ,  $\varphi_{aer}$  – коэффициенты обратного рассеяния за счет молекул и аэрозолей соответственно, [ $\text{км}^{-1}\text{ср}^{-1}$ ];  $T_{O_3}$ ,  $T_{mol}$ ,  $T_{aer}$  – коэффициенты пропускания озонем, молекулами и аэрозолями в атмосфере соответственно.

По существу, выражение (1.2) состоит из четырех составляющих: молекулярное и аэрозольное обратное рассеяние, представленное первым множителем в скобках, и молекулярное и аэрозольное ослабление, выраженное через коэффициенты пропускания. Зная  $\varphi_{532}$ , можно оценить вклад вулканического аэрозоля в ослабление электромагнитного излучения и, таким образом, определить его оптическую толщину ( $\tau_{aer}$ ). Если компоненты молекулярного обратного рассеяния и ослабления можно оценить с помощью моделирования, то для аэрозолей вводится отношение  $S_{aer}$ , которое еще называется лидарным отношением, и устанавливает связь между  $\tau_{aer}$  и  $\varphi_{aer}$  посредством следующего выражения [Fernald et al., 1972]:

$$\tau_{aer} = k_{ext} L = S_{aer} \varphi_{aer} L \quad (1.3)$$

$$S_{aer} = \frac{k_{ext}}{\varphi_{aer}}$$

где  $k_{ext}$  – объемный коэффициент ослабления, [ $\text{км}^{-1}$ ].

Лидарное отношение  $S_{aer}$  зависит от нескольких оптических и микрофизических свойств, включая длину волны, распределение частиц по размерам, форму и состав аэрозоля [Ackermann, 1998], поэтому трудно, например, с помощью теоретических модельных расчетов определить это отношение. В свое время были предприняты попытки определения  $S_{aer}$  вулканического пепла [Ansmann et al., 2011; Grob et al., 2012; O'Neill et al., 2012]. Было установлено, что значения  $S_{aer}$  варьируются в зависимости от состава пепла. В Таблице 1.2

обобщены результаты исследований оценки  $S_{aer}$  для некоторых вулканов [Prata, 2016].

Таблица 1.2 Оценка значений  $S_{aer}$  для некоторых случаев вулканических извержений

| Вулкан                  | $S_{aer}$ , [ср] | Тип пепла                                      | Высота      |
|-------------------------|------------------|--|-------------|
| Этна (2001, 2002)       | 53.5±11.5        | Пепел и H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>         | Тропосфера  |
| Касаточи (2008)         | 65±10            | H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> и немного пепла | Стратосфера |
|                         | 40±10            | H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>                 |             |
| Пик Сарычева (2009)     | 55±4             | H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>                 | Стратосфера |
|                         | 40±10            | H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>                 |             |
| Эйяфьятлайокудль (2010) | 55±10            | Чистый сухой пепел                             | Тропосфера  |
|                         | 82±15            | Чистый пепел                                   |             |
|                         | 61±29            | H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> и немного пепла |             |

Для оценки  $k_{ext}$  с целью определения  $\tau_{aer}$  по данным лидарных измерений обычно принимается характерное значение  $S_{aer}$ , присущее большинству типов вулканического пепла. Так для продукта CAL\_LID\_L2\_05kmALay-Standard версии №4, полученного по данным лидара CALIOP, для расчета  $\tau_{aer}$  пепла установлено  $S_{aer}$ , равное 44 ср, а для расчета  $\tau_{aer}$  H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> – 50 ср [Kim et al., 2018].

Несмотря на то, что спутниковый лидар хорошо себя зарекомендовал в задачах определения параметров вулканического пепла, существуют некоторые ограничения интерпретации его измерений. Во-первых, это ширина полосы наблюдения, из-за которой невозможно в полной мере проследить динамические характеристики пепла. Во-вторых, при очень высокой концентрации пепла лидарные сигнатуры пепла и ледяной облачности будут аналогичны. Кроме того, смешивание пепла с капельной облачностью может привести к уменьшению коэффициента деполяризации, и, как следствие, к ухудшению обнаружения пепла. Для точного определения параметров пепла требуется достаточно высокое отношение сигнал/шум (ОСШ) для определения коэффициента обратного

рассеяния. Особенно это критично для дневных измерений, когда солнечный фоновый шум может значительно снизить ОСШ [Prata, 2016]. Однако наибольший источник ограничений связан с изменчивостью отношения  $S_{\text{aer}}$  [Young et al., 2013].

В свете вышеперечисленных ограничений лидарных измерений широкое распространение для обнаружения вулканического пепла получили пассивные спутниковые приборы. Как показали результаты работы [Prata et al., 2012], совместное использование измерений активных и пассивных спутниковых приборов позволяют рассчитать концентрацию частиц пепла с целью точного прогнозирования распространения вулканического пепла в атмосфере.

#### **1.4. Методы обнаружения вулканических облаков с помощью пассивных спутниковых приборов**

Первые исследования по обнаружению облаков вулканического пепла с помощью спутниковых данных были представлены в работе [Sawada, 1987]. В этом исследовании для анализа вулканических облаков использовались отдельные ВД и ИК изображения геостационарного японского КА GMS. Были достигнуты существенные результаты в распознавании облаков пепла, но не решена серьезная проблема разделения облачности и вулканических облаков. Так, в коротковолновом диапазоне длин волн в зависимости от геометрии наблюдения и освещения облака могут казаться яркими или темными. В одних случаях визуально можно разделить капельное/кристаллическое и вулканическое облако, в других это сделать проблематично.

В 1989 г. был предложен первый действующий алгоритм обнаружения вулканического пепла с использованием ИК изображений, который получил название – метод «обратного поглощения» [Prata, 1989a,b]. Физический принцип этого метода заключается в использовании яркостных температур (ВТ) на длинах волн 11 и 12 мкм, а точнее их разности  $ВТD_{11,12}$ . В области длин волн 11-12 мкм малые газовые составляющие атмосферы в основном не влияют на поглощение



ИК излучения, идущее от поверхности земли и слоев атмосферы в направлении спутникового прибора. Однако наличие в атмосфере аэрозолей в виде вулканического пепла влияет на прохождение ИК излучения. Степень этого влияния может быть оценена количественно по величине поглощения и рассеяния частицами пепла. Физические основы взаимодействия электромагнитного излучения с вулканическими облаками будут рассмотрены в Главе 2. Стоит отметить, что  $BTD_{11,12}$  для чистого вулканического пепла в сухой атмосфере будет отрицательной, а для облачности и ясного неба – положительной. Эта особенность лежит в основе классического метода обнаружения частиц вулканического пепла – метода «обратного поглощения». Данный метод работает лучше при достаточном тепловом контрасте между слоем пепла и подстилающей поверхностью, и как мы убедимся дальше, с увеличением  $\tau_{aer}$  пепла значение  $BTD_{11,12}$  становится положительным.

На Рисунке 1.4 представлены изображения, полученные со спутникового прибора SEVIRI КА Meteosat-9, на которых запечатлен произошедший 6 мая 2010 г. выброс пепла вулканом Эйяфьядлайёкюдль в Исландии.

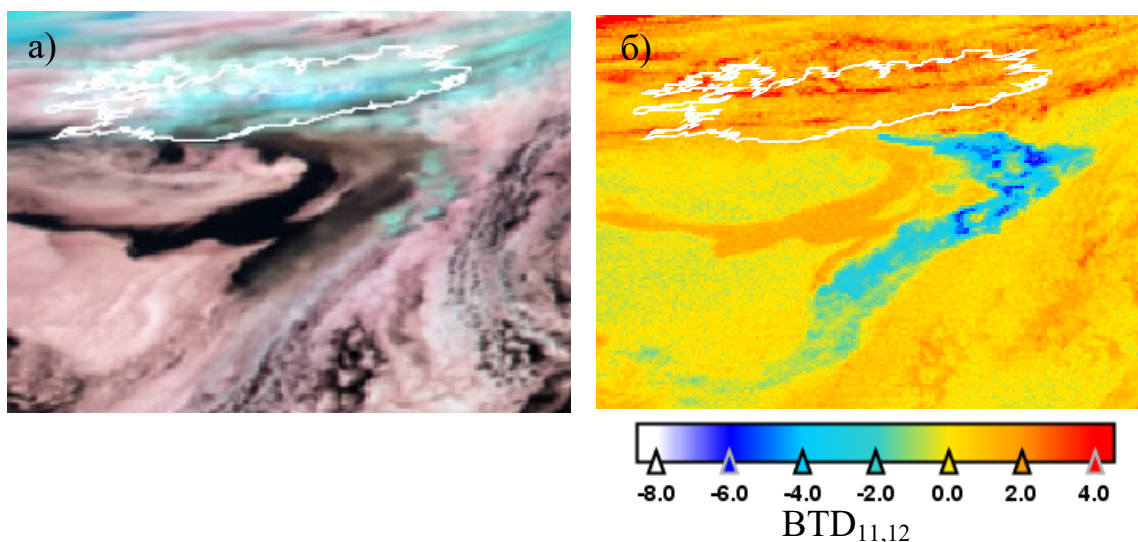


Рисунок 1.4. Пепловый выброс вулкана Эйяфьядлайёкюдль (Исландия, 6 мая 2010 г.) а) Цветосинтезированное изображение б) Разность яркостных температур 11 и 12 мкм.

Сине-голубым цветом на Рисунке 1.4б выделен пепловый шлейф, который отчетливо контрастирует с фоном. Поскольку метод «обратного поглощения» основан на измерениях в ИК области спектра, он применим как днем, так и ночью, что является его основным преимуществом для решения задач своевременного обнаружения активности вулканов, распознавания и отслеживания вулканических облаков. Кроме того, спектральные каналы с длинами волн 11 и 12 мкм доступны на большинстве современных спутниковых приборов. Простота использования метода «обратного поглощения» стала основой для современного спутникового обнаружения вулканического пепла консультативными центрами VAAC.

Метод «обратного поглощения» весьма эффективен, однако существует ряд ограничений, приводящих к отрицательным значениям  $ВТD_{11,12}$ , т.е. ложному обнаружению [Prata et al., 2001]. К таким ограничениям относятся:

1. Приземная температурная инверсия;
2. Невулканические аэрозоли (дым, песок, пыль);
3. Стратосферная температурная инверсия;
4. Инструментальный шум и рассогласование в каналах спутникового радиометра;
5. Вулканические облака с преобладанием капель воды или кристаллов льда;
6. Высокое содержание водяного пара;
7. Края облачности;
8. Оптически плотные вулканические облака.

Со временем метод «обратного поглощения» развивался и дополнялся. Так в работе [Yu et al., 2002] был предложен метод коррекции влияния на ИК излучение водяного пара. Для повышения качества обнаружения пепла в дневное время в работе [Pavolonis et al., 2006] помимо разности  $ВТD_{11,12}$  использовались коэффициенты спектральной яркости в коротковолновой части спектра, а в ночное время – коэффициенты излучательной способности вулканических облаков [Pavolonis, 2010; Pavolonis et al., 2013]. Также в работах [Ellrod et al., 2003, 2004; Pergola et al., 2004] для лучшего обнаружения вулканических облаков

использовались различные комбинации ИК каналов, как на длинах волн 11 и 12 мкм, так и на 6.3 и 3.9 мкм.

Помимо обнаружения вулканического пепла, яркостные температуры на длинах волн 11 и 12 мкм могут использоваться для определения его оптических и микрофизических параметров. Впервые это было продемонстрировано в работе [Wen et al., 1994] на примере анализа уходящего излучения в ИК каналах спутникового прибора AVHRR при извержении вулкана Спурр (стратовулкан на Алеутских островах вблизи Аляски). Метод восстановления параметров пепла основывался на решении обратной задачи уравнения теплопереноса, суть которой заключается в том, что, зная измеренное в каналах спутникового прибора уходящее ИК излучение, для определенных атмосферных условий с использованием оптической модели вулканического пепла можно рассчитать его оптическую толщину и эффективный радиус ( $r_e$ ) с последующим определением массового содержания. Использование оптической модели, описывающей распределение частиц пепла по размерам, состав и форму частиц, является основным условием для точного восстановления параметров вулканического пепла. Используя теорию Ми, оптические свойства вулканического пепла могут быть параметризованы для использования в радиационной модели переноса излучения (RTM). RTM используется для построения справочных таблиц (LUT) яркостных температур в спектральных каналах спутниковых приборов для различных атмосферных условий и геометрии наблюдений. Смоделированным яркостным температурам соответствует определённая линейка оптических толщин и эффективных радиусов частиц пепла. Смоделированные яркостные температуры сопоставляются с наблюдаемыми яркостными температурами для получения  $\tau_{\text{aer}}$  и  $r_e$ . Пример зависимости  $\text{VTD}_{11,12}$  от  $\text{VT}_{11}$  для магматической породы андезит представлен на Рисунке 1.5.

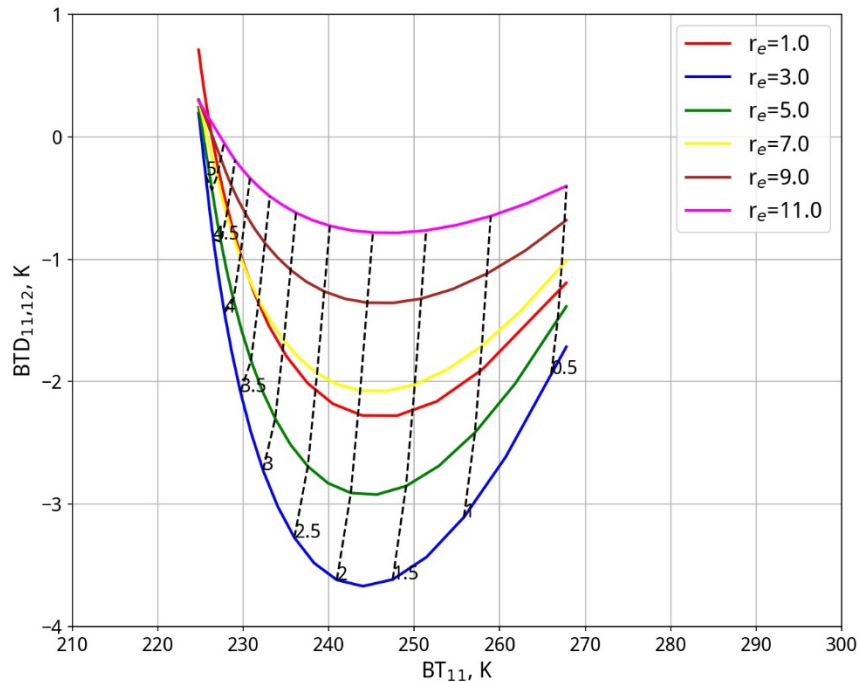


Рисунок 1.5. Зависимость  $VT_{D_{11,12}}$  от  $VT_{11}$  для магматической породы андезит для разных сочетаний  $\tau_{aer}$  и  $r_e$ .

Зная плотность частиц пепла ( $\rho$ ),  $\tau_{aer}$  и  $r_e$  можно оценить массовое содержание частиц пепла, а располагая информацией о толщине вулканического облака, можно рассчитать концентрацию пепла, которая является одним из ключевых параметров для обеспечения безопасности авиационного сообщения. Но, как будет показано в разделе 2.6, существует ряд ограничений по использованию данного подхода для определения параметров вулканического пепла.

В настоящее время специалистами используется широкий спектр спутниковых приборов, позволяющих получать оценку параметров вулканического пепла с высоким пространственным и временным разрешением, среди которых приборы AVHRR, VIIRS, ANI, MODIS, SEVIRI (см. Таблицу 1.1). Однако стоит упомянуть еще один класс пассивных спутниковых приборов, называемых ИК гиперспектрометрами, обладающих тысячами узких спектральных каналов в широком диапазоне длин волн. К таким приборам можно

отнести IASI, CrIS и AIRS (<https://www.wmo-sat.info/oscar/instruments/>). Обладая высоким спектральным разрешением, такие приборы позволяют получать информацию в более чистых с точки зрения поглощения МГС излучения спектральных диапазонах, и, следовательно, иметь более точные оценки параметров вулканического пепла. В свое время было разработано множество методик по обнаружению пепла и восстановлению его параметров по данным ИК гиперспектрометров [Carn et al., 2005; Western et al., 2016; Nyman et al., 2020]. В отличие от методик восстановления параметров пепла, разрабатываемых для мультиспектральных спутниковых приборов, использование большого количества узких каналов гиперспектрометров увеличивает вычислительные затраты на обработку. Тем не менее, результаты работы [Clarisse et al., 2013] продемонстрировали беспрецедентную чувствительность гиперспектрометров к присутствию вулканического пепла.

Несмотря на все преимущества гиперспектрометров в задачах обнаружения и восстановления параметров вулканического пепла имеется ряд ограничений для их использования в повседневных задачах. Во-первых, ограниченное количество таких спутниковых приборов на орбите (см. Таблицу 1.1). Во-вторых, малое пространственное разрешение, которое на порядок меньше, чем у мультиспектральных приборов. В-третьих, сложность в интерпретации информации большого количества каналов.

Практика применения данных гиперспектрометров показывает, что данные их измерений прекрасно подходят для проверки новых алгоритмов и методик определения параметров вулканического пепла по данным мультиспектральных спутниковых приборов.

## ГЛАВА 2. РАДИАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАКОВ

### 2.1. Комплексный показатель преломления

Вулканический пепел состоит из частиц диаметром не более 2 мм, представленных обломками вулканического стекла, породообразующих минералов и их сростков (плагиоклаз, пироксен, оливин, роговая обманка и т.д.). В составе пепла преобладает диоксид кремния ( $\text{SiO}_2$ ), в зависимости от его содержания вулканический пепел может быть отнесен к андезитам, базальтам, дацитам [Гирина и др., 2018]. Однако вулканические облака представляют собой смесь различных компонентов: магматического газа, пепловых частиц, капель воды, кристаллов льда и капель  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . Капли  $\text{H}_2\text{SO}_4$  всегда присутствуют в вулканических облаках и при идеальных условиях, согласно работе [Ohtake, 1993], имеют точку замерзания (для 75% раствора  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) в районе  $-45^\circ\text{C}$ . Это не дает  $\text{H}_2\text{SO}_4$  перейти из жидкого состояния в твердое при отрицательных температурах.

Взаимодействие электромагнитного излучения с частицами вулканического облака зависит от длины волны этого излучения. С изменением длины волны изменяется и комплексный показатель преломления частицы ( $m$ ), который зависит от химического состава частиц и определяется как:

$$m = n + ik \quad (2.1)$$

где  $n$  – действительная часть показателя преломления;  $k$  – мнимая часть показателя преломления.

Действительная часть является показателем преломления света, падающего на частицу, мнимая указывает на поглощение. В Таблице 2.1 представлены комплексные показатели преломления частиц вулканического облака для различных длин волн в диапазоне 0.3-13 мкм. Данные по комплексному показателю для андезита и базальта были получены из [Pollack et al., 1973], для

$H_2SO_4$  (смесь 75% серной кислоты и 25% воды) – из [Remsberg et al., 1974], для частиц воды и льда – из [Hale et al., 1973] и [Warren et al., 1984] соответственно.

Таблица 2.1 Комплексный показатель преломления

| Длина волны<br>мкм | Андезит        | Базальт        | $H_2SO_4$      | Капли воды     | Кристаллы льда |
|--------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
|                    | $m=n+ik$       |                |                |                |                |
| 0.30               | 1.47+9.10e-04i | 1.52+1.01e-03i | 1.47+1.21e-13i | 1.35+1.60e-08i | 1.00+5.50e-09i |
| 0.40               | 1.47+1.20e-03i | 1.52+8.60e-04i | 1.44+8.38e-14i | 1.34+1.86e-09i | 1.00+2.71e-09i |
| 0.50               | 1.47+1.40e-03i | 1.52+9.20e-04i | 1.43+1.13e-10i | 1.33+1.00e-09i | 1.00+1.91e-09i |
| 0.60               | 1.47+1.50e-03i | 1.52+9.90e-04i | 1.43+6.40e-09i | 1.33+1.09e-08i | 1.00+5.73e-09i |
| 0.70               | 1.47+1.70e-03i | 1.52+1.10e-03i | 1.43+2.04e-08i | 1.33+3.35e-08i | 1.00+2.90e-08i |
| 0.80               | 1.47+1.90e-03i | 1.51+1.30e-03i | 1.43+8.63e-08i | 1.33+1.25e-07i | 1.00+1.34e-07i |
| 0.90               | 1.47+2.10e-03i | 1.51+1.40e-03i | 1.42+2.55e-07i | 1.33+4.86e-07i | 1.00+4.20e-07i |
| 1.00               | 1.47+2.30e-03i | 1.51+1.60e-03i | 1.42+1.53e-06i | 1.33+2.89e-06i | 1.00+1.62e-06i |
| 1.10               | 1.47+2.50e-03i | 1.51+1.70e-03i | 1.42+1.73e-06i | 1.33+6.39e-06i | 1.00+1.70e-06i |
| 1.20               | 1.47+2.70e-03i | 1.51+1.80e-03i | 1.42+5.18e-06i | 1.32+9.89e-06i | 1.00+6.71e-06i |
| 1.30               | 1.47+2.90e-03i | 1.51+1.90e-03i | 1.41+1.06e-05i | 1.32+7.39e-05i | 1.00+1.32e-05i |
| 1.40               | 1.47+3.00e-03i | 1.51+2.10e-03i | 1.41+5.20e-05i | 1.32+1.38e-04i | 1.00+1.98e-05i |
| 1.50               | 1.47+3.20e-03i | 1.51+2.20e-03i | 1.40+1.20e-04i | 1.32+1.12e-04i | 1.00+5.88e-04i |
| 1.50               | 1.47+3.20e-03i | 1.51+2.20e-03i | 1.40+1.20e-04i | 1.32+1.12e-04i | 1.00+5.88e-04i |
| 2.00               | 1.46+3.80e-03i | 1.51+2.70e-03i | 1.38+1.26e-03i | 1.31+1.10e-03i | 1.00+1.59e-03i |
| 2.50               | 1.46+4.10e-03i | 1.50+3.10e-03i | 1.34+3.76e-03i | 1.26+2.06e-03i | 1.00+9.25e-04i |
| 3.00               | 1.46+5.60e-03i | 1.48+4.30e-03i | 1.29+9.55e-02i | 1.37+2.72e-01i | 1.00+4.30e-01i |
| 3.50               | 1.45+5.80e-03i | 1.47+4.10e-03i | 1.38+1.58e-01i | 1.40+9.40e-03i | 1.00+1.64e-02i |
| 4.00               | 1.43+6.30e-03i | 1.47+3.90e-03i | 1.40+1.26e-01i | 1.35+4.60e-03i | 1.00+9.62e-03i |
| 4.50               | 1.42+7.30e-03i | 1.45+4.40e-03i | 1.38+1.20e-01i | 1.33+1.34e-02i | 1.00+2.88e-02i |
| 5.00               | 1.40+8.60e-03i | 1.43+6.00e-03i | 1.36+1.21e-01i | 1.32+1.24e-02i | 1.00+1.20e-02i |
| 5.50               | 1.38+1.00e-02i | 1.40+8.30e-03i | 1.34+1.83e-01i | 1.30+1.16e-02i | 1.00+2.17e-02i |
| 6.00               | 1.35+1.20e-02i | 1.37+1.30e-02i | 1.42+1.95e-01i | 1.26+1.07e-01i | 1.00+6.49e-02i |
| 6.50               | 1.31+1.70e-02i | 1.32+2.00e-02i | 1.37+1.23e-01i | 1.34+3.92e-02i | 1.00+5.59e-02i |
| 7.00               | 1.26+2.80e-02i | 1.27+3.40e-02i | 1.27+1.44e-01i | 1.32+3.20e-02i | 1.00+5.56e-02i |
| 7.50               | 1.18+4.90e-02i | 1.18+6.10e-02i | 1.14+2.82e-01i | 1.30+3.26e-02i | 1.00+5.20e-02i |
| 8.00               | 1.06+1.00e-01i | 1.04+1.30e-01i | 1.15+5.13e-01i | 1.29+3.43e-02i | 1.00+4.50e-02i |
| 8.50               | 0.87+2.70e-01i | 0.84+3.50e-01i | 1.39+7.45e-01i | 1.28+3.67e-02i | 1.00+3.91e-02i |
| 9.00               | 0.77+8.50e-01i | 0.94+8.60e-01i | 1.67+5.95e-01i | 1.26+3.99e-02i | 1.00+4.29e-02i |
| 9.50               | 1.31+9.20e-01i | 1.32+9.70e-01i | 1.68+7.00e-01i | 1.24+4.44e-02i | 1.00+4.59e-02i |
| 10.00              | 1.60+1.10e+00i | 1.65+1.20e+00i | 1.91+3.96e-01i | 1.22+5.08e-02i | 1.00+5.10e-02i |
| 10.50              | 1.93+8.60e-01i | 2.17+9.30e-01i | 1.76+2.72e-01i | 1.19+6.62e-02i | 1.00+1.03e-01i |
| 11.00              | 2.16+4.20e-01i | 2.21+3.90e-01i | 1.68+4.15e-01i | 1.15+9.68e-02i | 1.00+2.48e-01i |
| 11.50              | 1.96+2.00e-01i | 2.02+2.00e-01i | 1.91+3.11e-01i | 1.13+1.42e-01i | 1.00+3.61e-01i |

|       |                |                |                |                |                |
|-------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 12.00 | 1.83+1.30e-01i | 1.90+1.40e-01i | 1.83+1.85e-01i | 1.11+1.99e-01i | 1.00+4.13e-01i |
| 12.50 | 1.74+1.00e-01i | 1.80+1.10e-01i | 1.76+1.58e-01i | 1.12+2.59e-01i | 1.00+4.22e-01i |
| 13.00 | 1.67+9.50e-02i | 1.73+1.00e-01i | 1.71+1.59e-01i | 1.15+3.05e-01i | 1.00+3.88e-01i |

В работе [Pollack et al., 1973] приводятся несколько вулканических пород различного состава: андезит, базальт, базальтовое стекло и два вида обсидиана. Тем не менее, на практике чаще всего рассматривают вулканические пеплы, по составу относящиеся к андезитам и базальтам [Wen et al., 1994; Prata et al., 2012; Corradini et al., 2008; Pavolonis et al., 2013]. Андезит и базальт будут использоваться в качестве основных вулканических горных пород при расчёте параметров вулканического пепла по спутниковым данным в рамках настоящей работы.

## 2.2. Оптические свойства частиц вулканических облаков

Как было отмечено ранее, радиационные свойства частиц вулканического облака меняются в зависимости от длины волны электромагнитного излучения. Взаимодействие электромагнитного излучения с вулканическими облаками происходит через процессы рассеяния и поглощения. Процесс поглощения электромагнитного излучения аэрозольными компонентами вулканического облака рассмотрим на примере зависимости мнимой части комплексного показателя преломления этих компонентов от длины волны. Мнимая часть комплексного показателя преломления – это величина, прямо пропорциональная интенсивности поглощения электромагнитного излучения частицей вещества на определенной длине волны. На Рисунке 2.1 показана зависимость мнимой части комплексного показателя преломления для аэрозольных компонентов вулканического облака.



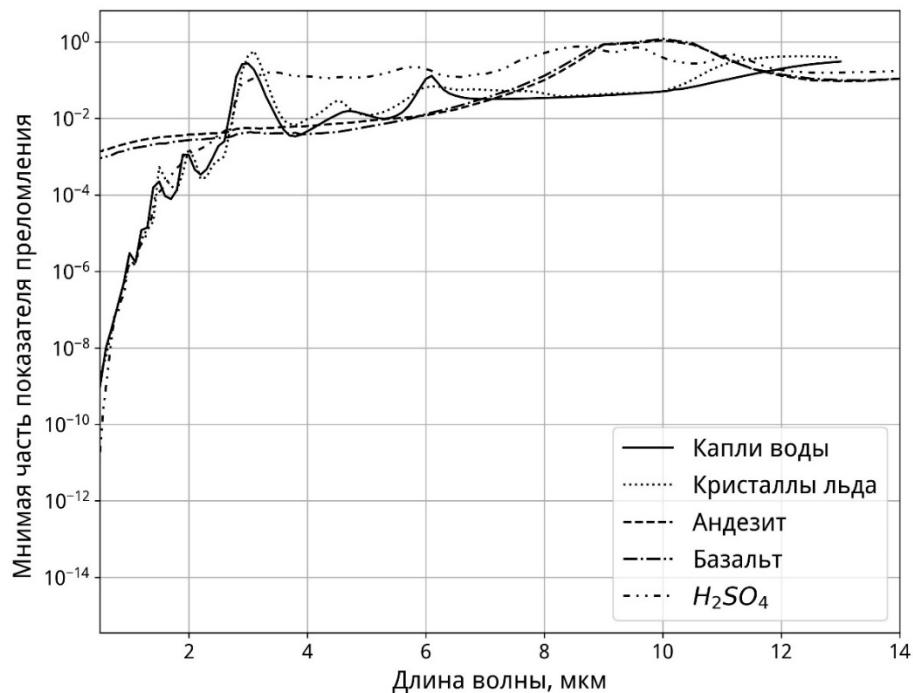


Рисунок 2.1. Зависимость мнимого показателя преломления от длины волны для аэрозольных компонентов вулканического облака.

Из Рисунка 2.1 видно, что частицы вулканических горных пород поглощают ИК излучение сильнее на длине волны 11 мкм, чем на 12 мкм, в то время как для капель воды и кристаллов льда наблюдается обратное. Однако можно заметить, что капли  $H_2SO_4$  в некоторой мере также обладают такой особенностью (сильнее поглощает на длине волны 11 мкм, чем на 12 мкм), и можно высказать предположение, что при определенных условиях это может относиться и к смеси частиц андезита (базальта) с облачностью. Эти свойства «обратного поглощения» являются основой для обнаружения вулканического пепла в атмосфере (на фоне облачности) по спутниковым данным.

Поглощение не дает достаточной информации для объяснения наблюдаемых спектральных различий между частицами вулканического облака. Рассмотрим такую характеристику взаимодействия электромагнитного излучения с частицами пепла, как рассеяние. Одним из параметров, указывающих на степень эффективности рассеяния солнечного излучения аэрозольными частицами, является альbedo однократного рассеяния ( $\omega$ ), которое можно интерпретировать

как вероятность того, что фотон света будет рассеян частицей вещества с учетом ослабления. На Рисунке 2.2 представлена зависимость  $\omega$  от длины волны для аэрозольных компонентов вулканического облака, позволяющая рассмотреть процессы рассеяния электромагнитного излучения в коротковолновой области спектра.

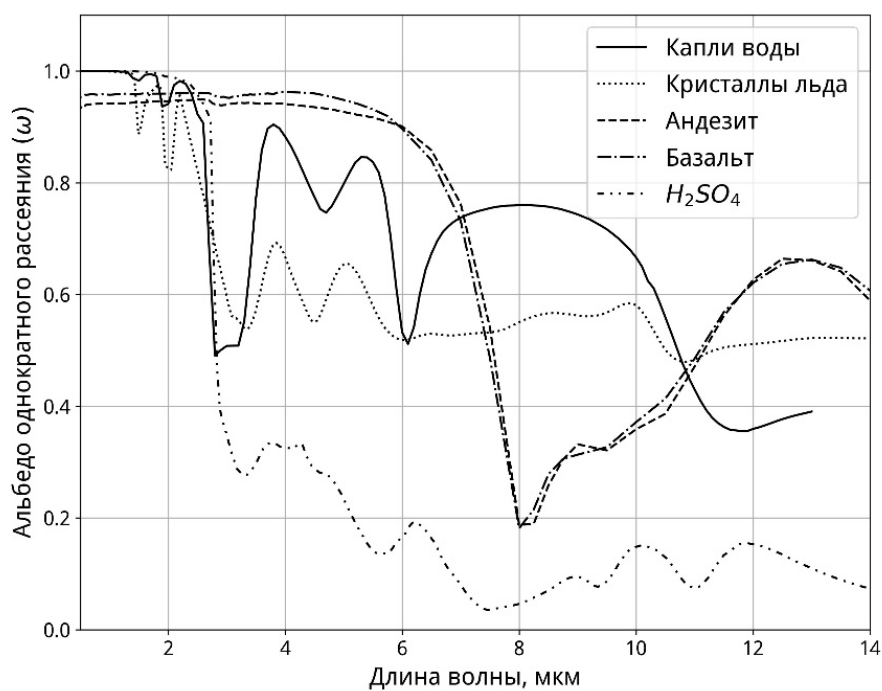


Рисунок 2.2. Зависимость альбедо однократного рассеяния от длины волны для аэрозольных компонентов вулканического облака.

Можно заметить, что в районе 0.55 мкм  $\omega$  для андезита и базальта значительно меньше, чем для H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и капель воды или кристаллов льда, которые имеют  $\omega$ , близкое к единице. В БИК области спектра, в районе 3.7 мкм, картина наблюдается противоположная – вулканический пепел будет интенсивнее рассеивать фотоны и практически не будет поглощать электромагнитное излучение, в отличие от остальных компонентов вулканического облака. Выбор длин волн 0.55 и 3.7 мкм для анализа процесса рассеяния частицами вулканического облака не случаен, большинство современных спутниковых радиометров функционирует на этих длинах волн, равно как на 11 и 12 мкм (Филей, 2019). Учитывая, что  $\omega$  есть прямой показатель коэффициента отражения

в каналах спутникового прибора, по комбинации коэффициентов отражения в каналах 0.55 и 3.7 мкм и яркостных температур в каналах 11 и 12 мкм можно сделать предположение об аэрозольном составе вулканического облака, и как следствие, правильно выбрать подходящую модель и рассчитать массовые характеристики пепла.

Зависимости, представленные на Рисунке 2.2, были получены с помощью расчетов Ми, алгоритм которых реализован в коде [Wiscombe, 1980] и доступен в составе библиотеки libRadtran [Mayer et al., 2017].

Ранее отмечалось, что взаимодействие электромагнитного излучения с вулканическими облаками происходит через процессы рассеяния и поглощения. Данные процессы определяют ослабление интенсивности излучения, которое можно выразить через объемный коэффициент ослабления  $k_{ext}$  по следующей формуле:

$$k_{ext} = k_{scat} + k_{abs} = \pi \int_0^{\infty} Q_{ext}(r, \lambda, m) \cdot r^2 \cdot n(r) dr \quad (2.2)$$

где  $k_{scat}$ ,  $k_{abs}$  – коэффициенты рассеяния и поглощения соответственно;  $Q_{ext}$  – фактор эффективности ослабления;  $r$  – радиус частицы;  $\lambda$  – длина волны;  $m$  – комплексный показатель преломления;  $n(r)$  – функция распределения частиц по размеру.

Параметр  $Q_{ext}$  является безразмерной величиной, определяет ослабление электромагнитного излучения за счет поглощения и рассеяния и равен отношению эффективного поперечного сечения ослабления  $\delta_{ext}$  частицы к её геометрическому сечению:

$$Q_{ext} = Q_{abs} + Q_{sca} = \frac{\delta_{ext}}{\pi r^2} \quad (2.3)$$

где  $Q_{sca}$ ,  $Q_{abs}$  – факторы эффективности рассеяния и поглощения соответственно.

Если комплексный показатель преломления аэрозоля содержит только действительную часть, то ослабление электромагнитного излучения будет определяться только за счет рассеяния. В тоже время поглощение сильно будет

зависеть от мнимой части показателя преломления. Если  $Q_{sca}$  существенно превышает  $Q_{abs}$ , то вероятность рассеяния будет больше частицей с меньшими размерами.

На Рисунке 2.3 представлены зависимости  $Q_{sca}$  и  $Q_{abs}$  от размера частиц компонентов вулканического облака в коротковолновой области спектра на длине волны 0.55 мкм и ИК области на длине волны 11 мкм соответственно. Чтобы понять, преобладает ли в ослаблении поглощение или рассеяние, рассмотрим дополнительно представленное на Рисунке 2.2 зависимость  $\omega$  от длины волны.

Типичные радиусы частиц для капель (5-30 мкм), кристаллов (20-100 мкм) и  $H_2SO_4$  (0.1-1 мкм) демонстрируют ослабление электромагнитного излучения на длине волны 0.55 мкм преимущественно за счет рассеяния. Это подтверждает значение  $\omega$ , равное единице для этих компонентов вулканического облака, и мнимая часть показателя преломления, близкая к нулю (Таблица 2.1). Для андезита и базальта доля отношения рассеяния к поглощению на длине волны 11 мкм увеличивается с увеличением размера частиц от 1 мкм. Это подчеркивает тот факт, что по мере развития вулканических облаков и изменения размеров частиц величина значения рассеяния и поглощения будет изменяться.

Стоит иметь в виду, что информация о  $Q_{ext}$  и  $\omega$  не дает полной картины о том, как электромагнитное излучение будет ослабляться в атмосфере частицами аэрозоля. Для этого необходимо знать еще один немаловажный параметр – коэффициент асимметрии индикатрисы рассеяния  $g$ . Параметр  $g$  связан с фазовой функцией  $P(\mu)$ , описывает направление рассеянных фотонов и равен среднему косинусу угла рассеяния  $\mu$ . Фазовая функция  $P(\mu)$  описывает зависящее от  $\mu$  рассеяние излучения, падающего на аэрозольную частицу.

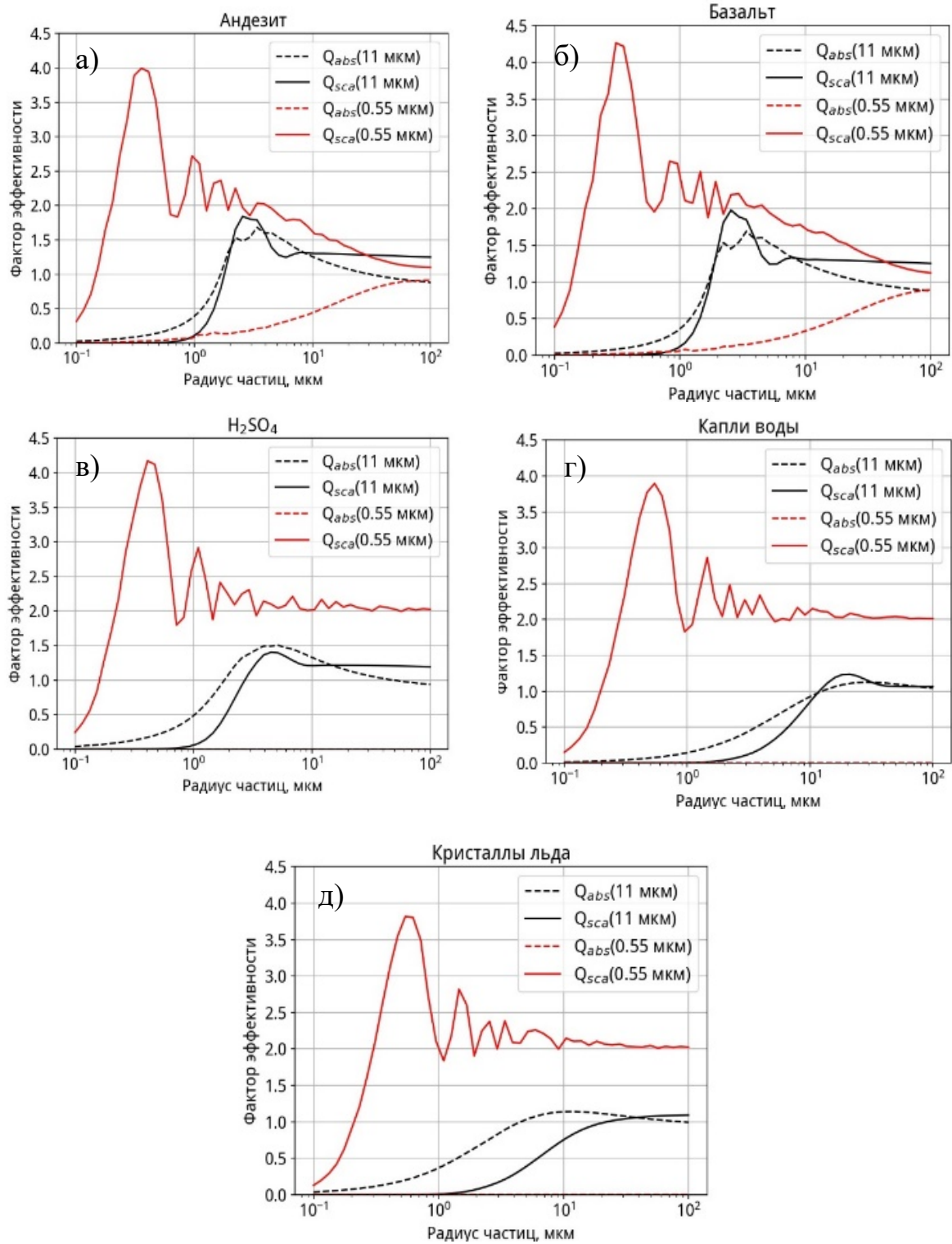


Рисунок 2.3. Факторы эффективности рассеяния и поглощения аэрозольных компонентов вулканического облака: а) Андезит; б) Базальт; в)  $H_2SO_4$ ; г) Капли воды; д) Кристаллы льда.

Предполагая, что частицы аэрозоля сферические, параметры  $Q_{ext}$ ,  $\omega$  и  $g$  могут быть вычислены с использованием расчетов Ми и соответствующего комплексного показателя преломления. Подробно о расчетах написано в работах [Шифрин, 1951; Van de Hulst, 1981; Дейрменджан, 1971].

### 2.3. Многокомпонентные смеси аэрозольных частиц

Как было отмечено ранее, вулканические облака – это смесь различных компонентов аэрозоля (частицы пепла, капли  $H_2SO_4$ , облачность и др.), которые необходимо рассматривать как систему аэрозолей, находящуюся в некотором состоянии смешивания. Состояния смешивания могут быть как внешними, так и внутренними [Klingmuller et al., 2014].

При внешнем смешивании каждая аэрозольная частица представляет собой один компонент. В этом случае объемный коэффициент ослабления смеси  $k_{ext,mix}$  представляет собой сумму коэффициентов ослабления каждого компонента. Аналогичный подход применяется и к альбедо однократного рассеяния  $\omega_{mix}$  и коэффициенту асимметрии индикатрисы рассеяния  $g_{mix}$  смеси. Поток излучения, рассеянный под углом  $\mu$  определенной компонентой смеси  $i$ , пропорционален  $P_i(\mu)k_{scat,i}$ . Тогда поток, рассеянный всеми компонентами смеси, будет пропорционален  $P(\mu)k_{scat}$ . Подводя итоги вышесказанного, выражения  $k_{ext,mix}$ ,  $\omega_{mix}$ ,  $g_{mix}$  для смеси аэрозоля можно представить в следующем виде:

$$\begin{aligned}
 k_{ext,mix} &= \sum_i k_{ext,i} \\
 \omega_{mix} &= \frac{k_{scat}}{k_{ext}} = \frac{\sum_i k_{scat,i}}{\sum_i k_{ext,i}} = \frac{\sum_i k_{ext,i} \omega_i}{\sum_i k_{ext,i}} \\
 g_{mix} &= \frac{1}{2} \int_{-1}^1 \mu \cdot \frac{P_i(\mu)k_{scat,i}}{k_{scat}} d\mu = \frac{\sum_i k_{ext,i} \omega_i g_i}{\sum_i k_{ext,i} \omega_i}
 \end{aligned} \tag{2.4}$$

Внутреннее смешивание предполагает, что отдельные частицы аэрозольной смеси состоят не из одного компонента, а из нескольких. Такой вариант внутреннего смешивания основан на предположении, что различные компоненты

внутри частицы хорошо смешиваются и образуют однородную структуру. В этом случае внутреннее смешивание сводится к вычислению комплексного показателя преломления смеси. В рамках настоящей работы внутреннее смешивание не рассматривалось, так как вулканический пепел не растворяется как в воде, так и в водном растворе  $H_2SO_4$ .

#### 2.4. Распределение частиц по размерам

Рассмотренные в предыдущих разделах оптические свойства отдельной частицы обеспечивают ключевое понимание того, как вулканические частицы взаимодействуют с излучением, однако в действительности вулканические облака состоят из определенного распределения частиц по размерам. Для того чтобы более реалистично представлять вулканическое облако в модели переноса излучения, задается функция распределения частиц по размеру  $n(r)$ , которая связана с общей концентрацией  $N$  частиц и плотностью распределения  $f(r)$  следующей зависимостью:

$$n(r) = N \cdot f(r) \quad (2.5)$$

Выбор плотности распределения для компонентов вулканического облака является отдельной темой для исследования. На практике рассматривают логнормальное и гамма распределение [Wen et al., 1994; Pavolonis et al., 2013]. В целом, использование логнормального распределения осуществляется для зарождающихся вулканических облаков, в то время как гамма распределение лучше подходит для уже существующих какое-то время слоев стратосферного вулканического пепла [Prata, 2016]. В рамках настоящей работы будут рассматриваться случаи вулканического пепла с логнормальным распределением частиц, которое имеет следующий вид:

$$f_{\log}(r) = \frac{e^{-\frac{1}{2} \left( \frac{\ln r - \ln r_0}{\ln \sigma} \right)^2}}{r \ln \sigma \cdot \sqrt{2\pi}} \quad (2.6)$$

где  $\sigma$  – среднеквадратичное отклонение (для вулканического пепла  $\sigma=2.1$  [Wen et al., 1994; Yu et al., 2002; Clarisse et al., 2016], для  $H_2SO_4$   $\sigma=1.8$  [Liu et al., 2002];  $r_0$  – средний радиус частиц.

Исторически сложилось, что логнормальное распределение частиц по размерам со стандартным отклонением  $\sigma=2.1$  часто используется для характеристики распределения вулканического пепла.

Капли воды и кристаллы льда подчиняются гамма распределению вида:

$$f_{gam}(r) = C \cdot r^\alpha \cdot e^{-\left(\frac{\alpha+3}{r_e}\right) \cdot r} \quad (2.7)$$

где  $C$  – нормализованная константа [Emde et al., 2010];  $\alpha$  – параметр распределения (для капель воды  $\alpha=7$ , для кристаллов льда  $\alpha=1$  [Mayer et al., 2017]).

Так как частицы аэрозоля в заданном объеме вулканического облака распределены по определенному закону, то для определения размера частиц вводят понятие эффективного радиуса. Эффективный радиус позволяет описать размеры частиц аэрозоля различной формы, например, путем сопоставления площади этих частиц с площадью частицы сферической формы с известным радиусом, который и будет называться «эффективным».

Для вулканического пепла с логнормальным распределением частиц по размеру  $r_e$  определяется как [Pavolonis et al., 2013; Clarisse et al., 2016]:

$$r_e = \frac{\int_0^{\infty} r^3 \cdot n(r) dr}{\int_0^{\infty} r^2 \cdot n(r) dr} = r_0 \cdot e^{2.5 \cdot \ln^2 \sigma} \quad (2.8)$$

## 2.5. Оптические модели вулканических облаков

Как было сказано ранее, одним из основных факторов, влияющих на точность определения параметров пепла, является выбор оптической модели вулканических облаков. Работы [Wen et al., 1994; Prata et al., 2001,2012] показывают, что такой выбор сводится к двум оптическим моделям пепла на



основе андезита или базальта, являющимися основными вулканическими породами. Однако представленные в работе [Гирина и др., 2018] данные о вулканах Камчатки свидетельствуют о том, что вулканический пепел имеет относительно однородный состав – от андезибазальтов до андезитов и дацитов. Такие вулканические породы различаются между собой как плотностью, так и спектральными характеристиками. Другой вопрос заключается в том, что вулканический пепел может смешиваться с облачностью, тогда его оптические свойства кардинально меняются [Kylling et al., 2014]. Также при вулканических выбросах, помимо самого пепла, происходит эмиссия большого количества диоксида серы ( $\text{SO}_2$ ) и водяного пара [Гирина и др., 2018; Clarisse et al., 2016], которые, взаимодействуя друг с другом, образуют капли  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . При этом смесь капель  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и частиц вулканического пепла будет иметь уже совершенно другие оптические свойства.

В рамках данного раздела настоящей работы рассмотрим построение оптических моделей вулканических облаков для определения массовых, оптических и микрофизических характеристик пепла по данным ДЗЗ, учитывая широкий спектр различных вариаций вулканических пород и их сочетаний с каплями воды, кристаллами льда и каплями водного раствора  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . Продемонстрируем отличия оптических параметров построенных моделей, а также влияние выбора модели на результат получения массовых и микрофизических характеристик вулканического пепла.

Прежде чем приступить к построению моделей оптических параметров вулканических облаков, установим связь между массовой концентрацией частиц  $W_{\text{aer}}$  и  $k_{\text{ext}}$ . Предполагая, что частицы аэрозоля имеют сферическую форму, их концентрация в облаке вулканического пепла будет определяться следующим выражением [Pilat et al., 1971]:

$$W_{\text{aer}} = \frac{4}{3} \cdot \pi \cdot \rho \cdot \int_{r_1}^{r_2} r^3 n(r) dr \quad (2.9)$$

Существует прямая зависимость между концентрацией частиц  $W_{\text{aer}}$  и массовым содержанием  $M_{\text{aer}}$  аэрозоля, которая выражается через толщину

аэрозольного слоя  $L$ , а  $L$ , в свою очередь, через  $k_{ext}$  и  $\tau_{aer}$ . Тогда формула для определения  $M_{aer}$  имеет следующий вид [Филей, 2020]:

$$M_{aer} = W_{aer} L = W_{aer} \frac{\tau_{aer}}{k_{ext}} \quad (2.10)$$

Согласно работе [Ensor et al., 1971] существует связь между  $W_{aer}$  и  $k_{ext}$ , которая выражается через массовый коэффициент ослабления  $m_{ext}$ :

$$m_{ext} = \frac{k_{ext}}{W_{aer}} = \frac{\pi \cdot \int_{r_1}^{r_2} Q_{ext} r^2 n(r) dr}{\frac{4}{3} \cdot \pi \cdot \rho \cdot \int_{r_1}^{r_2} r^3 n(r) dr} = \frac{1}{\rho} \left[ \frac{\int_{r_1}^{r_2} Q_{ext} r^2 n(r) dr}{\frac{4}{3} \cdot \int_{r_1}^{r_2} r^3 n(r) dr} \right], \text{ м}^2 / \text{г} \quad (2.11)$$

Как только все параметры определены, строятся оптические модели. При построении моделей для аэрозольных компонентов вулканического облака используются входные параметры, представленные в Таблице 2.2.

Таблица 2.2. Входные параметры для аэрозольных компонентов при расчетах

Ми

| Аэрозоль                       | $\rho$ , г/см <sup>3</sup> | $r_e$ , мкм         | $f(r)$                      |
|--------------------------------|----------------------------|---------------------|-----------------------------|
| Андезит                        | 2.6                        | 0.5,1,2,3,5,7,9,11  | $f_{log}(r)$ , $\sigma=2.1$ |
| Базальт                        | 2.9                        | 0.5,1,2,3,5,7,9,11  | $f_{log}(r)$ , $\sigma=2.1$ |
| H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> | 1.84                       | 0.2,0.4,0.6,0.8,1.0 | $f_{log}(r)$ , $\sigma=1.8$ |
| Капли воды                     | 1.0                        | 5,10,15,20          | $f_{gam}(r)$ , $\alpha=7$   |
| Кристаллы<br>льда              | 0.917                      | 20,30,50,70,90      | $f_{gam}(r)$ , $\alpha=1$   |

Каждая модель представляет собой таблицу зависимостей параметров  $m_{ext}$ ,  $\omega$  и  $g$  от  $\lambda$  для различных  $r_e$ .

В приложении представлено свидетельство о государственной регистрации программы «PLANETA MIXING AEROSOL FRACTIONS» для расчета

зависимостей параметров  $m_{\text{ext}}$ ,  $\omega$  и  $g$  от  $\lambda$  при различных  $r_e$  компонентов вулканического облака.

В Таблице 2.3 представлен пример рассчитанных оптических параметров аэрозольных компонентов для спектрального диапазона длин волн 0.3-13 мкм. Оптические параметры используются для моделирования интенсивности излучения на верхней границе атмосферы в каналах спутникового прибора. Чтобы учесть как можно большее число вариаций вулканических пород и их сочетаний с каплями  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , каплями воды и кристаллами льда, строится большое количество таблиц оптических параметров как чистого вулканического пепла, так и смесей. Смешивание частиц осуществляется по объему в  $1 \text{ м}^3$ . Рассмотрим смешивание двух компонентов аэрозоля – капель  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и частиц пепла андезитового состава в пропорции 0.3:0.7. Тогда выражение (2.4) для смеси будет иметь следующий вид:

$$\begin{aligned}
 m_{\text{scat,mix}} &= V_1 \frac{k_{1,\text{scat}}}{W_1} + V_2 \frac{k_{2,\text{scat}}}{W_2} \\
 m_{\text{ext,mix}} &= V_1 \frac{k_{1,\text{ext}}}{W_1} + V_2 \frac{k_{2,\text{ext}}}{W_2} \\
 \omega_{\text{mix}} &= \left( V_1 \frac{k_{1,\text{ext}} \cdot \omega_1}{W_1} + V_2 \frac{k_{2,\text{ext}} \cdot \omega_2}{W_2} \right) \cdot \frac{1}{m_{\text{ext,mix}}} \\
 g_{\text{mix}} &= \left( V_1 \frac{k_{1,\text{ext}} \cdot \omega_1 \cdot g_1}{W_1} + V_2 \frac{k_{2,\text{ext}} \cdot \omega_2 \cdot g_2}{W_2} \right) \cdot \frac{1}{m_{\text{scat,mix}}}
 \end{aligned} \tag{2.12}$$

Где  $m_{\text{ext,mix}}$  – параметр, связывающий ослабление излучения аэрозольной смесью;  $m_{\text{scat,mix}}$  – параметр, связывающий ослабление излучения за счет рассеяния аэрозольной смесью;  $V_1$ ,  $V_2$  – объёмы соответствующих аэрозольных компонентов в  $1 \text{ м}^3$ .

Оптические параметры аэрозольной смеси  $\text{H}_2\text{SO}_4$  ( $r_e = 0.6 \text{ мкм}$ ) и андезита ( $r_e = 2 \text{ мкм}$ ) в пропорции 3:7 представлены в Таблице 2.4.

Таблица 2.3. Оптические параметры аэрозольных компонентов

| $\lambda$ ,<br>мкм | Андезит<br>$r_c = 2$ мкм |          |      | Базальт<br>$r_c = 2$ мкм |          |      | H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub><br>$r_c = 0.6$ мкм |          |      | Капли воды<br>$r_c = 10$ мкм |          |      | Крист. льда<br>$r_c = 30$ мкм |          |      |
|--------------------|--------------------------|----------|------|--------------------------|----------|------|---|----------|------|------------------------------|----------|------|-------------------------------|----------|------|
|                    | $m_{ext}$                | $\omega$ | $g$  | $m_{ext}$                | $\omega$ | $g$  | $m_{ext}$   | $\omega$ | $g$  | $m_{ext}$                    | $\omega$ | $g$  | $m_{ext}$                     | $\omega$ | $g$  |
| 0.3                | 0.33                     | 0.94     | 0.79 | 0.29                     | 0.93     | 0.78 | 1.74  | 1.0      | 0.71 | 0.15                         | 1.0      | 0.86 | 0.06                          | 1.0      | 0.88 |
| 0.4                | 0.34                     | 0.94     | 0.78 | 0.30                     | 0.95     | 0.76 | 1.87  | 1.0      | 0.72 | 0.15                         | 1.0      | 0.86 | 0.06                          | 1.0      | 0.88 |
| 0.5                | 0.35                     | 0.94     | 0.76 | 0.31                     | 0.96     | 0.74 | 1.94  | 1.0      | 0.73 | 0.16                         | 1.0      | 0.86 | 0.06                          | 1.0      | 0.88 |
| 0.6                | 0.35                     | 0.95     | 0.75 | 0.32                     | 0.96     | 0.73 | 1.95  | 1.0      | 0.74 | 0.16                         | 1.0      | 0.86 | 0.06                          | 1.0      | 0.88 |
| 0.7                | 0.36                     | 0.95     | 0.74 | 0.32                     | 0.96     | 0.72 | 1.92  | 1.0      | 0.74 | 0.16                         | 1.0      | 0.86 | 0.06                          | 1.0      | 0.88 |
| 0.8                | 0.37                     | 0.95     | 0.74 | 0.33                     | 0.96     | 0.72 | 1.85  | 1.0      | 0.74 | 0.16                         | 1.0      | 0.86 | 0.06                          | 1.0      | 0.88 |
| 0.9                | 0.38                     | 0.95     | 0.73 | 0.34                     | 0.97     | 0.71 | 1.75  | 1.0      | 0.74 | 0.16                         | 1.0      | 0.86 | 0.06                          | 1.0      | 0.88 |
| 1.0                | 0.38                     | 0.95     | 0.73 | 0.34                     | 0.96     | 0.71 | 1.64  | 1.0      | 0.74 | 0.16                         | 1.0      | 0.86 | 0.06                          | 1.0      | 0.88 |
| 1.1                | 0.39                     | 0.95     | 0.73 | 0.35                     | 0.97     | 0.7  | 1.53  | 1.0      | 0.74 | 0.16                         | 1.0      | 0.85 | 0.06                          | 1.0      | 0.88 |
| 1.2                | 0.39                     | 0.95     | 0.73 | 0.35                     | 0.97     | 0.7  | 1.41  | 1.0      | 0.74 | 0.16                         | 1.0      | 0.85 | 0.06                          | 1.0      | 0.88 |
| 1.3                | 0.40                     | 0.95     | 0.72 | 0.35                     | 0.97     | 0.7  | 1.29  | 1.0      | 0.74 | 0.16                         | 1.0      | 0.85 | 0.06                          | 1.0      | 0.88 |
| 1.4                | 0.40                     | 0.96     | 0.72 | 0.36                     | 0.97     | 0.7  | 1.17  | 1.0      | 0.73 | 0.16                         | 0.99     | 0.85 | 0.06                          | 1.0      | 0.88 |
| 1.5                | 0.40                     | 0.96     | 0.72 | 0.36                     | 0.97     | 0.7  | 1.07  | 1.0      | 0.73 | 0.16                         | 0.98     | 0.85 | 0.06                          | 0.9      | 0.89 |
| 1.6                | 0.40                     | 0.96     | 0.72 | 0.36                     | 0.97     | 0.7  | 0.97  | 1.0      | 0.72 | 0.16                         | 0.99     | 0.85 | 0.06                          | 0.95     | 0.89 |
| 1.7                | 0.40                     | 0.96     | 0.72 | 0.36                     | 0.97     | 0.69 | 0.88  | 1.0      | 0.72 | 0.17                         | 0.99     | 0.85 | 0.06                          | 0.97     | 0.88 |
| 1.8                | 0.40                     | 0.96     | 0.72 | 0.36                     | 0.97     | 0.69 | 0.81  | 1.0      | 0.71 | 0.17                         | 0.99     | 0.85 | 0.06                          | 0.98     | 0.88 |
| 1.9                | 0.39                     | 0.96     | 0.73 | 0.36                     | 0.97     | 0.69 | 0.73  | 0.99     | 0.71 | 0.17                         | 0.94     | 0.86 | 0.06                          | 0.94     | 0.89 |
| 2.0                | 0.39                     | 0.96     | 0.73 | 0.36                     | 0.97     | 0.69 | 0.66  | 0.99     | 0.7  | 0.17                         | 0.94     | 0.85 | 0.06                          | 0.81     | 0.91 |
| 2.5                | 0.37                     | 0.96     | 0.72 | 0.34                     | 0.97     | 0.7  | 0.37  | 0.96     | 0.67 | 0.17                         | 0.92     | 0.85 | 0.06                          | 0.91     | 0.9  |
| 3.0                | 0.34                     | 0.96     | 0.72 | 0.32                     | 0.97     | 0.71 | 0.36  | 0.4      | 0.62 | 0.17                         | 0.51     | 0.95 | 0.06                          | 0.55     | 0.94 |
| 3.5                | 0.31                     | 0.96     | 0.72 | 0.29                     | 0.97     | 0.71 | 0.44  | 0.34     | 0.56 | 0.17                         | 0.77     | 0.84 | 0.06                          | 0.57     | 0.93 |
| 4.0                | 0.27                     | 0.96     | 0.73 | 0.27                     | 0.97     | 0.7  | 0.34  | 0.38     | 0.52 | 0.18                         | 0.88     | 0.8  | 0.06                          | 0.65     | 0.91 |
| 5.0                | 0.20                     | 0.94     | 0.73 | 0.20                     | 0.96     | 0.72 | 0.23  | 0.29     | 0.45 | 0.18                         | 0.8      | 0.83 | 0.06                          | 0.64     | 0.91 |
| 6.0                | 0.14                     | 0.91     | 0.74 | 0.14                     | 0.91     | 0.74 | 0.26  | 0.21     | 0.38 | 0.18                         | 0.53     | 0.94 | 0.06                          | 0.51     | 0.96 |
| 7.0                | 0.08                     | 0.73     | 0.76 | 0.08                     | 0.7      | 0.76 | 0.15  | 0.11     | 0.32 | 0.21                         | 0.74     | 0.88 | 0.06                          | 0.52     | 0.95 |
| 8.0                | 0.05                     | 0.13     | 0.74 | 0.06                     | 0.12     | 0.72 | 0.42  | 0.06     | 0.22 | 0.22                         | 0.76     | 0.9  | 0.06                          | 0.54     | 0.94 |
| 9.0                | 0.28                     | 0.3      | 0.48 | 0.25                     | 0.28     | 0.49 | 0.37  | 0.13     | 0.22 | 0.20                         | 0.74     | 0.91 | 0.06                          | 0.56     | 0.93 |
| 10.0               | 0.30                     | 0.33     | 0.44 | 0.28                     | 0.34     | 0.42 | 0.23  | 0.2      | 0.24 | 0.16                         | 0.67     | 0.92 | 0.06                          | 0.57     | 0.95 |
| 11.0               | 0.24                     | 0.47     | 0.49 | 0.22                     | 0.48     | 0.48 | 0.21  | 0.11     | 0.19 | 0.12                         | 0.43     | 0.93 | 0.06                          | 0.48     | 0.96 |
| 12.0               | 0.16                     | 0.64     | 0.53 | 0.16                     | 0.63     | 0.52 | 0.09  | 0.22     | 0.21 | 0.12                         | 0.36     | 0.91 | 0.06                          | 0.5      | 0.93 |
| 13.0               | 0.11                     | 0.65     | 0.55 | 0.11                     | 0.66     | 0.54 | 0.07  | 0.16     | 0.17 | 0.15                         | 0.39     | 0.89 | 0.06                          | 0.51     | 0.91 |

Таблица 2.4. Оптические параметры смеси капель  $H_2SO_4$  и частиц пепла андезитового состава в пропорции 3:7

| $\lambda$ ,<br>мкм | $H_2SO_4$ /андезит<br>(0.3:0.7) |          |       |
|--------------------|---------------------------------|----------|-------|
|                    | $m_{ext}$                       | $\omega$ | $g$   |
| 0.3                | 0.76                            | 0.981    | 0.731 |
| 0.4                | 0.80                            | 0.982    | 0.738 |
| 0.5                | 0.83                            | 0.983    | 0.74  |
| 0.6                | 0.84                            | 0.984    | 0.741 |
| 0.7                | 0.83                            | 0.984    | 0.741 |
| 0.8                | 0.82                            | 0.984    | 0.741 |
| 0.9                | 0.79                            | 0.984    | 0.739 |
| 1.0                | 0.77                            | 0.983    | 0.738 |
| 1.1                | 0.73                            | 0.982    | 0.736 |
| 1.2                | 0.70                            | 0.982    | 0.733 |
| 1.3                | 0.67                            | 0.981    | 0.731 |
| 1.4                | 0.64                            | 0.981    | 0.728 |
| 1.5                | 0.60                            | 0.979    | 0.725 |
| 1.6                | 0.57                            | 0.978    | 0.723 |
| 1.7                | 0.55                            | 0.977    | 0.72  |
| 1.8                | 0.52                            | 0.976    | 0.718 |
| 1.9                | 0.49                            | 0.975    | 0.717 |
| 2.0                | 0.47                            | 0.973    | 0.715 |
| 2.5                | 0.37                            | 0.963    | 0.708 |
| 3.0                | 0.35                            | 0.784    | 0.707 |
| 3.5                | 0.35                            | 0.725    | 0.694 |
| 4.0                | 0.29                            | 0.756    | 0.694 |
| 5.0                | 0.21                            | 0.734    | 0.699 |
| 6.0                | 0.18                            | 0.609    | 0.69  |
| 7.0                | 0.10                            | 0.463    | 0.716 |
| 8.0                | 0.17                            | 0.079    | 0.419 |
| 9.0                | 0.31                            | 0.234    | 0.426 |
| 10.0               | 0.28                            | 0.298    | 0.409 |
| 11.0               | 0.24                            | 0.37     | 0.464 |
| 12.0               | 0.14                            | 0.553    | 0.506 |
| 13.0               | 0.10                            | 0.549    | 0.528 |

В Таблице 2.5 представлено  $M_{\text{aer}}$  андезита ( $r_e = 2$  мкм) и смеси  $\text{H}_2\text{SO}_4$ /андезит при условии, что  $\tau_{\text{aer}}$  на эффективной длине волны 550 нм равна 1.

Таблица 2.5. Массовое содержание андезита ( $r_e = 2$  мкм) и смеси  $\text{H}_2\text{SO}_4$ /андезит при  $\tau_{\text{aer}}=1$

| Аэрозоль                         | $M$ , г/м <sup>2</sup>  |
|----------------------------------|---|
| Андезит (100%)                   | 2.82  |
| $\text{H}_2\text{SO}_4$ /андезит | Смесь – 2.107<br>$\text{H}_2\text{SO}_4$ (30%) – 0.154<br>Андезит (70%) – 1.953 |

Из Таблицы 2.5 видно, что выбор модели оптических параметров компонентов вулканического облака напрямую влияет на расчет  $M_{\text{aer}}$  в этом облаке. Таким образом, информация об аэрозольном составе вулканического облака является одним из главных факторов, влияющих на точность восстановления массовых характеристик вулканического пепла.

## 2.6. Моделирование излучения в облаках вулканического пепла

Для моделирования излучения в рамках настоящей работы использовалась быстрая радиационная модель на основе программного кода DISORT (Discrete Ordinates Radiative Transfer) [Buras et al., 2011], входящего в состав библиотеки libRadtran [Mayer et al., 2017]. Этот программный код был основан на методе дискретных ординат для решения уравнения переноса излучения в плоскопараллельной атмосфере [Stamnes et al., 1988]. Метод дискретных ординат был первоначально описан Чандрасекаром в 1960 [Chandrasekhar, 1960] и был выбран, как обеспечивающий точную обработку радиационных потоков излучения в коротковолновой и ИК областях спектра. Сама библиотека libRadtran находится в свободном доступе и позволяет рассчитывать спектральные и

угловые характеристики электромагнитного излучения с учетом основных оптических свойств атмосферы и подстилающей поверхности.

Обобщённая форма распространения излучения в плоскопараллельной атмосфере представлена на Рисунке 2.4.

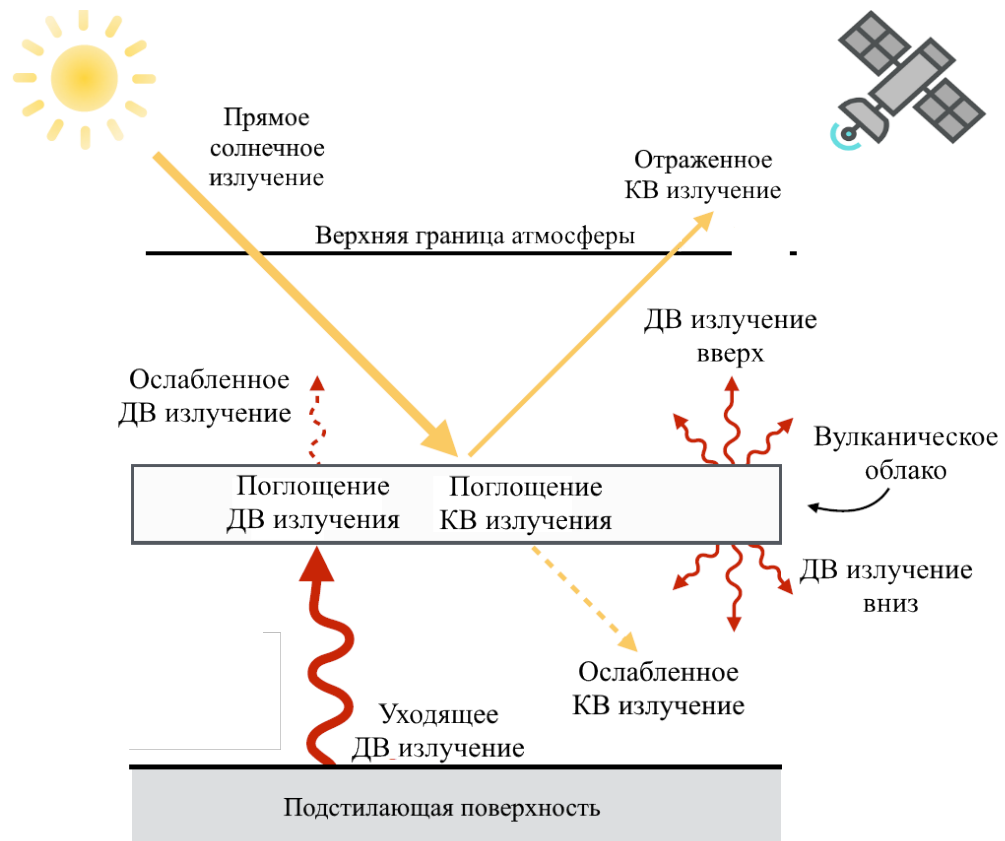


Рисунок 2.4. Перенос излучения в плоскопараллельной атмосфере.

Так как моделирование излучения является неотъемлемой частью методики по восстановлению параметров вулканического пепла, то подробнее остановимся на процессе моделирования, в частности на библиотеке libRadtran.

При моделировании излучения используются определенные модели атмосферы. В libRadtran представлен набор из шести стандартных атмосфер: лето/зима средних широт, лето/зима субарктических широт, тропическая, стандартная США. Каждая модель содержит информацию о профилях давления, температуры, концентрации озона, кислорода, водяного пара, диоксида углерода и диоксида азота. Для учета атмосферных эффектов используется молекулярное и аэрозольное рассеяние и поглощение. Так как молекулы атмосферных газов

стабильны в атмосфере, то молекулярные эффекты можно описать с помощью стандартных моделей. Аэрозольные эффекты описываются с помощью параметров  $\beta_{ext}$ ,  $\omega$  и  $g$ , представленных в таблице 2.3 предыдущего раздела. Необходимо определить спектральный диапазон и спектральное разрешение, для которых будут производиться вычисления. Для каналов каждого спутникового прибора существует своя функция спектральной чувствительности (ФСЧ), которая определяет эффективность обнаружения электромагнитного сигнала в зависимости от частоты или длины волны. Каждая ФСЧ описывает спектральный диапазон, который характеризуется молекулярным поглощением электромагнитного излучения МГС атмосферы. Для учета молекулярного поглощения используется параметризация «mol\_abs\_param gertran», которая позволяет производить быстрые и точные вычисления радиационного излучения [Emde et al., 2016]. При моделировании также необходимо указать геометрию наблюдения и параметры подстилающей поверхности.

После определения всех параметров моделирования осуществляется расчет коэффициента спектральной яркости ( $R_{VIS}$ ) в коротковолновой и яркостной температуры ( $B_{IR}$ ) в ИК областях спектра на верхней границе атмосферы.

Отражение солнечного излучения в системе «подстилающая поверхность – атмосфера» зависит от оптических свойств самой атмосферы, наличия в ней вулканического облака и от отражающих свойств подстилающей поверхности. Если предположить, что под элементарным слоем вулканического облака расположена подстилающая поверхность с альбедо  $A_g$ , а атмосфера плоскопараллельная и вертикально однородная, то расчет  $R_{VIS}$  можно представить в следующем виде:

$$R_{VIS}(\theta_0, \theta, \Delta\phi, \tau_{aer}, r_e) = R_c + \frac{A_g \cdot t_c(\theta_0) \cdot t_c(\theta)}{1 - A_g \cdot A_{sph}} \quad (2.13)$$

где  $\theta_0$  – зенитный угол Солнца;  $\theta$  – зенитный угол спутника;  $\Delta\phi$  – относительный азимутальный угол;  $t_c$  – коэффициент пропускания солнечного



излучения;  $A_{\text{sph}}$  – сферическое альbedo;  $R_c$  – коэффициент спектральной яркости (КСЯ) вулканического облака.

Первое слагаемое в выражении (2.13) определяет оптические свойства облачности, второе – оптические свойства подстилающей поверхности. Функция  $t_c(\theta_0, \tau_{\text{aer}}, r_e)$  во втором слагаемом представляет собой полное (прямое + диффузное) пропускание атмосферы в направлении Солнце – подстилающая поверхность, а  $t_c(\theta, \tau_{\text{aer}}, r_e)$  – пропускание атмосферы в направлении подстилающая поверхность – спутниковый прибор. Функция  $A_{\text{sph}}(\tau_{\text{aer}}, r_e)$  – сферическое альbedo облачности, которое представляет собой суммарное отражение по всем зенитным и азимутальным углам Солнца и наблюдения. Коэффициент  $R_c$  определяет отраженное коротковолновое излучение и зависит от геометрии наблюдения,  $\tau_{\text{aer}}$  и  $r_e$ , и может быть выражен как:

$$R_c(\theta_0, \theta, \Delta\phi, \tau_{\text{aer}}, r_e, \lambda) = \frac{\pi \cdot I_c}{F_0 \cdot \cos(\theta_0)} \quad (2.14)$$

где  $I_c$  – интенсивность излучения на верхней границе вулканического облака, Вт/(м<sup>2</sup>·ср);  $F_0$  – эффективный интегральный поток солнечного излучения в спектральном канале, Вт/м<sup>2</sup>.

Выражение (2.13) справедливо, если атмосфера прозрачна, т.е. не имеет других аэрозолей (кроме вулканического облака) и МГС, влияющих на прохождение солнечного света. В реальных условиях атмосфера всегда неоднородна и содержит определенное количество аэрозолей и МГС, которые влияют на прохождение солнечного излучения в слоях атмосферы. При условии, что  $\tau_{\text{aer}}$  намного больше оптической толщины атмосферного аэрозоля, далее будет рассмотрено только влияние МГС.

Молекулы газа в атмосфере могут поглощать излучение на определенных длинах волн. Степень этого поглощения зависит от вида молекул. Так, например, озон сильно поглощает в ультрафиолетовой области спектра; двуокись кислорода имеет очень узкую полосу поглощения около длины волны 760 нм; водяной пар

имеет много интенсивных полос поглощения, распространяющихся по всему спектру; углекислый газ представляет собой сильные полосы поглощения в ИК диапазоне; метан имеет линии поглощения в БИК и ИК области спектра [Филей, 2019].

Суммарный эффект поглощения МГС солнечного излучения напрямую связан с двунаправленным коэффициентом пропускания атмосферы ( $t_{gas}$ ), который определяется следующим выражением:

$$t_{gas}(\lambda) = e^{-AMF \cdot \tau_{gas}} \quad (2.15)$$

где AMF – коэффициент воздушной массы;  $\tau_{gas}$  – суммарная оптическая толщина МГС.

Параметр AMF определяет прямую оптическую длину пути, которую нужно пройти солнечному излучению от верхней границы атмосферы до облачности, отразиться и достичь спутникового прибора [Филей, 2019]. Таким образом AMF зависит от  $\theta_0$  и  $\theta$  и определяется следующим выражением:

$$AMF = \frac{1}{\cos(\theta_0)} + \frac{1}{\cos(\theta)} \quad (2.16)$$

Суммарная оптическая толщина  $\tau_{gas}$  есть сумма оптических толщин каждого газа в атмосфере, влияющих на поглощение солнечного света. Значение  $\tau_{gas}$  рассчитывается для каждого спектрального канала спутникового прибора. Таким образом, выражение (2.13) с учетом влияния МГС на прохождение солнечного света в атмосфере будет иметь вид:

$$R_{VIS}(\theta_0, \theta, \Delta\phi, \tau_{aer}, r_e) = t_{gas} \left[ R_c + \frac{A_g \cdot t_c(\theta_0) \cdot t_c(\theta)}{1 - A_g \cdot A_{sph}} \right] \quad (2.17)$$

В ИК области спектра рассеяние частицами облачности становится пренебреженно малым по сравнению с собственным излучением вулканического облака. Поверхность облаков излучает как абсолютно черное тело. Тогда

интенсивность ИК излучения  $R_{IR}$ , регистрируемая спутниковым прибором на верхней границе атмосферы, определяется следующим выражением [Pavolonis, 2010]:

$$R_{IR}(\lambda, \theta, \tau_{aer}, r_e) = (1 - \varepsilon_c)(R_{clr} - R_{ac}) + R_{ac} + \varepsilon_c t_{ac} B(T_{eff}) \quad (2.18)$$

где  $\varepsilon_c$  – коэффициент излучательной способности вулканического облака;  $R_{clr}$  – излучение «чистого» неба;  $R_{ac}$  – излучение атмосферы над вулканическим облаком;  $t_{ac}$  – коэффициент пропускания атмосферы над вулканическим облаком;  $B$  – функция Планка;  $T_{eff}$  – эффективная температура вулканического облака;  $\lambda$  – длина волны.

Основными величинами, определяющими физические свойства вулканических облаков, являются  $T_{eff}$  и  $\varepsilon_c$ . Температуре  $T_{eff}$  в выражении (2.18) соответствует температура абсолютно черного тела, рассчитанная по излучению на верхней границе облака. Коэффициент излучательной способности  $\varepsilon$  напрямую связан с параметрами  $\tau_{aer}$  и  $r_e$  и определяется как:

$$t_c = 1 - \varepsilon_c = e^{\left(\frac{-L \cdot k_{ext}}{\cos(\theta)}\right)} = e^{\left(\frac{-\tau_{aer}}{\cos(\theta)}\right)} \quad (2.19)$$

где  $L$  – геометрическая толщина облака.

Рассчитав интенсивность ИК излучения на верхней границе атмосферы, можно перейти к яркостной температуре с помощью функции Планка:

$$B_{IR}(\lambda, \theta, \tau_{aer}, r_e) = \frac{c_2}{\lambda \ln\left(\frac{c_1}{\lambda^5 R_{IR}} + 1\right)} \quad (2.20)$$

где  $c_1 = 1.191042 \cdot 10^8$  Вт/м<sup>2</sup>·ср·мкм;  $c_2 = 1.4387752 \cdot 10^4$  К.

В рамках настоящей работы рассчитанные значения  $R_{VIS}$  и  $B_{IR}$  использовались для детектирования вулканических облаков и для выбора оптических моделей с целью восстановления параметров вулканического пепла.

## **ГЛАВА 3. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА**

### **3.1. Внешняя радиометрическая калибровка коротковолновых каналов спутникового прибора**

Эффективность получения с помощью КА достоверной информации как о параметрах вулканического пепла, так и о состоянии поверхности Земли и атмосферы в целом зависит от точности измерения интенсивности излучения в каналах спутникового прибора данного КА. Для повышения точности измерения необходимо проводить проверку стабильности характеристик съемочной аппаратуры. Одним из основных способов такой проверки является внешняя абсолютная калибровка аппаратуры. Предварительно калибровка проводится перед запуском КА, однако с течением времени может происходить снижение чувствительности ламп, используемых в качестве внутренних источников калибровки, что, в свою очередь, влияет на точность измерений. Для решения этой проблемы после запуска КА в течение всей работы спутникового прибора проводится полетная калибровка по тестовым объектам специально созданных подспутниковых полигонов или интеркалибровка по данным других спутниковых приборов, измерения которых постоянно корректируются.

Для калибровки по тестовым подспутниковым полигонам необходимо предусмотреть большое количество факторов, которые будут влиять на качество калибровки: атмосферные условия, газовый состав атмосферы, точность наземных измерений КСЯ подстилающей поверхности, которые требуют дорогого оборудования и большого количества времени (Datla et al., 2011). Кроме этого, тестовый полигон должен быть достаточно большим, по крайней мере в несколько раз больше, чем пространственное разрешение прибора, чтобы уменьшить влияние неоднородности подстилающей поверхности соседних пикселей на результирующий сигнал. С учетом вышеперечисленных факторов наиболее простым и популярным способом калибровки спутникового прибора

является использование так называемой интеркалибровки (кросс-калибровка) двух или нескольких приборов одновременно [Филей и др., 2016]. Целью интеркалибровки является нахождение калибровочных коэффициентов, которые нивелируют отклонение измерений в каналах спутникового прибора от эталонных значений.

В настоящее время распространены различные типы калибровок по следующим схемам: LEO – LEO, GEO – GEO, LEO – GEO (LEO – полярно-орбитальный КА, GEO – геостационарный КА). Для проверки стабильности измерений в каналах спутниковых приборов в качестве методов кросс-калибровки применяются пустынные и снежные полигоны или глубокая конвективная облачность (DCC). К сожалению, ни один из вышеперечисленных методов не может применяться одновременно как для полярно-орбитальных, так и для геостационарных КА. Так, пустынные и снежные полигоны хорошо подходят для калибровки полярно-орбитальных КА, области DCC – для геостационарных КА.

Интеркалибровка коротковолновых каналов требует точного согласования между двумя спутниковыми приборами следующих параметров: время, координаты, спектральный диапазон и углы  $\theta_0$ ,  $\theta$ ,  $\Delta\phi$ . Значительные погрешности в любой из перечисленных составляющих могут привести к случайным и систематическим ошибкам, что в последствие приведет к неточностям измерения.

Развитие группировки отечественных гидрометеорологических КА послужило толчком к разработке методик по калибровке коротковолновых каналов спутниковых приборов МСУ-МР и МСУ-ГС, установленных на КА серии Метеор-М и Электро-Л соответственно [Филей и др., 2016; Филей и др., 2017; Filei et al., 2018a,b]. В рамках настоящего исследования представлено две схемы калибровки каналов отечественных спутниковых приборов. Первая схема – это калибровка измерений каналов спутникового прибора МСУ-МР с длинами волн 0.6, 0.8 и 1.6 мкм по методу LEO – LEO с использованием измерений схожего по спектральным характеристикам прибора AVHRR/3 (далее AVHRR) КА серии MetOp», уровень погрешности которого известен и стабилен. Вторая схема – это

калибровка измерений спутникового прибора МСУ-ГС с длинами волн 0.6, 0.8 и 0.9 мкм по методу LEO – GEO с применением областей DCC.

Радиометрическая калибровка коротковолновых каналов МСУ-МР по измерениям спутникового прибора AVHRR осуществляется над однородными участками земной поверхности с постоянными климатическими условиями. В рамках проекта CEOS (The Committee on Earth Observation Satellites) (см. Рисунок 3.1) для интеркалибровки спутниковых оптических съемочных систем существует сеть наземных тестовых полигонов, которые состоят из однородных участков земной поверхности с высокой отражательной способностью для получения высокого отношения сигнал/шум. Отбираются безоблачные участки пустынных тестовых полигонов, когда орбиты двух спутников совпадают, как по времени пролета, так и по углам наблюдения. Отсутствие существенных источников загрязнений делают альbedo песка в указанных районах достаточно стабильным. Кроме того, из-за малых наклонов поверхности влиянием на индикатрису рассеяния песка можно пренебречь.

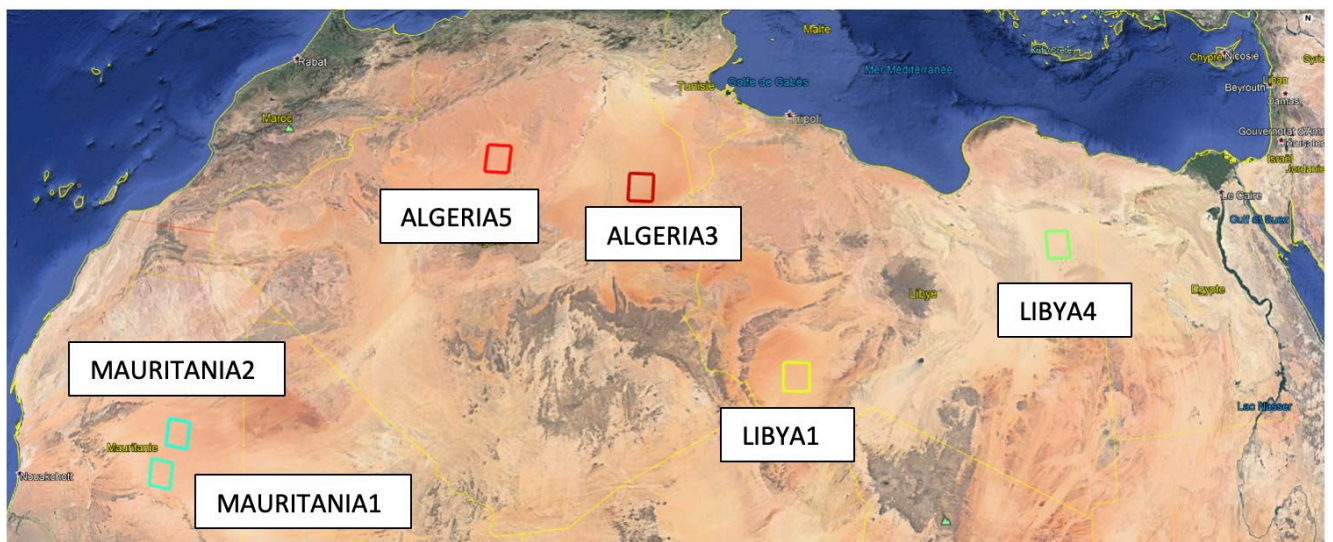


Рисунок 3.1. Географическое положение тестовых полигонов, согласно портала <http://calvalportal.ceos.org>.

Представленные в виде КСЯ измерения с двух спутниковых приборов МСУ-МР и AVHRR сопоставляются между собой с целью нахождения

корректирующих коэффициентов. Так как ФСЧ каналов обоих спутниковых приборов различаются между собой, необходимо компенсировать эти различия, для чего рассчитываются коэффициенты коррекции спектральных функций (spectral band adjustment factors, SBAF). Расчет SBAF осуществлялся путем моделирования с помощью библиотеки libRadtran значений КСЯ на верхней границе атмосферы в каналах обоих спутниковых приборов при различных углах наблюдения и Солнца, а также при различном содержании водяного пара. Учет поглощения (включая континуальное) солнечного излучения водяным паром проводился с использованием параметризации REPTRAN, которая является частью библиотеки libRadtran. Выбор данной параметризации обусловлен тем, что она дает более точные и быстрые результаты моделирования КСЯ на верхней границе атмосферы, чем, например, известная параметризация LOWTRAN [Gasteiger et.al, 2014].

Уравнение для расчёта калибровочных коэффициентов SBAF для коротковолновых каналов имеет следующий вид:

$$A_T = k_N \cdot SBAF_N \cdot A_S \quad (3.1)$$

где  $A_T$  – КСЯ эталонного канала;  $A_S$  – КСЯ калибруемого канала;  $N$  – номер канала;  $k_N$  – калибровочный коэффициент.

Используя выражение (3.1), был рассчитан ход изменчивости калибровочных коэффициентов для коротковолновых каналов прибора МСУ-МР КА Метеор-М №2 за период 2014-2020 гг. Согласно Рисунку 3.2, наблюдается существенное снижение точности калибровки трех коротковолновых каналов прибора МСУ-МР.

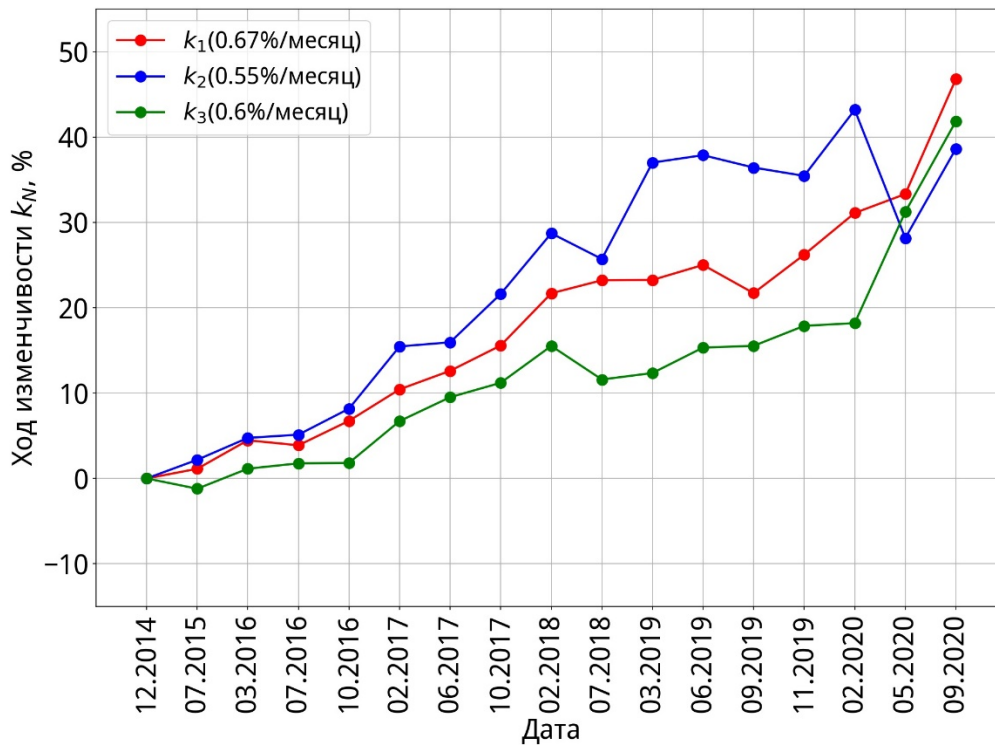


Рисунок 3.2. Ход изменчивости (в процентах) калибровочных коэффициентов каналов прибора МСУ-МР КА Метеор-М №2 с декабря 2014 по сентябрь 2020 гг.

Периодическая проверка стабильности калибровки каналов МСУ-МР позволяет скорректировать измеренные КСЯ для их правильного использования при определении параметров вулканического пепла. На основе представленной выше схемы внешней калибровки коротковолновых каналов прибора МСУ-МР было разработано программное обеспечение «PLANETA CALIBRATION MSU-MR», свидетельство о государственной регистрации которого представлено в приложении.

Радиометрическая калибровка спутникового прибора МСУ-ГС подобна калибровке МСУ-МР с той разницей, что вместо пустынных полигонов используются области DCC, а в качестве эталона используется спутниковый прибор VIIRS КА Suomi NPP. DCC – это переохлажденная облачность, которая имеет стабильное альbedo, проникает в стратосферу до высот от 14 до 19 км и обладает более высокой отражательной способностью, чем пустынные или



снежные объекты (Sohn et al., 2009). DCC чаще всего встречаются в тропическом поясе Земли, что в свою очередь предпочтительно для калибровки геостационарных КА, которые могут наблюдать DCC в течение длительного времени [Филей и др., 2017]. Оптические параметры DCC практически постоянны и имеют  $\tau_{aer}$ , превышающую 150, и  $r_e$ , равный порядка 20 мкм. В качестве критерия для определения DCC используется яркостная температура на длине волны 11 мкм с пороговым значением меньше 205К.

Перед проведением калибровки, также как и для МСУ-МР, для МСУ-ГС путем моделирования значений КСЯ рассчитываются коэффициенты SBAF для областей DCC. Радиационная модель, входящая в состав библиотеки libRadtran, позволяет полностью учитывать многократное рассеяние излучения на частицах облаков в атмосфере. Для точного моделирования необходимо знать оптические и микрофизические параметры DCC. Согласно работе [Sohn et al., 2009] DCC преимущественно состоит из кристаллов льда размером  $r_e = 20$  мкм и имеет  $\tau_{aer} = 200$ . Одним из преимуществ использования DCC для моделирования КСЯ является минимальное влияние подстилающей поверхности и газового состава атмосферы. После расчета SBAF с помощью выражения (3.1) определяются калибровочные коэффициенты коротковолновых каналов прибора МСУ-ГС. На Рисунке 3.3 представлен ход изменчивости калибровочных коэффициентов для коротковолновых каналов прибора МСУ-ГС КА Электро-Л №2 за период 2018-2020 гг. Согласно Рисунку 3.3, существенного снижения точности калибровки трех коротковолновых каналов прибора МСУ-ГС не наблюдается.

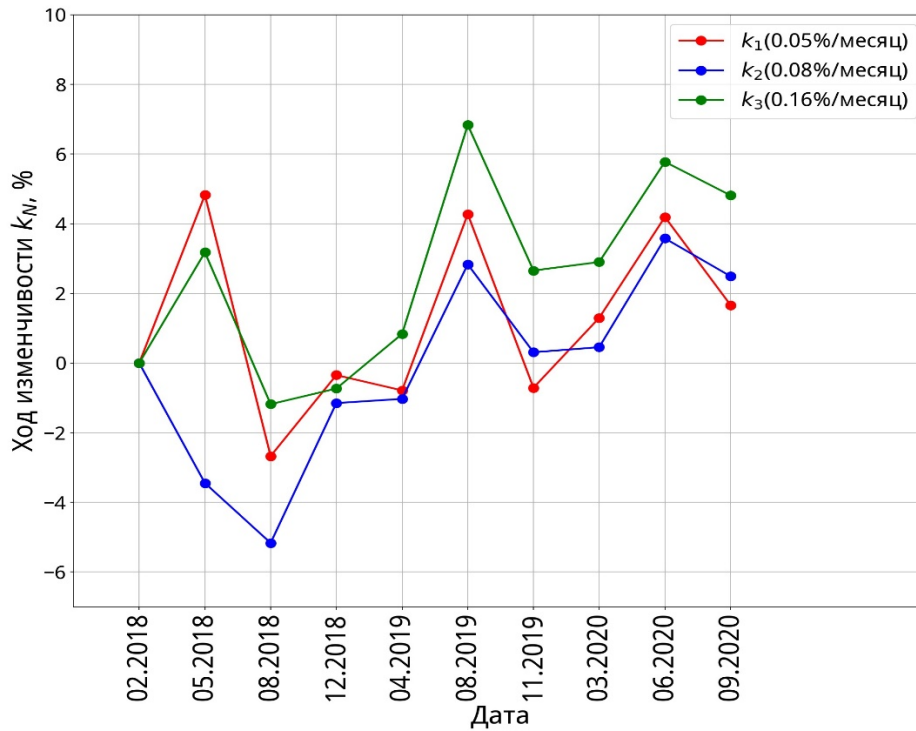


Рисунок 3.3. Ход изменчивости (в процентах) калибровочных коэффициентов каналов прибора МСУ-ГС КА Электро-Л №3.

Периодическая проверка стабильности калибровки каналов МСУ-ГС позволит скорректировать измеренные КСЯ для их правильного использования при восстановлении параметров вулканического пепла, а также оценить дальнейшую степень деградации коротковолновых каналов съемочной аппаратуры. На основе представленной выше схемы внешней калибровки коротковолновых каналов прибора МСУ-ГС было разработано программное обеспечение «PLANETA CALIBRATION MSU-GS», свидетельство о государственной регистрации которого представлено в приложении.

### 3.2. Внешняя радиометрическая калибровка инфракрасных каналов спутникового прибора

Для интеркалибровки ИК каналов спутниковых приборов МСУ-МР и МСУ-ГС разработаны различные схемы калибровки ИК каналов. Так, в работе [Алексанин и др., 2018] приводится схема LEO-LEO для калибровки ИК каналов

МСУ-МР, а в работах [Киселева и др., 2015; Rublev et.al, 2018] схема LEO-GEO и GEO-GEO для ИК каналов прибора МСУ-ГС.

Для калибровки ИК каналов МСУ-МР, также как и для коротковолновых каналов, в качестве эталона использовались измерения каналов спутникового прибора AVHRR КА серии MetOp. ИК каналы AVHRR имеют близкие спектральные характеристики с каналами МСУ-МР. Результаты моделирования яркостных температур с длинами волн 11 и 12 мкм для МСУ-МР и AVHRR показали, что рассогласование между каналами двух спутниковых приборов лежит в пределах 0.5 К [Алексанин и др., 2018]. Разработанная авторами работы [Алексанин и др., 2018] модель влияния криоосадков на регистрируемый радиометром МСУ-МР сигнал позволила добиться стабильности работы прибора и провести калибровку ИК каналов. Согласно проведенной калибровке ИК каналов прибора МСУ-МР КА Метеор-М №2 за период 2016-2020 гг. систематическая ошибка для каналов с длинами волн 11 и 12 мкм не превышает 0.1 К.

Созданные в [Киселева и др., 2015; Rublev et al., 2018] схемы калибровки ИК каналов спутникового прибора МСУ-ГС были успешно применены в свое время для КА Электро-Л №1 и №2. На момент написания данной работы (2020 г.) Электро-Л №1 отработал свой ресурс, а у Электро-Л №2 не функционирует канал на длине волн 12 мкм, что накладывает ограничения на обнаружение вулканического пепла в атмосфере с данного КА. Интеркалибровка МСУ-ГС КА Электро-Л №3 будет также проводиться по ИК каналам сканеров, установленных на зарубежных геостационарных КА.

Сам автор не принимал участие в непосредственной разработке методик интеркалибровки ИК каналов отечественных сканеров. Однако детектирование вулканического пепла и точность определения его параметров зависит от точности измерения яркостных температур при мониторинге вулканических облаков. Текущие параметры калибровочных зависимостей ИК каналов

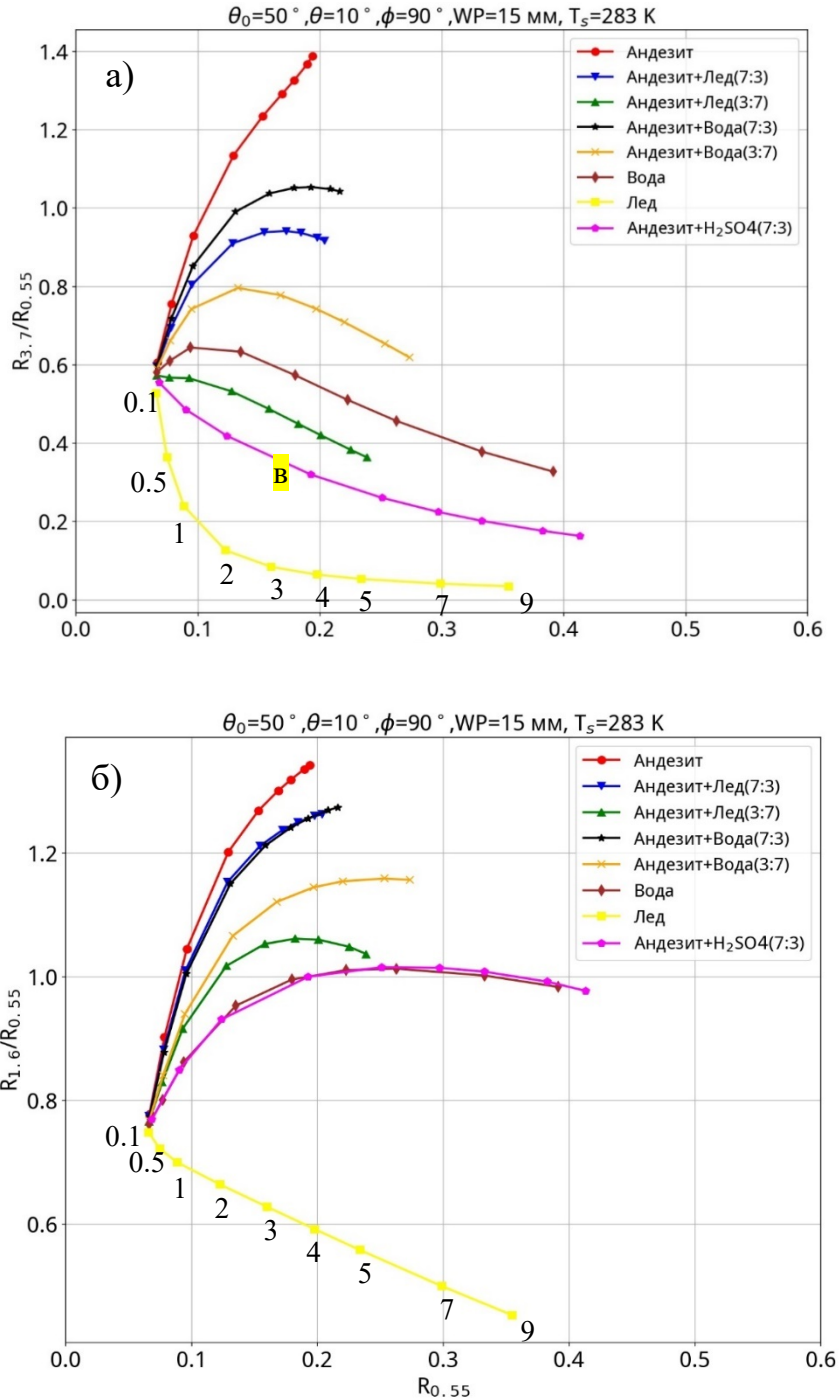
отечественных сканеров доступны на интернет-портале (<http://planet.rssi.ru/calval/>), поддерживаемого НИЦ «Планета».

### 3.3. Детектирование вулканического пепла

Рассмотренные в разделе 2.2 процессы рассеяния и поглощения электромагнитного излучения на частицах вулканических облаков позволили выделить четыре длины волны 0.55, 3.7, 11 и 12 мкм, информация в которых позволяет обнаружить вулканический пепел на фоне остальных облаков. Эти четыре длины волны составляют основу алгоритма обнаружения вулканического пепла по спутниковым данным. Такой выбор не случаен, большинство современных спутниковых радиометров функционируют на этих длинах волн. Однако на радиометрах AVHRR, которые устанавливаются на КА серии MetOp, канал 3.7 мкм работает только в ночное время, в связи с чем, дополнительно в алгоритме обнаружения вулканического пепла используется длина волны 1.6 мкм, а сам алгоритм будет называться «пятиканальным». Стоит отметить, что информация на длине волны 1.6 мкм меньше подходит для обнаружения вулканического пепла, в отличие от канала 3.7 мкм, так как  $\omega$  на этой длине волны для капельной облачности практически равно единице, а для кристаллической – не многим меньше  $\omega$  самого пепла (см. рис 2.3). Принимая это во внимание, были смоделированы коэффициенты отражения на длинах волн 0.55( $R_{0.55}$ ), 1.6( $R_{1.6}$ ) и 3.7( $R_{3.7}$ ) мкм и яркостные температуры на длинах волн 11( $BT_{11}$ ) и 12( $BT_{12}$ ) мкм, а также построены зависимости между ними.

При разработке алгоритма обнаружения вулканического пепла использовался большой диапазон различных сценариев моделирования, учитывая компоненты вулканического облака и их сочетания в разных пропорциях. На Рисунке 3.4 показана небольшая выборка таких сценариев. Моделирование зависимостей осуществлялось для стандартного профиля летней модели атмосферы умеренных широт с общим содержанием осажденного водяного пара (PWV) – 15 мм,  $T_s$  – 283 К,  $\theta$  – 10 градусов,  $\theta_0$  – 50 градусов и  $\phi$  – 90 градусов. При этом  $r_c$  для частиц

пепла принимался равным 3 мкм, для капельной и кристаллической облачности – 10 и 40 мкм соответственно, для капель  $H_2SO_4$  – 0.6 мкм. Значения  $\tau_{aer}$  варьировались от 0.1 до 9 (показаны цифрами на графиках) при постоянной высоте верхней границы вулканических облаков, равной 7 км. Все расчеты проводились с альбедо подстилающей поверхности, равным 0.05.



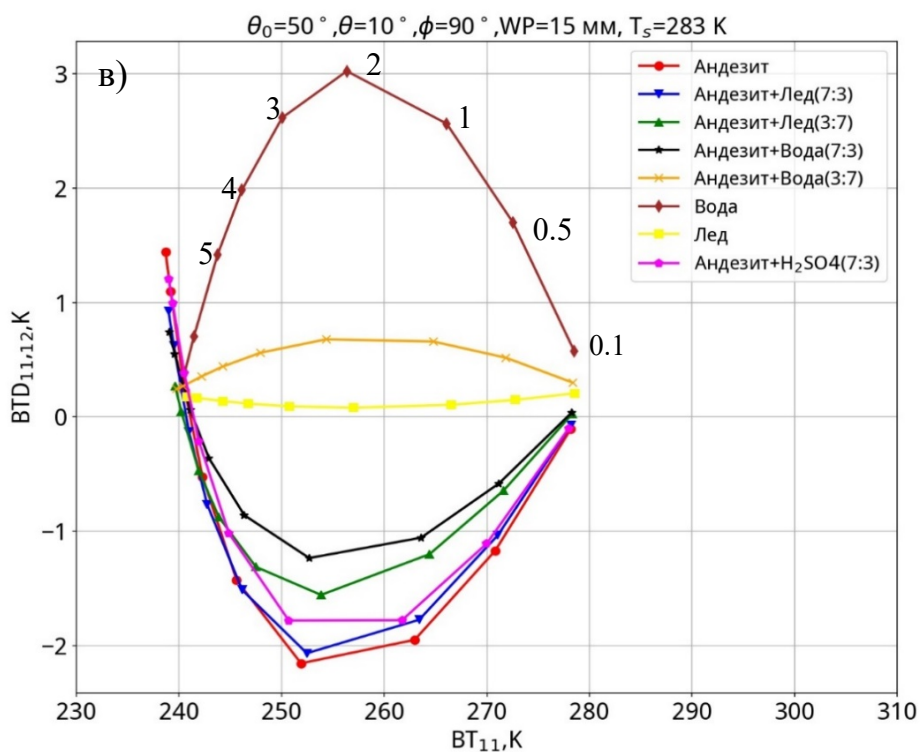


Рисунок 3.4. Результаты расчетов моделирования переноса излучения для вулканических облаков: а) Зависимость  $R_{3.7}/R_{0.55}$  от  $R_{0.55}$  б) Зависимость  $R_{1.6}/R_{0.55}$  от  $R_{0.55}$  в) Зависимость  $VTD_{11,12}$  от  $BT_{11}$ .

Рисунок 3.4а подтверждает предположение о том, что частицы пепла имеют меньший коэффициент отражения на длине волны 0.55 мкм, чем капельное или кристаллическое облако при той же оптической толщине (см. раздел 2.2, Рисунок 2.2). Смешанные облака, в которых преобладают капли воды или кристаллы льда, не могут быть однозначно идентифицированы как загрязненные вулканическим пеплом с помощью измерений в коротковолновых каналах. Это же относится и к смеси пепла с каплями  $H_2SO_4$ , даже если частицы пепла преобладают в смеси.

На Рисунке 3.4б отчетливо видно, что канал на длине волны 1.6 мкм плохо подходит для обнаружения пепла, особенно при наличии капельной облачности. Смесь частиц пепла и капель  $H_2SO_4$  будет иметь схожие спектральные характеристики с капельной облачностью на длине волн 1.6 мкм. Однако стоит отметить, что подобрав некоторые пороги, можно выделить преобладающий в смеси пепел на фоне кристаллической и капельной облачности.

Информация о зависимостях коэффициентов отражения в коротковолновой области спектра, представленная на Рисунке 3.4а и 3.4б, должна анализироваться наряду с яркостными температурами в ИК области. Так, согласно Рисунку 3.4в, чистый вулканический пепел показывает более низкий отрицательный сигнал  $BTD_{11,12}$ , чем все смешанные облака. Смесь частиц пепла с кристаллической облачностью и каплями  $H_2SO_4$  также дает отрицательные значения  $BTD_{11,12}$ . Однако с увеличением  $\tau_{aer}$  значение  $BTD_{11,12}$  может быть положительным, например больше 1 К. Присутствие льда может фактически управлять радиационными свойствами облаков: с увеличением  $\tau_{aer}$  сигнал постепенно теряется, а при высоких значениях и вовсе исчезает. В этом и состоит проблема обнаружения вулканических облаков с использованием разности  $BTD_{11,12}$ . Стоит отметить, что с увеличением доли капельной облачности в смеси, значения  $BTD_{11,12}$  будут положительными, и явно выделить вулканический пепел будет затруднительно. Описанное выше подтверждает необходимость анализа взаимодействия излучения с компонентами вулканического облака во всем спектральном диапазоне длин волн спутникового прибора.

На основе анализа большого количества спутниковых сцен и сценариев моделирования переноса излучения были рассчитаны пороговые спектральные тесты, которые однозначно связаны с обнаружением вулканических облаков и описывают их спектральные особенности. Пороговые тесты представлены в таблице 3.1. Если одновременно выполняются все тесты определенной строки из таблицы 3.1, то в пикселе присутствует вулканический пепел. Результатом работы пороговых тестов является маска вулканического пепла. К полученной маске применяется простой пространственный фильтр размером  $9 \times 9$  пикселей. Помеченные как содержащие вулканический пепел пиксели в области  $9 \times 9$  отбраковываются (относятся к несодержащим вулканический пепел) при условии, что их количество составляет менее 20% от всех пикселей этой области. Этот простой фильтр действует для устранения рассеянных «шумных» пикселей и

уменьшает количество случаев на краях облачных массивов, ошибочно помеченных как пепел [Филей, 2019].

Таблица 3.1. Тесты, используемые для обнаружения пикселей, содержащих вулканический пепел

| <i>№</i> | <i>Условие</i>  | <i>Примечание</i>   |
|----------|---|---|
| 1        | $R_{3.7}/R_{0.55} > 0.8 \ \& \ R_{0.55} > 0,1$                                  | Чистый пепел, смешанная с пеплом облачность   |
| 3        | $R_{3.7}/R_{0.55} > 0,65 \ \& \ R_{0.55} < 0,35 \ \& \ VT_{11} < 230 \text{ К}$ | Чистый вулканический пепел или смешанная с пеплом кристаллическая облачность в верхней тропосфере |
| 4        | $R_{1.6}/R_{0.55} > 1 \ \& \ VTD_{11,12} < 1,5 \text{ К}$                       | Оптически толстые вулканические облака  |
| 5        | $R_{1.6}/R_{0.55} > 0,7 \ \& \ VTD_{11,12} < 0 \text{ К}$                       | Оптически тонкие вулканические облака   |

Представленные в Таблице 3.1 тесты являются базовыми для обнаружения пикселей, с высокой вероятностью содержащих вулканический пепел. Однако существует ряд других факторов, которые могут влиять на обнаружение вулканического пепла: температура и альbedo подстилающей поверхности, солнечные блики, другие аэрозоли (дым от лесных пожаров, песчаная пыль, сажа и др.). Влияние этих факторов на точность обнаружения пепла требует дополнительного исследования и в рамках настоящей работы не представлено.

Процедура детектирования вулканических облаков с помощью пороговых тестов, представленных в Таблице 3.1, требует предварительной коррекции данных на предмет влияния водяного пара, активно поглощающего электромагнитное излучение в ИК области спектра

На Рисунке 3.5 (цифрами на графике показана  $\tau_{\text{aer}}$ ) представлена зависимость разности  $VTD_{11,12}$  от  $VT_{11}$  для различного содержания водяного пара в атмосфере.



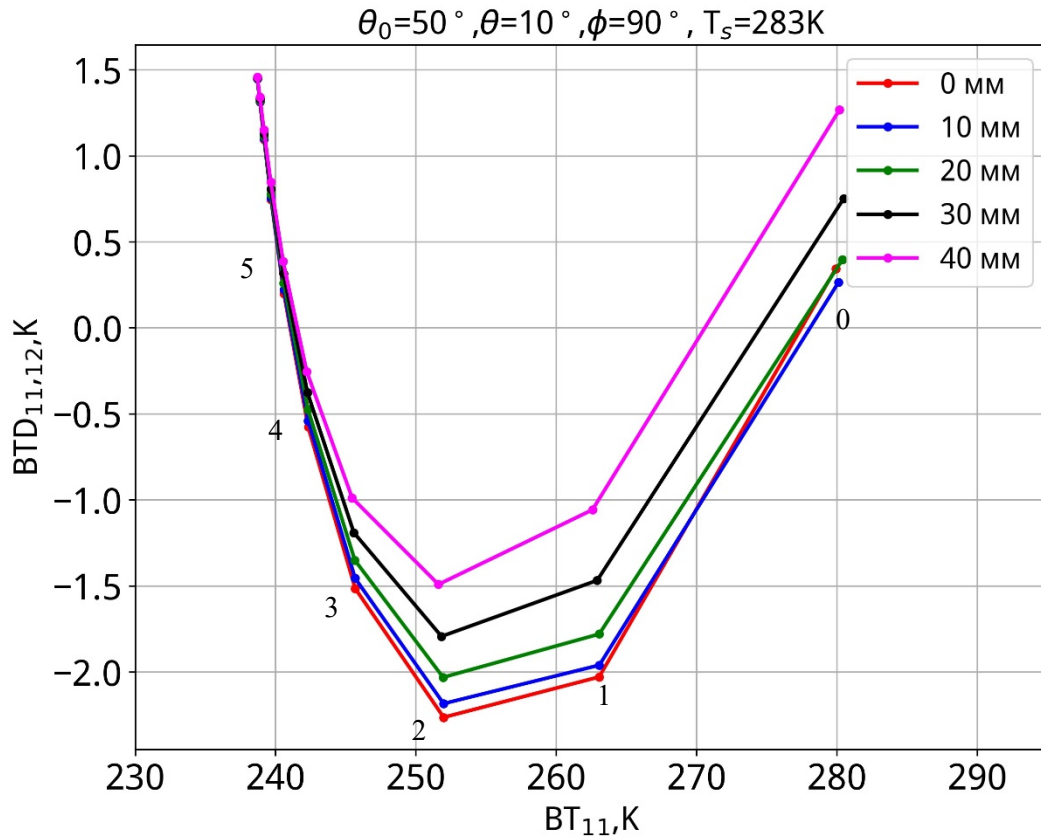


Рисунок 3.5. Зависимость  $VTD_{11,12}$  от  $BT_{11}$  для различного содержания водяного пара в атмосфере.

По мере увеличения содержания водяного пара абсолютные значения разности  $VTD_{11,12}$  увеличиваются, что может приводить к маскированию вулканического пепла в тех регионах, где количество водяного пара велико, например в тропиках. В рамках данной работы для коррекции водяного пара использовалась эмпирическая зависимость [Yu et al., 2002] между осажденным в атмосферном столбе водяным паром и разностью  $VTD_{11,12}$ :

$$\Delta T_{wv} = e^{\left(6 \frac{BT_{11}}{BT_{\max}} - b\right)} \quad (3.1)$$

где  $BT_{\max}$  – нормализованная константа, равная 320K;  $b$  – параметр, учитывающий эффект водяного пара.

Параметр  $b$  позволяет задать минимальную и максимальную границу влияния водяного пара. Обычно  $b$  принимают в диапазоне от 5 до 7.

Подробно об эффективности представленного алгоритма детектирования вулканического пепла на примере ряда спутниковых сцен изложено в работе [Филей, 2019].

### 3.4. Восстановление высоты верхней границы вулканических облаков

Методика восстановления высоты верхней границы вулканических облаков ( $H_{\text{cld}}$ ) ничем не отличается от методик определения высоты верхней границы облачности и сводится к анализу прямых спутниковых измерений яркостной температуры на верхней границе облачности в расщепленном окне прозрачности атмосферы на длинах волн 11 и 12 мкм совместно с прогностической информацией о вертикальном распределении температуры и влажности воздуха в атмосфере [Inoue, 1985]. Поэтому правильность восстановления  $H_{\text{cld}}$  зависит не только от точности спутниковых измерений, но и от используемой прогностической информации.

Суть методики восстановления  $H_{\text{cld}}$  заключается в анализе уходящего ИК излучения в каналах спутникового прибора с целью оценки температуры верхней границы вулканических облаков ( $T_{\text{cld}}$ ). Именно  $T_{\text{cld}}$  является основной характеристикой, от которой зависит точность восстановления  $H_{\text{cld}}$ . На практике для определения  $H_{\text{cld}}$  значения  $T_{\text{cld}}$  сопоставляются с прогностической информацией (из модели) о вертикальном распределении температуры в атмосфере, и ищется уровень атмосферы, температура на котором будет близка к температуре  $T_{\text{cld}}$ . Искомому уровню атмосферы соответствует определённая высота, которая и будет равна  $H_{\text{cld}}$ . Данный подход является наиболее простым в реализации и позволяет задействовать только пару ИК каналов [Inoue, 1985].

Согласно выражения (2.19), чем больше пропускание вулканического облака, тем меньше значение  $\varepsilon$ . Этот эффект напрямую влияет на величину  $T_{\text{eff}}$ . Для оптически толстых вулканических облаков  $T_{\text{eff}}$  приблизительно равна  $T_{\text{cld}}$ .

Чем менее оптически плотным будет облако, тем сильнее  $T_{\text{eff}}$  будет отличаться от  $T_{\text{cld}}$ .

Анализируя Рисунок 3.5 (см. раздел 3.1), можно заметить, что для «чистого» неба в отсутствие вулканических облаков  $BT_{11}$  практически равна  $T_s$ . С увеличением  $\tau_{\text{aer}}$  уменьшается  $BT_{11}$ . Для «чистого» неба наблюдается некоторая разница  $DBT_{11,12}$ , обусловленная содержанием водяного пара в нижней атмосфере, в то время как для вулканического облака разность  $BDT_{11,12}$  обусловлена разницей  $\epsilon$  между двумя каналами. Таким образом, использование ИК излучения только на длине 11 мкм не позволяет получить информацию о микрофизических свойствах вулканического облака. Для этих целей необходимо анализировать  $BDT_{11,12}$ , чтобы определить, как спектральная зависимость коэффициента  $\epsilon$  влияет на оценку  $T_{\text{eff}}$ . Согласно работам [Inoue 1987; Parol et al., 1991; Heidinger et al., 2009], существует связь между  $\epsilon$  на длине 11 и 12 мкм, которая выражается через коэффициент  $\beta$ :

$$\beta_{12/11} = \frac{\ln(1 - \epsilon_{12})}{\ln(1 - \epsilon_{11})} \quad (3.2)$$

Важность параметра  $\beta$  заключается в том, что он позволяет компенсировать влияние излучения подстилающей поверхности на результирующий сигнал в каналах спутникового прибора с целью более точного определения радиационных свойства облачности. При учете интенсивности излучения «чистого» неба, влияние подстилающей поверхности на оценку  $T_{\text{cld}}$  уменьшается по сравнению с тем, если бы использовалась только  $BT_{11}$ .

С учетом выражения (2.18), коэффициент  $\epsilon$  для длины волны 12 мкм может быть записан как [Parol et al., 1991]:

$$\epsilon_{12} = 1 - (1 - \epsilon_{11})^{\beta_{12/11}} \quad (3.3)$$

Таким образом, коэффициенты  $\epsilon$  и  $\beta$  являются основными параметрами для оценки  $T_{\text{eff}}$ . При этом рассчитанное с помощью выражения (2.18) ИК излучение в

спектральных каналах спутникового прибора служит в качестве исходных данных для численного решения обратной задачи с целью определения  $T_{eff}$ .

Суть методики восстановления заключается в том, чтобы оценить  $T_{eff}$  путем сравнения измеренных и рассчитанных с помощью выражения (2.18) интенсивностей ИК излучения в каналах спутникового прибора, т.е. решить обратную задачу. Для решения обратной задачи в рамках настоящей работы использовался метод оптимальной оценки [Rogers, 2000], который имеет широкое применение в задачах ДЗЗ и позволяет находить несколько зависящих между собой целевых параметров по измерениям спутникового прибора. Данный метод хорошо себя зарекомендовал для определения свойств облаков в работах [Heidinger et al., 2010; Poulsen et al., 2012; Walther et al., 2012], свойств атмосферного [Carboni et al., 2019; Buchwitz et al., 2017] и песчаного [Turner, 2008] аэрозолей.

Процедура восстановления  $T_{eff}$  начинается с построения прямой модели вида:

$$\begin{aligned} y &= F(x, p) + e, \\ y &= [BT_{11}, BTD_{11,12}] \\ x &= [T_{eff}, \varepsilon_{11}, \beta_{12/11}] \\ p &= [R_{ac}, t_{ac}, R_{clr}, \theta] \end{aligned} \quad (3.4)$$

где  $y$  – вектор измерений размерностью  $M$ ;  $x$  – вектор искомых параметров размерностью  $N$ ;  $F$  – оператор прямой модели;  $e$  – ошибки измерений;  $p$  – вектор вспомогательных данных.

Такие параметры вектора  $p$  как  $R_{clr}$ ,  $R_{ac}$ ,  $t_{ac}$  определяются при помощи быстрой радиационной модели переноса излучения RTTOV (<https://www.nwpsaf.eu/site/software/rttov/>), на вход которой подаются температура подстилающей поверхности  $T_s$ , профили водяного пара и температуры, полученные из численного прогноза погоды GFS с пространственным разрешением 0.25 градуса. Помимо этого для расчета  $R_{clr}$  дополнительно используются коэффициенты излучательной способности подстилающей поверхности, полученные из (<https://cimss.ssec.wisc.edu/iremis/>).

Для оценки искомых параметров вектора  $x$ , при которых смоделированные измерения наиболее точно соответствовали бы фактическим измерениям в каналах спутникового прибора, принимая во внимание ошибки измерения, необходимо решить обратную задачу. Для этого необходимо осуществить линеаризацию прямой модели (3.4) с помощью следующего выражения:

$$\begin{aligned} y - F(x_a, p) &= K(x - x_a) + e, \\ x_a &= [T_{eff,ap}, \varepsilon_{11,ap}, \beta_{12/11,ap}] \\ K &= \frac{\partial F(x)}{\partial x} \end{aligned} \quad (3.5)$$

где  $K$  – матрица весовых функций (якобианов), размерностью  $(M,N)$ ;  $x_a$  – вектор априорной информации искомых параметров.

Каждый элемент матрицы  $K$  является частной производной элемента прямой модели и, согласно выражения (3.4), имеет вид:

$$K = \begin{bmatrix} \frac{\partial BT_{11}}{\partial T_{eff}} & \frac{\partial BT_{11}}{\partial \varepsilon_{11}} & \frac{\partial BT_{11}}{\partial \beta_{12/11}} \\ \frac{\partial DBT_{11,12}}{\partial T_{eff}} & \frac{\partial DBT_{11,12}}{\partial \varepsilon_{11}} & \frac{\partial DBT_{11,12}}{\partial \beta_{12/11}} \end{bmatrix} \quad (3.6)$$

Основной принцип решения обратной задачи методом оптимальной оценки заключается в максимизации плотности вероятности параметров вектора  $x$  в зависимости от значений вектора измерений  $y$  и вектора априорной информации  $x_a$ . Оценка вектора  $x$ , при котором достигается максимум вероятности того, что смоделированные измерения наиболее точно соответствуют фактическим измерениям, определяется минимизацией целевой функции вида [Watts et al., 2011; Rodgers, 2000]:

$$\phi = (x - x_a)^T S_a^{-1} (x - x_a) + (y - F(x, p))^T S_y^{-1} (y - F(x, p)) \quad (3.7)$$

где  $S_a$  – ковариационная матрица ошибок начальных приближений искомых параметров;  $S_y$  – ковариационная матрица ошибок измерения;  $\phi$  – целевая функция.

Процедура минимизации обычно осуществляется в несколько итераций, при этом точность решения зависит от начального приближения  $x_a$ . На каждой итерации вектор искомых параметров  $x$  изменяется следующим образом:

$$\delta x = S_x \left\{ K^T S_y^{-1} (y - f(x)) + S_a^{-1} (x_a - x) \right\} \quad (3.8)$$

где  $S_x$  – ковариационная матрица ошибок вектора  $x$ .

Ковариационная матрица ошибок  $S_x$  рассчитывается по формуле:

$$S_x = (S_a^{-1} + K^T S_y^{-1} K)^{-1} \quad (3.9)$$

На каждой итерации к искомому вектору  $x$  прибавляется  $\delta x$ . Процедура минимизации осуществляется до тех пор, пока не будет соблюден критерий [Pavolonis et al., 2013]:

$$\left\| \sum \delta x S_x^{-1} \delta x \right\| \leq \frac{d}{2} \quad (3.10)$$

где  $d$  – количество элементов вектора  $x$ .

Если в течение 10 итераций условие (3.10) не выполняется, вектор  $x$  равняется вектору априорной информации.

Априорные значения и связанные с ними неопределенности служат в качестве начальных условий и действуют в качестве ограничения извлекаемых параметров вектора  $x$ , когда измерения вектора  $y$  несут мало информации об одном или нескольких извлекаемых параметрах.

Представленный метод оптимальной оценки прост в реализации и не требует больших вычислительных затрат. Основную сложность составляет построение вектора  $x_a$  и ковариационных матриц ошибок. Согласно работам [Van de Hulst, 1981; Parol et al., 1991], интерпретация выражения (3.2) через оптические

параметры (см. Таблицу 2.3) аэрозольных компонентов вулканического облака с учетом рассеяния ИК излучения имеет следующий вид:

$$\beta_{theo} = \frac{(1 - \omega_{12} \cdot g_{12})k_{ext,12}}{(1 - \omega_{11} \cdot g_{11})k_{ext,11}} \quad (3.11)$$

Коэффициент  $\beta_{12/11}$ , определенный из спутниковых измерений, согласно работе [Parol et al., 1991], будет равен модельному  $\beta_{theo}$ , вычисленному по теории Ми:

$$\beta_{eff} \approx \beta_{theo} \quad (3.12)$$

На Рисунке 3.3 представлена зависимость  $r_e$  от  $\beta_{theo}$  для аэрозольных компонентов вулканического облака.

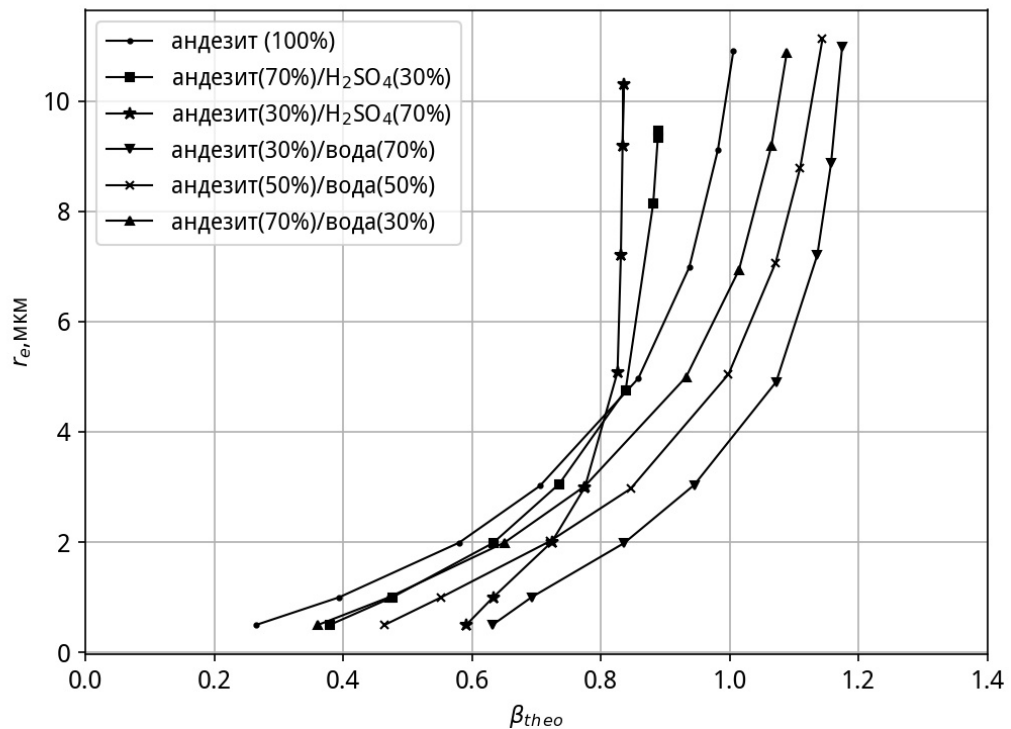


Рисунок 3.3. Зависимость  $r_e$  от  $\beta_{theo}$  для различных моделей вулканических облаков.

Из Рисунка 3.3 видно, что излучательная способность смесей аэрозольных компонентов вулканического облака разная. По мере увеличения  $r_e$ , значение  $\beta_{theo}$

стремится к единице. Тогда в качестве начального приближения  $\beta_{12/11,ap}$  для решения обратной задачи целесообразно взять значение, равное 0.8, что соответствует центру диапазона чувствительности для  $r_c$  на Рисунке 3.3. Так как вулканические облака в большинстве случаев полупрозрачны, то  $\varepsilon_{11,ap}$  будет равно коэффициенту излучательной способности, рассчитанному для  $\tau_{aer}$ , равной 0.5. В качестве начального приближения для  $T_{eff,ap}$  берется  $BT_{11}$ . В качестве неопределённости расчетов априорной информации используется среднеквадратичное отклонение ( $\sigma$ ). Значения вектора  $x_a$  и его неопределённости представлены в таблице 3.2.

Таблица 3.2. Начальные приближения и их неопределенности

| Параметр              | Априорная информация                             | Неопределенность ( $\sigma$ ) |
|-----------------------|--|-------------------------------|
| $T_{eff,ap}$          | $BT_{11}$  | 50 К                          |
| $\varepsilon_{11,ap}$ | $1 - e^{\left(\frac{-0.5}{\cos(\theta)}\right)}$ | 0.1                           |
| $\beta_{12/11,ap}$    | 0.8  | 0.6                           |

Неопределённости для начальных приближений были получены из работ [Pavolonis et al., 2013]. Ковариационная матрица ошибок априорной информации  $S_a$  принимается диагональной, т.е. ошибки каждого из параметров матрицы не связаны между собой. Матрица  $S_a$  имеет вид:

$$S_a = \begin{bmatrix} \sigma^2(T_{eff,ap}) & 0 & 0 \\ 0 & \sigma^2(\varepsilon_{11,ap}) & 0 \\ 0 & 0 & \sigma^2(\beta_{12/11,ap}) \end{bmatrix} \quad (3.13)$$

Решение обратной задачи требует оценки ковариационной матрицы ошибок измерений прямой модели  $S_y$ . Очевидно, что источниками основных ошибок являются: ошибка моделирования переноса излучения; инструментальная ошибка каналов спутникового прибора, связанная с калибровкой, шумами и ошибками



функций спектральной чувствительности (ФСЧ); ошибка, связанная с пространственной неоднородностью облачности, которая с увеличением пространственного разрешения спутникового прибора будет наиболее выражена.

Основные ошибки при моделировании переноса излучения связаны с неопределённостями при расчете излучения «чистого» неба, которое зависит от точности параметров модели ЧПП (в нашем случае GFS), коэффициентов излучательной способности подстилающей поверхности, а также точности самой модели переноса. Ошибку «чистого» неба обозначим как  $\sigma_{\text{clr}}$ . Как показали результаты работы [Heidinger et al., 2009], основной вклад в  $\sigma_{\text{clr}}$  при расчете излучения «чистого» неба вносит  $T_s$  из модели ЧПП. Существует гораздо большая неопределенность в  $T_s$  для земли, чем для морской поверхности, поэтому  $\sigma_{\text{clr}}$  над землей выше, чем над водой. При этом неопределенность излучения «чистого» неба обратно пропорциональна излучательной способности облаков, поэтому она имеет весовой коэффициент в виде  $\varepsilon_{11}$ .

Другой источник ошибок при моделировании переноса излучения связан с пространственной неоднородностью облачности, особенно в тех случаях, когда область пикселя спутникового изображения частично покрыта облаками. Уменьшение доли облаков в пикселе приводит к снижению параметра  $\beta_{12/11}$ , особенно для больших значений  $\varepsilon_{11}$ . Эффект снижения параметра  $\beta_{12/11}$  будет наибольшим для оптически плотных облаков с малыми геометрическими размерами [Heidinger et al., 2009]. Чтобы учесть ошибку неоднородности, рассматривается поле облачности, по размерам большее, чем пространственное разрешение спутникового прибора, что позволяет охватить пиксели, полностью покрытые облачностью. Ошибку неоднородности облачности обозначим как  $\sigma_{\text{het}}$ . В рамках работы  $\sigma_{\text{het}}$  рассчитывалась для блока пикселей спутникового изображения размером  $3 \times 3$ .

Наименее значимую ошибку дают инструментальные особенности работы каналов спутникового прибора. Инструментальную ошибку обозначим как  $\sigma_{\text{instr}}$ . Если каналы прибора регулярно калибруются, и радиометрический шум не

превышает установленного порога технической спецификации, то  $\sigma_{instr}$  не оказывает фактического влияния на неопределенности прямой модели.

Оценки неопределенности прямой модели для ИК каналов спутникового прибора приведены в таблице 3.3. Все оценки получены по данным работы [Pavolonis et al., 2013].

Таблица 3.3. Неопределённости прямой модели

| Параметр      | $\sigma_{instr}$ | $\sigma_{het}$  | $\sigma_{clr(море)}$ | $\sigma_{clr(земля)}$ |
|---------------|------------------|---|----------------------|-----------------------|
| $BT_{11}$     | 0,11 К           | Вычисляется по фактическим измерениям в окне размером 3x3 | 0,5 К                | 5 К                   |
| $DBT_{11,12}$ | 0,26 К           |   | 0,25 К               | 1 К                   |

Ковариационная матрица ошибок прямой модели  $S_y$  принимается диагональной и имеет вид:

$$S_a = \begin{bmatrix} \sigma^2(BT_{11}) & 0 \\ 0 & \sigma^2(DBT_{11,12}) \end{bmatrix}, \quad (3.14)$$

$$\sigma^2 = \sigma_{instr}^2 + (1 - \varepsilon_{11})^2 \sigma_{clr}^2 + \sigma_{het}^2$$

Перед выполнением процедуры восстановления  $H_{cld}$  должны быть идентифицированы пиксели на изображении, которые содержат вулканический пепел. Для детектирования пепла на спутниковых изображениях используется метод, описанный в разделе 3.1. После построения пепловой маски каждому пикселю ставится в соответствие значение  $T_s$ , профили водяного пара, давления и температуры из данных GFS. Далее с помощью RTTOV рассчитывается  $R_{clr}$ ,  $R_{ac}$ ,  $t_{ac}$ . Затем с помощью метода оптимальной оценки определяется  $T_{cld}$ , которая сопоставляется с температурой из вертикального профиля модели GFS с целью определения  $H_{cld}$ . Ищется искомый уровень атмосферы из модели GFS, на котором  $T_{cld}$  будет ближе к температуре в вертикальном профиле. Затем путем интерполяции между двумя соседними уровнями определяется  $H_{cld}$  по следующей формуле:

$$H_{cld} = H_{1,nwp} - \frac{(T_{eff} - T_{1,nwp})}{T_{2,nwp} - T_{1,nwp}} (H_{2,nwp} - H_{1,nwp}) \quad (3.15)$$

где  $H_{1,nwp}, T_{1,nwp}$ , – высота и температура на искомом уровне атмосферы;  
 $H_{2,nwp}, T_{2,nwp}$ , – высота и температура на ближайшем к искомому уровню атмосферы.

В рамках данной работы в разделе 4.4 будет рассмотрена эффективность представленного алгоритма восстановления  $H_{cld}$  на примере нескольких спутниковых изображений.

### **3.5. Восстановление оптических и микрофизических параметров вулканического пепла**

Большинство существующих методик расчета параметров вулканического пепла по спутниковым данным основано на анализе уходящего излучения в ИК области спектра 10-12 мкм. Суть такого подхода заключается в том, что, зная измеренное в каналах спутникового прибора уходящее ИК излучение, для определенных атмосферных условий с использованием оптической модели вулканического пепла можно рассчитать его параметры. Однако существуют большие расхождения в оценках восстановленных параметров, определяемых различными методиками по данным даже одинаковых спутниковых приборов [Thomas, 2019].

Связанные с этими расхождениями факторы хорошо известны и не раз обсуждались во многих работах. Одним из главных факторов является правильный выбор модели оптических параметров, которые определяют взаимодействие электромагнитного излучения с частицами пепла на предмет поглощения и рассеяния. Так, согласно [Wen et al., 1994], при выборе модели с различным распределением частиц по размеру, разница по массе пепла между нормальным и логнормальным распределением может достигать до 50%. Известно, что пепел каждого вулкана имеет в большинстве своём уникальный

состав: от андезибазальтов до андезитов и дацитов [Гирина и др., 2018]. Каждой вулканической породе соответствует свой комплексный показатель преломления, влияющий на величину ослабления электромагнитного излучения частицами пепла. В работе [Wen et al., 1994] сообщалось, что в зависимости от выбора показателя преломления, различия ошибки в оценке массового содержания достигали 20-30%. Еще один немаловажный фактор – это форма частиц. Согласно работам [Pierangelo et al., 2004; Newman et al., 2012], погрешность в оптических параметрах пепла, по крайней мере в ИК области спектра, при выборе сферической формы частицы не превышает 10%, а при рассмотрении несферических частиц пористой структуры погрешность только по массе пепла может достигать до 30% [Kylling et al., 2014].

Для оптически тонких вулканических облаков помимо выбора микрофизической модели пепла неопределенность в задании некоторых параметров атмосферы и подстилающей поверхности вносит весомый вклад в результирующую ошибку восстановления его параметров. Например, ошибка в определении содержания водяного пара над облаком прямо пропорциональна погрешности оценки массы пепла: ошибка по содержанию водяного пара в 20% будет давать такую же ошибку по массе [Corradini et al., 2008]. Согласно этой же работе, еще большую погрешность в оценке массы пепла дает неопределенность задания температуры  $T_s$  подстилающей поверхности: ошибка  $T_s$  в 2 К соответствует ошибке в определении массы пепла 30%, а при увеличении ошибки  $T_s$  до 5 К ошибка оценки массы пепла возрастает до 300%.

Отличие представленной в настоящей работе методики восстановления параметров вулканического пепла от «классических схем» на основе  $ВТD_{11,12}$  заключается в одновременном использовании нескольких оптических моделей вулканических облаков (см. раздел 2.6). При этом определение параметров пепла проводится как по характеристикам солнечного излучения, отраженного от вулканического облака, так и по собственному излучению облака в ИК окне прозрачности атмосферы (в районе 11 мкм). Учитывая разнообразие геометрии наблюдений и изменчивость оптического режима атмосферы, с помощью

радиационных расчетов в коротковолновой и ИК областях спектра определяются сигналы в спектральных каналах спутниковых сканеров для каждой модели вулканического облака и линейки значений  $\tau_{\text{aer}}$  и  $r_e$ . В коротковолновой области спектра такими сигналами являются коэффициенты отражения, в ИК – яркостные температуры. Рассчитанные сигналы всех моделей для конкретной схемы наблюдений сопоставляются с реальными, т.е. сигналами, определяемыми непосредственно по измерениям в каналах спутникового прибора. С помощью метода минимизации среднеквадратической невязки между рассчитанными и измеренными сигналами осуществляется конкретный выбор модели, и затем оцениваются параметры вулканического пепла.

Таким образом, имея в своем распоряжении оптические модели вулканического аэрозоля, можно по спутниковым данным, рассчитав предварительно  $\beta_{12/11}$  и  $\tau_{\text{aer}}$ , определить  $M_{\text{aer}}$  и  $r_e$ . От оптимального выбора такой модели зависит точность восстанавливаемых параметров пепла.

Использование моделей для определения параметров не только вулканического пепла, но и любых аэрозолей в целом, является распространенным подходом для решения подобных задач в области ДЗЗ. Сложность реализации данного подхода для восстановления параметров вулканического пепла заключается в оптимальном выборе модели под конкретные условия наблюдения спутниковым прибором. Как уже отмечалось ранее, вулканические облака представляют собой смесь различных компонентов, которые могут быть представлены частицами пепла, каплями воды и каплями водного раствора  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . Следовательно, выбор оптических моделей будет сводиться к выбору среди различных комбинаций аэрозольных компонентов вулканических облаков. В рамках настоящей работы в виде справочных таблиц (LUT) строились оптические модели параметров  $m_{\text{ext}}$ ,  $\omega$ ,  $g$  от  $\lambda$  для различных  $r_e$  и сочетаний частиц вулканического пепла разного состава с каплями воды и каплями  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . Подробно построение моделей описано в разделе 2.6 с примером

в таблице 2.3. Полный список оптических моделей доступен на <https://www.dvrcpod.ru/ASH.php>.

В Таблице 3.4 представлены оптические и микрофизические параметры аэрозольных фракций для двух длин волн 0.55 мкм и 11 мкм при  $\tau_{\text{aer},0.55}=1$ .

Таблица 3.4. Оптические и микрофизические параметры компонентов вулканического облака

|                                    |                  | 11 мкм              |                  |          |      | 0.55 мкм            |                  |          |      |
|------------------------------------|------------------|---------------------|------------------|----------|------|---------------------|------------------|----------|------|
| $\Gamma_e$                         | $M_{\text{aer}}$ | $\tau_{\text{aer}}$ | $m_{\text{ext}}$ | $\omega$ | $g$  | $\tau_{\text{aer}}$ | $m_{\text{ext}}$ | $\omega$ | $g$  |
| <b>Андезит</b>                     |                  |                     |                  |          |      |                     |                  |          |      |
| 0.5                                | 0.63             | 0.07                | 0.14             | 0.23     | 0.25 | 1.0                 | 1.56             | 0.98     | 0.71 |
| 1.0                                | 1.27             | 0.17                | 0.22             | 0.39     | 0.38 | 1.0                 | 0.79             | 0.97     | 0.72 |
| 3.0                                | 4.43             | 0.5                 | 0.22             | 0.48     | 0.55 | 1.0                 | 0.23             | 0.92     | 0.79 |
| 5.0                                | 7.68             | 0.61                | 0.16             | 0.49     | 0.63 | 1.0                 | 0.13             | 0.88     | 0.82 |
| 7.0                                | 10.95            | 0.64                | 0.12             | 0.5      | 0.69 | 1.0                 | 0.09             | 0.85     | 0.84 |
| 9.0                                | 14.23            | 0.63                | 0.09             | 0.5      | 0.73 | 1.0                 | 0.07             | 0.82     | 0.85 |
| 11.0                               | 17.53            | 0.62                | 0.07             | 0.51     | 0.76 | 1.0                 | 0.06             | 0.8      | 0.86 |
| <b>Базальт</b>                     |                  |                     |                  |          |      |                     |                  |          |      |
| 0.5                                | 0.69             | 0.06                | 0.12             | 0.25     | 0.26 | 1.0                 | 1.44             | 0.99     | 0.68 |
| 1.0                                | 1.42             | 0.16                | 0.19             | 0.42     | 0.39 | 1.0                 | 0.7              | 0.98     | 0.7  |
| 3.0                                | 4.96             | 0.5                 | 0.2              | 0.5      | 0.54 | 1.0                 | 0.2              | 0.95     | 0.77 |
| 5.0                                | 8.58             | 0.61                | 0.14             | 0.5      | 0.62 | 1.0                 | 0.12             | 0.92     | 0.8  |
| 7.0                                | 12.22            | 0.63                | 0.1              | 0.5      | 0.68 | 1.0                 | 0.08             | 0.89     | 0.82 |
| 9.0                                | 15.89            | 0.63                | 0.08             | 0.51     | 0.72 | 1.0                 | 0.06             | 0.87     | 0.83 |
| 11.0                               | 19.56            | 0.62                | 0.06             | 0.51     | 0.75 | 1.0                 | 0.05             | 0.85     | 0.84 |
| <b>Вода</b>                        |                  |                     |                  |          |      |                     |                  |          |      |
| 10.0                               | 6.38             | 0.42                | 0.16             | 1.0      | 0.86 | 1.0                 | 0.12             | 0.43     | 0.93 |
| 15.0                               | 9.67             | 0.48                | 0.1              | 1.0      | 0.87 | 1.0                 | 0.1              | 0.48     | 0.95 |
| 20.0                               | 12.97            | 0.51                | 0.08             | 1.0      | 0.87 | 1.0                 | 0.08             | 0.5      | 0.96 |
| <b>H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub></b> |                  |                     |                  |          |      |                     |                  |          |      |
| 0.2                                | 0.32             | 0.05                | 0.17             | 0.01     | 0.02 | 1.0                 | 3.09             | 1.0      | 0.7  |
| 0.4                                | 0.36             | 0.06                | 0.19             | 0.04     | 0.1  | 1.0                 | 2.76             | 1.0      | 0.74 |
| 0.6                                | 0.51             | 0.1                 | 0.21             | 0.11     | 0.19 | 1.0                 | 1.96             | 1.0      | 0.73 |
| 0.8                                | 0.71             | 0.14                | 0.24             | 0.17     | 0.27 | 1.0                 | 1.42             | 1.0      | 0.73 |
| 1.0                                | 0.93             | 0.19                | 0.26             | 0.22     | 0.33 | 1.0                 | 1.08             | 1.0      | 0.73 |

Рассмотрим вклад отдельных аэрозольных фракций вулканического облака в общую оценку массового содержания  $M_{\text{aer}}$ . Представленные в Таблице 3.4 параметры аэрозольных компонентов вулканического облака дают четкую картину о вкладе каждого из них в общую оценку массового содержания. Можно

заметить, что для идентичных, с точки зрения оптических параметров, таких вулканических пород, как андезит и базальт, разница по  $M_{aer}$  может достигать до 10% при  $r_e=3$  мкм. А если учесть, что в реальных условиях облака вулканического пепла состоят из смеси различных аэрозольных компонентов, то и массовое содержание пепла в различных смесях будет сильно различаться. Таким образом, информация об аэрозольном составе вулканического облака является одним из главных факторов, влияющих на точность восстановления массовых характеристик вулканического пепла.

Процедура восстановления оптических и микрофизических параметров вулканического пепла начинается с выбора аэрозольной модели. Для выбора модели применительно к каждому пикселю, содержащему пепел, используется параметр  $\beta$  с отношением длин волн 12/11 и 8.5/11 мкм (при наличии у спутникового прибора канала 8.5 мкм), рассчитанный с помощью выражения (3.2), и измеренное спутниковым прибором отношение  $R_{3.7}/R_{0.55}$ . Использование параметра  $\beta_{8.5/11}$ , согласно работам [Pavolonis, 2006; Pavolonis et al., 2013], позволяет улучшить обнаружение вулканических облаков на фоне облачности. Выбор модели осуществляется минимизацией невязок, определяемых выражением [Costa, 2010]:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^3 \frac{[S_{obs,i}(\beta_{12/11}, \beta_{8.5/11}, R_{3.7,0.6}) - S_{theo,i}(\beta_{12/11}, \beta_{8.5/11}, R_{3.7,0.6})]^2}{\sigma_i^2} \quad (3.16)$$

где  $S$  – вектор параметров;  $\chi^2$  – невязка;  $\sigma_i$  – среднеквадратичное отклонение ( $\sigma(S_{obs,i})$ ).

Сумма квадратов невязки  $\chi^2$  рассчитывается для каждой оптической модели, затем определяется минимальное значение  $\chi^2$ , которому будет соответствовать выбранная модель. Каждой выбранной модели соответствует своя линейка значений оптических параметров  $m_{ext}$ ,  $\omega$  и  $g$  для определенной длины волны. Для определения  $M_{aer}$  (см. выражение (2.10)) используется  $m_{ext}$  на длине волны 11 мкм (из модели) и  $r_e$ .

Так как, согласно Рисунку 3.3, существует зависимость между  $r_e$  и параметром  $\beta_{12/11}$ , для каждой оптической модели предварительно рассчитываются функции аппроксимации. Учитывая тот факт, что полученные по спутниковым измерениям значения  $\beta_{12/11}$  равны модельным значениям, рассчитанным по теории Ми, функции аппроксимации, с учетом выражения (3.12), позволяют определить  $r_e$ . В рамках настоящей работы функции аппроксимации описывались полиномом 5-ой степени вида:

$$\ln(y) = c_5 x^5 + c_4 x^4 + c_3 x^3 + c_2 x^2 + c_1 x + c_0 \quad (3.17)$$

где  $x$  – аргумент функции;  $c_i$  – коэффициенты.

На вход функции аппроксимации в качестве аргумента подается  $\beta_{12/11}$ , и рассчитывается  $r_e$ . Так как функции спектральной чувствительности каналов различных спутниковых приборов могут различаться между собой, то для удобства расчета коэффициентов в выражении (3.17) в рамках настоящей работы был разработан программный код.

Если проанализировать Рисунок 3.3, можно заметить, что самая высокая чувствительность к  $r_e$ , как правило, наблюдается в диапазоне 0.5-6 мкм (т.е. относительно большие изменения  $\beta_{\text{theo}}$  при относительно небольшом изменении  $r_e$ ). Как только  $r_e$  достигает определённого верхнего порога, наблюдается другая картина – при относительно небольшом изменении  $\beta_{\text{theo}}$  происходят большие изменения  $r_e$ . Таким образом, существуют значительные неопределённости в восстановлении частиц пепла большого размера. Так, например, довольно трудно определить частицы пепла, которые смешаны с каплями  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , когда их размер превышает 6 мкм, особенно, когда содержание капель  $\text{H}_2\text{SO}_4$  в единице объема является преобладающим. Фактически, если в распределении будут присутствовать частицы большого размера, это может привести к неправильному выбору модели и, как следствие, неправильной оценке  $r_e$  и  $M_{\text{aer}}$ .



Согласно выражению (2.18) коэффициент  $\varepsilon$  напрямую связан микрофизическими параметрами вулканического облака, которые определяются, в свою очередь, коэффициентом  $k_{ext}$ . Между  $k_{ext}$  и  $\tau_{aer}$  существует очевидная связь:

$$\tau_{aer,11} = L \cdot k_{ext,11} = -\ln(1 - \varepsilon_{11}) \cdot \cos \theta \quad (3.18)$$

## ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ВАЛИДАЦИИ ПАРАМЕТРОВ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА

### 4.1. Исходные данные

Для реализации методики восстановления параметров вулканического пепла использовались измерения спутниковых приборов: SEVIRI КА Meteosat-9, AVHRR КА серии MetOp, MODIS КА Aqua и АНІ КА Himawari-8. Спутниковый прибор SEVIRI имеет 12 спектральных каналов и позволяет получать информацию с 15 минутным интервалом, пространственным разрешением 1 км в коротковолновой области спектра и 3 км – в ИК области. Калиброванные данные SEVIRI были получены из (<https://archive.eumetsat.int>). Спутниковый прибор AVHRR имеет 6 спектральных каналов с пространственным разрешением 1 км и позволяет получать информацию над заданной территорией два раза в сутки в коротковолновой и ИК областях спектра. Калиброванные данные AVHRR были получены из (<https://www.bou.class.noaa.gov>). Спутниковый прибор MODIS имеет 36 спектральных каналов в диапазоне 0.4-14.4 мкм с пространственным разрешением от 250 м до 1 км. Калиброванные данные MODIS были получены из (<https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov>). Спутниковый прибор АНІ имеет 16 спектральных каналов в диапазоне 0.45-13.3 мкм с пространственным разрешением от 500 м до 2 км. Данные с прибора АНІ принимаются в формате HRIT на приёмные комплексы Дальневосточного центра НИЦ «Планета».

Оценка качества восстановленных параметров вулканического пепла проводилась по данным, полученным во время экспериментального полета научно-исследовательского самолета FAAM (Facility for Airborne Atmospheric Measurements) BAe-146 над Великобританией и окружающими морями в мае 2010 г. Подробно результаты полета самолета FAAM BAe-146 изложены в работах [Marenco et al., 2011; Johnson et al., 2012]. Измерения проводились с помощью бортового лидара в ближнем ультрафиолетовом излучении на длине волны 355 мкм при определенных мерах безопасности, когда концентрация частиц в облаке

не превышала  $2 \text{ мг/м}^3$ . Лидар имеет пространственное разрешение по вертикали 45 метров и временное разрешение по горизонтали равное 1 минуте, что соответствует горизонтальному разрешению вдоль направления полета 7-11 километров. Кроме самолетного лидара дополнительно использовались измерения спутникового лидара CALIOP, установленного на КА CALIPSO. Регистрируя обратное электромагнитное рассеяние, лидар позволяет восстанавливать многие характеристики вулканических облаков, среди которых высота их верхней границы. Лидар CALIOP работает на двух длинах волн 532 и 1064 нм с различным вертикальным и горизонтальным разрешением в зависимости от высоты наблюдения. При высоте ниже 8.2 км вертикальное разрешение равно 30 м, горизонтальное – 333 м, а при высоте выше 8.2 км вертикальное – 60 м, горизонтальное – 1 км. Для исследования использовался следующий набор данных: общее ослабление обратного рассеяния на длине волны 532 нм (продукт CAL\_LID\_L1\_Exp-Prov-V3, версия №3) с пространственным разрешением 1 км, маска и типы облачности (продукт CAL\_LID\_L2\_VFM\_Exp-Prov-V3-40, версия №3) с разрешением 5 км. Данные с КА CALIPSO получены из (<ftp://ftp.icare.univ-lille1.fr>).

Согласно спецификации ([https://www.goes-r.gov/resources/docs/GOES-R\\_GS\\_FPS.pdf](https://www.goes-r.gov/resources/docs/GOES-R_GS_FPS.pdf)) в Таблице 4.1 представлены требования к точности восстанавливаемых параметров вулканического пепла.

Таблица 4.1 Требования к точности параметров вулканического пепла

| Параметр  | Диапазон            | MAE  | RMSE  |
|---|---------------------|--|---|
| $M_{aer}$   | 0-50 $\text{г/м}^2$ | 2 $\text{г/м}^2$   | 2.5 $\text{г/м}^2$  |
| $H_{cld}$   | 0-20 км             | $\epsilon_{aer} > 0.8$ : 500 м   | $\epsilon_{aer} > 0.8$ : 1500 м   |
| $\tau_{aer}$  | 1-5                 | Над землей:<br><0.04: 0.06<br>0.04-0.80: 0.04<br>>0.8: 0.12<br>Над водой:<br><0.4: 0.02<br>>0.4: 0.1 | Над землей:<br><0.04: 0.13<br>0.04-0.80: 0.25<br>>0.8: 0.35<br>Над водой:<br><0.4: 0.15<br>>0.4: 0.23 |
| MAE – средняя абсолютная ошибка<br>RMSE – среднеквадратическая ошибка |                     |  |   |

## 4.2. Анализ качества маски вулканических облаков

Для «качественной» оценки эффективности построения маски облаков вулканического пепла с использованием методики, описанной в разделе 3.1, было рассмотрено несколько спутниковых сцен. Качество построенной маски визуально сравнивалось с результатами, полученными с использованием метода «обратного поглощения». Используемый в настоящей работе метод «обратного поглощения» работает следующим образом: пепел считается присутствующим, если  $ВТD_{11,12} < -0,2$  [Yu et al., 2002].

На Рисунке 4.1 представлена спутниковая сцена, полученная с радиометра AVHRR (КА MetOp-B), на которой наблюдается пепловый шлейф при извержении вулкана Эйяфьядлайёкюдль 6 мая 2010 г.

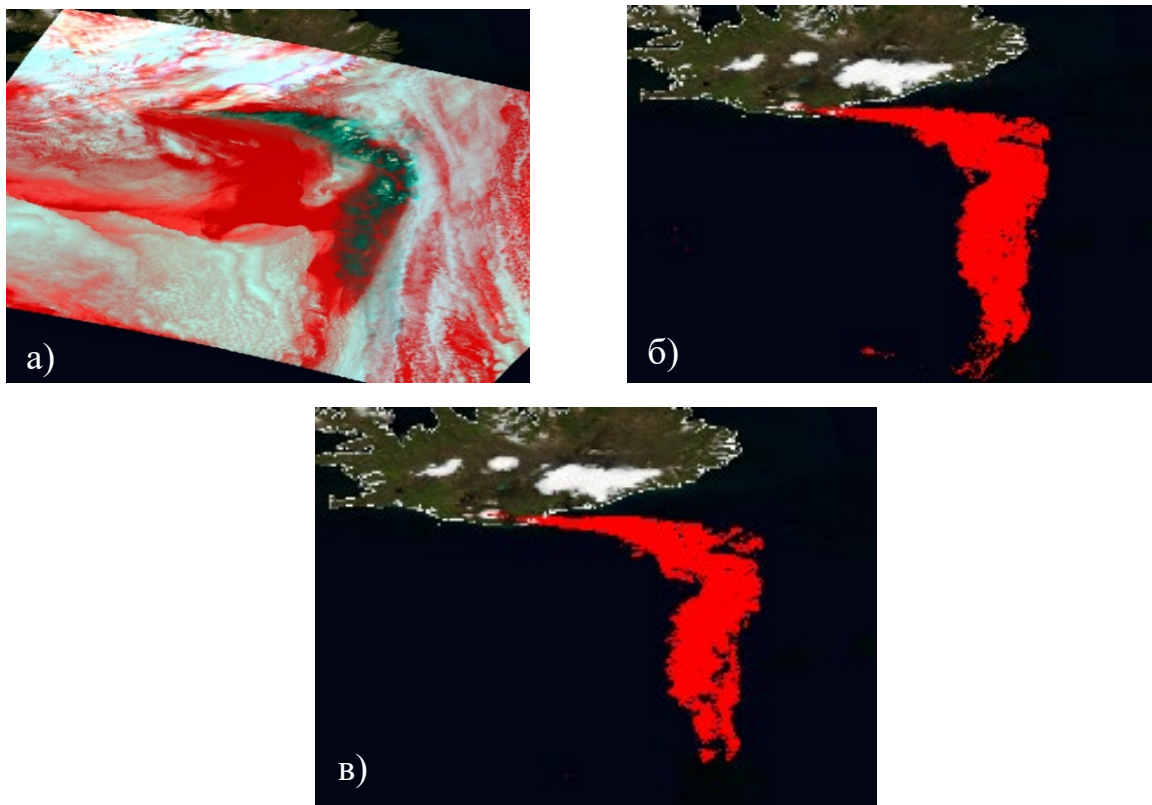


Рисунок 4.1. Спутниковая сцена с радиометра AVHRR (2010.05.06 11:50 UTC): а) Цветосинтезированное изображение ( $ВТD_{11,12}, R_{0.8}, R_{0.6}$ ); б) Маска вулканического пепла, полученная с помощью разности  $ВТD_{11,12} < -0,2$ . в) Маска вулканического пепла, полученная с помощью «пятиканального» алгоритма.

Данный случай уникален тем, что облака пепла этого извержения были хорошо изучены в результате непосредственных измерений с земли [Ansmann et al., 2011; Gasteiger et al., 2011], с помощью самолетных измерений [Marenco et al., 2011; Johnson et al., 2012], а также спутниковых измерений [Prata et al., 2012; Newman et al., 2012].

На Рисунке 4.1а отчетливо виден пепловый шлейф, который хорошо контрастирует на фоне подстилающей поверхности. Для данной спутниковой сцены оба метода обнаружения довольно точно выделили вулканические облака.

На Рисунке 4.2 представлена другая спутниковая сцена, полученная с радиометра AVHRR (КА MetOp-B) 7 мая 2010 г.

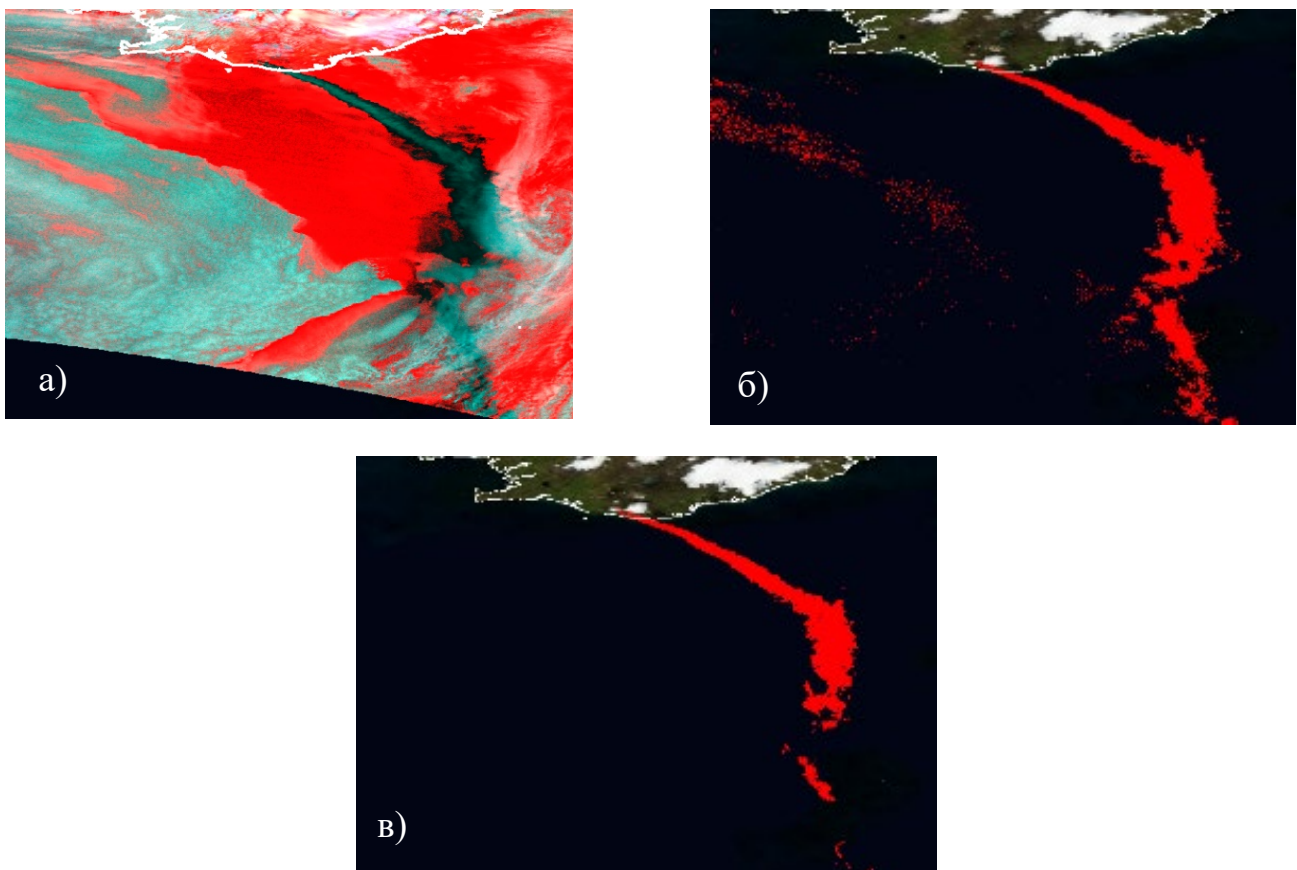


Рисунок 4.2. Спутниковая сцена с радиометра AVHRR (2010.05.07 11:28 UTC): а) Цветосинтезированное изображение ( $BTDR_{11,12}, R_{0.8}, R_{0.6}$ ); б) Маска вулканического пепла, полученная с помощью разности  $BTDR_{11,12} < -0,2$ ; в) Маска вулканического пепла, полученная с помощью «пятиканального» алгоритма.

Как и на Рисунке 4.1а, на Рисунке 4.2а отчетливо виден пепловый шлейф, который хорошо контрастирует на фоне подстилающей поверхности. Для данной спутниковой сцены оба метода обнаружения довольно точно выделили вулканические облака. Однако метод «обратного поглощения» показывает больше ложных срабатываний по сравнению с «пятиканальным» алгоритмом.

На Рисунках 4.1 и 4.2 представлены так называемые идеальные случаи, когда в вулканическом облаке присутствует исключительно пепел, что подтверждается низкими отрицательными значениями  $ВТD_{11,12}$ . На Рисунке 4.3 представлена спутниковая сцена, полученная с радиометра AVHRR (КА MetOp-B) 21 июня 2019 г., на которой запечатлён пепловый шлейф вулкана Райкоке. Извержение является одним из самых мощных за последнее 10 лет в этом регионе. Выброшенные в высокие слои атмосферы частицы аэрозолей распространились на тысячи километров от источника извержения [Гирина и др. 2019].

На Рисунке 4.3 можно заметить существенную разницу в обнаружении пепла между «пятиканальным» алгоритмом и методом «обратного поглощения». На Рисунке 4.3а видно протяженное вулканическое облако, однако значения  $ВТD_{11,12}$  на некоторых его участках свидетельствуют об отсутствии пепла. Дополнительный попиксельный анализ таких участков показал, что  $ВТD_{11,12}$  – положительная,  $R_{1.6}/R_{0.55} > 1.1$ ,  $ВТ_{11} \sim 225$  К, что, согласно Рисунку 3.4б и 3.4в, указывает на наличие на этом участке смешанной с пеплом кристаллической облачности. Это подтверждает и тот факт, что до извержения в данном регионе присутствовала только низкая слоистая облачность. Можно сделать вывод, что началу извержения вулкана Райкоке способствовал мощный парогазовый выброс, что также подтверждается авторами работы [Гирина и др., 2019].

Для случаев, когда при извержении вулкана наблюдается сильная эмиссия водяного пара в атмосферу, автоматический метод детектирования вулканических облаков пепла на основе разности  $ВТD_{11,12}$  априори будет хуже работать, чем «пятиканальный» алгоритм, представленный в данной работе. Анализ спутниковых сцен показал, что «пятиканальный алгоритм» более чувствителен к

присутствию вулканического пепла, особенно смешанного с облачностью, и менее подвержен ложным сигналам. Однако это никак не уменьшает важности использования метода «обратного поглощения» для дешифрирования операторами вулканических облаков путем тщательного масштабирования изображения по  $ВТD_{11,12}$ . Чаще всего такое масштабирование будет отображать контраст между вулканическим облаком и другими объектами. При автоматической обработке спутниковых изображений метод «обратного поглощения» может приводить к большому количеству ложных сигналов.

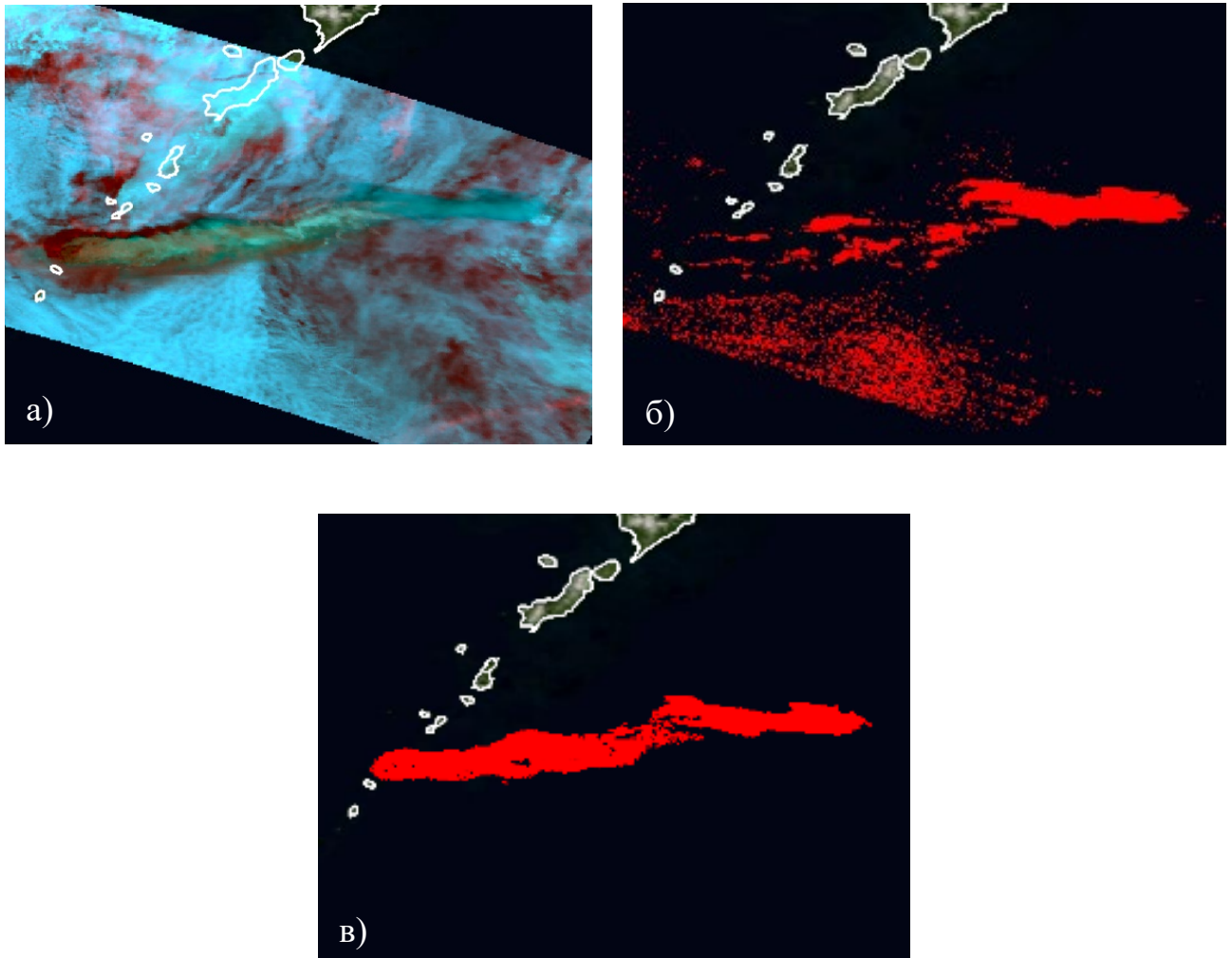


Рисунок 4.3. Спутниковая сцена с радиометра AVHRR (2019.06.21 23:55 UTC): а) Цветосинтезированное изображение ( $ВТD_{11,12}, R_{0.8}, R_{0.6}$ ); б) Маска облака вулканического пепла, полученная с помощью разности  $ВТD_{11,12} < -0,2$ ; в) Маска облака вулканического пепла, полученная с помощью «пятиканального» алгоритма.

### 4.3. Результаты валидации высоты верхней границы вулканических облаков

Для валидации оценок  $N_{\text{cl,d}}$ , полученных с использованием методики, описанной в разделе 3.2, было рассмотрено несколько спутниковых сцен. Валидация проводилась по данным спутникового лидара CALIOP, установленного на КА CALIPSO.

На Рисунке 4.5 для иллюстрации использования данных КА CALIPSO показана траектория его пролета (белая линия), совмещенная со спутниковым изображением, полученным по данным прибора MODIS (КА Aqua), за 11 мая 2010 г. (дата максимального сближения траекторий пролета двух КА), на котором запечатлён пепловый шлейф пепла от вулкана Эйяфьядлайёкюдль.

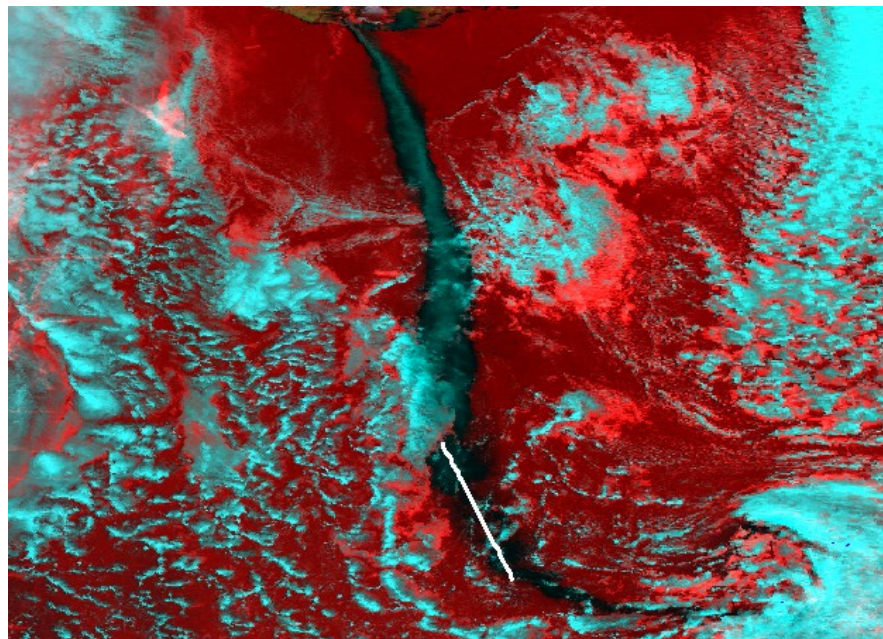


Рисунок 4.5. Совмещение траектории пролета КА CALIPSO со спутниковым изображением, полученным по данным прибора MODIS (КА Aqua) (2010.05.11 14:05 UTC).

Для анализа восстановленных значений  $N_{\text{cl,d}}$  отбирались пролеты КА CALIPSO и Aqua с разницей по времени, не превышающей 15 минут. Затем



происходило пространственное совмещение: для каждого лидарного измерения осуществлялся поиск ближайшего облачного пикселя по данным прибора MODIS.

На Рисунке 4.6 показаны графики вертикального распределения коэффициента обратного рассеяния и маска облачности по маршруту (по географическим координатам) съемки КА CALIPSO. Совмещенные с данными КА CALIPSO значения  $N_{\text{cld}}$  показаны на графиках в виде черных точек.

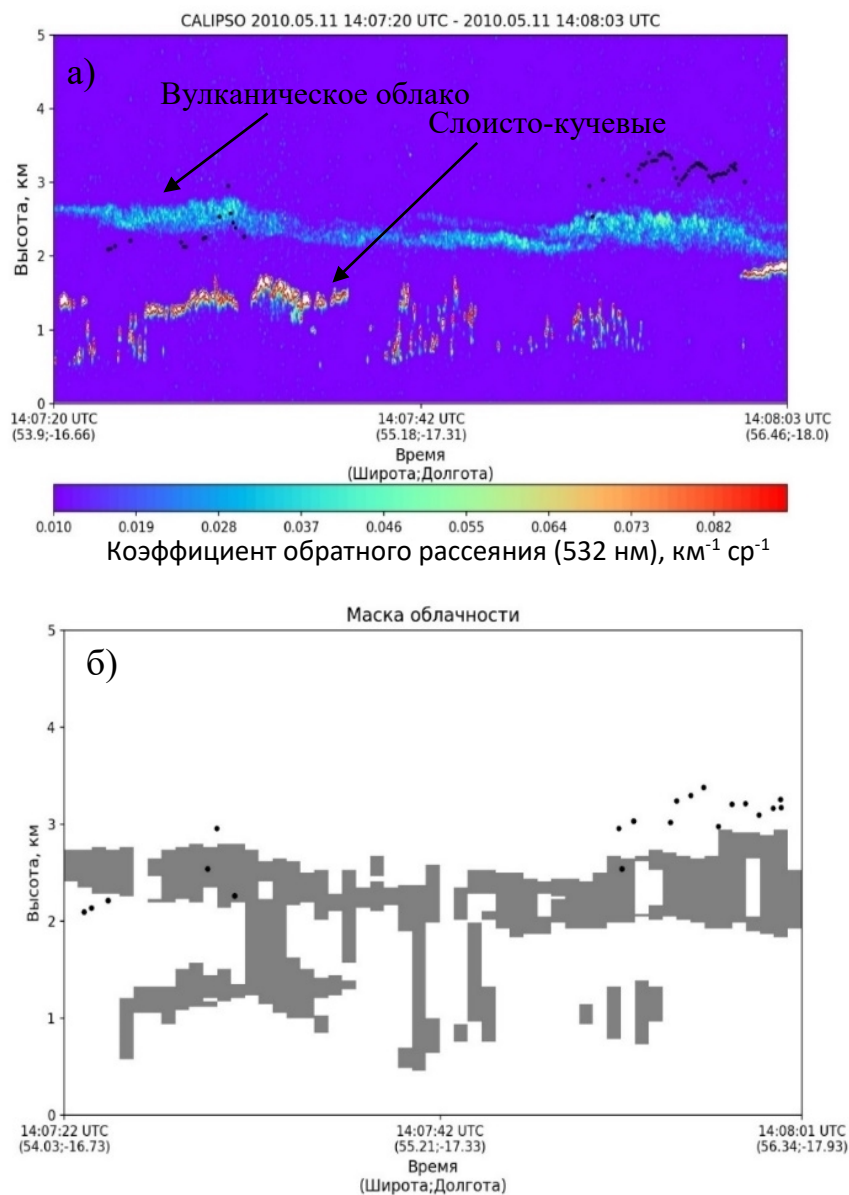


Рисунок 4.6. Набор данных КА CALIPSO с совмещенными значениями  $N_{\text{cld}}$ :

а) Коэффициент обратного рассеяния; б) Маска облачности.

На Рисунке 4.6а можно проследить высокую чувствительность лидара CALIOP к присутствию вулканических аэрозолей в атмосфере. В тоже время из-за низкой чувствительности пассивных спутниковых приборов к малым концентрациям пепла, не так много пикселей на спутниковом изображении были детектированы как пепел. Дополнительный анализ показал, что значения  $\epsilon_{\text{cld}}$  для этого участка очень малы, порядка  $\sim 0.1$ , что говорит о полупрозрачных вулканических облаках. Данный случай уникален тем, что вулканические облака расположены над капельной облачностью. Совмещенные оценки  $N_{\text{cld}}$  по данным MODIS с маской облачности по данным CALIOP (Рисунок 4.6б) показывают хорошую согласованность.

На Рисунке 4.7 представлено спутниковое изображение MODIS, на котором запечатлен выброс с вулкана Гримсвотн 23 мая 2011 г. Пепел сильно контрастирует на фоне других объектов на изображении, что говорит о его высоких концентрациях в атмосфере.

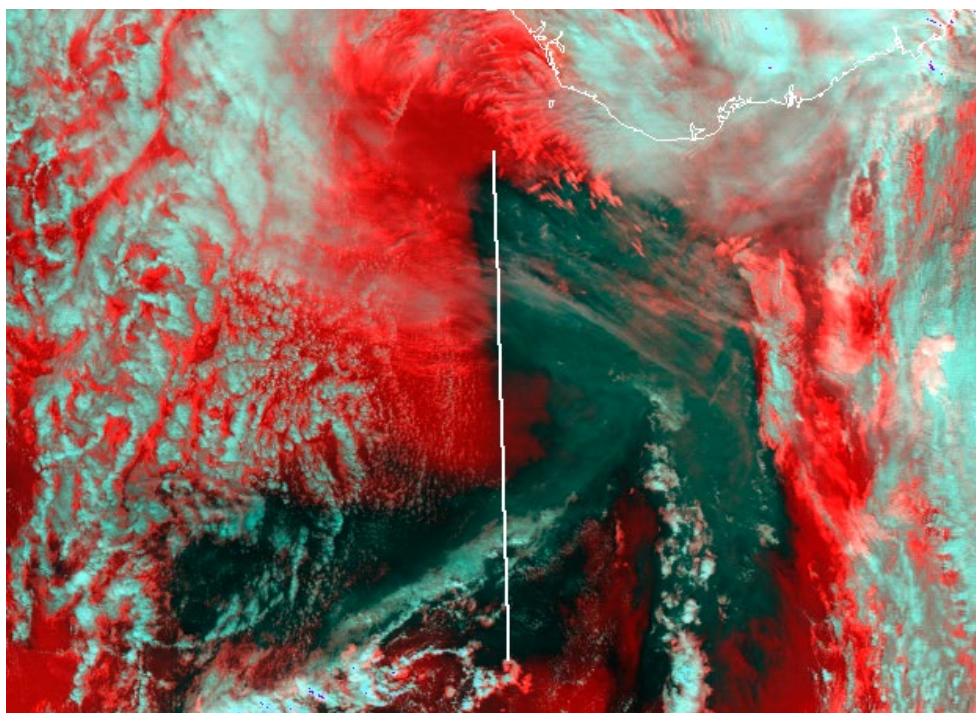


Рисунок 4.7. Совмещение траектории пролета КА CALIPSO со спутниковым изображением, полученным по данным прибора MODIS (КА Aqua) (2011.05.23 14:00 UTC).

На Рисунке 4.8 показано вертикальное распределение коэффициента обратного рассеяния и маска облачности по маршруту (по географическим координатам) съемки КА CALIPSO с совмещенными значениями  $N_{\text{cld}}$  по данным прибора MODIS.

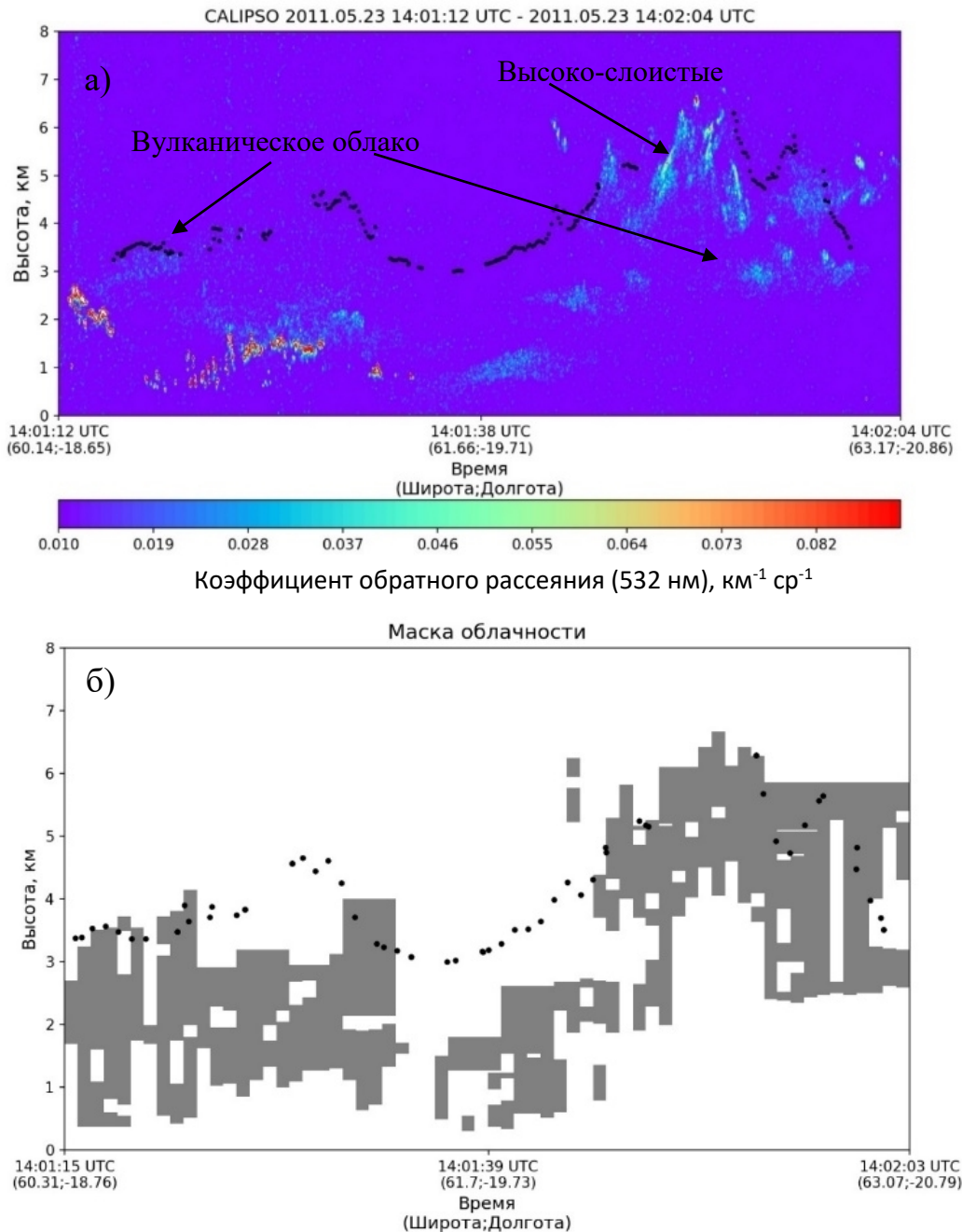


Рисунок 4.8. Набор данных КА CALIPSO с совмещенными значениями  $N_{\text{cld}}$  (2011.05.23): а) Коэффициент обратного рассеяния; б) Маска облачности.

В отличие от случая, представленного на Рисунке 4.5, этот случай уникален тем, что имеются участки на изображении, где высокослоистая облачность

расположена над вулканическим облаком (Рисунок 4.8б). При этом наблюдаются довольно низкие значения  $ВТD_{11,12}$ , ниже  $-0.4$  К, что говорит о присутствии в этой области вулканического пепла. Однако стоит отметить, что основной слой вулканических облаков по данным лидара CALIOP расположен на высоте  $\sim 4$  км, хотя оценки  $H_{cld}$  показывают высоту  $\sim 6$  км. Наличие оптически плотной облачности над слоем вулканических облаков приводит к неправильной оценке  $H_{cld}$ . Проблема определения  $H_{cld}$  для вулканических облаков, маскированных облачностью, обсуждается в работах [Pavolonis et al., 2004; Pavolonis et al., 2012]. Для ее решения необходим дополнительный набор спектральных каналов, а также анализ вертикального профиля температуры на предмет присутствия облаков в атмосфере. В рамках настоящей работы данная проблема рассмотрена не будет, это задача для будущих исследований.

Последний случай выброса пепла, рассмотренный в данной главе, представлен на Рисунке 4.9 и относится к извержению 6 июня 2011 г. вулкана Пуеуэ в Чили. Отличительная особенность извержения в том, что оно на начальном этапе сопровождалось эмиссией в атмосферу большого количества парогазовой смеси. Плотные вулканические облака растянулись на сотни километров от вулкана. На Рисунке 4.9 можно отчетливо идентифицировать парогазовые облака и вулканический пепел, который контрастирует на общем фоне (выделен тонами красного).

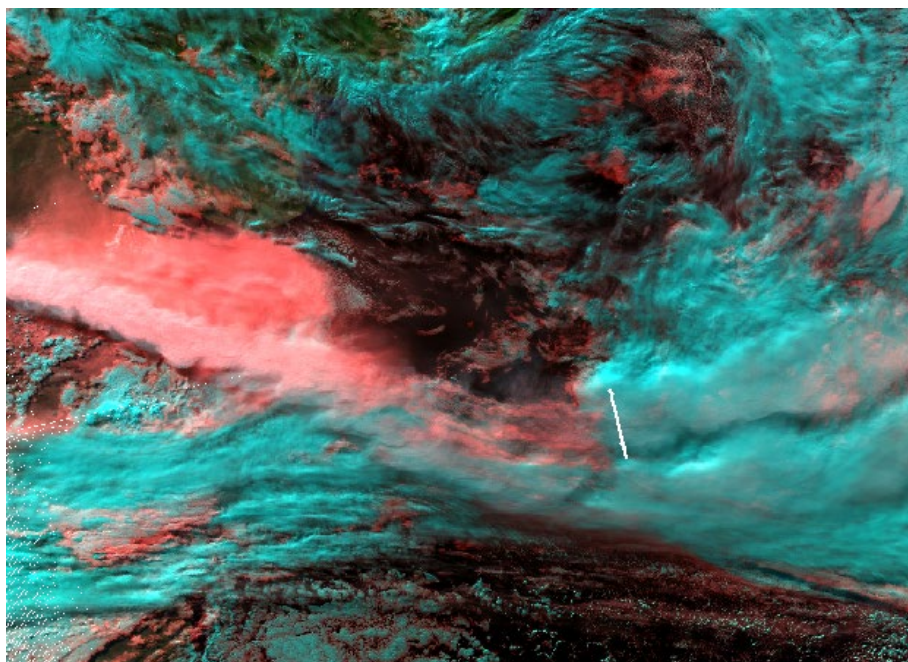


Рисунок 4.9. Совмещение траектории пролета КА CALIPSO со спутниковым изображением, полученным с прибора MODIS (КА Aqua) (2011.06.05 17:55 UTC).

Стоит отметить, что расчеты микрофизических параметров, валидация которых будет представлена в следующей главе настоящей работы, показали наличие в области пролета КА CALIPSO смеси частиц пепла базальтового состава и капель  $H_2SO_4$  в пропорции 3:7. Это подтверждает факт присутствия парогазовой смеси с небольшим количеством пепла базальтового состава, так как базальт является основной вулканической породой для этого вулкана [Singer et al., 2008].

На Рисунке 4.10 показаны графики вертикального распределения ослабления обратного рассеяния маршрута (по географическим координатам) съемки КА CALIPSO и маска облачности.

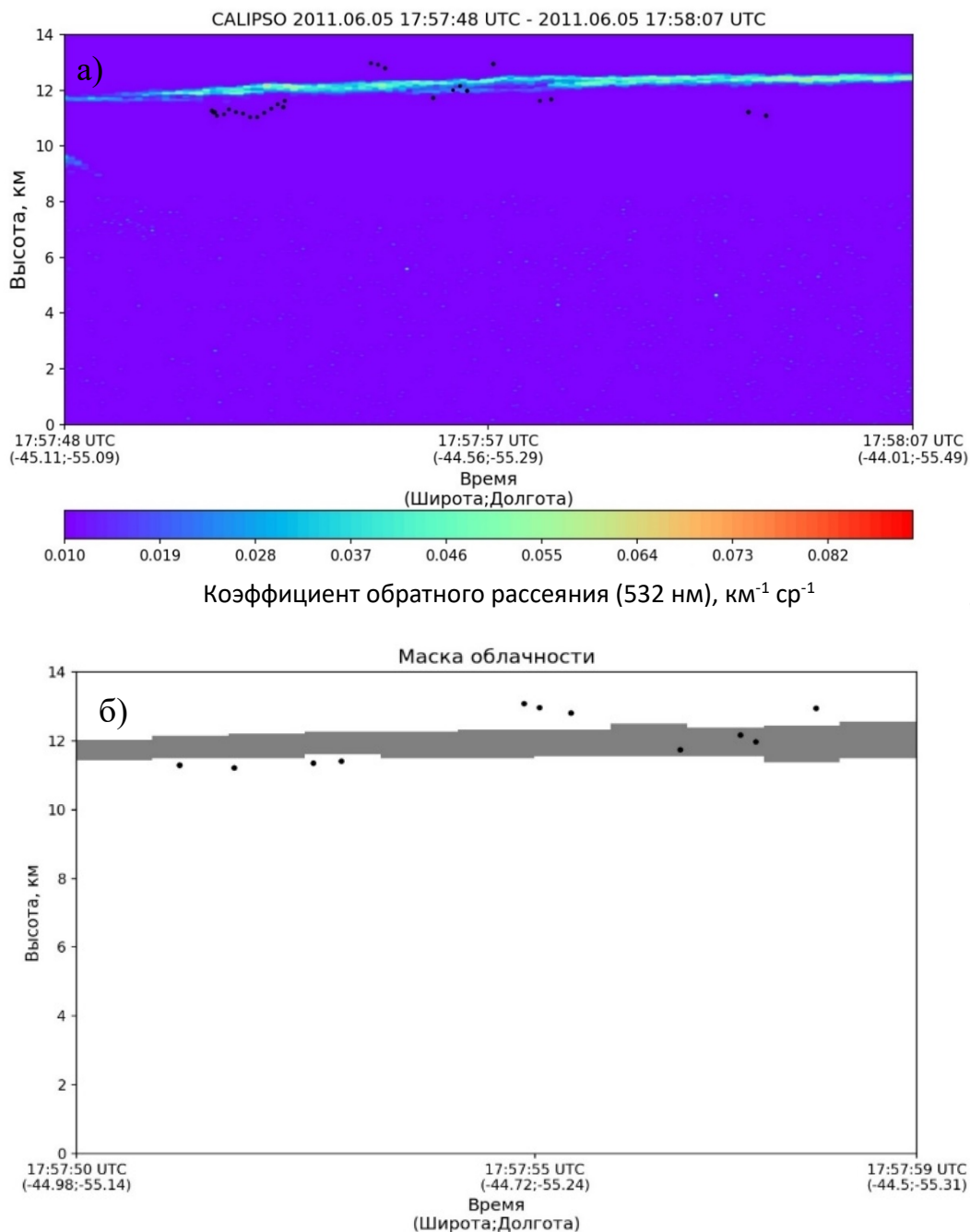


Рисунок 4.10. Набор данных КА CALIPSO с совмещенными значениями  $H_{\text{cld}}$  за 5 июня 2011 г.: а) Коэффициент обратного рассеяния; б) Маска облачности.

На Рисунке 4.11 представлены результаты сравнения оценок  $H_{\text{cld}}$ , полученных по данным MODIS, с данными спутникового лидара CALIOP для представленных выше случаев. Верхняя граница облачности по данным CALIOP определялась высотой самого высокого облака в профиле набора данных. Рассматривались только случаи, когда разница по  $H_{\text{cld}}$  между лидаром и данными

прибора MODIS не превышала 3 км, чтобы избежать ситуации многослойных облаков.

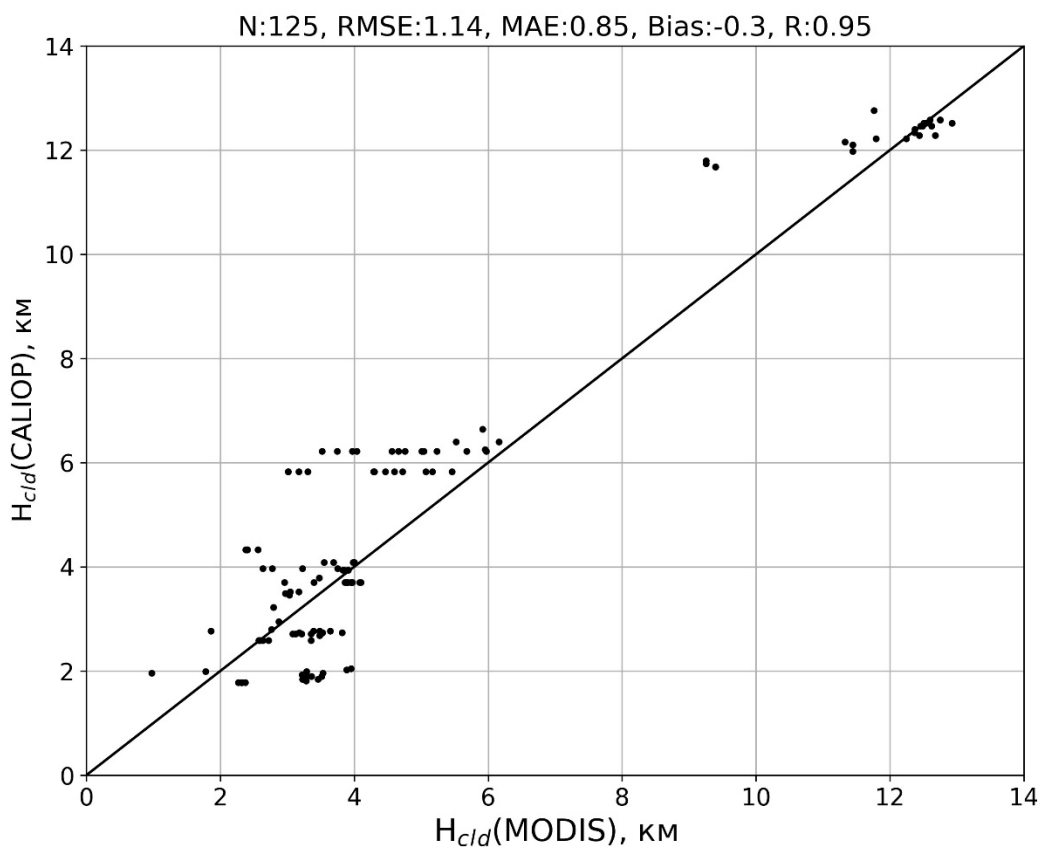


Рисунок 4.11. Сопоставление оценок  $H_{cld}$ , восстановленных по данным MODIS и CALIOP.

Результаты сравнения показали высокую согласованность (коэффициент корреляции (R), равный 0.95, и RMSE, равную 1.14 км), что говорит об эффективности предложенной методики. Значения  $H_{cld}$  по данным MODIS в среднем отрицательно смещены относительно CALIOP на величину Bias, равную -0.3 км.

#### 4.4. Результаты валидации оптических и микрофизических параметров вулканического пепла

Для реализации представленной в разделе 3.3 методики восстановления оптических и микрофизических параметров вулканического пепла

использовались измерения спутникового прибора SEVIRI КА Meteosat-9. В качестве объекта исследования был выбран случай извержения вулкана Эйяфьядлайёкюдль в Исландии, произошедший в мае 2010 г.

Оценка качества восстановленных параметров вулканического пепла проводилась по данным научно-исследовательского самолета FAAM BAe-146. Пролеты FAAM BAe-146 (красная кривая), совмещенные со спутниковыми изображениями SEVIRI за 14,16 и 17 мая 2010 г., представлены на Рисунке 4.12.

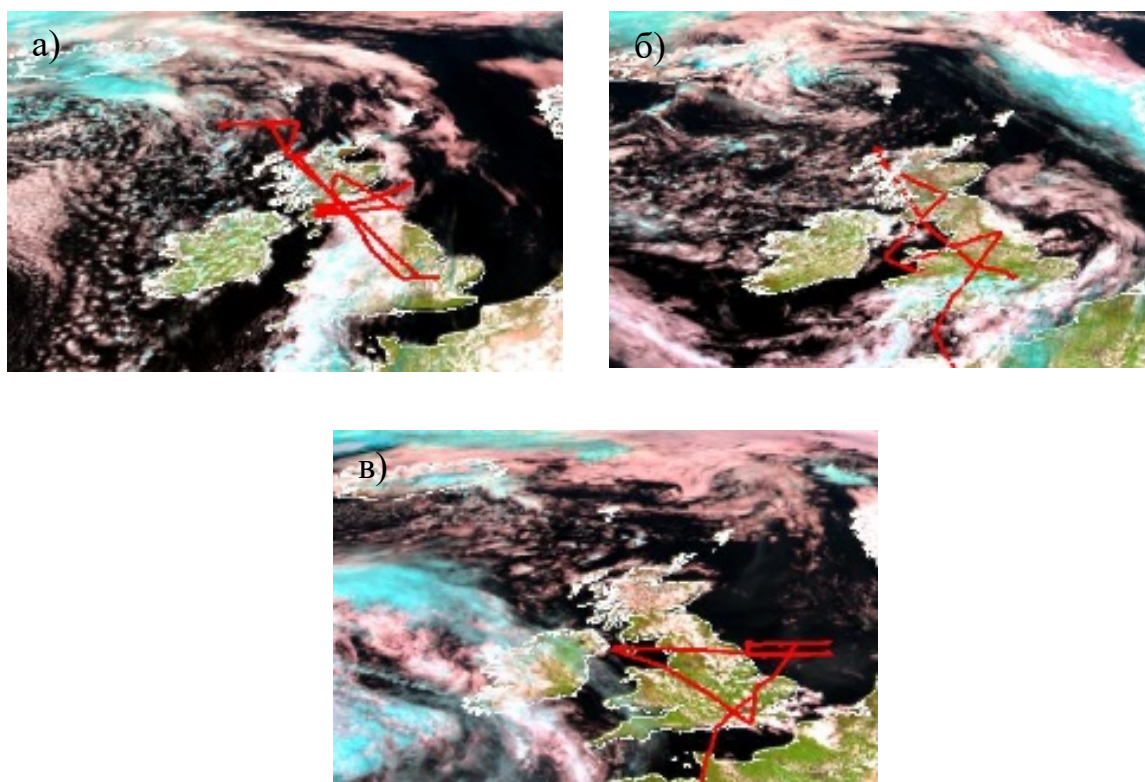


Рисунок 4.12. Совмещенные со спутниковыми изображениями SEVIRI пролеты FAAM BAe-14: а) 14 мая (12:00 UTC), б) 16 мая (14:00 UTC), в) 17 мая (15:00 UTC).

Как было отмечено ранее, лидарные измерения чувствительны к оптически тонким аэрозолям в атмосфере. В связи с чем, полученные во время полета FAAM BAe-146 лидарные измерения индивидуально проверялись на наличие облачности и других аэрозолей, которые затем удалялись из набора данных. По результатам проверки и обработки лидарных измерений рассчитывались вертикальные



распределения концентрации  $W_{\text{aer,lid}}$  и объемного коэффициента ослабления  $k_{\text{ext,lid}}$ , которые представлены на Рисунке 4.13 и 4.14. Каждому вертикальному профилю соответствует определенное время и географические координаты.

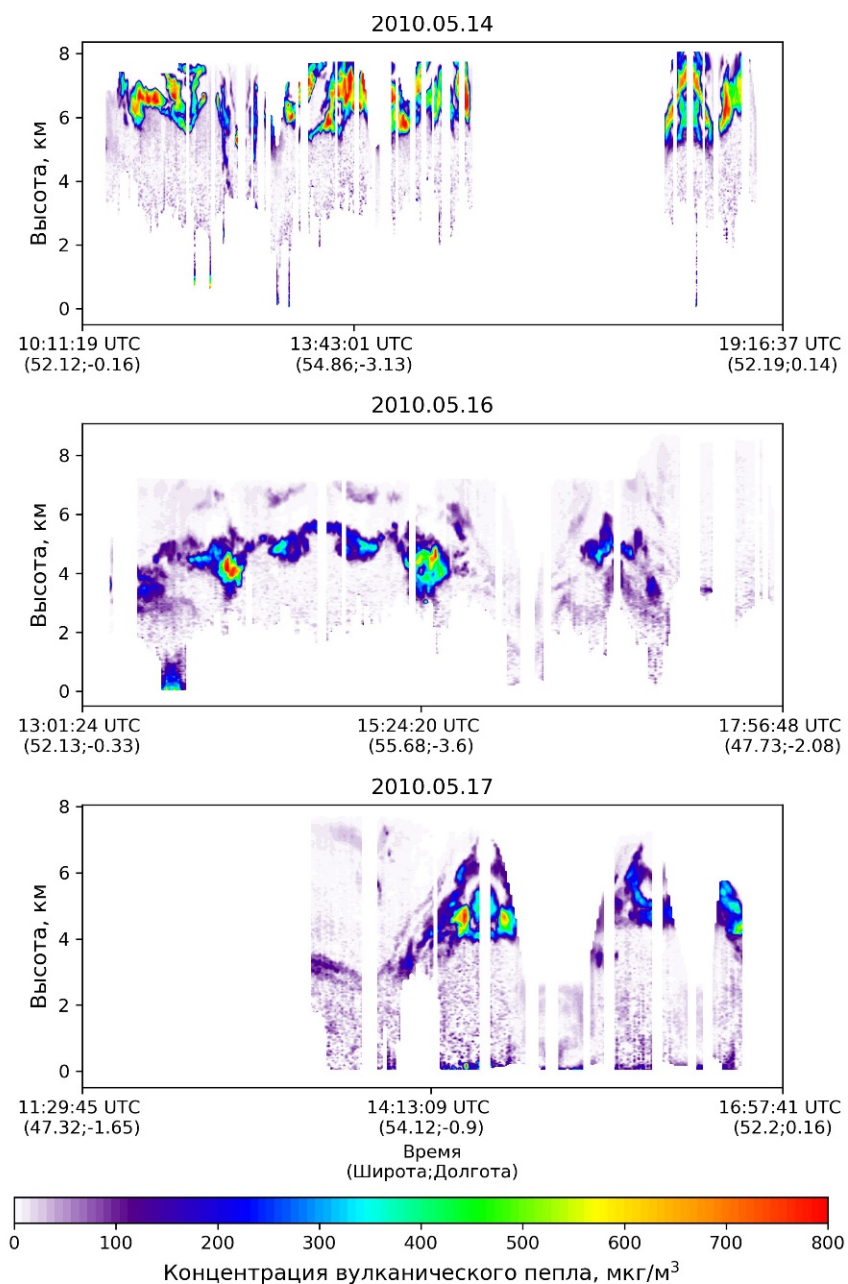


Рисунок 4.13. Концентрация вулканического пепла, полученная по данным лидарных измерений во время полета научно-исследовательского самолета FAAM BAe - 146.

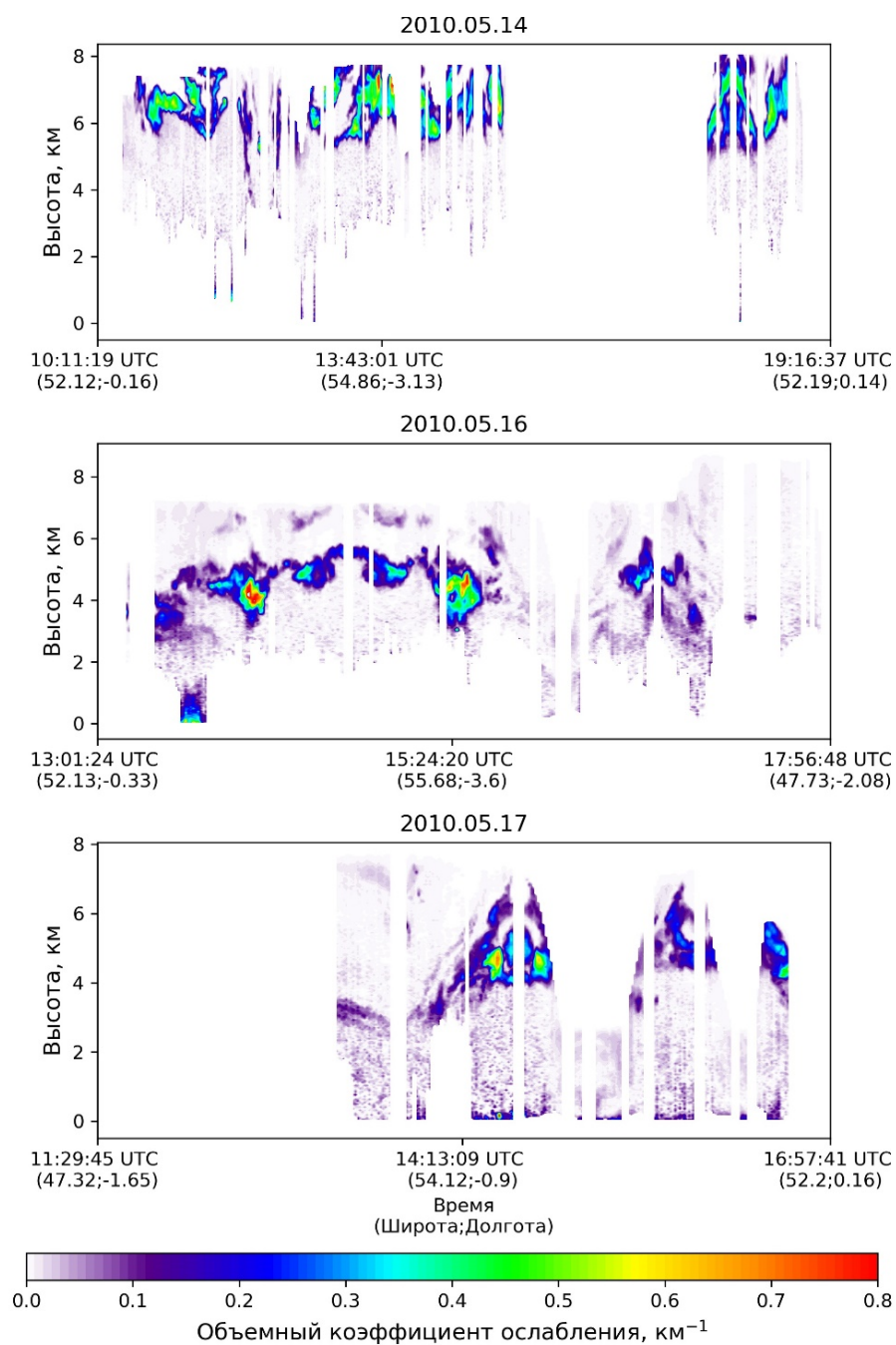


Рисунок 4.14. Объемный коэффициент ослабления вулканического пепла, полученный по данным лидарных измерений во время полета научно-исследовательского самолета FAAM BAe - 146.

Чтобы перейти от вертикального распределения  $W_{\text{aer,lid}}$  и  $k_{\text{ext,lid}}$  к значениям в столбе необходимо проинтегрировать данные по высоте с помощью следующих выражений:

$$M_{aer,lid} = \int_{z_1}^{z_2} W_{aer,lid}(z) dz$$

$$\tau_{aer,lid} = \int_{z_1}^{z_2} k_{ext,lid}(z) dz$$
(4.1)

где  $M_{aer,lid}$  – массовое содержание пепла,  $\Gamma/\text{м}^2$ ;  $\tau_{aer,lid}$  – оптическая толщина вулканического облака на длине волны 0.355 мкм;  $z_1, z_2$  – нижняя и верхняя границы вулканического облака, соответственно.

При интегрировании выполнялись следующие условия: нижняя граница была установлена на высоте 2 км, верхняя – на 300 м ниже высоты полёта самолета [Marengo et al., 2011]. Так как для спутниковых данных  $\tau_{aer}$  восстанавливается для длины волны 11 мкм, а для самолетного лидара – на длине 0.355 мкм, необходимо выполнить перерасчет  $\tau_{aer}$  на длину волны 0.355 мкм с помощью выражения:

$$\tau_{0.355} = \frac{\tau_{11} \cdot k_{ext,0.355}}{k_{ext,11} (1 - \omega_{11})}$$
(4.2)

где  $\tau_{0.355}$  – оптическая толщина на длине волны 0.355 мкм, рассчитанная по данным SEVIRI.

Сравнение спутниковых и самолетных оценок массового содержания пепла и оптической толщины осуществлялось по определенной схеме. Так как параметры вулканического пепла восстанавливались по данным геостационарного КА Meteosat-9, то на первом этапе предварительно для каждого сеанса SEVIRI производилась коррекция параллакс-эффекта, когда при наблюдении объекта с геостационарной орбиты под большими зенитными углами его истинное положение не соответствует наблюдаемому. Затем отбирались данные, когда разница по времени между съемкой спутникового прибора SEVIRI и временем пролета самолета FAAM BAe-146 не превышала 2 минут. Далее осуществлялось пространственное совмещение: для каждого пикселя с пеплом по

данным SEVIRI осуществлялся поиск ближайшего самолетного измерения. В сравнении участвовали измерения с массовым содержанием пепла более  $0.1 \text{ г/м}^2$ , чтобы не учитывать измерения, где нет вулканического пепла. Составлялись массивы данных отдельно для спутниковых и самолетных измерений, затем сравнивались результаты. Сравнение массового содержания и оптической толщины по данным спутниковых и самолетных измерений представлено на Рисунке 4.15.

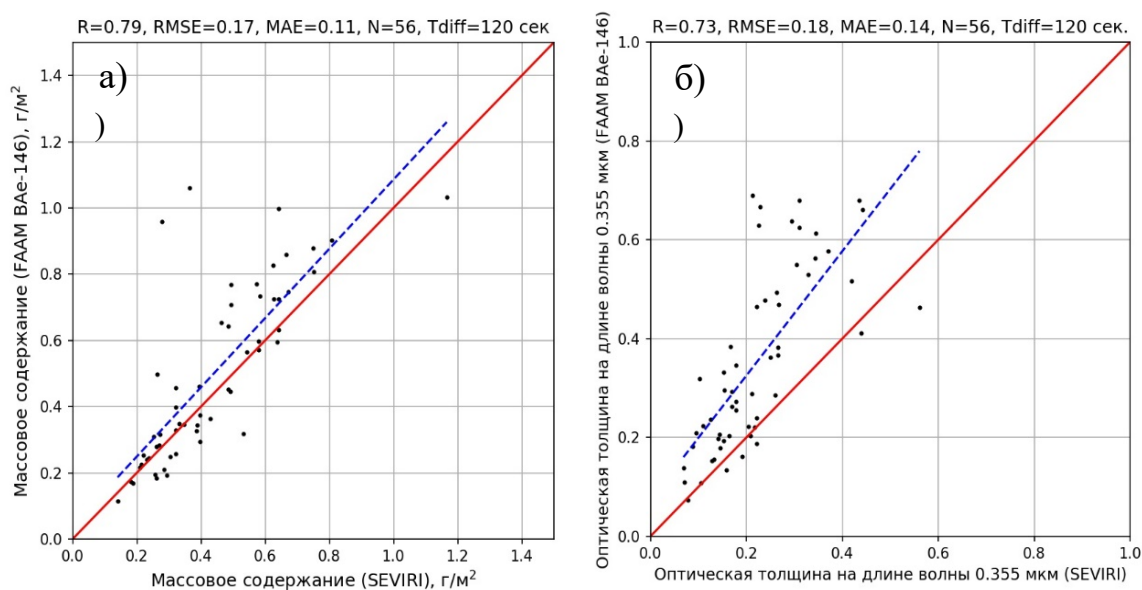


Рисунок 4.15. Сопоставление параметров вулканического пепла, восстановленных по данным самолетных и спутниковых измерений: а) массовое содержание; б) оптическая толщина на длине волны 0.355 мкм ( $R$  – коэффициент корреляции;  $N$  – количество совпадений;  $Tdiff$  – максимальная разность по времени между пролетом самолета и съемкой спутниковым прибором).

В соответствии с условиями представленной выше схемы сравнения, для всего набора данных самолетных измерений было отобрано 56 случаев. Сравнение было произведено за разные даты, что может говорить об уникальности каждого случая, характеризующегося различной оптической толщиной и концентрацией частиц вулканического облака. В Таблице 4.2

представлены результаты сопоставления параметров вулканического пепла для каждой даты измерений.

Таблица 4.2. Результаты сопоставления параметров вулканического пепла

|                     | 14.05.2010 | 16.05.2010 | 17.05.2010 |
|---------------------|------------|------------|------------|
| N                   | 42         | 12         | 2          |
| Массовое содержание |            |            |            |
| RMSE                | 0.19       | 0.08       | 0.25       |
| MAE                 | 0.11       | 0.06       | 0.24       |
| Оптическая толщина  |            |            |            |
| RMSE                | 0.15       | 0.25       | 0.34       |
| MAE                 | 0.11       | 0.19       | 0.34       |

Во время полета научно-исследовательского самолета FAAM BAe-146, также осуществлялся забор проб пепла. Анализ показал, что частицы в слое атмосферы распределены по логнормальному закону с преобладанием размеров 1-10 мкм [Turnbull et al., 2012, Johnson et al., 2012]. Пик распределения приходится на размер частиц 1.8 мкм, что хорошо согласуется с представленным на Рисунке 4.16 результатом распределения частиц пепла по данным SEVIRI, которое было получено для всех детектированных пепловых пикселей на спутниковых изображениях за исследуемые даты.

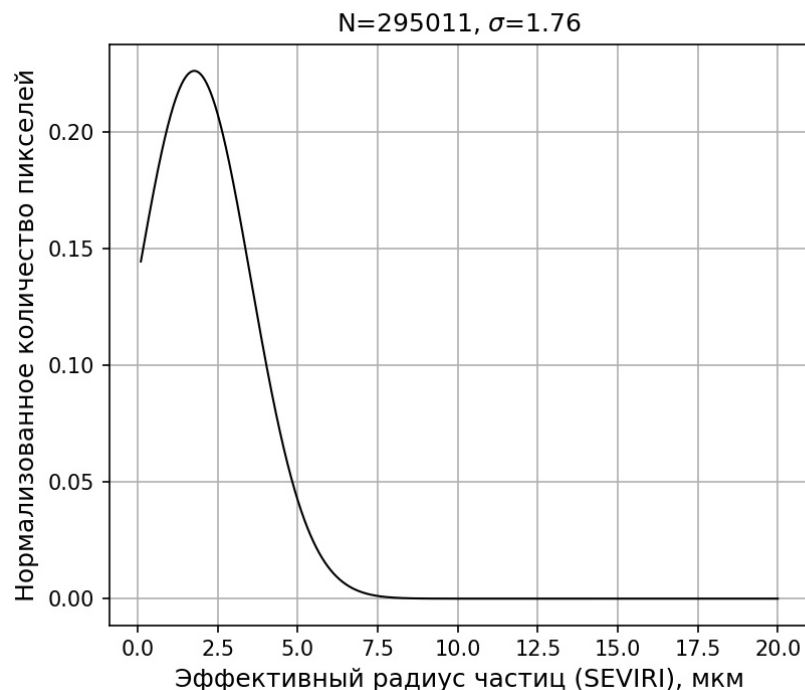


Рисунок.4.16 Распределение частиц вулканического пепла по размерам по данным SEVIRI (за 14,16 и 17 мая 2010 г.).

Использование независимых самолетных измерений во время извержения вулкана Эйяфьядлайёкюдль позволило оценить оптические и микрофизические параметры вулканического пепла. Результаты сравнения показали следующее: коэффициент корреляции – больше 0.7, среднеквадратические ошибки для  $M_{aer}$  – 0.79, для  $\tau_{aer}$  – 0.73, что говорит об эффективности предложенной методики

Получить дополнительные независимые самолетные измерения по параметрам вулканического пепла довольно сложно. Во-первых, извержение должно быть довольно мощным, чтобы вулканические облака долгое время находились в атмосфере. Во-вторых, при планировании самолетных измерений всегда учитываются безопасность забора проб и экономическая составляющая такого эксперимента. После получения всей необходимой информации о параметрах пепла возникают дополнительные трудности интерпретации результатов и сопоставления их с данными спутниковых измерений. Так, измерения узконаправленного луча лидара, установленного на самолете FAAM

ВAe-146, имеют небольшое разрешение, порядка нескольких метров, поперек площади съемки, и довольно большое, 7-8 км, вдоль. При этом одному лидарному измерению соответствует приблизительно 8-9 пикселей (~9-10 км) спутникового измерения (для SEVIRI). Другим немаловажным фактором является сложность в определении отношения коэффициента обратного рассеяния лидара к коэффициенту ослабления вулканического пепла. Луч лидара имеет строгое рассеивание назад, а измерения спутникового прибора учитывают, как рассеяние излучения во всех направлениях, так и поглощение. На различие в оценках параметров пепла также влияет вертикально развитая структура вулканического облака. Так как спутниковый прибор измеряет излучение, идущее непосредственно от верхнего слоя вулканического облака, то в случае многослойных облаков он не сможет получить информацию о нижележащих слоях, которые зачастую могут иметь большую концентрацию частиц пепла, чем верхний слой облака. Несмотря на вышеперечисленные факторы, спутниковые и лидарные оценки параметров вулканического пепла хорошо согласуются между собой.

## **ГЛАВА 5. ПРОГРАММНЫЙ КОМПЛЕКС ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА**

### **5.1. Описание программного комплекса**

Представленные в настоящей работе методики восстановления параметров вулканического пепла были реализованы в виде программных модулей, написанных на языке программирования Python, и включены в единый программный комплекс «PLANETA CALC VOLCANIC ASH», свидетельство о государственной регистрации которого представлено в приложении.

Назначение программного комплекса «PLANETA CALC VOLCANIC ASH» – автоматическое восстановление параметров вулканического пепла по спутниковым данным. В настоящее время объем принимаемой спутниковой информации столь значителен, что визуальное дешифрирование вулканических облаков оператором в оперативном режиме становится затруднительным. В то же время программный комплекс осуществляет полный цикл операций: чтение спутниковых данных, обработка, детектирование вулканических облаков, получение информации о параметрах пепла в виде цифровых массивов данных и растровых изображений. Программный комплекс позволяет обрабатывать информацию с большинства современных спутниковых приборов: AVHRR (КА серии NOAA, MetOp), MODIS (КА Terra, Aqua), VIIRS (КА Suomi NPP, NOAA-20), SEVIRI (КА серии Meteosat) и АНІ (КА Himawari-8).

Уникальность программного комплекса заключается, в том числе, в гибкости работы с новыми спутниковыми приборами. При обработке данных с нового прибора используется функционал уже реализованных методик, а также информация о функциях спектральной чувствительности каналов, справочные таблицы яркостных температур и интенсивностей излучения в спектральных каналах для различных атмосферных условий и геометрии наблюдений.



Общая структурная схема работы программного комплекса «PLANETA CALC VOLCANIC ASH» представлена на Рисунке 5.1.

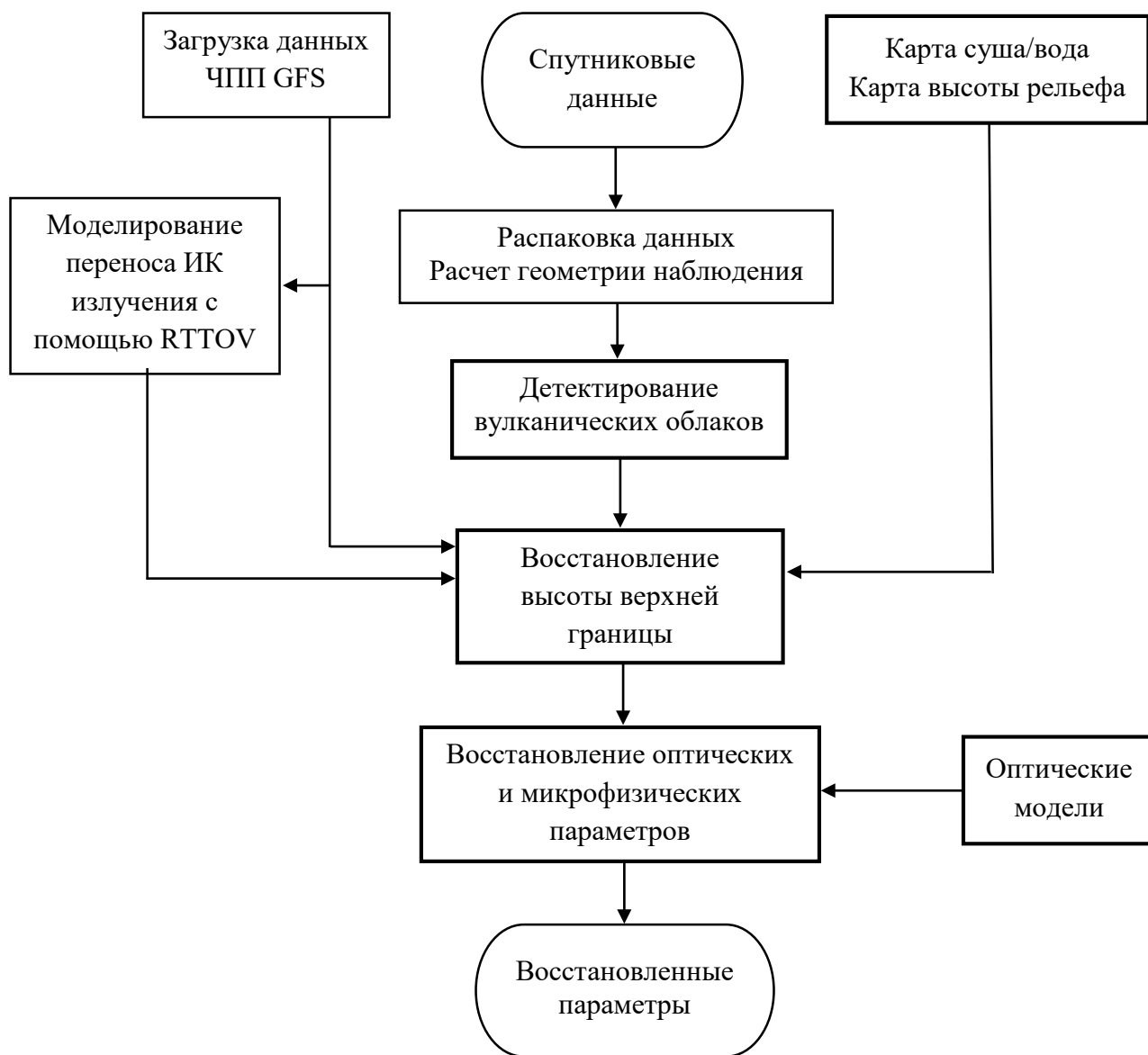


Рисунок 5.1 Структурная схема работы программного комплекса «PLANETA CALC VOLCANIC ASH».

Процесс восстановления параметров вулканического пепла осуществляется в несколько этапов:

- 1) Распаковка данных спутникового прибора, расчет коэффициентов спектральной яркости и геометрии наблюдения;

- 2) Загрузка данных ЧПП GFS с шагом 0.25 градуса. Интерполяция данных ЧПП на географическую сетку спутникового прибора;
- 3) Детектирование вулканических облаков с помощью «пятиканального алгоритма». (Есть возможность расширить функционал детектирования путем добавления новых спектральных каналов);
- 4) Восстановление высоты верхней границы вулканических облаков;
- 5) Восстановление оптических и микрофизических параметров вулканического пепла. (Есть возможность расширить функционал путем добавления новых оптических моделей с различным сочетанием аэрозольных компонентов вулканического облака);
- 6) Сохранение информации о параметрах вулканического пепла в растровых форматах jpg, GeoTiff или цифровом формате hdf5.

В разделе 5.2 будут представлены примеры информационной продукции, отображающей параметры вулканического пепла для случаев извержения вулканов Камчатки и Курил.

## **5.2. Анализ параметров вулканического пепла**

Представленный в предыдущей главе программный комплекс восстановления параметров вулканического пепла «PLANETA CALC VOLCANIC ASH» предназначен для комплексного решения задач своевременного обнаружения вулканических облаков, а также расчета его параметров для оперативного оповещения соответствующих служб о появлении опасности. В рамках данного раздела будет рассмотрено несколько примеров информационной продукции с различных спутниковых приборов для случаев извержений вулканов Камчатки и Курил.

На Рисунке 5.2 представлена спутниковая сцена, полученная с радиометра AVHRR (КА MetOp-B), на которой наблюдается пепловый шлейф при извержении вулкана Безымянный (15 марта 2019 г. 23:55 UTC).

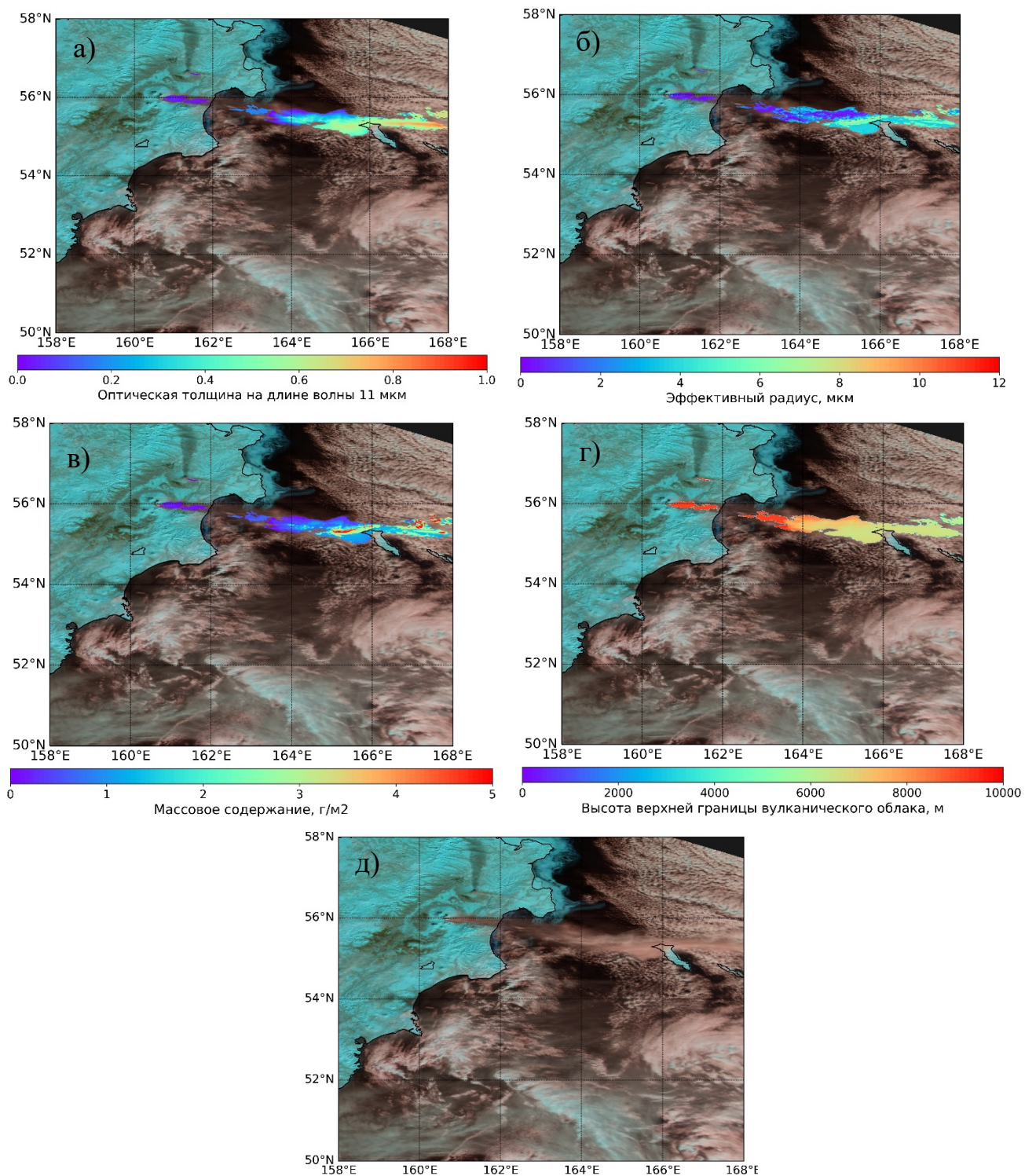


Рисунок 5.2 Примеры информационной продукции программного комплекса «PLANETA CALC VOLCANIC ASH» для случая извержения вулкана Безымянный (15 марта 2019 г. 23:55 UTC): а) Оптическая толщина на длине волны 11 мкм; б) Эффективный радиус частиц; в) Массовое содержание; г) Высота верхней границы; д) Цветосинтезированное изображение.

Результаты расчета параметров облака вулканического пепла позволяют сделать следующие выводы: наблюдается опасное содержание вулканического пепла, превышающее пороговое значение в  $2 \text{ г/м}^2$ ; высота выброса вулканического пепла составляет свыше 10 км над уровнем моря; по мере распространения пеплового шлейфа от вулкана высота его верхней границы понижается до 5-6 км над уровнем моря; согласно вычислениям вулканическое облако примерно на 70% состоит из парогазовой смеси и на 30% из пепла. Данные выводы подтверждены работой [Гирина и др., 2020], в которой указывается, что извержение вулкана Безымянный сопровождалось мощной парогазовой активностью.

Рассмотрим на Рисунке 5.3 спутниковую сцену, полученную с радиометра MODIS (КА Aqua), на которой наблюдается пепловый шлейф при извержении вулкана Шивелуч (2015.05.25 02:05 UTC). В зависимости от розы ветров и высоты вулканическое облако меняет свое направление. Судя по спутниковому изображению, первоначально выброс вулканического пепла произошел на высоту  $\sim 9-10$  км, затем последовал парогазовый выброс на высоту  $\sim 9$  км. Об этом свидетельствуют данные лидара CALIOP, представленные на Рисунке 5.4. Именно парогазовое облако имеет наибольшую геометрическую толщину и массовое содержание пепла, в 3 раза превышающее опасные для авиации допустимые пределы.

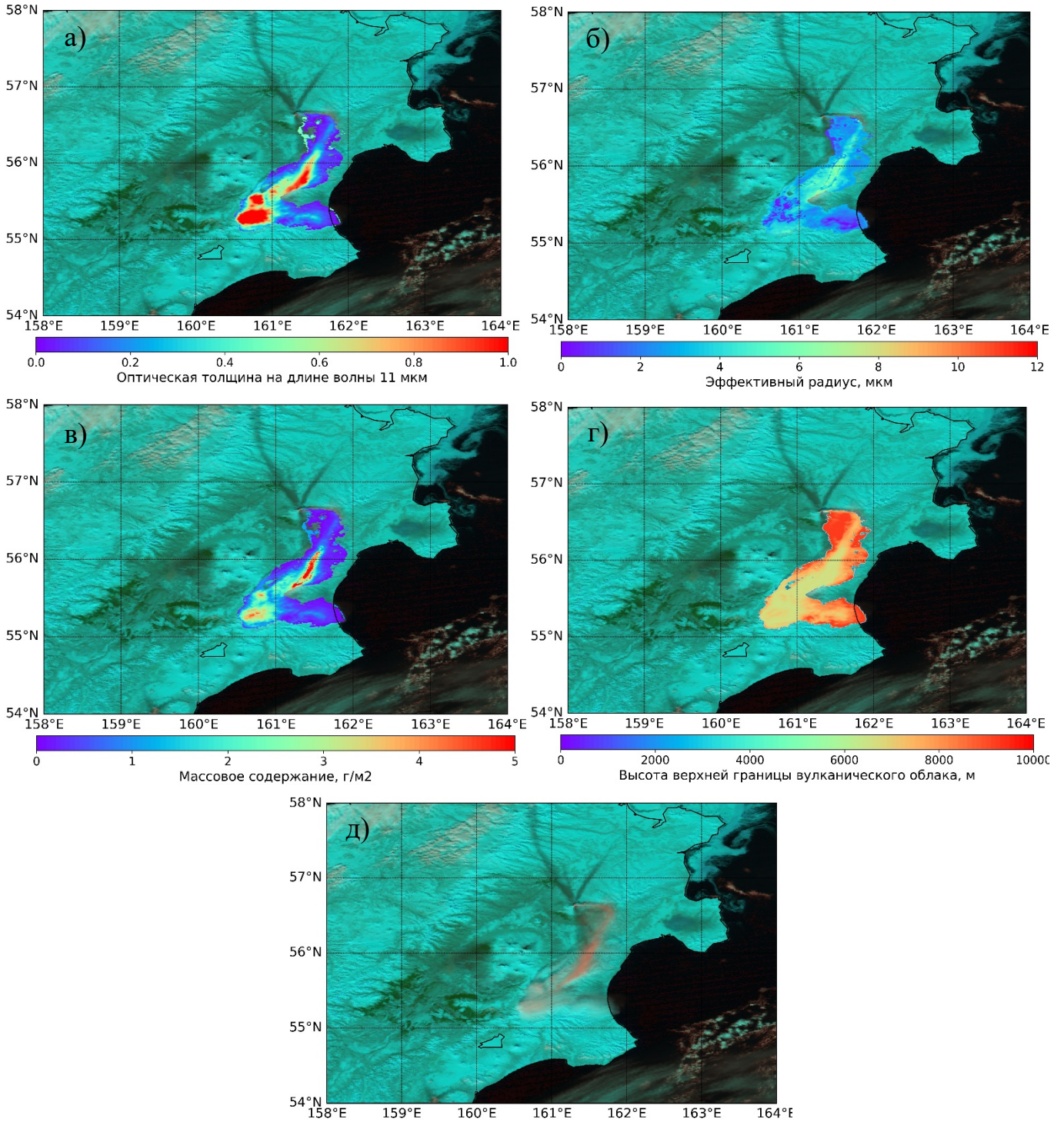


Рисунок 5.3 Примеры информационной продукции программного комплекса «PLANETA CALC VOLCANIC ASH» для случая извержения вулкана Шивелуч (2015.05.25 02:05 UTC): а) Оптическая толщина на длине волны 11 мкм; б) Эффективный радиус частиц; в) Массовое содержание; г) Высота верхней границы; д) Цветосинтезированное изображение.

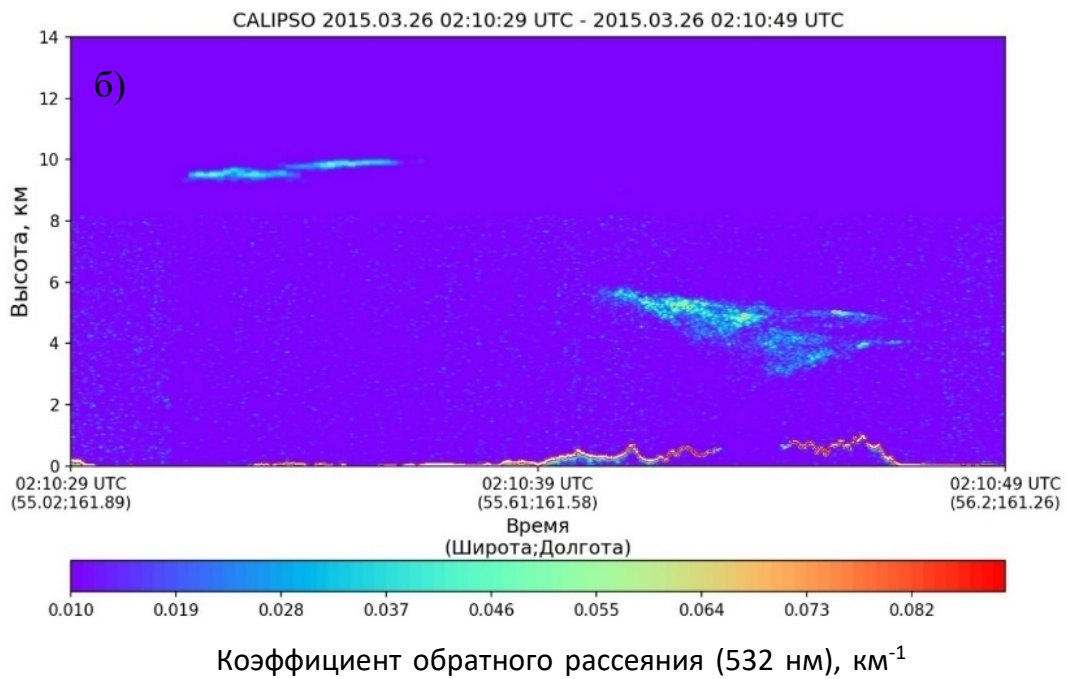
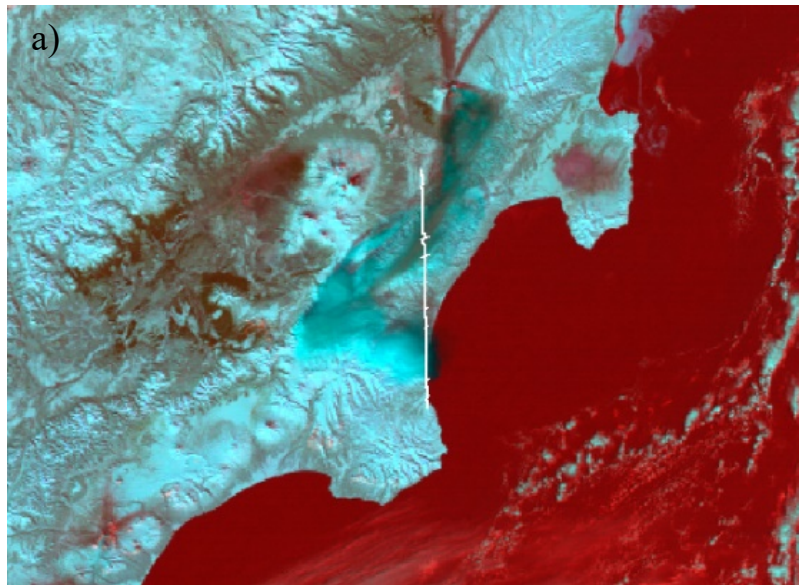


Рисунок 5.4 Случай извержения вулкана Шивелуч (2015.05.25 02:05 UTC) а) Совмещение траектории пролета КА CALIPSO со спутниковым изображением, полученным по данным прибора MODIS (КА Aqua); б) Коэффициент обратного рассеяния.

На Рисунке 5.5 представлена спутниковая сцена, полученная с радиометра АНП (КА Himawari-8), на которой наблюдается пепловый шлейф при извержении вулкана Райкоке (2019.06.22 00:30 UTC).

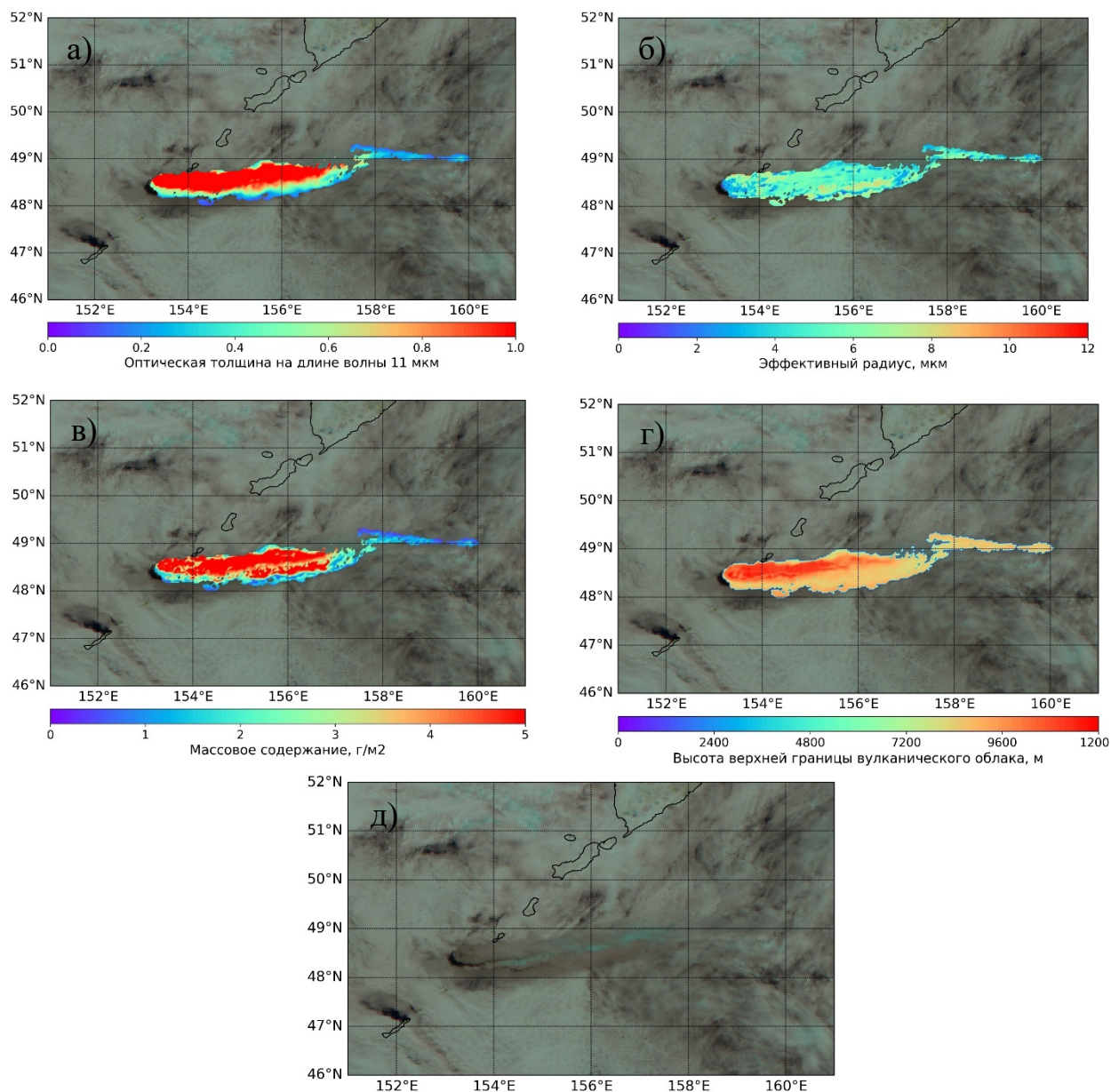


Рисунок 5.5 Примеры информационной продукции программного комплекса «PLANETA CALC VOLCANIC ASH» для случая извержения вулкана Райкоке (2019.06.22 00:30 UTC): а) Оптическая толщина на длине волны 11 мкм; б) Эффективный радиус частиц; в) Массовое содержание; г) Высота верхней границы; д) Цветосинтезированное изображение.

Согласно полученным параметрам вулканического пепла, высота выброса пепла при извержении вулкана составила  $\sim 11$  км. По мере распространения вулканического облака в восточном направлении его высота постепенно снижалась до  $\sim 8$  км. Наблюдается большое количество парогазовой смеси, которая в верхних слоях атмосферы образует кристаллы льда. На цветосинтезированном изображении на Рисунке 5.5д можно заметить в вулканическом облаке участки кристаллической облачности (голубой цвет). Массовое содержание вулканического пепла на отдельных участках облака доходит до  $15 \text{ г/м}^2$ .

Представленный подход использования нескольких параметров вулканического пепла позволяет провести подробный анализ распространения вулканических облаков с целью оценки их опасности для авиасообщения.



## ОБЩИЕ ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главным итогом диссертационной работы является разработка универсальных методик и алгоритмов для определения параметров вулканического пепла по спутниковым данным и реализация их в виде программного обеспечения для оперативного предоставления информационной продукции в соответствующие службы и ведомства.

Основные результаты работы:

1. Разработана методика детектирования вулканических облаков на фоне капельной и кристаллической облачности;
2. Разработаны схемы внешней калибровки коротковолновых каналов спутниковых приборов российских КА;
3. Разработано программное обеспечение для моделирования излучения на верхней границе атмосферы в каналах спутниковых приборов в условиях многокомпонентных вулканических облаков;
4. Разработано программное обеспечение для построения оптических и микрофизических моделей вулканических облаков;
5. Построены многокомпонентные оптические модели вулканических облаков;
6. Разработана методика определения высоты верхней границы вулканических облаков;
7. Разработана методика определения геометрических, оптических и микрофизических характеристик вулканического пепла по спутниковым данным;
8. Проведена валидация спутниковых оценок параметров вулканического пепла путем сопоставления с данными независимых самолетных и лидарных измерений. В результате валидации полученная среднеквадратическая ошибка составила: для массового содержания – 0.17

г/м<sup>2</sup>, для оптической толщины – 0.18, для высоты верхней границы – 1.14 км;

9. На основе представленных в работе методик и алгоритмов реализован программный комплекс «PLANETA CALC VOLCANIC ASH», который позволяет восстанавливать параметры вулканического пепла по спутниковым данным.

В соответствии с Федеральной космической программой России на 2025 г. в ближайшие годы планируется расширение группировки отечественных гидрометеорологических КА в дополнении к тем («Метеор-М» №2, «Метеор-М» №2-2, «Электро-Л» №2, «Электро-Л» №3), которые в настоящее время успешно функционируют на орбите. В связи с этим разработанные методики и алгоритмы дистанционного определения параметров вулканического пепла будут использоваться для получения информационных продуктов с отечественных спутниковых приборов.

Информационная продукция в виде цифровых карт параметров вулканического пепла планируется к использованию в системе «VolSatView», разработанной специалистами ИВиС ДВО РАН, Института космических исследований РАН, Вычислительного центра ДВО РАН и Дальневосточного центра НИЦ «Планета». Система «VolSatView» предназначена для комплексного решения задач своевременного обнаружения повышения активности вулканов, распознавания и отслеживания вулканических облаков, оперативного оповещения соответствующих служб о появлении опасности [Гордеев и др., 2016; Гирина и др., 2018].

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Алексанин А.И., Гектин Ю.М., Дьяков С.Е., Зайцев А.А., Качур В.А. Учет влияния криоосадков при калибровке ИК-каналов радиометра МСУ-МР // Исследование Земли из космоса. 2018. № 1. С. 72-80.
2. 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. 10 с.
3. Гирина О.А., Лупян Е.А., Сорокин А.А. и др. Комплексный мониторинг эксплозивных извержений вулканов Камчатки / Отв. ред. О.А. Гирина. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2018. 192 с.
4. Гирина О.А., Лупян Е.А., Уваров И.А., Крамарева Л.С. Извержение вулкана Райкоке 21 июня 2019 года // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т.16. №.3. С. 303-307.
5. Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г. Спутниковый мониторинг вулканов Камчатки и Северных Курил // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 6. С. 194-209.
6. Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Лупян Е.А., Крамарева Л.С. Характеристика событий эксплозивного извержения вулкана Безымянный 15 марта 2019 г. по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 3. С. 102-114
7. Гордеев Е.И., Гирина О.А., Лупян Е.А. и др. Информационная система Volsatview для решения задач мониторинга вулканической активности Камчатки и Курил // Вулканология и Сейсмология. 2016. № 6. С. 62-77.
8. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. М.: Мир, 1971. 303 с.
9. Киселева Ю.В., Гектин Ю.М., Зайцев А.А., Кухарский А.В., Рублев А.Н., Успенский А.Б. Интеркалибровка данных измерений в ИК-каналах сканера

- геостационарного метеоспутника «Электро-Л» № 1 по данным измерений ИК-зондировщика AIRS // Исследование Земли из космоса. 2015. № 6. С. 68-78.
- 10.Филей А.А. Автоматическое обнаружение вулканического пепла по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 4. С. 63-73.
- 11.Филей А.А. Построение моделей оптических параметров вулканических облаков для задач дистанционного зондирования Земли из космоса // Оптика атмосферы и океана. 2020. Т. 33. № 2. С. 127-134.
- 12.Филей А.А., Рублев А.Н., Зайцев А.А. Радиометрическая интеркалибровка коротковолновых каналов многоканального спутникового устройства КА «Метеор-М» № 2 по радиометру AVHRR КА MetOp-A // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 6. № 13. С. 251-263.
- 13.Филей А.А., Рублев А.Н., Зайцев А.А. Радиометрическая калибровка коротковолновых каналов многоканального спутникового устройства КА «Электро-Л» №2 на основе областей глубокой конвективной // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 7. С. 31-38.
- 14.Шифрин К.С. Рассеяние света в мутной среде. М.-Л: Государственное издательство технико-теоретической литературы, 1951. 288 с.
- 15.Ackermann J. The extinction-to-backscatter ratio of tropospheric aerosol: A numerical study // J. Atmos. Ocean. Tech. 1998. Vol. 15. No. 4. P. 1043-1050.
- 16.Ansmann A., Tesche M., Seifert P. et al. Ash and fine-mode particle mass profiles from EARLINET-AERONET observations over central Europe after the eruptions of the Eyjafjallajökull volcano in 2010 // J. Geophys. Res.: Atmos. 2011. Vol. 116. No. 20. 15 p.
- 17.Buras R., Dowling T., Emde C. New secondary-scattering correction in DISORT with increased efficiency for forward scattering // Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer. 2011. Vol. 112. No. 12. P. 2028-2034.

18. Carboni E., Mather T.A., Schmidt A. et al. Satellite-derived sulfur dioxide (SO<sub>2</sub>) emissions from the 2014-2015 Holuhraun eruption (Iceland) // *Atmos. Chem. Phys.* 2019. Vol. 19. P. 4851-4862.
19. Carn S.A., Strow L.L., de Souza-Machado S., Edmonds Y., Hannon S. Quantifying tropospheric volcanic emissions with AIRS: The 2002 eruption of Mt. Etna (Italy) // *Geophysical Research Letters*. 2005. Vol. 32. No. 2. 5 p.
20. Casadevall T.J. A History of Ash Avoidance // U.S. Geological Survey. 2015. 77 p.
21. Casadevall, T.J. The 1989-1990 eruption of Redoubt Volcano, Alaska: impacts on aircraft operations // *J. Volcanol. Geoth. Res.* 1994. Vol. 62. No.1-4. P. 301-316.
22. Chandrasekhar S. Radiative Transfer. New York: Dover Publications. 1960. 393 p.
23. Clarisse L., Coheur P.F., Prata F. et al. A unified approach to infrared aerosol remote sensing and type specification // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. Vol. 13. No. 4. P. 2195-2221.
24. Clarisse L., Prata F. Infrared Sounding of Volcanic Ash. In *Volcanic Ash*, edited by S. Mackie et al. 2016. P. 189-215.
25. Corradini S., Spinetti C., Carboni E. et al. Mt. Etna tropospheric ash retrieval and sensitivity analysis using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer measurements // *Journal of Applied Remote Sensing*. 2008. Vol. 2. No. 1. 20 p.
26. Costa K.D. Model Fitting and Error Estimation // *Systems Biology: Biomedical Modeling*. 2010. 34 p.
27. Ellrod G.P., Connell B.H., Hillger D.W. Improved detection of airborne volcanic ash using multispectral infrared satellite data // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2003. Vol. 108. No. D12. 13 p.
28. Ellrod G.P., Schreiner A.J. Volcanic ash detection and cloud top height estimates from the GOES-12 imager: Coping without a 12  $\mu\text{m}$  infrared band // *Geophys. Res. Lett.* 2004. Vol. 31. No.1. 4 p.

29. Emde C., Buras R., Kylling A. et al. The libRadtran software package for radiative transfer calculations // *Geosci. Model Dev.* 2016. Vol. 9. P. 1647-1672.
30. Emde C., Buras R., Mayer B., Blumthaler M. The impact of aerosols on polarized sky radiance: model development, validation, and applications // *Atmospheric Chemistry and Physics.* 2010. Vol. 10. P. 383-396.
31. Ensor D.S., Pilat M.J. Calculation of Smoke Plume Opacity from Particulate Air Pollutant Properties // *Journal of the Air Pollution Control Association.* 1971. Vol. 21. No. 8. P. 496-501.
32. Fernald F.G., Herman B.M., Reagan J.A. Determination of Aerosol Height Distributions by Lidar // *J. Appl. Meteorol.* 1972. Vol. 11. No. 3. P. 482-489.
33. Filei, A., Rublev, A., Zaitsev, A. Radiometric inter-calibration of MSU-MR shortwave channels on-board Meteor-M No. 2 relative to AVHRR on-board Metop-A // *GSICS Quarterly: Winter Issue 2018.* 2018a. Vol. 12. No. 1. P. 11-13.
34. Filei, A., Rublev, A., Kiseleva, Yu. Radiometric inter-calibration between MSU-GS and VIIRS shortwave channels // *GSICS Quarterly: Winter Issue 2018.* 2018b. Vol. 12. No. 1. P. 13-15.
35. Gasteiger J., Emde C., Mayer B., Buras R., Buehler S., Lemke O. Representative wavelengths absorption parameterization applied to satellite channels and spectral bands // *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer.* 2014. Vol. 148. P. 99-115.
36. Gasteiger J., Gross S., Freudenthaler V., Wiegner M. Volcanic ash from Iceland over Munich: Mass concentration retrieved from ground-based remote sensing measurements // *Atmos. Chem. Phys.* 2011. Vol. 11. P. 2209-2223.
37. Grob S., Freudenthaler V., Wiegner M. et al. Dual wavelength linear depolarization ratio of volcanic aerosols: Lidar measurements of the Eyjafjallajokull plume over Maisach, Germany // *Atmos. Environ.* 2012. Vol. 48. P. 85-96.
38. Guffanti, M., Casadevall T.J., Budding K. Encounters of aircraft with volcanic ash clouds; a compilation of known incidents, 1953-2009 // *U.S. Geological Survey.* 2010. 12 p.

- 39.Hale G.M., Query M.R. Optical constants of water in the 200-nm to 200- $\mu$ m wavelength region // *Appl. Opt.* 1973. Vol. 12. P. 555-563.
- 40.Heidinger A.K., Pavolonis M.J. Gazing at cirrus clouds for 25 years through a split window. Part I: Methodology // *J Appl. Meteorol. Climatol.* 2009. Vol. 48. P. 1100-1116.
- 41.Heidinger A.K., Pavolonis M.J., Holz, R.E. et al. Using CALIPSO to explore the sensitivity to cirrus height in the infrared observations from NPOESS/VIIRS and GOES-R/ABI // *J. Geophys. Res.* 2010. Vol. 115. No. D15. 13 p.
- 42.Hunt W.H., Winker D.M., Vaughan M.A. et al. CALIPSO Lidar Description and Performance Assessment // *J. Atmos. Ocean. Tech.* 2009. Vol. 26. P. 1214-1228.
- 43.Hyman D.M., Pavolonis M.J. Probabilistic retrieval of volcanic SO<sub>2</sub> layer height and cumulative mass loading using the Cross-track Infrared Sounder (CrIS) // *Atmos. Meas. Tech. Discuss.* 2020. 35 p.
- 44.Inoue T. On the temperature and effective emissivity determination of semi-transparent cirrus clouds by bispectral measurements in the 10 micron window region // *J. Meteor. Soc. Japan.* 1985. Vol. 63. P. 88-99.
- 45.Johnson B., Turnbull K., Brown P. et al. In situ observations of volcanic ash clouds from the FAAM aircraft during the eruption of Eyjafjallajökull in 2010 // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2012. Vol. 117. No. 20. 26 p.
- 46.Kim M-H, Omar A.H., Jason L. et al. The CALIPSO Version 4 Automated Aerosol Classification and Lidar Ratio Selection Algorithm // *Atmos Meas Tech.* 2018. Vol. 11. No. 11. P. 6107-6135.
- 47.Klingmuller K., Steil B., Bruhl C., Tost H., Lelieveld J. Sensitivity of aerosol radiative effects to different mixing assumptions in the AEROPT 1.0 submodel of the EMAC atmospheric-chemistry-climate model // *Geosci. Model Dev.* 2014. Vol. 7. P. 2503-2516.
- 48.Kueppers U., Cimarelli C. The thermal stability of Eyjafjallajökull ash versus turbine ingestion test sands // *Journal of Applied Volcanology.* 2014. Vol. 3. No. 4. 11 p.

- 49.Kuma P. Visualising Data from CloudSat and CALIPSO Satellites // Comenius University, Bratislava Faculty of Mathematics, Physics and Informatics. 2010. 79 p.
- 50.Kylling A., Kristiansen N., Stohl A. et al. Impact of meteorological clouds on satellite detection and retrieval of volcanic ash during the Eyjafjallajökull 2010 and Grimsvötn 2011 eruptions: a modelling study // Atmos. Meas. Tech. Discuss. 2014. Vol. 7. P. 11303-11343.
- 51.Liu X., Penner J.E. Effect of Mount Pinatubo H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>/H<sub>2</sub>O aerosol on ice nucleation in the upper troposphere using a global chemistry and transport mode // Journal of Geophysical Research. 2002. Vol. 107. No.D12. 16 p.
- 52.Marengo F., Johnson B., Turnbull K. et al. Airborne lidar observations of the 2010 Eyjafjallajökull volcanic ash plume // J. Geophys. Res.: Atmos. 2011. Vol. 116. No. 20. 15 p.
- 53.Mayer B., Kylling A., Emde C. et al. LibRadtran user's guide. 2017. 155 p.
- 54.McCormick M.P., Swissler T.J., Fuller W.H. et al. Airborne and Ground-based Lidar Measurements of El Chichón Stratospheric Aerosols from 90°N to 56°S // Geof. Int. 1987. Vol. 23. No. 2. P.187-221.
- 55.Newman S., Clarisse L., Hurtmans D. et al. A case study of observations of volcanic ash from the Eyjafjallajökull eruption: 2. Airborne and satellite radiative measurements // J. Geophys. Res.: Atmos. 2012. Vol. 117. No. 20. 19 p.
- 56.Ohtake T. Freezing points of H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> aqueous solutions and formation of stratospheric ice clouds // Tellus. 1993. Vol. 45. No. 2. P. 138-144.
- 57.O'Neill N.T., Perro C., Saha A., Lesins G. et al. Properties of Sarychev sulphate aerosols over the Arctic // J. Geophys. Res. 2012. Vol. 117. No. D4. 21 p.
- 58.Parol, F., Buriez J.C., Brogniez G., Fouquart Y. Information-content of AVHRR channels 4 and 5 with respect to the effective radius of cirrus cloud particles // J. Appl. Meteorol. 1991. Vol. 30. P. 973-984.
- 59.Pavolonis M. A Daytime Complement to the Reverse Absorption Technique for Improved Automated Detection of Volcanic Ash // Journal of atmospheric and oceanic technology. 2006. Vol. 23. P. 1422-1444.



60. Pavolonis M. Advances in Extracting Cloud Composition Information from Spaceborne Infrared Radiances – A Robust Alternative to Brightness Temperatures. Part I: Theory // *Journal of applied meteorology and climatology*. 2010. Vol. 49. No. 9. P. 1992-2012.
61. Pavolonis M., Heidinger A. Daytime Cloud Overlap Detection from AVHRR and VIIRS // *J. Appl. Meteor.* 2004. Vol. 43 (5). P. 762-778.
62. Pavolonis M., Heidinger A.K., Sieglaff J. Automated retrievals of volcanic ash and dust cloud properties from upwelling infrared measurements // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2013, Vol. 118. No. 3. P. 1436-1458.
63. Pavolonis M., Sieglaff J. GOES-R Advanced Baseline Imager (ABI) Algorithm Theoretical Basis Document For Volcanic Ash (Detection and Height) // NOAA NESDIS CENTER for SATELLITE APPLICATIONS and RESEARCH. 2012. 71 p.
64. Pergola N., Tramutoli V., Marchese F., Scaffidi I., Lacava T. Improving volcanic ash cloud detection by a robust satellite technique // *Remote Sens. Environ.* 2004. Vol. 90. No.1. P. 1-22.
65. Pierangelo C., Chedin A., Heilliette S., Jacquinet-Husson N., Armante R. Dust altitude and infrared optical depth from AIRS // *Atmos. Chem. Phys.* 2004. Vol. 4. P. 1813-1822.
66. Pilat M.J. Ensor D.S. Comparison between the light extinction aerosol mass concentration relationship of atmospheric and air pollutant emission aerosols // *Atmospheric Environment* Pergamon Press. 1971. Vol. 5. P. 209-215.
67. Pollack J.B., Toon O.B., Khare B.N. Optical properties of some terrestrial rocks and glasses // *Icarus*. 1973. Vol. 19. No. 3. P. 372-389.
68. Poulsen C.A., Siddans R., Thomas G.E. et al. Cloud retrievals from satellite data using optimal estimation: evaluation and application to ATSR // *Atmos. Meas. Tech.* 2012. Vol. 5. P. 1889-1910.
69. Prata A.J. Observations of volcanic ash clouds in the 10-12-micron window using AVHRR/2 Data // *Int. J. Remote Sens.* 1989a,b. Vol. 10. No. 4-5. P. 751-761.

70. Prata A.J., Bluth G.J., Rose W.I., Schneider D.J., Tupper A.C. Comments on «Failures in detecting volcanic ash from a satellite-based technique» // Remote Sens. Environ. 2001. Vol. 78. P. 341-346.
71. Prata A.J., Prata A.T. Eyjafjallajokull volcanic ash concentrations determined using spin enhanced visible and infrared imager measurements // J. Geophys. Res.: Atmos. 2012. Vol. 117. No. 20. 24 p.
72. Prata A.T. Active and Passive Satellite Remote Sensing of Volcanic Clouds // Monash University. School of Earth, Atmosphere and Environment. 2016. 253 p.
73. Remsberg E.E., Lavery D., Crawford B. Optical constants for sulfuric and nitric acids // J. Chem. and Engin. Data. 1974. Vol. 19. P. 263-255.
74. Rodgers C.D. Inverse methods for atmospheric sounding – theory and practice. World scientific publishing. 2000. Vol. 2. 238 p.
75. Rublev A.N., Gorbarenko E.V, Golomolzin V.V., Borisov E.Y., Kiseleva J.V., Gektin Y.M., Zaitsev A.A. Inter-calibration of Infrared Channels of Geostationary Meteorological Satellite Imagers // Front. Environ. Sci. 2018. Vol. 6. 142 p.
76. Sawada Y. Study on analysis of volcanic eruptions based on eruption cloud image data obtained by the Geostationary Meteorological Satellite (GMS) // Tech. Rep. Meteorol. Res. Ins. 1987. Vol. 22. 335 p.
77. Singer B.S., Jicha B.R., Harper M.A. et al. Eruptive history, geochronology, and magmatic evolution of the Puyehue-Cordón Caulle volcanic complex, Chile // Geological Society of America Bulletin. 2008. Vol. 120. No. 5. P. 599-618.
78. Sohn B.-J., Ham S.-H., Yang P. Possibility of the visible-channel calibration using deep convective clouds overshooting the TTL // Journal of Applied Meteorology and Climatology, 2009. Vol. 48. P. 2271-2283.
79. Stamnes K., Tsay S.-C., Wiscombe W., Jayaweera K. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media // Appl. Opt. 1988. Vol. 27 No. 12. P. 2502-2509.
80. Stephens G.L., Vane D.G., Boain R.J. et al. The CloudSat mission and the ATrain: A new dimension of space-based observations of clouds and

- precipitation // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2002. Vol. 83. No. 12. P. 1771-1790.
81. Thomas G., Siddan R. Follow-on to the Inter-comparison of Satellite-based Volcanic Ash Retrieval Algorithms in Support to SCOPE-Nowcasting // *RAL Space*. 2019. 37 p.
82. Turnbull K., Johnson B., Marenco F. et al. A case study of observations of volcanic ash from the Eyjafjallajökull eruption: 1. In situ airborne observations // *J. Geophys. Res.* 2012. Vol. 117. No. D20. 26 p.
83. Turner D.D. Ground-based infrared retrievals of optical depth, effective radius, and composition of airborne mineral dust above the Sahel // *J. Geophys. Res.-Atmos.* 2008. Vol. 113. 14 p.
84. Van de Hulst H.C. *Light Scattering by Small Particles* // Dover Publication, Inc. 1981. Vol. 1. 453 p.
85. Walther A., Heidinger A.K. Implementation of the daytime cloud optical and microphysical properties algorithm (DCOMP) in PATMOS-x // *J. Appl. Meteorol. Clim.* 2012. Vol. 51. P. 1371-1390.
86. Warren S.G. Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave // *Applied Optics*. 1984. Vol. 23. No. 8. P. 1206-1225.
87. Watts P., Bennartz R., Fell F. Retrieval of two-layer cloud properties from multispectral observations using optimal estimation // *J. Geophys. Res.-Atmos.* 2011. Vol. 116. 22 p.
88. Wen S., Rose W.I. Retrieval of sizes and total mass of particles in volcanic clouds using AVHRR bands 4 and 5 // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 1994. Vol. 99. P. 5421-5431.
89. Western L.M., Francis P.N., Watson I.M., Mackie S. Inferring the size distribution of volcanic ash from IASI measurements and optimal estimation // *Atmos. Meas. Tech.* 2016. 25 p.
90. Winker D.M., Liu Z., Omar A., Tackett J., Fairlie D. CALIOP observations of the transport of ash from the Eyjafjallajökull volcano in April 2010 // *J. Geophys. Res.* 2012. Vol. 117. 12 p.

91. Winker D.M., Tackett J.L., Getzewich B.J. et al. The global 3-D distribution of tropospheric aerosols as characterized by CALIOP // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. Vol. 13. No. 6. P. 3345-3361.
92. Wiscombe W. Improved Mie scattering algorithms // *Applied Optics*. 1980. Vol. 19. P. 1505-1509.
93. Young S.A., Vaughan M.A., Kuehn R.E., Winker D.M. The Retrieval of Profiles of Particulate Extinction from Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) Data: Uncertainty and Error Sensitivity Analyses // *J. Atmos. Ocean. Tech.* 2013. Vol. 30. No. 3. P. 395-428.
94. Yu T.X., Rose W.I., Prata A.J. Atmospheric correction for satellite-based volcanic ash mapping and retrievals using «split window» IR data from GOES and AVHRR // *J. Geophys. Res.* 2002. Vol. 107. 4311 p.

## ПРИЛОЖЕНИЕ

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



**СВИДЕТЕЛЬСТВО**  
о государственной регистрации программы для ЭВМ  
**№ 2017662923**

Программа «PLANETA CALIBRATION MSU-MR»

Правообладатель: *Федеральное государственное бюджетное учреждение «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета» (RU)*

Автор: *Филей Андрей Александрович (RU)*

Заявка № 2017619778  
Дата поступления 29 сентября 2017 г.  
Дата государственной регистрации в Реестре программ для ЭВМ 21 ноября 2017 г.

Руководитель Федеральной службы по интеллектуальной собственности  
*Г.П. Излиев*



РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



**СВИДЕТЕЛЬСТВО**  
о государственной регистрации программы для ЭВМ  
**№ 2019614263**

Специализированное программное обеспечение «PlanetaCalibrationMSU-GS» для калибровки коротковолновых каналов спутникового прибора МСУ-ГС КА «Электро-Л» №2

Правообладатель: *Федеральное государственное бюджетное учреждение «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета» (RU)*

Авторы: *Филей Андрей Александрович (RU), Суханова Виктория Валентиновна (RU), Шамилова Юлия Андреевна (RU)*

Заявка № 2019612685  
Дата поступления 15 марта 2019 г.  
Дата государственной регистрации в Реестре программ для ЭВМ 01 апреля 2019 г.

Руководитель Федеральной службы по интеллектуальной собственности  
*Г.П. Излиев*



РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



**СВИДЕТЕЛЬСТВО**  
о государственной регистрации программы для ЭВМ  
**№ 2020616602**

Программа «PlanetaMixingAerosolFractions» для смешивания и получения оптических параметров аэрозольных частиц

Правообладатель: *Федеральное государственное бюджетное учреждение «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета» (RU)*

Авторы: *Филей Андрей Александрович (RU), Амельченко Юлия Александровна (RU)*

Заявка № 2020615055  
Дата поступления 29 мая 2020 г.  
Дата государственной регистрации в Реестре программ для ЭВМ 18 июня 2020 г.

Руководитель Федеральной службы по интеллектуальной собственности  
*Г.П. Излиев*



РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



**СВИДЕТЕЛЬСТВО**  
о государственной регистрации программы для ЭВМ  
**№ 2017610222**

Программный комплекс «PLANETA CALC VOLCANIC ASH»

Правообладатель: *Федеральное государственное бюджетное учреждение «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета» (RU)*

Авторы: *Филей Андрей Александрович (RU), Попкова Юлия Александровна (RU)*

Заявка № 2016661972  
Дата поступления 07 ноября 2016 г.  
Дата государственной регистрации в Реестре программ для ЭВМ 09 января 2017 г.

Руководитель Федеральной службы по интеллектуальной собственности  
*Г.П. Излиев*

