

УДК 551.576.1

## Построение моделей оптических параметров вулканических облаков для задач дистанционного зондирования Земли из космоса

А.А. Филей\*

Дальневосточный центр ФГБУ «НИЦ «Планета»  
680000, г. Хабаровск, ул. Ленина, 18

Поступила в редакцию 11.11.2019 г.

Работа посвящена принципу построения моделей оптических параметров вулканических облаков для применения в задачах дистанционного зондирования Земли из космоса. Построение моделей осуществлялось для широкого спектра различных вариаций магматических пород и их сочетаний с каплями воды, кристаллами льда и каплями водного раствора серной кислоты. В ходе работы рассмотрены следующие вопросы: принцип взаимодействия электромагнитного излучения с аэрозольными компонентами вулканического облака; смешивание аэрозольных компонентов вулканического облака между собой; использование оптических параметров для моделирования интенсивности излучения на верхней границе атмосферы. Установлено, что выбор модели напрямую влияет на результат получения массовых и микрофизических характеристик вулканического пепла.

*Ключевые слова:* вулканический пепел, объемный коэффициент ослабления, альbedo однократного рассеяния, яркостная температура, спутниковые данные; volcanic ash, volume extinction coefficient, single scattering albedo, brightness temperature, satellite data.

### Введение

Вулканы являются одним из главных источников выброса в атмосферу аэрозольных частиц и малых газовых составляющих, которые существенно влияют на окружающую среду и климат нашей планеты. Стоит вспомнить такие знаковые события, как извержения вулканов Эль-Чичон в Мексике в 1982 г. и Пинатубо на Филиппинах в 1991 г. Согласно исследованиям, опубликованным в журнале *Global Change Biology* [1], извержение вулкана Эль-Чичон привело к резким изменениям окружающей среды, связанным с увеличением речных стоков, силы ветра и даже вымиранием некоторых видов животных. При извержении вулкана Пинатубо среднемировая температура понизилась на 0,5 °C в первые два года [2]. Выброшенные в высокие слои атмосферы после извержения Пинатубо вулканический пепел и диоксид серы (SO<sub>2</sub>) находились там в течение года и изменили интенсивность падающего на Землю солнечного излучения. Помимо влияния на климат и окружающую среду, облака вулканического пепла, распространяясь на тысячи километров от источника извержения, могут пересекать авиационные трассы, что угрожает безопасности полетов. В [3, 4] описаны опасные и трагические случаи прохождения воздушных судов через облака вулканического пепла, а также связанные с ними финансовые убытки.

Ввиду ограниченности прямых наземных и самолетных наблюдений за вулканическими облаками в настоящее время широко применяются методы дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) из космоса. На орбите Земли находится множество космических аппаратов, позволяющих не только наблюдать за вулканическими облаками в различных спектральных диапазонах, но и восстанавливать их оптические и микрофизические параметры. Зная параметры вулканического пепла, можно, например, смоделировать распространение вулканических облаков в атмосфере, своевременно оценить степень их опасности для авиасообщения и воздействия на окружающую среду и климат.

С запуском в конце 1970-х гг. спутниковых приборов серии AVHRR стали разрабатываться различные методики определения параметров вулканического пепла по спутниковым данным [5–9], полученным в оптическом и инфракрасном (ИК) диапазонах длин волн. Большинство методик расчета параметров пепла сводится к анализу уходящего излучения в ИК-области спектра: анализу зависимости оптической толщины ( $\tau_{\text{aer}}$ ) и эффективного радиуса ( $r_c$ ) частиц пепла от яркостной температуры на длинах волн 11 и 12 мкм, т.е. к интерпретации алгоритма [10]. Параметры пепла восстанавливаются путем решения 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

\* Андрей Александрович Филей (andreyvm-61@mail.ru).

вулканического пепла рассчитываются его параметры. Однако существуют расхождения, достигающие сотен процентов, в оценках пространственных, массовых и микрофизических характеристик пепла, определяемых с помощью различных методик.

Факторы, влияющие на точность определения параметров пепла, описаны в [8, 11–13]. Одним из таких факторов является выбор модели оптических параметров вулканических облаков. Работы зарубежных коллег [7, 8, 10] показывают, что выбор сводится к двум оптическим моделям пепла — андезиту или базальту как основным вулканическим магматическим породам. Однако анализ состава магматических пород вулканов Камчатки в [14] свидетельствует о том, что пепел в основном — это смесь различных компонентов магматических пород: от андезитов до андезит-базальтов и дацитов. Они различаются между собой как плотностью, так и спектральными характеристиками.

Другой важный момент — это то, что вулканический пепел может смешиваться с облачностью, тогда его оптические свойства кардинально меняются [15]. При вулканических выбросах, помимо самого пепла, происходит эмиссия большого количества  $\text{SO}_2$  и водяного пара [5, 14], которые, взаимодействуя друг с другом, образуют водный раствор серной кислоты ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ). Смесь  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и вулканического пепла будет иметь уже совершенно другие оптические свойства.

Цель настоящей работы — построение моделей оптических параметров вулканических облаков для определения массовых, оптических и микрофизических характеристик пепла по данным ДЗЗ с учетом различных вариаций магматических пород и их сочетаний с каплями воды, водного раствора  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и кристаллами льда. В ходе работы продемонстрированы различия оптических параметров построенных моделей, а также влияние выбора модели на результат получения массовых и микрофизических характеристик вулканического пепла.

## Взаимодействие электромагнитного излучения с аэрозольными компонентами вулканического облака

Вулканический пепел — это измельченная магматическая порода, состоящая из частиц диаметром не более 2 мм, преимущественно диоксида кремния ( $\text{SiO}_2$ ). Однако вулканические облака представляют собой не чистый пепел, а смесь различных компонентов, среди которых могут быть пепел, капли воды, кристаллы льда и водный раствор  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . Последний всегда присутствует в вулканических облаках и, согласно [16], имеет точку замерзания (для 75% раствора  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) в районе  $-45^\circ\text{C}$ . Это не дает воде в атмосфере перейти из жидкого состояния в твердое. При мощных извержениях вулканические облака могут подниматься до высоты тропопаузы или даже выше, и, как показывает практика, температура на таких высотах нередко составляет  $-60^\circ\text{C}$  и ниже. В связи с чем, помимо капель воды, в ра-

боте рассмотрены и кристаллы льда как один из компонентов вулканических облаков.

Взаимодействие электромагнитного излучения с вулканическими облаками происходит через процессы рассеяния и поглощения. Рассмотрим поглощение электромагнитного излучения аэрозольными компонентами вулканического облака на примере зависимости мнимой части комплексного показателя преломления  $I_m$  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 рис. 1 показана зависимость  $I_m$  от длины волны для двух вулканических горных пород, андезита и базальта, а также для капель воды, кристаллов льда и водного раствора  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , который представляет собой смесь 75% серной кислоты и 25% воды.

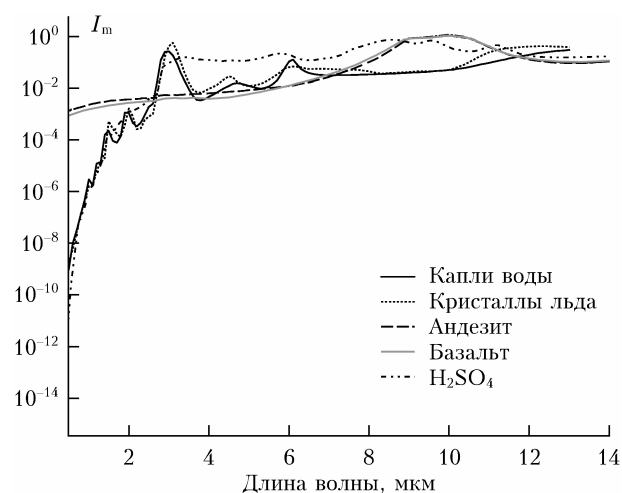


Рис. 1. Зависимость мнимого показателя преломления от длины волны для аэрозольных компонентов вулканического облака

Данные по  $I_m$  для андезита и базальта были получены из [17], для  $\text{H}_2\text{SO}_4$  — из [18], для частиц воды и льда — из [19] и [20] соответственно. Размер частиц  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , согласно [21, 22], лежит в пределах 0,2–1 мкм.

Согласно [10, 23] для обнаружения и восстановления параметров вулканического пепла используется так называемое расщепленное окно прозрачности в ИК-области спектра. Суть метода заключается в том, что частицы андезита и базальта будут поглощать ИК-излучение сильнее на  $\lambda = 11$  мкм, чем на  $\lambda = 12$  мкм, в то время как для капель воды и кристаллов льда будет происходить обратное. На рис. 1 можно заметить, что  $\text{H}_2\text{SO}_4$  также в некоторой мере обладает первой особенностью, и можно предположить, что при определенных условиях это может относиться и к смеси андезита или базальта с облачностью (капли воды, кристаллы льда). Учитывая, что на практике при вулканических выбросах редко наблюдается чистый вулканический пепел, использовать методику восстановления параметров

вулканического пепла с расщепленным окном прозрачности в ИК-области спектра стоит с некоторыми ограничениями.

Поглощение не является основной характеристикой, по которой можно точно принять решение о присутствии вулканического пепла и, как следствие, правильно восстановить его параметры. Поэтому рассмотрим такую характеристику взаимодействия электромагнитного излучения с частицами пепла, как рассеяние. Основной показатель рассеяния электромагнитной волны аэрозольными компонентами вулканического облака — альbedo однократного рассеяния  $\omega$ , которое можно интерпретировать как вероятность того, что фотон света будет рассеян частицей вещества с учетом ослабления интенсивности излучения. На рис. 2 представлена зависимость  $\omega$  от длины волны для аэрозольных компонентов вулканического облака.

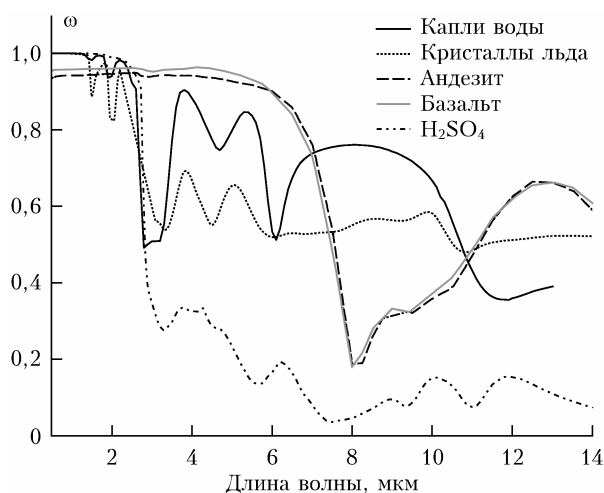


Рис. 2. Зависимость альbedo однократного рассеяния от длины волны для аэрозольных компонентов вулканического облака

Зависимости, приведенные на рис. 2, были получены с помощью расчетов Ми, алгоритм которых реализован в коде [24] и доступен в составе библиотеки Libradtran [25]. При расчетах  $\omega$  использовались комплексный показатель преломления и распределение частиц по размеру для каждого из компонентов аэрозоля. Так, для андезита, базальта и водного раствора  $H_2SO_4$  использовалось логнормальное распределение [5, 26], для капель воды и кристаллов льда — гамма-распределение [25].

Рассмотрим на рис. 2 процессы рассеяния электромагнитного излучения в коротковолновой области спектра. Можно заметить, что в районе 0,6 мкм  $\omega$  для андезита и базальта значительно меньше, чем для  $H_2SO_4$  и капель воды или кристаллов льда, для которых  $\omega$  близко к единице. В ближней инфракрасной (БИК) области спектра, в районе 3,7 мкм, наблюдается противоположная картина: вулканический пепел будет рассеивать фотоны интенсивнее, чем остальные компоненты вулканического облака. Длины волн 0,6 и 3,7 мкм для анализа картины рассеяния частицами вулканического облака выбра-

ны не случайно, большинство современных спутниковых радиометров функционирует на этих длинах волн, как и на 11 и 12 мкм [27]. Учитывая, что  $\omega$  — прямой показатель коэффициента отражения в каналах спутникового прибора, по комбинации коэффициентов отражения в каналах 0,6 и 3,7 мкм и яркостных температур в каналах 11 и 12 мкм можно сделать предположение об аэрозольном составе вулканического облака и впоследствии выбрать подходящую модель и рассчитать массовые характеристики пепла.

Таким образом, для принятия решения о присутствии пепла в вулканическом облаке с целью правильного восстановления его оптических и микрофизических параметров необходим анализ процессов взаимодействия электромагнитного излучения, т.е. поглощения и рассеяния всеми аэрозольными компонентами вулканического облака как в отдельности, так и в виде смеси.

## Смешивание аэрозольных компонентов вулканического облака

Выше отмечалось, что взаимодействие электромагнитного излучения с вулканическими облаками происходит через процессы рассеяния и поглощения, определяющие ослабление интенсивности излучения, которое можно выразить через объемный коэффициент ослабления  $k_{ext}$  по формуле

$$k_{ext} = k_{scat} + k_{abs} = \pi \int_0^{\infty} Q_{ext}(r, \lambda, m) r^2 n(r) dr, \quad (1)$$

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

Стоит иметь в виду, что информация о  $k_{ext}$  не дает полного представления о том, как электромагнитное излучение будет ослабляться в атмосфере частицами аэрозоля. Необходимо знать еще два немаловажных параметра:  $\omega$ , описанный в предыдущем разделе настоящей статьи, и коэффициент асимметрии индикатрисы рассеяния  $g$ . Параметр  $g$  связан с фазовой функцией  $P(\mu)$  и равен среднему косинусу угла рассеяния  $\mu$ . Фазовая функция  $P(\mu)$  описывает зависящее от  $\mu$  рассеяние излучения, падающего на аэрозольную частицу.

В предположении, что частицы аэрозоля имеют сферическую форму и есть только один тип аэрозоля, параметры  $k_{ext}$ ,  $\omega$  и  $g$  могут быть вычислены с использованием теории Ми и соответствующего комплексного показателя преломления. Подробно о расчетах написано в [28–30]. Однако в нашей задаче вулканические облака — это смесь различных компонентов аэрозоля (пепел,  $H_2SO_4$ , облачность) и рассматривать необходимо систему аэрозолей, находящуюся в некотором состоянии смешивания. Состояния смешивания могут быть классифицированы как внешние и внутренние [31].

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

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

Внутреннее смешивание предполагает, что отдельные частицы аэрозольной смеси состоят не из одного компонента, а из нескольких, при этом различные компоненты внутри частицы хорошо смешиваются и образуют однородную структуру. Тогда внутреннее смешивание сводится к вычислению комплексного показателя преломления смеси. В рамках настоящей работы внутреннее смешивание не рассматривалось, так как вулканический пепел не растворяется в воде или в водном растворе  $\text{H}_2\text{SO}_4$ .

## Построение моделей оптических параметров вулканических облаков

Прежде чем приступить к построению моделей оптических параметров вулканических облаков, установим связь между массовой концентрацией частиц  $W_{\text{aer}}$  и  $k_{\text{ext}}$ . В предположении сферической формы частиц аэрозоля их концентрация в облаке вулканического пепла будет определяться выражением

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

где  $\rho$  — плотность частицы.

Функция распределения частиц по размерам  $n(r)$  связана с общей концентрацией  $N$  частиц и плотностью распределения  $f(r)$  следующей зависимостью:

$$n(r) = N \cdot f(r). \quad (4)$$

Выбор плотности распределения для компонентов вулканического облака является темой отдельного исследования. В ходе настоящей работы для капель воды и кристаллов льда использовалось

гамма-распределение  $f_{\text{gam}}(r)$ , для  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и вулканического пепла — логнормальное распределение  $f_{\text{log}}(r)$  вида

$$\begin{aligned} f_{\text{gam}}(r) &= C r^\alpha e^{-\left(\frac{\alpha+3}{r_e}\right)r}; \\ f_{\text{log}}(r) &= \frac{e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln r - \ln r_0}{\ln \sigma}\right)^2}}{r \ln \sigma \sqrt{2\pi}}, \end{aligned} \quad (5)$$

где  $C$  — нормализованная константа [32];  $\sigma$  — среднеквадратическое отклонение ( $\sigma = 2,1$  для вулканического пепла [5, 10, 33], 1,8 для  $\text{H}_2\text{SO}_4$  [34]);  $\alpha$  — параметр распределения ( $\alpha = 7$  для капель воды, 1 для кристаллов льда [25]);  $r_0$  — средний радиус частиц.

Так как частицы аэрозоля в заданном объеме вулканического облака распределены согласно определенному закону, то для определения их размера вводится понятие эффективного радиуса, который 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 эффективный радиус определяется как [5, 12]:

$$r_e = \frac{\int_0^\infty r^3 n(r) dr}{\int_0^\infty r^2 n(r) dr} = r_0 e^{2,5 \ln^2 \sigma}. \quad (6)$$

Существует прямая зависимость между концентрацией  $W_{\text{aer}}$  и массовым содержанием  $M_{\text{aer}}$  аэрозоля, которая выражается через толщину аэрозольного слоя  $L$ , а  $L$ , в свою очередь, — через  $k_{\text{ext}}$  и  $\tau_{\text{aer}}$ . Тогда

$$M_{\text{aer}} = W_{\text{aer}} L = W_{\text{aer}} \frac{\tau_{\text{aer}}}{k_{\text{ext}}}. \quad (7)$$

Согласно [35] существует связь между  $W_{\text{aer}}$  и  $k_{\text{ext}}$ , которая выражается через параметр

$$\begin{aligned} \beta_{\text{ext}} &= \frac{k_{\text{ext}}}{W_{\text{aer}}} = \frac{\pi \int_{r_1}^{r_2} Q_{\text{ext}} r^2 n(r) dr}{\frac{4}{3} \pi \rho \int_{r_1}^{r_2} r^3 n(r) dr} = \\ &= \frac{1}{\rho} \left[ \frac{\int_{r_1}^{r_2} Q_{\text{ext}} r^2 n(r) dr}{\frac{4}{3} \int_{r_1}^{r_2} r^3 n(r) dr} \right]. \end{aligned} \quad (8)$$

Как только все параметры определены, создаются оптические модели, при построении которых для аэрозольных компонентов вулканического облака используются входные параметры, представленные в табл. 1.

Таблица 1

## 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	$f_{\text{gam}}(r)$ , $\alpha = 7$
Кристаллы льда	0,917	20; 30; 50; 70; 90	$f_{\text{gam}}(r)$ , $\alpha = 1$

Каждая модель представляет собой таблицу зависимости параметров  $\beta_{\text{ext}}$ ,  $\omega$  и  $g$  от  $\lambda$  для различных  $r_e$ . Так как рамки настоящей работы не позволяют в полной мере рассмотреть построенные модели, все расчеты можно получить по ссылке <https://www.dvrcpod.ru/ASH.php>.

В табл. 2 приведен пример рассчитанных оптических параметров аэрозольных компонентов для спектрального диапазона длин волн 0,3–13 мкм. Эти оптические параметры используются для моделирования интенсивности излучения на верхней границе атмосферы в каналах спутникового прибора. Моделирование осуществляется с помощью

быстрой радиационной модели. Чтобы учесть как можно большее число вариаций магматических пород и их сочетаний с H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, 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 м<sup>3</sup>.

Рассмотрим смешивание двух компонентов аэрозоля (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и андезита) в пропорции 0,3:0,7. Тогда выражение (2) для смеси примет вид

$$\beta_{\text{scat,mix}} = V_1 \frac{k_{1,\text{scat}}}{W_1} + V_2 \frac{k_{2,\text{scat}}}{W_2},$$

$$\beta_{\text{ext,mix}} = V_1 \frac{k_{1,\text{ext}}}{W_1} + V_2 \frac{k_{2,\text{ext}}}{W_2},$$

$$\omega_{\text{mix}} = \left( V_1 \frac{k_{1,\text{ext}} \cdot \omega_1}{W_1} + V_2 \frac{k_{2,\text{ext}} \cdot \omega_2}{W_2} \right) \cdot \frac{1}{\beta_{\text{ext,mix}}},$$

$$g_{\text{mix}} = \left( V_1 \frac{k_{1,\text{ext}} \cdot \omega_1 \cdot g_1}{W_1} + V_2 \frac{k_{2,\text{ext}} \cdot \omega_2 \cdot g_2}{W_2} \right) \cdot \frac{1}{\beta_{\text{scat,mix}}}, \quad (9)$$

где  $\beta_{\text{ext,mix}}$  — параметр, связывающий ослабление излучения аэрозольной смесью;  $\beta_{\text{scat,mix}}$  — параметр, связывающий ослабление излучения за счет рассеяния аэрозольной смесью;  $V_1, V_2$  — объемы соответствующих аэрозольных компонентов в 1 м<sup>3</sup>.

Таблица 2

## Оптические параметры аэрозольных компонентов

$\lambda$ , мкм	Андезит $r_e = 2$ мкм			Базальт $r_e = 2$ мкм			H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> $r_e = 0,6$ мкм			Капли воды $r_e = 10$ мкм			Кристаллы льда $r_e = 30$ мкм		
	$\beta_{\text{ext}}$	$\omega$	$g$	$\beta_{\text{ext}}$	$\omega$	$g$	$\beta_{\text{ext}}$	$\omega$	$g$	$\beta_{\text{ext}}$	$\omega$	$g$	$\beta_{\text{ext}}$	$\omega$	$g$
0,3	332	0,94	0,79	298	0,93	0,78	1756	1,0	0,71	155	1,0	0,86	55	1,0	0,88
0,4	341	0,94	0,78	305	0,95	0,76	1876	1,0	0,72	155	1,0	0,86	56	1,0	0,88
0,5	350	0,94	0,76	312	0,96	0,74	1941	1,0	0,73	156	1,0	0,86	56	1,0	0,88
0,6	358	0,95	0,75	320	0,96	0,73	1951	1,0	0,74	157	1,0	0,86	56	1,0	0,88
0,7	367	0,95	0,74	327	0,96	0,72	1925	1,0	0,74	158	1,0	0,86	56	1,0	0,88
0,8	375	0,95	0,74	334	0,96	0,72	1855	1,0	0,74	159	1,0	0,86	56	1,0	0,88
0,9	382	0,95	0,73	341	0,97	0,71	1758	1,0	0,74	159	1,0	0,86	56	1,0	0,88
1,0	388	0,95	0,73	347	0,96	0,71	1648	1,0	0,74	160	1,0	0,86	56	1,0	0,88
1,1	393	0,95	0,73	352	0,97	0,7	1529	1,0	0,74	161	1,0	0,85	57	1,0	0,88
1,2	397	0,95	0,73	356	0,97	0,7	1412	1,0	0,74	161	1,0	0,85	57	1,0	0,88
1,3	400	0,95	0,72	359	0,97	0,7	1291	1,0	0,74	162	1,0	0,85	57	1,0	0,88
1,4	402	0,96	0,72	362	0,97	0,7	1179	1,0	0,73	163	0,99	0,85	57	1,0	0,88
1,5	403	0,96	0,72	363	0,97	0,7	1074	1,0	0,73	164	0,98	0,85	57	0,9	0,89
1,6	403	0,96	0,72	364	0,97	0,7	975	1,0	0,72	164	0,99	0,85	57	0,95	0,89
1,7	402	0,96	0,72	365	0,97	0,69	888	1,0	0,72	165	0,99	0,85	57	0,97	0,88
1,8	400	0,96	0,72	365	0,97	0,69	805	1,0	0,71	165	0,99	0,85	57	0,98	0,88
1,9	398	0,96	0,73	364	0,97	0,69	730	0,99	0,71	166	0,94	0,86	58	0,94	0,89
2,0	395	0,96	0,73	362	0,97	0,69	660	0,99	0,7	167	0,94	0,85	58	0,81	0,91
2,5	375	0,96	0,72	347	0,97	0,7	370	0,96	0,67	170	0,92	0,85	58	0,91	0,9
3,0	348	0,96	0,72	319	0,97	0,71	360	0,4	0,62	167	0,51	0,95	57	0,55	0,94
3,5	314	0,96	0,72	293	0,97	0,71	444	0,34	0,56	174	0,77	0,84	59	0,57	0,93
4,0	277	0,96	0,73	266	0,97	0,7	341	0,38	0,52	176	0,88	0,8	60	0,65	0,91
5,0	209	0,94	0,73	202	0,96	0,72	225	0,29	0,45	186	0,8	0,83	60	0,64	0,91
6,0	145	0,91	0,74	139	0,91	0,74	256	0,21	0,38	184	0,53	0,94	61	0,51	0,96
7,0	83	0,73	0,76	80	0,7	0,76	149	0,11	0,32	213	0,74	0,88	62	0,52	0,95
8,0	57	0,13	0,74	62	0,12	0,72	420	0,06	0,22	218	0,76	0,9	63	0,54	0,94
9,0	281	0,3	0,48	253	0,28	0,49	374	0,13	0,22	201	0,74	0,91	64	0,56	0,93
10,0	307	0,33	0,44	286	0,34	0,42	225	0,2	0,24	159	0,67	0,92	64	0,57	0,95
11,0	248	0,47	0,49	225	0,48	0,48	211	0,11	0,19	115	0,43	0,93	57	0,48	0,96
12,0	163	0,64	0,53	158	0,63	0,52	94	0,22	0,21	124	0,36	0,91	61	0,5	0,93
13,0	116	0,65	0,55	114	0,66	0,54	72	0,16	0,17	145	0,39	0,89	63	0,51	0,91

Оптические параметры аэрозольной смеси  $H_2SO_4$  ( $r_e = 0,6$  мкм) с андезитом ( $r_e = 2$  мкм) в пропорции 0,3:0,7 даны в табл. 3.

Таблица 3  
Оптические параметры смеси  $H_2SO_4$  с андезитом (0,3:0,7)

$\lambda$ , мкм	$\beta_{ext, mix}$	$\omega_{mix}$	$g_{mix}$	$\lambda$ , мкм	$\beta_{ext, mix}$	$\omega_{mix}$	$g_{mix}$
0,3	759	0,981	0,731	1,9	497	0,975	0,717
0,4	801	0,982	0,738	2,0	474	0,973	0,715
0,5	827	0,983	0,74	2,5	373	0,963	0,708
0,6	836	0,984	0,741	3,0	351	0,784	0,707
0,7	834	0,984	0,741	3,5	353	0,725	0,694
0,8	818	0,984	0,741	4,0	295	0,756	0,694
0,9	794	0,984	0,739	5,0	214	0,734	0,699
1,0	765	0,983	0,738	6,0	178	0,609	0,69
1,1	733	0,982	0,736	7,0	102	0,463	0,716
1,2	701	0,982	0,733	8,0	166	0,079	0,419
1,3	667	0,981	0,731	9,0	309	0,234	0,426
1,4	635	0,981	0,728	10,0	282	0,298	0,409
1,5	604	0,979	0,725	11,0	237	0,37	0,464
1,6	574	0,978	0,723	12,0	142	0,553	0,506
1,7	548	0,977	0,72	13,0	102	0,549	0,528
1,8	521	0,976	0,718				

В табл. 4 представлено массовое содержание чистого андезита ( $r_e = 2$  мкм) и смеси  $H_2SO_4$  с андезитом при условии, что  $\tau_{aer} = 1$  на эффективной длине волны 550 нм. Из таблицы видно, что выбор модели оптических параметров компонентов вулканического облака с одинаковой оптической толщиной напрямую влияет на расчет  $M_{aer}$  в этом облаке.

Таблица 4  
Массовое содержание чистого андезита и смеси  $H_2SO_4$  с андезитом

Аэрозоль	$M_{aer}$ , г/м <sup>2</sup>
Андезит	2,820
Смесь $H_2SO_4$ : андезит	2,107
$H_2SO_4$ (30%)	0,154
Андезит (70%)	1,953

Таким образом, информация об аэрозольном составе вулканического облака является одним из главных факторов, влияющих на точность восстановления массовых характеристик вулканического пепла.

## Обсуждение результатов

При подведении итогов вышесказанного возникает много вопросов, связанных с задачами обнаружения и восстановления массовых характеристик вулканического пепла по спутниковым данным. Применительно к оптическим параметрам аэрозольных компонентов вулканического облака и построению моделей на их основе рассмотрим некоторые вопросы.

1. *Плотность частиц вулканического пепла.* От выбора плотности частиц зависит оценка общей массы пепла в атмосферном столбе. Принято, что для пепла плотность частиц варьируется от 2

до 3 г/см<sup>3</sup>, однако, как показывает практика [5], состав пепла каждого конкретного вулкана уникален, помимо андезита и базальта он может содержать и вулканическую пемзу, и вулканическое стекло. Таким образом, информация о минеральном составе пепла конкретного вулканического выброса будет играть решающую роль в точности определения его массовых характеристик.

2. *Комплексный показатель преломления* влияет на величину ослабления электромагнитного излучения частицами пепла и, как следствие, на его массовое содержание. При расчетах Ми оптических параметров пепла выбор показателя преломления будет влиять и на размер частиц. В [10] сообщалось, что в зависимости от выбора показателя преломления различия в оценке массового содержания достигали 20–30%.

3. *Распределение частиц по размерам.* Исторически сложилось, что логнормальное распределение частиц по размерам со стандартным отклонением  $\sigma = 2,1$  часто используется для характеристики распределения вулканического пепла [10, 33, 36, 37]. Однако предположение, что распределение частиц по размерам может быть различным, приводит к большим неопределенностям в расчетах массового содержания пепла. Так, различие в массе пепла в случаях нормального и логнормального распределений может составлять до 50% [10], а увеличение  $\sigma$  на 10% приводит к неопределенностям в 42% [5].

4. *Форма частиц.* В рамках настоящей работы при расчетах Ми использовалась сферическая форма частиц для всех аэрозольных компонентов вулканического облака. Но стоит учесть, что в реальности частицы пепла и льда имеют ярко выраженную несферическую форму. Согласно [38, 39] 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 по массе пепла может и вовсе доходить до 30% [40].

## Заключение

В ходе проведенной работы были построены модели оптических параметров облаков вулканического пепла для широкого спектра различных вариаций магматических пород и их сочетаний с каплями воды, кристаллами льда и каплями водного раствора  $H_2SO_4$ . Установлено, что оптические свойства облаков вулканического пепла зависят от ряда факторов, варьирующихся для каждого конкретного вулканического выброса: аэрозольный состав, плотность и форма частиц, распределение частиц по размерам, комплексный показатель преломления. Можно сделать вывод, что универсальной модели для вулканических облаков не существует. При восстановлении параметров вулканического пепла стоит опираться на несколько моделей, близких по своим оптическим свойствам к конкретному вулканическому выбросу.

Построенные модели оптических параметров вулканических облаков будут использоваться в дальнейших работах в рамках текущей темы по восстановлению параметров пепла по спутниковым данным.

Автор выражает благодарность А.Н. Рублеву, докт. физ.-мат. наук, заместителю директора ФГБУ «НИЦ "Планета"» (г. Москва), за ценные советы при проведении настоящего исследования и рекомендации по оформлению статьи.

1. Reid P.C., Hari R.E. Global impacts of the 1980s regime shift // *Global Change Biol.* 2016. V. 22. P. 682–703.
2. McCormick M.P., Thomason L.W., Trepte C.R. Atmospheric effects of the Mt. Pinatubo eruption // *Nature.* 1995. V. 373(6513). P. 399–404.
3. Casadevall T.J. A History of Ash Avoidance. 2015. 77 p. [Electronic resource]. URL: [https://www.wmo.int/aemp/sites/default/files/P-02\\_10.00\\_Casadevall.pdf](https://www.wmo.int/aemp/sites/default/files/P-02_10.00_Casadevall.pdf) (last access: 25.09.2019).
4. Miller T.P., Casadevall T.J. Volcanic ash: Hazards to aviation // *Encyclopedia of Volcanoes.* 2000. V. 1. P. 915–930.
5. Clarisse L., Prata F. Chapter 11. Infrared sounding of volcanic Ash // *Volcanic Ash.* Elsevier, 2016. P. 189–215. DOI: 10.1016/B978-0-08-100405-0.00017-3.
6. Dubuisson P., Herbin H., Minvielle F., Compiègne M., Thieuleux F., Parol F., Pelon J. Remote sensing of volcanic ash plumes from thermal infrared: A case study analysis from SEVIRI, MODIS and IASI instruments // *Atmos. Meas. Tech.* 2014. V. 7. P. 359–371.
7. Prata F. Detecting and Retrieving Volcanic Ash from SEVIRI Measurements. Algorithm Theoretical Basis Document. 2013. 68 p. [Electronic resource]. URL: [http://vast.nilu.no/media/cms\\_page\\_media/5/VAST\\_ATBD\\_SEVIRI\\_Ash\\_v1.0\\_NILU\\_1.pdf](http://vast.nilu.no/media/cms_page_media/5/VAST_ATBD_SEVIRI_Ash_v1.0_NILU_1.pdf) (last access: 25.09.2019).
8. Prata A.J., Grant I.F. Retrieval of microphysical and morphological properties of volcanic ash plumes from satellite data: Application to Mt. Ruapehu, New Zealand // *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2001. V. 127. P. 2153–2179.
9. Watson I.M., Realmuto V.J., Rose W.I., Prata A.J., Bluth G.J.S., Gu Y., Bader C.E., Yu T. Thermal infrared remote sensing of volcanic emissions using the moderate resolution imaging spectroradiometer // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2004. V. 135. P. 75–89.
10. 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. V. 99. P. 5421–5431.
11. Corradini S., Spinetti C., Carboni E., Tirelli C., Buongiorno M.F., Pugnaghi S., Gangale G. Mt. Etna tropospheric ash retrieval and sensitivity analysis using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer measurements // *J. Appl. Remote Sens.* 2008. V. 2(1). 20 p.
12. 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. V. 118, N 3. P. 1436–1458.
13. Western L.M., Watson M.I., Francis P.N. Uncertainty in two-channel infrared remote sensing retrievals of a well-characterised volcanic ash cloud // *Bull. Volcanol.* 2015. V. 77(8). 12 p.
14. Гирин О.А., Лупян Е.А., Сорокин А.А., Мельников Д.В., Романова И.М., Кашицкий А.В., Уваров И.А., Мальковский С.И., Королев С.П., Маневич А.Г., Крамарева Л.С. Комплексный мониторинг эксплозивных извержений вулканов Камчатки // ИВиС ДВО РАН. 2018. 192 с.
15. Kylling A., Kristiansen N., Stohl A., Buras-Schnell R., Emde C., Gasteiger J. 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. V. 7. P. 11303–11343.
16. Ohtake T. Freezing points of H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> aqueous solutions and formation of stratospheric ice clouds // *Tellus B.* V. 45, N 2. P. 138–144.
17. Pollack J.B., Toon O.B., Khare B.N. Optical properties of some terrestrial rocks and glasses // *Icarus.* 1973. V. 19(3). P. 372–389.
18. Remsberg E.E., Lavery D., Crawford B. Optical constants for sulfuric and nitric acids // *J. Chem. Eng. Data.* 1974. V. 19. P. 263–255.
19. Hale G.M., Query M.R. Optical constants of water in the 200-nm to 200- $\mu$ m wavelength region // *Appl. Opt.* 1973. N 12. P. 555–563.
20. Warren S.G. Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave // *Appl. Opt.* 1984. V. 23. P. 1206–1225.
21. Oppenheimer C., Scaillet B., Robert S.M. Sulfur degassing from volcanoes: Source conditions, surveillance, plume chemistry and Earth system impacts // *Rev. Mineral. Geochem.* 2011. V. 73, N 1. P. 363–421.
22. Sellitto P., Legras B. Sensitivity of thermal infrared nadir instruments to the chemical and microphysical properties of UTLS secondary sulfate aerosols // *Atmos. Meas. Tech.* 2016. V. 9. P. 115–132.
23. Prata A.J. Observations of volcanic ash clouds in the 10–12-micron window using AVHRR/2 Data // *Int. J. Remote Sens.* 1989. V. 10, N 4–5. P. 751–761.
24. Wiscombe W. Improved Mie scattering algorithms // *Appl. Opt.* 1980. V. 19. P. 1505–1509.
25. Mayer B., Kylling A., Emde C., Buras R., Hamann U., Gasteiger J., Richter B. LibRadtran User's Guide. 2017. 155 p. [Electronic resource]. URL: <http://www.libradtran.org/doc/libRadtran.pdf> (last access: 25.09.2019).
26. Roberts T.J., Vignelles D., Liuzzo M., Giudice G., Aiuppa A. The primary volcanic aerosol emission from Mt. Etna: Size-resolved particles with SO<sub>2</sub> and role in plume reactive halogen chemistry // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2017. V. 222. P. 74–93.
27. Филей А.А. Автоматическое обнаружение вулканического пепла по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16, № 4. С. 63–73.
28. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. М.: Мир, 1971. 303 с.
29. Шифрин К.С. Рассеяние света в мутной среде. М.-Л.: Государственное издательство технико-теоретической литературы, 1951. 288 с.
30. Van de Hulst H.C. Light Scattering by Small Particles. Dover Publication, 1981. 453 p.
31. 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. V. 7. P. 2503–2516.
32. Emde C., Buras R., Mayer B., Blumthaler M. The impact of aerosols on polarized sky radiance: Model development, validation, and applications // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. V. 10. P. 383–396.
33. Yu T., 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. V. 107, N D16. 16 p.

34. 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 // J. Geophys. Res. 2002. V. 107, N D12. 16 p.
35. Ensor D.S., Pilat M.J. Calculation of smoke plume opacity from particulate air pollutant properties // J. Air Pollut. Control Assoc. 1971. V. 21, N 8. P. 496–501.
36. Rybin A., Chibisova M., Webley P., Steensen T., Izbekov P., Neal C., Realmuto V. Satellite and ground observations of the June 2009 eruption of Sarychev Peak volcano, Matua Island, Central Kuriles // Bull. Volcanol. 2011. V. 73. P. 1377–1392.
37. Prata A.J. Infrared Radiative transfer calculations for volcanic ash clouds // Geophys. Res. Lett. 1989. V. 16, N 11. P. 1293–1296.
38. Newman S.M., Clarisse L., Hurtmans D., Marengo F., Johnson B., Turnbull K., Havemann S., Baran A. J., O'Sullivan D., Haywood J. A case study of observations of volcanic ash from the Eyjafjallajökull eruption: 2. Airborne and satellite radiative measurements // J. Geophys. Res.: Atmos. 2012. V. 117, iss. D20. 19 p.
39. Pierangelo C., Chedin A., Heilliette S., Jacquinet-Husson N., Armante R. Dust altitude and infrared optical depth from AIRS // Atmos. Chem. Phys. 2004. V. 4. P. 1813–1822.
40. Kylling A., Kahnert M., Lindqvist H., Nousiainen T. Volcanic ash infrared signature: Porous non-spherical ash particle shapes compared to homogeneous spherical ash particles // Atmos. Meas. Tech. 2014. V. 7. P. 919–929.

**A.A. Filei. Development of optical parameters of volcanic cloud models for remote sensing of Earth from space.**

The principle of creating models of optical parameters of volcanic clouds for use in problems of remote sensing is presented. The models are developed for a wide range of different volcanic rocks and their combinations with drops of water, ice crystals, and drops of aqueous solution of sulfuric acid. The following issues are considered: the principle of interaction of electromagnetic radiation with aerosol components of a volcanic cloud; mixing aerosol components of a volcanic cloud; the use of optical parameters to simulate radiation intensity at the top of the atmosphere. It is found that the choice of model directly affects the calculation of mass and microphysical characteristics of volcanic ash.