

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СПУТНИКОВОГО И НАЗЕМНОГО МНОГОЧАСТОТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

© 2011 г. С. А. Лысенко, М. М. Кугейко*

Белорусский государственный университет, Минск

*E-mail: Kugeiko@bsu.by

Поступила в редакцию 25.10.2010 г.

Разработана методика восстановления микрофизических параметров поствулканического стратосферного аэрозоля из результатов совместных измерений коэффициента аэрозольного обратного рассеяния лидарными системами на основе Nd:YAG-лазера и коэффициента аэрозольного ослабления спутниковой аппаратурой SAGE-III. Для каждого из рассматриваемых микрофизических параметров (концентрация, площадь поверхности, объем, эффективный размер частиц мелко- и крупнодисперсной фракций аэрозоля) определен наиболее информативный набор оптических характеристик. Получены полиномиальные множественные регрессии между оптическими и микрофизическими характеристиками аэрозоля, позволяющие определять его микрофизические характеристики в широких пределах без решения некорректных обратных задач. Проведено сравнение полученных результатов с независимыми экспериментальными данными. Оценены погрешности восстановления микрофизических параметров аэрозоля для различных ситуаций в стратосфере. Рассмотрено влияние формы частиц пылевой фракции на результаты восстановления микрофизических параметров аэрозоля.

Ключевые слова: стратосферный аэрозоль, оптические характеристики, микрофизические параметры, множественные полиномиальные регрессии

ВВЕДЕНИЕ

Стратосферный аэрозоль (СА) оказывает значимое влияние на ряд процессов, определяющих свойства облачности, химический состав и радиационный баланс атмосферы (McCormick et al., 1995; Russell et al., 1996). Влияние СА существенно возрастает в период крупных вулканических извержений, обуславливая также условия видимости в атмосфере и ее общую циркуляцию. Результаты многолетних наблюдений убеждают в том, что стратосферный слой более 50% времени находится под воздействием вулканических извержений. Время релаксации слоя к начальному уровню составляет 0.8–1.5 года (Креков, Звенигородский, 1990). Количественные характеристики аэрозольного воздействия определяются большим числом микрофизических параметров (МФП) аэрозоля: концентрация и распределение частиц по размерам, их форма, структура и спектр комплексного показателя преломления (КПП) вещества частиц. При этом показатель преломления и другие характеристики аэрозоля зависят от температуры и газового состава атмосферы (например, парциального давления водяного пара) (Steele, Namill, 1981).

Создание региональных и глобальной системы мониторинга оптических и микрофизических свойств атмосферного аэрозоля составляет важную часть международных экологических про-

грамм. В настоящее время для контроля параметров аэрозоля созданы региональные лидарные сети в Европе (EARLINET) (Balis et al., 2004), Юго-восточной Азии (AD-Net) (Murayama et al., 2001), на пространстве СНГ (CIS-LiNet) (Чайковский и др., 2005). В 2006–2007 гг. под эгидой Всемирной метеорологической организации начался процесс формирования глобальной лидарной сети GALION (Müller et al., 2008). Данные, получаемые в этих сетях, позволяют качественно исследовать динамику поствулканических изменений аэрозольной атмосферы, локальные процессы, протекающие в дисперсной смеси, и глобальный перенос аэрозоля. Количественная же интерпретация данных лидарного зондирования ограничена неоднозначностью связи между коэффициентами аэрозольного ослабления (КАО) и коэффициентом аэрозольного обратного рассеяния (КАОР), а также методическими аспектами решения обратных задач (Зуев, Наац, 1990).

Наряду с лидарными сетями в последние два десятилетия активно развивается космическая система наблюдений за составом атмосферы (SAGE III ATBD Team, 2002; Поберовский и др., 1999; Russell et al., 1994; Taylor et al., 1994). Спутниковые методы измерений интенсивно используются для изучения характеристик газового состава атмосферы и пространственно-временных трендов содержания аэрозоля. Одним из наиболее широко используемых методов пассивного

дистанционного зондирования из космоса является затменный метод, основанный на измерении пропускания атмосферой солнечного излучения на касательных трассах при восходе и заходе солнца. Важными достоинствами метода являются высокое пространственное разрешение (~0.5 км) и отсутствие необходимости абсолютной калибровки прибора для измерения функции пропускания. Проведенный с применением этого метода ряд спутниковых экспериментов с аппаратурой SAGE-III (SAGE III ATBD Team, 2002) позволил получить обширную информацию о высотных профилях КАО в видимой и ближней ИК-областях спектра (длины волн 385, 450, 520, 600, 675, 755, 870, 1020 и 1545 нм).

Измеряемые спектрально-высотные профили оптических характеристик (ОХ) аэрозоля (КАО и КАОР) используются для восстановления высотного распределения его МФП. Как правило, задача о восстановлении МФП, и в первую очередь функции распределения по размерам (ФРР) частиц аэрозоля, сводится к обращению известных интегральных уравнений первого рода (Зуев, Наац, 1990). Формально ФРР может определяться из спектрального поведения любой ОХ аэрозоля. Однако в общем случае КПП и границы спектра размеров частиц аэрозоля могут быть неизвестны. При этих условиях обращение отмеченных интегральных уравнений является некорректно поставленной задачей. Построение приближенных решений некорректных обратных задач, устойчивых к малым изменениям исходных данных, требует использования специальных математических методов. Среди существующих подходов к оценке параметров аэрозолей наиболее простыми являются прямые методы (Wang et al., 1989; Bauman, Russel, 2003; Jumelet et al., 2008), основанные на использовании существенного объема априорной информации о аналитическом виде ФРР частиц аэрозоля (например, одно- или двухмодальное логнормальное распределение (Креков, Звенигородский, 1990)) и величине их КПП. Численный алгоритм определения искомых параметров ФРР b_i основан, как правило, на минимизации квадратичной формы

$$F(b_1, b_2, \dots, b_k) = \sum_{i=1}^n [\varphi(x_i) - \varphi_m(x_i, b_1, b_2, \dots, b_k)]^2, \quad (1)$$

где $\varphi(x_i)$ и $\varphi_m(x_i, b_1, b_2, \dots, b_k)$ – измеренная и рассчитанная при конкретных значениях параметров ФРР частиц аэрозоля оптическая характеристика.

Следует отметить, что аналитические ФРР, как правило, не линейно зависят от искомых параметров и, вследствие этого, минимизируемый функционал (1) может иметь в некоторой ограни-

ченной области решений не один экстремум, что приводит к неоднозначности решения.

Количество требуемой априорной информации существенно уменьшается при использовании регуляризирующих алгоритмов (Зуев, Наац, 1990; Белан и др., 1992; Vockmann, 2005). Однако данные алгоритмы требуют подбора коэффициента регуляризации, от которого существенно зависит точность восстановления искомых МФП. Кроме того, методы регуляризации быстро теряют свою устойчивость с увеличением погрешностей измерения оптических характеристик аэрозоля.

В связи с возникающими трудностями количественной интерпретации данных оптического зондирования широко используются статистические методы решения некорректных обратных задач (Brock et al., 1993; Gobbi, 1998; Wandinger et al., 1995; Grainger et al., 1995; Thomason et al., 1997). Так, в NASA разработана оперативная методика интерпретации измерений КАО аппаратурой SAGE-III (Thomason, Peter, 2006), использующая простые регрессионные соотношения между интегральным объемом V , интегральной площадью поверхности S частиц и КАО на длинах волн 525 и 1020 нм (Thomason et al., 1997). В работе (Grainger et al., 1995) на основании анализа многочисленных измерений ФРР с помощью аэростатных оптических датчиков установлена связь между S , V и КАО в ИК-области спектра, позволяющая восстанавливать высотные профили указанных параметров СА из ИК-измерений КАО с помощью приборов HALOE и ISAMS (Russell et al., 1994; Taylor et al., 1994).

В работе (Виролайнер и др., 2006) на основе экспериментальных данных смоделирован статистический ансамбль МФП фонового СА и, с использованием метода линейной регрессии, проанализированы погрешности их определения из измерений КАО приборами ISAMS, SAGE-III и HALOE. Показано, что даже при одновременном использовании данных всех указанных спутниковых приборов возможно определение только S и V . Что касается возможности определения других МФП (модальный размер и полуширина ФРР частиц СА и процентное содержание H_2SO_4 в их составе), то использование как отдельных, так и совместных схем измерений КАО различными приборами не приводит к значительному повышению точности восстановления по сравнению с их априорной неопределенностью. Это привело авторов работы (Виролайнер и др., 2006) к выводу, что методики решения рассматриваемой обратной задачи, основанные на параметризации ФРР и минимизации функционала (1), не могут быть эффективными.

В настоящей работе решается задача интерпретации данных совместных измерений КАО

спутниковой аппаратурой SAGE-III и КАОР лидарными системами, использующими в качестве источника излучения Nd:YAG-лазер. Лидар на основе Nd:YAG-лазера с генератором третьей гармоники – относительно простая и недорогая система, позволяющая измерять профили сигналов обратного рассеяния на длинах волн 355, 532 и 1064 нм. Для перехода от измеряемых сигналов к профилям КАОР удобно использовать одновременные спутниковые измерения КАО аппаратурой SAGE-III на длинах волн 385, 520 и 1020 нм. Кроме того, дополнительные к лидарным измерениям КАОР спутниковые измерения КАО на длинах волн в видимой и ближней ИК-областях спектра позволяют повысить точность восстановления параметров ФРП как основной (серно-кислотной), так и пылевой фракций поствулканического СА по сравнению с интерпретацией спектральных измерений только КАО или КАОР, а также расширяют набор определяемых МФП (помимо S и V).

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АЭРОЗОЛЯ

Интерпретация данных лидара основывается на обращении уравнений лазерного зондирования, связывающего мощность принимаемого с расстояния z сигнала обратного рассеяния $P(z, \lambda)$ с параметрами среды (Межерис, 1987; Креков и др., 1987)

$$P(z, \lambda) = G(z) \cdot A(\lambda) \cdot z^{-2} [\beta_a(z, \lambda) + \beta_m(z, \lambda)] \times \exp \left\{ -2 \int_0^z [\varepsilon_a(x, \lambda) + \varepsilon_m(x, \lambda)] dx \right\},$$

где $\beta_a(z, \lambda)$ и $\beta_m(z, \lambda)$ – соответственно коэффициенты обратного аэрозольного и молекулярного рассеяния; $\varepsilon_a(z, \lambda)$ и $\varepsilon_m(z, \lambda)$ – соответственно коэффициенты аэрозольного и молекулярного ослабления; $G(z)$ – геометрический фактор лидара; $A(\lambda)$ – приборная константа.

При задании опорного значения $\beta_a(z_{ref}, \lambda)$ на некотором участке трассы зондирования z_{ref} восстановление профиля $\beta_a(z, \lambda)$ можно осуществлять по формуле, получаемой путем деления сигналов, принятых с последовательно расположенных высот, что позволяет устранить предварительную калибровку лидара (Креков и др., 1987)

$$\beta_a(z_i, \lambda) = \frac{P(z_i, \lambda)}{P(z_{i+1}, \lambda)} \left(\frac{z_i}{z_{i+1}} \right)^2 \times (\beta_a(z_{i+1}, \lambda) + \beta_m(z_{i+1}, \lambda)) \exp \{ -\Delta z_i (\varepsilon_a(z_i, \lambda) + \varepsilon_a(z_{i+1}, \lambda) + \varepsilon_m(z_{i+1}, \lambda)) \}, \quad (2)$$

где $\Delta z_i = z_{i+1} - z_i$.

Исходя из свойств устойчивости решения (2) к погрешностям задания граничного условия, опорное значение $\beta_a(z_{ref}, \lambda)$ предпочтительно задавать в конце трассы зондирования (Klett, 1981). Обычно используется предположение, что для длин волн лазерного зондирования аэрозольное рассеяние в верхней стратосфере значительно меньше аэрозольного, в силу чего можно положить $\beta_a(z_{ref}, \lambda) \approx 0$.

Характеристики молекулярного рассеяния могут быть определены с использованием итерационной методики интерпретации измерений прозрачности атмосферы аппаратурой SAGE-III (SAGE III ATBD Team, 2002) или модельным высотным профилям температуры и давления. Высотнo-спектральные профили $\varepsilon_a(z, \lambda)$, входящие в (2), также могут быть определены из сопутствующих спутниковых измерений КАО путем их интерполяции на нужную сетку высот и длин волн.

Таким образом, совместное лидарное и спутниковое зондирование с использованием рассматриваемой аппаратуры позволяет определять высотные профили КАО на длинах волн 385, 450, 520, 600, 675, 755, 870, 1020, 1545 нм и КАОР на длинах волн 355, 532 и 1064 нм.

Для оценки информационного содержания данных многочастотного лидарного и спутникового зондирования и потенциала такого рода систем в исследованиях поствулканического СА, характеризуемого бимодальным распределением частиц по размерам, необходимо ответить на ряд вопросов, касающихся МФП, определение которых возможно в условиях априорной неопределенности, набора оптических данных, являющегося оптимальным для их определения, а также потенциальной точности определения параметров.

Для ответа на поставленные вопросы использовался разработанный авторами программный пакет (Лысенко, Кугейко 2009а; Лысенко, Кугейко 2009б), предназначенный для решения задач планирования различных аэрозольных оптических измерений и оценки потенциальной точности восстановления МФП аэрозоля с учетом особенностей аппаратуры и влияния на точность интерпретации оптических измерений имеющейся априорной информации.

Ниже рассматривается статистическая микрофизическая модель поствулканического СА, и с использованием отмеченного выше программного пакета проводится анализ информативности данных совместных лидарных и спутниковых измерений с использованием рассматриваемой аппаратуры, а также устанавливаются уравнения множественных регрессий между оптическими и микрофизическими характеристиками СА.

Таблица 1. Диапазоны вариаций параметров двухмодального логнормального распределения частиц СА по размерам (3)

r_{g1} , МКМ	σ_1	r_{g2} , МКМ	σ_2	N_1/N_2
0.05–0.2	1.3–2.0	0.25–1.0	1.1–2.0	2.0–50.0

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОПТИКО-МИКРОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

Большинство исследователей, проводивших измерение микроструктуры СА в период после извержений вулканов, представляют их в формате двухмодального логнормального распределения

$$f(r) = \sum_{i=1}^2 \frac{N_i}{r \ln \sigma_i \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{\ln^2(r/r_{gi})}{2 \ln \sigma_i}\right), \quad (3)$$

где N_i [мкм⁻³], r_{gi} [мкм], σ_i – полная концентрация частиц i -й фракции, их среднегеометрический радиус и его среднеквадратичное отклонение. Первая фракция – сернокислотный аэрозоль, образующийся в результате химических и фотохимических реакций с участием H_2SO_4 , H_2O и O_2 , вторая – вулканическая пыль. Выбранные на основе анализа многочисленных экспериментальных данных (Russell, 1996; Креков, Звенигородский, 1990; Brock et al., 1993; Grainger et al., 1995; Thomason et al., 1997; Thomason, Peter, 2006) параметры распределения (3) поствулканического аэрозоля стратосферного слоя ($z = 15–30$ км) приведены в табл. 1.

При моделировании КПП сернокислотного аэрозоля использовались данные (Palmer, Williams, 1975) о его зависимости от концентрации раствора H_2SO_4 , которая определяется величиной относительной влажности воздуха и может изменяться в пределах 55–85%. Статистическое моделирование КПП вулканической пыли, с учетом его корреляций на разных длинах волн, осуществлялось на основе методики синтеза КПП сложных веществ из простых составляющих (Креков, Звенигородский, 1990)

$$m(\lambda) = \frac{\sum_{i=1}^N p_i m_i(\lambda)}{\sum_{i=1}^N p_i}, \quad (4)$$

где $m(\lambda)$ – синтезированный КПП; $m_i(\lambda)$ – КПП отдельных компонентов; p_i – их веса; N – число компонентов. Компоненты имеют смысл “готовых” данных по КПП пыли из разных источников (Креков, Звенигородский, 1990; Зуев, Креков, 1986; d’Almeida, 1991; Rothman et al., 1998). Вариации $m(\lambda)$ осуществлялись путем выбора случайных значений $0 \leq p_i \leq 1$.

Наиболее сильно меняется полная концентрация аэрозольных частиц N , соответствующие вариации могут достигать несколько порядков. Исходя из этого, будем варьировать не саму концентрацию, а ее десятичный логарифм в диапазоне $\lg(0.1)–\lg(50.0)$.

Расчеты ОХ сернокислотной фракции аэрозоля осуществляются по известным формулам теории Ми (Борен, Хаффман, 1986). Пылевые частицы состоят в значительной степени из несферических частиц, поэтому для расчета их оптических характеристик необходимо использовать расчетные методы, приближенно учитывающие форму частиц. Нами для пылевых частиц выбрана модель хаотически ориентированных сфероидов, достаточно хорошо аппроксимирующих частицы различных форм. Наиболее эффективным методом расчета рассеивающих свойств ансамблей хаотически ориентированных аксиально-симметричных частиц (сфероиды, цилиндры и т. д.) является метод Т-матриц (Mishchenko et al., 2004). Однако, несмотря на его быстрое действие по сравнению с другими методами, основанными на строгом решении уравнений Максвелла, его непосредственное использование для расчета большой выборки оптических характеристик пылевых частиц является весьма трудоемким с точки зрения затрат машинного времени даже для современных ЭВМ. Поэтому нами использовался упрощенный подход к расчету КАО и КАОР сфероидов, представленный в работе (Коршунов, 2007). Суть его заключается во введении в интегральные уравнения для расчета оптических характеристик полидисперсных сферических частиц поправочных функций, полученных путем аппроксимации рассчитанных по методу Т-матриц данных из (Mishchenko et al., 2004) по коэффициентам ослабления и обратного рассеяния, как функций параметра $\rho_{eff} = 2\pi r_{eff}/\lambda$ (r_{eff} – эффективный радиус полидисперсного ансамбля эквивалентных по объему сфер) для ФРП с разными параметрами полуширины. Исходные данные соответствуют смеси сплюснутых и вытянутых частиц с параметром формы от 1.2 до 2.2. Среднеквадратичная относительная погрешность аппроксимации составляет 1.1% и 1.4% для КАО и КАОР соответственно.

Выборка оптико-микрофизических характеристик СА получена путем независимых вариаций в широких пределах концентрации раствора H_2SO_4 , весов p_i в (4) и параметров ФРП (3) (N_1/N_2 , N , r_{g1} , r_{g2} , σ_1 , σ_2). По известным правилам моделирования равномерно распределенных случайных величин выбирался набор параметров, для которого рассчитывались КАО на длинах волн 450, 520, 600, 675, 755, 870, 1020, 1545 нм и КАОР на длинах волн 355, 532, 1064 нм. Объем выборки оп-

Таблица 2. Нормированная матрица ковариаций $\varepsilon(\lambda)$, $\beta_\pi(\lambda)$

	$\beta_\pi(355)$	$\varepsilon(385)$	$\varepsilon(450)$	$\varepsilon(520)$	$\beta_\pi(532)$	$\varepsilon(600)$	$\varepsilon(675)$	$\varepsilon(755)$	$\varepsilon(870)$	$\varepsilon(1020)$	$\beta_\pi(1064)$	$\varepsilon(1545)$
$\beta_\pi(355)$	1.000	0.955	0.963	0.967	0.950	0.967	0.969	0.974	0.977	0.963	0.899	0.908
$\varepsilon(385)$		1.000	0.999	0.993	0.902	0.985	0.978	0.972	0.959	0.935	0.867	0.916
$\varepsilon(450)$			1.000	0.998	0.917	0.991	0.986	0.981	0.970	0.948	0.884	0.929
$\varepsilon(520)$				1.000	0.937	0.998	0.994	0.990	0.981	0.964	0.908	0.948
$\beta_\pi(532)$					1.000	0.952	0.958	0.964	0.976	0.990	0.987	0.974
$\varepsilon(600)$						1.000	0.999	0.996	0.989	0.976	0.929	0.963
$\varepsilon(675)$							1.000	0.999	0.994	0.982	0.937	0.968
$\varepsilon(755)$								1.000	0.998	0.988	0.942	0.967
$\varepsilon(870)$									1.000	0.995	0.952	0.970
$\varepsilon(1020)$										1.000	0.974	0.981
$\beta_\pi(1064)$											1.000	0.985
$\varepsilon(1545)$												1.000

тико-микрофизических параметров СА составляет $K = 10^3$ реализаций.

ОЦЕНКА КОЛИЧЕСТВА НЕЗАВИСИМЫХ КОМПОНЕНТ В СПЕКТРАХ АЭРОЗОЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ И ОБРАТНОГО РАССЕЯНИЯ

Для расчета информативности и выбора оптимального (в плане точности восстановления МФП) набора аэрозольных оптических измерений важно проанализировать степень взаимозависимости измеряемых ОХ. Это означает, что необходимо определить количество независимых компонент, содержащихся в вариациях спектров $\varepsilon(\lambda)$ и $\beta_\pi(\lambda)$, обусловленных изменениями МФП аэрозоля. Такой анализ может быть проведен на основе рассмотрения собственных чисел нормированной ковариационной матрицы

$$S_y^{ij} = \frac{1}{\sigma_y \sigma_{y_k=1}} \sum_{k=1}^K (y_i^k - \langle y_i \rangle)(y_j^k - \langle y_j \rangle), \quad (5)$$

где $\langle Y \rangle$, σ_y – средний вектор измеряемых ОХ y_i , $i = 1, \dots, 12$ (9 КАО и 3 КАОР) и его среднеквадратичное отклонение, рассчитанные по набору векторов $Y^k = (y_i^k)$; K – число векторов в наборе (объем выборки ОХ аэрозоля).

Как известно, оптимальной аппроксимацией отдельной реализации случайного вектора Y является разложение по собственным векторам его ковариационной матрицы (Зуев, Комаров, 1986). При этом отношение суммы соответствующих собственных чисел к следу матрицы (суммарной дисперсии) характеризует точность этой аппроксимации и определяет меру значимости процессов, описываемых этими собственными векторами в общей изменчивости Y .

В табл. 2 приведены ковариационная матрица вектора Y , компонентами которого являются рассматриваемые ОХ. Высокий уровень корреляции между различными ОХ является причиной того, что исходный массив данных является малопараметрическим – на первые 3 собственных числа приходится более 99% суммарной дисперсии. Этот факт говорит о том, что для описания вариаций рассматриваемого набора ОХ аэрозоля, обусловленных изменчивостью его МФП, достаточно использовать три первых собственных вектора, соответствующих наибольшему собственным числам. Таким образом, количество независимых компонент в спектрах $\varepsilon(\lambda)$ и $\beta_\pi(\lambda)$ относительно невелико, и измерение трех ОХ позволяет извлечь большую часть принципиально доступной информации о МФП аэрозоля.

РЕГРЕССИОННЫЕ УРАВНЕНИЯ МЕЖДУ ОПТИЧЕСКИМИ И МИКРОФИЗИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ АЭРОЗОЛЯ

В основе регрессионного подхода к решению обратных задач лежит предположение, что искомые МФП $X = (x_j)$, $j = 1, \dots, M$ могут быть найдены с помощью некоторого аналитического преобразования ОХ $Y = (y_i)$, $i = 1, \dots, 12$ (Wandinger, 1995; Thomason et al., 1997; Виролайнер, 2006; Лысенко, Кугейко, 2009; Palmer, Williams, 1975; Зуев, Комаров, 1986). Учитывая показанную выше возможность трех параметрического описания вариаций рассматриваемых ОХ, в данной работе аппроксимация статистической связи между X и Y осуществлялась полиномами следующего вида:

$$\ln x_j = \sum_{0 \leq m+n+p \leq 3} a_{mnk}^j [\ln y_i]^m [\ln y_2]^n [\ln y_3]^p. \quad (6)$$

Таблица 3. Оптимальные наборы ОХ для определения МФП аэрозоля с использованием регрессий (6) и соответствующие среднеквадратичные относительные погрешности δx определения данных параметров

	y_1	y_2	y_3	$\delta x, \%$		y_1	y_2	y_3	$\delta x, \%$
N_1	$\beta_\pi(355)$	$\varepsilon(385)$	$\varepsilon(1545)$	37.9	V_1	$\varepsilon(385)$	$\beta_\pi(532)$	$\varepsilon(1545)$	22.0
N_2	$\beta_\pi(532)$	$\varepsilon(870)$	$\varepsilon(1545)$	33.0	V_2	$\varepsilon(450)$	$\beta_\pi(532)$	$\beta_\pi(1064)$	16.6
N_t	$\beta_\pi(355)$	$\varepsilon(385)$	$\varepsilon(1545)$	35.9	V_t	$\varepsilon(385)$	$\beta_\pi(1064)$	$\varepsilon(1545)$	5.9
S_1	$\varepsilon(385)$	$\beta_\pi(532)$	$\varepsilon(1020)$	19.3	r_1	$\beta_\pi(532)$	$\beta_\pi(1064)$	$\varepsilon(1545)$	14.0
S_2	$\varepsilon(1020)$	$\beta_\pi(1064)$	$\varepsilon(1545)$	17.5	r_2	$\beta_\pi(355)$	$\beta_\pi(1064)$	$\varepsilon(1545)$	9.5
S_t	$\varepsilon(385)$	$\beta_\pi(532)$	$\varepsilon(1545)$	8.5	r_t	$\varepsilon(385)$	$\beta_\pi(1064)$	$\varepsilon(1545)$	8.4

В (6) содержится 19 коэффициентов a_{mnk}^j , образующих вектор \mathbf{a} , который в соответствии с теорией метода наименьших квадратов получается из решения системы линейных уравнений (Худсон, 1970)

$$\mathbf{a} = (\mathbf{P}^T \mathbf{W}^2 \mathbf{P})^{-1} \mathbf{P}^T \mathbf{W}^2 \mathbf{X}, \quad (7)$$

где \mathbf{P} – матрица размером $K \times 19$ с элементами, равными $[\ln y_1]^m [\ln y_2]^n [\ln y_3]^p$ ($m + n + p \leq 3$), $K = 10^3$ – размер выборки ОХ аэрозоля, полученной на основе приведенной выше статистической модели, $k = 1, \dots, K$; \mathbf{W} – диагональная матрица весов размером 19×19 которая ввиду однородности данных принята равной единичной матрице.

В (6) используются логарифмы величин x_j и y_i , так как в этом случае мы имеем дело с числами одного порядка, а получаемые на основе (6) значения x_j всегда положительны. Кубические полиномы ($m + n + p \leq 3$) при этом позволяют производить более точное по сравнению с методом линейных регрессий восстановление МФП. Компонентами вектора \mathbf{X} являются интегральные концентрации N_t, N_1, N_2 , площади поверхности S_t, S_1, S_2 , объемы V_t, V_1, V_2 и эффективные размеры r_t, r_1, r_2 всех частиц СА, а также частиц его мелко- и крупнодисперсной фракций (индексы $t, 1$ и 2 соответственно). Значения коэффициентов a_{mnk}^j , соответствующие конкретному МФП x_j и набору ОХ y_1, y_2, y_3 , находятся на основе модельной выборки оптических и микрофизических характеристик СА с использованием метода наименьших квадратов.

Оптимальный набор ОХ в (6) специфичен для каждого из рассматриваемых МФП и определяется точностью восстановления параметра и устойчивостью уравнения (6) к погрешностям измерения ОХ δy_i . Важным условием правильного выбора набора ОХ для определения конкретного МФП, наряду с его информативностью относительно искомого параметра, является отсутствие сильной корреляции между используемыми ОХ. В противном случае система уравнений для вычисления коэффициентов разложения по соб-

ственным векторам ковариационной матрицы (5) является плохо обусловленной, что приводит к большой чувствительности результатов восстановления спектров КАО и КАОР, а следовательно, и МФП аэрозоля к погрешностям измерения ОХ в наборе.

Выбор оптимальных наборов ОХ производился путем компьютерного перебора всех 220 возможных комбинаций (C_{12}^3) из 12 рассматриваемых ОХ (9 КАО и 3 КАОР) и вычисления среднеквадратичной относительной погрешности восстановления искомого параметра с использованием регрессий (6) при $\delta y_i = 15\%$. В табл. 3 указаны оптимальные наборы ОХ для всех рассматриваемых МФП и относительные погрешности восстановления параметров δx_j . Значения коэффициентов полиномиальных регрессий (6), соответствующие оптимальным наборам ОХ (y_1, y_2, y_3), приведены для каждого из рассматриваемых МФП в табл. 4–7.

На рис. 1–4 приведены результаты восстановления МФП СА для 10^3 модельных реализаций его характеристик. Для каждой реализации согласно уравнениям (6) с наборами ОХ (y_1, y_2, y_3), оптимальными для искомого МФП (табл. 3), рассчитывались значения параметров x_j^{reg} , которые сравнивались с их заданными значениями x . Восстановление параметров осуществлялось с учетом добавления в расчетные (модельные) значения ОХ случайных погрешностей в пределах 15%. Данные результаты дают представление о диапазоне возможных погрешностей восстановления МФП и их соотношении с априорной изменчивостью параметров. Видно, что использование совместных измерений КАО и КАОР в видимой и ближней ИК-спектра позволяет восстанавливать целый комплекс МФП поствулканического СА. Так, помимо возможности определения с высокой точностью S_t и V_t , из рис. 1–3 видны хорошие корреляция между заданными и восстановленными значениями N_2, S_1, S_2, V_1, V_2 . Информативность рассматриваемых оптических измерений (как отношение априорной к апостериорной не-

Таблица 4. Коэффициенты полиномиальных регрессий (6) между N_1 , N_2 , N_t и соответствующими оптимальными наборами ОХ

a_{mnp}	N_1	N_2	N_t	a_{mnp}	N_1	N_2	N_t
a_{000}	-4.1638	7.5676	-3.0675	a_{110}	-0.5346	0.0371	-0.4920
a_{100}	-0.5895	0.6536	-0.5360	a_{210}	-0.1281	0.0183	-0.1101
a_{200}	0.7013	0.1188	0.6128	a_{120}	-0.1155	0.0113	-0.1131
a_{300}	0.1047	0.0456	0.0903	a_{101}	0.0537	0.1802	0.0318
a_{010}	-1.1591	0.5559	-1.3475	a_{201}	-0.0191	-0.1100	-0.0102
a_{020}	-2.2823	-0.0030	-2.0812	a_{102}	0.0682	0.0419	0.0526
a_{030}	0.0885	-0.0491	0.0676	a_{011}	2.1995	-0.1256	1.9815
a_{001}	1.4827	0.6904	1.3907	a_{021}	-0.0704	0.0348	-0.0208
a_{002}	-0.5978	-0.2077	-0.5044	a_{012}	0.1554	0.0189	0.1024
a_{003}	-0.1014	-0.0131	-0.0755				

Таблица 5. Коэффициенты полиномиальных регрессий (6) между S_1 , S_2 , S_t и соответствующими оптимальными наборами ОХ

a_{mnp}	S_1	S_2	S_t	a_{mnp}	S_1	S_2	S_t
a_{000}	2.6279	9.2896	7.4287	a_{110}	-0.2925	0.0612	-0.0490
a_{100}	2.8634	0.5766	-0.0244	a_{210}	0.1254	0.0235	-0.0106
a_{200}	-1.3220	0.2151	-0.0798	a_{120}	-0.1162	0.0340	-0.0022
a_{300}	0.0854	-0.0374	-0.0070	a_{101}	2.7731	-0.0419	-0.0704
a_{010}	-0.7281	0.4222	0.4251	a_{201}	-0.4539	0.0060	0.0207
a_{020}	-0.0815	0.0920	0.0674	a_{102}	0.4963	0.0202	-0.0102
a_{030}	-0.0170	0.0320	0.0011	a_{011}	-0.3351	0.0372	-0.0362
a_{001}	-3.3338	0.6959	0.2639	a_{021}	0.0712	-0.0974	0.0124
a_{002}	-0.8465	-0.3555	0.1044	a_{012}	0.0109	0.0068	-0.0161
a_{003}	-0.2065	0.0128	0.0093				

Таблица 6. Коэффициенты полиномиальных регрессий (6) между V_1 , V_2 , V_t и соответствующими оптимальными наборами ОХ

a_{mnp}	V_1	V_2	V_t	a_{mnp}	V_1	V_2	V_t
a_{000}	1.1572	6.7230	8.0297	a_{110}	-0.2432	-0.2704	-0.0172
a_{100}	2.9051	0.9548	0.0755	a_{210}	0.0709	0.0712	0.0022
a_{200}	-0.5087	0.1871	0.0204	a_{120}	-0.1106	-0.0809	-0.0027
a_{300}	0.0728	-0.0474	-0.0080	a_{101}	0.9203	-0.2323	-0.0515
a_{010}	0.0918	-0.3875	0.5096	a_{201}	-0.2506	0.0996	0.0079
a_{020}	0.4126	0.1703	-0.0222	a_{102}	0.2511	-0.1133	0.0039
a_{030}	0.0509	-0.0223	-0.0022	a_{011}	0.0008	-0.0061	0.0067
a_{001}	-0.6059	0.7202	0.3046	a_{021}	0.0088	0.0400	0.0004
a_{002}	-0.5394	0.1520	0.0617	a_{012}	-0.0066	0.0725	0.0100
a_{003}	-0.0868	-0.0188	-0.0118				

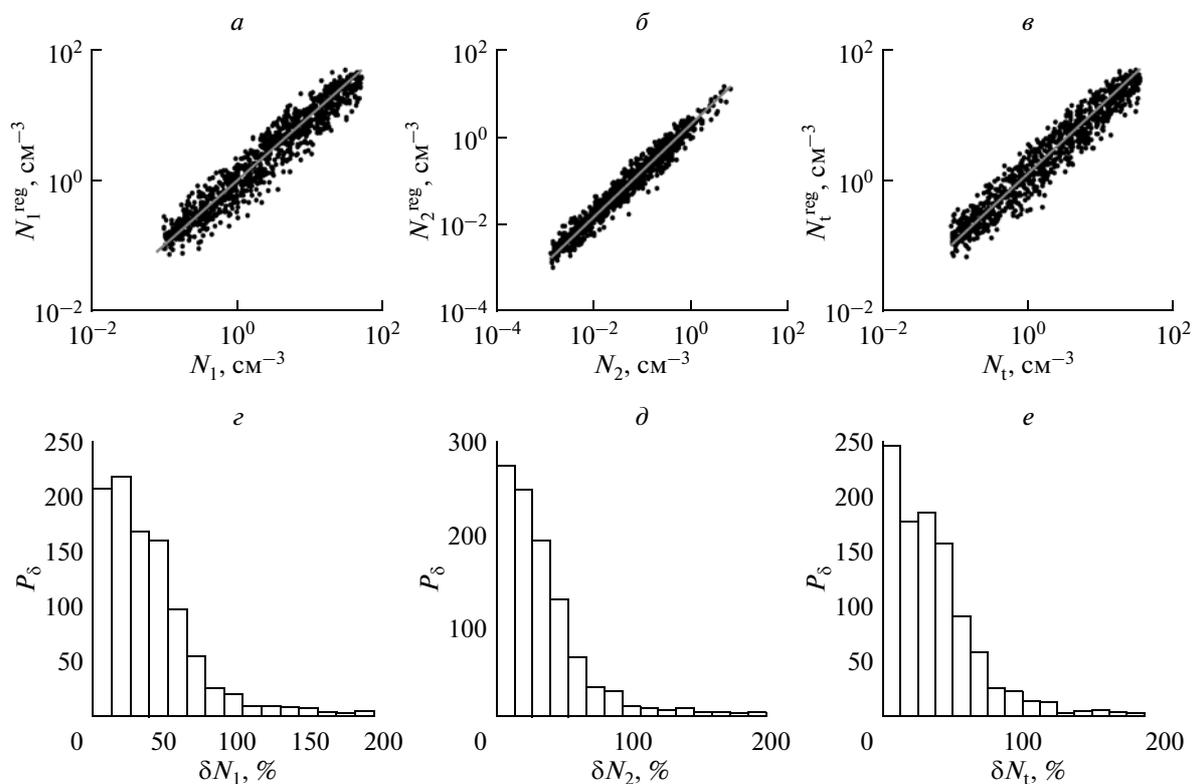
Таблица 7. Коэффициенты полиномиальных регрессий (6) между r_1 , r_2 , r_t и соответствующими оптимальными наборами ОХ

a_{mnp}	r_1	r_2	r_t	a_{mnp}	r_1	r_2	r_t
a_{000}	3.4426	2.0335	4.0529	a_{110}	0.1148	0.1259	0.0807
a_{100}	1.2140	0.4966	0.2465	a_{210}	-0.0127	0.0029	2.620×10^{-4}
a_{200}	0.0060	0.0231	0.1160	a_{120}	0.0011	-0.0300	3.583×10^{-3}
a_{300}	0.0039	0.0070	$1.646E-04$	a_{101}	-0.0359	-0.1028	-0.0838
a_{010}	0.8358	0.6807	1.0629	a_{201}	-0.0053	0.0081	2.506×10^{-3}
a_{020}	0.2340	0.0183	0.0673	a_{102}	0.0386	-0.0093	2.397×10^{-3}
a_{030}	0.0358	0.0212	0.0110	a_{011}	0.0420	-0.0510	0.1096
a_{001}	0.3344	-0.7182	0.0930	a_{021}	-0.0380	0.0047	-0.0241
a_{002}	-0.2453	0.0048	-0.1898	a_{012}	-0.0145	-0.0151	0.0212
a_{003}	-0.0074	0.0107	-0.0148				

определенности МФП) составляет для данных параметров 67, 73, 178, 92 и 258 соответственно. Большой разброс восстановленных значений N_1 , N_t и r_t относительно их заданных и значений объясняется слабым влиянием малых мелких частиц на ОХ аэрозоля для видимой и ближней ИК-областей спектра. Достаточно же высокая информативность измерений относительно других параметров мелких частиц — S_1 , и V_1 обусловлена преоблада-

ющим вкладом в их величину частиц субмикронной области спектра размеров 0.1–1 мкм, на которую приходится максимальные значения факторов эффективности в (6) (Wang, 1989).

Для оценки достоверности получаемых на основе используемой модели СА регрессионных уравнений проведено их сравнение с независимыми экспериментальными данными по статистическим связям между оптическими и микро-

**Рис. 1.** Результаты восстановления параметров N_1 (а), N_2 (б), N_t (в) для модельной выборки характеристик СА и соответствующие гистограммы погрешностей восстановления данных параметров (г–е).

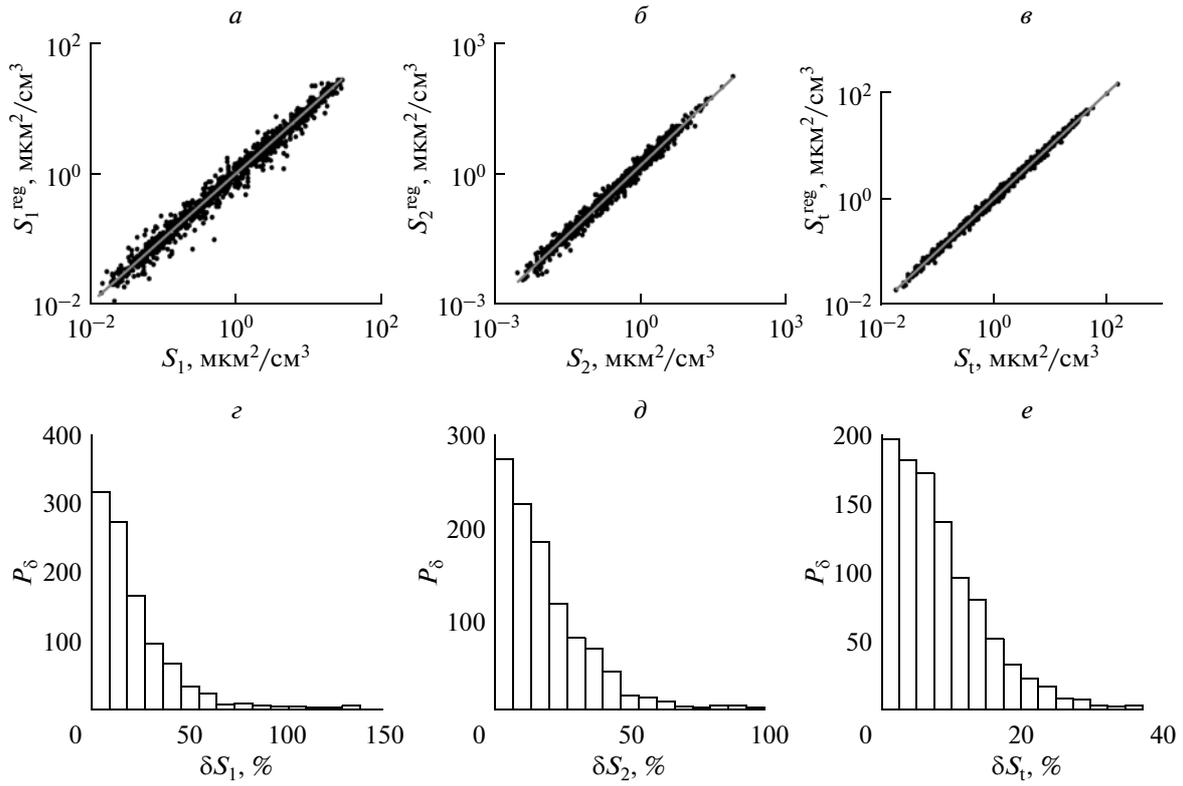


Рис. 2. Результаты восстановления параметров S_1 (а), S_2 (б), S_t (в) для модельной выборки характеристик СА и соответствующие гистограммы погрешностей восстановления данных параметров (г–е).

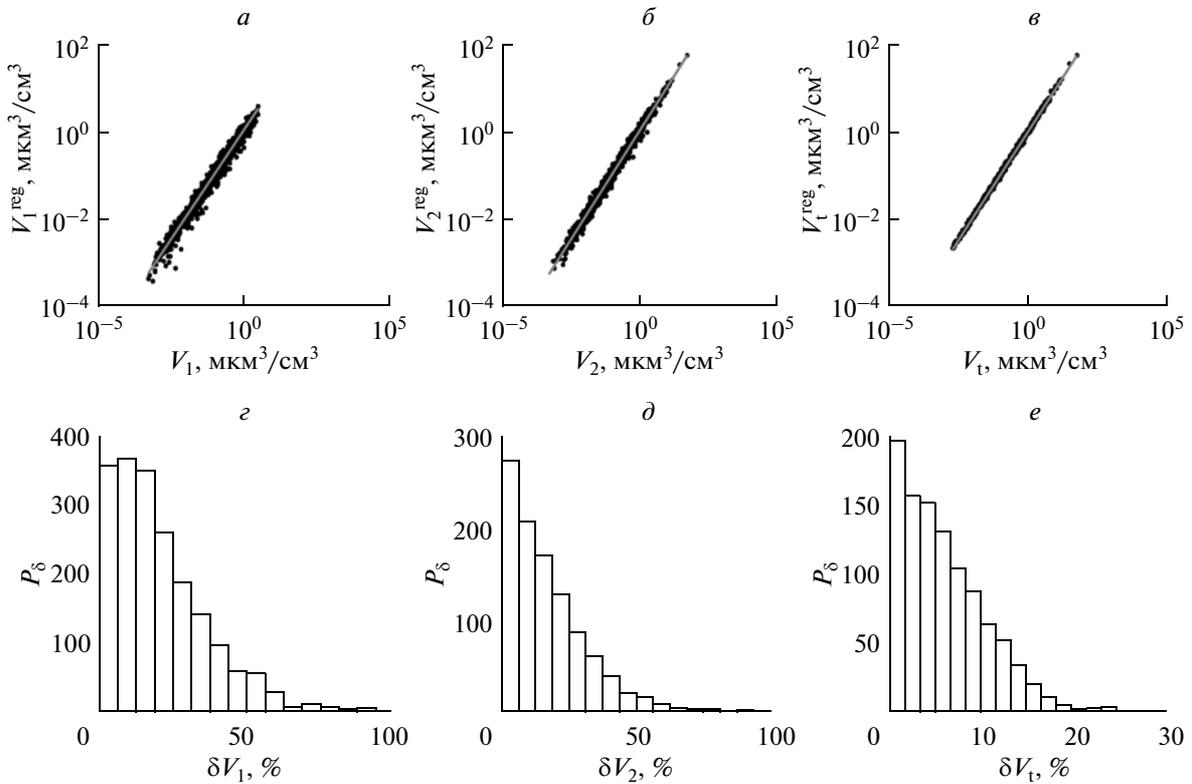


Рис. 3. Результаты восстановления параметров V_1 (а), V_2 (б), V_t (в) для модельной выборки характеристик СА и соответствующие гистограммы погрешностей восстановления данных параметров (г–е).

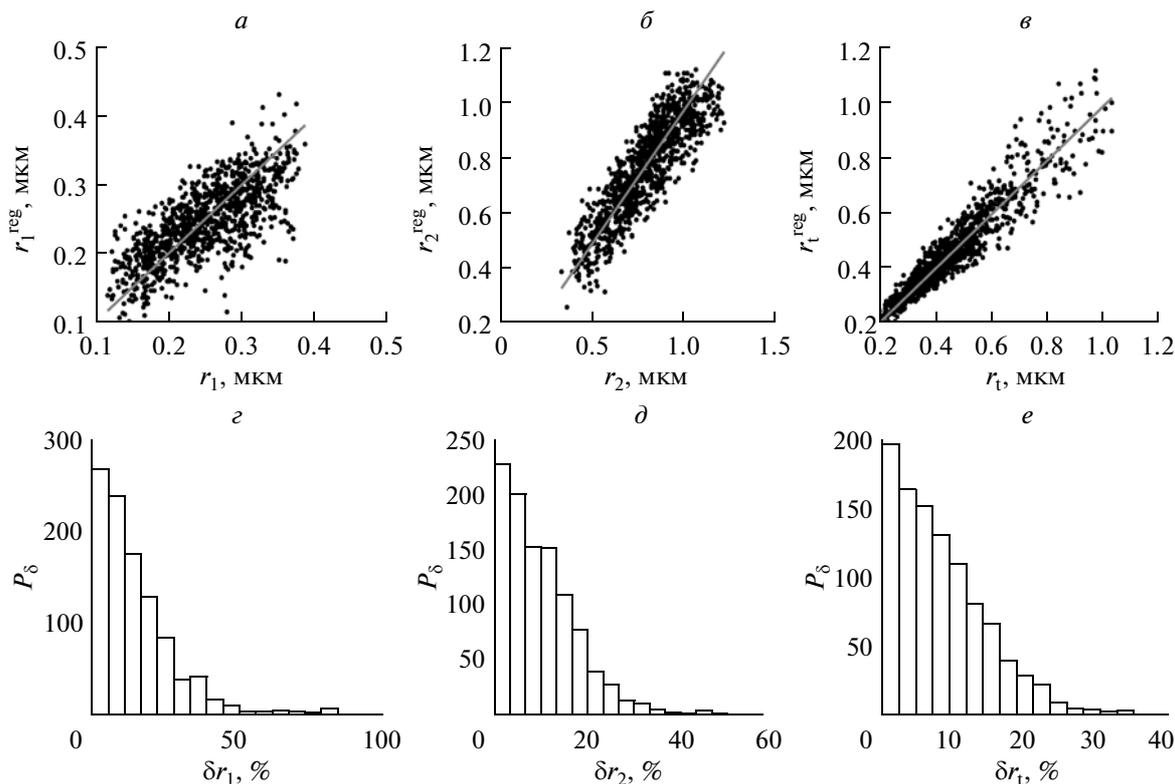


Рис. 4. Результаты восстановления параметров r_1 (а), r_2 (б), r_t (в) для модельной выборки характеристик СА и соответствующие гистограммы погрешностей восстановления параметров (г–е).

физическим характеристиками аэрозоля. Использовалось полученное в (Thomason et al., 1997) уравнение регрессии между интегральной площадью поверхности частиц аэрозоля и его коэффициентами ослабления на длинах волн $\lambda_1 = 520$ нм и $\lambda_2 = 1020$ нм

$$S_t = \varepsilon_a(\lambda_2) \left(\frac{1854.97 + 90.137K + 66.97K^2}{1.0 - 0.1745K + 0.00858K^2} \right), \quad (8)$$

где $K = \varepsilon_a(\lambda_1)/\varepsilon_a(\lambda_2)$. Уравнение (8) получено на основе интерпретации массива измерений $\varepsilon(\lambda)$ аппаратурой SAGE-II (длины волн 385, 450, 520, 1020 нм), накопленного за период 1984–1994 г. Параметры одномодального распределения частиц аэрозоля по размерам определялись путем минимизации соответствующего данным измерениям функционала (1). Спектральные значения КПП аэрозольного вещества соответствовали 75%-ному раствору H_2SO_4 .

Полиномиальная регрессии между S_t и $\varepsilon(\lambda_1)$, $\varepsilon(\lambda_2)$, установленная на основе используемой в настоящей работе выборки оптико-микрофизических параметров СА, имеет вид

$$\begin{aligned} \ln S_t = & 6.1447 + 1.6632 \times 10^{-2} E_{\lambda_1} - 0.1084 E_{\lambda_1}^2 - \\ & - 1.0877 \times 10^{-2} E_{\lambda_1}^3 + 0.3763 \times 10^{-2} E_{\lambda_2} + \\ & + 5.6193 \times 10^{-2} E_{\lambda_2}^2 - 9.6936 \times 10^{-3} E_{\lambda_2}^3 - \\ & - 3.6120 \times 10^{-2} E_{\lambda_1} E_{\lambda_2} - \\ & - 1.6285 \times 10^{-3} E_{\lambda_1}^2 E_{\lambda_2} + 1.7965 \times 10^2 E_{\lambda_1} E_{\lambda_2}^2, \end{aligned} \quad (9)$$

где $E_{\lambda_1} = \ln[\varepsilon(\lambda_1)]$, $E_{\lambda_2} = \ln[\varepsilon_a(\lambda_2)]$. Коэффициенты регрессий в (9) получены из решения системы уравнений (7).

На рис. 5 представлены результаты сравнения значений параметра S_t , восстановленных для модельной выборки характеристик СА с использованием уравнений (8) и (9). Коэффициент корреляции между логарифмами восстановленных значений S_t составляет 0.997.

Приведенное сравнение с экспериментальными данными показывает, что используемые нами выборка оптических и микрофизических характеристик СА, методы статистического моделирования позволяют получать достоверные статистические связи (регрессионные соотношения) между оптическими и микрофизическими характеристиками аэрозоля.

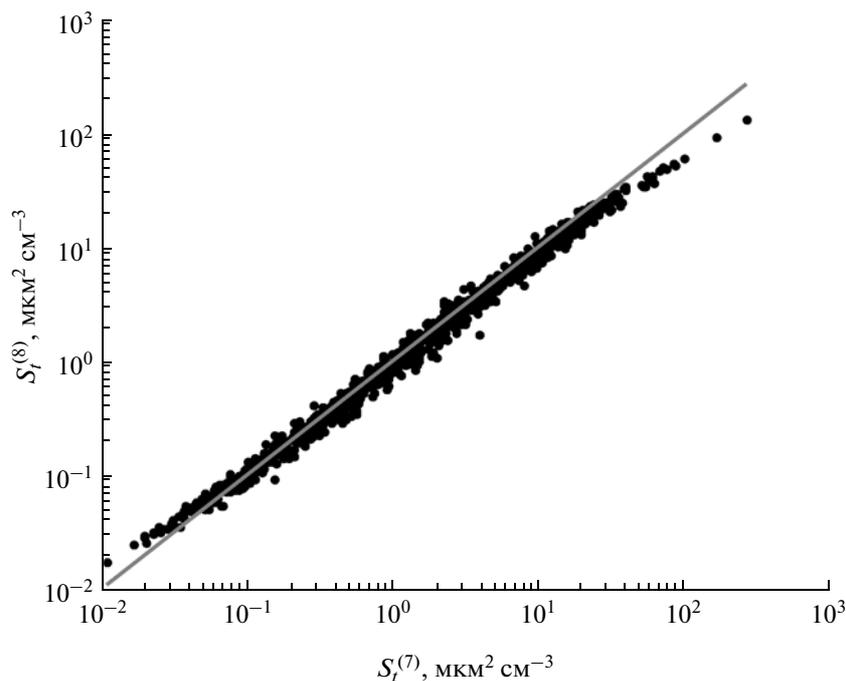


Рис. 5. Результаты восстановления параметра S_t для модельной выборки характеристик СА с использованием соотношений (7) и (8).

Следует отметить отсутствие в литературе экспериментальных связей между КАО и другими МФП аэрозоля и его фракций. Как нами показано выше, для определения других, отмеченных выше МФП параметров аэрозоля, необходимо привлечение дополнительных оптических измерений, например КАОР при помощи лидара. Так, помимо повышения точности восстановления параметра S_t оказывается возможным определение интегральных параметров распределения частиц сернокислотной и пылевой фракций аэрозоля (концентрация, площадь поверхности, объем и эффективный размер), что является значительным преимуществом предлагаемой методики.

ВЛИЯНИЯ ФОРМЫ ПЫЛЕВЫХ ЧАСТИЦ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ МФП

Как было отмечено выше, расчет ОХ грубодисперсной фракции СА производился с использованием поправочных функций, полученных в работе (Коршунов, 2007) путем аппроксимации точных расчетов по методу Т-матриц. В этой связи представляет интерес восстановление МФП аэрозоля из его ОХ, рассчитанные с использованием алгоритма метода Т-матриц (Mishchenko et al., 2004).

Восстановление параметров производилось для двух спектров размеров частиц СА из (Thomson, Peter, 2006), полученных с помощью шарзондовых измерений вблизи уровня 21 км и соответствующие экстремально (модель 1) и умерен-

но запыленной (модель 2) поствулканической стратосфере. В табл. приведены параметры (6), для двух рассматриваемых реализаций $f(r)$. Для каждой ФРП рассчитывались ОХ аэрозоля (с использованием теории Ми для мелкодисперсной фракции и метода Т-матриц – для грубодисперсной). При этом КПП мелких частиц, соответствовал 75%-му раствору H_2SO_4 , а для КПП крупных частиц использовались данные из (Зуев, Креков, 1986). Пылевые частицы моделировались смесью в равных пропорциях сплюснутых и вытянутых сфероидов с параметром формы 2.0.

В табл. 8 приведены относительные погрешности восстановления МФП полидисперсного ансамбля частиц, моделирующих поствулканический СА, с использованием полиномиальных регрессий (6). Для сравнения в табл. 8 даны значения погрешностей, соответствующие модели сферических пылевых частиц. Видно, для отличия результатов восстановления МФП для моделей сферических и несферических пылевых частиц не превышает единиц процентов. При этом значения погрешностей укладываются в соответствующие диапазоны, приведенные на гистограммах рис. 1–4. Таким образом, можно заключить, что полученные регрессионные уравнения позволяют определять МФП несферических аэрозольных частиц с параметром формы как минимум до 2.0.

Таблица 8. Относительные погрешности восстановления МФП из ОХ, рассчитанных с использованием теории Ми и метода Т-матриц (индексы sph. и nsph. соответственно) для двух моделей ФРР частиц СА

	Модель 1		Модель 2			Модель 1		Модель 1	
	sph.	nsph.	sph.	nsph.		sph.	nsph.	sph.	nsph.
$\delta N_1, \%$	84.3	83.8	44.0	44.7	$\delta V_1, \%$	27.6	30.1	23.5	12.5
$\delta N_2, \%$	23.6	17.2	20.0	15.6	$\delta V_2, \%$	16.2	19.9	6.1	11.9
$\delta N_r, \%$	59.1	53.5	41.3	42.8	$\delta V_r, \%$	13.4	7.9	7.1	3.0
$\delta S_1, \%$	24.3	22.7	0.61	9.4	$\delta r_1, \%$	21.0	15.7	24.3	15.6
$\delta S_2, \%$	1.48	1.54	0.25	3.6	$\delta r_2, \%$	13.0	2.3	10.5	2.7
$\delta S_r, \%$	8.0	2.1	0.48	6.8	$\delta r_r, \%$	9.9	8.9	2.3	1.1

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование совместных лидарных измерений КАОР и спутниковых измерений КАО позволяет как повысить точность определения МФП поствулканического СА, так и расширить набор определяемых параметров по сравнению с отдельной интерпретацией измерений КАО или КАОР. Полученные полиномиальные регрессии между оптическими и микрофизическими характеристиками поствулканического СА более детально учитывают его особенности (полимодальную структуру, различие показателей преломления частиц аэрозольных фракций, дисперсию параметра формы частиц пылевой фракции) и позволяют восстанавливать целый комплекс его МФП с погрешностями приемлемыми для решения ряда задач экологии, климатологии, химии и физики атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белан Б.Д., Ельников В.В., Зуев В.В., Зуев В.Е., Макиенко Э.В., Маричев В.Н. Результаты исследования оптических и микроструктурных характеристик стратосферного аэрозоля методом обращения лидарных измерений в г. Томске летом 1991 г. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. № 6. С. 593–601.
- Борен К., Хаффман Д. Поглощение и рассеяние света малыми частицами. М.: Мир, 1986. 660 с.
- Виролайнер Я. А., Тимофеев Ю. М., Поляков А. В., Стил Х., Ньючерч М. Анализ решения обратной задачи восстановления микроструктуры стратосферного аэрозоля по спутниковым измерениям // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 6. С. 816–829.
- Зуев В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температуры и газовых компонент земной атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 264 с.
- Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 256 с.
- Зуев В.Е., Наац И.Э. Обратные задачи оптики атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 286 с.
- Коршунов В.А. О восстановлении интегральных параметров тропосферного аэрозоля по данным двухволнового лидарного зондирования // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 5. С. 671–687.
- Креков Г.М., Кавкянов С.И., Крекова М.М. Интерпретация сигналов оптического зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1987. 184с.
- Креков Г.М., Звенигородский С.Г. Оптическая модель средней атмосферы. Новосибирск: Наука. Сиб. Отд., 1990. 278 с.
- Лысенко С.А., Кугейко М.М. Программный пакет для анализа информативности и интерпретации данных аэрозольных оптических измерений // Электроника-инфо. 2009. № 6. С. 49–52.
- Лысенко С.А., Кугейко М.М. Регрессионный подход к анализу информативности и интерпретации данных аэрозольных оптических измерений // Журн. прикл. спектр. 2009. Т. 76. № 6. С.876–883.
- Межерис Р. Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987. 550 с.
- Поберовский А. В., Поляков А. В., Тимофеев Ю. М. Определение вертикальных профилей содержания озона методом затменного зондирования с ДОС “МИР” 1. Описание прибора и методики обработки данных. Примеры результатов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1999. Т. 35. № 3. С. 312–321.
- Худсон Д. Статистика для физиков. М.: Мир, 1970. 296 с.
- Чайковский А.П., Иванов А.П., Балин Ю.С., Ельников А.В., Тулинов Г.Ф., Плюснин И.И., Букин О.А., Чен Б.Б. Лидарная сеть CIS-LiNet для мониторинга аэрозоля и озона: методология и аппаратура // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т. 18. № 12. С. 1066–1072.
- Balis D.S, Amiridis V., Zerefos C., Kazantzidis I A., Kazadzis I S., Bais I A.F., Meleti I C., Gerasopoulos I E., Papayannis A., Matthias V., Dier H., Andreae M.O. Study of the effect of different type of aerosols on UV-B radiation from measurements during EARLINET // Atmos. Chem. Phys. 2004. V. 4. P. 307–321.
- Bauman J.J., Russel P.B., Geller M.A., Hamill P.A. Stratospheric aerosol climatology from SAGE II and CLAES measurements: 1.Methodology // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № D13.4382. doi:10.1029/2002JD002992.
- Bockmann C., Mironova I., Muller D. Microphysical aerosol parameters from multiwavelength lidar // J. Opt. Soc. Am. 2005. V. 22. № 3. P. 518–528.
- Brock C.A., Jonsson H.H., Wilson J. C., Dye J.E., Baumgardner D., Borrmann S., Pitts M.C., Osborn M.T., DeCoursey R.J., Woods D.C. Relationships between optical extinction, backscatter and aerosol surface and volume in the stratosphere following the eruption of Mt. Pinatubo // Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. P. 2555–2558.

- D'Almeida G.A., Koepke P., Shettle E.* Atmospheric aerosols: global climatology and radiative characteristics / Ed.: Deepak A. Publication, Hampton, USA, 1991. 549 p.
- Jumelet J., Bekki S., David C., Keckhut P.* Statistical estimation of stratospheric particle size distribution by combining optical modeling and lidar scattering measurements // *Atmos. Chem. Phys.* 2008. № 8. P. 5435–5448.
- Gobbi G.P.* Parametrization of stratospheric aerosol physical properties on the basis of Nd:YAG lidar observations // *Appl. Opt.* 1998. V. 37. № 21. P. 4712–4720.
- Grainger R.G., Lambert A., Rodgers C.D., et al.* Stratospheric aerosol effective radius, surface area and volume estimated from infrared measurements // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № D8. P. 16507–16518.
- Klett J.D.* Stable analytic inversion solution for processing lidar returns // *Appl. Opt.* 1981. V. 20. № 2. P. 211–220.
- Mishchenko M.I., Travis L.D., Lacis A.A.* Scattering, absorption, and emission of light by small particles. New York: NASA Goddard Institute for space studies, 2004. 445 p.
- McCormick M.P., Thomason L.W., Trepte C.R.* Atmospheric effects of the Mount Pinatubo eruption // *Nature.* 1995. V. 373. № 6513. P. 399–404.
- Murayama T., Sugimoto N., Uno I., Hagiwara N., Liu Z., Matsui I., Sakai T., Shibata T., Arai K., Sohn B. J., Won J.-G., Yoon S.-C.* Ground-based network observation of Asian dust events of April 1998 in east Asia // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. № D16. P. 18346–18359.
- Müller G., Artz R., Baltensperger U., Carmichael G., Dlugokencky E., Penkett S., Stähelin J., Webb A., Hov O., Klausen J., Sturges B., Barrie L., Braathen G., Jalkanen L., Nickovic S.* WMO Global Atmosphere Watch (GAW) Strategic Plan: 2008–2015. GAW Report 172. WMO TD № 1384. Geneva, Switzerland.
- Palmer K.F., Williams D.* Optical constants of sulfuric acid: Application to the clouds of Venus // *Appl. Opt.* 1975. V. 14. P. 208–219.
- Rothman L.S., Rinsland C.P., Goldman A., Massie S.T., Edwards D.P., Flaud J.-M., Perrin A., Camy-Peyret C., Dana V., Mandin J.-Y., Schroeder J., Mccann A., Gamache R.R., Watson R.B., Yoshino K., Chance K.V., Jucks K.W., Brown L.R., Nemtchinov V., Varanasi P.* The HITRAN molecular spectroscopic database and hawks (Hitran Atmospheric Workstation): 1996 EDITION // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 1998. V. 60. № 5. P. 665–710.
- Russell J.M., Gordley L.L., Deaver L.E., Thompson R.E., Park J.H.* An Overview of the Halogen Occultation Experiment (HALOE) and Preliminary Results // *Adv. in Space Res.* 1994. V. 14. № 9. P. 13–20.
- Russell, P.B., Livingston, J.M., Pueschel, R.F., Bauman J.J., Pollack J.B., Brooks S.L., Hamill P., Thomason L.W., Stowe L.L., Deshler T., Dutton E.G., Bergstrom R.W.* Global to Microscale Evolution of the Pinatubo Volcanic Aerosol, Derived from Diverse Measurements and Analyses // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. № D.13. P. 18745–18763.
- SAGE III ATBD Team. SAGE III Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) Solar and Lunar Algorithm. LaRC 475-00-109. Version 2.1. 26 March 2002 (www.sage3.larc.nasa.gov).
- Steele H.M., Hamill P.* Effect of temperature and humidity on the growth and optical properties of sulphuric acid-water droplets in the stratosphere // *J. Aerosol Sci.* 1981. V. 12. № 6. P. 517–528.
- Taylor F.W., Ballard J., Dudhina A., Goss-Custard M., Kerridge B.J., Lambert A., Lopez-Valverde M., Rodgers C.D., Remedios J.J.* Stratospheric and mesospheric observations with ISAMS // *Adv. Space Res.* V. 14. № 9. 1994. P. 41–52.
- Thomason L.W., Poole L.R., Deshler T.R.* A global climatology of stratospheric aerosol surface area density as deduced from SAGE II: 1984–1994 // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 8967–8976.
- Thomason L.W., Peter T.* Assessment of Stratospheric Aerosol Properties (ASAP), SPARC Report N. 4, WCRP-124, WMO/TD-N. 1295, <http://www.atmosp.physics.utoronto.ca/SPARC/index.html>, February, 2006.
- Wandinger U., Ansmann A., Reichardt J., Deshler T.* Determination of stratospheric aerosol microphysical properties from independent extinction and backscattering measurements with a Raman lidar // *Appl. Opt.* 1995. V. 34. № 36. P. 8315–8329.
- Wang P.-H., McCormick M.P., Swissler T.J., Osborn M.T., Fuller W.H., Yue G.K.* Inference of stratospheric aerosol composition and size distribution from SAGE II satellite measurements // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 8435–8446.

The Retrieval of Post-Volcanic Stratospheric Aerosol Microphysical Parameters from Data of Terrestrial and Satellite Multifrequency Remote Sensing

S. A. Lisenko, M. M. Kugeiko

Belarusian State University, Minsk

A method for retrieval of post-volcanic stratospheric aerosol microphysical parameters from results of consistent measurements of aerosol backscattering coefficient by lidar systems based on Nd:YAG-laser and aerosol extinction coefficient by satellite gear SAGE-III is developed. For all microphysical parameters are considered (concentration, surface area, volume, effective size of particles for fine and coarse aerosol modes) a set of most informative optical characteristics is established. Multiple polynomial regressions between optical and microphysical parameters of stratospheric aerosol are obtained. The regressions enable to determine aerosol microphysical parameters in a wide range without solving ill-posed inverse problems. The results are compared with the independent experimental data. The errors of retrieval of microphysical parameters of aerosols under variety of stratospheric conditions are estimated. The influence of dust particle's shape on the accuracy of retrieval of aerosol microphysical parameters is considered.

Keywords: stratospheric aerosol, optical characteristics, microphysical parameters, multiple polynomial regressions