

УДК 551.590.3

ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО ОТКЛИКА НА ВУЛКАНИЧЕСКОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ ПИНАТУБО В МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ СИСТЕМЫ INMCM6

© 2025 г. С. В. Кострыкин^{a, b, c, *}, Е. М. Володин^a

^aИнститут вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, ул. Губкина, 8, Москва, 119333 Россия

^bИнститут глобального климата и экологии им. Ю.А. Израэля, ул. Глебовская, 20Б, Москва, 107258 Россия

^cИнститут географии РАН, Старомонетный переулок, 29, стр. 4, Москва, 119017 Россия

*e-mail: s_kostr@mail.ru

Поступила в редакцию 21.11.2024 г.

После доработки 20.12.2024 г.

Принята к публикации 27.12.2024 г.

Приведены результаты экспериментов по настройке аэрозольного блока модели INMCM6 для корректного воспроизведения температурного отклика на вулканические выбросы сульфатного аэрозоля. Расчеты проводились с помощью модели Земной системы INMCM6 на период с 1979 по 1995 г., в течение которого произошли два взрывных извержения вулканов: Эль-Чичон в 1982 г. и Пинатубо в 1991 г. Временные ряды объемной концентрации и эффективного радиуса сульфатного стратосферного аэрозоля задавались согласно базе данных SADS v.3. На основе этих данных вычислялись оптические свойства сульфатных стратосферных аэрозолей (ССА), которые затем осреднялись для интервалов длин волн, используемых в радиационном блоке климатической модели INMCM6. В серии модельных ансамблевых экспериментов варьировались оптические свойства ССА с целью наиболее реалистичного воспроизведения температурного отклика климатической системы на вулканическое воздействие – похолодания вблизи поверхности и нагрева воздуха в стратосфере. Если не учитывать поглощение длинноволновой радиации ССА, то в результате настройки коротковолновых оптических параметров ССА удалось с хорошей точностью (при сравнении с данными реанализа ERA5) воспроизвести временной ход глобальной оптической толщины ССА, амплитуды потепления нижней стратосферы и похолодания нижней тропосферы. Выявлено, что в модели INMCM наибольшее влияние на величину стратосферного потепления оказывает поглощение ССА коротковолновой радиации на длинах волн 1–2 мкм.

Ключевые слова: климатическая модель, вулканические выбросы, температурный отклик

DOI: 10.7868/S3034648725050033

1. ВВЕДЕНИЕ

Давно известно, что мощные извержения вулканов оказывают существенное влияние на климат нашей планеты. Это влияние выражается в температурном, динамическом и химическом отклике климатической системы на выбросы вулканических газов и аэрозолей в атмосферу. Механизм температурного воздействия вулканического аэрозоля в целом достаточно хорошо изучен. При мощном взрывном вулканическом извержении происходит

выброс большого количества диоксида серы в стратосферу, который в течение короткого промежутка времени превращается в частицы сульфатного аэрозоля [Kremser et al., 2016]. Поскольку аэрозольные частицы имеют достаточно малый размер (несколько десятых микрона), то они могут в течение нескольких лет оставаться в стратосфере и соответственно в течение этого времени оказывать влияние на климатическую систему.

Наличие вулканического сульфатного аэрозоля в стратосфере приводит к увеличению потока

отраженной солнечной радиации на верхней границе атмосферы, то есть к охлаждению нижней тропосферы. Кроме того, за счет поглощения радиации аэрозольными частицами в ближнем и среднем инфракрасных диапазонах происходит нагрев стратосферы [Lacis, 2015].

Такое температурное воздействие приводит к динамическому отклику, с которым связаны такие явления, как потепление нижней тропосферы в северном полушарии в следующий после извержения зимний сезон, ослабление муссонной циркуляции, сдвиг внутритропической зоны конвергенции [Marshall et al., 2022]. Например, в работе [Weierbach et al., 2023] с помощью климатической модели изучается динамический отклик на вулканическое воздействие в зависимости от фаз глобальных климатических колебаний Эль-Ниньо и Северно-Атлантического колебания, присутствующих в системе на момент начала извержения вулкана.

Также в поствулканический период в результате химических реакций с вулканическим аэрозолем уменьшается количество озона в стратосфере [Зуев и Зуева, 2011; Усачева и др., 2024]. На поверхности Земли происходит уменьшение количества осадков, увеличение площади морского льда и другие изменения [Елисеев и Мохов, 2008; Marshall et al., 2022].

Таким образом, мы можем заключить, что правильное воспроизведение отклика на вулканическое воздействие в модели климата может существенно улучшить воспроизведение некоторых климатических параметров в последующие после мощного извержения несколько сезонов.

Важность этой задачи в научном сообществе подтверждается активным изучением модельного отклика на вулканическое воздействие в рамках подпроекта VolMIP международного проекта по сравнению климатических моделей CMIP6 [Zanchettin et al., 2022] и с использованием климатических моделей с интерактивными химико-аэрозольными блоками [Aquila et. al., 2021; Abdelkader et al., 2023; Quaglia et al., 2023].

В дальнейшем мы опишем процедуру учета вулканического форсинга в климатической модели INMCM, а также рассмотрим, как воспроизводится температурный отклик на вулканическое воздействие в этой модели и предложим модификацию модели в которой температурный

отклик воспроизводится более реалистично, чем в исходной версии.

2. ОПИСАНИЕ ИСТОЧНИКА СТРАТОСФЕРНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО АЭРОЗОЛЯ

Существует несколько вариантов задания вулканического форсинга в климатической модели. Например, с помощью симулятора распространения вулканического облака EVA (Easy Volcanic Aerosol) можно получить временные ряды оптических параметров ССА для заданного списка вулканических извержений [Toohey et al., 2014; Toohey et al., 2016]. Другой известный источник данных — это Stratospheric Aerosol Data Set (SADS). Если касаться истории создания этой базы, то она построена на основе временного ряда оптической толщины стратосферного сульфатного аэрозоля (Global space-based stratospheric aerosol climatology) GloSSAC v.1.0 восстановленного по спутниковым данным за период с 1979 по 2014 г. для нескольких фиксированных длин волн излучения [Thomason et al., 2018].

Для восстановления данных за более ранний период времени 1850—1978 гг. использовались результаты химико-транспортной модели и данные других доступных измерений. Далее с помощью данных GloSSAC восстанавливались параметры распределения аэрозольных частиц по размерам (эффективный радиус) и количество аэрозоля в атмосфере (объемная плотность). В результате получились однородные временные ряды средне-месячных среднезональных широтно-высотных распределений указанных параметров за период с 1850 по 2014 г., которые и составили базу данных SADS.

Следует отметить, что изначально база данных SADS создавалась для использования в климатических моделях, участвующих в проекте CMIP6, в качестве источника данных для расчета радиационного форсинга от вулканического стратосферного сульфатного аэрозоля в эксперименте по воспроизведению исторического климата. В климатической модели INMCM6 используется база данных SADS v.3. Важно отметить, что данные из базы данных SADS рекомендуют использовать только для высот, расположенных выше модельной тропопаузы. На рис. 1 представлены временные ряды из базы данных SADS v.3: эффективный радиус, объемная плотность

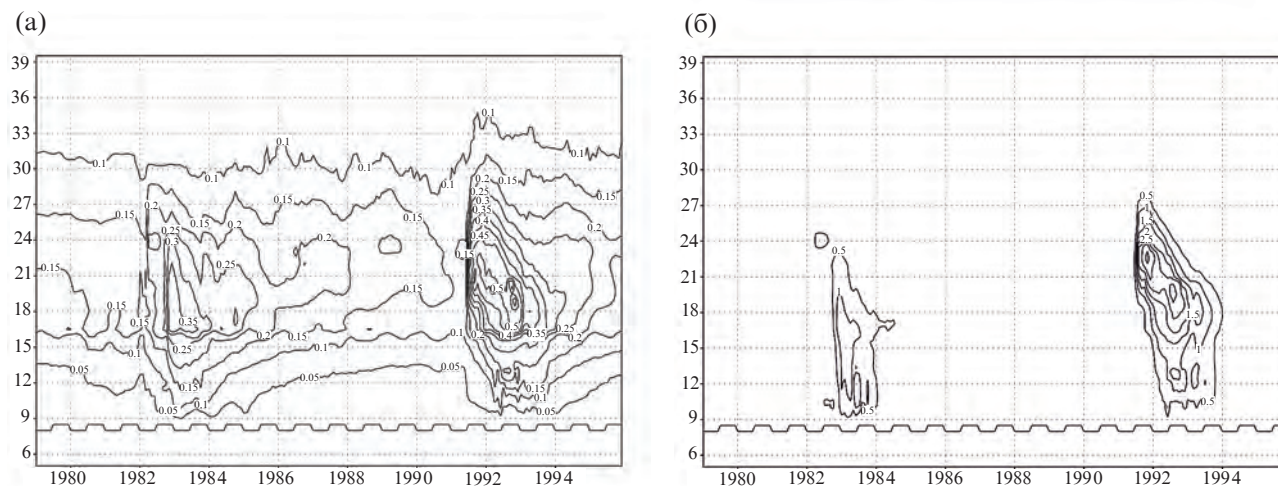


Рис. 1. Временной ход глобально-средних характеристик вулканического стратосферного аэрозоля по данным SADS v3: (а) эффективного радиуса частиц (мкм), (б) объемной плотности частиц (мкм³/см³)

за период 1979–1995 гг. В течение данного временного отрезка произошли два крупных извержения вулканов Эль-Чичон в 1982 г. и Пинатубо в 1991 г. Отметим, что для периода времени, соответствующего извержению Пинатубо и после нескольких лет после него, имеется большой массив данных наблюдений, особенно спутниковых. Именно поэтому этот период времени был выбран для настройки модели на воспроизведение температурного отклика модели на вулканическое воздействие.

3. ВЫЧИСЛЕНИЕ ОПТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ АЭРОЗОЛЯ ДЛЯ МОДЕЛИ INMCM ПО ДАННЫМ SADS

Данные SADS содержат информацию об эффективном радиусе r_{eff} , а также объемной плотности v_d частиц стратосферного сульфатного аэрозоля. Предполагая, что аэрозольные частицы распределяются по размерам по логнормальному закону, а также что дисперсия этого распределения не меняется по времени и пространству и равна $\sigma = 1.2$ [Toohey et al., 2016], то мы можем вычислить модальный радиус аэрозольных частиц r_m по формуле

$$r_m = r_{eff} e^{-2.5(\ln \sigma)^2}. \quad (1)$$

Далее для фиксированной длины волны и для заданного распределения частиц по размерам с параметрами (r_m, σ) рассчитывались оптические параметры — массовый коэффициент ослабления β_m , альбеда однократного рассеяния E , коэффи-

циент асимметрии g . Причем r_m менялся дискретным образом в диапазоне $r_m^{min} \leq r_m \leq r_m^{max}$, где r_m^{min} , r_m^{max} рассчитывались по формуле (1) для минимального и максимального значений r_{eff} , полученных по данным SADS и примерно равных 0.1 и 0.6 мкм соответственно.

По определению объемная плотность аэрозоля $v_d = V_{ia}/V_c$ — отношение объема, занятого аэрозольными частицами V_{ia} в данной ячейки сетки к объему этой ячейки $V_c = Sdz$ и она связана с оптической толщиной аэрозоля $d\tau$ следующим соотношением

$$\begin{aligned} dm_a &= \rho_a v_d V_c = \rho_a v_d S dz, \\ d\tau &= \frac{1}{S} dm_a \beta_m = \beta_m \rho_a v_d dz, \end{aligned} \quad (2)$$

где ρ_a — плотность вещества аэрозоля, β_m — массовый коэффициент ослабления, $dV = Sdz$ — объем ячейки сетки. Из (2) следует выражение для коэффициента ослабления

$$\beta_h = \beta_m \rho_a v_d. \quad (3)$$

Задавая плотность аэрозольных частиц $\rho_a = 1.8 \text{ г/см}^3$ и массовый коэффициент ослабления, по формуле (3) можно получить коэффициент ослабления β_h .

Зависимости альбеда однократного сульфатного аэрозоля от длины волны при разных значениях эффективного радиуса, вычисленные с помощью пакета BondMie, показаны на рис. 2. Откуда следует, что этот параметр испытывает резкий скачок между длинами волн падающего излучения

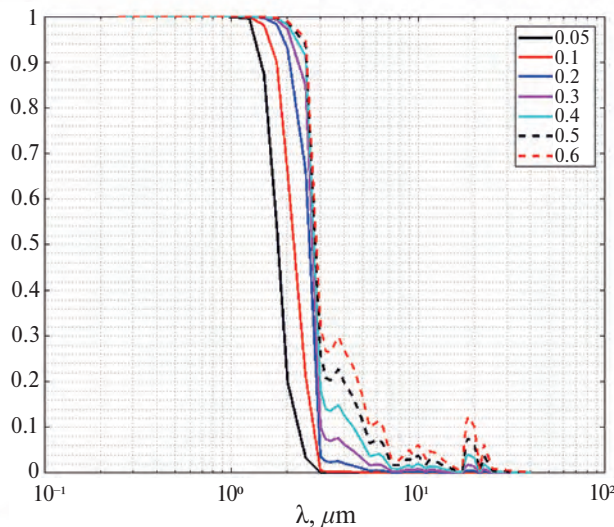


Рис. 2. Зависимость альбедо однократного рассеяния сульфатного аэрозоля от длины волны падающего излучения при разных значениях эффективного радиуса аэрозольных частиц (мкм)

1–2 мкм, то есть в ближнем инфракрасном (БИК) диапазоне для всех рассматриваемых значений эффективного радиуса аэрозольных частиц.

Далее для каждого значения $r_{eff}(\phi_k, z_l, t_n)$ из базы данных SADS подбиралось ближайшее табличное значение r_{mi} , и определялись соответствующие функции: $\beta_m(\lambda, \phi_k, z_l, t_n)$, $\omega(\lambda, \phi_k, z_l, t_n)$, $g(\lambda, \phi_k, z_l, t_n)$ и затем используя данные SADS по объемной плотности $v_d(\phi_k, z_l, t_n)$ по формуле (3) вычислялась $\beta_h(\lambda, \phi_k, z_l, t_n)$.

Для использования оптических параметров аэрозоля в радиационном блоке модели INMCM функции оптических параметров осреднялись по спектральным интервалам, используемым в данной модели с соответствующими весами, согласно уравнению (4)

$$\begin{aligned}\bar{\beta} &= \int \beta(\lambda) I(\lambda) d\lambda / \int I(\lambda) d\lambda, \\ \bar{\omega} &= \int \omega(\lambda) \beta(\lambda) I(\lambda) d\lambda / \int \beta(\lambda) I(\lambda) d\lambda, \\ \bar{g} &= \int g(\lambda) \omega(\lambda) \beta(\lambda) I(\lambda) d\lambda / \int \omega(\lambda) \beta(\lambda) I(\lambda) d\lambda,\end{aligned}\quad (4)$$

где $I(\lambda)$ – спектральная плотность солнечного (теплового) излучения на верхней границе атмосферы, а коэффициенты вычисляются для расчета распространения солнечной (тепловой) радиации.

Отметим, что в радиационном блоке модели INMCM используется четыре спектральных интервала при учете солнечного излучения (0.20–0.69 мкм, 0.69–1.19 мкм, 1.19–2.38 мкм,

2.38–5.00 мкм) и десять спектральных интервалов при учете теплового излучения. Отметим, что резкое изменение альбедо ССА приходится на третий коротковолновый спектральный диапазон.

На конечном этапе оптические параметры ССА интерполировались с широтно-высотной сетки SADS на соответствующую сетку модели INMCM6 и использовались в качестве входных параметров в радиационном блоке этой модели.

4. ОПИСАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ И ЭКСПЕРИМЕНТОВ С НЕЙ

Для исследования воспроизведения отклика от вулканического воздействия использовалась модель Земной системы INMCM 6-й версии. Данная модель имеет разрешение $2^\circ \times 1.5^\circ$ по широте и долготе в атмосфере и $1^\circ \times 0.5^\circ$ в океане. По высоте в атмосфере она содержит 21 σ -уровень с верхней границей 10 гПа, а океане – 40 уровней. Ее прямой предшественник модель INMCM48 участвовала в международном проекте по сравнению совместных климатических моделей CMIP6. Некоторые результаты по моделированию современного климата с помощью модели INMCM6 представлены в работе [Володин, 2023].

Аэрозольный блок модели INMCM описан в работе [Володин и Кострыкин, 2016]. Он описывает эволюцию девяти аэрозолей и одного предшественника сульфатного аэрозоля. В модели учитывается влияние аэрозолей на радиационные потоки в атмосфере, включая также и предписанный стратосферный сульфатный вулканический аэрозоль.

Следует отметить, что модель INMCM6 несколько отличается от своей предыдущей версии INMCM48. В основном тем, что в первом случае включен учет влияния поглощения тепловой радиации всеми типами аэрозолей, использующимися в модели, включая вулканический стратосферный сульфатный аэрозоль. Кроме того, в новой версии модели появилась возможность использовать временные ряды оптических параметров вулканического аэрозоля, а не только их фиксированные значения.

С моделью земной системы INMCM6 проводились эксперименты по воспроизведению отклика на вулканическое воздействие с 1979 по 1995 г. Эмиссии парниковых газов и аэрозолей соответствовали историческому эксперименту

из проекта CMIP6 [Eyring et al., 2016]. Стратосферный вулканический аэрозоль задавался в виде временного ряда оптических параметров, полученных по данным SADS v.3 согласно процедуре, описанной выше. Дополнительно проводились эксперименты с ограничением максимального альbedo однократного рассеяния ССА в БИК диапазоне длины волны излучения с целью более реалистичного воспроизведения стратосферного потепления. Для каждого набора оптических параметров проводился ансамблевый эксперимент, состоящий из пяти прогонов. При этом в разных прогонах в начальный момент времени вносилось разное возмущение в поле приземной температуры.

5. НАСТРОЙКА ОПТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ АЭРОЗОЛЯ И ВЕРИФИКАЦИЯ ДАННЫХ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Как показали модельные эксперименты, если задать коротковолновые оптические параметры аэрозоля так, как они определяются по данным SADS, в соответствии с процедурой, описанной выше, а длинноволновый коэффициент ослабления ССА положить равным нулю, то после извержения Пинатубо не происходит нагревание нижней тропической стратосферы, которое наблюдается во многих других модельных экспериментах [Rieger et al., 2020; Sukhodolov et al., 2018]. Для того, чтобы преодолеть этот недостаток мы скорректировали некоторые оптические параметры ССА, в частности ограничили максимальное значение альbedo однократного рассеяния в БИК диапазоне и провели дополнительные модельные эксперименты с новым набором параметров.

Глобально-средняя оптическая толщина стратосферного аэрозоля на длине волны 550 нм, полученная по данным модели INMCM6 и SADS v.3 представлена на рис. 3, из которого следует довольно хорошее согласие между двумя рядами данных.

Результаты модельных экспериментов для разных значений максимального альbedo ССА в БИК диапазоне (ω_3^{max}) представлены на рис. 4–7. На рис. 4 изображен временной ход 1991–1995 гг. глобальной аномалии радиационного баланса на верхней границе атмосферы (ВГА) и приземной температуры. Из графиков, представленных на рис. 4, можно сделать вывод, что после извержения вулкана Пинатубо происходит увеличение потока уходящей радиации на ВГА примерно

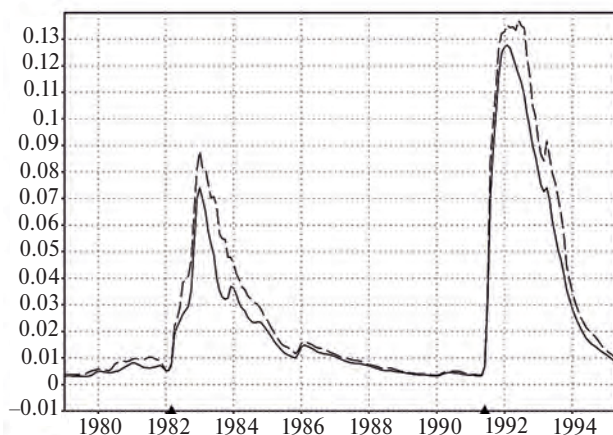


Рис. 3. Зависимость среднемесячной оптической толщины стратосферного вулканического аэрозоля от времени: по данным модели INMCM6 (сплошная линия), по данным реанализа ERA5 (пунктирная линия)

на 2–2.5 Вт/м² и похолодание нижней тропосферы на 0.3–0.4К во всех экспериментах и эти величины соответствуют данным реанализа ERA5 [Hersbach et al., 2020]. Это объясняется тем, что радиационный баланс на ВГА и похолодание нижней тропосферы определяется оптическими свойствами ССА в видимом диапазоне, на который приходится основная доля падающего солнечного излучения.

Напротив, величина потепления нижней стратосферы зависит от величины ω_3^{max} (рис. 5). Например, оно совсем не воспроизводится в период времени после извержения Пинатубо в версии модели без коррекции ω_3^{max} (черная кривая) и его амплитуда увеличивается с уменьшением ω_3^{max} (цветные линии). Лучше всего модельные данные согласуются с данными реанализа ERA5 (пунктирная линия) при $\omega_3^{max} = 0.92$ (зеленая кривая).

На рис. 6 представлена диаграмма Хофмюллера аномалии среднемесячной глобальной температуры на уровнях стратосферы, полученной по данным реанализа ERA5 (рис. 6а) и по двум версиям модели INMCM6: с коррекцией ω_3^{max} (рис. 6б), без коррекции (рис. 6в). Видно, что модифицированная версия модели, в отличие от оригинальной, правильно описывает поведение температурной аномалии по сравнению с данными реанализа, как по амплитуде, так и по фазе.

На рис. 7 приведен суммарный прямой радиационный форсинг и отдельные его компоненты (коротковолновая и длинноволновая) на верхней

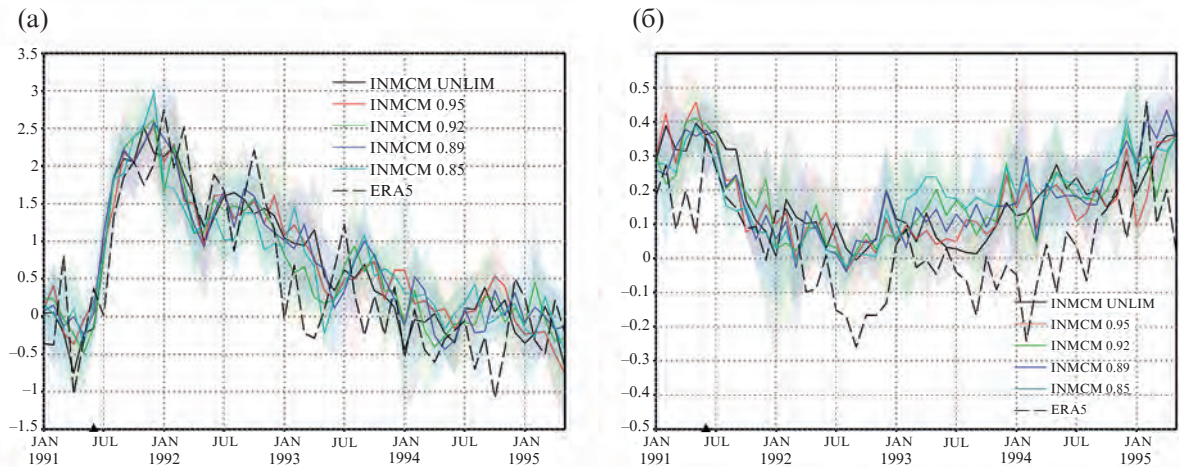


Рис. 4. Зависимость глобальных среднемесячных величин от времени 1991–1995 гг.: (а) аномалия радиационного баланса на ВГА ($\text{Вт}/\text{м}^2$), (б) аномалия приземной температуры (К). Аномалия вычислялась относительно среднего годового хода за 1979–1990 гг. По данным модели INMCM6 без коррекции альbedo (черная сплошная линия), по данным модели INMCM6 с коррекцией альbedo (цветные линии), по данным реанализа ERA5 (черная пунктирная). В названии эксперимента с моделью INMCM указана величина максимального альbedo ССА. Закрашенные области соответствуют разбросу по ансамблю между минимальным и максимальным значениями в данном эксперименте

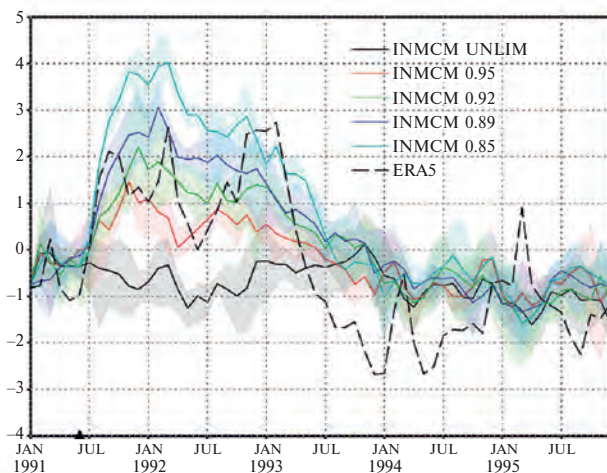


Рис. 5. Зависимость аномалии среднемесячной температуры в К (относительно среднего сезонного хода 1979–1990 гг.) в тропиках (30° ю.ш.– 30° с.ш.) на уровне 50 мб по данным модели INMCM6 без коррекции альbedo (черная сплошная линия), по данным модели INMCM6 с коррекцией альbedo (цветные линии), по данным реанализа ERA5 (черная пунктирная). В названии эксперимента с моделью INMCM указана величина максимального альbedo ССА. Закрашенные области соответствуют разбросу по ансамблю между минимальным и максимальным значениями в данном эксперименте

границе атмосферы от ССА для модифицированной версии модели. В целом, амплитуда полученного радиационного форсинга согласуется с данными, полученными для модели CanESM5 в аналогичном эксперименте [Rieger et al., 2020].

Основываясь на полученных данных можно оценить коэффициент пропорциональности между радиационным форсингом вулканического аэрозоля для длины волны 550 нм. Как следует из рис. 3 и 7, для пиковых значений величин $DRF/AOD \approx 2.8/0.13 \approx 22 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Эта величина попадает в диапазон неопределенности этого параметра 13–30 $\text{Вт}/\text{м}^2$, приведенный в работе [Елисеев, Мохов, 2008].

6. ВЫВОДЫ

В результате настройки коротковолновых оптических параметров аэрозольного блока модели INMCM6 при отсутствии поглощения аэрозолями длинноволновой радиации, удалось получить согласующийся с данными реанализа ERA5 температурный отклик атмосферы на вулканическое воздействие Пинатубо, включающее в себя охлаждение нижней тропосферы и нагрев тропической нижней стратосферы. Полученные оценки прямого радиационного форсинга на верхней границе атмосферы от ССА согласуются с результатами других моделей. Показано, что нагрев нижней стратосферы обусловлен как поглощением солнечной радиации в ближнем инфракрасном диапазоне, так и поглощением тепловой радиации в ИК-диапазоне.

В целом, можно предположить, что настройка оптических параметров ССА в климатической

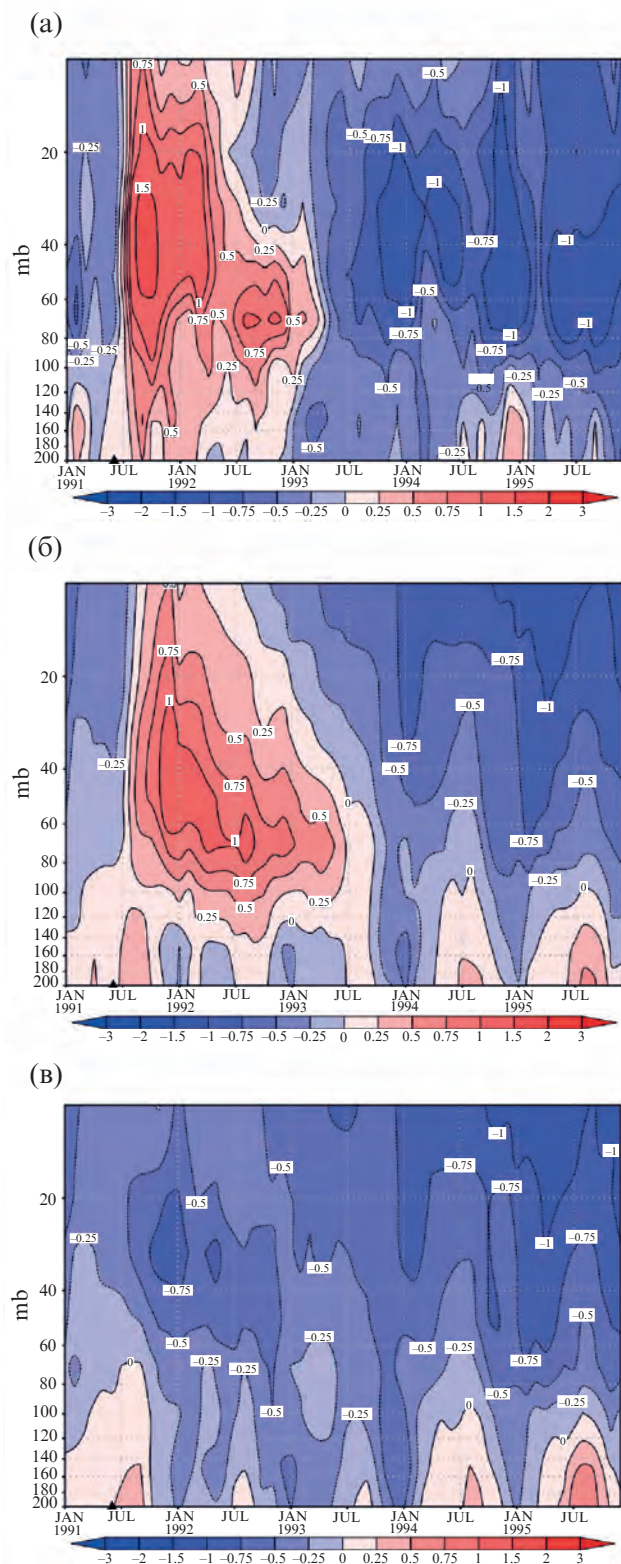


Рис. 6. Временной ход аномалии глобальной температуры в К: (а) по данным реанализа ERA5, (б) по данным модели INMCM6 с коррекцией альбедо $\omega_3^{\max} = 0.92$, (в) по данным модели INMCM6 без коррекции альбедо

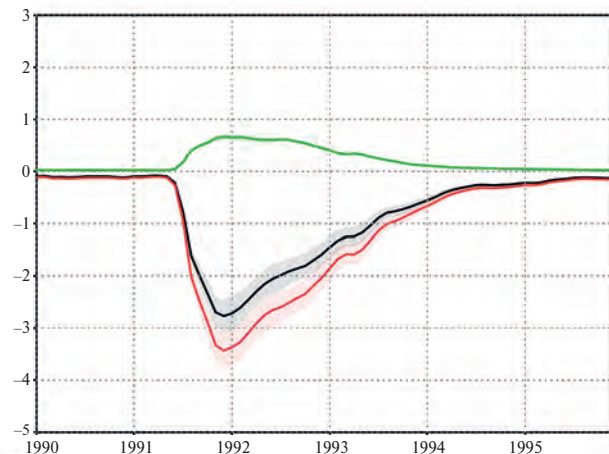


Рис. 7. Зависимость от времени глобального радиационного форсинга на ВГА от ССА (Вт/м^2) по данным модели INMCM6 с коррекцией альбедо $\omega_3^{\max} = 0.92$ (суммарный форсинг – черная линия, коротковолновый – красная линия, длинноволновый – зеленая линия). Закрашенные области соответствуют разбросу по ансамблю между минимальным и максимальным значениями в данном эксперименте

модели INMCM6 понадобилась из-за того, что радиационном блоке модели не использовалось поглощение аэрозолями длинноволновой радиации. Действительно предварительные эксперименты с климатической моделью показывают, что включение этого механизма позволяет исключить настройку коротковолновых оптических параметров ССА. Фактически результаты данного исследования можно интерпретировать следующим образом - в радиационном блоке модели климата нагревание стратосферы за счет теплового излучения можно заменить нагреванием за счет солнечного излучения, если немного подкорректировать альбедо однократного рассеяния ССА в БИК диапазоне.

В дальнейшем представляет определенный интерес с помощью усовершенствованной версии модели INMCM более детально изучить динамический отклик климатической системы на мощное вулканическое воздействие.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены при поддержке гранта Минобрнауки РФ (Соглашение № 075-15-2024-554 от 24.04.2024).

ИНТЕРНЕТ-РЕСУРСЫ

Данные SADSv3 находятся в открытом доступе по ссылке ftp://iacftp.ethz.ch/pub_read/luo/CMIP6, программный комплекс для вычисления оптических параметров аэрозольных частиц с помощью теории Ми находится по ссылке https://www.hiwater.org/Mie_calcs.html.

Ссылки на среднemesячные данные реанализа ERA5, используемые в работе:

Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Biavati G., Horányi A., Muñoz Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Rozum I., Schepers D., Simmons A., Soci C., Dee D., Thépaut J.-N. ERA5 monthly averaged data on pressure levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). 2023.

DOI: 10.24381/cds.6860a573

Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Biavati G., Horányi A., Muñoz Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Rozum I., Schepers D., Simmons A., Soci C., Dee D., Thépaut J.-N. ERA5 monthly averaged data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). 2023.

DOI: 10.24381/cds.f17050d7

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Володин Е.М. Воспроизведение современного климата моделью климатической системы INMCM60 // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 1. С. 19–26.

Володин Е.М., Кострыкин С.В. Аэрозольный блок в климатической модели ИВМ РАН // Метеорология и гидрология. 2016. № 10. С. 5–18.

Елисеев А.В., Мохов И.И. Влияние вулканической активности на изменение климата последних нескольких веков: оценки с климатической моделью промежуточной сложности // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 6. С. 723–736.

Зуев В.В., Зуева Н.Е. Вулканогенные возмущения стратосферы — главный регулятор долговременного поведения озоносферы в период с 1979 по 2008 г. // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 01. С. 30–34.

Усачева М.А., Смышляев С.П., Зубов В.А., Розанов Е.В. Моделирование изменений климата и вариаций атмосферного озона с 1980 по 2020 г. с помощью химико-климатической модели SOCOLv3 // Оптика атмосферы и океана. 2024. Т. 37. № 02. С. 158–162.

Abdelkader M., Stenchikov G., Pozzer A., Tost H. and Lelieveld J. The effect of ash, water vapor, and heterogeneous chemistry on the evolution of a Pinatubo-size vol-

canic cloud // Atmos. Chem. Phys. 2023. V. 23. № 1. P. 471–500.

Aquila V., Baldwin C., Mukherjee N., Hackert E., Li F., Marshak J. et al. Impacts of the eruption of Mount Pinatubo on surface temperatures and precipitation forecasts with the NASA GEOS subseasonal-to-seasonal system // J. Geoph. Res. 2021. V. 126. № 16. D034830.

Eyring V., Bony S., Meehl G.A., Senior C.A., Stevens B., Stouffer R.J. and Taylor K.E. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization // Geosci. Model Dev. 2016. V. 9. P. 1937–1958.

Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis // Quat. Journ. Royal Meteorol Soc. 2020. V. 146. № 730. P. 1999–2049.

Kremser S., Thomason L.W., von Hobe M., Hermann M., Deshler T., Timmreck C., Toohey M., Stenke A., Schwarz J.P., Weigel R., Fueglistaler S., Prata F.J., Vernier J.P., Schlager H., Barnes J.E., Antuna-Marrero J.C., Fairlie D., Palm M., Mahieu E., Notholt J., Rex M., Bingen C., Vanhellemont F., Bourassa A., Plane J.M.C., Klocke D., Carn S.A., Clarisse L., Trickl T., Neely R., James A.D., Rieger L., Wilson J.C., Meland B. Stratospheric aerosol — Observations, processes, and impact on climate // Rev. Geophys. 2016. V. 54. № 2. P. 278–335.

Lacis A. Volcanic aerosol radiative properties // PAGES Newsletter. 2015. V. 23. № 2. P. 50–51.

Marshall L.R., Maters E.C., Schmidt A., Timmreck C., Robock A., Toohey M. Volcanic effects on climate: recent advances and future avenues // Bull. Volcanol. 2023. V. 84, № 54.

Quaglia I., Timmreck C., Niemeier U., Visionsi D., Pitari G., Brodowsky C., Brühl C., Dhoms S.S., Franke H., Laakso A., Mann G.W., Rozanov E., Sukhodolov T. Interactive stratospheric aerosol models' response to different amounts and altitudes of SO₂ injection during the 1991 Pinatubo eruption // Atmos. Chem. Phys. 2023. V. 23. № 2. P. 921–948.

Rieger L.A., Cole J.N.S., Fyfe J.C., Po-Chedley S., Cameron-Smith P.J., Durack P.J., Gillett N.P., Tang Q. Quantifying CanESM5 and EAMv1 sensitivities to Mt. Pinatubo volcanic forcing for the CMIP6 historical experiment // Geosci. Model Dev. 2020. V. 13. № 10. P. 4831–4843.

Sukhodolov T., Sheng J.-X., Feinberg A., Luo B.-P., Peter T., Revell L., Stenke A., Weisenstein D.K., Rozanov E. Stratospheric aerosol evolution after Pinatubo simulated with a coupled size-resolved aerosol–chemistry–climate model, SOCOL-AERv1.0 // Geosci. Model Dev. 2018. V. 11, № 7. P. 2633–2647.

Thomason L.W., Ernest N., Millán L., Rieger L., Bourassa A., Vernier J.-P., Manney G., Luo B., Arfeuille F., Peter T. A global space-based stratospheric aerosol climato-

- logy: 1979–2016 // *Earth Syst. Sci. Data*. 2018. V. 10. № 1. P. 469–492.
- Toohey M., Krüger K., Bittner M., Timmreck C., Schmidt H. The impact of volcanic aerosol on the Northern Hemisphere stratospheric polar vortex: mechanisms and sensitivity to forcing structure // *Atmos. Chem. Phys.* 2014. V. 14. № 23. P. 13063–13079.
- Toohey M., Stevens B., Schmidt H., Timmreck C. Easy Volcanic Aerosol (EVA v1.0): an idealized forcing generator for climate simulations // *Geosci. Model Dev.* 2016. V. 9. № 11. P. 4049–4070.
- Weierbach H., LeGrande A.N., Tsigaridis K. The impact of ENSO and NAO initial conditions and anomalies on the modeled response to Pinatubo-sized volcanic forcing // *Atmos. Chem. Phys.* 2023. V. 23. № 24. P. 15491–15505.
- Zanchettin D., Timmreck C., Khodri M., Schmidt A., Toohey M., Abe M., Bekki S., Cole J., Fang S.-W., Feng W., Hegerl G., Johnson B., Lebas N., LeGrande A.N., Mann G.W., Marshall L., Rieger L., Robock A., Rubineti S., Tsigaridis K., Weierbach H. Effects of forcing differences and initial conditions on inter-model agreement in the VolMIP volc-pinatubo-full experiment // *Geosci. Model Dev.* 2022. V. 15. № 5. P. 2265–2292.

REPRODUCTION OF THE TEMPERATURE RESPONSE TO THE PINATUBO VOLCANIC IMPACT IN THE EARTH SYSTEM MODEL INMCM6

© 2025 S. V. Kostrykin^{1, 2, 3, *}, E. M. Volodin¹

¹*Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Gubkin str., 8, Moscow, 119333 Russia*

²*Israel Institute of Global Climate and Ecology, Glebovskaya str., 20B, Moscow, 107258 Russia*

³*Institute of Geography, RAS, Staromonetnyi lane, 29, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: s_kostr@mail.ru

The results of experiments on tuning the aerosol block of the INMCM6 model for correct reproduction of the temperature response to volcanic emissions of sulfate aerosol are presented. Calculations were carried out using the INMCM6 Earth system model for the period from 1979 to 1995, during which two explosive volcanic eruptions occurred: El Chichon in 1982 and Pinatubo in 1991. Time series of the volume concentration and effective radius of sulfate stratospheric aerosol were specified according to the SADS v.3 database. Based on these data, optical properties of sulfate stratospheric aerosols (SSA) were calculated, which were then averaged for the wavelength intervals used in the radiation block of the INMCM6 climate model. In a series of model ensemble experiments, optical properties of SSA were varied in order to most realistically reproduce the temperature response of the climate system to volcanic action — cooling near the surface and heating of air in the stratosphere. If thermal heating of SSA is not considered, as a result of adjusting the short-wave optical parameters of the SSA, it was possible to reproduce with good accuracy (when compared with the ERA5 reanalysis data) the time course of the global optical thickness of the SSA, the amplitude of the warming of the lower stratosphere and the cooling of the lower troposphere. It was revealed that in the INMCM model the absorption of short-wave radiation by the SSA at wavelengths of 1–2 μm has the greatest influence on the magnitude of stratospheric warming.

Keywords: climate model, volcanic eruption, temperature response