

Аналитические оценки эффективности предотвращения потепления климата контролируруемыми аэрозольными эмиссиями в стратосфере

А. В. Чернокульский*, А. В. Елисеев*,

И. И. Мохов*

Получены аналитические решения глобально осредненной энергобалансовой модели для оценки эффективности контролируемого воздействия на климат в результате эмиссий сульфатных аэрозолей в стратосферу. Согласно полученным результатам, эмиссии сульфатных аэрозолей, необходимые для предотвращения потепления, в конце XXI в. составляют от 2 до 12 Мт S/год в зависимости от сценария антропогенного воздействия и параметров аэрозоля. В случае прекращения таких компенсирующих эмиссий сульфатных аэрозолей скорость повышения глобальной температуры может достигать 3 К за десятилетие, что в несколько раз больше значений при учете только парникового воздействия.

1. Введение

Согласно модельным оценкам, глобальная приповерхностная температура к концу XXI в. может повыситься при возможных умеренных антропогенных воздействиях примерно на 3°C по сравнению с концом XX в. Над сушей северных широт повышение температуры может быть еще большим. Уровень Мирового океана может повыситься до полуметра относительно современных значений [12].

Основной причиной повышения температуры считается увеличение концентрации в атмосфере парниковых газов, и в первую очередь — диоксида углерода (384 млн⁻¹ в 2008 г. по сравнению с 280 млн⁻¹ в доиндустриальное время), метана (1851 млрд⁻¹ по сравнению с 400—700 млрд⁻¹ соответственно) и закиси азота (321 млрд⁻¹ по сравнению с 270 млрд⁻¹ (см. http://cdiac.ornl.gov/pns/current_ghg.html)) [12].

К настоящему времени, наряду с ограничением выбросов парниковых газов, рассматривается влияние на климатическую систему введения в нижнюю стратосферу мелкодисперсных сульфатных аэрозольных компонентов [1, 3—6, 9, 13, 16, 17, 20, 26]. Находясь в нижней стратосфере, сульфатный аэрозоль увеличивает планетарное альbedo Земли, тем самым охлаждая ее. Примером этого служат крупные вулканические извержения, в результате которых сульфатный аэрозоль попадал в нижнюю стратосфе-

* Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова Российской академии наук; e-mail: chern-av@ifaran.ru.

ру и оставался там в течение 2—3 лет, что приводило к уменьшению глобальной приповерхностной температуры [2, 21].

Впервые контролируемое компенсирующее воздействие на климат, основанное на сжигании в стратосфере серы, было предложено М. И. Будыко [1]. В последнее время интерес к этой тематике заметно увеличился [3—6, 9, 13, 16, 17, 20, 22, 26]. Для такого рода задач используется термин “геоинженерия” или “геоинженеринг” (geoengineering). В настоящее время в данном вопросе существует достаточно неопределенностей. В частности, разными авторами предлагается эмитировать в стратосферу от 0,2 $Mm S/god$ (для понижения температуры тропосферы на 1—2 К) [5] до 5 $Mm S/god$ [26] (для стабилизации температуры при удвоении концентрации CO_2).

Следует отметить, что эффект стабилизации температуры от выбросов серы в стратосферу может сопровождаться существенными негативными последствиями. В результате такой компенсации потепления может отмечаться резкое развитие засушливых условий над континентами (особенно в тропических широтах). Подобный эффект наблюдался после крупных извержений вулканов [25]. Может также заметно перестроиться вся цепочка химических реакций в стратосфере. Переизбыток серы в стратосфере может привести к сокращению озонового слоя. После извержения вулкана Эль-Чичон в 1982 г. (когда в стратосферу попало 3—5 $Mm S$) в средних широтах наблюдалось уменьшение содержания озона на 15—20% [14]. Подобный эффект отмечался и в модельных расчетах [24]. Практически отсутствуют надежные оценки увеличения кислотности океана вследствие гравитационного оседания в тропосферу соединений эмитированной в стратосферу серы и ее последующего вымывания [26]. Кроме того, возможно резкое повышение температуры (ее “подстройка под содержание CO_2 ”) в случае прекращения по каким-либо причинам эмиссии сульфатных аэрозолей в стратосферу. По некоторым оценкам повышение температуры в первые 10—20 лет после прекращения эмиссии может достигать 0,2—0,4 K/god [3, 9, 16, 17].

Целью настоящей работы является оценка эффективности компенсирующего воздействия с использованием энергобалансовой климатической модели и соответствующих решений в аналитическом виде. Это позволяет сделать аналитические оценки зависимости эффективности контролируемого воздействия от различных управляющих параметров [10].

2. Модель

В данной работе для расчетов использовалась энергобалансовая климатическая модель [1, 19] (см. также [8]), в которой глобальная приповерхностная температура T определяется из уравнения

$$C \frac{dT}{dt} = S(1 - \alpha_A(T)) - (A + BT)\eta_C(q) + F_{st}, \quad (1)$$

где C — теплоемкость столба атмосфера — деятельный слой суши (океана) на единицу площади; $S = S_0/4$, S_0 — солнечная постоянная; α_A — планетарное альbedo Земли; A и B — коэффициенты линейной зависимости уходящей длинноволновой радиации от приповерхностной температуры [1]; η_C — параметр, характеризующий уменьшение потока уходящей длинноволновой радиации с увеличением содержания в атмосфере CO_2 [7]:

$$\eta_C = 1 - c_0 \ln \frac{q(t)}{q_0}, \quad (2)$$

q — концентрация парниковых газов (в терминах “эквивалентного CO_2 ”, учитывающего наряду с диоксидом углерода влияние метана и закиси азота [18]). Значение коэффициента $c_0 = 2,3 \cdot 10^{-2}$ соответствует радиационному форсингу $3,8 \text{ Вт/м}^2$ при удвоении содержания CO_2 в атмосфере [12]; F_{st} — влияние стратосферных сульфатных аэрозолей. Влияние тропосферных сульфатных аэрозолей не учитывалось. Стоит отметить, что при глобальном осреднении их вклад в уменьшение глобальной приповерхностной температуры не превышает $0,1 \text{ К}$ [4].

При линеаризации уравнения (1) его решение может быть представлено в виде

$$T = T_C + T_{st}, \quad (3)$$

где T_C и T_{st} — слагаемые, связанные с влиянием парниковых газов и стратосферных сульфатных аэрозолей соответственно. Если представить увеличение содержания парниковых газов q в виде

$$q = q_0 \exp(t/t_p), \quad (4)$$

где t_p — постоянная, характеризующая скорость увеличения парниковых газов в атмосфере, то T_C и T_{st} можно выразить следующим образом:

$$T_C = \frac{\Delta T_{2\text{CO}_2}}{t_p \ln 2} \left(\frac{1}{p} (e^{pt} - 1) - t \right), \quad (5)$$

$$T_{st} = \frac{1}{p} \left(-\frac{ak_e M_{st}}{4\pi R^2 C} (e^{pt} - 1) \right). \quad (6)$$

Здесь $\Delta T_{2\text{CO}_2}$ — равновесный отклик T на удвоение содержания в атмосфере CO_2 , $p = -[S(1 - \alpha_A)c_0 \ln 2]/C\Delta T_{2\text{CO}_2}$.

Масса стратосферного аэрозоля M_{st} рассчитывается в стационарном приближении как

$$M_{st} = E_{st}t_{st}, \quad (7)$$

где E_{st} — ежегодная эмиссия сульфатных аэрозолей; t_{st} — время нахождения этих аэрозолей в стратосфере.

В уравнении (6) k_e — коэффициент экстинкции стратосферных сульфатов; a — коэффициент пропорциональности между оптической толщиной аэрозолей и мгновенным радиационным форсингом на верхней границе атмосферы. Справедливость такого приближения обосновывается условием $t_{st} \ll t_p$, которое выполняется при используемых в данной работе значениях: $t_{st} = 2\text{—}3 \text{ года}$; $t_p = 50\text{—}250 \text{ лет}$ (раздел 3). Оценка точности такого приближения дана в Приложении 2.

Начальные условия в модели соответствуют 2000 г. ($q_0 = 370 \text{ млн}^{-1}$ [15]), при этом предполагается неизменность эффективной теплоемкости системы и инсоляции. Все изменения температуры, если не оговорено иного, приводятся относительно 2000 г. Эмиссия сульфатных аэрозолей для удобства выражена в единицах серы (S).

3. Результаты

Оценка эффективности компенсирующего воздействия эмиссии стратосферных сульфатных аэрозолей производилась в зависимости от разных управляющих параметров. В частности, эмиссия сульфатных аэрозолей варьировалась в пределах от 1 до 4 $Mm\ S/год$ (и была неизменной в течение всего периода), t_{st} — от 2 [5] до 3 лет [20], параметр t_p — от 50 до 250 лет, а ΔT_{CO_2} — в пределах 1,5—4,5 К, что немного шире аналогичного диапазона, предложенного в работе [12] (2—4,5 К). Коэффициент экстинкции стратосферных сульфатных аэрозолей k_e изменялся от 5 до 10 m^2/g , при этом его среднее значение (7,6 m^2/g) соответствует оценкам, полученным для извержения вулкана Пинатубо [3, 17].

Кроме расчетов с постоянной эмиссией проводились расчеты эмиссии, необходимой для ежегодной компенсации парникового форсинга (F_C) вследствие геоинженеринга (F_{st}) при разных значениях t_p , t_{st} и k_e .

Дополнительно были проведены расчеты с прекращением эмиссии (в 2025, 2050 или 2075 гг.). Большая часть расчетов проведена при стационарных начальных условиях ($(dT/dt)_0 = 0$). Учет нестационарности рассматривается в Приложении 1.

3.1. Учет парникового воздействия

Без компенсирующего воздействия (при $F_{st} = 0$) по расчетам с энергобалансовой моделью повышение T к 2050 г. окажется в диапазоне от 0,6 К (при $t_p = 250$ лет, $\Delta T_{CO_2} = 1,5$ К) до 4,8 К (при $t_p = 50$ лет, $\Delta T_{CO_2} = 4,5$ К) (рис. 1а). К 2100 г. изменение T при экстремально быстром увеличении содержания парниковых газов ($t_p < 100$ лет) и очень большой чувствительности температуры к удвоению CO_2 ($\Delta T_{CO_2} > 4,5$ К) может достигать и даже превышать 10 К (рис. 1б). Сценарии изменения содержания парниковых газов SRES [11] были приближены экспоненциальной зависимостью (4) в терминах “эквивалентного CO_2 ”. Эти приближения показаны на графиках сплошной линией.

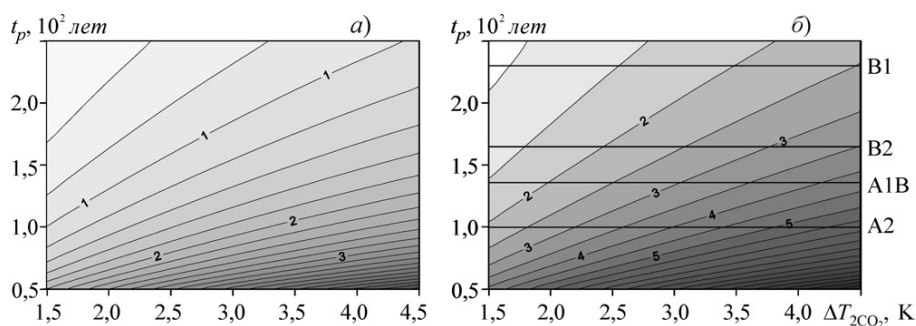


Рис. 1. Изменение глобальной приповерхностной температуры T (К) по расчетам энергобалансовой модели в 2050 (а) и 2100 гг. (б) при учете только парникового форсинга (без компенсирующего воздействия).

На рис. 1б и далее на рис. 2, 3 и 5 справа указаны значения t_p , соответствующие сценариям SRES [11].

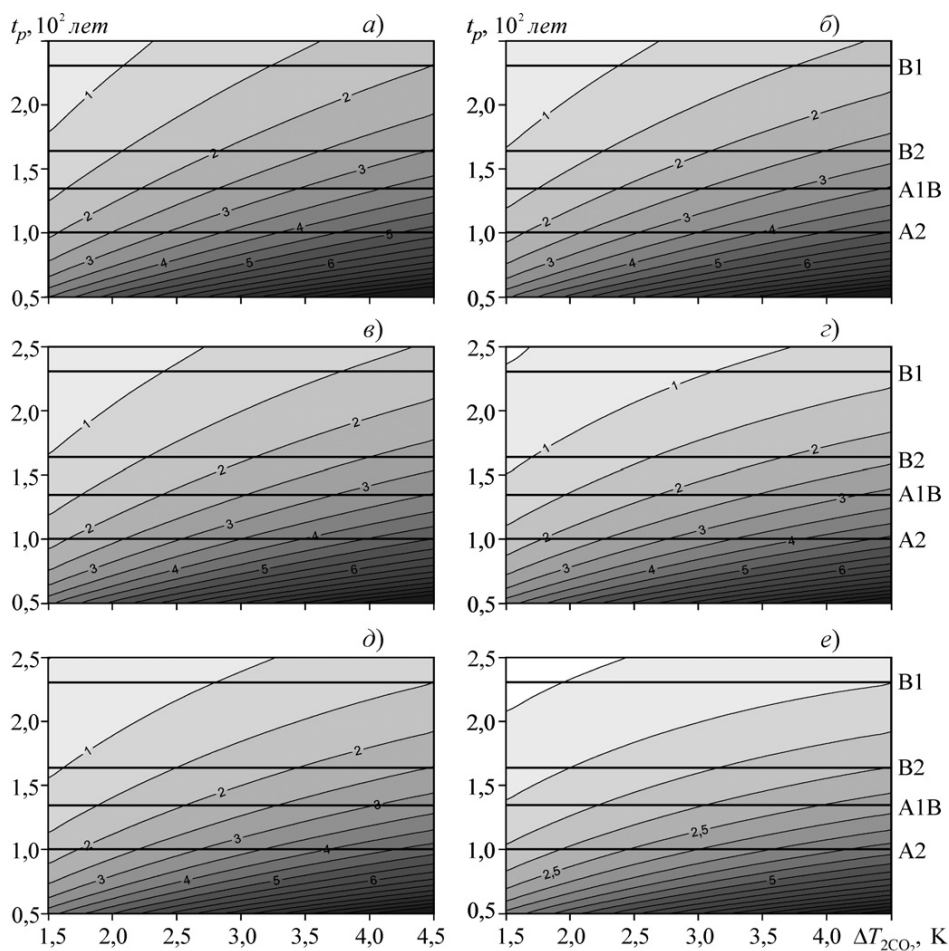


Рис. 2. Изменение глобальной приповерхностной температуры T (К) по расчетам энергобалансовой модели в 2100 г. при эмиссии сульфатных аэрозолей E_{st} в 1 Mt S/год при разных значениях параметров t_{st} и k_e .

а) $t_{st} = 2 \text{ года}, k_e = 5 \text{ м}^2/\text{г}$; б) $t_{st} = 3 \text{ года}, k_e = 5 \text{ м}^2/\text{г}$; в) $t_{st} = 2 \text{ года}, k_e = 7,6 \text{ м}^2/\text{г}$; г) $t_{st} = 3 \text{ года}, k_e = 7,6 \text{ м}^2/\text{г}$; д) $t_{st} = 2 \text{ года}, k_e = 10 \text{ м}^2/\text{г}$; е) $t_{st} = 3 \text{ года}, k_e = 10 \text{ м}^2/\text{г}$.

При $t_p = 230 \text{ лет}$, что соответствует “мягкому” сценарию SRES B1 (при котором содержание парниковых газов (“эквивалентный CO_2 ”) к 2090 г. стабилизируется на уровне 600 млн^{-1}), диапазон изменения T к 2100 г. составляет $0,5\text{—}2,2 \text{ К}$, а при $t_p = 100 \text{ лет}$, что характеризует наиболее “агрессивный” антропогенный сценарий SRES A2 (при котором содержание парниковых газов (“эквивалентный CO_2 ”) увеличивается экспоненциально и к 2100 г. достигает 1078 млн^{-1}), диапазон изменения T составляет $2,0\text{—}5,5 \text{ К}$, что в целом согласуется с результатами МГЭИК [12].

3.2. Контролируемое воздействие при постоянных эмиссиях

Контролируемое воздействие сульфатными аэрозолями позволяет уменьшить глобальное потепление. В частности, при $E_{st} = 1 \text{ Mt S/год}$ к 2100 г.

T повышается на 0,5—10 К (при $t_p = 50—250$ лет, $\Delta T_{2CO_2} = 1,5—4,5$ К) (рис. 2), оказываясь при этом на 1—2 К ниже, чем при аналогичных расчетах без компенсирующего воздействия. Предотвращение потепления при увеличении эмиссии серы в стратосферу E_{st} до 4 $Mm S/год$ (рис. 3) оказывается более эффективным. В частности, при $k_e = 10 m^2/g$ и $t_{st} = 3$ года эффект существен даже при увеличении содержания парниковых газов по “агрессивному” сценарию SRES A2 (рис. 3е), а при более “мягких” сценариях отмечается похолодание, которое может достигать 3,5 К.

3.3. Ежегодная компенсация повышения температуры

Проведены расчеты эмиссии, необходимой для ежегодной компенсации парникового форсинга F_C вследствие влияния сульфатных аэрозолей F_{st} . Оценки эмиссий можно получить исходя из

$$F_C + F_{st} = 0, \quad (8)$$

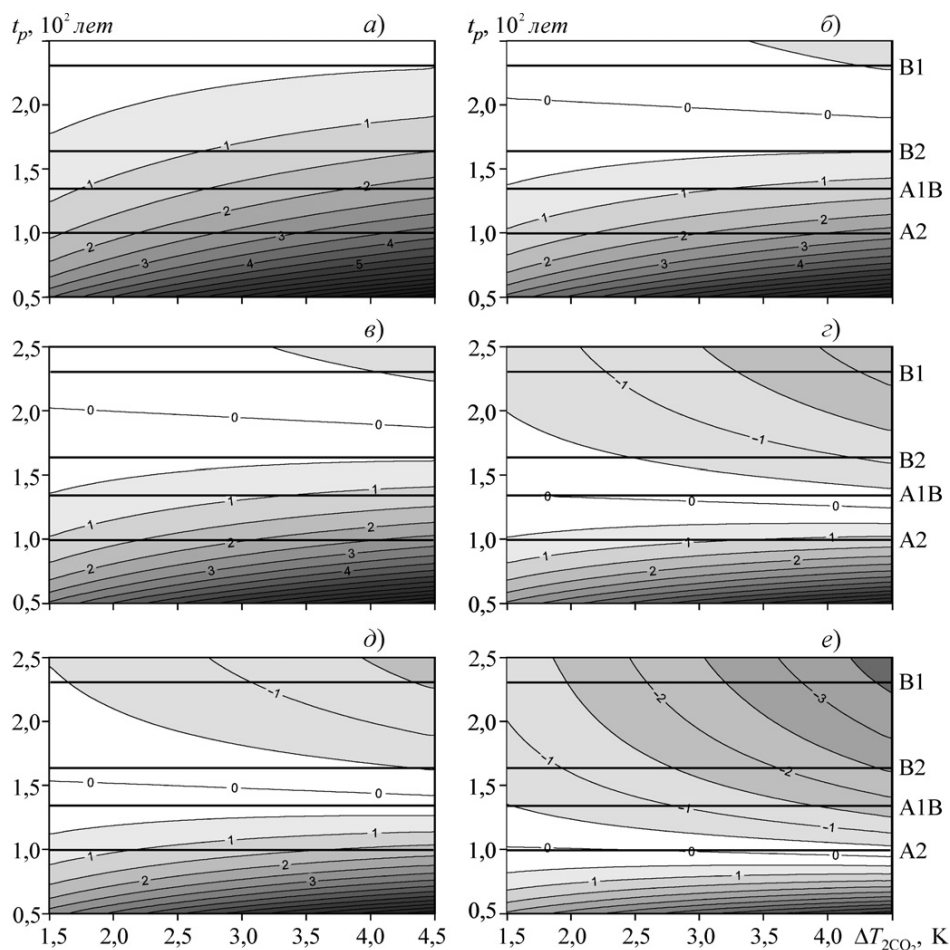


Рис. 3. То же, что на рис. 2, при эмиссии сульфатных аэрозолей E_{st} в 4 $Mm S/год$.

$$F_C = \frac{S(1 - \alpha_A)c_0}{t_p} t, \quad (9)$$

$$F_{st} = \frac{ak_e t_{st} E_{st}}{2\pi R^2} t. \quad (10)$$

Из условия компенсации F_C за счет F_{st} при линейной зависимости эмиссии от времени из (9) и (10) следует

$$E_{st}^c = \frac{S(1 - \alpha_A)c_0 4\pi R^2}{t_p ak_e t_{st}} t. \quad (11)$$

В зависимости от времени нахождения в стратосфере сульфатов и увеличения концентрации парниковых газов значение эмиссий аэрозолей, необходимых для компенсации E_{st}^c , к 2050 г. изменяется от 1 *Mm S/год* (для $t_p = 230$ лет (сценарий В1), $t_{st} = 3$ года и $k_e = 10$ m^2/z) до 6 *Mm S/год* (для $t_p = 100$ лет (сценарий А2), $t_{st} = 2$ года и $k_e = 5$ m^2/z) (рис. 4), а к 2100 г. от 2 до 12 *Mm S/год* соответственно.

В зависимости от значений k_e и t_{st} для одних и тех же сценариев выбросов парниковых газов диапазон E_{st}^c составил 1—4 *Mm S/год* для 2050 г. и 2—7 *Mm S/год* для 2100 г. Уменьшение параметров k_e и t_{st} потребует дополнительной эмиссии сульфатных аэрозолей в стратосферу по сравнению с указанными.

3.4. Повышение температуры при прекращении эмиссии

Рассмотрим изменения T при прекращении компенсирующего воздействия. Для анализа подобных эффектов в энергобалансовой климатической модели проведены расчеты с прерыванием эмиссии сульфатных аэрозолей, после чего T определялась только вкладом парниковых газов:

$$T(t) = T_C(t) + e^{pt} \int_{t_0}^{t_s} f_{st}(\xi) e^{-p\xi} d\xi, \quad (12)$$

где t_s — год окончания эмиссии сульфатов в стратосферу, ξ — переменная времени.

При прекращении выброса аэрозолей в стратосферу в 2050 г. скорость повышения T за первое десятилетие после окончания эмиссии (на уровне $E_{st} = 4$ *Mm S/год*) может достигать 1—3 К за десятилетие в зависимости от t_p и ΔT_{2CO_2} (рис. 5а). Это в несколько раз больше аналогичных значений повышения температуры при отсутствии эмиссии (рис. 5б).

Также отмечается зависимость повышения T от момента прерывания компенсирующей эмиссии (при которой выполняется условие (8)). Так, если прервать эмиссии через

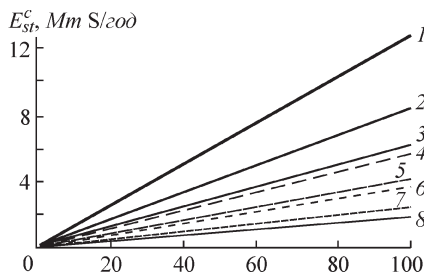


Рис. 4. Эмиссия E_{st}^c (*Mm S/год*), необходимая для полной компенсации парникового форсинга F_C при разных значениях управляющих параметров.

1) $t_p = 100$ лет, $t_{st} = 2$ года, $k_e = 5$ m^2/z ; 2) $t_p = 100$ лет, $t_{st} = 2$ года, $k_e = 7,6$ m^2/z ; 3) $t_p = 100$ лет, $t_{st} = 3$ года, $k_e = 7,6$ m^2/z ; 4) $t_p = 136$ лет, $t_{st} = 2$ года, $k_e = 7,6$ m^2/z ; 5) $t_p = 136$ лет, $t_{st} = 3$ года, $k_e = 7,6$ m^2/z ; 6) $t_p = 230$ лет, $t_{st} = 2$ года, $k_e = 7,6$ m^2/z ; 7) $t_p = 230$ лет, $t_{st} = 3$ года, $k_e = 7,6$ m^2/z ; 8) $t_p = 230$ лет, $t_{st} = 3$ года, $k_e = 10$ m^2/z .

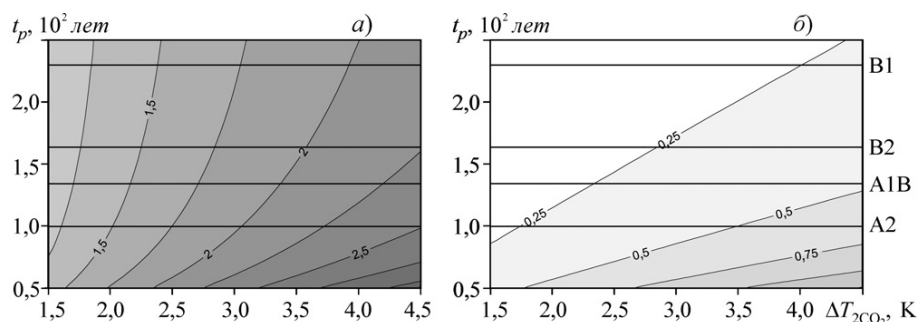


Рис. 5. Скорость повышения глобальной приповерхностной температуры T (K) по расчетам энергобалансовой модели (от 2050 к 2060 г.) после прекращения эмиссии сульфатных аэрозолей в 2050 г. при $t_{st}=2$ года, $E_{st}=4$ Mm S/год, $k_e=7,6$ м²/г (а) и при отсутствии компенсирующего воздействия при тех же параметрах t_p и ΔT_{2CO_2} (б).

25 лет после ее начала, то в первые годы отмечается повышение температуры до 0,1 К в год, а прерывание через 75 лет приводит к ее повышению на уровне 0,4 К в год. При этом при $E_{st} = 0$ скорость повышения T при $t_p = 100$ лет и $\Delta T_{2CO_2} = 3$ К составляет 0,04 К/год (рис. 6). Это связано с быстрым исчезновением климатического эффекта компенсирующего воздействия после его прекращения.

4. Заключение

С использованием энергобалансовой климатической модели получены оценки эффективности компенсации глобального потепления вследствие эмиссии сульфатных аэрозолей в стратосферу в зависимости от величины эмиссии, времени нахождения аэрозолей в стратосфере, скорости увеличения содержания в атмосфере парниковых газов и др. В зависимости от разных параметров компенсация потепления достигается введением в стратосферу от 2 до 12 Mm S/год.

Стоит отметить, что при резком увеличении содержания парниковых газов (эквивалентном сценарию SRES A2 или другим более “агрессивным” сценариям) необходимые значения эмиссии сульфатных аэрозолей могут к 2100 г. достигать 12 Mm S/год и более, что является значимой частью выбросов серы в тропосферу в результате хозяйственной деятельности человека (72 ± 6 Mm S/год в 1990-е годы [23]).

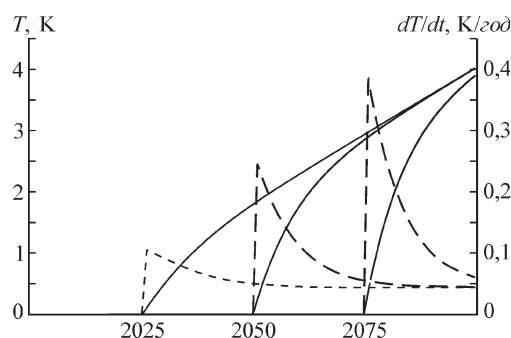


Рис. 6. Изменение глобальной приповерхностной температуры T (сплошная линия) и скорость ее повышения dT/dt (пунктир) по расчетам энергобалансовой модели после прекращения эмиссии сульфатных аэрозолей, полностью компенсирующих глобальное потепление, в зависимости от времени прекращения (при параметрах модели $t_p=100$ лет, $t_{st}=2$ года, $k_e=7,6$ м²/г, $\Delta T_{2CO_2}=3$ К).

Таким образом, необходимая для компенсации потепления эмиссия может достигать 20% промышленных выбросов серы в атмосферу, что может привести к существенным экологическим последствиям. Это может быть смягчено, если удастся извлекать серу, необходимую для компенсации потепления, непосредственно из антропогенных выбросов сульфатов в тропосферу*.

Кроме того, сразу после прекращения (по каким-либо причинам) эмиссии сульфатных аэрозолей в стратосферу возможно резкое повышение температуры (до 0,4 К в год). За первое десятилетие после завершения эмиссий глобальная температура может повыситься более чем на 3 К.

Авторы статьи выражают благодарность рецензенту за конструктивные замечания, улучшившие статью. Данная работа выполнена в рамках проектов РФФИ, Минобрнауки, программ РАН и при поддержке гранта Президента РФ.

Приложение 1

Учет нестационарности начальных условий

Расчеты, представленные в основной части работы, проведены при стационарных начальных условиях, т. е. в начальный момент времени $(dT/dt)_0 = 0$.

При повышении температуры в нулевой момент времени, т. е. при нестационарных начальных условиях, величина компенсирующей эмиссии несколько увеличивается.

Так, исходя из $F_C + F_{st} = C(dT/dt)$, при скорости повышения температуры $(dT/dt)_0 = 0,018 \pm 0,005$ К/год (что соответствует реальной скорости повышения температуры в конце XX в. [12]) необходимую для компенсации эмиссию серы надо увеличить на 0,1—0,5 Мм S/год (в зависимости от значений t_{st} и k_e).

Приложение 2

Оценка точности стационарного приближения для расчета массы сульфатов в стратосфере

Уравнение (7) для расчета массы стратосферного аэрозоля получается в стационарном приближении полного уравнения баланса массы:

$$\frac{dM_{st}}{dt} = E_{st} - \frac{M_{st}}{t_{st}},$$

где изменение массы стратосферного аэрозоля равно сумме источников и стока.

Относительную ошибку ε между массой аэрозоля в стационарном приближении M_{st}^{ST} и в полном уравнении M_{st} будем считать малой величиной, тогда

* На данную возможность указал рецензент статьи.

$$\varepsilon = \frac{M_{st}^{ST} - M_{st}}{M_{st}} = \frac{t_{st}}{M_{st}} \frac{dM_{st}}{dt} \approx \frac{t_{st}}{M_{st}^{ST}} \frac{dM_{st}^{ST}}{dt} = \frac{t_{st}}{E_{st}} \frac{dE_{st}}{dt}.$$

При полученных в расчетах значениях t_{st} , E_{st} и dE_{st}/dt предположение о малости ε полностью оправдывается. Так, при $t_{st} \sim 2\text{—}3 \text{ года}$, $E_{st} \sim 5\text{—}10 \text{ Mm S/год}$, $dE_{st}/dt \sim 0,1 \text{ Mm S/год}^2$ значение ε оказывается порядка 10^{-2} , что позволяет использовать стационарное приближение применительно к уравнению баланса массы сульфатного аэрозоля в стратосфере.

Литература

1. Будыко М. И. Изменение климата. — Л., Гидрометеиздат, 1974, 280 с.
2. 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—746.
3. Елисеев А. В., Мохов И. И. Модельные оценки эффективности ослабления и предотвращения глобального потепления климата в зависимости от сценариев контролируемых аэрозольных эмиссий в стратосфере. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2009, т. 45, № 2, с. 232—244.
4. Елисеев А. В., Мохов И. И., Карпенко А. А. Влияние учета прямого радиационного воздействия сульфатных аэрозолей на результаты численных экспериментов с климатической моделью промежуточной сложности. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2007, т. 43, № 5, с. 591—601.
5. Израэль Ю. А. Эффективный путь сохранения климата на современном уровне — основная цель решения климатической проблемы. — Метеорология и гидрология, 2005, № 10, с. 5—9.
6. Израэль Ю. А., Борзенкова И. И., Северов Д. А. Роль стратосферных аэрозолей в сохранении современного климата. — Метеорология и гидрология, 2007, № 1, с. 5—14.
7. Мохов И. И., Петухов В. К. Параметризация уходящей длинноволновой радиации для климатических моделей. — М., Препринт ИФА АН СССР, 1978, 34 с.
8. Хмельевцов С. С. Изучение климата при использовании энергобалансовых моделей. — Л., Гидрометеиздат, 1988, 149 с.
9. Brovkin V., Petoukhov V., Claussen M., et al. Geoengineering climate by stratospheric sulfur injections: Earth system vulnerability to technological failure. — Climate Change, 2006, vol. 92, No. 3—4, pp. 243—259.
10. Chernokulsky A. V., Eliseev A. V., and Mokhov I. I. Geoengineering efficiency: Preliminary assessment for year 2100 with an energy-balance climate model. /In: Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, Cote J. (ed.). — Geneva, World Climate Research Programme, 2008, Rep. 38, pp. 07.09—07.10.
11. Climate Change, 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. /Houghton J. T., Ding Y., Griggs D. J., et al. (eds.). — Cambridge, New York, Cambridge University Press, 2001, 881 p.
12. Climate Change, 2007: The Physical Science Basis. /Solomon S., Qin D., Manning M., et al. (eds.). — Cambridge, New York, Cambridge University Press, 2007, 996 p.
13. Crutzen P. J. Albedo enhancement by stratospheric sulfur injections: A contribution to resolve a policy dilemma? — Climate Change, 2006, vol. 77, No. 3—4, pp. 211—219.
14. Hofmann D. J. and Solomon S. Ozone destruction through heterogeneous chemistry following the eruption of El Chich'on. — J. Geophys. Res., 1989, vol. 94, No. D4, pp. 5029—5041.
15. Keeling C. D., Chign J. F. S., and Whorf T. P. Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO₂ measurements. — Nature, 1996, vol. 382, pp. 146—149.

16. Matthews H. D. and Caldeira K. Transient climate-carbon simulations of planetary geoengineering. — Proc. Nat. Acad. Sci., 2007, vol. 104, No. 24, pp. 9949—9954.
17. Mokhov I. I. and Eliseev A. V. Geoengineering efficiency: Preliminary assessment with a climate model of intermediate complexity. /In: Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, Cote J. (ed.). — Geneva, World Climate Research Programme, 2008, Rep. 38, pp. 07.21—07.22.
18. Myhre G., Myhre A., and Stordal F. Historic evolution of radiative forcing of climate. — Atmos. Environ., 2001, vol. 35, pp. 2361—2373.
19. North G. R. Theory of energy-balance climate models. — J. Atmos. Sci., 1975, vol. 11, No. 32, pp. 2,033—2,043.
20. Rasch P. J., Crutzen P. J., and Coleman D. B. Exploring the geoengineering of climate using stratospheric sulfate aerosols: The role of particle size. — Geophys. Res. Lett., 2008, vol. 35, No. 2, p. L02809.
21. Robock A. Volcanic eruptions and climate. — Rev. Geophys., 2000, vol. 38, No. 2, pp. 191—219.
22. Schneider S. H. Earth systems engineering and management. — Nature, 2001, vol. 409, No. 6868, pp. 417—421.
23. Smith S. J., Pitcher H., and Wigley T. M. L. Global and regional anthropogenic sulfur dioxide emissions. — Glob. Planet. Change, 2001, vol. 29, pp. 99—119.
24. Tilmes S., Miller R., and Salawitch R. The sensitivity of polar ozone depletion to proposed geoengineering schemes. — Science, 2008, vol. 320, No. 5880, pp. 1201—1204.
25. Trenberth K. E. and Dai A. Effects of Mount Pinatubo volcanic eruption on the hydrological cycle as an analog of geoengineering. — Geophys. Res. Lett., 2007, vol. 34, No. 15, p. L15702.
26. Wigley T. M. L. A combined mitigation/geoengineering approach to climate stabilization. — Science, 2006, vol. 314, No. 5798, pp. 452—454.

Поступила
20 IV 2009

ANALYTIC ESTIMATIONS FOR EFFICIENCY OF THE GLOBAL WARMING PREVENTION BY SULFUR AEROSOL EMISSIONS INTO THE STRATOSPHERE

A. V. Chernokulskii, A. V. Eliseev, and I. I. Mokhov

Analytic solutions of globally averaged energy-balance climate model are obtained in order to estimate the efficiency of controlled influence on climate by sulfur aerosol emissions in the stratosphere. Depending on anthropogenic scenarios and aerosol parameters, essential emissions run up to 2–12 Mt S per year at the end of the 21st century. If these emissions are stopped, temperature may grow by 3 Kelvins per decade which is several times larger than in the case when only greenhouse forcing is taken into account.