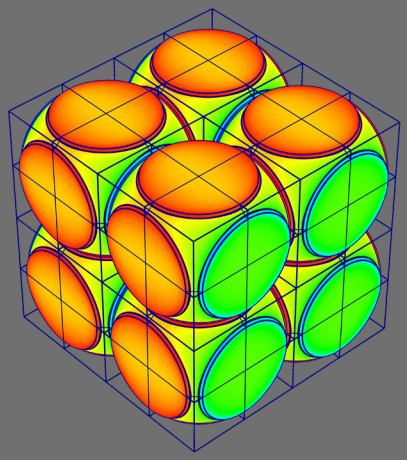
ISSN 2309-3684



Математическое моделирование и численные методы

Пархоменко В. П. Моделирование стабилизации глобального климата управляемыми выбросами стратосферного аэрозоля. Математическое моделирование и численные методы, 2014, №2 (2), с. 115-126

Источник: https://mmcm.bmstu.ru/articles/17/

Параметры загрузки:
IP: 216.73.217.61
08.11.2026 15:55:33

УДК 551.5; 517

Моделирование стабилизации глобального климата управляемыми выбросами стратосферного аэрозоля

© В.П. Пархоменко

МГТУ им. Н.Э. Баумана, Москва, 105005, Россия, ВЦ РАН, Москва, 119333, Россия

В течение последних десятилетий наблюдаются изменения климата, выражающиеся в его глобальном потеплении. Эти изменения в основном связывают с антропогенным увеличением количества парниковых газов в атмосфере (главный из них — CO_2). В статье рассматривается проблема и возможность стабилизации климата на современном уровне. Исследование ведется на основе сезонной глобальной совместной трехмерной гидродинамической модели климата, включающей модель Мирового океана с реальными глубинами и конфигурацией материков, модель эволюции морского льда и энерго-влагобалансовую модель атмосферы. На первом этапе проведены расчеты прогнозирования климата до 2100 г. с использованием сценария роста CO_2 A2, предложенного IPCC. Они дают увеличение среднегодовой поверхностной температуры атмосферы на 3,5 °C. Проведены серии расчетов для оценки возможности стабилизации климата на уровне 2010 г. путем управления выбросами в стратосферу сульфатного аэрозоля, отражающего и рассеивающего часть приходящего солнечного излучения. Вычислены концентрации (альбедо) аэрозоля с 2010 до 2100 г., позволяющие стабилизировать среднегодовую температуру поверхностного слоя атмосферы. Показано, что таким путем невозможно добиться приближения климата к существующему, хотя можно значительно ослабить парниковый эффект. При условии однородного по пространству распределения аэрозоля в стратосфере можно стабилизировать среднюю глобальную температуру атмосферы, но при этом в низких и средних широтах климат будет холоднее на 0,1…0,2 °C, а в высоких широтах — теплее на 0,2…1,2 °C. Кроме того, эти различия имеют сильно выраженный сезонный ход — в зимний период они увеличиваются. Прекращение выбросов аэрозоля в 2080 г. приведет к быстрому увеличению средней глобальной температуры атмосферы, приближающейся в 2100 г. к значению температуры без аэрозоля.

Ключевые слова: *моделирование климата, геоинженерия, стабилизация климата.*

Введение. Киотский протокол [1] как глобальное соглашение об охране окружающей среды продлен до 2020 г. Ныне готовится новое соглашение, а потому новые обязательства разных стран по ограничению выбросов парниковых газов оказались предметом острых споров. По некоторым оценкам, только для стабилизации роста концентрации CO_2 в атмосфере к 2050 г. глобальные выбросы надо сократить по меньшей мере на 50 % по отношению к уровню 1990 г. [2]. Поскольку до сих пор все усилия по их ограничению были почти безуспешными, возник интерес к разным технологиям преднамеренного воздействия на глобальный климат (так называемые методы геоинженерии) как альтернативы сокращению выбросов. Среди них наиболее простым считается распыление сульфатного аэрозоля в стратосфере для защиты

планеты от солнечного излучения. Выдвинув эту идею в начале 1970-х годов, М.И. Будыко [3] неоднократно подчеркивал, что подобное воздействие на климат будет возможно только после точной оценки его влияния «на атмосферные процессы во всех районах земного шара».

Такой подход, по утверждению Ю.А. Израэля [4], — альтернатива «необходимости регулирования концентрации парниковых газов в атмосфере» и «не представляет опасности для планеты». По его словам, оптимальный радиус аэрозольных частиц для ослабления прямого солнечного излучения составляет 0,275 мк, для уменьшения температуры нижней атмосферы на 1…2 °С по предварительным оценкам потребуется 1…5 Мт постоянно поддерживаемого количества таких аэрозольных частиц в нижней стратосфере.

Процесс такого «аэрозольного охлаждения» происходит и в природе: в частности, пепел, выброшенный во время извержения вулкана Пинатубо в 1991 г., снизил глобальную температуру на 0,5 °С. За время этого извержения выброс горных пород составил около 10 км^3.

Расчетами [4] было установлено, что выпадение сульфатных аэрозольных частиц при глобальном использовании этого метода геоинжиниринга в тысячи раз меньше, чем серных осадков от промышленных предприятий, а также что метод будет значительно менее дорогим для экономики по сравнению с попытками ограничить выбросы углекислого газа. Существующая конвенция 1978 г. «О запрещении военного или иного враждебного воздействия на природную среду» не запрещает воздействия в мирных целях.

В [5] отмечено, что пока не существует готовых схем применения геоинженерных методов для противодействия потеплению; кроме того, названо «20 причин, по которым геоинжениринг может быть плохой идеей», в их числе: нарушение цикла азиатского и африканского летних муссонов, снижение количества осадков, разрушение озона и дополнительные 20…30 лет «жизни» озоновой дыры над Антарктикой, быстрый рост глобальной температуры при прекращении использования методов геоинжениринга, а также человеческий фактор.

Лауреат Нобелевской премии по химии П. Дж. Крутцен считает, что распыление аэрозоля в стратосфере может рассматриваться как крайняя мера в борьбе с катастрофическими последствиями экстремального (более чем на 5 °С) потепления в этом веке. В ответ несколько известных ученых выразили озабоченность [6] по поводу самой идеи намеренного воздействия на окружающую среду (особенно на климат в глобальных масштабах).

Действия на климатическую систему парниковых газов и аэрозоля могут быть противоположны. Рост концентрации парниковых газов в атмосфере почти не влияет на приток солнечной радиации к поверхности Земли, но задерживает ее тепловое излучение. Рост содержания аэрозоля, наоборот, в основном уменьшает приток солнечной радиации и слабо влияет на уходящее тепловое излучение. Но эти

эффекты не компенсируются в отдельных регионах и сезонах, хотя в целом для земного шара и в среднем за год компенсация возможна.

В последние годы появился ряд публикаций [7−9], посвященных изучению реакций климатической системы на распыление аэрозолей в стратосфере и основанных на применении моделей, учитывающих основные процессы в атмосфере, океане и почве, способные влиять на климат. Важное достоинство модельных исследований — возможность выделять влияние внешнего воздействия на климатическую систему, даже если реакция системы оказывается малой по отношению к ее собственной изменчивости.

Расчеты показывают, что ослабление этого потока всего на 1,8 % может полностью компенсировать рост температуры на 3 °С из-за удвоения содержания CO_2. В расчетах средняя глобальная температура приземного воздуха со временем возвращалась к первоначальным значениям, а ее распределения заметно отличались от исходных: в высоких широтах сохранялось потепление (особенно зимой), а в тропиках отмечалось незначительное похолодание; осадков в целом выпадало заметно меньше, иными словами, проблема засух (и так достаточно острая) серьезно обострялась в ряде регионов, особенно в тропической зоне, где проживает значительная часть населения Земли.

Расчеты неравновесного климата с использованием моделей переноса аэрозоля в предположении о его локализованных выбросах в высоких широтах или тропиках показали, что независимо от места эмиссии распространяется он весьма быстро, температура приземного воздуха над континентами понижается больше, чем над океаном.

Описание климатической модели. Основные уравнения крупномасштабных течений в океане обычно [10] записываются в приближении Буссинеска (постоянства плотности в горизонтальных уравнениях импульса и неразрывности, наличия силы Кориолиса, вертикальной и горизонтальной турбулентной вязкости). По вертикали принимается уравнение гидростатики. Уравнения дополняются уравнениями переноса и турбулентной диффузии теплоты и солей, а также уравнением состояния для плотности, зависящей от температуры и солености. На поверхности океана предполагается воздействие ветра, обмен теплотой и влагой.

В данной работе система уравнений модели океана рассмотрена в геострофическом приближении с фрикционным членом в уравнениях импульса по горизонтали. Значения температуры солености удовлетворяют адвекционно-диффузионным уравнениям, что позволяет описать термохалинную циркуляцию океана [11, 12]. Приближенным образом учитываются также конвективные процессы [13].

Для описания процессов, протекающих в атмосфере, используется энерго-влагобалансовая модель. Прогностическими переменными являются температура воздуха и удельная влажность воздуха. В модели решается вертикально проинтегрированное уравнение для температуры

воздуха, определяющее баланс приходящего и уходящего радиационных потоков, явных (турбулентных) обменов потоками теплоты с подстилающей поверхностью, высвобождения скрытой теплоты из-за осадков и простой однослойной параметризации горизонтальных процессов переноса. Источники в уравнении переноса для удельной влажности определяются осадками, испарением и сублимацией с подстилающей поверхности. Все перечисленные блоки модели связаны между собой обменом импульсом, теплотой и влагой. Использованы реальная конфигурация материков и распределение глубин Мирового океана. В модели применена равномерная по долготе и синусу широты конечно-разностная сетка 72 × 72 ячеек. Разрешение модели по долготе составляет 5°, а по широте оно изменяется от ~1,5° у экватора до ~10° у полюсов. Глубина океана представлена в виде восьмиуровневой логарифмической шкалы до 5000 м.

Уравнения в сферической системе координат решаются численным конечно-разностным методом [14, 15]. Уравнения дискретизируются на сетке Аракавы [16] с использованием простых центральных разностей по пространству для диффузии и схемой с весами вверх по потоку для адвекции. Простые явные конечные разности по времени обеспечивают требуемую точность, и хотя шаг по времени численно ограничен, являются более эффективными, чем центральные разности по времени с большим шагом по времени. Неявный алгоритм [17] также может быть использован в программе, но для стандартных параметров он является менее эффективным. На каждом шаге по времени поле скоростей определяется диагностически из поля плотностей.

В термодинамической модели морского льда динамические уравнения решаются для сплоченности льда и для средней толщины льда. Рост и таяние льда в модели зависят только от разности между потоками теплоты из атмосферы в морской лед и из льда в океан. Для температуры поверхности льда решается диагностическое уравнение.

Расчет альбедо аэрозольного слоя. По этой модели на первом этапе проведены расчеты прогнозирования климата до 2100 г. с использованием сценария роста CO_2 A2, предложенного IPCC [2]. Они дают увеличение среднегодовой глобальной поверхностной температуры атмосферы на 2,2 ^{o}C. Далее проведены серии расчетов для оценки возможности стабилизации климата на уровне 2010 г. путем управления выбросами в стратосферу сульфатного аэрозоля, отражающего часть приходящего солнечного излучения [18, 19].

В модели решается вертикально проинтегрированное уравнение для температуры воздуха T_a, определяющее баланс приходящего и уходящего радиационных потоков, явных (турбулентных) обменов потоками теплоты с подстилающей поверхностью, высвобождения скрытой теплоты из-за осадков и простой однослойной параметризации горизонтальных процессов переноса:

$$\rho_{\text{a}} h_t C_{p\text{a}} \left(\frac{\partial T_{\text{a}}}{\partial t} + \beta_T \nabla \left(u T_{\text{a}} \right) - \nabla \left(v \nabla T_{\text{a}} \right) \right) = Q_{t\text{a}},$$

где ρ_{a} — плотность воздуха; h_t — толщина атмосферного пограничного слоя для температуры (8 400 м); $C_{p\text{a}}$ — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; β_T — масштабный параметр множителя для оценки вклада адвективного переноса; u — скорость ветра; v — коэффициент турбулентной диффузии для температуры; $Q_{t\text{a}}$ — суммарный поток теплоты в атмосферу.

Полный поток теплоты в атмосферу $Q_{t\text{a}}$ можно найти из соотношения

$$Q_{t\text{a}} = Q_{SW} C_A + Q_g,$$

где Q_{SW} − приходящая коротковолновая солнечная радиация, задаваемая соотношением

$$Q_{SW} = S_{\text{c}} I(\theta, t)\left(1 - \alpha_p\right)(1 - \alpha),$$

где S_{c} — солнечная постоянная; $I(\theta, t)$ — множитель, отвечающий за широтное и сезонное распределение солнечной радиации; α_p — планетарное альбедо, которое над океаном и сушей определяется косинусом широты в соответствии с данными наблюдений; α — альбедо аэрозольного слоя.

Влияние аэрозоля на климат учитывается введением множителя $(1 - \alpha)$ в уравнении для температуры атмосферы, эффективно описывающем уменьшение солнечной радиации, поступающей в тропосферу путем введения альбедо аэрозольного слоя. Как показывают оценки, в рассматриваемом диапазоне изменения альбедо оно пропорционально массе аэрозоля [20].

Математически задача стабилизации климата ставится следующим образом. Найти альбедо $\alpha = \alpha(t)$, при котором $T_{glob}(t) = T_{2010} = \text{const}$, $2010 \le t \le 2100$, при условии воздействия на климат изменяющейся концентрации CO_2, заданной сценарным образом. Здесь $T_{glob}(t)$ — температура атмосферы в год t; T_{2010} — температура атмосферы 2010 г. Все температуры предполагаются среднегодовыми и среднеглобальными. Для расчета альбедо аэрозольного слоя на очередном шаге по времени в каждой из широтных зон используется следующая итерационная формула:

$$\alpha_{i+1} = \frac{T_{\text{CO}_2}(t) - T_{2010}}{T_{\text{CO}_2}(t) - T_i(t)} \alpha_i,$$

где α_i — альбедо на *i*-й итерации; $T_{CO_2}(t)$ — температура атмосферы с учетом роста CO_2, но без аэрозоля; *t* — годы (2010–2100); $T_i(t)$ — температура атмосферы с учетом роста CO_2 и наличия в стратосфере аэрозоля на *i*-й итерации. Значение a_0 берется с предыдущего отрезка времени. Для достижения необходимой точности достаточно двух итераций. Все температуры здесь также среднеглобальные среднегодовые.

Результаты численных экспериментов. Расчет выбросов аэрозоля для стабилизации климата проводился для так называемого сценария A2 IPCC роста концентрации CO_2 с 1980 до 2100 г. [2]. Этот сценарий предполагает постепенный рост концентрации CO_2 с 360 до 850 ppm за этот период.

Предварительно было рассчитано повышение температуры, к которому приведет рост выбросов CO_2 без выбросов аэрозоля. Повышение среднегодовой температуры составит 3,5 °C к концу этого периода, а в средних широтах северного полушария будет доходить до 5 °C.

Для определения необходимых выбросов стратосферного аэрозоля для поддержания средних температур для различных широтных областей было проведено несколько серий расчетов при различных сценариях пространственного распределения аэрозоля. Во всех сценариях считается, что с 1980 до 2010 г. аэрозоль отсутствует. Затем для каждого года вычисляется необходимое значение альбедо обратного распыления слоя аэрозоля для стабилизации климата на уровне 2010 г. в смысле постоянства средних температур атмосферы (значение альбедо зависит от варианта счета). Прежде всего интересны средние температуры атмосферы и альбедо аэрозольного слоя, в том числе зависимость необходимого значения альбедо от широты. Результаты фиксируются каждые 10 лет. Далее приведены варианты расчетов.

Проведены расчеты с альбедо, не зависящим от широты (т. е. равномерно распределенный слой аэрозоля в стратосфере), при условии достижения совпадения среднегодовой среднеглобальной температуры атмосферы стабилизированного климата и климата 2010 г. Для этого варианта выбросов на рис. 1 показана зависимость альбедо от времени, которую было бы необходимо поддерживать для выполнения сформулированного выше условия.

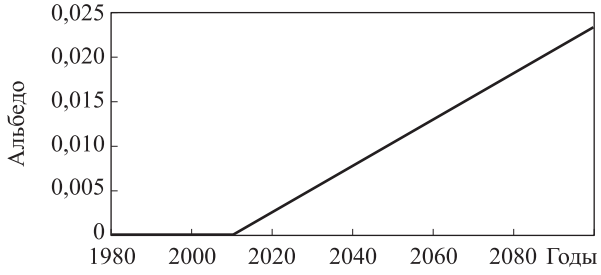


Рис. 1. Зависимость альбедо стратосферного аэрозоля от времени

Однако сохранение среднегодовой глобальной температуры не означает сохранения регионального климата, соответствующего 2010 г., как это видно на рис. 2, 3.

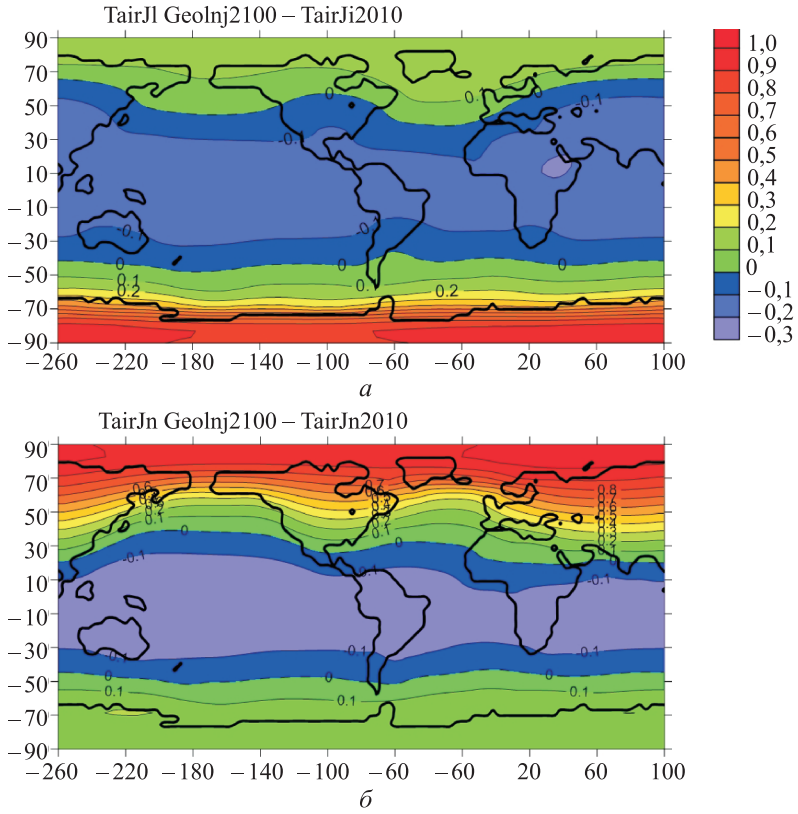


Рис. 2. Отклонение температуры атмосферы стабилизированного климата (2100 г.) от современного для случая равномерно распространенного аэрозоля:
а — июль; *б* — январь

Из рис. 2 следует, что модельный климат характеризуется понижением температуры в низких широтах на 0,2…0,3 °С и повышением в средних и высоких широтах зимнего полушария до 1,1 °С, что, конечно, в значительной степени (но не полностью) компенсирует рост температуры, связанный с выбросами CO_2. Распределение отклонений температуры поверхности океана стабилизированного климата (2100 г., рис. 3) от современного для случая равномерно распространенного аэрозоля демонстрирует качественно аналогичную картину, только вследствие значительной тепловой инерции эти отклонения не превышают 0,2 °С.

На рис. 4 приведены различные прогнозы роста среднеглобальной температуры: при отсутствии выбросов аэрозоля, при выбросах, сдерживающих повышение температуры, при прекращении выбросов в 2080 г. Последнее означает быстрый (в течение 20 лет) возврат к ситуации без выбросов аэрозоля при их прекращении.

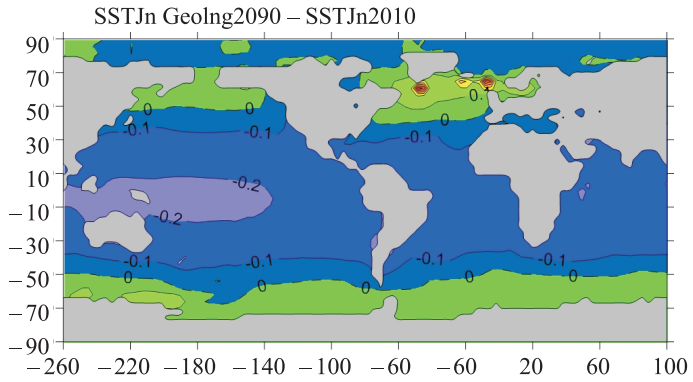


Рис. 3. Отклонение температуры поверхности океана стабилизированного климата (2100 г.) от современного для случая равномерно распространенного аэрозоля

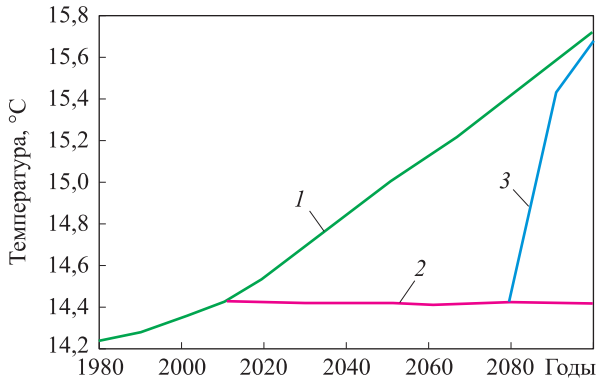


Рис. 4. Сценарии роста глобальной температуры атмосферы за период 2010–2100 годов:

1 — сценарий A2; *2* — выбросы аэрозоля; *3* — прекращение выбросов

В случае постоянного для северного и южного полушарий значения альбедо, среднее значение которого достигает 0,02, потребуется поддерживать до 12 млн м^3 аэрозоля в стратосфере, что согласуется с [17].

Заключение. Проведены серии расчетов для оценки возможности стабилизации климата на уровне 2010 г. путем управления выбросами в стратосферу аэрозоля, отражающего часть приходящего солнечного излучения. Исследование проводят на основе сезонной глобальной совместной трехмерной гидродинамической модели климата, включающей модель Мирового океана с реальными глубинами и конфигурацией материков, модель эволюции морского льда и энерго-влагобалансовую модель атмосферы. Вычислены изменения концентрации аэрозоля во времени с 2010 до 2100 г., позволяющие стабилизировать среднегодовую температуру приповерхностного слоя атмосферы. Показано, что таким путем невозможно добиться равномерной близости климата к существующему, хотя можно значитель-

но ослабить эффект парникового потепления климата. При условии однородного по пространству распределения аэрозоля в стратосфере можно стабилизировать среднюю глобальную температуру атмосферы, но при этом в низких и средних широтах климат будет холоднее на 0,1…0,2 °С, а в высоких широтах — теплее на 0,2…1,2 °С. Кроме того, эти различия имеют сильно выраженный сезонный ход — в зимний период они увеличиваются. Показано, что глобальное потепление можно довольно быстро компенсировать, распыляя сульфатный аэрозоль в стратосфере. Но чтобы удержать среднюю температуру на приемлемом уровне, несмотря на рост содержания парниковых газов, выбросы аэрозоля придется повторять регулярно (возможно, на протяжении сотен лет), причем в нарастающих объемах, пока сотни миллиардов тонн CO_2 не будут удалены из атмосферы в результате поглощения океаном и биосферой.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 15 и Проектов РФФИ № 14-01-00308 и №14-07-00037.

ЛИТЕРАТУРА

[1] Киотский протокол к рамочной конвенции ООН об изменении климата. Организация Объединенных Наций, 1998, 26 с.

[2] The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) site: http://www.ipcc.ch/

[3] Будыко М.И. Метод воздействия на климат. *Метеорология и гидрология*, 1974, № 2, с. 91–97.

[4] Израэль Ю.А. Эффективный путь сохранения климата на современном уровне — основная цель решения климатической проблемы. *Метеорология и гидрология*, 2005, № 10, с. 5–9.

[5] Robock A. 20 reasons why geoengineering may be a bad idea. *Bull, of the Atomic Scientists*, 2008, 64, № 2, pp. 14–18.

[6] Weaver A.J., Eby M., Wiebe E.C., Bitz C.M., Duffy P.B., Ewen T.L., Fanning A.F., Holland M.M., MacFadyen A., Matthews H.D., Meissner K.J., Saenko O., Schmittner A., Wang H., Yoshimori M. The UVic Earth System Climate Model: Model description, climatology, and applications to past, present and future climates. *Atmos-Ocean*, 2001, vol. 39. pp. 361−428.

[7] Чернокульский А.В., Елисеев А.В., Мохов И.И. Аналитические оценки эффективности предотвращения потепления климата контролируемыми аэрозольными эмиссиями в стратосферу. *Метеорология и гидрология*, 2010, № 5, с.16−25.

[8] Елисеев А.В., Мохов И.И. Модельные оценки эффективности ослабления и предотвращения глобального потепления климата в зависимости от сценариев контролируемых аэрозольных эмиссий в стратосферу. *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*, 2009, т.45, № 2, с. 232–244.

[9] Елисеев А.В., Мохов И.И., Карпенко А.А. Предотвращение глобального потепления с помощью контролируемых эмиссий аэрозолей в стратосферу: глобальные и региональные особенности отклика температуры по расчетам с КМ ИФА РАН. *Оптика атмосферы и океана*, 2009, т. 22, № 6, с. 521−526.

[10] Монин А.С. *Введение в теорию климата*. Ленинград, Гидрометеоиздат, 1982, 296 с.

[11] Marsh R., Edwards N.R., Shepherd J.G. Development of a fast climate model (C-GOLDSTEIN) for Earth System Science. *SOC*, 2002, no. 83, p. 54.

[12] Пархоменко В.П. Модель климата с учетом глубинной циркуляции Мирового океана. *Вестник МГТУ им. Н.Э.Баумана*. *Сер. «Естественные науки». Спец. вып. «Математическое моделирование»*, 2011, с.186−200.

[13] Басараб М.А. Численно-аналитический метод решения двумерных задач естественной конвекции в замкнутых полостях. *Математическое моделирование и численные методы*, 2014, № 1, с.18–35.

[14] Пархоменко В.П. Численные эксперименты на глобальной гидродинамической модели по оценке чувствительности и устойчивости климата. *Инженерный журнал: наука и инновации*, 2012, № 2. URL: http://engjournal.ru/catalog/mathmodel/climate/45.html

[15] Пархоменко В.П. Квазислучайный подход для определения оптимальных наборов значений параметров климатической модели. *Инженерный журнал: наука и инновации*, 2013, № 9. URL: http://engjournal.ru/catalog/mathmodel/climate/962.html

[16] Arakawa A., Lamb V. Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model. In Methods in Computational Physics. *Academic Press*, 1977, vol. 17, pp. 174−207.

[17] Shepherd J. G. Overcoming the CFL time-step limitation: a stable iterative implicit numerical scheme for slowly evolving advection-diffusion systems. *Ocean Modelling*, 2002, vol. 4, pp. 17−28.

[18] Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. *Атмосферный аэрозоль*. Ленинград, Гидрометеоиздат, 1983, 125 с.

[19] Кондратьев К.Я. Аэрозоль и климат: некоторые ре*зультаты и перспективы дистанционного зондирования.* Экологическая химия, 1998, № 7(3), с. 145−163.

[20] Robock A. The mount St. Helens volcanic eruption of 18 may 1980: minimal climatic effect. *Science*, 1981, vol. 212, no. 4501, p. 1383−1384.

Статья поступила в редакцию 02.09.2014

Ссылку эту на статью просим оформлять следующим образом:

Пархоменко В.П. Моделирование стабилизации глобального климата управляемыми выбросами стратосферного аэрозоля. *Математическое моделирование и численные методы*, 2014, № 2, с. 115–126.

Пархоменко Валерий Павлович окончил физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова в 1974 г. Канд. физ.-мат. наук., зав. сектором моделирования климатических и биосферных процессов Вычислительного центра РАН (ВЦ РАН), доцент МГТУ им. Н.Э. Баумана. Имеет более 90 научных публикаций. Научные исследования посвящены нестационарной газовой динамике, численным методам динамики сплошных сред, проблемам математического моделирования климата. e-mail: vparhom@ya.ru

Modelling global climate stabilisation by controlled emission of stratospheric aerosol

© V.P. Parkhomenko

Bauman Moscow State Technical University, Moscow, 105005, Russia; Dorodnicyn Computing Centre of the Russian Academy of Sciences, Moscow**,** 119333, Russia

During the last decades we are witnessing climate changes. Scientists assume global warming to be the result of man-generated increase of green house gases in the atmosphere, the most important one being CO_2. The article deals with the problem and describes cutting-edge solutions for stabilising climate. The research makes use of a seasonal global combined three-dimensional hydrodynamic model of climate. This model of climate includes model of the World Ocean with real depths and configuration of continents, model of evolution of sea ice and energy — moisture balance model of the atmosphere. The first stage covers estimation of climate change through 2100 following IPCC A2 CO_2 increase scenario. The calculations yield rise of average annual surface temperature of the atmosphere by 3,5 °C. A number of calculations have been made to estimate possibility of stabilising climate at the level of 2010 by means of controlled release of sulphate aerosol into stratosphere. The aerosol will reflect and disperse a part of the coming solar radiation. We have calculated concentration (albedo) of the aerosol from 2010 to 2100 which will enable us to stabilise the average annual temperature of the surface layer of atmosphere. We have shown that by this way it is impossible to achieve the seasonal uniform approximation to the existing climate, although it is possible to significantly reduce the greenhouse warming effect. Provided that the aerosol is distributed evenly in space in stratosphere, we can stabilize the average annual temperature of the atmosphere, herewith in middle and low latitudes the climate will be colder by 0,1…0,2 °C and in high latitudes it will be warmer by 0,2…1,2 °C. Besides, these differences are essentially seasonal in nature, they increase in winter. If we stop releasing the aerosol in 2080 the average annual global temperature of the atmosphere will rise, reaching the former value without the aerosol by the year 2100.

Keywords: *climate modeling, geo-engineering, climate stabilization.*

REFETRENCES

[1] *Kiotskiy Protokol k ramochnoy konventsii OON ob izmeneniyakh klimata*.[The Kyoto Protocol for the UN Framework Convention on Climate Change]. The United Nations, 1998, 26 p.

[2] *The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) site*: http:// www.ipcc.ch/

[3] Budyko M.I. *Meteorologiya i gidrologiya — Meteorology and Hydrology*, 1974, no. 2, pp. 91–97.

[4] Israel Yu.A. *Meteorologiya i gidrologiya — Meteorology and Hydrology*, 2005, no. 10, pp. 5–9.

[5] Robock A. 20 reasons why geoengineering may be a bad idea. *Bull. of the Atomic Scientists*, 2008, 64, no. 2, pp. 14–18.

[6] Weaver A.J., Eby M., Wiebe E.C., Bitz C.M., Duffy P.B., Ewen T.L., Fanning A.F., Holland M.M., MacFadyen A., Matthews H.D., Meissner K.J., Saenko O., Schmittner A., Wang H., Yoshimori M. The UVic Earth System Climate Model: Model description, climatology, and applications to past, present and future climates. *Atmos-Ocean*, 2001, vol. 39, pp. 361−428.

[7] Chernokulsky A.V, Eliseev, A.V., Mokhov I.I. *Meteorologiya i gidrologiya — Meteorology and Hydrology*, 2010, no. 5, pp. 16−25.

[8] Eliseev, A.V., Mokhov I.I. *Izvestiya Rossiykoy akademii nauk. Fizika atmosfery i okeana — Proceedings of the Russian Academy of Sciences. Physics of Atmosphere and Ocean*, 2009, no. 2, vol. 45, pp. 232–244.

[9] Eliseev, A.V., Mokhov, I.I. Karpenko A.A. *Optika atmosfery i okeana — Optics of Atmosphere and Ocean*, 2009, no. 6, vol. 22, pp. 521−526.

[10] Monin A.S. *Vvedenie v teoriyu klimata* [Introduction to the Theory of Climate]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1982, 296 p.

[11] Marsh R., Edwards N.R., Shepherd J.G. Development of a fast climate model (C-GOLDSTEIN) for Earth System Science. *SOC*, 2002, no. 83, p. 54.

[12] Parkhomenko V.P. *Vestnik MGTU im. N.E. Baumana. Seriya Estesvennye Nauki — Herald of the Bauman Moscow State Technical University. Series: Natural Sciences,* 2011, spets.vypusk "Matematicheskoe Modelirovanie" [special issue Mathematical Modelling], pp.186–200.

[13] Basarab M.A. *Matematicheskoe modelirovanie i chislennye metody – Mathematical Modelling and Numerical Methods*, 2014, no. 1, pp. 18–35.

[14] Parkhomenko V.P. *Inzhenernyi zhurnal: nauka i innovatsii — Engineering Journal: Science and Innovations*, 2012, issue 2. Available at: http:// engjournal.ru/catalog/mathmodel/climate/45.html

[15] Parkhomenko V.P. *Inzhenernyi zhurnal: nauka i innovatsii — Engineering Journal: Science and Innovations*, 2013, issue 9. Available at: http:// engjournal.ru/catalog/mathmodel/climate/962.html

[16] Arakawa A., Lamb V. Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model. In: *Methods in Computational Physics*. Academic Press, 1977, vol. 17, pp. 174−207.

[17] Shepherd J.G. Overcoming the CFL time-step limitation: a stable iterative implicit numerical scheme for slowly evolving advection-diffusion systems. *Ocean Modelling*, 2002, vol. 4, pp. 17−28.

[18] Kondratyev K.Ya, Moskalenko N.I., Pozdnyakov D.V. *Atmosferny Earozol* [Atmospheric Aerosol]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1983, 125 p.

[19] Kondratyev K.Ya. *Ekologicheskaya khimiya — Ecological Chemistry*, 1998, no. 7(3), pp. 145−163.

[20] Robock A. The Mount St. Helens volcanic eruption of 18 may 1980: Minimal climatic effect. *Science*, 1981, vol. 212, no. 4501, pp. 1383−1384.

Parkhomenko V.P. (b.1951) graduated from Lomonosov Moscow State University in 1974. Dr. Sci. (Phys. & Math.), Head of the Climate and Biosphere Processes Modeling Subdepartment of Dorodnicyn Computing Centre of RAS. Assoc. professor of the Computational Mathematics and Mathematical Physics Department of Bauman Moscow State Technical University. Author of over 90 publications in the field of gas dynamics, fluid dynamics numerical methods, climate modelling. e-mail: vparhom@ya.ru