

Численное моделирование воздействия на климат путём изменения свойств облаков верхнего яруса в климатической модели ИВМ РАН***В.В. Воробьева¹, Е.М. Володин²***¹Московский физико-технический институт (государственный университет)²Институт вычислительной математики РАН**Введение**

В настоящее время сторонники гипотезы парникового эффекта продолжают поиск средств борьбы с эффектом глобального потепления. Кроме уменьшения негативных последствий от выбросов парниковых газов путём сокращения их количества и переработки, рассматривается метод управления солнечной радиацией (SRM – solar radiation management), подразумевающий преднамеренное изменение климатической системы способом увеличения доли отраженной солнечной радиации обратно в космическое пространство или путём усиления исходящего от Земли потока излучения. Примерами опытов SRM служат эксперименты, проводимые в рамках проекта GeoMIP6 (The Geoengineering Model Intercomparison Project Phase 6) [1]. Один из экспериментов, G7cirrus, отвечает за недавно появившуюся идею засева перистых облаков и их истончения, позволяющего большему количеству длинноволнового излучения возвращаться в космическое пространство, создавая глобальный эффект уменьшения температуры [2, 3]. Засев приводит к получению облаков, содержащих меньшее количество, но более крупных ледяных кристаллов. Большие кристаллы имеют большую скорость падения, тем самым сокращается инфракрасная непрозрачность облаков. Даже оптически тонкие перистые облака являются очень хорошими поглотителями длинноволнового излучения (см. эксперимент на GISS ModelE2, [4]), в связи с чем, для достижения требуемого эффекта компенсации антропогенного воздействия, необходимо добиваться уменьшения облачного покрытия как такового, а не только его оптической толщины (см. положительные результаты подобных экспериментов в [5, 6]).

Большая часть климатических эффектов, получаемых при истончении перистых облаков, может быть хорошо представлена удвоением скорости падения кристаллов льда (применено в [5] в эксперименте, использующем Community Earth System Model version 1.0.3 ([7]); в [3, 6, 8] в аналогичной атмосферной модели, но использующей две более сложные облачные параметризации ([9, 10]; [11, 12]; [13]), обе параметризации утверждены в [14]).

В данной работе подход введения и удвоения скорости падения кристаллов льда внедряется в климатическую модель ИВМ РАН.

Идея метода.

Облака верхнего яруса отражают некоторое количество приходящей солнечной радиации, но это явление гораздо меньше парникового эффекта, создаваемого облаками. Идея метода заключается в том, чтобы истончить высокие и холодные облака, давая возможность большему количеству теплового излучения выйти в космос. При температурах ниже $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ гетерогенное замораживание требует меньшего пересыщения пара, чем гомогенное, поэтому является более предпочтительным [5]. В [2] было предложено засеять перистые облака высокоэффективными облачными ядрами для инициации гетерогенного замораживания. При засеве облачных ядер с оптимальной концентрацией будет образовываться меньшее число кристаллов, но они будут иметь больший размер, а, значит, и большую скорость падения, и характерное время жизни облаков будет уменьшаться. Облака, подвергшиеся засеву, отражают чуть меньше коротких волн, но больше длинных волн. Эффект увеличения длинноволнового отражения превалирует [3].

Примером посевного материала может быть йодид висмута. Это химическое вещество нетоксично, эффективно при температурах ниже $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ и относительно дешево (по сравнению с йодидом серебра). Наибольший результат может быть достигнут в ночное время, т.к. ИК-излучение покидает нагретую Землю, а солнечные лучи не нагревают поверхность.[5] Реализация представленного эксперимента технически возможна, но требует больших средств.

При моделировании аналогом засева облаков верхнего яруса является введение и изменение скорости падения облачного льда.

Краткое описание модели.

Используемая реализация климатической модели Института вычислительной математики (ИВМ) РАН [15] представлена в виде одной задачи, состоящей из трех блоков: аэрозольный блок, динамика атмосферы, динамика океана. Обмен данными между блоками происходит посредством MPI (Message Passing Interface). Каждый из трёх блоков использует для расчётов 8 процессоров.

Уравнения гидротермодинамики атмосферы решаются конечно-разностным методом в блоке атмосферы. Разрешение составляет 5×4 градуса по долготе и широте и 21 уровень по вертикали от поверхности Земли до 10 гПа. Шаг по времени составляет в атмосферном блоке 12 минут. Коррекция потоков при стыковке атмосферы и океана не используется.

Параметризация облачности и конденсации в модели ИВМ РАН выполнена аналогично описываемой в [16].

Доля объема воздуха a , занятая облаками, и водность облаков (с учетом облачного льда) l удовлетворяют формулам:

$$\frac{\partial a}{\partial t} = A(a) + S_{CV}(a) + S_{BL}(a) + S_C(a) - D(a)$$

$$\frac{\partial l}{\partial t} = A(l) + S_{CV} + S_{BL} + C - E - G_P - \frac{1}{\rho} \frac{\partial F_{ENTR}}{\partial z}$$

Здесь A – перенос, $S_{CV}(a)$ – скорость изменения объёма облаков вследствие конвекции, $S_{BL}(a)$ – скорость изменения объёма облаков вследствие турбулентности в пограничном слое, $S_C(a)$ – скорость изменения объёма облаков вследствие конденсации (десублимации для облачного льда), $D(a)$ – скорость уменьшения площади облачности вследствие испарения облачных капель (сублимации облачного льда), S_{CV} – источник облачной влаги (льда) вследствие работы параметризации конвекции, S_{BL} – источник облачной влаги (льда) вследствие работы параметризации пограничного слоя, C – скорость конденсации (или десублимации), E – скорость испарения (или сублимации), G_P – скорость образования осадков из облачных капель (или облачного льда), ρ – плотность воздуха, F_{ENTR} – поток вследствие вовлечения на верхней границе пограничного слоя, z – высота.

Формирование осадков.

Скорость образования осадков (скорость конверсии) вычисляется по следующей формуле:

$$G_P = a l_C C_0 \left(1 - e^{-\left(\frac{l_C}{l_{CRIT}}\right)^2} \right)$$

Здесь l_C – влажность облачного объёма, которая связана с облачной влагой, учитывающей облачный лёд, осреднённой по ячейке, соотношением:

$$l_C = \frac{l}{a},$$

C_0^{-1} – характерный временной масштаб образования осадков, l_{CRIT} – типичное содержание воды (льда) в облаках, при котором начинают эффективно образовываться осадки.

Выражения для параметров записаны так, чтобы учесть увеличение скорости конверсии при наличии падающих дождевых капель или ледяных кристаллов (множитель F_1) и большую скорость

конверсии в облаках, содержащих как жидкую облачную влагу, так и ледяные кристаллы при $250 \text{ K} < T < 268 \text{ K}$ (механизм Бергерона-Финдайзена) или в перистых облаках при $T < 250 \text{ K}$ [17, 18, 19] (множитель F_2), где T – модельная переменная, отвечающая за температуру окружающей среды. Расчётные формулы записаны согласно [20]:

$$C_0 = C_0^* F_1 F_2, \quad l_{CRIT} = \frac{l_{CRIT}^*}{F_1 F_2}$$

$$F_1 = 1 + C_1 \sqrt{P}$$

$$F_2 = \begin{cases} 1 + C_2 \sqrt{268 - T}, & \text{если } 250 \text{ K} < T < 268 \text{ K} \\ \frac{1}{0.15(1.07 + Y(1 + Y))}, & \text{если } 233 \text{ K} < T < 250 \text{ K} \\ \frac{1}{0.15(1.07 - Y(1 + Y))}, & \text{если } T < 233 \text{ K} \end{cases}$$

$$Y = X \left(1 + X + \frac{4}{3} X^2 \right), \quad X = \frac{|T - 233|}{17}$$

Здесь P – скорость выпадения осадков, $C_0^* = 2 \cdot 10^{-3} \text{ c}^{-1}$, $C_1 = 300 \text{ (кг/(м}^2 \cdot \text{с))}^{-0.5}$, $C_2 = 0,5 \text{ K}^{-0.5}$, $l_{CRIT}^* = 3 \cdot 10^{-4}$.

Заметим, что различные формулы для F_2 вызваны появлением перистых облаков при $T < 250 \text{ K}$. Однако при $T < 250 \text{ K}$ параметр F_2 предполагается использовать только в выражении для l_{CRIT} , тогда как рост C_0 считать линейным с коэффициентом 5 от 250 K до 232 K .

В модели ИВМ РАН при всех температурах ниже 268 K используется только верхняя формула для F_2 . Использование полного набора формул привело бы к наличию нереалистично маленькой толщины у перистых облаков в модели.

Описание численного эксперимента.

1. Удвоение скорости образования осадков.

Первый подход состоит в удвоении скорости образования осадков G_p путём введения дополнительного множителя A :

$$G_p = A a l_c C_0 \left(1 - e^{-\left(\frac{l_c}{l_{CRIT}}\right)^2} \right)$$

Условие $A = 2,0$ ставится для облаков верхнего яруса, которые имеют большое влияние на эффект глобального потепления. Так как эти облака располагаются в верхней тропосфере на большой высоте и при низкой температуре, то $A = 2,0$ при $PP < 40000 \text{ Па}$ и $T < 250 \text{ K}$, где PP и T – модельные переменные, отвечающие за давление и температуру окружающей среды соответственно. Тогда характерное время жизни облаков верхнего яруса уменьшается в два раза.

Однако при практической реализации эксперимента статистически значимых различий в изменении площади облачного покрытия при обычной и удвоенной скорости образования осадков выявлено не было.

2. Добавление скорости падения кристаллов льда.

Второй подход состоит в добавлении в модель учёта скорости падения кристаллов льда. Исходное уравнение для водности (учитывающей содержание облачного льда) можно переписать в виде:

$$\frac{\partial l}{\partial t} + u \frac{\partial l}{\partial x} + \omega \frac{\partial l}{\partial y} + \tau \frac{\partial l}{\partial p} = F_l,$$

где u, ω, τ – компоненты вектора скорости переноса, а F_l – источник водности, получаемой из газообразного водяного пара.

Добавим в правую часть слагаемое, отвечающее за поток ледяных кристаллов, падающих вертикально вниз с некоторой установившейся скоростью v :

$$\frac{\partial l}{\partial t} + u \frac{\partial l}{\partial x} + \omega \frac{\partial l}{\partial y} + \tau \frac{\partial l}{\partial p} = F_l - g \frac{\partial}{\partial p} \psi_l,$$

где $g = 9,806 \text{ м/с}^2$ – ускорение свободного падения, ψ_l – поток кристаллов льда ($[\psi_l] = \text{кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$). Решаем уравнение методом расщепления. На первом этапе расщепления пользуемся схемой центральных разностей по времени для однородного уравнения переноса, на втором – добавляем неоднородность F_l в правую часть, на третьем этапе, добавляя неоднородность, отвечающую за поток падающих ледяных кристаллов, рассматриваем давление и поток в полуцелых узлах. При этом связь уровня по высоте и уровня по давлению задается уравнением статики атмосферы:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g = -\frac{p g}{R^* T},$$

где $R^* = 287 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$ – удельная газовая постоянная для воздуха.

Поток находим по формуле:

$$\psi_l = v \rho l$$

В [5] (на основе [21]) скорость падения кристаллов льда в облачной микрофизике представляется формулой:

$$v = a D^b,$$

где D – диаметр ледяной частицы (принимая его равным $3 \cdot 10^{-5} \text{ м}$), а a и b – константы, имеющие значения: $a = 700 \text{ м}^{1-b}/\text{с}$ и $b = 1$. Мы же учтем ещё тот факт, что в облаках, в зависимости от температуры на данной высоте, может содержаться определенная доля капель. Разделение водности по фазовому составу на кристаллическую и капельную части проводится по формуле Л.Т.Матвеева([22]):

$$f = 0,0059 + 0,9941 e^{-0,003102 \cdot T^2},$$

где T – температура слоя в градусах Цельсия, f – доля жидкокапельной части, а $(1 - f)$ – кристаллической. Тогда окончательно:

$$v = a D^b (1 - f)$$

Скорость, водность (с учетом облачного льда), температуру и давление в полуцелых узлах находим как среднее арифметическое величин в целых узлах, а для нахождения плотности в полуцелом узле воспользуемся уравнением состояния идеального газа.

Заметим, что при добавлении учета потока ледяных кристаллов, падающих вниз с некоторой установившейся скоростью, скорость образования осадков возрастает, так как падающие кристаллы собирают на себя окружающую влагу (лёд), уменьшая, таким образом, её количество в облаке. Это усиливает эффект уменьшения водности облаков (с учетом облачного льда) и их количества и, как итог, температура на поверхности Земли уменьшается на большую величину. Для учёта этого факта изменим множитель F_1 , отвечающий за увеличение скорости конверсии при наличии падающих ледяных кристаллов, в выражениях для C_0 и l_{CRIT} , входящих в множители для G_P :

$$F_1^* = F_1 (1 + \psi_l C_9),$$

где F_1^* – новое значение множителя F_1 , C_9 – параметр, значение которого принимаем равным $C_9 = 5 \cdot 10^8 \text{ м}^2 \cdot \text{с}/\text{кг}$. Вычисление F_1 и F_1^* ведётся только до заданного уровня по высоте, выше которого относительная влажность мала, и количество облаков значительно сокращается, с целью уменьшения числа вычислений программой.

Результаты моделирования.

Как было сказано выше, удвоение скорости образования осадков на практике не дало статистически значимых результатов, в связи с чем была предпринята попытка введения в модель скорости падения кристаллов льда. Была проведена серия экспериментов, включающая в себя расчет

модели без введения скорости падения кристаллов, со скоростью падения и с удвоенной скоростью падения, что при практической реализации соответствует разным концентрациям засевого материала. Скорость падения принимается одинаковой для всех кристаллов льда. При добавлении скорости падения учитывается увеличение скорости конверсии, как описано выше. Все эксперименты проводились для двух временных интервалов. Сначала проводилось тестирование корректности результатов на временном интервале в 10 лет, после чего делался основной расчет модели на 50 лет. В реальности провести данные эксперименты довольно трудно, так как засев принимается равномерным, производящимся с одинаковой скоростью повсеместно. Кроме того, в природе время нахождения засевных аэрозолей в тропосфере составляет несколько недель, тогда как мы предполагаем его неограниченным, поэтому его концентрацию надо поддерживать непрерывным распылением реактивов на облака. Для проверки результатов экспериментов сравним опыты с удвоенным значением скорости падения кристаллов и с введённым обычным значением скорости падения в модели ИВМ РАН и сопоставим с аналогичными итогами, полученными в [5].

На рис. 1 видно, что в эксперименте с удвоенным значением скорости падения кристаллов площадь покрытия высоких и холодных облаков, действительно, уменьшается по сравнению с экспериментом с введённым обычным значением скорости падения. В статье [5] так же производится аналогичное сравнение. Результаты, приведённые в статье [5] хорошо согласуются с полученными нами для модели ИВМ РАН.

Приведём рис. 2 отличия усредненной по времени и долготе температуры в эксперименте с удвоенной скоростью падения кристаллов по сравнению с экспериментом с её одинарным значением. Заметим, что эффект охлаждения затрагивает все высоты. Среднегодовое значение температуры у поверхности Земли уменьшается приблизительно на 0,5 К, а в арктических районах, местами, до 1 К. Данный результат соответствует полученному в [5]. В [5] изменение средней за год температуры у поверхности Земли составляет $-0,94$ К, а в Арктике температура уменьшается примерно на 2 – 3 К.

Уменьшение облачного покрытия приводит к уменьшению разности уходящей от Земли длинноволновой радиации в случае отсутствия облачного покрытия и в случае облачного покрытия, соответствующего текущему эксперименту (longwave cloud forcing). В эксперименте с моделью ИВМ РАН с введённым обычным значением скорости падения кристаллов эта разность составляет $+3.69115$ Вт/м², а в эксперименте с удвоенной скоростью падения - $+3.08331$ Вт/м². Таким образом, разность изменяется приблизительно на -0.61 Вт/м². В [5] это изменение составляет -3.24 Вт/м². После того как облака верхнего яруса, поглощающие длинноволновую радиацию, были истончены, большее её количество проходит в стратосферу, в которой CO_2 и O_3 абсорбируют больше радиации [5]. Таким образом, наблюдается эффект потепления стратосферы, который можно наблюдать на рис. 2.

Посмотрим теперь, на какую величину суммарно изменилась среднегодовая температура на поверхности Земли в эксперименте с удвоенной скоростью по сравнению с экспериментом без введения скорости падения кристаллов (рис. 3). Как видно из графика, средняя за год температура на поверхности Земли уменьшилась приблизительно на 2 – 4 К, а в арктических районах, местами, на 8 К. При этом увеличение давления над Арктикой в эксперименте с моделью ИВМ РАН (рис. 4) (так же происходящее и в [5]), согласно объяснению в [5], вызвано охлаждающим эффектом от истончения перистых облаков в сочетании с циркуляционными изменениями, возникающими из-за аномалий стратосферического вихря.

Заключение.

В климатическую модель Института вычислительной математики (ИВМ) РАН добавлен учёт скорости падения облачных кристаллов льда с учетом увеличения скорости образования осадков как аналога засеву высоких и холодных облаков высокоэффективными облачными ядрами для истончения облаков верхнего яруса. Проведённый эксперимент по расчету модифицированной модели климата показывает потенциальную возможность уменьшения среднегодовой температуры на поверхности Земли с помощью данного метода приблизительно на 2 – 4 К, а в арктических районах, местами, на 8 К. Однако, отметим, что в рамках модели ИВМ РАН достичь понижения среднегодовой температуры приземного воздуха на величину порядка 2 – 4 К при введении и удвоении скорости падения кристаллов удалось лишь только после добавления учёта увеличения скорости конверсии вследствие потока кристаллов через данный объем воздуха. Введение и

увеличение скорости падения облачных кристаллов льда привело к возрастанию количества длинноволновой радиации, уходящей в космическое пространство от Земли, благодаря уменьшению доли облачного покрытия. Кроме того, было замечено увеличение температуры стратосферы и повышение давления над Арктикой. Эти результаты неплохо соответствуют приведенным в [5].

Работа выполнена при поддержке РФФ, грант 14-27-00126.

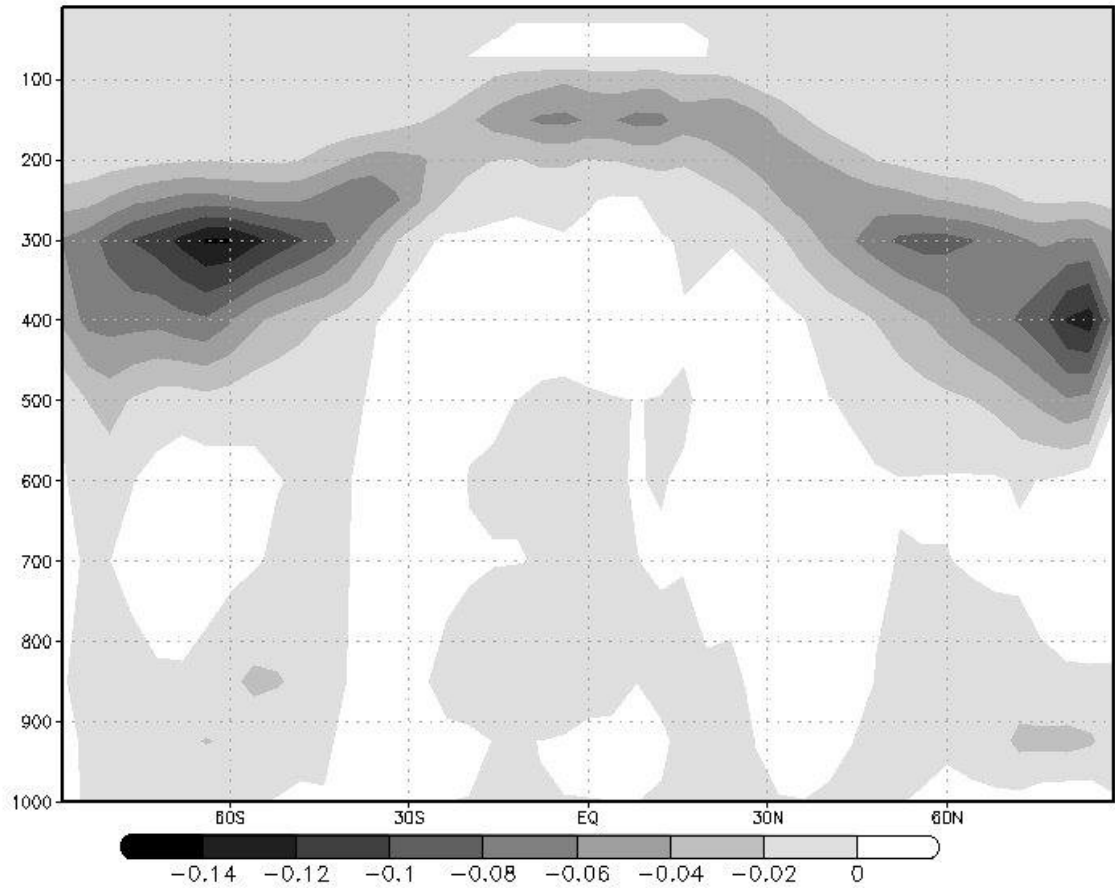


Рис. 1. Различие данных экспериментов с удвоенной скоростью падения кристаллов и с её введённым обычным значением в модели ИВМ РАН: широтно-высотное распределение доли облачного покрытия (в долях).

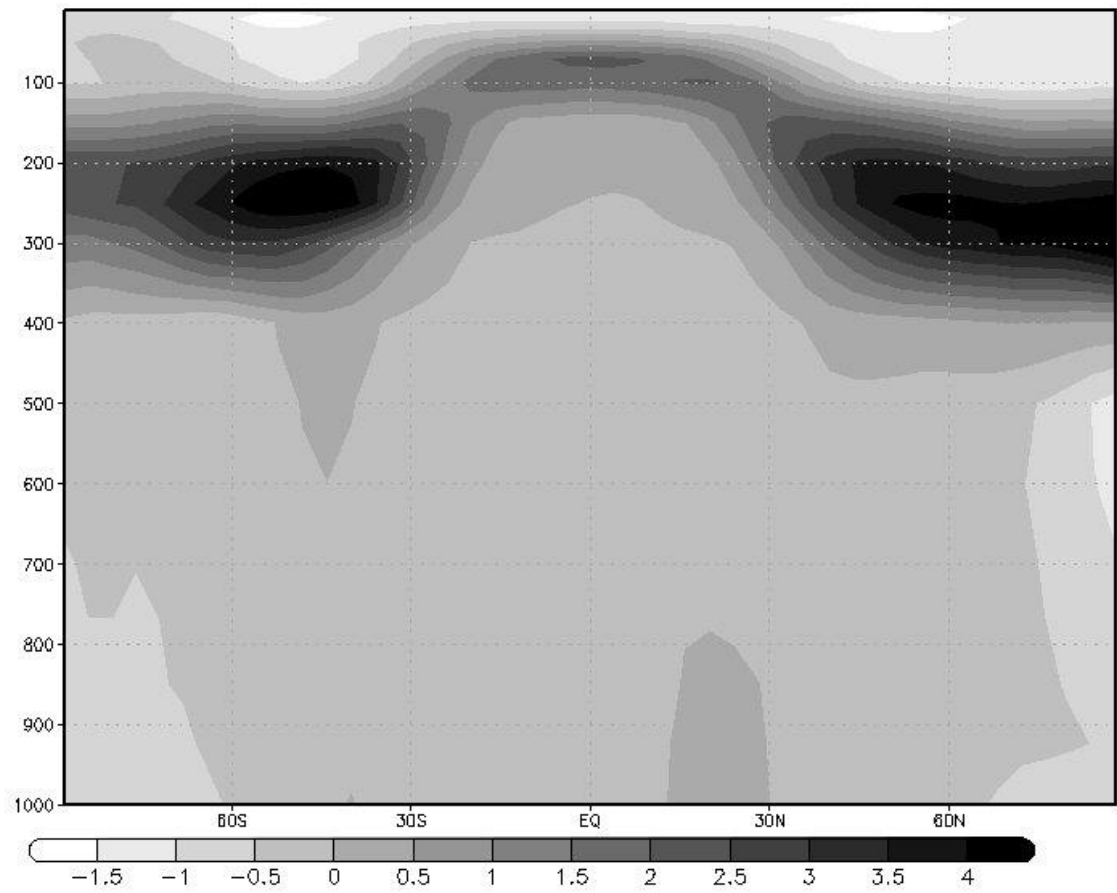


Рис. 2. Различие данных экспериментов с удвоенной скоростью падения кристаллов и с её введённым обычным значением в модели ИВМ РАН: широтно-высотное распределение средней по времени и долготе температуры (в K).

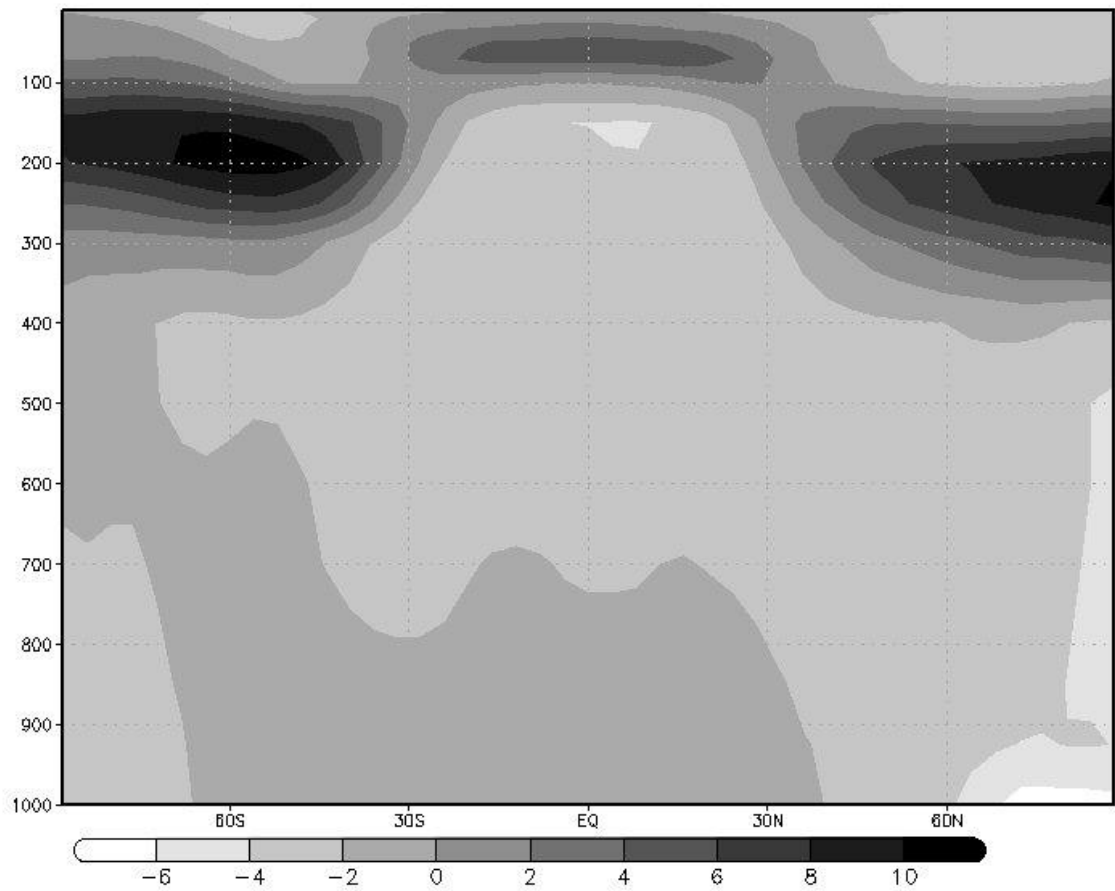


Рис. 3. Различие данных экспериментов с удвоенной скоростью падения кристаллов и без её введения в модели ИВМ РАН: широтно-высотное распределение средней по времени и долготе температуры (в K).

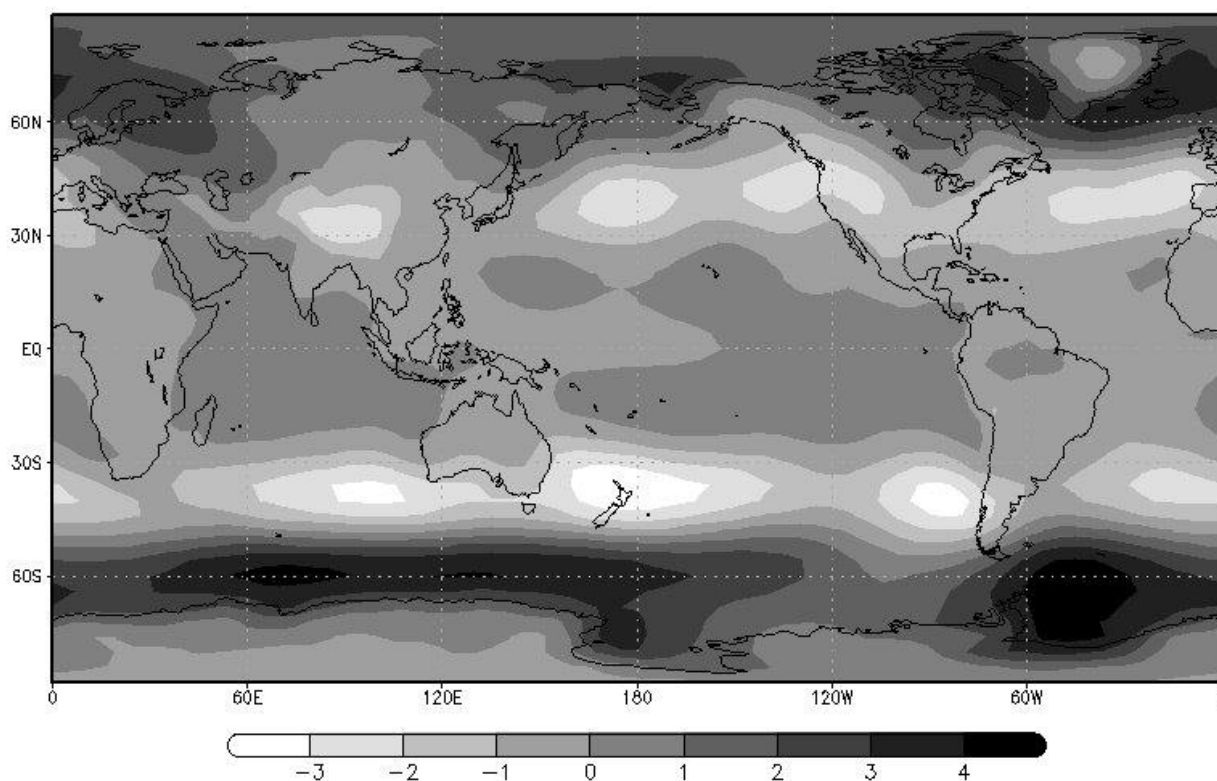


Рис. 4. Различия данных экспериментов с удвоенной скоростью падения кристаллов и без её введения в модели ИВМ РАН: распределение усредненного по времени давления на поверхности Земли (в мбар).

Литература

1. Kravitz B., Robock A., Tilmes S., Boucher O., English J.M., Irvine P.J., Jones A., Lawrence M.G., MacCracken M., Muri H., Moore J.C., Niemeier U., Phipps S.J., Sillmann J., Storelmo T., Wang H., Watanabe S. The Geoengineering Model Intercomparison Project Phase 6 (GeoMIP6): Simulation Design and Preliminary Results. // *Geosci. Model Dev.* 2015. V. 8, N 10. P. 3379-3392.
2. Mitchell D.L. and Finnegan W. Modification of cirrus clouds to reduce global warming. // *Environ. Res. Lett.* 2009. V. 4, N 045102. P. 1-8.
3. Storelmo T., Kristjánsson J.E., Muri H., Pfeffer M., Barahona D. and Nenes A. Cirrus cloud seeding has potential to cool climate. // *Geophys. Res. Lett.* 2013. V. 40, N 1. P. 178-182.
4. Schmidt G.A. [et al.]. Configuration and assessment of the GISS ModelE2 contributions to the CMIP5 archive. // *J. Adv. Model. Earth Syst.* 2014. V. 6, N 1. P. 141-184.
5. Muri H., Kristjánsson J.E., Storelmo T., Pfeffer M.A. The climatic effects of modifying cirrus clouds in a climate engineering framework // *J. Geophys. Res.* 2014. V. 119, N 7. P. 4174-4191.
6. Storelmo T., Herger N. Cirrus cloud susceptibility to the injection of ice nuclei in the upper troposphere. // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2014. V. 119, N 5. P. 2375-2389.
7. Hurrell J.W. [et al.] The Community Earth System Model: A framework for collaborative research. // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2013. V. 94, N 9. P. 1339-1360.
8. Storelmo T., Boos W.R., Herger N. Cirrus cloud seeding: A climate engineering mechanism with reduced side effects? // *Phil. Trans. Roy. Soc. A.* 2015. V. 372, N 20140116. P. 1-11.
9. Barahona D., Nenes A. Parameterization of cirrus cloud formation in large-scale models: Homogeneous nucleation. // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113, N D11211. P. 1-15.
10. Barahona D., Nenes A. Parameterizing the competition between homogeneous and heterogeneous freezing in cirrus cloud formation- Monodisperse ice nuclei. // *Atmos. Chem. Phys.* 2009. V. 9, N 2. P. 369-381.

11. *Gettelman A., Morrison H., Ghan S.J.* A new two-moment bulk stratiform cloud microphysics scheme in the Community Atmosphere Model, Version 3(CAM3). Part II: Single-column and global results. // *J. Climate* 2008. V. 21, N 15. P. 3660-3679.
12. *Gettelman A. [et al.]* Global simulations of ice nucleation and ice supersaturation with an improved cloud scheme in the Community Atmosphere Model. // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115, ND18216. P. 1-19.
13. *Liu X. [et al.]* Toward a minimal representation of aerosols in climate models : Description and evaluation in the Community Atmosphere Model CAM5. // *Geosci. Model Dev.* 2012. V. 5, N 3. P. 709-739.
14. *Liu X. [et al.]* Sensitivity studies of dust ice nuclei effect on cirrus clouds with the Community Atmosphere Model CAM5. // *Atmos. Chem. Phys.* 2012. V. 12, N 24. P. 12061-12079.
15. *Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В.* Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM4.0. // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2010. Т. 46. № 4. С. 448-466.
16. *Tiedtke M.* Representation of clouds in large-scale models. // *Mon. Wea. Rev.* 1993. V. 121, N 11. P. 3040-3061.
17. *Heymtsfield A.J.* Cirrus Uncinus Generating Cells and the Evolution of Cirriform Clouds. Part I: Aircraft Observations of the Growth of the Ice Phase. // *J. Atmos. Sci.* 1975. V. 32, N 4. P. 799-808.
18. *Starr D.O`C., Cox S.K.* Cirrus Clouds. Part I: A Cirrus Cloud Model. // *J. Atmos. Sci.* 1985. V. 42, N 23. P. 2663-2681.
19. *Starr D.O`C., Cox S.K.* Cirrus Clouds. Part II: Numerical Experiments on the Formation and Maintenance of Cirrus. // *J. Atmos. Sci.* 1985. V. 42, N 23. P. 2682-2694.
20. *Sundqvist H., Berge E., Kristjansson J.* Condensation and cloud parameterization studies with a mesoscale numerical weather prediction model. // *Mon. Wea. Rev.* 1989. V. 117, N 8. P.1641-1657.
21. *Ikawa M., Saito K.* Description of the nonhydrostatic model developed at the Forecast Research department at MRI. // *Tech. Rep. MRI* 1990. N 28. P. 1-238.
22. *Матвеев Л.Т.* Динамика облаков. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1981. 311 с.