

УДК 551.583.001.572

РАВНОВЕСНАЯ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ МОДЕЛИ КЛИМАТА К УВЕЛИЧЕНИЮ КОНЦЕНТРАЦИИ CO₂ В АТМОСФЕРЕ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ МЕТОДАХ УЧЕТА ОБЛАЧНОСТИ

© 2021 г. Е. М. Володин*

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

**e-mail: volodinev@gmail.com*

Поступила в редакцию 13.08.2020 г.

После доработки 24.11.2020 г.

Принята к публикации 09.12.2020 г.

Рассматривается изменение равновесной чувствительности модели климата INM-CM4-8 к учету концентрации CO₂ при изменениях в параметризации облачности в этой модели. Показано, что регулирование учета различных механизмов образования и диссипации облачности может приводить к изменению равновесной чувствительности модели в пределах от 3.6 до 8.1 град., что больше чем наполовину покрывает диапазон изменения этой величины для современных климатических моделей. Для этого регулировались механизмы образования облачности атмосферного пограничного слоя и диссипации облачности путем перемешивания облаков с ненасыщенным окружающим воздухом. Регулирование механизма образования конвективной облачности влияет на чувствительность, но в меньшей степени.

Ключевые слова: модель, климат, чувствительность, облачность, параметризация, форсинг

DOI: 10.31857/S0002351521020127

ВВЕДЕНИЕ

Проблема чувствительности реальной климатической системы к заданному увеличению концентрации CO₂ в атмосфере является одной из центральных проблем геофизики. Согласно [1], диапазон равновесного изменения глобально осредненной приповерхностной температуры при учете концентрации CO₂ в атмосфере составляет 4.2–9.4 град. Вывод сделан по данным климатических моделей, участвовавших в CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project, Phase 5 [2]). Для климатических моделей, участвующих в следующей фазе сравнения, CMIP6, этот диапазон еще расширился и составляет 3.6–11.2 град. [3]. Согласно этой работе, основной причиной различия равновесной чувствительности является различие в реакции облачности на потепление, причем основной вклад в разброс вносит различие в изменении доли площади, занятой облаками, а не изменение свойств самих облаков. В малочувствительных моделях доля площади, занятая облачностью, при потеплении существенно не меняется или даже немного возрастает, а в сильночувствительных моделях покрытие облаками заметно уменьшается при потеплении.

Представленные в CMIP6 климатические модели отличаются не только параметризацией облачности, отличия имеются и в других блоках: в параметризациях других физических процессов, от которых тоже может зависеть чувствительность, в численных методах решения уравнений. Отличаются даже координаты, в которых записаны уравнения динамики атмосферы. Поэтому возникает вопрос: в каких пределах может изменяться равновесная чувствительность модели климата, если изменяется только параметризация отдельных процессов, формирующих облачность, а все остальное остается неизменным. Данная проблема является весьма актуальной, поскольку, как показывает опыт общения автора с разработчиками зарубежных климатических моделей, как правило, чувствительность климатической модели не может быть целенаправленно изменена, например уменьшена, даже в том случае, когда это уменьшило бы ошибки, связанные с воспроизведением изменений климата, наблюдаемых в последние десятилетия. Ответу на рассматриваемый вопрос была посвящена, в частности, работа [4]. Но там диапазон изменения чувствительности получился небольшим, от 4.0 до 4.8 град. В данной работе используется другая параметризация облачности, где доля пространства, занятая облаками, а также водность облаков являются прогностическими, а

не диагностическими переменными. Более полно и согласованно рассматриваются процессы генерации и диссипации облаков, что позволяет более существенно влиять на эволюцию облачности при глобальном потеплении путем изменения начальных констант в параметризации.

МОДЕЛИ, ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ И МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАВНОВЕСНОЙ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ

Для численных экспериментов использовалась модель климата INM-CM4-8. Воспроизведение современного климата этой моделью описано в [5]. В стандартной модели используется параметризация облачности, в которой доля ячейки, занятая облачностью a , вычисляется по формулам Смагоринского:

$$a = \alpha r + \beta \quad (1)$$

с ограничением $0 \leq a \leq 1$. Здесь r – относительная влажность воздуха, α и β – некоторые коэффициенты, зависящие, вообще говоря, от яруса облаков (верхний, средний или нижний), а также от некоторых других условий, например, для облаков нижнего яруса коэффициенты выбираются так, чтобы в условиях температурной инверсии, т.е. роста температуры с высотой, давать большую облачность, чем в случае быстрого убывания температуры с высотой. Назовем эту модель, которая использовалась для всех расчетов СМIP6, моделью 1.

Наряду с моделью 1 использовалась модель 2, в которой доля ячейки, занятая облаками, а также водность облаков рассчитывались с помощью прогностических уравнений согласно [6]. Все основные уравнения этой параметризации применительно к данной модели, а также некоторые результаты работы параметризации можно найти в [7]. Здесь приведем лишь некоторые уравнения, имеющие отношение к настоящей работе. Для a решается эволюционное уравнение:

$$\frac{\partial a}{\partial t} = A + S_{CV} + S_{BL} + S_H - D_C - D_M - \frac{\partial FG}{\partial z}. \quad (2)$$

Здесь t – время, A – слагаемое, описывающее адвекцию, S – источники облачности вследствие работы параметризаций глубокой конвекции (CV), атмосферного пограничного слоя АПС (BL), охлаждения или нагревания объема воздуха вследствие адиабатических и неадиабатических процессов (H , это слагаемое может быть как положительным, так и отрицательным). D – слагаемые, описывающие диссипацию облачности вследствие столкновения капель и их выпадения (C) и смешивания облаков с окружающим ненасыщенным воздухом (M). Последнее слагаемое описывает вклад гравитационного оседания. Ниже приведем выражения лишь

для тех слагаемых, вид которых, по мнению автора, существенно влияет на величину чувствительности модели, и которые изменялись при проведении экспериментов по определению равновесной чувствительности.

$$S_{CV} = -\frac{\partial F_{CV}}{\partial z}; \quad F_{CV} = C_{CV} \frac{PR}{Q_{EFF}}. \quad (3)$$

Согласно (3), генерация облачности глубокой конвекцией равна конвергенции восходящего потока массы воздуха F_{CV} , порождаемого конвекцией. Предполагается, что весь поток восходящего воздуха является облачным, и объем облачности возрастает на величину объема воздуха, поступившего снизу в результате работы конвекции. Величина потока в том слое, где работает конвекция, оценивается как отношение количества осадков PR , выпадающих за шаг по времени (1 ч) в результате работы параметризации конвекции, к среднему удельному влагосодержанию поднимающегося воздуха Q_{EFF} , которое считается равным влагосодержанию в середине конвективного слоя. C_{CV} – размерный множитель. При такой параметризации облачность конвекции образуется на верхней границе слоя конвекции.

Аналогично, для слагаемого генерации облачности турбулентностью АПС записано выражение:

$$S_{BL} = -\frac{\partial F_{BL}}{\partial z}; \quad F_{BL} = C_{BL} \frac{HS + HL}{Q_{EFF}}. \quad (4)$$

Согласно (4), генерация облачности равна конвергенции восходящего потока массы воздуха F_{BL} , порождаемого турбулентностью АПС. Предполагается, что весь поток восходящего воздуха является облачным в слое выше уровня конденсации для воздуха, поднимающегося адиабатически с нижнего уровня модели. Величина потока массы оценивается как отношение суммы потоков явного HS и скрытого HL тепла, приведенного домножением на множитель C_{BL} к единицам влагосодержания, к среднему влагосодержанию АПС Q_{EFF} . При такой параметризации облачность АПС образуется на его верхней границе.

Наконец, диссипация облачности вследствие перемешивания облаков с ненасыщенным окружающим воздухом записывается в модели следующим образом:

$$D_M = C_M \frac{Q_{MAX}(T) - Q}{l}. \quad (5)$$

Здесь Q – удельная влажность окружающего воздуха, $Q_{MAX}(T)$ – насыщенная влажность при температуре окружающего воздуха, l – водность облака, C_M – коэффициент перемешивания.

Для изменения равновесной чувствительности модели будем немного изменять вид слагаемых S_{CV} , S_{BL} , D_M . При изменении будем руководство-

ваться принципом, что облака нижнего яруса оказывают в целом охлаждающее влияние на климатическую систему, и их уменьшение при глобальном потеплении способствует увеличению равновесной чувствительности. Облака верхнего яруса, напротив, оказывают в целом тепляющее влияние на климатическую систему, и их уменьшение при глобальном потеплении способствует уменьшению равновесной чувствительности.

Вид слагаемого S_{CV} таков, что оно в среднем должно уменьшаться при глобальном потеплении, поскольку при увеличении температуры, согласно данным всех имеющихся климатических моделей, влагосодержание воздуха растет примерно на 7–8%/К, так, что относительная влажность меняется не очень сильно, а интегральные осадки увеличиваются с гораздо меньшей скоростью, на 1.5–2%/К [8]. Поэтому при такой параметризации при потеплении, при прочих равных условиях, должно уменьшаться и количество конвективных облаков. Чтобы устранить этот эффект и посмотреть, насколько он существенен для изменения облачности и равновесной чувствительности, можно в (3) использовать вместо значения Q_{EFF} в каждой точке его некоторое характерное значение, которое бы не менялось при потеплении. Назовем модель, в которой все идентично модели 2, но вместо Q_{EFF} в (3) используется значение $Q_{EFF} = 5 \cdot E^{-3}$, характерное для районов тропической глубокой конвекции, моделью 3. Мы ожидаем, что в модели 3 верхняя тропическая облачность при потеплении будет убывать медленнее, чем в модели 2, и, поскольку такие облака создают положительный радиационно-облачный форсинг, модель 3 должна иметь равновесную чувствительность большую, чем модель 2.

Слагаемое S_{BL} , определенное согласно (4), должно в среднем уменьшаться при потеплении по той же самой причине, что и слагаемое S_{CV} : влагосодержание АПС растет при потеплении в среднем в несколько раз быстрее, чем потоки с поверхности. Назовем моделью 4 модель, идентичную модели 2, но в которой в (4) используется фиксированное значение $Q_{EFF} = 8 \cdot E^{-3}$. В такой модели облачность нижнего яруса должна уменьшаться при потеплении слабее, чем в модели 2, и поэтому модель 4 должна иметь меньшую равновесную чувствительность, чем модель 2.

Слагаемое D_M , определенное согласно (5), должно увеличиваться при потеплении, поскольку увеличивается числитель, т.е. дефицит удельной влажности возрастает, при приблизительном сохранении относительной влажности. Знаменатель, т.е. водность облаков, зависит от температуры слабее числителя. Поэтому, в целом, при более высокой температуре облакам, чтобы диссипировать, нужно смешаться с меньшим количеством окружающего воздуха. Увеличение диссипации при

росте температуры должно приводить к уменьшению количества облаков всех ярусов. Поскольку суммарный радиационный форсинг всей облачности отрицателен, большая диссипация должна приводить к более высокой чувствительности. Чтобы исследовать вклад этого механизма в чувствительность, определим модель 5 как модель, идентичную модели 4, но в формуле (5) в числителе вместо $Q_{MAX}(T) - Q$ стоит значение, не изменяющееся с изменением температуры и равное 0.001. Равновесная чувствительность модели 5 должна быть меньше, чем равновесная чувствительность модели 4, и, тем более, модели 2.

Параметры в моделях 3–5 подобраны так, чтобы среднеглобальное количество облаков каждого яруса, а также радиационно-облачный форсинг и температура поверхности для современного климата были бы как можно ближе к данным модели 2.

Метод определения равновесной чувствительности, используемый в настоящей работе, является на сегодняшний день стандартным и предложен в [9]. С каждой моделью с одного и того же начального состояния проводится два численных эксперимента: доиндустриальный, в котором все воздействия на климатическую систему фиксированы и соответствуют 1850 г., и эксперимент, аналогичный доиндустриальному, но в котором концентрация CO_2 увеличена в 4 раза. Далее рассматриваются среднеглобальные разности температуры воздуха у поверхности за каждый год эксперимента с учетверением CO_2 и доиндустриального эксперимента, а также разность балансов тепла на поверхности в этих экспериментах. Через полученные точки проводим наименее отклоняющуюся от них прямую методом наименьших квадратов. Значение абсциссы в точке пересечения прямой с горизонтальной осью и называют равновесной чувствительностью. Значение ординаты в точке пересечения прямой вертикальной оси нередко называют радиационным форсингом вследствие учетверения концентрации CO_2 . Подобные рисунки для всех моделей, участвовавших в CMIP6, в том числе и для INM-CM4-8 (модель 1 в наших обозначениях), а также значения равновесной чувствительности и радиационного форсинга можно найти в <https://cmip-esmvaltool.dkrz.de/history/cmip6-results/>. Аналогичный рисунок приведен и в [4].

В некоторых работах приводится величина равновесной чувствительности, полученная в эксперименте с учетверением CO_2 , деленная на 2 и называемая равновесной чувствительностью к удвоению CO_2 . При этом подразумевается логарифмическая зависимость потепления от увеличения концентрации CO_2 . Причина состоит в том, что традиционно в науке мерой чувствительности рассматривалось потепление именно при удвоении кон-

Таблица 1. Равновесная чувствительность ΔT_{EQ} (К), радиационный форсинг от учетверения CO_2 RF (Вт/м²), изменения верхней ΔC_H , средней ΔC_M , нижней ΔC_L и общей ΔC облачности (%/К⁻¹), коротковолнового ΔCRF_{SW} , длинноволнового ΔCRF_{LW} и суммарного ΔCRF радиационно-облачного форсинга (Вт/(м² К)), нормированных на величину изменения приповерхностной температуры

| | ΔT_{EQ} | RF | ΔC_H | ΔC_M | ΔC_L | ΔC | ΔCRF_{SW} | ΔCRF_{LW} | ΔCRF |
|----------|-----------------|-----|--------------|--------------|--------------|------------|-------------------|-------------------|--------------|
| Модель 1 | 3.6 | 6.6 | -0.20 | -0.65 | 0.55 | 0.13 | -0.39 | -0.55 | -0.94 |
| Модель 2 | 7.6 | 7.5 | -0.24 | -0.90 | -0.93 | -1.01 | 0.92 | -0.56 | 0.34 |
| Модель 3 | 8.1 | 7.7 | -0.05 | -0.82 | -0.93 | -0.84 | 0.80 | -0.38 | 0.42 |
| Модель 4 | 5.8 | 7.4 | -0.06 | -1.03 | -0.44 | -0.50 | 0.52 | -0.49 | 0.03 |
| Модель 5 | 5.0 | 7.8 | 0.18 | -0.18 | -0.02 | 0.07 | 0.08 | -0.28 | -0.20 |

центрации CO_2 . В то же время, с точки зрения статистической значимости, выполнение эксперимента с учетверением концентрации CO_2 предпочтительнее, потому что величина сигнала от увеличения CO_2 в этом случае сильнее отделена от величины шума, связанного с естественными колебаниями климата в модели. Мы же так делать не будем, чтобы не запутывать лишней раз читателя. В данной работе везде приводится реакция климата именно на учетверение концентрации CO_2 , без деления на 2.

Такой способ определения равновесной чувствительности предполагает линейность климатической системы, что, конечно, не совсем верно. Недостатки такого метода определения чувствительности и попытки предложить более точный метод представлены, например, в [10], однако на сегодняшний день метод [9] считается стандартным. Оценка радиационного форсинга вследствие учетверения концентрации CO_2 представленным методом тоже не слишком точна. Она может отличаться от результата, полученного вычислением форсинга по определению: путем вычислений атмосферных радиационных потоков при одинарной и учетверенной концентрации CO_2 и прочих равных условиях. Отличие может быть существенным, например, если в модели происходит быстрое приспособление к изменению CO_2 , существенно влияющее на баланс тепла и не пропорциональное величине глобального потепления [4, 11].

Продолжительность экспериментов для определения чувствительности составляла 150 лет для модели 1, согласно требованиям СМIP6. Для моделей 2–5 продолжительность экспериментов составляла 40 лет из-за ограниченности компьютерных ресурсов. Поэтому и для модели 1 вычисления проводились по первым 40 г. Расхождение с вычислениями по 150 г. составляет около 0.05 К, что, учитывая значительные различия в чувствительности между выбранными моделями, представляется приемлемым.

Может представлять интерес вопрос о том, как чувствительность модели соотносится с воспроиз-

ведением среднеклиматического состояния. Однако этот вопрос остается за рамками данной работы, и ему, вероятно, могут быть посвящены отдельные исследования. Обычно минимизация нормы ошибок воспроизведения среднеклиматического состояния требует долгой взаимной настройки всех параметризаций модели. Поэтому если мы в такой модели существенно меняем какой-либо параметр, не меняя остальных, норма ошибки воспроизведения основных климатических полей, как правило, лишь увеличивается. В нашем случае модель 1 настраивалась перед проведением численных экспериментов СМIP6, поэтому именно она имеет наименьшие систематические ошибки воспроизведения современного климата среди всех рассматриваемых в настоящей работе моделей.

РАВНОВЕСНАЯ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ МОДЕЛЕЙ

Результаты экспериментов по чувствительности приведены в табл. 1. Кроме величины равновесной чувствительности и оценки радиационного форсинга приведены также изменения доли, покрытой верхней (выше 400 гПа), средней (400–700 гПа) и нижней (ниже 700 гПа) облачностью, а также изменение радиационно-облачного форсинга в солнечной, длинноволновой части спектра и суммарного. Данные осреднены за 31–40 гг. экспериментов и нормированы на величину изменения приповерхностной температуры за эти же годы.

Равновесная чувствительность для модели 1 составляет 3.6 град. Полученное значение равновесной чувствительности соответствует представленному в [3] значению 1.83 для удвоения CO_2 . В модели 2 равновесная чувствительность более чем вдвое превышает аналогичную величину для модели 1 и составляет 7.6. Отличие обусловлено, очевидно, различной реакцией облаков на глобальное потепление. Нижняя облачность при потеплении увеличивается в модели 1 и уменьшает-

ся в модели 2. Отличие между моделями 1 и 2 в изменении облаков среднего яруса менее заметно, а облака верхнего яруса меняются в этих двух моделях практически одинаково. Изменение радиационно-облачного форсинга в модели 1 отрицательно, а в модели 2 положительно, причем почти все отличие обусловлено коротковолновой частью. Обращает на себя внимание и то, что оценка радиационного форсинга от учетверения CO_2 в модели 1 заметно меньше, чем в модели 2 и в остальных моделях. Причина этого исследовалась в [4] и состоит в том, что в модели 1 в результате быстрого приспособления к учетверению CO_2 уже в течение первого года возрастает количество облаков на нижней границе АПС. Действительное значение радиационного форсинга от учетверения CO_2 , вычисленное как разность балансов тепла на верхней границе атмосферы для состояния с доиндустриальным содержанием CO_2 и учетверенным, составляет около 8.0 Вт/м^2 и для модели 1, и для модели 2.

Возникают естественные вопросы о том, какие именно отличия одной параметризации от другой обуславливают столь большое различие в равновесной чувствительности, и нельзя ли, изменяя в разумных пределах параметризацию облачности в модели 2, сделать ее менее чувствительной. А также вопрос о том, можно ли еще увеличить равновесную чувствительность модели 2. Для ответа на эти вопросы рассмотрим результаты оценки равновесной чувствительности для остальных моделей.

В модели 2 верхняя облачность заметно уменьшается при глобальном потеплении, что должно уменьшать равновесную чувствительность. Это может происходить, по крайней мере частично, из-за уменьшения потока массы, порождаемого глубокой конвекцией. В модели 3 этот механизм искусственно отключен. В результате равновесная чувствительность модели еще немного увеличилась и составила 8.1 град. Уменьшение облачности верхнего яруса сократилось с 0.24 до $0.05\%/K$, то есть большая часть ее уменьшения в модели 2 обусловлена именно этим механизмом. Изменение облачно-радиационного форсинга в сторону нагревания произошло именно в длинноволновой части спектра, как и можно было ожидать.

Рассмотрим теперь, какова чувствительность моделей 4 и 5. Значительное уменьшение нижней облачности при потеплении обусловлено по крайней мере двумя факторами: уменьшением потока облачной массы в АПС и увеличением диссипации облаков вследствие перемешивания с окружающим воздухом, дефицит влаги в котором возрастает с ростом температуры. В модели 4 первый из этих двух механизмов отключен, и равновесная чувствительность модели 4 составляет 5.8 K , что заметно меньше, чем в модели 2.

Уменьшение облаков нижнего яруса сократилось с $0.93\%/K$ в модели 2 до $0.44\%/K$ в модели 4. Почти в 2 раза уменьшилось и изменение коротковолнового радиационно-облачного форсинга. При отключении и второго механизма в модели 5 уменьшения облачности нижнего яруса уже практически не происходит, облачность среднего яруса уменьшается немного, а облачность верхнего яруса немного увеличивается; облачность в целом в модели 5 немного увеличивается, как и в наименее чувствительной модели 1, в отличие от моделей 2–4. Равновесная чувствительность модели 5 составляет 5.0 град. Таким образом, вклад двух рассмотренных механизмов в различие чувствительности моделей 1 и 2 является определяющим. Уменьшение облачности при глобальном потеплении в модели 2 также полностью объясняется двумя механизмами, отключенными в модели 5. Оставшееся различие в чувствительности моделей 1 и 5 объясняется, по всей видимости, существенным увеличением нижней облачности в модели 1, происходящим вследствие быстрого приспособления, которое было подробно рассмотрено в [4]. На это указывает и различие в оценке радиационного форсинга RF для моделей 1 и 5.

До сих пор мы приводили лишь глобально осредненные результаты, однако интересен вопрос о том, где именно происходят те изменения облачности, которые, как мы видим, оказывают решающее влияние на чувствительность. На рис. 1 представлено осредненное вдоль круга широты изменение радиационно-облачного форсинга, нормированное на глобально осредненное изменение приземной температуры для моделей 1, 3 и 5. Данные моделей 3 и 5 существенно отличаются лишь в тропиках и субтропиках, а южнее 30° ю.ш. и севернее 40° с.ш. близки друг к другу. Это значит, что механизмы, влияющие на облачность и выраженные в формулах (3), (4), (5), существенно влияют на облака в низких широтах. В более высоких широтах основным механизмом генерации и диссипации облачности является, по-видимому, охлаждение при адиабатическом подъеме и нагревание при адиабатическом опускании. В то же время, данные модели 1 отличаются от данных моделей 3 и 5 практически на всех широтах. Это связано, по-видимому, с тем, что быстрое увеличение нижней облачности, связанное с усилением инверсии выше АПС вследствие учетверения CO_2 , происходит в модели 1 почти на всех широтах.

Отметим в заключение, что по данным 5 рассмотренных моделей коэффициент корреляции между величиной равновесной чувствительности и изменением радиационно-облачного форсинга равен 0.96 , т.е. более 90% дисперсии равновесной чувствительности линейно связаны с изменением радиационно-облачного форсинга.

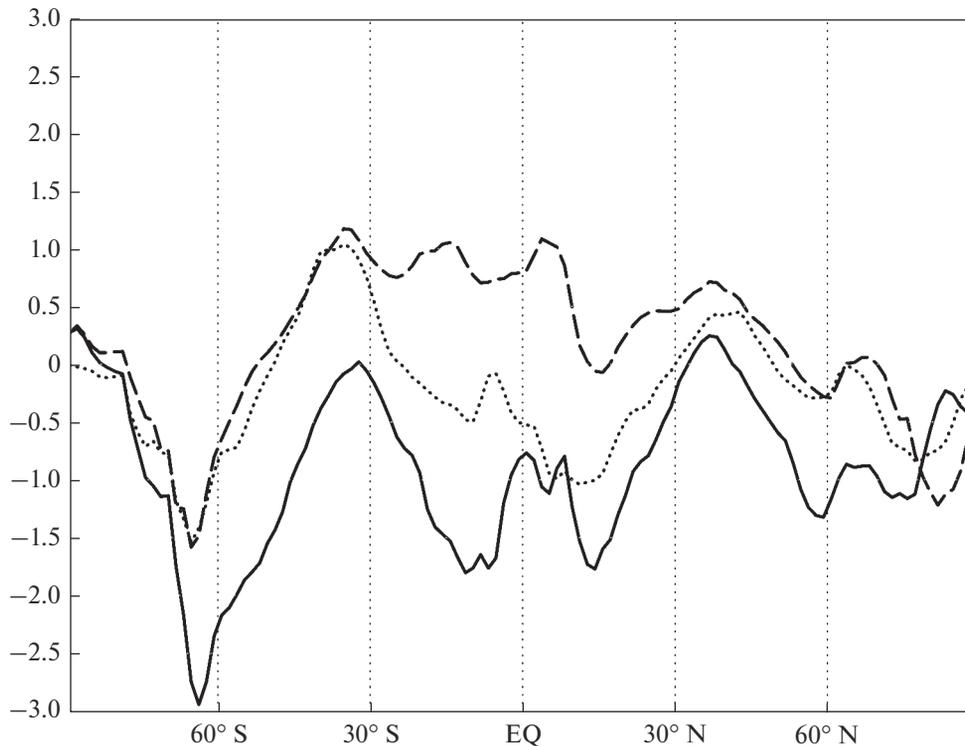


Рис. 1. Изменение облачного радиационного форсинга на верхней границе атмосферы при учетверении концентрации CO_2 , нормированное на изменение глобально осредненной приповерхностной температуры ($\text{Вт}/(\text{м}^2 \text{ К})$). Данные осреднены вдоль долготы. Модель 1 (сплошная линия), модель 3 (штриховая линия), модель 5 (пунктирная линия).

ВЫВОДЫ

Исследовано влияние изменений в параметризации облачности на равновесную чувствительность модели климата INM-CM4-8 к учетверению концентрации CO_2 в атмосфере. Было показано, что переход от диагностической схемы типа Смагоринского к прогностической [6] увеличивает равновесную чувствительность более чем в 2 раза, от 3.6 до 7.6 К. В модели с чувствительностью 3.6 К при потеплении происходит увеличение нижней облачности, связанное с усилением инверсии на верхней границе АПС. В модели с чувствительностью 7.6 К при потеплении облачность заметно уменьшается на всех уровнях. Отключение механизма, вызывающего уменьшение облачности глубокой конвекции при потеплении, увеличивает равновесную чувствительность с 7.6 до 8.1 К. Отключение механизма, вызывающего уменьшение облачности АПС при потеплении, уменьшает чувствительность до 5.8 К. Дополнительное отключение механизма, вызывающего большую диссипацию всех видов облачности при потеплении из-за большего дефицита удельной влаги в окружающем облака воздухе, уменьшает чувствительность модели до 5.0 К. В такой модели облачность всех ярусов при глобальном потеплении меняется мало, это показывает, что других механизмов, существенно влия-

ющих на изменение облачности при глобальном потеплении, в модели нет, либо они есть, но компенсируют друг друга. Только модификация параметризации облачности приводит к изменению равновесной чувствительности в диапазоне от 3.6 до 8.1 К. Это составляет большую часть диапазона изменения равновесной чувствительности для всех моделей CMIP6: 3.6–11.2 К.

Работа выполнена в ИВМ РАН при поддержке РНФ, грант 20-17-00190.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Flato G., Marotzke J., Abiodun B., Braconnot P., Chou S.C., Collins W., Cox P., Driouech F., Emori S., Eyring V., Forest C., Gleckler P., Guilyardi E., Jakob C., Kattsov V., Reason C., Rummukainen M. Evaluation of Climate Models // In: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley (Eds.): *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. New York, USA; Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press, 2013. С. 741–866.
2. Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. An Overview of CMIP5 and the experiment design // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2012. V. 93. P. 485–498.

3. *Zelinka M.D., Myers T.A., McCoy D.T., Po-Chedley S., Caldwell P.M., Ceppi P. et al.* Causes of higher climate sensitivity in CMIP6 models // *Geophys. Res. Lett.* 2020. V. 47. P. e2019GL085782.
<https://doi.org/10.1029/2019GL085782>
4. *Володин Е.М.* О возможных причинах низкой чувствительности климатических моделей к увеличению содержания углекислого газа // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2014. Т. 50. № 4. С. 350–355.
5. *Volodin E.M., Mortikov E.V., Kostykin S.V., Galin V.Ya., Lykossov V.N., Gritsun A.S., Diansky N.A., Gusev A.V., Iakovlev N.G., Shestakova A.A., Emelina S.V.* Simulation of the modern climate using the INM-CM48 climate model // *Russian J. Num. Anal. Math. Modelling.* 2018. V. 33. № 6. P. 367–374.
6. *Tiedtke M.* Representation of clouds in large-scale models // *Mon. Weather Rev.* 1993. V. 121. P. 3040–3061.
7. *Володин Е.М.* Представление потоков тепла, влаги и импульса в климатических моделях. Конвекция и конденсация // *Фундаментальная и прикладная климатология.* 2017. Т. 2. С. 26–41.
8. *Collins M., Knutti R., Arblaster J., Dufresne J.-L., Fichefet T., Friedlingstein P., Gao X., Gutowski W.J., Johns T., Krinner G., Shongwe M., Tebaldi C., Weaver A.J., Wehner M.* Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility // In: *T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley* (Eds.): *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* New York, USA; Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press. 2013. С. 1029–1136.
9. *Gregory J.M., Ingram W.J., Palmer M.A., Jones G.S., Stott P.A., Thorpe R.B., Lowe J.A., Johns T.C., Williams K.D.* A new method for diagnosing radiative forcing and climate sensitivity // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. P. L03205.
<https://doi.org/10.1029/2003GL018747>
10. *Rugenstein M., Bloch-Johnson J., Gregory J., Andrews T., Mauritsen T., Li C. et al.* Equilibrium climate sensitivity estimated by equilibrating climate models // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 47. P. e2019GL083898.
11. *Feldl N., Roe G.H.* The Nonlinear and Nonlocal Nature of Climate Feedbacks // *J. Climate.* 2013. V. 26. P. 8289–8304.

The Effect of Changes in Cloudiness Calculation on Model Equilibrium Climate Sensitivity to Increase of CO₂ Concentration

E. M. Volodin*

Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Gubkina str., 8, Moscow, 119333 Russia

**e-mail: volodinev@gmail.com*

The change in the equilibrium sensitivity of the INM-CM4-8 climate model to the quadrupling of the CO₂ concentration with changes in the cloudiness parameterization in this model is considered. It is shown that by regulating the account of various mechanisms of cloud formation and dissipation, it is possible to change the equilibrium sensitivity of the model in the range from 3.64 to 8.06 degrees, which more than half covers the range of this value for modern climate models. For this, the mechanisms of cloudiness formation in the atmospheric boundary layer and cloudiness dissipation by mixing clouds with unsaturated ambient air were regulated. Regulation of the mechanism of formation of convective clouds affects the sensitivity, but to a lesser extent.

Keywords: model, climate, sensitivity, cloudiness, parameterization, forcing