

УДК @@@

МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА В XX–XXII СТОЛЕТИЯХ С ПОМОЩЬЮ СОВМЕСТНОЙ МОДЕЛИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

© 2006 г. **Е. М. Володин, Н. А. Дианский**

Институт вычислительной математики РАН 119991 Москва, ул. Губкина, 8

E-mail: volodin@inm.ras.ru

Поступила в редакцию 30.03.2005 г., после доработки 20.09.2005 г.

Рассматриваются результаты численных экспериментов с совместной моделью общей циркуляции атмосферы и океана по воспроизведению изменений климата 20 столетия и моделированию возможных изменений климата в 21–22 столетиях согласно трем сценариям ИРСС изменения содержания парниковых и других газов, а также результаты экспериментов с удвоением и учетверением содержания CO_2 . В модели правильно воспроизводится величина повышения приповерхностной температуры воздуха в 20 столетии и такие особенности наблюдаемого изменения климата, как потепление 1940–1950 гг. и замедление потепления в 1960–1970 гг. Повышение температуры в 22 столетии по сравнению с концом 20 столетия составляет согласно модели от 2 К при самом умеренном сценарии до 5 К при самом теплом сценарии. Эта оценка немного меньше ожидаемого потепления, усредненного по данным всех моделей, представленных в третьем отчете ИРСС. По данным модели, в 22 столетии при всех сценариях в конце лета будет происходить полное или почти полное таяние морского льда в Арктике. Изменение уровня моря к 2200 г. составит согласно модели от 20 до 45 см по сравнению с концом 20 столетия.

ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших задач современной климатологии является проблема предсказания изменений климата в ближайшие столетия. Мы будем определять климат в узком смысле согласно определению, принятому в докладе ИРСС [1] (Intergovernmental Panel on Climate Change, созданной в 1988 г. под эгидой Всемирной метеорологической организации (ВМО)), где климат определяется как статистическое описание с точки зрения средних значений и изменчивости соответствующих количественных показателей (климатических характеристик) за период времени, от нескольких месяцев до тысяч или миллионов лет. Согласно определению ВМО, классический период осреднения составляет 30 лет (применительно к современному состоянию это 1961–1990 гг). Эти количественные показатели в большинстве случаев представляют собой приземные характеристики, такие, как температура, осадки и ветер и т.д. В более широком смысле климат – это ансамбль состояний, проходящий климатической системой за достаточно большой промежуток времени [2].

Согласно докладу ИРСС [1], наблюдаемые значимые изменения климата главным образом обусловлены антропогенным воздействием, связанным, в основном, с выбросом в атмосферу парниковых газов, аэрозолей и других загрязняющих веществ. Единственный инструмент, который обеспечивает количественные оценки будущих изменений климата – это численная модель кли-

матической системы Земли. Понимание энергетического баланса этой системы на базовом уровне означает, что простые модели типа Будыко [3] могут обеспечить грубую количественную оценку некоторых глобально усредненных характеристик климата. Однако более точные оценки обратных связей и региональных подробностей могут быть получены только благодаря сложным моделям климата [1].

Сложный характер процессов, происходящих в климатической системе, не допускает использования экстраполяции прошлых тенденций или статистических и прочих чисто эмпирических методов для получения перспективных оценок. Поэтому в настоящее время проводится международная программа CMIP (Coupled Model Incomparision Project, см. сайт <http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/cmip/index.php>) по сравнению прогнозов изменений климата, полученных с помощью различных моделей климата по сценариям, предложенным в [1], возможных будущих изменений содержания в атмосфере парниковых газов, аэрозолей и других загрязняющих веществ. Эта программа является следующим шагом по сравнению с аналогичным сравнением, которое проводилось в 2001 г. [4] и результаты которого отображены в третьем отчете ИРСС [1]. Результаты выполнения этой программы будут материалом для четвертого отчета ИРСС. Теперь в сравнении участвует большее количество моделей, каждая из которых стала более совершенной.

Целью данной работы является анализ откликов совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана, разработанной в ИВМ РАН, на возможные будущие изменения антропогенного воздействия. Эти отклики были получены в серии экспериментов, проведенных в рамках СМIP по сценариям [1]. Эти эксперименты были выполнены с новой версией совместной модели по сравнению с описанной в [5]. Подробное описание отличий новой версии от старой приведено в [6, 7].

В [8] был проведен анализ отклика предыдущей версии совместной модели атмосферы и океана ИВМ [5] на увеличение содержания CO_2 в атмосфере и сопоставление этого отклика с данными других моделей. Здесь изучался отклик на заданное увеличение концентрации CO_2 путем сравнения двух 80-летних расчетов, проведенных по сценарию, предложенному в проекте СМIP2 (см. <http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/cmip/index.php>).

В первом (контрольном) эксперименте концентрация CO_2 в атмосфере была задана неизменной и равной наблюдавшейся в конце XX столетия. Во втором эксперименте концентрация CO_2 увеличивалась на 1% в год.

Эксперименты, представленные в настоящей работе, проведены по более сложным и реалистичным сценариям с новой, улучшенной версией совместной модели общей циркуляции ИВМ РАН, чувствительность которой к внешнему воздействию возросла более чем в 1.5 раза, о чем будет сказано ниже. В России подобные эксперименты с моделью общей циркуляции атмосферы и океана проводятся впервые. В нижеследующих разделах представлено краткое описание новой версии совместной модели ИВМ, описана методика проведения экспериментов и приведен анализ полученных результатов, а также их сравнение с данными третьего отчета IPCC [1]. Кроме совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана в одном из экспериментов используется модель атмосферы с присоединенной к ней простой балансовой моделью теплосодержания однородного 50-метрового слоя океана. Хотя эта модель использует коррекцию потока тепла на поверхности океана, она позволяет быстро получить равновесный отклик на заданное внешнее воздействие, а так же оттенить роль циркуляции океана.

1. ОПИСАНИЕ СОВМЕСТНОЙ МОДЕЛИ И ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Для моделирования изменений климата использовалась новая версия совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана, разработанной в Институте вычислительной математики (ИВМ) РАН. Предыдущая версия модели подробно описана в [5], а ее изменения в [6, 7]. Приведем здесь ее краткое описание.

Полное описание модели общей циркуляции атмосферы приведено в [9]. Разрешение в атмосферном блоке составляет 5° по долготе, 4° по широте, по вертикали 21 уровень в σ -координатах. Уравнения гидротермодинамики решаются на сетке "С" по классификации Аракавы конечно-разностным методом, описанным в [10]. Модель включает параметризацию радиационных процессов [11], конвекции и конденсации [12], процессы в почве и на поверхности суши [13], гравитационно-волновое сопротивление [14, 15].

Подробное описание модели общей циркуляции океана и ее свойств приведено в работах [16, 17]. Модель основывается на примитивных уравнениях океана в приближениях Буссинеска, гидростатики и "твердой крышки", записанных в сферической изобатической σ -системе координат. Ее разрешение составляет $2.5^\circ \times 2^\circ$ по долготе и широте и 33 неравномерных уровня по глубине. Дискретизация уравнений динамики выполнена на сетке "С", обладающей малой диссипативностью. Использование сетки "С" позволяет при разрешении $2.5^\circ \times 2^\circ$ аппроксимировать расчетную область в проливах. Так, удается описать обмен солью Атлантики и Средиземного моря через Гибралтар, что очень важно для описания термохалинной циркуляции в Северной Атлантике, а также обмена через Берингов пролив. При численной реализации модели применяется метод расщепления [18] по физическим процессам и пространственным координатам. Этот метод позволяет эффективно реализовывать неявные методы интегрирования по времени. Параметризация вертикальных вязкости и диффузии выполнена согласно [19]. Модель включает также блок расчета морского льда [20], в котором учитывается термодинамика льда, но не учитывается его движение.

Обмен информацией между моделями атмосферы и океана происходит каждые 6 часов модельного времени. Этот промежуток времени служит и численным шагом модели океана. Внутри этого периода накапливаются, а затем осредняются рассчитываемые моделью атмосферы с шагом 1 час на поверхности океана потоки явного и скрытого тепла, пресной воды, импульса, суммарные (приходящие и уходящие) потоки длинноволновой и коротковолновой радиации. Пересчет полей с атмосферной на океаническую пространственные сетки осуществляется с помощью линейной интерполяции. Поскольку пространственная океаническая сетка мельче атмосферной, то для пересчета ТПО на атмосферную сетку использовалась процедура пространственного весового осреднения. Она заключается в том, что ТПО во всех узлах океанической сетки, попадающих в ячейку атмосферной сетки, брались с весом, пропорциональным площади пересечения соответствующей океанической ячейки с ячейкой атмосферной сетки. При стыковке моделей

атмосферы и океана не используется коррекция потоков тепла и импульса. Коррекция потока пресной воды применяется только в Гренландско-Норвежском, Баренцевом и Карском морях. Такая коррекция позволяет правильно воспроизводить термохалинную циркуляцию на севере Атлантики и не влияет непосредственно на такие элементы гидрологического цикла, как осадки, речной сток и т.д. При расчете потоков на поверхности океана в модели атмосферы температурой поверхности океана (ТПО) считается температура самого верхнего расчетного уровня океанической модели.

Совместная модель общей циркуляции атмосферы и океана реализована на 16-процессорном кластере Intel Itanium в ИВМ РАН. На 8-ми процессорах счет на 10-ти модельных лет занимает 1 сутки.

Воспроизведение климата конца XX столетия с помощью этой совместной модели описано в [7].

Кроме совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана в экспериментах используется также модель атмосферы с присоединенной к ней простой балансовой моделью теплосодержания однородного 50-метрового слоя океана. Эта модель также включает расчет морского льда и, кроме того, использует коррекцию потока тепла на поверхности. Такая упрощенная совместная модель позволяет быстро получить равновесный отклик на заданное внешнее воздействие, например увеличение содержания CO_2 .

С совместной моделью проведены следующие эксперименты, которые выполнялись в рамках международной программы СМIP.

1. Эксперимент по моделированию климата XX столетия (эксперимент XX). Начальное состояние для этого эксперимента получено следующим способом. Сначала в модели океана температура и соленость были заданы наблюдаемыми согласно данным [21], скорости течений были нулевыми, количество морского льда было равно нулю, а состояние атмосферы было взято из интегрирования модели атмосферы с заданным распределением температуры поверхности океана (ТПО). С этого начального состояния было проведено интегрирование модели на 160 лет, при котором содержание всех атмосферных составляющих соответствовало концу XX столетия. После этого был проведен счет на 80 лет, в котором содержание всех атмосферных составляющих соответствовало 1871 г. Состояние модели в конце этого счета было стартовым для эксперимента XX. В ходе этого эксперимента задавался реальный временной ход изменения концентрации в атмосфере углекислого газа (CO_2), метана (CH_4) и закиси азота (N_2O) – основных парниковых газов, связанных с деятельностью человека. Эти газы считались хорошо перемешанными, и их концен-

трация не зависела от пространственных координат. Были заданы также реальные изменения во времени содержания сульфатного аэрозоля, которое зависело от долготы и широты, оптической толщины вулканического аэрозоля, которая зависела от широты, а также солнечной постоянной. В модели учитывался только прямой эффект сульфатного аэрозоля. Прямой радиационный эффект изменения концентрации сульфатного аэрозоля в течение XX столетия в модели ИВМ был примерно в 1.5 раза больше средней оценки, представленной в [1], и составлял -0.75 Вт/м^2 . Временной ход всех использовавшихся внешних воздействий изображен на рис. 1. Данные получены из интернета, страница http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc.climate_forcing.php. Продолжительность эксперимента XX составляла 130 лет, т.е. расчет проходил до конца 2000 г.

2. Эксперименты по моделированию климата XXI–XXII столетий. Начальными данными этих экспериментов служило состояние модели, полученное в конце эксперимента XX, которое соответствовало началу 2001 г. Содержание углекислого газа, метана, закиси азота и сульфатного аэрозоля в XXI столетии соответствовало сценариям A1B, A2 и B1, предложенным IPCC (рис. 1). Поэтому будем обозначать эти эксперименты согласно сценарным аббревиатурам. Солнечная постоянная и содержание вулканических аэрозолей были заданы постоянными, наблюдавшимися в 2000 г. В течение XXII столетия содержание всех газовых составляющих соответствовало 2100 г. Продолжительность каждого из этих экспериментов составляла 200 лет.

3. Эксперимент (XXI) по моделированию климата XXI столетия в предположении, что концентрация всех газов соответствует 2000 г. В качестве начального состояния использовалось состояние модели в конце эксперимента XX. Продолжительность 100 лет.

4. Контрольный эксперимент (XXC), в котором концентрация всех газов, а также солнечная постоянная соответствовали 1871 г. Начальное состояние то же, что для эксперимента XX. Продолжительность эксперимента 330 лет.

5. Эксперимент 2CO_2 в котором задан рост содержания CO_2 со скоростью 1% в год до удвоения (в течение 70 лет), плюс 150 лет расчета с удвоенным содержанием CO_2 . Содержание остальных газов задано неизменным. Начальное состояние такое же, как для эксперимента XX. Продолжительность 220 лет.

6. Эксперимент 4CO_2 , в котором задан рост содержания CO_2 со скоростью 1% в год до учетверения (в течение 140 лет), плюс 150 лет расчета с учетверенным содержанием CO_2 . Начальное состояние такое же, как для эксперимента XX. Продолжительность 290 лет.

7. **Эксперимент SLC** по моделированию климата конца XX столетия с моделью с 50-метровым океаном. Продолжительность 60 лет, не считая 20 лет, в течение которых происходил выход на равновесный климат.

8. **Эксперимент**, отличающийся от SLC тем, что содержание CO_2 удвоено. Продолжительность 60 лет, не считая 20 лет, в течение которых происходил выход на равновесный климат.

2. РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Чувствительность модели климата к увеличению содержания парниковых газов принято характеризовать прежде всего следующими числами: повышением глобально осредненной температуры приземного воздуха при увеличении содержания CO_2 на 1% в год до удвоения, а также равновесным увеличением приземной температуры при удвоении содержания CO_2 в модели с 50-метровым однородным океаном. В модели ИВМ по данным эксперимента с увеличением содержания CO_2 на 1% в год потепление при удвоении CO_2 (годы 61–80) по сравнению с этими же годами контрольного эксперимента составляет 1.57 К. Это близко к среднему по всем моделям, участвовавшим в подобном эксперименте в рамках программы СМIP (Coupled Model Intercomparison Project) [4, 22]. Там среднее составляло 1.61 К. Разброс между моделями довольно велик. Так, минимальное потепление составляет всего 0.75 градуса, а максимальное 3.77 К. Однако эксперименты с моделями в рамках программы СМIP были проведены в основном в 2000–2001 гг.

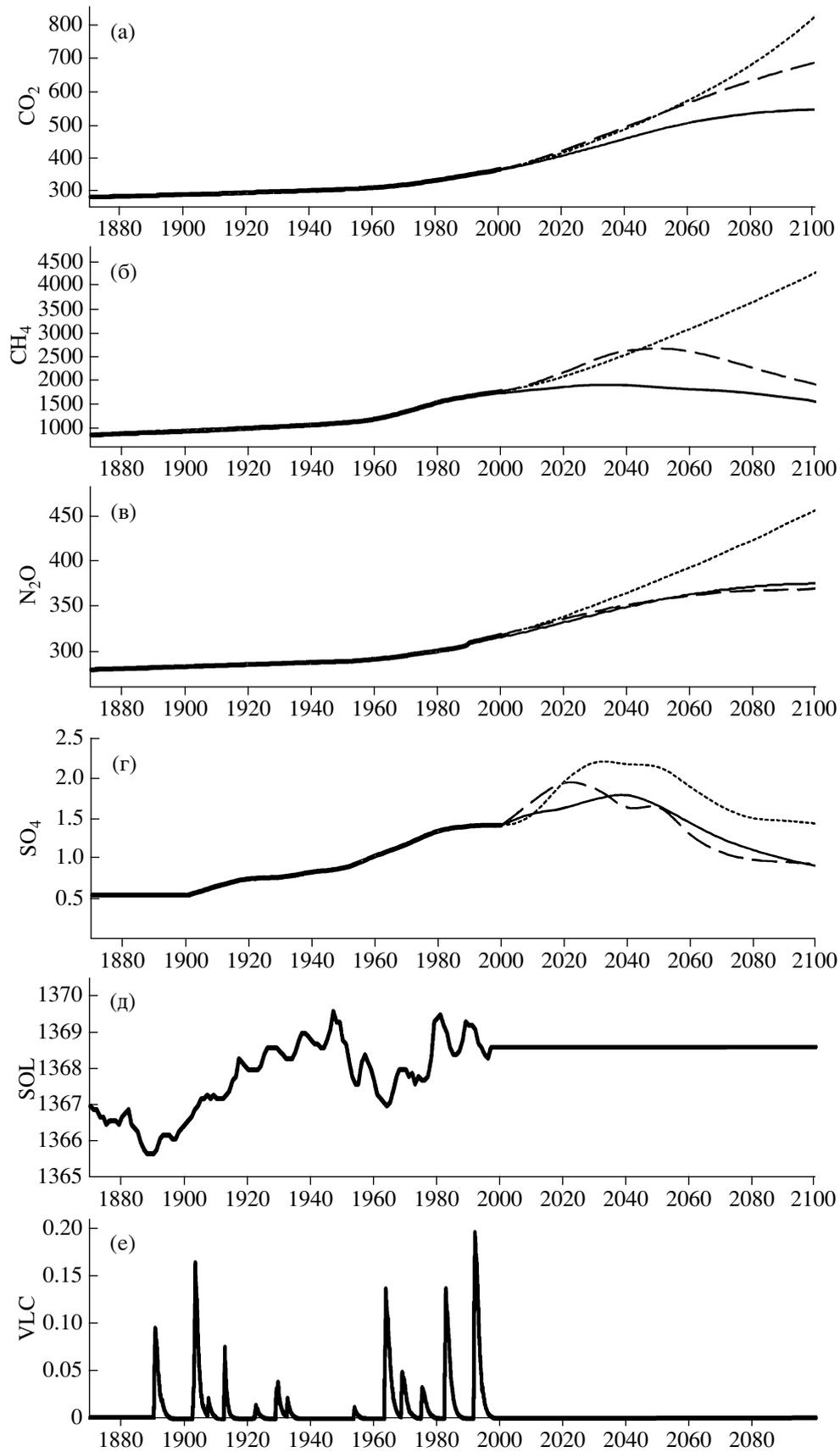
Согласно последним данным, для 12 моделей, проводивших такой эксперимент в 2004 г., среднее потепление составляет 1.81 К, минимальное 1.46 К, а максимальное 2.2 К (Meehl 2005, частное сообщение). Это означает, что среднее потепление в моделях немного возросло, а разброс между моделями сильно уменьшился. Модель ИВМ дает потепление в этом эксперименте несколько меньше среднего по всем моделям. Для этих же 12 моделей известна величина равновесного потепления в модели с верхним слоем океана при удвоении содержания CO_2 . Среднее потепление составляет 2.95 К, а для разных моделей оно изменяется от 2.10 до 3.95 К. В модели ИВМ равновесное потепление составляет 2.10 К, т.е. оно самое маленькое среди рассматриваемых моделей. Сравнение равновесного и неравновесного отклика модели позволяет

предположить, что в модели ИВМ с полным океаном в потеплении задействован более тонкий слой океана по сравнению с другими моделями. Это уменьшает расхождение между моделью ИВМ и средним по всем моделям в неравновесном эксперименте. Причины того, что чувствительность к удвоению содержания CO_2 в модели ИВМ значительно меньше средней по всем моделям, анализируются в [22]. Основной причиной является увеличение при потеплении количества нижней облачности в условиях более частого образования инверсии. В этой же работе оценивается вероятная чувствительность реальной климатической системы.

По сравнению с предыдущей версией совместной модели ИВМ [8], где потепление в модели с полным океаном при росте содержания CO_2 на 1% в год составляло 1.0 К, чувствительность модели возросла более чем в 1.5 раза. Это обусловлено, прежде всего, введением интерактивной модели морского льда. Потепление в полной модели в конце счета с удвоенным содержанием CO_2 (эксперимент 2CO_2 , годы 201–220) составляет по сравнению с аналогичными годами контрольного эксперимента 2.1 К, что совпадает с величиной равновесного потепления в модели с 50-метровым океаном. К этому моменту потепление у поверхности можно считать практически установившимся. То, что величина равновесного потепления в модели с полным и 50-метровым океаном почти совпадают, говорит о возможности исследования равновесной чувствительности с помощью моделей с 50-метровым океаном. Потепление в конце эксперимента по учетверению CO_2 (4CO_2 , годы 271–290) составляет 4.1 К по сравнению с аналогичными годами контрольного эксперимента. В этом случае потепление у поверхности также можно считать практически установившимся. Сравнение с потеплением в эксперименте 2CO_2 показывает, что зависимость величины равновесного потепления от логарифма роста концентрации CO_2 почти линейная.

Рассмотрим временной ход глобально осредненной температуры воздуха у поверхности в контрольном эксперименте, а также в экспериментах, моделирующих климат XX–XXII столетий (рис. 2). Средняя температура в контрольном эксперименте составляет 12.6°C, что на 1.4°C меньше оценки по данным наблюдений [23] для 1961–1990 гг. и примерно на 0.8–1.0 градуса меньше оценки для второй половины XIX столетия, для условий которого был выполнен контроль-

Рис. 1. Изменение содержания углекислого газа (частей на миллион) (а), метана (частей на миллиард) (б), закиси азота (частей на миллиард) (в), интегрального сульфатного аэрозоля ($\text{мг}/\text{м}^2$) (г), солнечной постоянной ($\text{Вт}/\text{м}^2$) (д) и интегральной оптической толщины вулканического аэрозоля (безразм.) (е) в экспериментах XX (жирная сплошная линия), V1 (тонкая сплошная линия), A1B (штриховая линия) и A2 (пунктирная линия).



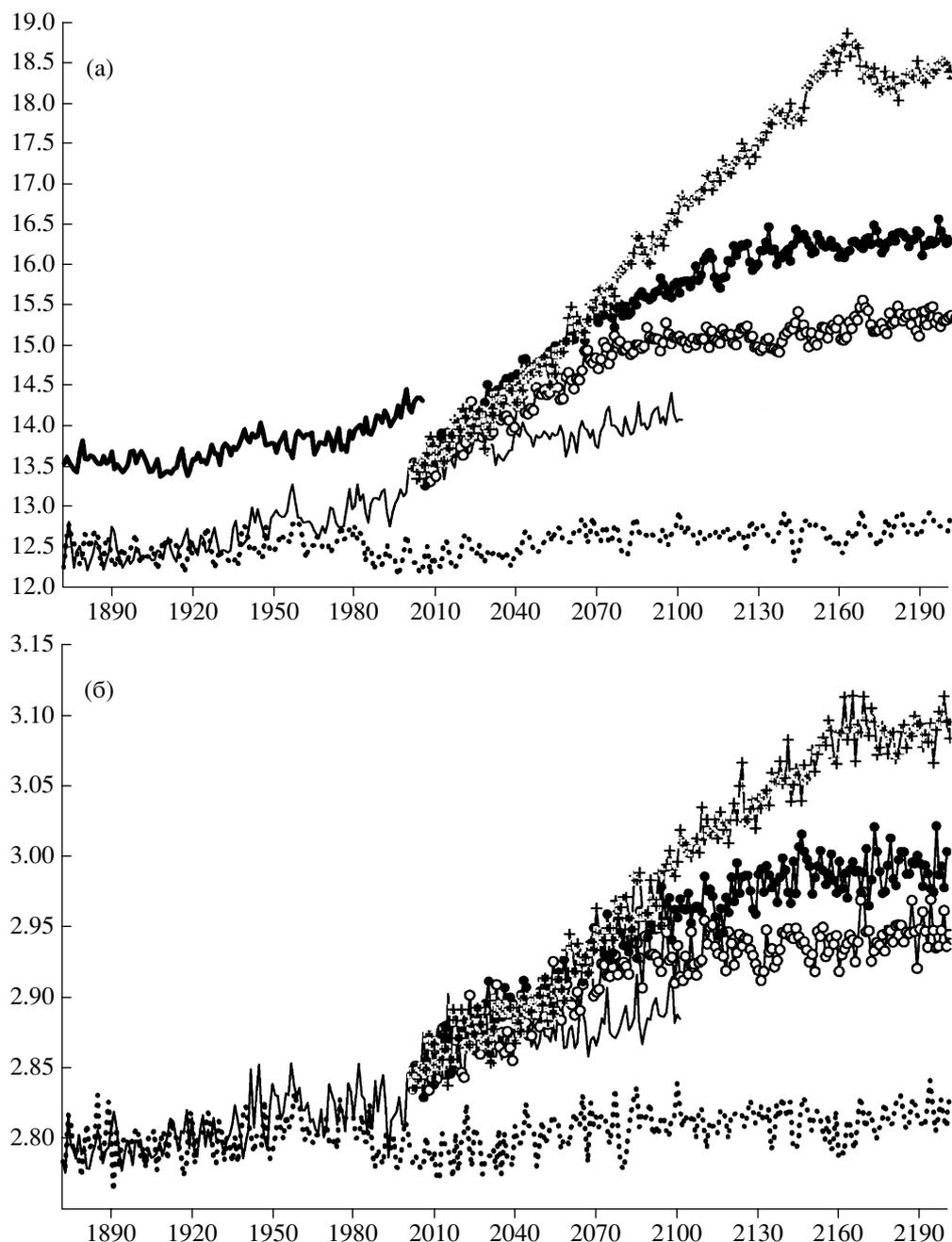


Рис. 2. Изменение интегральной температуры приземного воздуха, °С (а) и осадков, мм/сут (б) в контрольном эксперименте (пунктирная жирная линия), экспериментах XX и XXI (сплошная тонкая линия), V1 (открытые кружки), A1B (черные кружки) и A2 (крестики). Сплошной жирной линией на рисунке (а) показано наблюдаемое изменение температуры.

ный эксперимент. Тренд температуры в контрольном эксперименте положительный, его величина за 330 лет эксперимента не превосходит 0.2 К. В эксперименте, моделирующем климат XX столетия, уже к середине XX столетия заметно потепление по сравнению с контрольным экспериментом. К концу XX столетия повышение температуры достигает 0.7–0.8 градусов, что близко к наблюдаемому потеплению, которое со-

ставляет около 0.6–0.7 градуса. В данных контрольного эксперимента не удается найти такого временного отрезка, где потепление было бы столь же велико. Из этого можно сделать вывод о том, что потепление XX столетия, вероятнее всего, обусловлено не собственной изменчивостью системы атмосфера–океан, а внешними по отношению к ней воздействиями. Аналогичный

вывод делается и по результатам других моделей, чьи результаты использованы в [1].

Согласно нашей модели, в течение XXI столетия, даже при фиксации всех воздействий на уровне 2000 г. (эксперимент XXI), ожидается потепление примерно на 0.6 К за счет термической инерции океана. Повышение температуры в экспериментах В1, А1В и А2 более заметно и достигает к концу XXII столетия по данным модели соответственно 2, 3 и 5 К по сравнению с 2000 г. Небольшое добавочное потепление в эксперименте А2 в годы 2145–2165 обусловлено изменением в эти годы шага по времени в атмосферном блоке модели.

Временной ход глобально осредненных осадков в проведенных экспериментах представлен на рис. 2б. В контрольном эксперименте количество осадков составляет около 2.80 мм/сут. В эксперименте XX к 2000 году количество осадков увеличивается до 2.84 мм/сут. К концу эксперимента XXI осадки увеличиваются до 2.89 мм/сут, а к концу экспериментов В1, А1В и А2 количество осадков составляет соответственно 2.95, 2.99 и 3.10 мм/сут. Увеличение количества осадков в экспериментах, моделирующих потепление, происходит в основном пропорционально увеличению средней температуры у поверхности.

Сравним изменение температуры в эксперименте XX по отношению к контрольному эксперименту и оценку изменения температуры в 1871–2000 гг. по данным наблюдений [23] (рис. 3). Модель хорошо воспроизводит величину потепления в XX столетии, которое по данным наблюдений составляет около 0.6–0.7 К. Получаются в модели и такие особенности, как потепление в 1940–1950 гг., а также замедление потепления в 1960–1970 гг. Объяснением этих особенностей может быть максимум солнечной постоянной и минимум вулканических аэрозолей в 1940–1950 гг., а также и минимум солнечной активности и максимум вулканических аэрозолей в 1960–1970 гг. (рис. 1). Однако, как следует из хода температуры в контрольном эксперименте (рис. 2), эти особенности могут быть связаны с естественной изменчивостью в системе атмосфера–океан. В литературе также показывается, что эти особенности могут быть обусловлены как изменением солнечной постоянной и концентрации вулканических аэрозолей [24], так и внутренней изменчивостью в системе атмосфера–океан [25].

Сравним изменение температуры в конце XXI столетия по данным модели ИВМ с данными других моделей из [1]. При сценарии В1 потепление в 2091–2110 гг. по отношению к 1991–2010 гг. составляет в модели ИВМ 1.7 градуса. По данным всех моделей потепление при этом сценарии составляет от 1.1 до 2.5 К (среднее значение 1.8 К). Для сценария А1В аналогичное потепление по данным модели ИВМ составляет 2.3 К, а по дан-

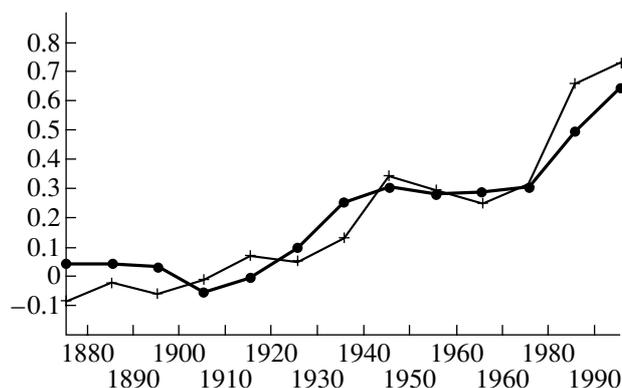


Рис. 3. Изменение глобально осредненной приземной температуры воздуха в 1871–2000 гг. по данным наблюдений [23] (жирная линия) и разность данных эксперимента XX и контрольного (тонкая линия). Данные осреднены за десятилетия.

ным всех моделей от 1.8 до 3.8 К (среднее 2.8 К). Для сценария А2 потепление по данным модели ИВМ составляет 3.2 К, а по данным всех моделей от 2.5 до 4.7 К (среднее 3.6 градуса). Для всех трех сценариев потепление в модели ИВМ немного меньше среднего по всем моделям, что согласуется с данными эксперимента по моделированию неравновесного отклика на удвоение CO_2 . В XXII столетии, несмотря на сохранение внешних воздействий на уровне 2100 г., потепление продолжается и составляет 0.3 К для сценария В1, 0.5 К для сценария А1В и 1.5 градуса для сценария А2. Небольшие изменения температуры в XXII столетии в экспериментах А1В и особенно В1 объясняются тем, что концентрация метана, вклад которого в парниковый эффект существен, согласно этим сценариям во второй половине XXI столетия уменьшалась (рис. 1). Поэтому, несмотря на рост CO_2 , к 2100 году климатическая система была не очень далека от равновесия. В то же время, в сценарии А2 происходил рост концентрации CO_2 и метана вплоть до конца XXI столетия, поэтому к 2100 г. климатическая система была далека от равновесия, и потепление в XXII столетии при сценарии А2 было сильнее, чем для сценариев А1В и В1.

Изменение температуры при глобальном потеплении неоднородно по поверхности. На рис. 4 представлена разность температуры воздуха у поверхности за годы 2151–2200 эксперимента А1В и годы 1951–2000 эксперимента XX. Потепление максимально в Арктике и достигает там 10 К. На территории России повышение температуры составляет 5–7 К. На остальной части континентов теплеет на 3–5 градусов. Меньше всего теплеет над тропическими океанами и южным океаном (2–3 К). Такое распределение потепления характерно для большинства моделей и близко к результатам, полученным осреднением данных всех

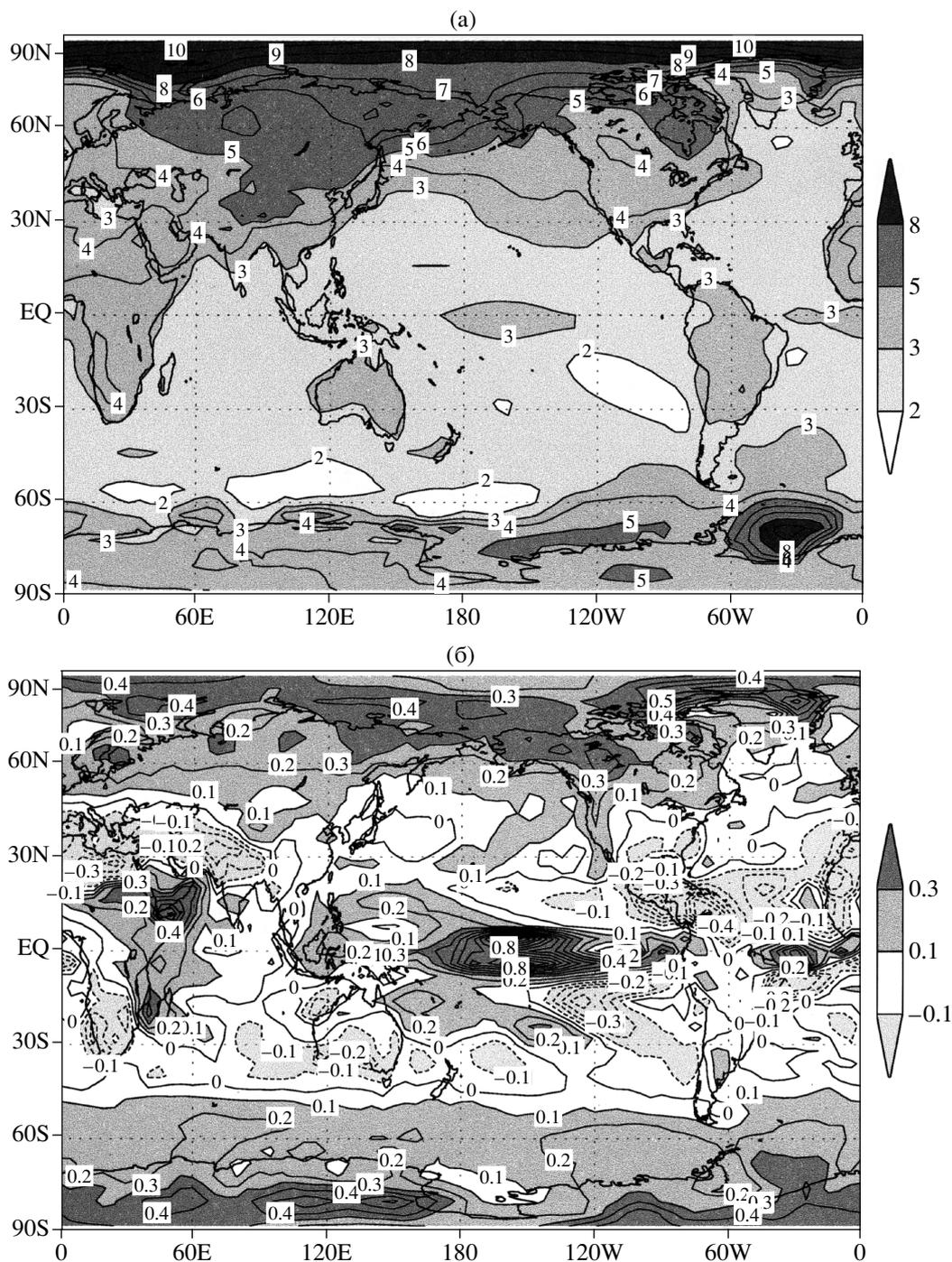


Рис. 4. Изменение температуры, К (а) и относительное изменение осадков, безразм. (б) в 2151–2200 гг., эксперимент А1В, по сравнению с 1951–2000 гг., эксперимент ХХ.

моделей, участвовавших в программе СМIP [СМIP]. Изменение осадков при потеплении в модели ИВМ (рис. 4) также типично для большинства моделей. Осадки возрастают в умеренных и высоких широтах обоих полушарий на 20–40%, а также над тропиками Тихого океана. Уменьшаются осадки на большей части субтропиков и над тропиками Атлантики.

Максимумы потепления в Арктике, а также к востоку от Антарктического полуострова, достигаются за счет сильного таяния морского льда в конце летнего сезона. На рис. 5 изображена площадь морского льда в Северном полушарии в марте и сентябре для контрольного эксперимента и экспериментов ХХ, В1, А1В, А2. В марте площадь льда в контрольном эксперименте остается

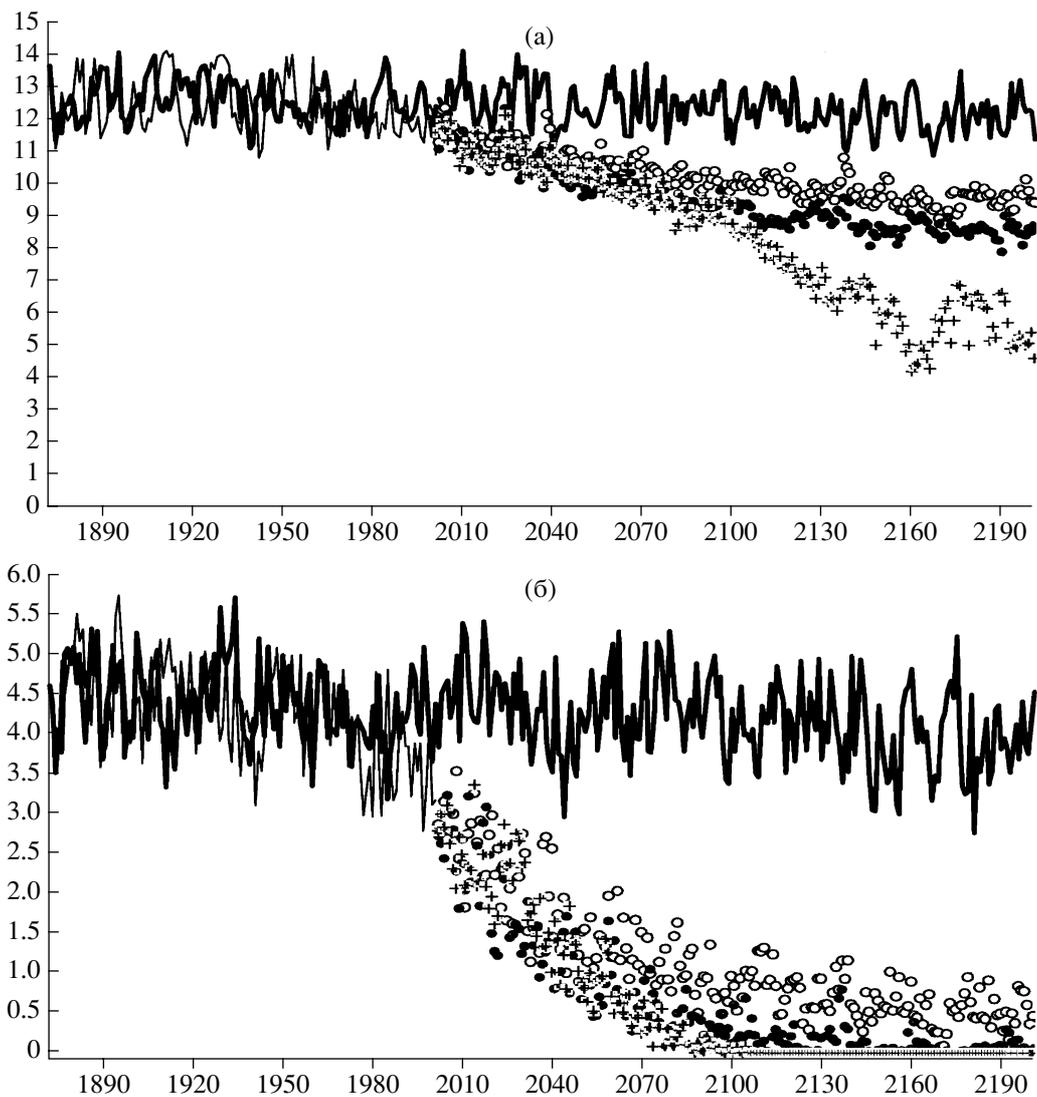


Рис. 5. Площадь морского льда в Северном полушарии (млн. км²) в марте (а) и сентябре (б) по данным контрольного эксперимента (жирная линия), эксперимента XX (тонкая линия), экспериментов B1 (открытые кружки), A1B (черные кружки), A2 (крестики).

почти постоянной, происходят лишь высокочастотные колебания, и отмечается небольшой отрицательный тренд. В экспериментах B1, A1B и A2 происходит уменьшение площади льда в марте. К концу XXII столетия уменьшение достигает соответственно 20%, 30% и 50%. В сентябре изменения площади морского льда еще сильнее. Уже к концу XX столетия площадь льда в эксперименте XX уменьшается на 20–25% по сравнению с контрольным. В XXII столетии в эксперименте A2 льда в Арктике нет совсем, в эксперименте A1B он остается к сентябрю только в некоторые годы, а в эксперименте B1 лед остается, но его площадь составляет только 10–20% от площади в контрольном эксперименте.

Согласно данным наблюдений [26], в конце XX столетия в июле–сентябре площадь арктического морского льда была на 20–25% меньше, чем в середине столетия, а площадь льда в январе–марте за последние полвека практически не изменилась. Это соответствует данным модели, приведенным на рис. 5.

В Антарктике площадь льда уменьшается не так сильно, как в Арктике (рис. 6). В сентябре уменьшение площади льда там составляет в конце XXII столетия примерно 20%, 30% и 40% для экспериментов B1, A1B и A2 соответственно. В марте площадь льда в конце XXII столетия в экспериментах B1, A1B и A2 составляет соответственно 50%, 30% и 5% от площади в контрольном эксперименте. Кроме этого, в Антарктике в контрольном эксперименте

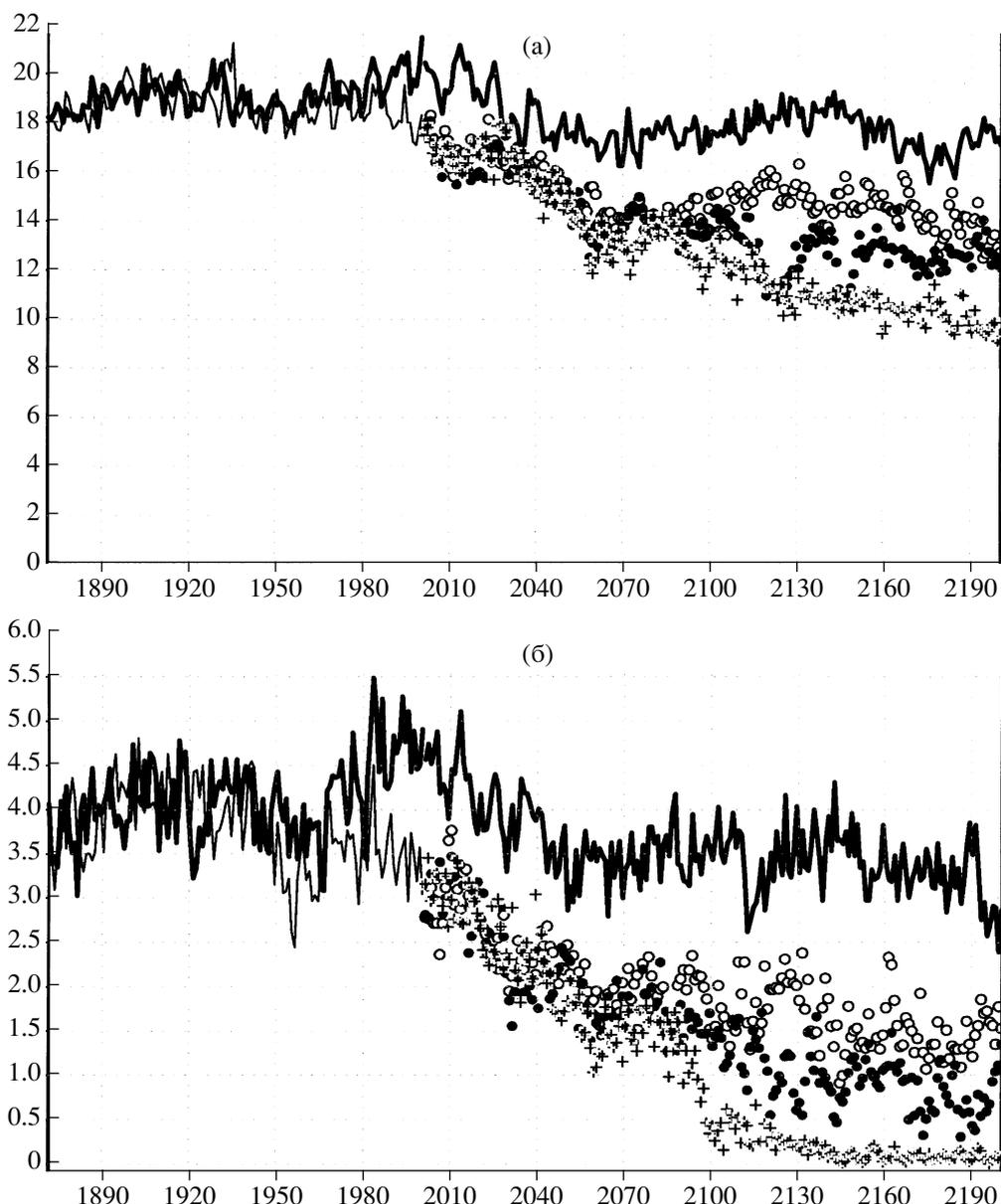


Рис. 6. Площадь морского льда в Южном полушарии (млн. км²) в сентябре (а) и марте (б) по данным контрольного эксперимента (жирная линия), эксперимента XX (тонкая линия), экспериментов B1 (открытые кружки), A1B (черные кружки), A2 (крестики).

те видна значительная изменчивость, амплитуда которой в марте достигает 20–30% от средней площади.

По данным экспериментов XX, XXI, B1, A1B и A2 вычислен отклик изменения уровня моря на изменения внешних воздействий, заданных в этих экспериментах. Считалось, что изменение уровня моря складывается из изменения плотности воды (термическое расширение) и изменения баланса накопления и таяния льда в Гренландии и Антарктике. Для вычисления термической составляющей считалось, что в 1871 г. уровень моря

был равен 0 м, а распределение глубины соответствует заданной в модели океана. После этого вычислялось изменение средней плотности воды вследствие изменений температуры и солености в соответствии с уравнением состояния, используемым в модели океана, и обусловленное этим изменение уровня моря.

Вклад в изменение уровня моря баланса льда в Антарктиде и Гренландии вычислялся следующим образом. Было вычислено количество осадков, выпавших на континентальный лед в виде снега S , и количество растаявшего льда M , осредненные

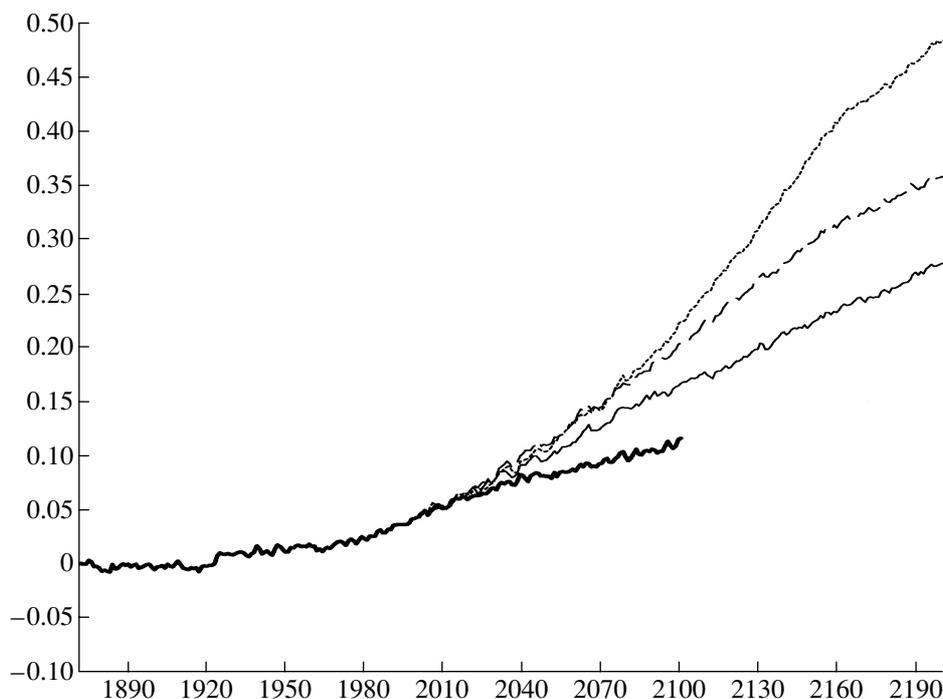


Рис. 7. Изменение уровня моря (м) в экспериментах XX и XXI (сплошная жирная линия), V1 (тонкая линия), A1B (штриховая линия) и A2 (пунктирная линия) по отношению к контрольному эксперименту.

за 130 лет контрольного эксперимента (1871–2000 гг.). Считалось, что в контрольном эксперименте континентальный лед находится в равновесии, и количество льда R , отколовшегося от Гренландии и Антарктиды, в среднем за 130 лет точно соответствует его приросту за счет разности между накоплением и таянием: $R = S - M$. Считалось, что вычисленная таким образом скорость стока льда в океан R одинакова для любого года и для любого численного эксперимента. Изменение уровня моря вследствие изменения баланса континентального льда B вычислялось как $B = S - M - R$. Полное изменение уровня моря является суммой изменения уровня вследствие термического расширения и изменения баланса континентального льда.

Изменение уровня моря в экспериментах XX, XXI, V1, A1B, A2 по сравнению с контрольным экспериментом изображено на рис. 7. По данным модели, в течение XX столетия повышение уровня моря составило 4 см, что примерно в 2 раза меньше, чем оценка по данным наблюдений, приведенная в [1]. Занижение может быть связано с тем, что модель не учитывает таяние небольших горных ледников, а также с тем, что в глобальное потепление в модели вовлечен более тонкий слой океана, чем в реальной климатической системе. В эксперименте XXI повышение уровня моря продолжается и достигает к концу XXI столетия 11 см. Повышение уровня моря к концу XXII столетия для сценариев V1, A1B и A2 составляют соответственно 27 см, 36 см и 48 см. Повышение

уровня моря вследствие термической инерции океанов продолжается в XXII столетии, когда внешние воздействия фиксированы, почти с такой же скоростью, как и в XXI столетии. Основной вклад в повышение уровня моря по данным модели вносит термическое расширение. Вклад изменения баланса льда Гренландии и Антарктиды не превосходит 2–3 см, причем для экспериментов XXI, V1 и A1B этот вклад в основном отрицателен, т.е. при сравнительно небольшом глобальном потеплении увеличение количества выпавшего снега превосходит увеличение таяния.

Сравнение повышения уровня моря в модели ИВМ с данными других моделей, приведенными в [1], показывает, что эта величина в модели ИВМ является одной из самых низких среди всех моделей. Так, для всех моделей изменение уровня моря в 2100 г. по сравнению с 1990 г. составляет для сценария V1 от 8 до 56 см, для сценария A1B от 13 до 69 см, для сценария A2 от 16 до 74 см. В модели ИВМ эти величины равны 11 см, 16 см и 18 см для экспериментов V1, A1B и A2 соответственно. Однако последнее сравнение моделей, результаты которого должны быть представлены в готовящемся четвертом отчете IPCC, показывают, что разброс между моделями по этому показателю уменьшился в основном за счет уменьшения верхней границы оценки (J. Gregory 2005, частное сообщение). Согласно данным 11 моделей, повышение уровня океана в 2100 г. по сравнению с 1990 г. может составить от 9 до 27 см при сценарии V1, от

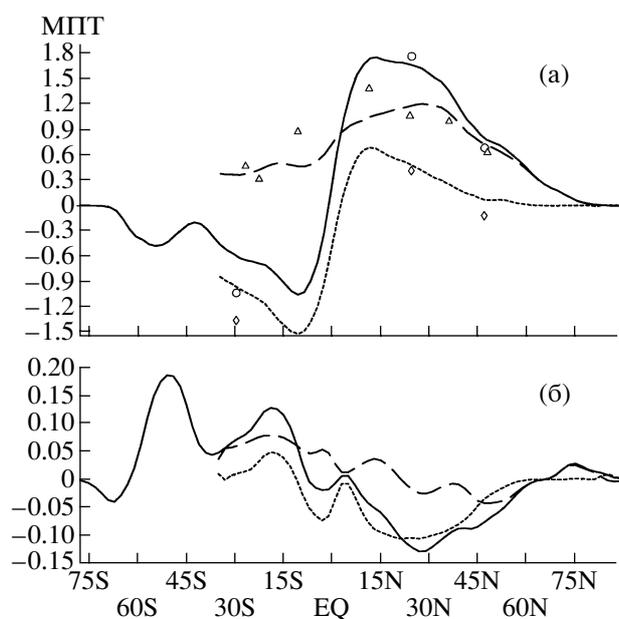


Рис. 8. Меридиональные переносы тепла (МПТ) (а) и их отклики (б) в совместной модели для глобального океана (сплошная линия), Атлантического океана (штриховая линия), Тихого и Индийского океанов вместе (пунктир). На рис. (а) приведены значения оценок меридионального переноса тепла из [27] для глобального океана (кружки), Атлантики (треугольники), Индийского и Тихого океанов (ромбики). Положительные значения МПТ соответствуют переносу тепла на север, а отрицательные – на юг.

12 до 36 см при сценарии А1В и от 15 до 36 см при сценарии А2. Повышение уровня в XX столетии по данным всех моделей согласно этому сравнению изменяется от 0 до 7 см, а для модели ИВМ оно составляет 4 см. Таким образом, по данным последнего сравнения, повышение уровня моря в модели ИВМ находится в том же интервале, что и данные остальных моделей. Обратим внимание и на то, что разброс в оценке повышения уровня моря между моделями гораздо больше, чем разброс для одной и той же модели, но для разных сценариев.

2.1. Отклик в океане

В этом разделе мы рассмотрим интегральные характеристики отклика в океане. Модель океана, как компонент совместной модели, имеет небольшой тренд в глубинных слоях, проявляющийся во всех характеристиках. Этот тренд обусловлен особенностями модели океана, а также некоторой несбалансированностью потоков тепла и пресной воды на поверхности океана. Сюда же следует отнести и неполную сбалансированность стока рек с осадками. Поэтому, чтобы выявить отклик океана на глобальное потепление, мы рассмотрим отклик океана как осредненные

за последние 30 лет разности в его характеристиках эксперимента по наиболее вероятному сценарию А1В и контрольного эксперимента ХХС. Далее именно эти разности мы будем ассоциировать с откликами в океане на глобальное потепление.

Важным фактором поддержания климатического равновесия Земли служит меридиональный перенос тепла (МПТ) океаном. На рис. 8а показаны осредненные за последние 30 лет контрольного эксперимента ХХС МПТ для глобального океана, Атлантического океана, суммарного в Тихом и Индийском океанах. Положительные значения МПТ соответствуют переносу тепла на север, а отрицательные – на юг. Широтное распределение МПТ вполне соответствует средним по всем моделям, участвующим в программе СМIP, показанным в [1, 4]. Для сравнения приведены значения оценок меридионального переноса тепла из [27] для глобального океана (кружки), Атлантики (треугольники), Индийского и Тихого океанов (ромбики), которые согласуются с редкими прямыми оценками по данным наблюдений [28]. В новой версии совместной модели ИВМ РАН амплитуды МПТ увеличились, что приблизило модельные величины к оценкам по данным наблюдений. Так глобальный МПТ увеличился приблизительно на 0.5 ПВт как в Северном, так и Южном полушариях по сравнению с предыдущей версией совместной модели [5]. Рассчитанный глобальный среднегодовой МПТ имеет максимумы около 1.8 ПВт в Северном и –1 ПВт в Южном полушариях на широтах около 10°.

Величина среднегодового теплопереноса в Атлантике (рис. 8б, штриховая линия) достигает максимума 1.2 ПВт на 30°N и далее убывает вместе с поворотом на восток и уменьшением интенсивности Гольфстрима и Северо-Атлантического течения. В Южном полушарии перенос тепла определяется, главным образом, процессами в Тихом и Индийском океанах. Совместный перенос тепла в этих океанах на юг (рис. 8б, пунктирная линия) достигает максимума 1.4 ПВт на 15°S. Следует отметить, что величина теплопереноса в Северном полушарии увеличилась в основном за счет увеличения МПТ в Атлантике, а в Южном – за счет переноса в Тихом и Индийском океанах.

Интенсификация МПТ в океане является положительным эффектом модернизаций, проведенных в совместной модели. Ранее эта величина была на уровне самых малых из моделей СМIP. Эта интенсификация объясняется усилившейся интенсификацией меридиональной циркуляции в верхних слоях океана, которая, в свою очередь, увеличилась как за счет усиления пассатных ветров в совместной модели, так и перехода при численной реализации модели океана на сетку “С”, отличающуюся меньшей диссипативностью по сравнению с сеткой “В”, используемой в предыдущей версии модели.

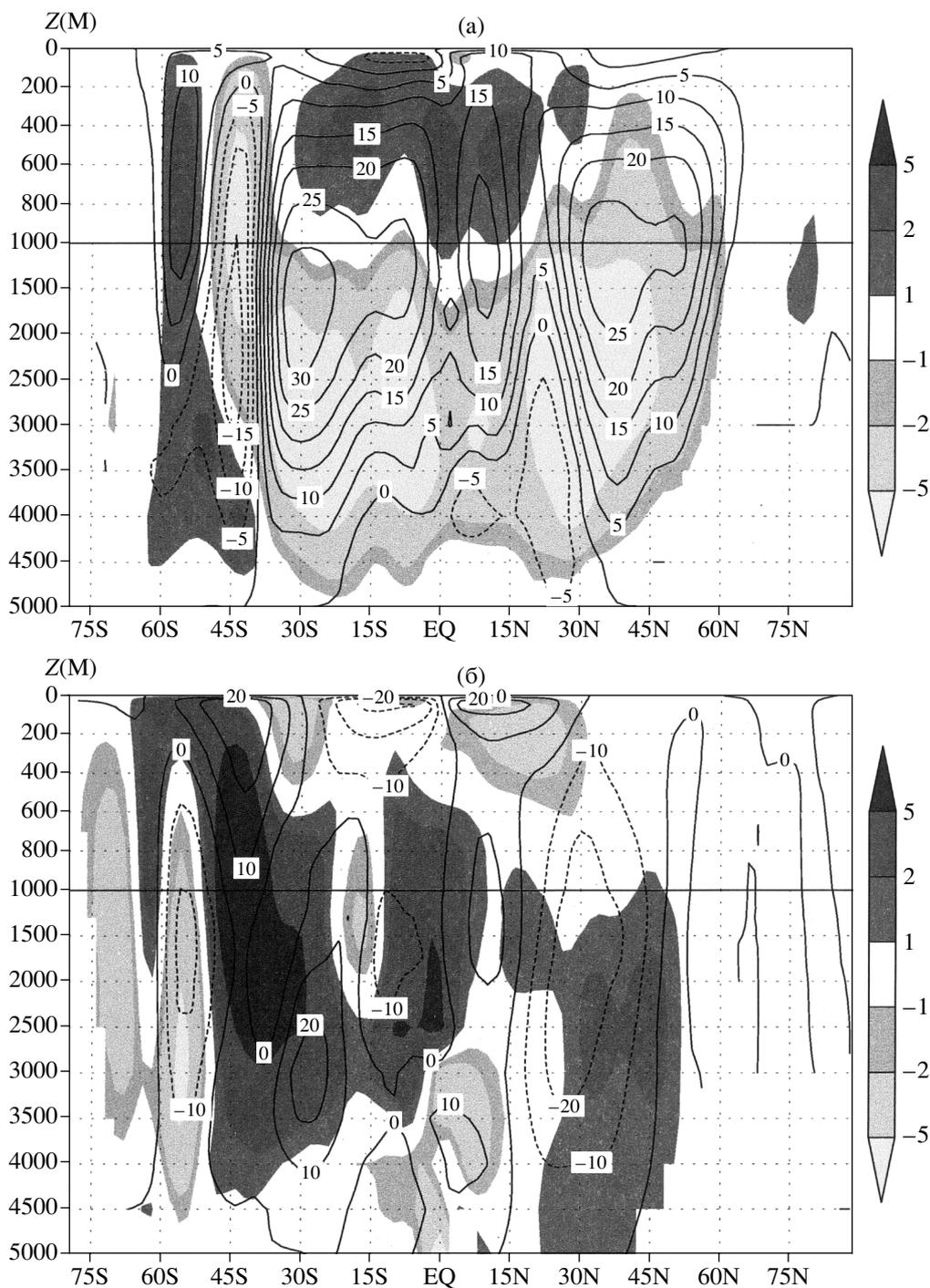


Рис. 9. Функция тока зонально-средней меридиональной циркуляции и ее отклик в Атлантическом океане (а) и в Тихом и Индийском океанах вместе (б). Сплошными изолиниями показаны положительные значения меридиональной функции тока, соответствующие движению по часовой стрелке, а пунктирными – отрицательные значения, соответствующие движению против часовой стрелки. С помощью затемнения разной интенсивности со шкалой градаций справа от рисунков показан отклик в меридиональной циркуляции на увеличение содержания CO₂.

На рис. 8б показаны изменения в МПТ, обусловленные изменением климата при сценарии А1В для глобального океана, Атлантического океана, суммарного переноса в Тихом и Индийском океанах. Характер глобального отклика в

МПТ формируется так, чтобы ослабить интенсивность глобального МПТ в контрольном эксперименте. Рис. 8б показывает, что отклик в глобальном МПТ формируется за счет откликов в Атлантике и в Тихом и Индийском океанах, име-

ющих совершенно разный характер. При этом ослабление в Северном полушарии обусловлено в основном уменьшением МПТ в тропиках Тихого океана, а в Южном – в тропической Атлантике.

Пространственная структура отклика в МПТ может формироваться откликами в меридиональной циркуляции и/или меридиональном распределении температуры океана. За исключением волнообразного отклика в МПТ в области экватора, основные изменения МПТ вызваны соответствующими изменениями в меридиональной циркуляции в Атлантическом и Тихом океанах, показанными на рис. 9. На этом рисунке показаны отклики для функции тока зонально-осредненной циркуляции в Атлантике и Тихом и Индийском океанах на фоне самой зонально-осредненной циркуляции.

Из рис. 9 следует, что положительный отклик в МПТ в тропиках Южного полушария (рис. 8б) вызван положительной ячейкой отклика циркуляции в верхнем слое Южной Атлантики с центром приблизительно на 15°S и глубине 400 м, а отрицательный отклик в МПТ в тропиках Северного полушария вызван положительной ячейкой отклика меридиональной циркуляции в верхнем слое Тихого океана с центром приблизительно на 15°N и глубине 300 м. Здесь следует отметить, что на формирование как самого МПТ, так и его отклика, наибольшее влияние оказывает меридиональная циркуляция в верхнем слое океана, поскольку приповерхностные секторы циркуляционных ячеек переносят более теплые приповерхностные воды, чем глубинные секторы, и, следовательно, в большей мере определяют перенос тепла. Меридиональная циркуляция и ее изменчивость в глубинных слоях океана оказывает меньшее воздействие на МПТ, поскольку переносит воды глубинных слоев со слабой вертикальной стратификацией. Поэтому обширная глубинная отрицательная ячейка отклика меридиональной циркуляции в Атлантическом океане не оказывает существенного воздействия на МПТ. Это справедливо и для меридиональной циркуляции в Тихом и Индийском океане.

Довольно значимый пик в отклике меридиональной циркуляции в Южном океане вызван, как показывает рис. 9б, в основном откликом в секторе Тихого и Индийского океана. Этот отклик соответствует увеличению переноса тепла к Антарктиде, что должно приводить к дополнительному фактору таяния морского льда в этом регионе.

Волнообразный отклик в МПТ в области экватора вызван довольно значительным потеплением ТПО в этой области в Тихом океане (см. рис. 4а), когда теплые воды из этой области разносятся приэкваториальными ячейками меридиональной циркуляции.

За неимением места мы не показываем отклик в солености океана. Отметим только, что отклик в солености океана на поверхности океана в зна-

чительной мере определяется изменением баланса пресной воды на поверхности океана, связанного в основном с изменением осадков (см. рис. 4б). При этом в Тихом океане наблюдается распреснение, а в Атлантическом, в основном, осолонение поверхностных вод (особенно в тропиках). Такой характер перераспределения потока пресной воды на поверхности океана должен приводить к повышению уровня в Тихом океане и его уменьшению в Атлантическом. Отклик в солености находит свое отражение в меридиональном переносе пресной воды, который формируется как откликом в меридиональной циркуляции, так и изменением солености в основном в верхних слоях океана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С моделью общей циркуляции атмосферы и океана ИВМ проведены эксперименты по моделированию изменений климата при удвоении и учетверении содержания CO_2 , по воспроизведению климата XX столетия при заданном наблюдаемом изменении внешних воздействий, моделирование изменений климата в XI–XXII столетиях согласно сценариям B1, A1B и A2, а также контрольный эксперимент для условий 1871 г. продолжительностью 330 лет. Неравновесная чувствительность к удвоению содержания CO_2 в модели ИВМ немного меньше средней по всем моделям, и составляет 1.57 К. Однако равновесная чувствительность модели атмосферы с однородным 50-метровым океаном является самой низкой среди рассматриваемых моделей и составляет 2.1 К. Модель хорошо воспроизводит наблюдаемые изменения приповерхностной температуры воздуха в 1871–2000 гг. Потепление за XX столетие составляет в модели 0.7 К, что близко к оценке по данным наблюдений.

В модели получают такие особенности наблюдаемого временного хода температуры, как потепление в 1940–1950 гг. и замедление потепления в 1960–1970 гг. Повышение средней температуры воздуха у поверхности в конце XXII столетия по сравнению с концом XX столетия составляет по данным модели около 2 К, 3 К и 5 К для сценариев B1, A1B и A2 соответственно. Это немного меньше средней величины для всех моделей, выполнявших такие эксперименты [1]. Максимальное потепление происходит в Арктике. Для всех сценариев в модели происходит сильное уменьшение площади морского льда в Арктике в конце летнего сезона, а для сценариев A1B и A2 лед в Арктике в XXII столетии к концу лета тает практически полностью. Повышение уровня океана в модели в 2100 г. по сравнению с 1990 г. составляют для сценариев B1, A1B и A2 11 см, 16 см и 18 см соответственно. Эти величины являются одними из самых низких для моделей, результаты которых приведены в [1].

Отклик в МПТ в на глобальное потепление формируется, в основном, за счет изменений, происходящих в структуре меридиональной циркуляции и теплзапаса в тропиках Тихого океана. Отклик в Атлантике указывает на усиление северо-направленного потока тепла. В Тихом и Индийском океанах, наоборот, происходит усиление переноса тепла в южном направлении. Наблюдается довольно значимый пик в отклике меридиональной циркуляции в Южном океане, соответствующий увеличению переноса тепла к Антарктиде, вызванный, в основном, откликом в секторе Тихого и Индийского океана.

В заключение отметим, что правильное воспроизведение временного хода температуры в XX столетии не гарантирует того, что прогнозы с помощью этой модели на XXI–XXII столетия, даже при допущении того, что будет точно выполнен один из рассмотренных сценариев изменения внешних воздействий, тоже будут правильными. Это связано с тем, что имеются большие неопределенности в оценке изменения радиационного воздействия в XX столетии, связанные прежде всего с неопределенностью воздействия сульфатного аэрозоля, оценки которого изменяются от 0 до -2 Вт/м² [1]. Поэтому неправильная чувствительность модели к изменению концентрации парниковых газов может быть скомпенсирована неправильным изменением радиационного форсинга от сульфатного аэрозоля, и в результате воспроизведение потепления в XX столетии окажется правильным. В XXI столетии, согласно рассмотренным сценариям, концентрация парниковых газов будет возрастать, в то время как концентрация сульфатного аэрозоля будет возрастать только в начале XXI столетия, а затем уменьшится (рис. 1). Поэтому не исключено, что модель, правильно воспроизводящая потепление в XX столетии, может занижать или завышать потепление в XXI–XXII столетиях.

Авторы выражают свою признательность В.П. Дымникову за полезные советы и постоянное внимание к работе над созданием и использованием совместной модели ИВМ РАН.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты №№ 03-05-64358 и 02-05-64909), программы № 17 фундаментальных исследований Президиума РАН “Параллельные вычисления и многопроцессорные вычислительные системы”, Минпромнауки РФ (грант НШ-1958-2003-5) и ИНТАС (грант 01-0732).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Climate Change 2001. The Scientific basis. Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds: J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs et al. Cambridge, 2001. 881 p.
2. Дымников В.П., Филатов А.Н. Основы математической теории климата. М.: ВИНТИ, 1994.
3. Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 351 с.
4. Covey C., AchutaRao K.M., Lambert S.J., Taylor K.E. Intercomparison of present and future climates simulated by coupled ocean-atmosphere GCMs // PCMDI Report № 66. 2000. P. 1–20.
5. Дианский Н.А., Володин Е.М. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 6. С. 824–840.
6. Володин Е.М., Дианский Н.А. Воспроизведение Эль-Ниньо в совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // Метеорология и гидрология. 2004. № 12. С. 5–14.
7. Дымников В.П., Лыкосов В.Н., Володин Е.М. и др. Современные проблемы вычислительной математики и математического моделирования. Моделирование климата и его изменений // Юбилейный сборник в 2-х томах к 80-летию Г.И. Марчука и 25-летию ИВМ РАН. М.: Наука, 2005. Т. 2. С. 13–137.
8. Володин Е.М., Дианский Н.А. Отклик совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана на увеличение содержания углекислого газа. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 2. С. 193–210.
9. Алексеев В.А., Володин Е.М., Галин В.Я. и др. Моделирование современного климата с помощью атмосферной модели ИВМ РАН // Препринт ИВМ № 2086-B98. 1998. 180 с.
10. Галин В.Я., Володин Е.М., Смышляев С.П. Модель общей циркуляции атмосферы ИВМ РАН с динамикой озона // Метеорология и гидрология. 2003. № 5. С. 13–23.
11. Галин В.Я. Параметризация радиационных процессов в атмосферной модели ИВМ // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34. С. 380–389.
12. Betts A.K. A new convective adjustment scheme. Pt I. Observational and theoretical basis // Quart. J. Roy. Met. Soc. 1986. V. 112. P. 677–691.
13. Володин Е.М., Лыкосов В.Н. Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность-почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. 1. Описание и расчеты с использованием локальных данных наблюдений // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34. № 4. С. 453–465.
14. Palmer T.N., Shutts G.J., Swinbank R. Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization // Quart. J. Roy. Met. Soc. 1986. V. 112. P. 1001–1031.
15. Hines C.O. Doppler spread parameterization of gravity wave momentum deposition in the middle atmosphere. Pt 2. Broad and quasimonochromatic spectra, and implementation // J. Atm. Sol. Terr. Phys. 1997. V. 59. P. 387–400.
16. Дианский Н.А., Багно А.В., Залесный В.Б. Сигма-модель глобальной циркуляции океана и ее чувствительность к вариациям напряжения трения ветра // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 38. № 4. С. 537–556.

17. Саркисян А.С., Залесный В.Б., Дианский Н.А. Современные проблемы вычислительной математики и математического моделирования. Математические модели циркуляции океанов и морей // Юбилейный сборник в 2-х томах к 80-летию Г.И. Марчука и 25-летию ИВМ РАН. М.: Наука, 2005. Т. 2. С. 174–276.
18. Марчук Г.И. Методы вычислительной математики. М.: Наука, 1980. 535 с.
19. Pacanovsky R.C., Philander G. Parametrization of vertical mixing in numerical models of the tropical ocean // J. Phys. Oceanogr. 1981. V. 11. P. 1442–1451.
20. Яковлев Н.Г. Совместная модель общей циркуляции вод и эволюции морского льда Северного Ледовитого океана. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. V. 39. № 3. С. 394–409.
21. Steele M., Morley R., Ermold W. A global ocean hydrography with a high quality Arctic Ocean // J. Climate. 2001. V. 14. № P. 2079–2087.
22. Володин Е.М. и группы – участники СМIP. Связь величины глобального потепления и баланса тепла на поверхности земли при увеличении содержания углекислого газа Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40. № 3. С. 306–313.
23. Jones P.D., New M., Parker D.E. et al. Surface air temperature and its changes over the past 150 years // Rev. Geophys. 1999. V. 37. P. 173–199.
24. Meehl G.A., Washington W.M., Ammann C.M. et al. Combination of natural and anthropogenic forcings in twentieth-century climate // J. Climate. 2004. V. 17. P. 3721–3727.
25. Broccoli A.J., Dixon K.W., Delworth T.L. et al. Twentieth-century temperature and precipitation trends in ensemble climate simulations including natural and anthropogenic forcing // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. P. 4798–4812.
26. Waple A.M., Schnell R.C., Stone R.S. State of climate in 2003. Polar climate // Bull. Am. Met. Soc. 2004. V. 85. P. S29–S34.
27. Macdonald A. M., Wunsch C. An estimate of global ocean circulation and heat fluxes // Nature. 1996. V. 382. P. 436–439.
28. Hall M.M., Bryden H.L. Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport // Deep-sea res. 1982. V. 29. P. 339–359.