

Федеральная служба России
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

ТРУДЫ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
ИМ. А. И. ВОЕЙКОВА

выпуск

550

МОДЕЛИРОВАНИЕ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ И КЛИМАТА

*Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук В. П. Мелешко
канд. физ.-мат. наук Б. Е. Шнеерова*



Санкт-Петербург
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
2001

приисо

06
778

УДК 551.5

Рассматриваются вопросы моделирования климата и общей циркуляции атмосферы, а также гидродинамического долгосрочного прогноза погоды.

В сборнике изложено современное состояние глобальной модели общей циркуляции атмосферы ГГО и результаты исследования с ее помощью особенностей теплового и водного балансов на водосборах крупных рек мира. Исследованы различные методы параметризации конвекции, применяемые в моделях. Дано описание разработанной в ГГО региональной климатической модели.

Ряд публикуемых статей посвящен результатам использования гидродинамической модели ГГО для долгосрочного метеорологического прогноза на месяц и исследованию сезонной предсказуемости режимов атмосферной циркуляции.

Сборник рассчитан на широкий круг специалистов в области физики атмосферы, моделирования атмосферных процессов и прогноза погоды, а также преподавателей и студентов вузов гидрометеорологических специальностей.

Сборник научных трудов

Труды ГГО

Выпуск 550

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ
АТМОСФЕРЫ И КЛИМАТА**

Оригинал-макет подготовлен ГГО им. А. И. Воейкова

ЛР № 020228 от 10.11.96 г.

Подписано в печать 28.12.01. Формат 60 × 84 1/16. Бумага офсетная. Печать офсетная. Печ. л. 11,5. Усл. печ. л. 10,7. Усл. кр.-отт. 10,93. Уч.-изд. л. 10,64. Тираж 300 экз. Индекс 166/02.

Гидрометеоздат. 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38.

М 1502000000-66
069(02)-01

© Главная геофизическая обсерватория
им. А. И. Воейкова, 2001 г.



376393

*Б. Е. Шнейров, В. П. Мелешко, В. А. Матюгин, П. В. Спорышев,
Т. В. Павлова, С. В. Вавулин, И. М. Школьник, В. А. Zubov,
В. М. Гаврилина, В. А. Говоркова*

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ГЛОБАЛЬНОЙ МОДЕЛИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ ГГО (ВЕРСИЯ MGO-2)

Введение

Численное моделирование процессов в атмосфере, океане и криосфере стало в настоящее время основным инструментом исследования изменений погоды и климата. Глобальные и региональные гидродинамические модели общей циркуляции атмосферы и океана успешно используются в научных центрах разных стран мира в целях прогноза погоды и изучения предполагаемых изменений климата в ближайшие десятилетия под воздействием естественных и антропогенных факторов. Для развития и совершенствования моделей и методов исследований организован ряд международных программ, проводимых под эгидой ВМО, ЮНЕП и других международных организаций.

В ГГО работы по созданию и совершенствованию гидродинамических моделей общей циркуляции атмосферы ведутся на протяжении более, чем 30 лет, и прошли ряд этапов. В 1975 году в отделе динамической метеорологии ГГО была разработана полусферная трехуровневая конечно-разностная модель атмосферы, в которой были учтены основные физические процессы, формирующие термодинамический режим атмосферы [2]. С помощью этой модели был выполнен ряд исследований по влиянию различных естественных и антропогенных факторов на климатический режим отдельных регионов Северного полушария [1,3,4].

Следующим этапом развития численного моделирования в ГГО явилось создание в 1983 г. глобальной спектральной пятиуровневой модели общей циркуляции атмосферы, в которой были применены более совершенные методы параметризации основных климатообразующих процессов, по сравнению с применявшимися ранее в конечно-разностной модели [9]. В дальнейшем указанная модель непрерывно развивалась в направлении увеличения ее пространственного разрешения и совершенствования схем параметризации физических процессов с учетом новых данных об атмосфере и подстилающей поверхности и результатов международных сравнений различных моделей атмосферы. На этой основе к

1993 г. был создан базовый вариант модели T30L14, подробное описание которого приведено в работе [10]. Эта модель (в дальнейшем именуемая MGO-1), имеющая среднее разрешение по горизонтали в 300 км и включающая 14 слоев в атмосфере, три слоя в почве и верхний квазиоднородный слой океана, активно использовалась для исследования короткопериодных исследований климата и разработки ансамблевых методов оперативного долгосрочного прогноза погоды на сроки до одного месяца.

С целью уменьшения систематических погрешностей, присущих многим моделям атмосферы и выявившихся в процессе участия этих моделей в международном проекте сравнения глобальных моделей общей циркуляции атмосферы AMIP [40], в котором принимала участие и модель ГГО, в эту модель был внесен ряд усовершенствований в схемы расчета облачности и механизмов ее взаимодействия с радиационными потоками в атмосфере [11].

Организация следующего этапа международной программы AMIP II и инициализация в его рамках ряда важных проектов по диагностике современного климата, а также разработка в ГГО технологического модуля оперативной модели гидродинамического прогноза погоды и проведение исследований по предполагаемым антропогенным изменениям климата в 21 веке привели к необходимости дальнейшего развития глобальных моделей, а получение архивов более точных и общедоступных климатологических данных, в частности, полученных на основе реанализа данных наблюдений [41] дало возможность существенного усовершенствования ряда блоков модели путем учета в них новых существенных физических факторов. Это касается, в первую очередь, расчета гидрологического цикла и процессов на поверхности почвы с учетом растительного и снежного покровов.

Быстрое развитие вычислительных ресурсов дало возможность также увеличить разрешение модели и с применением новых методов параметризации климатообразующих физических процессов разработать новую версию глобальной модели общей циркуляции атмосферы ГГО-MGO-2. Ниже изложены основные ее характеристики.

1. Основные характеристики модели MGO-2

1.1. Структура модели

Новый вариант модели MGO-2 (T42L14) является дальнейшим развитием глобальной модели MGO-1 [10,11]. Модель основана на решении системы уравнений динамики атмосферы с учетом всех основных физических процессов, определяющих циркуляционный и термодинамический режим атмосферы: перенос солнечной и длинноволновой радиации в облачной атмосфере, горизонтальную диффузию, конвекцию, фазовые преобразования влаги, гидрологические процессы на поверхности суши с учетом накопления и расхода тепла и влаги в почве и растительном покрове, эволюцию снежного и ледового покровов.

Прогностическими переменными модели являются вертикальная составляющая вихря скорости, горизонтальная дивергенция, логарифм приземного давления, температура воздуха и удельная влажность. Система уравнений модели, записанных в сигма-системе координат по вертикали и в сферических координатах по горизонтали, решается с помощью метода спектрально-сеточного преобразования с применением треугольного усечения рядов по сферическим функциям. Для интегрирования уравнений системы по времени используется двухшаговая схема с шагом 22,5 мин.

В отличие от предыдущих версий модели в данном варианте предусмотрено также использование нового, полулагранжева метода решения уравнения переноса влаги в атмосфере. Краткое описание этого метода приведено в разделе 3.

В новом варианте модели (с усечением T42) используется сетка с 128 узлами вдоль круга широты ($\Delta\lambda = 2.8125^\circ$) и 64 гауссовыми широтами. Среднее разрешение по горизонтали составляет, примерно, 220 км.

Увеличение горизонтального разрешения модели привело к необходимости использования более детальных географических распределений таких характеристик, как конфигурация материков и океанов, рельеф и альbedo поверхности суши, параметр шероховатости, а также новых значений коэффициента горизонтальной диффузии и ряда других параметров. Ниже приведены основные сведения об этих изменениях.

1.2. Горизонтальная диффузия

Процессы крупномасштабной горизонтальной диффузии вихря скорости, дивергенции, тепла и влажности в модели с усечением T42 описываются с помощью линейного оператора четвертого порядка, в котором волновое число усечения l_c (см. [10]), принято равным нулю, а для коэффициентов диффузии $K_{d\chi}$ выбраны следующие значения:

$K_{d\chi} = 1.5 \cdot 10^{16} \text{ м}^4/\text{с}$ - для дивергенции, температуры и влажности и

$K_{d\chi} = 0.75 \cdot 10^{16} \text{ м}^4/\text{с}$ - для вихря скорости.

1.3. Начальные и граничные условия

Начальные поля прогностических переменных формируются из массива исходных данных о состоянии атмосферы за конкретный срок путем интерполяции этих данных на сетку модели. Для проведения исследований климата и его изменений эти исходные данные берутся из результатов выполненных ранее численных экспериментов. При использовании модели с целью расчета долгосрочных прогнозов начальные поля строятся по фактическим данным, проинтерполированным на сетку модели, с применением специальной процедуры формирования ансамблей начальных полей [8].

Конфигурация материков, а также их рельеф и поля дисперсии рельефа получены по массиву данных Американских Военно-морских Сил (US Navy dataset) высокого разрешения ($10'$) на широтно-долготной сетке [15]. Спектральное представление поля рельефа было получено путем его разложения в ряд по сферическим функциям, причем для исключения мелкомасштабных возмущений коэффициенты разложения сглаживались с помощью экспоненциального фильтра. Контуры материков определялись по условию, что доля суши в элементарной ячейке, где одновременно присутствуют и водная поверхность и суша, превышает 5 %.

Шероховатость подстилающей поверхности для материков получена путем объединения массива шероховатости, обусловленной рельефом и городской застройкой, с данными по шероховатости растительного покрова [29]. Эти данные, полученные для более мелкой сетки, были осреднены применительно к сетке модели T42L14.

Исходное среднее годовое поле альбеда свободной от снега земной поверхности получено на основе архива MPI [29].

Поля рельефа, шероховатости и альбеда представлены на рис. 1-4.

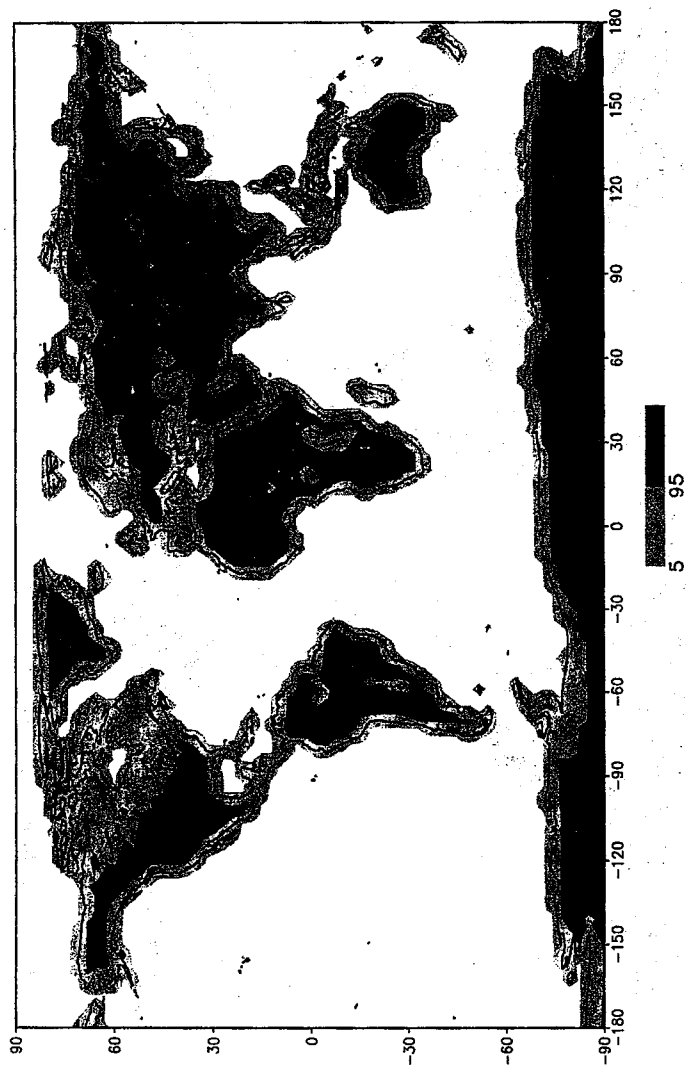


Рис. 1 Распределение материков и океанов в спектральной модели T42 с неоднородной подстилающей поверхностью в узлах сетки. Светло-серая штриховка – области, где доля суши в ячейке модельной сетки составляет от 5 до 95 %, темная штриховка – области, где доля суши составляет более 95 % площади ячейки.



Рис.2. Поле крупномасштабного рельефа (м).

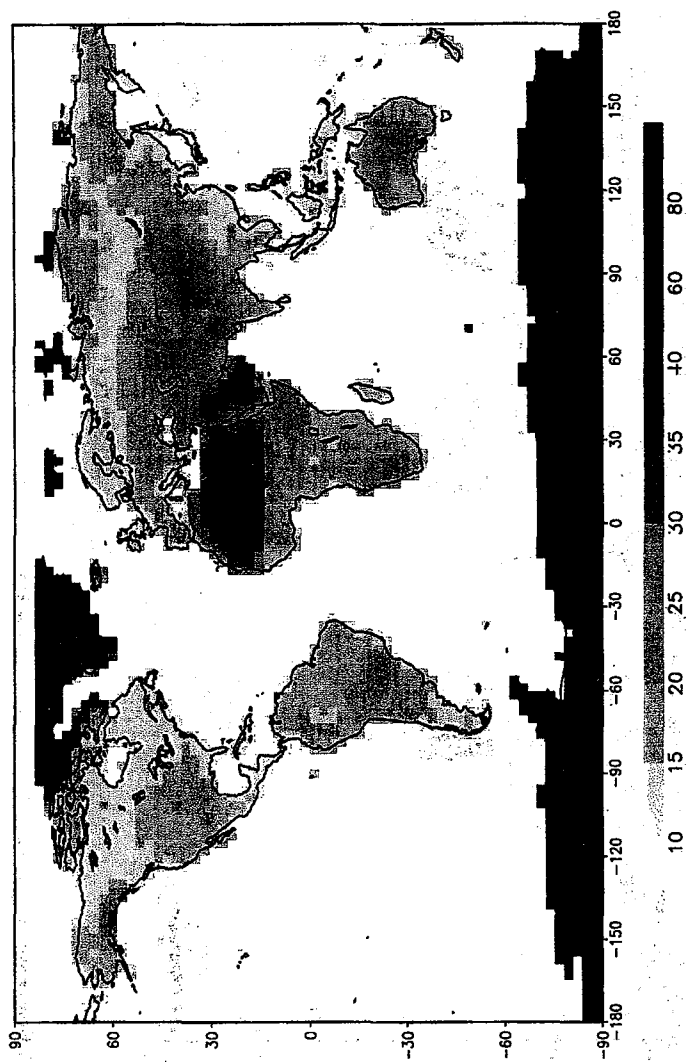


Рис.3. Поле среднегодового альbedo континентов.

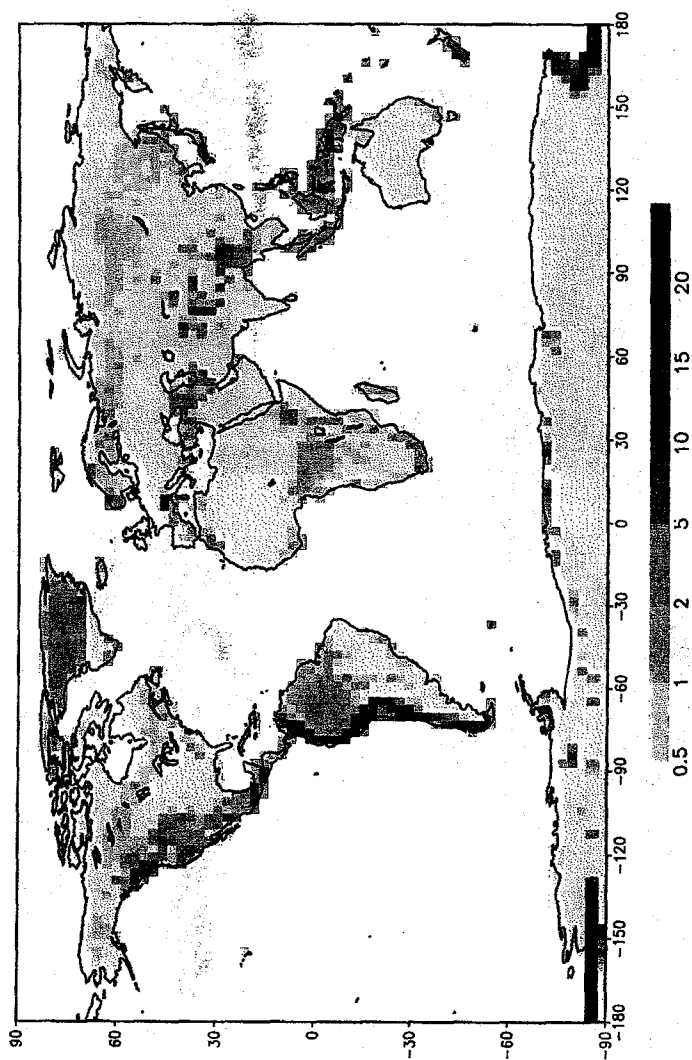


Рис.4. Поле параметра шероховатости для континентов (м).

Распределение температуры поверхности океанов (ТПО) и концентрации морских льдов и их изменения за рассматриваемый период брались из базы фактических данных для АМІР II [35]. Способы представления других характеристик подстилающей поверхности и состава атмосферы обсуждаются далее в соответствующих разделах.

2. Методы параметризации физических процессов

2.1. Радиационные процессы в облачной атмосфере

2.1.1. Учет дневного хода солнечной радиации

В радиационную схему введен учет дневного хода приходящего излучения Солнца на верхней границе атмосферы. Полный расчет радиационных потоков и притоков осуществляется для каждой ячейки модельной сетки один раз в течение заданного интервала времени. В стандартном варианте модели этот интервал составляет 3 часа. Перед расчетом радиационных потоков для этого временного интервала вычисляются два средних значения косинуса зенитного угла Солнца, немного отличающиеся за счет разных методов временного осреднения. Первый из них вычисляется простым осреднением по времени и используется для определения среднего количества приходящей солнечной радиации на верхней границе атмосферы. А при вычислении второго - осреднение выполняется с весом, пропорциональным потоку приходящей радиации. Это значение используется для определения среднего угла наклона солнечного луча. Расчет зенитного угла, а также времени восхода и захода Солнца осуществляется по астрономическим формулам из работы [7].

Вычисленные потоки и притоки коротковолнового и длинноволнового излучения запоминаются раздельно, причем на каждом шаге расчета неадиабатических притоков тепла (в варианте модели с горизонтальным разрешением T42 — один раз в 45 мин) коротковолновые потоки умножаются на коэффициент, учитывающий отличие количества приходящей солнечной радиации на верхней границе атмосферы от среднего по всему интервалу времени. Эта коррекция позволяет, практически, без дополнительных вычислительных затрат более точно учесть реальный дневной ход приходящей радиации.

Качество расчета проверялось по спутниковым данным ERBE [19] и астрономическим данным для выборочных точек. Средняя по земному шару абсолютная ошибка при вычислении приходящей солнечной радиа-

ции на верхней границе атмосферы колеблется от месяца к месяцу примерно в пределах $1 - 2 \text{ Вт/м}^2$, а средняя годовая ошибка составляет 1.42 Вт/м^2 . Максимальная ошибка достигает 5 Вт/м^2 в высоких широтах в октябре. Заметим, что в предыдущем варианте радиационной схемы средняя годовая ошибка составляла 2.80 Вт/м^2 , а максимальная - 22 Вт/м^2 . Сравнение с точными астрономическими данными для нескольких выборочных точек показало достаточно высокую точность модельных расчетов времени восхода и захода Солнца, однако в модели это время слегка сдвинуто (примерно на 5 минут для средних широт), что приводит к небольшому сокращению светлого времени суток. Это объясняется тем, что Солнце в модели рассматривается как точечный источник излучения, а его реальные физические размеры не учитываются. Этим же, по всей видимости, объясняются и другие небольшие отличия от данных ERBE.

Учет дневного хода приходящей радиации привел к заметному улучшению качества воспроизведения в модели полей основных метеорологических величин. В частности, приземная температура воздуха в тропиках упала примерно на 1°C , что лучше соответствует данным наблюдений. Эти изменения явились следствием усиления турбулентного теплообмена атмосферы с постилающей поверхностью в результате суточных колебаний температуры поверхности.

2.1.2. Расчет радиационных потоков в безоблачном случае

В схему расчера радиационных потоков в безоблачном случае внесены некоторые изменения. В частности, число спектральных интервалов в диапазоне ультрафиолетового излучения сокращено с 11 до 2 без существенной потери точности путем подгонки на 5 стандартных атмосферных профилях, а также введен учет рэлеевского рассеяния в диапазонах ультрафиолетового и ближнего инфракрасного излучения.

2.1.3. Расчет количества облаков

Значительные изменения были внесены в схему расчета облачного покрова. Балл облачности в модели определяется диагностически по относительной влажности, количеству конвективных осадков, потенциальной температуре и вертикальной скорости. В основу расчета положены схемы, предложенные в работах [20,32]. В модели рассматриваются облака двух видов: конвективные и слоистые. Все облака подразделяются на облака верхнего, среднего и нижнего ярусов, располагающихся в модели в слоях, соответственно, 2-6, 7-8 и 9-11, считая от верхнего слоя.

Общее количество конвективных облаков в случае, когда слои, затронутые глубокой конвекцией, находятся ниже слоя верхних облаков, вычисляется по интенсивности конвективных осадков P_c (в мм/сутки) по формуле:

$$n_c = \min(0.2 + 0.125 \cdot \ln(1 + P_c); 0.8).$$

Если $P_c \leq 0.136$, то n_c равно 0. В модели принято, что конвективные облака перекрываются случайным образом, а их количество в каждом слое с конвекцией одинаково. Таким образом, количество облаков в отдельном слое $\bar{n}_c$ определяется по формуле:

$$\bar{n}_c = 1 - (1 - n_c)^{1/N},$$

где N - число слоев с конвекцией.

Если же слои с конвекцией попадают в область облаков верхнего яруса, то в этих слоях учитывается возможность образования наковален кучево-дождевых облаков, т. е. количество облаков в каждом таком слое $\bar{n}_{ac}$ корректируется по формуле:

$$\bar{n}_{ac} = \min(2 \cdot \bar{n}_c; 0.8).$$

После определения количества конвективных облаков в каждом слое производится коррекция относительной влажности, исходя из условия, что в части ячейки, занятой облаками, воздух насыщен.

Количество слоистых облаков n_l в слоях верхнего и среднего ярусов определяется по относительной влажности слоя h :

$$n_l = (h - h_{cr}) / (1 - h_{cr}).$$

Если $h \leq h_{cr}$, то $n_l = 0$. Пороговое значение относительной влажности h_{cr} зависит от яруса облачности и равно 0.85 и 0.825, соответственно, для облаков верхнего и среднего ярусов. Ввиду большой толщины этих облаков и относительно малого горизонтального разрешения модели, предполагается, что общее количество конвективных и слоистых облаков в каждом слое не превосходит 0.9.

В нижнем ярусе облачности предусмотрена возможность возникновения слоистых облаков двух видов: облаков слоистых форм, количество которых определяется по относительной влажности и вертикальной скорости ω , и подъянверсионных облаков, количество которых определяется по глубине инверсии. При $h \geq h_{cr}$ и $\omega < 0$, количество облаков слоистых форм задается формулой:

$$n_l = (1 - ((1-h)/(1-h_{cr}))^2).$$

Если же таких облаков в слое нет, то рассматривается возможность образования подъинверсионных облаков. Причем если подстилающей поверхностью в точке расчета облачности является водная поверхность, то *a priori* предполагается наличие достаточного количества влаги в нижних слоях, и при достаточно высоком градиенте потенциальной температуры в слое ($\frac{\partial \Theta}{\partial p} < -0.055 \text{ K/гПа}$) и давлении в центре слоя $930 \geq p \geq 730 \text{ гПа}$

образуются морские подъинверсионные слоистые облака. Их количество рассчитывается по формуле:

$$n_l = \min(1; -20 \cdot (\frac{\partial \Theta}{\partial p} + 0.04)) \cdot (p - 700) / (930 - 700).$$

Если же подстилающей поверхностью является суша, то для образования облаков на верхней границе пограничного слоя атмосферы необходима достаточно большая увлажненность слоя ($h \geq 0.6$). Если $h \geq h_{cr}$, то формула для расчета количества облаков сохраняется, а если $h_{cr} \geq h \geq 0.6$, то

$$n_l = \left[\min(1; -20 \cdot (\frac{\partial \Theta}{\partial p} + 0.04)) \cdot (p - 700) / (930 - 700) \right] \cdot (h - 0.6) / (h_{cr} - 0.6).$$

Для всех облаков нижнего яруса $h_{cr} = 0.825$.

2.1.4. Определение оптических свойств облаков

В новом варианте модели в метод расчета водозапаса облаков внесен ряд уточнений и изменений. Оптические свойства облаков определяются по фазовому состоянию и водозапасу облаков [10]. Выделено два принципиально различных случая: облака, температура которых ниже -30°C , и облака с температурами выше -15°C , что соответствует существенным реальным различиям между кристаллическими и капельными облаками. Параметры облаков в диапазоне температур от -15°C до -30°C (облака смешанной фазы) получаются с помощью линейной интерполяции.

Водозапас облака L (в г/м^2) для кристаллических и смешанных облаков рассчитывается по формуле:

$$L = l \Delta h,$$

где Δh - толщина облака, м, и l - водность облака, г/м³, вычисляемая как количество влаги в 1 м³ сконденсировавшейся при подъеме насыщенного воздуха вдоль влажной адиабаты Θ_{ES} на высоту Δz . Точнее, рассматривается линеаризованный вариант:

$$l(p, T, \Delta z) = \left(\frac{dq_m}{dp} \right)_{\Theta_{ES} = \text{const}} \Delta p \cdot \rho,$$

где производная от насыщающей влажности q_m по давлению p , приращение давления Δp , соответствующее приращению высоты Δz , плотность воздуха ρ и температура T берутся для середины слоя. Такой подход был предложен в работе [13]. При $T \leq -30^\circ\text{C}$ величины Δh и Δz равны, соответственно, 1500 м и 100 м, а при $T = -15^\circ\text{C}$ - 450 м и 180 м. В промежутке между этими значениями температуры величины Δh и Δz изменяются линейно по T .

Для водяных облаков ($T > -15^\circ\text{C}$) водозапас облака рассчитывается по формуле:

$$L = L_0 \cdot \exp \left[\int_{T_0}^T f(t) dt \right],$$

где $T_0 = -15^\circ\text{C}$, L_0 - водозапас облака при этой температуре, а логарифмическая производная $f(t) = \frac{1}{\tau} \frac{d\tau}{dt}$ оптической толщины облака τ по температуре t является ломаной, аппроксимирующей данные спутниковых наблюдений [37]. Вид ломаной $f(t)$ для облаков над океанической поверхностью и облаков над поверхностью суши различен. При $t = -15^\circ\text{C}$ величина $f(t)$ для океанов и суши равна, соответственно, 0.01 и 0.05, а при $10^\circ\text{C} \geq t \geq 0^\circ\text{C}$ она постоянна и равна, соответственно, -0.04 и -0.05. В промежуточных точках функция изменяется линейно. Считается, что при возрастании температуры облака выше 10°C его водозапас не меняется.

2.1.5. Перекрывание облаков

При расчете радиационных потоков при наличии облачности перекрывание облаков теперь учитывается иначе, чем ранее. В большинстве современных моделей ОЦА используется либо схема случайного пере-

крывания облаков, либо схема максимального/случайного перекрывания. В последней из них облака в соседних слоях имеют максимальное перекрывание, а облака, разделенные безоблачным слоем, - случайное. В процессе выполнения исследований облачно-радиационных обратных связей при антропогенном потеплении климата, изложенных в работе [6,33], возникла необходимость проводить модельные расчеты при фиксированной облачности. В модели использовалось предположение о случайном перекрывании облаков. Однако такая схема не позволяла выполнять расчеты с фиксированным облачным покровом, полученным осреднением количества облаков в модельных слоях за длительный временной интервал, например, за месяц. В этом случае при случайном перекрывании облаков суммарный балл облачности оказывается значительно больше контрольного. Это приводит к возрастанию планетарного альбедо, а в итоге к существенно иному климату.

Поэтому была разработана схема перекрывания облаков, учитывающая, кроме количества облаков в каждом слое, также определенную информацию о вертикальной структуре облачности. А именно, для нижней границы каждого модельного слоя задается доля той части неба в модельной ячейке, которая закрыта облаками для наблюдателя на верхней границе атмосферы, иначе говоря, накопленный при спуске сверху суммарный балл облачности. Если запоминать информацию о такой вертикальной структуре, а затем осреднять по времени и использовать в расчетах со средней облачностью, то общий балл облачности сохраняется автоматически, а кроме того довольно хорошо сохраняются и радиационные потоки, что и позволяет получить климат близкий к контрольному. Таким образом, в настоящее время в модели при расчете облачного покрова кроме балла облачности в слое вычисляется также накопленный при спуске сверху суммарный балл облачности, а затем эта информация используется для расчета радиационных потоков. Эта схема довольно хорошо зарекомендовала себя в сравнении с другими радиационными схемами такого типа в расчетах радиационных потоков при различной структуре облачности [12]. Основным ее недостатком является отсутствие учета горизонтальной неоднородности облачности, то есть отражения и поглощения радиации на вертикальных границах облаков, что приводит к существенной недооценке поглощенной облаками радиации.

Остановимся подробнее на особенностях расчета радиационных потоков в новом варианте модели. Напомним, что в случае случайного перекрывания облаков (см. с. 39-43 в [10]) решается система линейных уравнений для трех радиационных потоков $F_{dir}^{\downarrow}$, $F_{dif}^{\downarrow}$, $F_{dif}^{\uparrow}$ на границах

376393

модельных слоев, где $F_{dir}^{\downarrow}$ и $F_{dif}^{\downarrow}$ - нисходящие потоки, соответственно, прямого и диффузного излучения, а $F_{dif}^{\uparrow}$ - восходящий поток диффузного излучения. В нашем случае аналогичная система решается уже для 6 потоков: $F_{dir,1}^{\downarrow}$, $F_{dif,1}^{\downarrow}$, $F_{dif,1}^{\uparrow}$, $F_{dir,2}^{\downarrow}$, $F_{dif,2}^{\downarrow}$, $F_{dif,2}^{\uparrow}$, где индекс 1 указывает на то, что поток относится к той части неба, которая открыта для взгляда наблюдателя сверху, а 2 - на то, что поток относится к закрытой части. Выпишем уравнения этой системы, относящиеся к слою с номером k . Для этого разобьем весь слой на части (см. рис. 5):

Открытая часть		Закрытая часть	
F (чистое небо)	С (облако)	М (смесь)	$\sigma_{k-1/2}$
Открытая часть	Закрытая часть		$\sigma_{k+1/2}$

Рис.5. Разбиение слоя с номером k на части, соответствующие структуре облачности

F — чистое небо, над которым нет облаков в вышележащих слоях;

С — часть облака, над которой нет облаков в вышележащих слоях;

М — смешанная часть, закрытая от взгляда наблюдателя сверху облаками в вышележащих слоях;

FC — объединение частей F и C;

CM — объединение частей C и M.

Для каждой из этих частей вычисляются параметры, характеризующие прохождение радиационных потоков,:

ST — пропускание прямого солнечного излучения;

SR — отражение прямого солнечного излучения;

SD — преобразование прямого солнечного излучения в диффузное;

DT — пропускание диффузного излучения;

DR — отражение диффузного излучения.



Определение указанных параметров производится так же, как и раньше, с учетом доли чистого неба и облачности в рассматриваемой части слоя (см. [10]). Кроме того, по накопленному суммарному баллу облачности на границах слоя и количеству облаков в слое определяется доля P модельной ячейки, относящаяся к рассматриваемой части слоя. Т. о. уравнения, характеризующие прохождение радиационных потоков через слой с номером k , принимают следующий вид:

$$\begin{aligned} F_{dif,1}^{\uparrow}(\sigma_{k-1/2}) &= SR_{FC} \cdot F_{dir,1}^{\downarrow}(\sigma_{k-1/2}) + DR_{FC} \cdot F_{dif,1}^{\downarrow}(\sigma_{k-1/2}) + \\ &+ DT_F \cdot F_{dif,1}^{\uparrow}(\sigma_{k+1/2}) + \frac{P_C}{P_{CM}} \cdot DT_C \cdot F_{dif,2}^{\uparrow}(\sigma_{k+1/2}), \\ F_{dif,2}^{\uparrow}(\sigma_{k-1/2}) &= SR_M \cdot F_{dir,2}^{\downarrow}(\sigma_{k-1/2}) + DR_M \cdot F_{dif,2}^{\downarrow}(\sigma_{k-1/2}) + \\ &\frac{P_M}{P_{CM}} \cdot DT_M \cdot F_{dif,2}^{\uparrow}(\sigma_{k+1/2}), \end{aligned}$$

$$F_{dir,1}^{\downarrow}(\sigma_{k+1/2}) = \frac{P_F}{P_{FC}} \cdot ST_F \cdot F_{dir,1}^{\downarrow}(\sigma_{k-1/2}),$$

$$F_{dir,2}^{\downarrow}(\sigma_{k+1/2}) = \frac{P_C}{P_{FC}} \cdot ST_C \cdot F_{dir,1}^{\downarrow}(\sigma_{k-1/2}) + ST_M \cdot F_{dir,2}^{\downarrow}(\sigma_{k-1/2}),$$

$$\begin{aligned} F_{dif,1}^{\downarrow}(\sigma_{k+1/2}) &= \frac{P_F}{P_{FC}} \cdot (SD_F \cdot F_{dir,1}^{\downarrow}(\sigma_{k-1/2}) + DT_F \cdot F_{dif,1}^{\downarrow}(\sigma_{k-1/2})) + \\ &DR_F \cdot F_{dif,1}^{\uparrow}(\sigma_{k+1/2}), \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} F_{dif,2}^{\downarrow}(\sigma_{k+1/2}) &= \frac{P_C}{P_{FC}} \cdot (SD_C \cdot F_{dir,1}^{\downarrow}(\sigma_{k-1/2}) + DT_C \cdot F_{dif,1}^{\downarrow}(\sigma_{k-1/2})) + \\ &(SD_M \cdot F_{dir,2}^{\downarrow}(\sigma_{k-1/2}) + DT_M \cdot F_{dif,2}^{\downarrow}(\sigma_{k-1/2})) + \\ &DR_{CM} \cdot F_{dif,2}^{\uparrow}(\sigma_{k+1/2}), \end{aligned}$$

где индексы при параметрах уравнений показывают, к какой части слоя они относятся. На границах атмосферы задаются естественные граничные условия:

$$F_{dir,1}^{\downarrow}(0) = \frac{S_{top} \cdot \Delta_S}{S_0},$$

$$F_{dif,1}^{\downarrow}(0) = 0,$$

$$F_{dir,2}^{\downarrow}(0) = 0,$$

$$F_{dif,2}^{\downarrow}(0) = 0,$$

$$F_{dif,1}^{\uparrow}(1) = (1 - P_{tot}) \cdot F_{tot}^{\uparrow}(1),$$

$$F_{dif,2}^{\uparrow}(1) = P_{tot} \cdot F_{tot}^{\uparrow}(1).$$

Здесь мы используем обозначения из работы [10], P_{tot} - суммарная доля неба закрытая облаками, а

$$F_{tot}^{\uparrow}(1) = A_{dir} \cdot (F_{dir,1}^{\downarrow}(1) + F_{dir,2}^{\downarrow}(1)) + A_{dif} \cdot (F_{dif,1}^{\downarrow}(1) + F_{dif,2}^{\downarrow}(1))$$

- суммарный восходящий поток радиации на нижней границе атмосферы. Решение этой системы осуществляется как и раньше методом прогонки. Аналогичные изменения вносятся и в расчет потоков длинноволновой радиации.

2.2. Гидрология суши

Адекватное представление процессов тепло- и влагообмена на поверхности и в деятельном слое почвы является одной из основных задач развития моделей климата. В модели ГГО эти процессы рассчитываются с помощью гидрологического блока, описывающего тепло- и влагообмен в трехметровом деятельном слое почвы и его взаимодействие с приземным слоем атмосферы. Используемая схема параметризации гидрологических процессов на поверхности и в деятельном слое почвы по многим параметрам близка к схеме, разработанной в ECMWF [39].

2.2.1. Термический режим деятельного слоя почвы.

В предыдущем варианте модели MGO-1 для расчета теплообмена в почве глубиной 3 метра использовались три модельные слоя толщиной 0.1, 0.9 и 2.0 м. Для уменьшения ошибок аппроксимации численной схемы в новом варианте модели деятельный слой почвы включает четыре модельных слоя: $\Delta z_1=0.1$ м, $\Delta z_2=0.25$ м, $\Delta z_3=0.65$ м, $\Delta z_4=2.0$ м. При этом физические процессы тепло- и влагопереноса в этих слоях считаются одномерными, т.к. вертикальные градиенты температуры и влаги в почве значительно больше, чем горизонтальные. Распределение температуры в рассматриваемом слое почвы рассчитывается из уравнения теплопроводности (ось z направлена вниз).

$$c_T \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial G}{\partial z}, \quad (2.1)$$

где c_T - объемная теплоемкость почвы, а G - суммарный поток тепла. На границе раздела атмосфера-почва суммарный поток тепла G_0 определяется из уравнения теплового баланса

$$G_0 = R_s + B - \sigma T_s^4 - H_s - LE_s - L_f F_{sn}, \quad (2.2)$$

здесь R_s, B - баланс солнечной радиации и противоишлучение атмосферы; H_s, LE_s - турбулентный поток тепла и затраты тепла на испарение; σ - постоянная Стефана-Больцмана; $L = 2.5 \times 10^6$ Дж·кг⁻¹ - удельная теплота парообразования; $L_f = 3.35 \times 10^5$ Дж·кг⁻¹ - удельная теплота таяния; F_{sn} - скорость таяния снега и льда в кг·м²·с⁻¹.

На нижней границе деятельного слоя поток тепла отсутствует. Внутри деятельного слоя почвы потоки тепла рассчитываются по формуле

$$G = -\lambda_T \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (2.3)$$

где λ_T - теплопроводность почвы. Расчет температуры для каждого из рассматриваемых слоев осуществляется с помощью системы разностных уравнений теплопроводности.

$$\Delta z_k c_{Tk} \frac{\partial T_k}{\partial t} = \sum_{n=k}^{k+1} (-1)^{n-k+1} G_{Tn}, \quad k=1, 2, 3, 4, \quad (2.4)$$

где c_{Tk} - объемная теплоемкость почвы в слое k , T_k и Δz_k - температура и толщина соответствующего слоя почвы, а G_{Tn} - потоки тепла на границах рассматриваемого слоя:

$$G_{Tn} = \frac{2\lambda_{Tn-1}}{(\Delta z_n + \Delta z_{n-1})} (T_n - T_{n-1}), \quad n=2, 3, 4, \quad (2.5)$$

Объемная теплоемкость почвы и теплопроводность приняты не зависящими от типа почвы и постоянными по глубине: $c_T = 2.4 \times 10^6$ Дж·м⁻³·К⁻¹, $\lambda_T = 1.8$ Вт·м⁻¹·К⁻¹. В соответствии с граничными условиями:

$$G_{T1} = -G_0, \quad G_{T5} = 0. \quad (2.6)$$

Метод расчета температуры $T_1=T_s$ приведен в работе [10].

2.2.2. Снежный покров.

Расчет характеристик снежного покрова производится по тем же формулам, что и в предыдущем варианте модели [10]. Изменения коснулись лишь плотности снега, которая в данном варианте модели принята равной 200 кг/м^3 .

2.2.3. Испарение с подстилающей поверхности

Полагается, что каждая ячейка модельной сетки может включать три типа подстилающей поверхности: вода, лед, суша. В свою очередь суша может содержать участки оголенной почвы; участки, занятые различного вида растительностью, и участки, покрытые снегом. При этом считается, что некоторая часть выпадающих осадков не проникает в почву, а накапливается на растительности или остается в виде тонкой пленки на поверхности почвы. Так возникает некий водный резервуар (резервуар перехваченных осадков), вода из которого может затем испаряться. При расчете испарения с почвы, свободной от снега, рассматриваются три типа поверхности с учетом занимаемой ими площади элементарной ячейки сетки. Введем следующие обозначения:

A_w - доля суши, покрытой слоем осадков или сконденсировавшейся влаги на растениях и почве;

$A_v(1 - A_w)$ - доля почвы с сухой (без накопленной на листьях воды) растительностью;

$(1 - A_v)(1 - A_w)$ - доля сухой почвы без растительного покрова,

где A_v - доля суши, занятая растительностью в данной ячейке модельной сетки. Географическое распределение растительного покрова A_v дано в работе [14] вместе с соответствующей таблицей их типов и свойств.

Тогда полное испарение представляет собой сумму испарений с соответствующих долей почвы

$$E = A_w E_w + A_v(1 - A_w) E_v + (1 - A_v)(1 - A_w) E_g, \quad (2.7)$$

где E_v - транспирация с сухой доли растительного покрова;

E_w - испарение перехваченных осадков;

E_g - испарение с оголенной (без растительности) почвы.

Испарение перехваченных осадков. Доля суши, занятая этим резервуаром воды, определяется по формуле из работы [39]

$$A_w = \min\left(1, \frac{W_w}{W_{wmx}}\right). \quad (2.8)$$

Здесь W_w - влагосодержание (м) этого резервуара, а W_{wmx} - максимально возможный его влагозапас, рассчитываемый по формуле

$$W_{wmx} = [A_v L_{AI} + (1 - A_v)] W_{\max}, \quad (2.9)$$

где L_{AI} - индекс листового покрова, его величина определяет размер водного резервуара на листовом покрове, $W_{\max}$ - максимальное количество воды, которое может накапливаться на одном листе или сохраняться в виде пленки на гладкой поверхности ($W_{\max} = 0.0002$ м).

Испарение с водного резервуара равно испаряемости

$$E_w = -\frac{\rho}{r_a} (q_N - q_m(T_s, p_s)), \quad (2.10)$$

где $r_a = (C_H |V_N|)^{-1}$ - аэродинамическое сопротивление; V_N - скорость ветра на нижнем модельном уровне, ρ - плотность воздуха; $q_m(T_s, p_s)$ - удельная влажность насыщения воздуха при температуре T_s на границе раздела воздух-почва; C_H - коэффициент обмена; q_N - удельная влажность на нижнем модельном уровне.

Накопление воды на листе растительности. Водный резервуар на растительном покрове, образующийся в результате перехвата части осадков листвой, представляет собой тонкий слой на поверхности растительного покрова. Изменения количества воды в нем описывается уравнением

$$\frac{\partial W_w}{\partial t} = (\rho_w)^{-1} (N_w - A_w E_w) \quad (2.11)$$

Здесь $A_w E_w$ - интенсивность испарения (или конденсации, в зависимости от знака) воды с влажной растительности (в $\text{кг м}^2 \text{с}^{-1}$) и N_w - перехваченная листвой часть осадков ($\text{кг м}^2 \text{с}^{-1}$), которые затем могут испаряться. Поскольку этот водный резервуар имеет очень малую влагоемкость, он может заполняться и полностью испаряться за один временной шаг. Чтобы избежать вычислительных проблем при решении уравнения (2.11), используется методика, предложенная в работе [39].

Принимая во внимание соотношение (2.8), с учетом которого $A_w(W_w) \times E_w$ линейно зависит от W_w , уравнение (2.11) можно представить в виде

$$\frac{W_w^{\tau+1} - W_w^{\tau}}{\Delta t} = -(\rho_w)^{-1} \left[A_w(W_w^{\tau}) E_w + \frac{E_w}{W_{wmx}} (W_w^{\tau+1} - W_w^{\tau}) \right] \quad (2.12)$$

Здесь $W_w^{\tau+1}$ - новая величина водного резервуара для перехваченных осадков после учета испарения. Уравнение (2.12) гарантирует положительность значений $W_w^{\tau+1}$. Если имеет место конденсация влаги, то новая величина $W_w^{\tau+1}$ вычисляется в явном виде. Фактическая скорость испарения с растительности E_w^* вычисляется по разности $\rho_w(\Delta t)^{-1}(W_w^{\tau+1} - W_w^{\tau})$. При учете влияния испарения на влажность почвы величина E_w^* вычитается из полного испарения.

Часть осадков, перехватываемая листвой и накапливаемая в водном резервуаре, вычисляется по формуле

$$N_w = \min \left(c_i A_v P^*, \rho_w \frac{W_{wmx} - W_w^{\tau+1}}{\Delta t} \right) \quad (2.13)$$

Здесь $P^* = P/\mu$ - осадки, измененные с учетом неоднородности их распределения в ячейке, μ - доля площади ячейки сетки, на которую выпадает количество осадков P ; c_i - эффективный коэффициент перехвата осадков листвой ($c_i = 0.25$). Параметр, характеризующий неоднородное выпадение осадков в ячейке сетки, зависит от типа осадков: для конвективных осадков $\mu = 0.5$, для крупномасштабных осадков $\mu = 1.0$.

Метод параметризации перехвата осадков листвой, предложенный в работе [39], основан на первоначальной идее Руттера [30,31] и является одним из наиболее упрощенных методов, обеспечивающих сохранение воды.

Транспирация. Корневая система растений располагается равномерно в трех верхних слоях почвы, рассматриваемых в модели, а для высокой растительности (лес) - в четырех ее слоях. Интенсивность извлече-

ния воды корневой системы растений из слоя почвы k рассчитывается с помощью соотношения [39]

$$I_k = (1 - A_w) A_v E_v \frac{R_k \theta_k}{\bar{\theta}}. \quad (2.14)$$

Здесь R_k - доля корневой системы в слое k , причем в расчетах принято

$R_k = \frac{1}{N_r}$, где N_r - число слоев почвы, в которых распространяется кор-

невая система. Для низкой растительности $N_r = 3$, для леса $N_r = 4$; θ_k - объемное влагосодержание ($\text{м}^3/\text{м}^3$) соответствующего слоя почвы.

$$\bar{\theta} = \sum_{k=1}^{k=N_r} R_k \theta_k. \quad (2.15)$$

Извлекаемая корневой системой вода со всего деятельного слоя почвы равна транспирации воды с растительного покрова в атмосферу.

Входящая в соотношение (2.14) скорость испарения с растительности той части влаги, которая извлекается корневой системой, рассчитывается по формуле

$$E_v = - \frac{P}{r_a + r_c} (q_N - q_m(T_s, p_s)). \quad (2.16)$$

Здесь r_c - сопротивление испарению растительного покрова ($\text{с} \cdot \text{м}^{-1}$), которое зависит от ряда факторов, в том числе от активной части солнечной радиации и от доступной для транспирации почвенной влаги, определяемой в зависимости от величины полевой влагоемкости и влажности увядания растений.

$$r_c = f_1(PAR) f_2(\bar{\theta}), \quad (2.17)$$

где $PAR = 0.55(1 - \alpha_s)S$ - активная часть солнечной радиации, влияющая на фотосинтез растений; α_s - альбедо подстилающей поверхности, f_1 , f_2 - функции напряжения для активной радиации и влажности деятельного слоя почвы.

Согласно [28]

$$\frac{1}{f_1(PAR)} = \frac{1}{kc} \left[\frac{b}{dPAR} \ln \left(\frac{de^{kLAI} + 1}{d + 1} \right) - \ln \left(\frac{d + e^{-kLAI} + 1}{d + 1} \right) \right], \quad (2.18)$$

где $d = (a + bc)/(cPAR)$, $k = 0.9$, а коэффициенты a , b и c зависят от свойств растительного покрова; в расчетах приняты следующие значения [28]: $a = 5000 \text{ Дж} \cdot \text{м}^{-3}$; $b = 10 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$; $c = 100 \text{ с} \cdot \text{м}^{-1}$.

В работе [16] отмечается, что существуют разные формы зависимости функции напряжения f_2 от влажности почвы, однако ни одна из этих зависимостей не имеет убедительного экспериментального подтверждения. Ради простоты здесь принято приближение, рекомендованное в работе [23]

$$\frac{1}{f_2(\bar{\theta})} = \begin{cases} 0 & \bar{\theta} \leq \theta_{wlt} \\ \frac{\bar{\theta} - \theta_{wlt}}{\theta_{cr} - \theta_{wlt}} & \theta_{wlt} < \bar{\theta} < \theta_{cr} \\ 1 & \bar{\theta} \geq \theta_{cr} \end{cases} \quad (2.19)$$

Здесь $\theta_{cr} = 0.75\theta_{fcp}$, θ_{fcp} - полевая влагоемкость данного типа почвы, $\theta_{wlt} = 0.1\theta_{fcp}$ - влажность увядания растений. При температуре 273.15K и ниже транспирация прекращается. Для случая, когда имеет место конденсация влаги (при $q_N > q_m(T_s, p_s)$) $E_v = 0$.

Испарение с оголенной (без растительного покрова) почвы. При вычислении испарения с почвы без растительного покрова используется параметр β , характеризующий эффективность испарения в формуле

$$E_s = -\beta \frac{\rho}{r_a} (q_N - q_m(T_s)), \quad \beta = \min\left(\frac{\theta_1}{0.75\theta_{fcp}}, 1\right) \quad (2.20)$$

Над водной поверхностью, льдом и снегом $\beta = 1$.

2.2.4. Поверхностный сток

Величина поверхностного стока рассчитывается в модели по методу, предложенному в работе [18], предполагающему неявный учет подсчетной неоднородности максимальной влагоемкости почвы. Величина стока зависит от влагосодержания верхнего слоя почвы и количества влаги, приходящей на ее поверхность. Для расчета поверхностного стока используется следующая формула

$$Rn = P_{net} - (W_{fcp} - W_1) + W_{fcp} \max(R, 0). \quad (2.21)$$

Здесь $P_{net} = (P + M - N_w - (E - E_w^*)) \frac{\Delta t}{\rho_w}$ - баланс влаги на поверхности почвы за время Δt , $W_{fcp} = \theta_{fcp} \Delta z_1$ - максимальная влагоемкость верхнего слоя (м), $W_1 = \theta_1 \Delta z_1$ - количество воды в верхнем слое почвы (м), а R определяется по формуле [17]

$$R = \left[\left(1 - \frac{W_1}{W_{fcp}} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P_{net}}{(b+1)W_{fcp}} \right]^{b+1}, \quad (2.22)$$

где $b = 0.2$.

2.2.5. Водный баланс почвы

Водный баланс деятельного слоя почвы определяется осадками, таянием снега, испарением, деятельностью корневой системы растительности (транспирацией), а также переносом влаги в нижележащие слои путем гидравлической проводимости и вертикального диффузного обмена. Влагоемкость почвы зависит от типа почвы и вида растительного покрова. В качестве характеристики влагосодержания почвы используется объемная влажность почвы θ ($\text{м}^3/\text{м}^3$). Расчет влагосодержания деятельного слоя почвы производится с помощью четырехслойной модели, толщины слоев которой совпадают с толщинами слоев в модели теплообмена. В расчетах используются уравнения, описывающие диффузию влаги и учитывающие транспирацию влаги растениями и гидравлическую проводимость в рассматриваемом слое почвы:

$$\rho_w \frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial G_w}{\partial z} - \rho_w I - Y \quad (2.23)$$

Первый член в правой части уравнения (2.23) описывает диффузное распространение влаги по вертикали и ее перенос под действием силы тяжести

$$G_w = -\rho_w \left(\lambda_w \frac{\partial \theta}{\partial z} - \phi \right). \quad (2.24)$$

Второй член характеризует транспирацию воды через корневую систему растений, третий - сток грунтовых вод или поверхностный сток. На границе раздела атмосфера-почва используется условие баланса влаги

$$G_w = P + F_{sn} - N_w - (1 - A_w)(1 - A_v)E_g - Rn. \quad (2.25)$$

На нижней границе деятельного слоя почвы полагается, что гидравлическая диффузия и проводимость отсутствуют.

С учетом граничных условий система конечно-разностных уравнений для расчета изменений влажности почвы принимает вид

$$\frac{\partial \theta_k}{\partial t} = (\Delta z_k)^{-1} \left\{ \sum_{n=k}^{k+1} (-1)^{n-k+1} G_{wn-1/2} - I_k \right\}, \quad k=1,2,3,4. \quad (2.26)$$

Здесь I_k - транспирация воды из рассматриваемого слоя почвы k в атмосферу в результате действия корневой системы растений;

$$\rho_w I_k = (1 - A_w) \frac{A_v E_v}{\Delta z_k} \frac{R_k \theta_k}{\sum_k R_k \theta_k}, \quad (2.27)$$

G_{wn} - суммарный поток воды на границе рассматриваемого слоя почвы в результате действия гидравлической диффузии и проводимости ϕ ;

$$G_{w,n+1/2} = \frac{2\lambda_{wn+1/2}}{(\Delta z_{n+1} + \Delta z_n)} (\theta_{n+1} - \theta_n) - \phi_{n+1/2}, \quad (2.28)$$

$\lambda_{n+1/2}$ - коэффициент гидравлической диффузии, зависящий от влагосодержания почвы.

$$\lambda_{wn} = \frac{m \gamma_s (-\psi_s)}{\theta_{fcp}} \left(\frac{\theta_n}{\theta_{fcp}} \right)^{m+2}. \quad (2.29)$$

Здесь $m=6.04$, $\gamma_s = 4.57 \times 10^{-6} \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, $\psi_s = -0.338 \text{ м}$.

В работе [22] рекомендуется на границах слоев вычислять коэффициент гидравлической диффузии, используя наибольшее значение влагосодержания почвы в соседних слоях

$$\lambda_{wn+1/2} = \lambda_w [\max(\theta_n, \theta_{n+1})]. \quad (2.30)$$

Гидравлический поток ϕ_k определяется отношением влагосодержания данного слоя к максимально возможному и рассчитывается по формуле

$$\phi_{k+1/2} = d_{\min} \frac{\theta_k}{\theta_{fcp}}, \quad \text{если } \theta_k < \theta_{\lim}, \quad (2.31)$$

или

$$\phi_{k+1/2} = d_{\min} \frac{\theta_k}{\theta_{fcp}} + (d_{\max} - d_{\min}) \left(\frac{\theta_k - \theta_{\lim}}{\theta_{fcp} - \theta_{\lim}} \right)^d, \text{ если } \theta_k \geq \theta_{\lim}. \quad (2.32)$$

Здесь $d=1.5$, $d_{\max} = 100d_{\min}$, $d_{\min} = 5.5 \times 10^{-10}$ м/с, $\theta_{\lim} = 0.75\theta_{fcp}$ [17].

При этом влага из вышележащего слоя проникает в нижележащий слой и увеличивает его влагосодержание. Сток воды в нижнем слое рассчитывается в предположении, что влагосодержание слоя не может превышать максимально допустимую величину, в качестве которой принята величина полевой влагоемкости данного типа почвы. В соответствии с граничными условиями $G_{w1/2} = -G_w$, $G_{w4+1/2} = 0$, $\phi_{4+1/2} = 0$.

Если содержание воды в слое k за время Δt достигает насыщения, то ее избыток переходит в сток грунтовых вод

$$Y_k \Delta t = \begin{cases} \Delta z_k (\theta_k - \theta_{fcp}) & \theta_k > \theta_{fcp} \\ 0 & \theta_k \leq \theta_{fcp} \end{cases} \quad (2.33)$$

Общий сток определяется как сумма стоков из каждого слоя

$$Y_g = \sum_{k=1}^4 Y_k \quad (2.34)$$

При реализации описанной схемы использовались следующие архивы глобальных данных: географическое распределение растительного покрова (доля растительности в ячейке сетки, доля леса в ячейке), индекса лиственного покрова и шероховатости растительного покрова [14] и полевой влагоемкости почвы [24].

2.3. Конвекция в атмосфере

Конвекция играет важную роль в формировании вертикальной структуры атмосферных полей температуры и влажности. Поэтому от того, насколько правильно процесс конвекции описывается в модели климата ГГО, в значительной мере зависит качество воспроизведения этой моделью крупномасштабной атмосферной циркуляции, особенно в тропических областях. Среди существующих подходов к параметризации конвекции можно выделить два основных. Назовем их условно подходами первого и второго типов. К первому типу относятся схемы, которые связывают эволюцию конвективного облака с критериями по относительной влажности и базируются на отношении интенсивности кон-

вективных осадков к крупномасштабной конвергенции влаги (например, схема Куо). Относительно простые по физическому содержанию, такие схемы не содержат раздельного описания конвективных и крупномасштабных процессов. В рамках другого подхода делается попытка более полно представить в рамках атмосферной модели физические основы эволюции конвективного облака, разделив моделирование процессов в конвективном столбе и вне его. На основе этого подхода разработано семейство схем, в которых производится расчет вертикального потока массы облачного воздуха и учитывается взаимодействие идеализированного ансамбля конвективных облаков с крупномасштабной средой. Одна из таких схем используется в современной версии глобальной модели ГТО и известна как схема Тидтке [36].

Схема параметризации конвекции по методу Тидтке используется также в ряде других моделей общей циркуляции атмосферы (в основном европейских). Применяемая в модели ГТО схема представляет собой аналог той, которая используется в региональной и глобальной моделях Германской Службы Погоды (Оффенбах-на-Майне), предназначенных для численного прогноза погоды. Она представляет собой своего рода компромисс между схемами первого типа и некоторыми сложными схемами второго типа (например схемой Аракавы-Шуберта). Тем не менее, схема Тидтке может быть отнесена к схемам второго типа, так как она также основана на раздельном описании конвективных и крупномасштабных процессов в атмосферном столбе. Достоинством этой схемы является то, что она дает возможность учитывать различные особенности конвекции, например, условную неустойчивость в теплых секторах циклонов умеренных широт, крупномасштабную конвергенцию влаги и турбулентные притоки тепла и влаги в пограничном слое атмосферы. Рассмотрим кратко основные принципы построения схемы, подробное описание которой приводится в [36].

Независимо от принятых в схеме Тидтке упрощений, основными критериями наличия конвекции в атмосфере являются, как и в большинстве схем второго типа, условная неустойчивость вертикального профиля статической энергии, наличие положительной плавучести и положительного потока массы в неустойчивых слоях атмосферы.

Воздействие конвекции на крупномасштабный поток определяется вертикальными нисходящими и восходящими движениями в конвективном столбе (посредством которых происходит стабилизация профилей статической энергии и влажности) и, так называемым, процессом «оседания» влажного облачного воздуха в относительно холодной окружающей

среде в нижних слоях атмосферы. Он приводит к нагреванию нижних слоев атмосферы, которое вызывается интенсивной конденсацией влаги и является исключительно результатом взаимодействия конвекции с пограничным слоем атмосферы. Следует отметить, что этот эффект не является в чистом виде конвективным, а по существу представляет собой следствие возникновения конвекции в крупномасштабной среде.

В отличие от других схем второго типа, в схеме Тидтке отсутствует спектральное представление ансамбля конвективных облаков. Составляющие единый ансамбль конвективные облака в данной схеме могут иметь верхнюю границу на любом модельном уровне. Предполагается, что площадь горизонтальной ячейки сетки, в которой рассматривается процесс конвекции, достаточно велика, чтобы содержать такой ансамбль. Влияние такого ансамбля на окружающую среду учитывается интегральными соотношениями.

Схема описывает три типа конвекции: глубокую, мелкую и конвекцию среднего уровня. В модельной ячейке одновременно не может существовать несколько типов конвекции. Глубокая конвекция и конвекция среднего уровня формируются в протяженном по вертикали условно неустойчивом слое атмосферы при наличии в нем конвергенции водяного пара. При возникновении конвекции происходит вовлечение окружающего воздуха через основание ансамбля и его боковые границы и выброс облачной воздушной массы на уровне конвекции. Искомое влияние ансамбля на окружающую среду на уровне потери частицей положительной плавучести (уровне конвекции) обуславливается термодинамическими свойствами облачной среды на этом уровне в наиболее развитом облаке ансамбля. Высота уровня конвекции определяется путем расчета адиабатического подъема воздуха с учетом нагревания за счет конденсации до уровня потери плавучести. Предполагается, что влага, выброшенная у верхней границы облака, мгновенно испаряется.

Мелкая конвекция развивается преимущественно в невозмущенном пассатном потоке под инверсией опускания и формируется подоблачной турбулентностью при условии квази-установившегося баланса содержания водяного пара. Поток влаги обеспечивается преимущественно за счет испарения с поверхности; при этом крупномасштабная конвергенция мало или отсутствует.

Как сказано выше, схема Тидтке учитывает интенсивность вовлечения воздуха из окружающей среды в облако и интенсивность выброса насыщенной облачной массы в окружающую среду. Последнее свойство схемы особенно важно, поскольку выброс теплого влажного воздуха в

средней и верхней тропосфере играет ключевую роль в формировании неконвективных (слоистых) облаков и оказывает влияние на радиационный режим системы Земля-атмосфера.

Процесс переноса характеристики среды χ в конвективном облаке выражается следующим образом:

$$\begin{aligned} \overline{\rho(w' \chi')}_{cu} = \overline{\rho} \sum_i a_{ui} (w_{ui} - \bar{w})(\chi_{ui} - \bar{\chi}) + \overline{\rho} \sum_i a_{di} (w_{di} - \bar{w})(\chi_{di} - \bar{\chi}) + \\ \overline{\rho} \left[1 - \sum_i (a_{ui} - a_{di}) (\tilde{w} - \bar{w})(\tilde{\chi} - \bar{\chi}) \right] \end{aligned} \quad (2.35)$$

где w — вертикальная скорость, ρ — плотность среды, индексы u и d обозначают восходящие и нисходящие движения в облаке i , a — доля площади, занятая этими движениями. Чертой обозначено осреднение по области, включающей конвективный ансамбль, тильдой — осреднение по окружающей ансамбль подобласти. Индекс cu обозначает составляющую вертикального потока, обусловленную конвекцией.

Интегральные уравнения для облачного ансамбля описывают вертикальный перенос облачной массы, сухой статической энергии, водяного пара и жидкой воды в виде облачных капель [36]. Для решения этих уравнений требуется определить потоки массы M облачного воздуха, которые записываются для восходящих и нисходящих движений в облаке следующим образом:

$$\begin{aligned} M_{ui} &= \overline{\rho} a_{ui} (w_{ui} - \bar{w}), \\ M_{di} &= \overline{\rho} a_{di} (w_{di} - \bar{w}). \end{aligned} \quad (2.36)$$

Вертикальная структура указанных потоков определяется балансом интенсивности вовлечения E и выброса D массы на единицу длины:

$$\frac{\partial M}{\partial z} = E - D. \quad (2.37)$$

На интенсивность вовлечения и выброса при нисходящих и восходящих движениях накладываются следующие условия [38]:

$$\begin{aligned} E &= \varepsilon M, \\ D &= \delta M, \end{aligned} \quad (2.38)$$

где

$$\varepsilon = \delta = \begin{cases} 1 \times 10^{-4} m^{-1} & \text{для проникающей конвекции} \\ & \text{и конвекции среднего уровня} \\ 3 \times 10^{-4} m^{-1} & \text{для мелкой конвекции} \end{cases} \quad (2.39)$$

при восходящем движении и $\varepsilon = \delta = 2 \cdot 10^{-4} m^{-1}$ при нисходящем. Значения коэффициентов ε и δ получены, исходя из характерных размеров конвективных облаков, таким образом, что меньшие значения коэффициентов соответствуют образованию более протяженных по высоте облаков.

В данной схеме нисходящий поток массы на уровне свободного стока (примерно на уровне конвекции) $(M_d)_{fs}$ принят прямо пропорциональным восходящему потоку у основания облака $(M_u)_{base}$.

$$(M_d)_{fs} = \gamma (M_u)_{base}, \quad \gamma = -0.2, \quad (2.40)$$

поэтому основной проблемой параметризации является определение восходящего потока массы. Окончательно решение определяется выбором различных замыканий системы интегральных уравнений для $\frac{\partial(M \cdot \chi)}{\partial z}$.

Выбор соответствующего замыкания зависит от типа конвекции.

В схеме Тидтке, как и в большинстве других схем, присутствуют отдельные параметры, позволяющие проводить настройку в рамках глобальной модели. К таким параметрам относятся коэффициент конверсии облачной капельной влаги в осадки, коэффициенты, регулирующие интенсивность вовлечения и выброса в (2.39), а также коэффициент интенсивности нисходящего потока массы, входящий в (2.40). После проведенного тестирования эти параметры были приняты такими, какими они рекомендованы в работе [36]. Однако в первоначальную версию численного алгоритма, полученного из Германской Службы Погоды, были внесены некоторые изменения. Так например, в схеме ГТО не учитываются испарение выпадающих осадков и влияние конвективного переноса на горизонталь-

ные составляющие вектора скорости ветра, предусмотренные алгоритмом схемы Тидтке.

3. Расчетная схема переноса и преобразования влаги в атмосфере

Используемый в модели MGO-1 спектральный метод решения исходной системы уравнений применительно к уравнению переноса влаги в атмосфере приводит к возникновению отрицательных значений влажности, из-за чего приходится вводить дополнительно искусственные процедуры коррекции, ухудшающие точность расчетов переноса радиации в атмосфере. В этой связи в ряде моделей перешли на сеточный полулагранжев метод решения уравнений переноса водяного пара и других газовых примесей [34]. Применение этого метода позволяет, в частности, лучше описывать сезонные изменения полей влажности в высоких широтах в зимний период, а также в верхней тропосфере и стратосфере. Кроме того, это позволяет использовать в качестве прогностических переменных также аэрозоли и водность облака, что дает возможность более точно определять радиационные свойства облачной атмосферы. Более экономичной в вычислительном отношении и в то же время сохраняющей основные преимущества полулагранжевой схемы является разработанная недавно т. наз. гибридная схема расчета трехмерного адвективного переноса субстанций [43], которая в настоящее время реализуется в модели MGO-2. Ниже приведено краткое описание этой схемы.

3.1. Численная схема моделирования трехмерного адвективного переноса

При численном моделировании глобального климата и изменения газового состава атмосферы фундаментальное значение имеют точность и вычислительная эффективность численной схемы расчета адвективного упорядоченного переноса малых атмосферных примесей (водяной пар, газовые примеси, аэрозоль и т.д.). Предложенная в работе [43] гибридная численная схема (ГС) обеспечивает основные вычислительные свойства, необходимые для точного описания адвекции положительно определенной субстанции, распределение которой имеет большие пространственные градиенты: 1) монотонность численного решения, 2) малые величины вычислительной вязкости и фазовой ошибки, 3) сохранение общей массы консервативной примеси при ее нулевых потоках через границы модельной области. Вместе с тем, ГС достаточно экономична в отноше-

нии вычислительных затрат, что позволяет использовать ее в моделях общей циркуляции атмосферы.

3.1.1. Гибридная численная схема адвективного переноса

ГС является комбинацией схемы Празера [25], используемой по вертикали, и полулагранжевой схемы (ПЛ), применяемой для описания горизонтального переноса на сферической поверхности [42]. Обе схемы обладают свойствами, делающими их пригодными для использования в модели. Так схема ПЛ монотонна, имеет малую вычислительную вязкость, малую фазовую ошибку и позволяет рассчитывать перенос примесей при наличии значительных пространственных градиентов, обеспечивая устойчивость и удовлетворительную точность для временных шагов, существенно превосходящих значения, требуемые согласно критерия Куранта-Фридрихса-Леви (КФЛ) [34]. Однако она не сохраняет массу переносимой примеси и, как показывают результаты тестовых расчетов, уступает по точности схеме Празера. С другой стороны, схема Празера строго консервативна, обладает высокой точностью, но обеспечивает устойчивость решения только при выполнении условия КФЛ, что приводит к большим затратам машинного времени.

Максимально возможный шаг по времени, сохраняющий устойчивость, определяется для квази-гидростатических моделей с использованием сферической системы координат минимальным шагом сетки по долготе вблизи полюса. Поэтому с точки зрения устойчивости, в принципе, возможно использование для численного интегрирования уравнения переноса по вертикали временных шагов, значительно больших, чем при интегрировании по горизонтали. Для примера, в модели общей циркуляции атмосферы Иллинойского университета США с горизонтальным разрешением 4×5 градусов и шагом по вертикали около 2 км шаг по времени для расчета вертикального переноса взят в 10 раз большим, чем для расчета переноса по горизонтали.

В соответствии с этим, ГС сконструирована таким образом, что в вертикальном направлении используется алгоритм Празера, а в горизонтальном-полулагранжев метод. Последнее условие позволяет значительно увеличить шаг по времени с сохранением устойчивости схемы.

Использование схемы Празера в одномерном варианте требует в три раза меньше оперативной памяти для описания распределения примеси внутри каждого модельного бокса по сравнению со случаем трех измерений. С другой стороны применение даже одномерного варианта схемы Празера в гибридном алгоритме позволяет существенно увеличить точ-

ность последнего по сравнению с чисто полулагранжевым методом.

Существует определенная трудность в комбинировании схем ПЛ и Празера, вытекающая из различий между ними. Так, схема ПЛ отслеживает перенос отдельных частиц среды и поэтому используется для численного решения уравнения неразрывности в адвективной форме:

$$\frac{\partial \mu}{\partial t} + u \frac{\partial \mu}{a \cos \varphi \partial \lambda} + v \frac{\partial \mu}{a \partial \varphi} + \dot{\sigma} \frac{\partial \mu}{\partial \sigma} = P_{AD} - L\mu, \quad (3.1)$$

где μ -отношение смеси для примеси, P_{AD} -источник примеси для уравнения в адвективной форме, субстанции, L -параметр, описывающий сток примеси.

С другой стороны, схема Празера является существенно эйлеровой и используется для интегрирования уравнения неразрывности в дивергентной форме:

$$\frac{\partial(\mu p_s)}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial(u \mu p_s)}{\partial \lambda} + \frac{\partial(v \mu p_s \cos \theta)}{a \partial \varphi} + \frac{\partial(\dot{\sigma} \mu p_s)}{\partial \sigma} = P_{DI} - L \mu p_s, \quad (3.2)$$

где P_{DI} - источник примеси для уравнения неразрывности в дивергентной форме.

Очевидно, обе формы записи уравнения неразрывности эквивалентны, когда выполняется закон сохранения массы для атмосферного воздуха.

$$\frac{\partial \Phi_s}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial(u p_s)}{\partial \lambda} + \frac{\partial(v p_s \cos \theta)}{a \partial \varphi} + \frac{\partial(\dot{\sigma} p_s)}{\partial \sigma} = 0, \quad (3.3)$$

Поэтому чтобы использовать схему Празера по вертикали, а схему ПЛ – по горизонтали, трансформируем последний член в левой части уравнения (3.1) к дивергентному виду, добавив к нему дивергенцию вертикального потока массы:

$$\dot{\sigma} \frac{\partial \mu}{\partial \sigma} = \frac{1}{p_s} \frac{\partial(\dot{\sigma} \mu p_s)}{\partial \sigma} - \frac{\mu}{p_s} \frac{\partial(\dot{\sigma} p_s)}{\partial \sigma}, \quad (3.4)$$

В результате получим уравнение неразрывности для ГС

$$\frac{\partial \mu}{\partial t} + u \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial \mu}{\partial \lambda} + v \frac{\partial \mu}{\partial \varphi} + \frac{1}{p_s} \frac{\partial (\dot{\sigma} \mu p_s)}{\partial \sigma} - \frac{\mu}{p_s} \frac{\partial (\dot{\sigma} p_s)}{\partial \sigma} = P_{AD} - L\mu. \quad (3.5)$$

Для реализации гибридной схемы используется метод расщепления по направлениям. Сначала по схеме Празера рассчитывается вертикальный перенос (четвертый член в левой части уравнения (3.5)). При этом на вертикальные потоки переносимой примеси накладываются ограничения, обеспечивающие монотонность численного решения. Затем по чисто явной схеме вычисляется вклад вертикального потока массы в перенос дивергенции (пятый член в левой части уравнения (3.5)). И в заключение рассчитывается горизонтальный перенос примеси с помощью схемы ПЛ [42] с коррекцией отношения смеси для примеси с целью сохранения ее полной массы в каждом горизонтальном слое отдельно. Указанная коррекция массы примеси осуществляется с помощью методов, предложенных Пристли [26] и Рашем и Вильямсоном [27] с сохранением монотонности численного решения. Данная процедура обеспечивает соблюдение указанных выше полезных свойств численного решения (монотонность, консервативность, сравнительно малые величины вычислительной вязкости и фазовой ошибки).

В процессе интерполяции для схемы ПЛ в качестве интерполирующих функций использовались полиномы Эрмита с оценкой пространственных производных по методу Хаймана [42]. Для областей, расположенных выше 60° в каждом из полушарий с целью более точного расчета траекторий (конечными точками которых являются узлы регулярной сетки, а начальными-узлы интерполяции) использовано промежуточное вращение системы координат. При таком вращении точка регулярной сетки, для которой вычисляется траектория, попадает на экваториальный круг, где неравномерность регулярной сетки минимальна, а изменчивость также преобразованной горизонтальной скорости от одного узла к другому значительно меньше, чем в районе полюса. Это позволяет более точно вычислить положение интерполяционных точек в полярных широтах [42].

3.1.2. Сравнение схем Празера, полулагранжевой и гибридной

Для тестирования гибридной схемы в сравнении со схемами Празера и ПЛ была разработана тестовая задача с известным аналитическим решением - стационарным глобальным трехмерным распределением при-

меси при ее источниках и стоках, расположенных на всех уровнях в атмосфере. Решение тестовой задачи состоит из четырех шагов: 1) задаются аналитические выражения для трехмерных полей скорости ветра, отношения смеси примеси и ее стока; 2) из уравнения неразрывности для примеси определяются соответствующие упомянутым выше полям аналитические выражения для трехмерных распределений величины источника; 3) численное решение уравнения неразрывности для примеси с помощью каждого испытываемого алгоритма с использованием аналитических выражений для скорости ветра, источников и стоков; 4) анализ точности и вычислительной эффективности рассматриваемых схем путем сравнения полученных с их помощью численных решений с аналитическим решением задачи.

Результаты расчетов по схеме Празера показывают, что относительная ошибка расчета по этой схеме составляет менее 1 % для всей модельной атмосферы. На рис. 6 представлены распределения абсолютных значений отношений ошибок численного решения по схемам ПЛ и ГС к соответствующим ошибкам расчетов по схеме Празера (все ошибки определены относительно аналитического решения задачи). Очевидно, что при одинаковом шаге по времени гибридная схема дает везде более высокую точность, чем схема ПЛ. Более того, гибридная схема превосходит схему ПЛ даже в том случае, когда шаг по времени, используемый в гибридной схеме, в 3 раза больше шага, принятого в схеме ПЛ.

В табл. 1 представлены сравнительные характеристики всех трех схем, полученные при решении тестовой задачи. Здесь Празер-схема Празера, ПЛ-полулагранжева схема, ГС-гибридная схема, Е-максимальное значение относительной ошибки определения отношения смеси (в процентах), М-среднее значение модуля относительной ошибки, R-относительная ошибка определения массы примеси, t-шаг по времени (в часах).

Таблица 1

Сравнение схем Празера, ПЛ и ГС

Параметр	Празер	ПЛ	ГС
Е	1,68	6,53	1,52
М	0,18	3,96	0,48
R	-0,01	1,72	0,09
t	1	4	4

Из таблицы видно, что схема Празера имеет наибольшую точность, а гибридная схема приближается по точности к схеме Празера и превосхо-

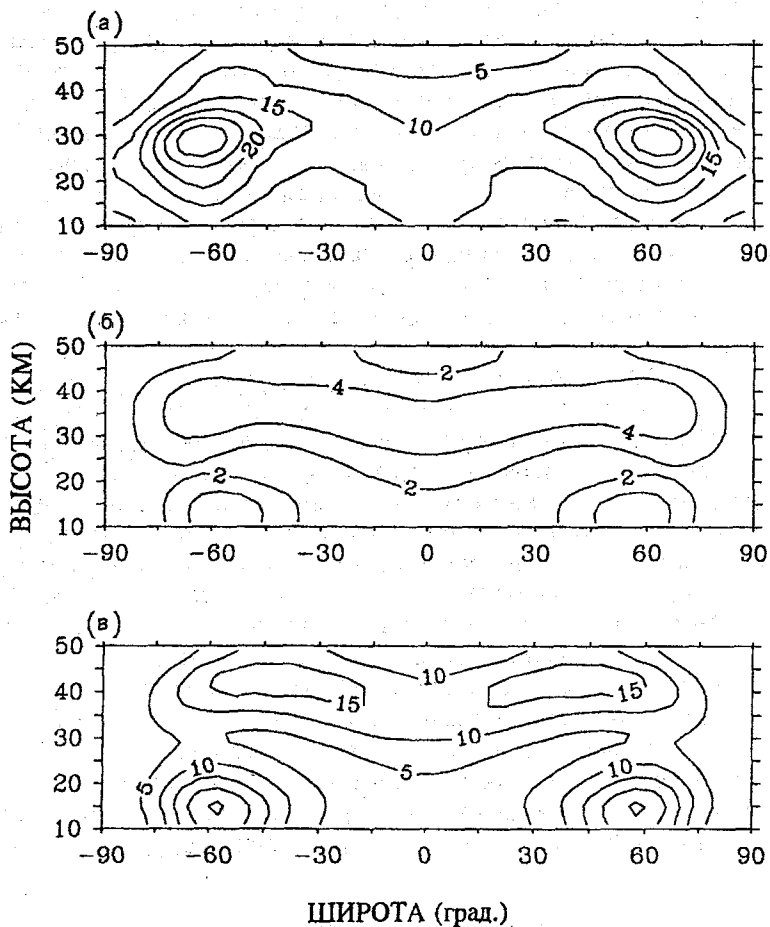


Рис. 6. Абсолютные значения отношений ошибок численного решения по схемам ПЛ и ГС к соответствующим ошибкам расчетов по схеме Празера:

(а)- по схеме ПЛ с шагом по времени 4 часа;

(б и в)- по схеме ГС с шагами по времени 4 и 12 часов, соответственно.

дит схему ПЛ. Кроме того, гибридная схема, как и схема Празера, дает очень незначительную ошибку в расчете массы примеси. В то же время, гибридная схема не требует большого объема оперативной памяти, а расчет переноса примеси в течение суток по этой схеме занимает на порядок меньше времени, чем по схеме Празера.

Заключение

Проводимые в Главной геофизической обсерватории им. А.И.Воейкова в течение более, чем трех десятков лет работы по исследованию климата и его изменений с использованием сложных гидродинамических моделей общей циркуляции атмосферы привели к созданию в ГГО в начале 1990-х годов базового варианта глобальной спектральной модели атмосферы T30L14. Эта модель успешно участвовала в международной программе сравнения глобальных моделей атмосферы AMIP и других крупных отечественных и международных проектах, проводимых под эгидой ВМО, с ее помощью были проведены и проводятся в настоящее время важные исследования глобального климата и его изменений под влиянием естественных и антропогенных факторов. Модель T30L14 используется также для проведения опытных гидродинамических долгосрочных прогнозов погоды сроком до месяца по проекту, осуществляемому в ГГО совместно с Гидрометцентром России.

Вместе с тем, накопление обширных баз более детальных данных о состоянии глобальной атмосферы и подстилающей поверхности, быстрое развитие вычислительных ресурсов и насущные потребности международного сообщества в исследовании возможных изменений климата под воздействием хозяйственной деятельности человека сделало необходимым дальнейшее развитие модели ГГО в направлении увеличения ее пространственного разрешения и учета в ней дополнительных характеристик, определяющих состав атмосферы, ее термический и циркуляционный режимы. В данной статье дано описание основных изменений, внесенных в прежний вариант модели ГГО.

В новом варианте модели T42L14 среднее горизонтальное разрешение составляет примерно 220 км. Увеличение горизонтального разрешения модели по сравнению с ее предыдущими вариантами дало возможность использования более детальных горизонтальных распределений рельефа и альbedo поверхности суши и параметра шероховатости, а также привело к необходимости введения новых значений коэффициента горизонтальной диффузии и ряда других параметров.

Усовершенствована схема расчета радиационных процессов в облачной атмосфере. В радиационную схему введен учет дневного хода приходящего излучения Солнца на верхней границе атмосферы. Значительные изменения внесены в схему расчета облачного покрова. Водозапас облака рассчитывается по-разному для водяных, кристаллических и смешанных облаков. Применен новый способ учета перекрывания облаков, при котором принимается во внимание вертикальная структура облака.

Существенно изменена и схема расчета процессов на поверхности суши. Термический режим трехметрового деятельного слоя почвы, разбитого на четыре слоя по вертикали, рассчитывается на основе решения уравнения теплопроводности. Водный баланс деятельного слоя почвы определяется осадками, таянием снега, испарением, деятельностью корневой системы растительности (транспирацией), а также переносом влаги в нижележащие слои путем гидравлической проводимости и вертикального диффузного обмена. Влагоемкость почвы принимается зависящей от типа почвы и вида растительного покрова. Величина поверхностного стока рассчитывается в модели с неявным учетом подсеточной неоднородности максимальной влагоемкости почвы и зависит от влагосодержания верхнего слоя почвы и количества влаги, приходящей на ее поверхность.

Для расчета конвективных процессов в атмосфере используется модифицированная схема Тидтке. Достоинством этой схемы является то, что она дает возможность учитывать различные особенности конвекции, например, условную неустойчивость в теплых секторах циклонов умеренных широт, крупномасштабную конвергенцию влаги и турбулентные притоки тепла и влаги в пограничном слое атмосферы.

Использованный ранее в модели ГГО спектральный метод решения исходной системы уравнений применительно к уравнению переноса влаги в атмосфере приводит к возникновению отрицательных значений влажности, из-за чего приходится вводить дополнительно искусственные процедуры коррекции, ухудшающие точность расчетов переноса радиации в атмосфере. В этой связи в ряде моделей перешли на сеточный полулагранжев метод решения уравнений переноса водяного пара и других газовых примесей. Столь же экономичной в вычислительном отношении и в то же время несколько более точной, чем полулагранжева, является разработанная недавно т. наз. гибридная схема расчета трехмерного адвективного переноса субстанций. Эта схема, наряду с использованной ранее, будет реализована в одном из вариантов модели MGO-2.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №№ 00-05-64908а, 99-05-65274, 00-05-64912а и 01-05-64910а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубов А.С., В.П.Мелешко, Б.Е.Шнееров. Влияние крупномасштабных загрязнений нефтяной пленкой на глобальный метеорологический режим // Труды ГГО. 1980. Вып. 444. С. 3-8.
2. Мелешко В.П., Б.Е.Шнееров, Л.Р.Дмитриева-Арраго, М.Е.Швец. Гидродинамическая трехуровневая модель общей циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. 1979. No 6. С. 21-32.
3. Мелешко В.П., А.П.Соколов. Влияние аномалии температуры воды в Северной Атлантике на циркуляцию, термический режим и влагооборот в атмосфере северного полушария // Метеорология и гидрология. 1982. No 2. С. 51-62.
4. Мелешко В.П., Б.Е.Шнееров, А.С.Дубов, Г.В.Паршина. Возможные изменения климатического режима атмосферы в результате переброски части стока сибирских рек на юг // Труды ГГО. 1982. Вып. 468. С. 4-16.
5. Мелешко В.П., Катцов В.М., Спорышев П.В., Вавулин С.В., Говоркова В.И. Обратные связи в климатической системе: взаимодействие облачности, радиации и водяного пара при потеплении климата // Метеорология и гидрология. 2000. No 2. С.22-45.
6. Мелешко В.П., Катцов В.М., Спорышев П.В., Вавулин С.В., Говоркова В.И. Чувствительность климатической модели ГГО к изменению концентрации CO_2 в атмосфере // Юбилейный сборник "Современные исследования Главной Геофизической Обсерватории им А.И. Воейкова" к 150-летию со дня основания. 1999. Том 1. С. 3-32.
7. Монтенбрук, О., Т.Пфлегер. Астрономия с персональным компьютером. М.: Мир, 1993. 280 с.
8. Пичугин Ю.А., В.П.Мелешко, В.А.Матюгин, В.М.Гаврилина. Гидродинамические долгосрочные прогнозы погоды по ансамблю начальных состояний // Метеорология и гидрология. 1998. No 2. С. 5-15.
9. Соколов А.П. Расчет январской циркуляции атмосферы с помощью глобальной спектральной модели // Метеорология и гидрология. 1986. No 2. С. 12-21.
10. Шнееров Б.Е., В.П.Мелешко, А.П.Соколов, Д.А.Шейнин, В.А.Любанская, П.В.Спорышев, В.А.Матюгин, В.М.Катцов, В.А.Говоркова, Т.В.Павлова. Глобальная модель общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана // Труды ГГО. 1997. Вып. 544. С. 3-123.
11. Шнееров Б.Е., В.П.Мелешко, П.В.Спорышев, В.А.Матюгин, Т.В.Павлова, В.М.Гаврилина, В.А.Говоркова. Глобальная модель общей циркуляции атмосферы ГГО: современное состояние // Труды ГГО. 1999. Вып.547. С. 15-36.
12. Barker, H. W. et al. Assessing 1D Atmospheric Solar Radiative Transfer Models: Interpretation and Handling of Unresolved Clouds // J. Geophys. Res. 2001, submitted.
13. Betts A.K., Harshvardhan. Thermodynamic Constraint on the Cloud Liquid Water Feedback in Climate Models // J. Geophys. Res. 1987. Vol. 92. D7. P. 8483-8485.

14. Claussen M., Lohmann U., Roeckner E. A global data set of land-surface parameters // Max-Planck-Institut für Meteorologie. 1994. Report No. 135, 23 p.
15. Cuming, M.J. and Barbara A. Hawkins. TERDAT: The FNOC System for Terrain Data Extraction and Processing // Technical Report MII Project M-254 (Second Edition). 1981.
16. Dickinson R.E., A. Henderson-Sellers, C. Rosenzweig, P.J. Sellers. Evapotranspiration models with canopy resistance for use in climate models, a review // Agric. For. Meteor. 1991. Vol. 54. P. 373-388.
17. Ducharme A., K. Laval, J. Polcher. Sensitivity of the hydrological cycle to the parametrization of soil hydrology in a GCM. // Clim.Dynamics. 1998. 14. P. 307-327.
18. Dumenil L., Todini E. A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model / Ed.O'Kane. Advances in theoretical hydrology, a tribute to James Dooge, V.1 of European Geophysical Society on Hydrological Sciences. 1992. Elsevier, Amsterdam. P. 129-157
19. E R B E Science Team: First data from the Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) // Bull. Am. Met. Soc. 1986. Vol. 67. P. 818-824.
20. Hack, J.J., B.A. Boville, B.P. Briegleb, J.T. Kiehl, P.J. Rash and D.L. Williamson. Description of the NCAR Community Climate Model (CCM2) // Tech. Note NCAR/TN-382+STR. 1993. Nat. Center for Atmos. Res., Boulder, Colo.
21. Kalnay E., R. Kistler and M. Kanamitsu. NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Overview // Proceedings of the First WCRP International Conference on Reanalyses. 1998. WMO/TD-No. 876, P. 1-7.
22. Mahrt, L., and H-L. Pan. A two-layer model of soil hydrology // Bound-Layer Meteor. 1984. Vol. 29. P. 1-20.
23. Noilhan, J. and S. Planton. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models // Mon. Wea. Rev. 1989. Vol. 117. P. 536-549.
24. Patterson K.A. Global distribution of total and total-available soil water-holding capacities // M.S. thesis. 1990. Dept. of Geography, University of Delaware. 119 p.
25. Prather, M. Numerical advection by conservation of second-order moments // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. P. 6671-6681.
26. Priestley, A. A quasi-conservative version of the semi-Lagrangian advection scheme // Mon. Wea. Rev. 1993. Vol. 121. P. 621-629.
27. Rasch, P.J., and D.L. Williamson. Computational aspects of moisture transport in global models of the atmosphere // Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 1990. Vol. 116. P. 1071-1090.
28. Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, S. Brinkop, L. Dumenil, M. Esch, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, U. Schlese, S. Schubert, M. Windelband. Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution. // Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report. 1992. No.93. 172 p.
29. Roeckner E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dumenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese, U. Schulzweida. The Atmospheric General Circulation Model ECHAM-4: Model Description and Simulation of Present-day Climate // Report MPI 1996. No. 218. 90 p.

30. Rutter A.J., K.A. Kershaw, P.C. Robins, A.J. Morton. A predictive model of rainfall interception in forests. Part I: Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine // *Agric. Meteor.* 1972. No. 9. P. 367-384.
31. Rutter A.J., A.J. Morton, P.C. Robins. A predictive model of rainfall interception in forests. Part II: Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands // *J. Appl. Ecol.* No. 12. P. 367-380.
32. Slingo, J. M.. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model // *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 1987. Vol. 113. P. 899-926.
33. Sporyshev, P.V., V.P. Meleshko, V.M. Kattsov, S.V. Vavulin, and V.A. Govorkova. Climate Response to Anthropogenic Forcing: Interaction of Water Vapour, Cloudiness, and Radiation // In: *IRS 2000: Current Problems in Atmospheric Radiation* / W.L. Smith and Yu.M. Timofeyev Eds. 2001. A. Deepak Publishing, Vol. 147 (in preparation).
34. Staniforth, A., and J. Cote. Semi-Lagrangian integration schemes for atmospheric models - A review // *Mon. Wea. Rev.* 1991. Vol. 119. P. 2209-2223.
35. Taylor, K.E., D. Williamson and F. Zwiers. The Sea Surface Temperature and Sea-Ice Concentration Boundary Conditions for AMIP II Simulations // *PCMDI Report 2000*. No. 60. 28 p.
36. Tiedtke, M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models // *Mon. Wea. Rev.* 1989. Vol. 117. P. 1779-1800.
37. Tselioudis G., W. Rossow, D. Rind. Global patterns of cloud optical thickness variation with temperature // *J. Climate*. 1992. No. 5. P. 1484-1495.
38. Turner, J. S. The motion of buoyant elements in turbulent surroundings // *J. Fluid. Mech.* 1963. Vol. 16. P. 1-16.
39. Viterbo, P. and A.C.M. Beljaars. An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation // *J. Climate*. 1995. Vol. 8. P. 2716-2748.
40. W C P R. Proceedings of the First International AMIP Scientific Conference / Gates W.L. (Ed.). WMO/TD-No. 732. 1995. 532 p.
41. Williamson, D.L., and P.J. Rasch. Two-dimensional semi-Lagrangian transport with sharp-preserving interpolation // *Mon. Wea. Rev.* 1989. Vol. 117. P. 102-129.
42. Zubov V.A., E. V. Rozanov and M. E. Schlesinger. Hybrid Scheme for 3 Dimensional Advective Transport // *Mon. Wea. Rev.* 2000. Vol. 127. P. 1335-1346.

ЗАВИСИМОСТЬ КЛИМАТИЧЕСКОГО РЕЖИМА В МОДЕЛИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ ГГО ОТ МЕТОДОВ ПАРАМЕТРИЗАЦИИ КОНВЕКЦИИ

1. Введение

Конвекция играет важную роль в формировании общей циркуляции атмосферы и ее межгодовой изменчивости в умеренных широтах и тропиках. Посредством конвекции осуществляется вертикальный перенос скрытого и явного тепла, который компенсирует потерю тепловой энергии в результате длинноволнового излучения в мировое пространство. Конвекция перераспределяет водяной пар в атмосфере и способствует формированию облачности и осадков, которые определяют влагооборот и термический режим атмосферы и подстилающей поверхности. Из-за малого горизонтального масштаба конвективные процессы не могут быть представлены в явном виде в моделях общей циркуляции атмосферы и поэтому для их описания широко используются различные по физической полноте и степени сложности схемы параметризации, которые варьируют в широких пределах, начиная от простой схемы конвективного приспособления [20] до сравнительно сложной схемы, основанной на спектральном представлении ансамблей конвективных облаков и расчете потоков облачной массы [7].

Как известно, большинство внутрисезонных колебаний тропической атмосферы вызываются конвекцией. Эти колебания выражаются посредством возмущений, распространяющихся на восток, и проявляются в полях приземного давления, температуры, и зонального ветра в верхней тропосфере вдоль экваториального пояса. В работе [31] исследовалась чувствительность циркуляции атмосферы низких широт при учете в модели атмосферы схем параметризации конвекции Куо [18] и конвективного приспособления. Показано, что обе схемы конвекции реалистично воспроизводят среднюю циркуляцию в тропиках, однако характеристики ее изменчивости получились существенно разными. Так, при учете схемы Куо модель атмосферы воспроизводит более слабую изменчивость зонального ветра синоптического масштаба с периодом около 4 суток и неудовлетворительно отражает внутрисезонные колебания с периодом 30-60 суток в верхней тропосфере. Схема конвективного приспособления

дает большую по амплитуде изменчивость зонального ветра для всех временных масштабов.

В работе [39] показано, что поток солнечной радиации и затраты тепла на испарение на подстилающей поверхности существенно зависят от метода параметризации конвекции в модели атмосферы. При этом важную роль в изменении указанных потоков играет вертикальная структура и протяженность облаков в конвективно-неустойчивом слое атмосферы.

В ряде исследований обнаружена зависимость результатов расчетов потепления климата, обусловленного ростом концентрации CO_2 в атмосфере, от методов параметризации конвекции [10,29]. Так, например, схема глубокой конвекции Куо способствует формированию более теплой тропосферы по сравнению со схемой конвективного приспособления при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере [16], а схемы, основанные на расчете потока массы, вызывают большее потепление по сравнению со схемой глубокой конвекции Куо [2,9]. Как показано в исследовании с моделью климата ГГО [2] чувствительность атмосферы при росте концентрации CO_2 определяется, в первую очередь, взаимодействием процессов, ответственных за образование и эволюцию облачности, перенос водяного пара и радиации в тропической зоне. Если облачно-радиационная связь в модели отрицательна при удвоении CO_2 , то независимо от того, какая схема конвекции используется, чувствительность модельного климата к удвоению CO_2 мала и составляет примерно 2°C . Если облачно-радиационная обратная связь близка к нейтральной или положительна, то чувствительность модельного климата существенно зависит от принятой схемы конвекции так, что более высокую чувствительность показывает модель с той схемой, которая включает более интенсивный вертикальный перенос водяного пара. Например, использование схемы конвекции Куо в модели ГГО при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере вызывает глобальное потепление у поверхности Земли, равное 2.6°C , а при использовании схемы Аракава-Шуберта при прочих равных условиях потепление составляет 4.3°C .

Хотя в последние годы много внимания уделяется дальнейшему совершенствованию схем параметризации конвекции и оценкам их преимуществ и недостатков при моделирования современного климата, в настоящее время нет единого мнения относительно того, какая из существующих схем наиболее реалистично описывает процессы переноса тепла и водяного пара в атмосфере.

2. Постановка экспериментов

Основная цель настоящего исследования – оценить, насколько успешно с помощью глобальной модели ГГО можно рассчитывать среднее состояние, сезонные изменения и межгодовые колебания атмосферной циркуляции при использовании трех известных схем параметризации конвекции: Куо [18], Тидтке [36] и Аракавы -Шуберта [7,24]. Путем интегрирования системы уравнений модели атмосферы при заданной температуре поверхности океанов (ТПО) с января 1979 по декабрь 1999 года выполнены три эксперимента, в которых последовательно учитывались указанные три схемы конвекции. Поскольку в течение рассматриваемого периода в тропической зоне Тихого океана наблюдались три значительные по интенсивности положительные аномалии ТПО, связанные с эпизодами Эль Ниньо, особое внимание уделяется сравнительному анализу реакции модельной атмосферы на эти аномалии с учетом разных схем конвекции.

В исследовании использовалась глобальная спектральная модель общей циркуляции атмосферы T30L14, полное описание которой приводится в работе [4]. Модель имеет 14 уровней по вертикали в сигма-системе координат. По горизонтали прогностические переменные представлены в виде усеченных рядов по сферическим функциям. Для усечения T30 используется 96 узлов вдоль круга широты ($\Delta\lambda = 3.75^\circ$) и 48 гауссовых узлов по долготе. За последние годы в модель внесен ряд изменений в методы параметризации отдельных физических процессов, способствовавшие повышению качества расчета различных характеристик современного климата. В первую очередь, эти изменения касались методов расчета процессов тепло- и влагообмена между деятельным слоем почвы на континентах и атмосферой, глубокой конвекции, а также расчета облачности, и ее оптических свойств. Подробное описание новых методов параметризации дается в [5], а описание схем конвекции, использованных в настоящем исследовании, приводится в следующем разделе.

Среднемесячные поля ТПО и протяженности морского льда за период 1979-1999 гг были получены с использованием данных AMIP [14] и данных Рейнольдса [27].

Начальные условия для атмосферной и гидрологической компонент модели во всех трех экспериментах были одинаковыми и соответствовали 1 ноября произвольного года. Они были получены в результате предвари-

тельного многолетнего интегрирования глобальной модели при заданной климатической температуре ТПО и протяженности морского льда.

В процессе анализа расчетные характеристики циркуляции, термического режима и влагооборота в атмосфере осреднялись за 21 год и сравнивались с климатическими данными и имеющимися результатами наблюдений за рассматриваемый период.

3. Методы параметризации конвекции

Схема конвекции Куо. В дальнейшем будем обозначать ее как схема КУО. Различные варианты этой относительно простой схемы широко используются в современных моделях атмосферы [18,22]. Ранее она также применялась в основной версии модели атмосферы ГТО [2,4]. Конвективные облака формируются на границе пограничного слоя атмосферы, а их вершины совпадают с уровнем нулевой плавучести. Вертикальные градиенты температуры и водяного пара в облаке определяются в предположении влажноадиабатического подъема насыщенного воздуха. Конвективные притоки тепла и влаги в облачном слое зависят от конвергенции водяного пара в пограничном слое и от параметра β , характеризующего долю водяного пара, затрачиваемую на перемешивание с окружающим воздухом и конденсацию. Многие схемы конвекции Куо отличаются между собой именно выбором этого параметра и его зависимости от характеристик облака. В данной схеме он принят зависящим от относительной влажности окружающего воздуха в слое, где располагается облако, и вычисляется по формуле, предложенной в работе [2,6]. Конвективные осадки рассчитываются в зависимости от вертикального распределения конвективного притока тепла. Однако они могут формироваться лишь в том случае, если крупномасштабный приток водяного пара ко всему облачному слою с учетом испарения с подстилающей поверхности положителен. В результате предварительного тестирования были приняты следующие значения основных констант, необходимых для расчета β : критическое значение относительной влажности в облаке $h_c = 0.9$ и $p = 3$. В этой и всех последующих схемах конвекции уровнем конденсации в конвективном облаке принят второй от поверхности Земли модельный уровень.

Схема конвекции Аракавы-Шуберта. Физические основы этой схемы и алгоритм ее реализации в моделях атмосферы изложены в ряде публи-

каций (см., например, [7,19]). В настоящее время различные версии этой схемы широко используется в моделях общей циркуляции атмосферы [22]. В дальнейшем будем называть ее сокращенно как схема А-III.

Предполагается, что в ячейке модели содержится ансамбль конвективных облаков, основания которых располагаются на границе пограничного слоя. Ансамбль облаков подразделяется на подансамбли в соответствии с положением их верхней границы. Каждый подансамбль представляет собой группу конвективных облаков, имеющую свой поток облачной массы. Поскольку вертикальное распределение нагревания и изменения водяного пара в атмосфере зависят от распределения конвективного потока облачной массы, параметризация сводится к определению потока массы, характеризующего каждый подансамбль. Замыкание достигается на основе гипотезы квазиравновесия между скоростью генерации влажной неустойчивости крупномасштабными процессами и компенсирующим высвобождением неустойчивости посредством конвекции.

Конвекция является эффективным механизмом расхода доступной потенциальной энергии, обусловленной влажной неустойчивостью. Стабилизация атмосферы достигается перераспределением по вертикали теплого влажного воздуха. Следствием такого перераспределения, в частности, являются конвективное осадкообразование и уменьшение вертикального градиента температуры воздуха за счет конденсационного притока тепла. Указанное квазиравновесие должно поддерживаться для всех подансамблей одновременно. Все конвективные облака имеют одинаковую окружающую их атмосферу, которую они изменяют посредством воздействия соответствующих потоков облачных масс. Концепция одновременного квазиравновесия для всех подансамблей, предложенная в работе Аракава и Шуберта [7], приводит к необходимости решать интегральное уравнение, в котором интегрирование осуществляется по всем подансамблям.

В данной работе используется модифицированная схема А-III, которая включает два важных обобщения. Первое касается отказа от гипотезы квазиравновесия, поскольку реализация численного алгоритма с таким допущением оказалась чрезвычайно трудоемкой. Вместо интегрального уравнения для потока облачной массы предложена схема с использованием прогностического уравнения кинетической энергии облачного подансамбля и соотношение, устанавливающее зависимость указанной энергии от потока облачной массы у основания облака [21,24]. Это условие существенно упрощает вычислительный алгоритм.

В прежней схеме параметризации А-III предполагалось, что основания конвективных облаков располагаются вблизи верхней границы пограничного слоя. Данные наблюдений показывают, что основания конвективных облаков могут формироваться и в свободной атмосфере. Чтобы учесть возможность формирования конвекции во всей тропосфере в некоторых моделях помимо схемы, в которой проникающая конвекция формируется на границе пограничного слоя, также используется схема влажного конвективного приспособления для свободной атмосферы [25]. В данной схеме принято, что конвективные облака могут формироваться на любом уровне в атмосфере. Это условие усложняет вычислительный алгоритм, однако предположение о линейном профиле потока массы (вместо экспоненциального) позволяет определять скорость вовлечения для каждого облака из линейных уравнений [11]. В схеме учитывается влияние ледяной фазы облачных капель на формирование осадков.

При расчетах интенсивность конвекции при прочих равных условиях зависит от выбора параметра α , устанавливающего связь между кинетической энергией облачного ансамбля и потоком облачной массы, а также зависимость от выбора времени диссипации кинетической энергии [21]. Большим значениям α соответствует меньший поток облачной массы и конвективные облака становятся менее протяженными по вертикали. Большее время диссипации приводит к большему нагреванию тропосферы в тропиках.

Предварительные расчеты с интегрированием на несколько лет позволили определить оптимальные значения параметров α и τ_D для модели данной конфигурации. Они были приняты равными $10^9 \text{ м}^4 \text{ кг}^{-1}$ и 300 с., соответственно.

Схема конвекции Тидтке. Схема параметризации конвекции по методу Тидтке используется также в ряде других моделей общей циркуляции атмосферы (в основном европейских). В дальнейшем для удобства будем называть ее сокращенно ТДК. Применяемая в модели ГГО схема представляет собой аналог той, которая используется в региональной и глобальной моделях Германской Службы Погоды (Оффенбах-на-Майне). Будучи лучше физически обоснованной по сравнению с КУО, эта схема основана на раздельном описании конвективных и крупномасштабных процессов в атмосферном столбе. Приведем некоторые характеристики схемы, более полное описание которой содержится в [5,36].

В модельной ячейке сетки рассматривается конвективный ансамбль, отдельные облака в котором могут иметь верхнюю границу на любом

модельном уровне. При этом схема не предусматривает спектрального представления такого ансамбля. Влияние ансамбля на окружающую среду учитывается интегральными соотношениями, которые описывают вертикальный перенос облачной массы, сухой статической энергии, водяного пара и жидкой воды в виде облачных капель. Основным является соотношение, позволяющее определить вертикальный профиль потока массы облачного воздуха.

К параметрам, позволяющим проводить настройку ТДК в рамках атмосферной модели, относятся коэффициент конверсии облачной капельной влаги в осадки и некоторые другие коэффициенты, определяющие интенсивность конвективного переноса. После проведенного тестирования эти параметры были приняты такими, какими они рекомендованы в работе [36].

При анализе результатов следует принимать во внимание, что за основной принят вариант модели атмосферы, валидация которого проводилась с ТДК. Это означает, что ТДК может априорно иметь в модели некоторые преимущества по сравнению с КУО и А-III.

4. Конденсационные притоки тепла и меридиональная циркуляция

Рассмотрим сначала распределения конденсационных притоков тепла за счет конвекции и крупномасштабной конденсации, которые являются основным источником нагревания тропической тропосферы. На рис.1 показаны средние за год высотно-широтные распределения притоков тепла отдельно за счет конвективной и крупномасштабной конденсации, рассчитанные в моделях с разными схемами конвекции. Из рисунков следует, что распределение и интенсивность конвективных и крупномасштабных притоков тепла сильно различаются между собой в расчетах с разными схемами конвекции. Так, в расчетах с КУО максимум конвективного притока в тропической зоне оказался наименьшим по интенсивности по сравнению с другими схемами конвекции, но широтная протяженность притоков значительная (рис.1а). Притоки тепла за счет крупномасштабной конденсации имеют три максимума, два в средних широтах и один более интенсивный у границы пограничного слоя в экваториальной зоне (рис.1б). ТДК дает наибольшие конвективные притоки тепла в нижней тропосфере тропической зоны и их распределение имеет большую широтную протяженность (рис.1в). Притоки тепла за счет крупномасштабной конденсации в тропиках очень малы и располагаются преимуще-

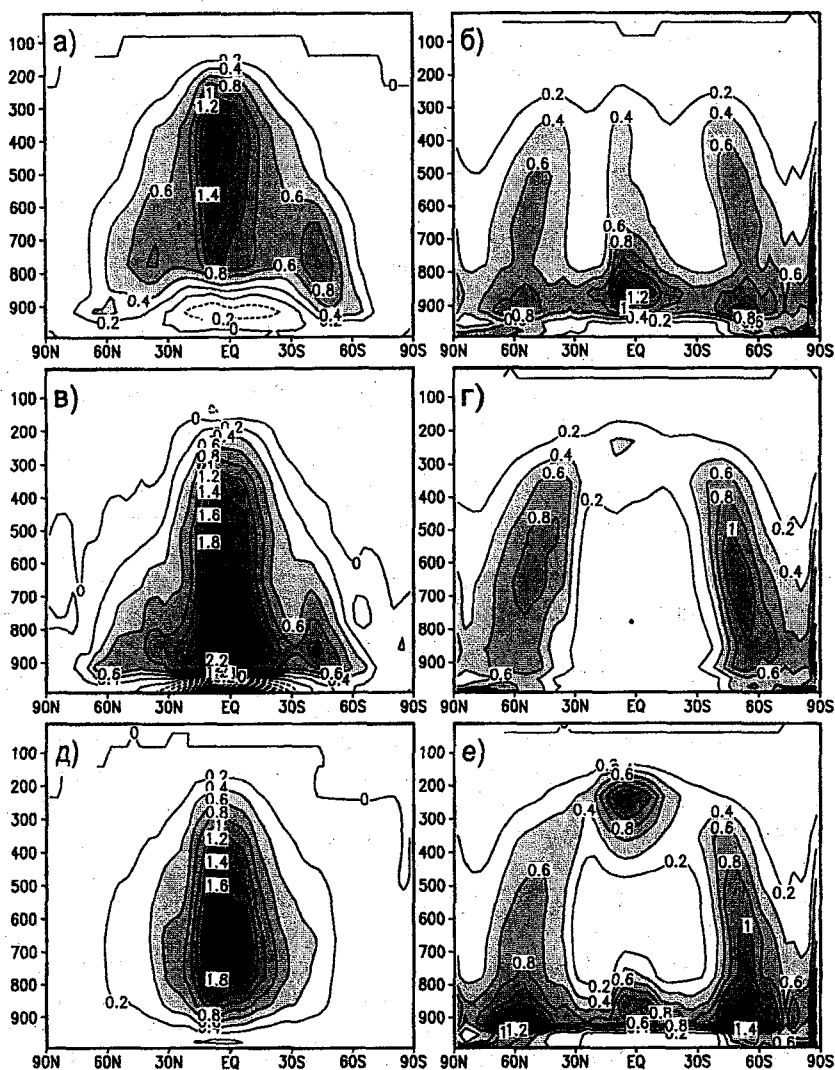


Рис. 1. Средние за год зонально-осредненные распределения притоков тепла (град/сутки), обусловленные влиянием конвекции (а,в,д) и крупномасштабной конденсации (б, г, е) в расчетах с учетом схем конвекции: КУО, ТДК и А-ПШ.

ственно в средних и высоких широтах обоих полушарий (рис.1г). Наконец, конвективные притоки тепла в экваториальной зоне, рассчитанные в модели с А-Ш, имеют примерно такую же интенсивность, как и в модели с ТДК, однако в первом случае эти притоки сосредоточены в широтном поясе 30° с.ш. – 30° ю.ш. С другой стороны, притоки тепла за счет крупномасштабной конденсации в А-Ш наблюдаются на всех широтах и имеют два максимума в верхней и нижней тропосфере тропической зоны.

Отрицательные значения притоков тепла в пограничном слое, рассчитанные с КУО и ТДК, связаны с учетом процесса сухого конвективного приспособления, влияние которого больше всего заметно в самых нижних слоях модельной атмосферы. Распределения притоков тепла показывают несколько три схемы конвекции различаются между собой. Однако вследствие отсутствия соответствующих данных наблюдений эти распределения не позволяют сделать заключение, какая из трех схем конвекции более реалистично воспроизводит фазовые притоки тепла. В принципе, указанные притоки могут быть получены по данным реанализа, однако в этом случае их распределения сильно зависят от того, какая модель использовалась при усвоении данных наблюдений. Некоторые количественные выводы о конденсационных притоках тепла в столбе атмосферы можно составить на основании анализа расчетных и наблюдаемых осадков, поскольку испарение выпадающих осадков в модели не учитывается.

Из табл. 1 следует, что для тропической зоны все три схемы конвекции дают примерно одинаковую интенсивность суммарных осадков, которая, в свою очередь, хорошо согласуется с данными наблюдений, полученными из двух источников. Однако доли конвективных и крупномасштабных осадков заметно различаются в расчетах с разными схемами конвекции. Так, конвективные осадки (конвективные притоки тепла) составляют 62% от суммарных в КУО, 83% в ТДК и 64% в А-Ш. Так называемое наблюдаемое (реанализ) и расчетные значения испарения получились достаточно близкими. В соответствии с условием баланса влаги в атмосфере несколько большая интенсивность осадков в модели КУО обусловлена соответствующим ростом испарения с подстилающей поверхности в тропической зоне. При прочих равных условиях интенсивность испарения тесно связана с термическим состоянием нижней тропосферы. Чем ниже эта температура, тем больше испарение с поверхности океана при одинаковой ТПО, принятой в моделях.

Таблица 1

Средние за год интенсивности конвективных, крупномасштабных и суммарных осадков (мм/сутки) в тропической зоне (30° с.ш. – 30° ю.ш.), рассчитанные в модели атмосферы с учетом трех схем конвекции и полученные по данным GPCP за период 1979-1999 гг. [15] и работы [38]. Для удобства изложения эти данные далее упоминаются как GPCP и X-A.

Конвекция, наблюдение	Конвект. Осадки	Крупномасшт. осадки	Суммарные Осадки
КУО	2.00	1.18	3.2
ТДК	2.49	0.44	3.0
А-Ш	1.87	1.02	2.9
GPCP	-	-	3.0
X-A	-	-	3.4

На рис.2 показаны распределения функций тока, характеризующие зонально осредненную, меридиональную и вертикальную циркуляции атмосферы зимой и летом, рассчитанные с разными схемами конвекции и полученные по данным наблюдений. Как известно, интенсивность ячейки Гадлея зависит преимущественно от интенсивности и вертикального распределения конденсационных притоков тепла, а также изменения момента количества движения в тропической тропосфере. Исследования показывают, что изменения конденсационных притоков тепла, обусловленных конвекцией и крупномасштабной конденсацией, обычно приводят к заметному изменению интенсивности меридиональной циркуляции в тропиках [21,31,35]. Из рисунка видно, что зимой наибольшая интенсивность циркуляции обнаруживается в меридиональной ячейке Гадлея в расчетах с ТДК, что лучше согласуется с данными реанализа NCEP/NCAR [17]. Интенсивность ячейки Ферреля в северном полушарии зимой хорошо воспроизводится со всеми тремя схемами конвекции. Наиболее интенсивная циркуляция в ячейке Гадлея летом получилась с учетом КУО и ТДК. Самой слабой циркуляция в этой ячейке наблюдается в расчетах с А-Ш для зимы и лета, причем летом она лучше других согласуется с данными реанализа. Интенсивность циркуляции в ячейке Гадлея зимой и летом качественно согласуется с интенсивностью конвективных осадков в тропической зоне 30° с.ш. – 30° ю.ш. (см. табл. 1).

5. Влагосодержание атмосферы

Данные наблюдений и теоретических исследований показывают, что

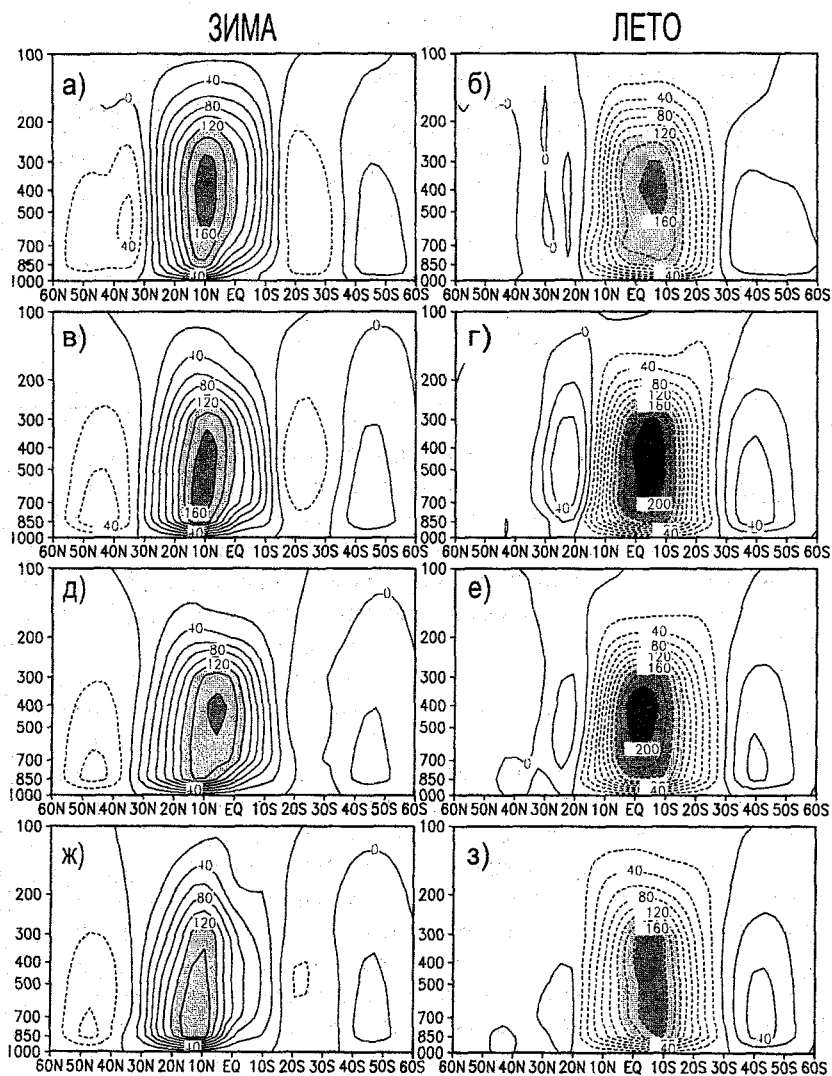


Рис.2. Меридиональная циркуляция (10^9 кг/с) в тропосфере зимой и летом, полученная по данным реанализа NCEP/NCAR (а, б), и рассчитанная с учетом: (в, г) схемы конвекции ТДК, (д, е) схемы конвекции КУО и (ж, з) схемы конвекции А-III.

во влажнонеустойчивой атмосфере глубокая конвекция локально формирует влажноадиабатический градиент температуры в результате фазовых преобразований водяного пара. Поэтому с точки зрения поддержания градиента температуры все конвективные схемы близки между собой. При этом схемы существенно различаются интенсивностью вертикального переноса водяного пара и его последующим перераспределением в тропосфере, формированием облачности и осадков. Увеличение количества водяного пара и облачности в верхней тропосфере в результате конвективного переноса способствует уменьшению уходящего излучения на верхней границе атмосферы, поскольку это излучение происходит при температуре существенно меньшей, чем температура подстилающей поверхности. Таким образом глубокая конвекция не только обеспечивает вертикальное перераспределение водяного пара и фазовый приток тепла, но при этом она формирует механизм обратных связей между водяным паром и облачностью, с одной стороны, и радиацией, с другой. В зависимости от знака облачно-радиационной обратной связи конвективный перенос может усиливаться или ослабляться [1].

На рис.3 показаны зонально осредненные распределения разностей между значениями удельной влажности, рассчитанными с использованием разных схем конвекции, и ее климатическими значениями, нормированных на климатические значения удельной влажности. Общая картина распределений показывает, что все три схемы в разной степени завышают влагосодержание средней и верхней тропосферы в тропической зоне и занижают его в атмосфере средних и особенно высоких широт обоих полушарий. В последнем случае перенос водяного пара в тропосфере определяется преимущественно крупномасштабными процессами, обусловленными бароклиной неустойчивостью. Из рисунков видно, что ТДК дает наиболее успешные результаты в расчетах вертикального переноса и перераспределения удельной влажности в тропосфере на всех широтах. В расчетах с КУО вертикальный перенос осуществляется менее интенсивно, поэтому в верхней тропосфере, начиная с уровня 400 гПа и выше формируется область дефицита удельной влажности. Далее, из табл. 2 следует, что в зоне 30° с.ш. -30° ю.ш. схема КУО на 10% занижает влагосодержание в верхней тропосфере и завышает в нижней. С другой стороны, при использовании А-III достаточно интенсивно осуществляется перенос водяного пара в верхнюю тропосферу, что приводит к формированию его избытка в тропической и субтропической областях. В тропической зоне 30° с.ш. -30° ю.ш. влагосодержание верхней тропосферы оказа-

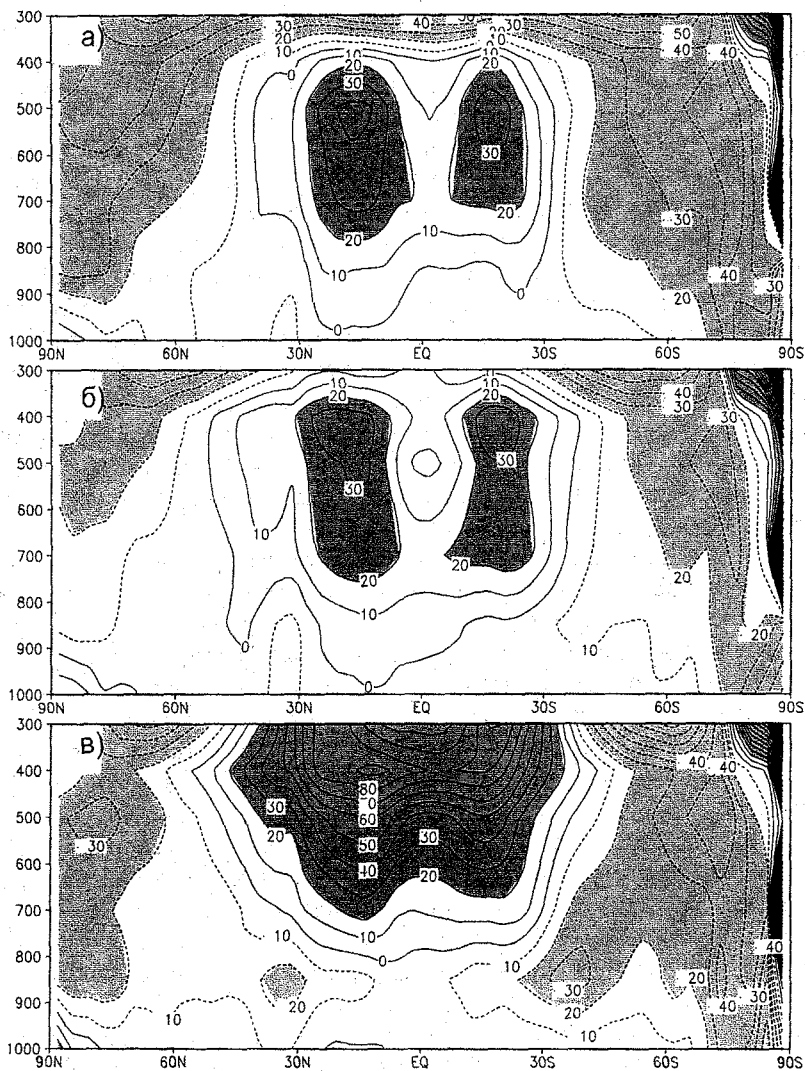


Рис.3. Средние за год зонально-осредненные распределения разностей между расчетной и климатической удельной влажностью нормированной на климатическую (в %), рассчитанные с учетом схем конвекции: (а) КУО, (б) ТДК и (в) А-III. За наблюдаемую принята удельная влажность, полученная из данных реанализа NCEP/NCAR /Kalnay et al, 1996/.

лось завышенным в полтора раза по сравнению с данными наблюдений и несколько заниженным в нижней тропосфере (см. табл. 2). В то же время полное влагосодержание столба атмосферы в расчетах с ТДК и А-III почти одинаково и близко к данным наблюдений, а в расчетах с КУО незначительно завышено.

Таблица 2

Среднее за год влагосодержание столба верхней (300-500 гПа), нижней (500-1000 гПа) и всей тропосферы (мм) в широтном поясе 30° с.ш. - 30° ю.ш., полученное в расчетах с разными схемами конвекции и по данным наблюдений NVAP [26].

Конвекция, наблюдения	Слой 300-500 гПа	Слой 500-1000 гПа	Вся Тропосфера
КУО	1.8	35.0	36.8
ТДК	2.1	34.2	36.3
А-III	3.0	33.2	36.2
NVAP	2.0	33.8	35.8

6. Облачность и радиационные потоки на границах атмосферы

Рассмотрим, каким образом отмеченные различия в вертикальном распределении водяного пара в разных схемах конвекции отражаются на распределении облачности и радиационных потоках на границах атмосферы.

Во всех трех экспериментах количество конвективных облаков зависит от интенсивности конвективных осадков, а слоистая (крупномасштабная) облачность вычисляется по относительной влажности в рассматриваемом слое атмосферы. Анализ распределения расчетной относительной влажности показывает (рисунки не приводятся), что наиболее заметные ее отличия от данных наблюдений имеют место в тропической и субтропической зонах обоих полушарий. По сравнению с наблюдениями относительная влажность завышена в средней тропосфере в расчетах с КУО, воспроизводится достаточно реалистично во всей тропосфере схемой ТДК и оказывается очень высокой в верхней тропосфере в расчетах с А-III.

На рис.4 показаны зонально осредненные распределения облаков, полученные при расчетах с разными схемами конвекции. Распределения облаков в средних и высоких широтах обоих полушарий очень похожи во всех трех случаях и это означает, что различия в схемах конвекции на

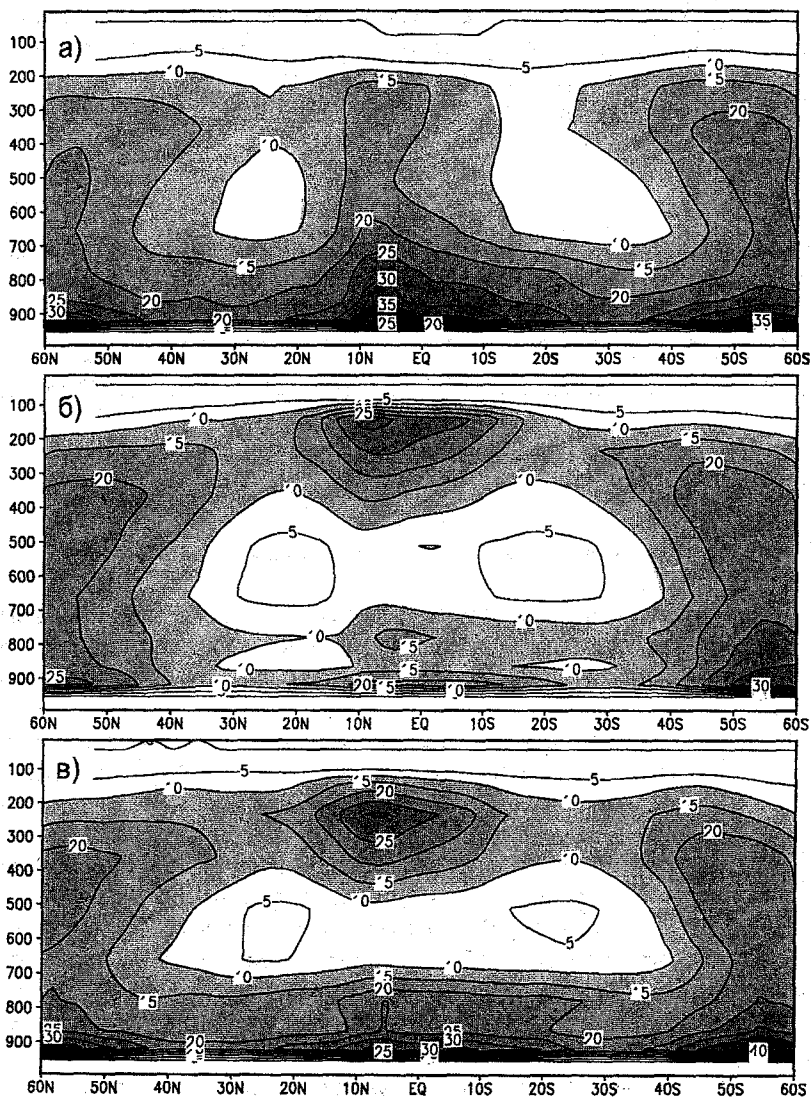


Рис.4. Средние за год зонально-осредненные распределения облачности (в % покрытия небосвода), рассчитанные с учетом схем конвекции: (а) КУО, (б) ТДК и (в) А-Ш.

этих широтах оказывают очень малое влияние на распределения облачности в этих областях.

Совсем другая картина наблюдается в низких широтах (см. табл. 3). Так, КУО воспроизводит преимущественно облака нижнего яруса, ТДК дает большое количество облаков верхнего яруса, а в расчетах с А-Ш формируются два максимума, один в верхней, а другой в нижней тропосфере. Верхняя облачность в А-Ш формируется преимущественно над океанами и, в целом, общее количество облаков заметно превышает наблюдаемое.

Таблица 3

Средняя за год облачность верхнего, среднего и нижнего ярусов, а также и полная облачность (в % покрытия небосвода) в широтной зоне 30° с.ш. – 30° ю.ш., рассчитанные с учетом разных схем конвекции и по данным наблюдений [28] и [37].

Конвекция	Верхней Ярус	Средний Ярус	Нижний Ярус	Полная Облачность
КУО	23	18	46	59
ТДК	35	12	33	58
А-Ш	31	14	50	66
ISCCP	15	15	27	59
WARREN	15	25	42	58

Какое из полученных вертикальных распределений облаков является более реалистичным сказать трудно, поскольку отсутствуют надежные данные наблюдений. Вместе с тем общее представление о том, какое из трех вертикальных распределений облачности является более правильным, можно составить на основании анализа других характеристик атмосферы, например, сравнения расчетных и наблюдаемых значений облачно-радиационного воздействия на верхней и нижней границах атмосферы. Как известно, облачно-радиационное воздействие представляет собой радиационное влияние облачности (а) на систему атмосфера-поверхность Земли, если рассматривается соответствующий радиационный поток на верхней границе атмосферы, или (б) только на поверхность Земли, если рассматривается радиационный поток у поверхности Земли. Величина этого влияния определяется как разность между радиационными потоками (в солнечном и длинноволновом диапазонах) в облачной и безоблачной атмосферах. Разность между соответствующими потоками на верхней и нижней границах атмосферы характеризует облачно-радиационное

воздействие на атмосферу. Облака верхнего яруса оказывают преимущественное влияние на длинноволновое излучение и способствуют нагреванию атмосферы. Облака нижнего яруса влияют, в основном, на солнечную радиацию и вызывают выхолаживание системы атмосфера-поверхность Земли.

Сравнение расчетных и наблюдаемых радиационных потоков, представленных в Таблице 4, показывает, что КУО и А-Ш в солнечном диапазоне радиационного спектра облачно-радиационного воздействия вызывают значительное выхолаживание системы атмосфера-поверхность Земли вследствие большого количества облаков в нижней тропосфере. В длинноволновой области радиационного спектра КУО дает меньшее нагревание указанной системы из-за малого количества облаков в верхней тропосфере, а А-Ш создает избыточное нагревание системы по сравнению с данными наблюдений. В результате, в обоих расчетах суммарное воздействие вызывает выхолаживание системы. Наибольшие погрешности в расчетах солнечного воздействия связаны с избыточным количеством слоистых облаков нижнего яруса, получающимся над акваторией океанов в тропической зоне. С другой стороны, ТДК достаточно успешно воспроизводит облачно-радиационное воздействие как в солнечном, так и в длинноволновом диапазонах.

Табл. 4 также показывает, что во всех трех экспериментах облачность вызывает примерно в 2 раза большее суммарное выхолаживание поверхности Земли по сравнению с климатическими данными. Это происходит, в основном, за счет изменения потока солнечной радиации. Особенно заметно такое влияние проявляется в расчетах с КУО и А-Ш, что качественно согласуется с существованием большого количества облаков нижнего яруса, получаемого в этих схемах в отличие от расчетов с ТДК. Поскольку температура поверхности океанов задана в течение всего срока интегрирования, указанное солнечное воздействие, вызывающее выхолаживание поверхности океанов, на самом деле не учитывается в модели. По-видимому, эффект такого воздействия может в полной мере проявиться только в совместной модели океан-атмосфера.

Далее, из табл. 4 следует, что во всех трех экспериментах облачность способствует нагреванию тропической атмосферы как в солнечном, так и длинноволновом диапазонах; при этом в эксперименте с КУО суммарное нагревание за счет облачности получилось наименьшим, а в расчетах с А-Ш - наибольшим.

Таблица 4

Среднее за год облачно-радиационное воздействие в солнечном (CRF_S), длинноволновом (CRF_L) диапазонах и суммарное воздействие (CRF_N) на верхней и нижней границах атмосферы и в столбе атмосферы ($Вт/м^2$), рассчитанные с учетом разных схем конвекции и полученные по спутниковым наблюдениям и наземным оценкам [13,23] и в широтной зоне 30^0 с.ш. -30^0 ю.ш.

Конвекция	CRF_S	CRF_L	CRF_N
Верхняя граница атмосферы			
КУО	-64.2	8.7	-35.5
ТДК	-50.0	31.9	-19.1
А-Ш	-67.7	36.1	-31.6
Наблюдения	-49.6	31.6	-18.0
Атмосфера			
КУО	10.4	4.6	15.0
ТДК	6.3	12.7	19.0
А-Ш	12.2	7.2	19.4
Наблюдения	-0.3	5.2	4.9
Подстилающая поверхность Земли			
КУО	-74.6	24.1	-50.5
ТДК	-56.3	19.2	-37.1
А-Ш	-79.9	28.9	-51.0
Наблюдения	-49.3	26.4	-22.9

7. Температура воздуха и циркуляция атмосферы

На рис.5 показаны средние за год разности между зональными температурами воздуха в тропосфере, полученными с учетом разных схем конвекции и по данным наблюдений. В высоких широтах обоих полушарий эти разности оказываются примерно одинаковыми, указывая, тем самым на то, что влияние конвекции на термический режим тропосферы пренебрежимо мало в этих регионах. В средних и низких широтах разности температур сильно различаются в разных схемах как по величине, так и по знаку. Так, расчет с КУО приводит к выхолаживанию тропосферы, наибольшая интенсивность которого наблюдается в ее верхней части, схема А-Ш вызывает значительное нагревание средней и верхней тропосферы, а ТДК достаточно успешно воспроизводит термический режим всей тропосферы. Такие различия невозможно объяснить влиянием только фазовых (конвективных и крупномасштабных) притоков тепла (см. табл. 1) или радиационным воздействием облачности (см. табл. 4), хотя

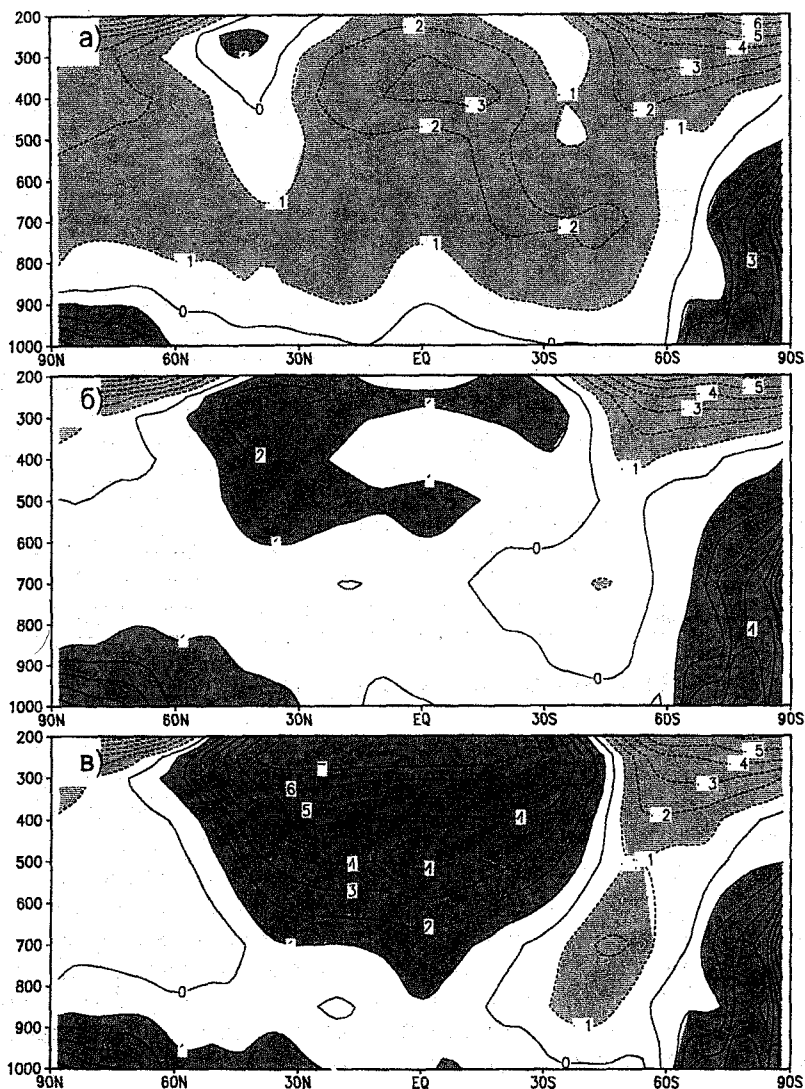


Рис.5. Средние за год зонально-осредненные разности между расчетной и наблюдаемой температурами воздуха (град С), полученные с учетом схем конвекции: (а) КУО, (б) ТДК и (в) А-III. За наблюдаемую принята температура, полученная из данных реанализа NCEP/NCAR /Kalnay et al, 1996/.

они и играют определенную роль в формировании термического режима тропосферы. Важное значение здесь несомненно играет перенос длинноволнового излучения и связанный с ним парниковый эффект, обусловленный вертикальным распределением водяного пара в тропосфере. Качественно, различия в термических режимах тропосферы, полученных с использованием КУО и А-Ш, хорошо согласуются с различиями во влагосодержании верхней тропосферы (см. табл. 2).

На рис. 6 даются средние за год зональные распределения расчетного и наблюдаемого зонального ветра. Положения струйных течений в северном и южном полушариях хорошо согласуются с наблюдениями, однако их интенсивность заметно различается в расчетах с разными схемами конвекции. Так, в эксперименте с конвекцией КУО она несколько слабее, а с конвекцией А-Ш сильнее в обоих полушариях по сравнению с наблюдаемой. В расчетах с конвекцией ТДК струйные течения незначительно ослаблены, однако восточный ветер в низких широтах получился достаточно близким к реальному.

В качестве одной из важных характеристик крупномасштабной циркуляции атмосферы низких широт рассмотрим распределения потенциала скорости на уровне 200 гПа летом и зимой, полученные по данным наблюдений и рассчитанные в экспериментах с разными схемами конвекции (рис. 7). Области дивергенции (конвергенции) характеризуют восходящие (нисходящие) движения в тропосфере, связанные с пространственным распределением источников тепла.

В декабре-феврале расчетные области с минимумом дивергенции (нисходящих движений) в западной части Тихого океана хорошо согласуются с данными наблюдений, однако их размеры оказались несколько большими и интенсивности завышенными, особенно в расчетах с КУО.

В июне — августе расчетные и наблюдаемые минимумы дивергентной области располагаются в западной части Тихого океана, однако интенсивность первых несколько завышена, особенно в расчетах со схемой КУО. Все три схемы конвекции дают более интенсивный максимум конвергенции, превышающий наблюдаемый на 10-20% в расчетах со схемами ТДК и А-Ш и на 40% со схемой КУО. Расчетное положение максимума конвергенции зимой находится на акватории Атлантического океана к северу от экватора и слабо зависит от используемой схемы конвекции, а по данным наблюдений максимум располагается к югу от экватора.

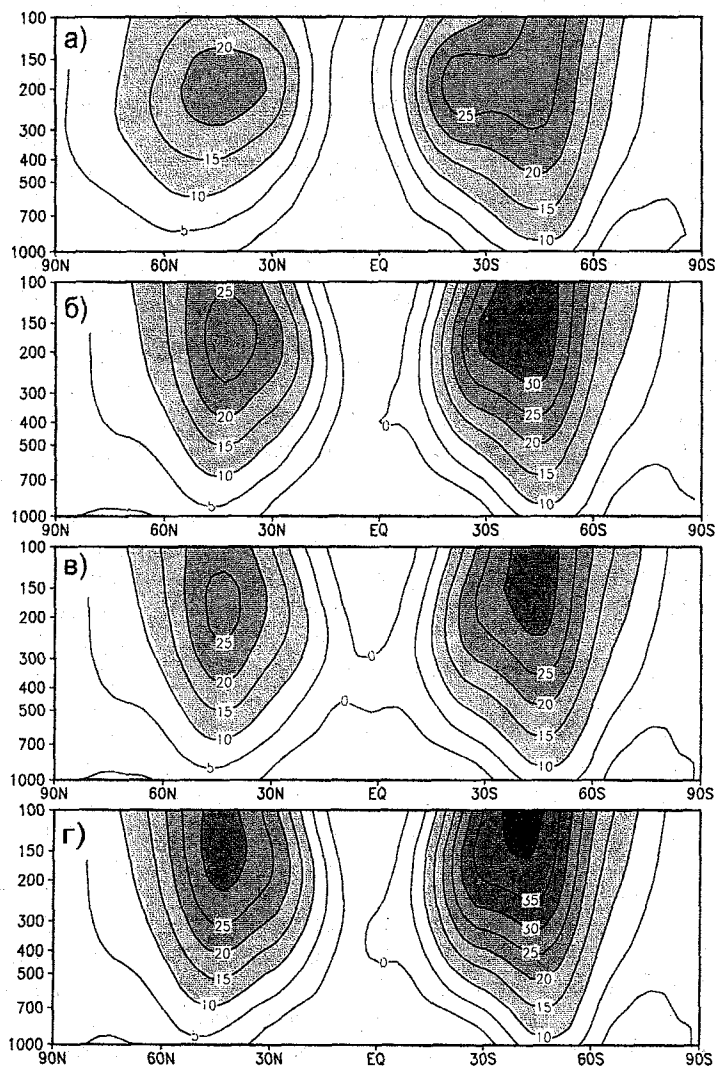


Рис.6. Средние за год зонально-осредненные распределения зонального ветра (м/с), полученные по данным наблюдений (а) и в расчетах с разными схемами конвекции: (б) КУО, (в) ТДК, (г) А-Ш. За наблюдаемый принят зональный ветер, полученный из данных реанализа NCEP/NCAR /Kalnay et al, 1996/.

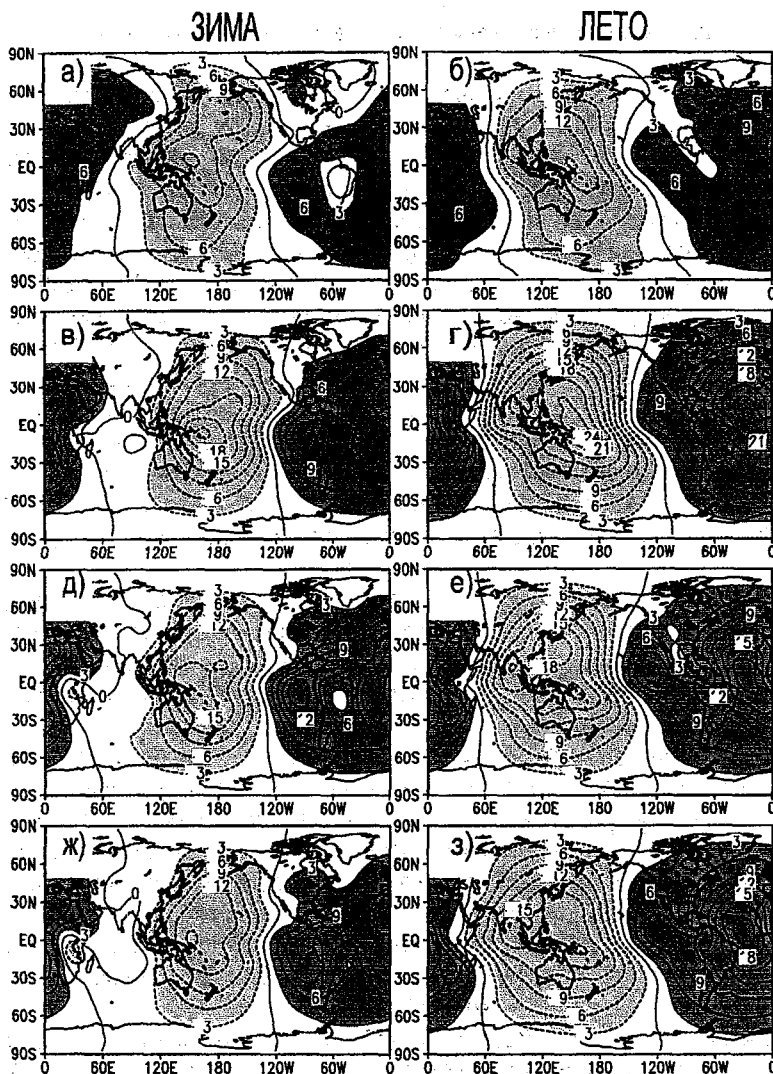


Рис.7. Поля среднего потенциала скорости ($\text{м}^2/\text{с}$) на уровне 200 гПа, полученные (а, б) по данным реанализа NCEP/NCAR /Kalnay et al, 1996/ и рассчитанные с учетом схем конвекции: (в, г) КВО, (д, е) ТДК и (ж, з) А-III зимой (декабрь-февраль) и летом (июнь-август).

8. Сезонные изменения осадков в тропической зоне.

В ряде исследований показано, что методы параметризации физических процессов играют важную роль при расчетах циркуляции и влагооборота в тропической атмосфере [30,34]. В частности, установлено, что расчет муссонной циркуляции и осадков зависит от методов параметризации конвекции и горизонтального разрешения моделей [31,33]. С использованием данных расчетов по тридцати моделям общей циркуляции атмосферы с заданной ТПО за период 1979-1988 гг. (модели АМР) в работе [12] выполнен анализ сезонного изменения осадков в основных регионах тропической зоны с развитой муссонной циркуляцией (Африка, Индия, Австралия, Индонезия). В этой работе показано, что почти все модели удовлетворительно воспроизводят сезонные изменения внутритропической зоны конвергенции над африканским континентом. Над индийским регионом многие модели показывают устойчивое положение зоны внутритропической конвергенции в течение всего года над экваториальной зоной Индийского океана и занижают продолжительность летнего муссона.

Принимая во внимание важную роль конвекции в динамике муссонов, представляется интересным исследовать, насколько реалистично модель атмосферы ГГО воспроизводит осадки и их сезонную изменчивость в различных регионах тропической зоны при использовании разных схем параметризации конвекции.

Как известно, существует несколько архивов полей глобальных осадков, которые заметно различаются между собой. По этой причине всегда возникает проблема, с каким из этих архивов сравнивать результаты расчетов по моделям. Чтобы составить представление о степени неопределенности в данных о наблюдаемых осадках, как и ранее, будут использоваться известные поля, полученные из двух разных источников [15,38].

По аналогии с работой [12] рассмотрим сезонный ход осадков в двух известных регионах с отчетливо выраженной муссонной циркуляцией: на африканском континенте и над Индией.

Африканский муссон. Результаты наблюдений показывают, что над Африкой имеют место большие сезонные изменения осадков. В летний период в северном полушарии область с осадками простирается от восточной акватории Атлантического океана (30° в.д.) с максимумом вблизи 10° с.ш. Летом в южном полушарии зона осадков наблюдается в южной части континента и простирается от экватора до 20° ю.ш. с максимумом

на 10^0 ю.ш. В работе [12] показано, что конфигурация областей с осадками в летние сезоны северного и южного полушарий, а также сезонные смещения основной зоны осадков на африканском континенте в целом правильно воспроизводятся всеми моделями АМР.

Сравнительный анализ полей осадков, рассчитанных с разными схемами конвекции, показывает, что их распределения в январе-феврале хорошо согласуются между собой и с данными наблюдений (рисунки не приводятся). С другой стороны, в июле-августе имеют место большие различия в распределении осадков как между расчетами с разными схемами, так и между двумя архивами данных наблюдений.

Таблица 5

Средние интенсивности осадков и коэффициенты корреляции между расчетными и наблюдаемыми полями осадков (GPCP и X-A) в области, включающей большую часть африканского континента (20^0 с.ш. – 25^0 ю.ш.; 10^0 з.д. – 40^0 в.д.) зимой (январь-февраль) и летом (июль-август).

Схемы конвекции, наблюдения	январь-февраль			июль-август		
	Осадки, мм/сут	Корр. с GPCP	Корр. с X-A	Осадки, мм/сут	Корр. с GPCP	Корр. с X-A
КУО	2.2	0.87	0.73	2.0	-0.12	-0.15
ТДК	2.3	0.78	0.73	1.9	0.25	0.15
А-Ш	2.6	0.68	0.59	2.1	0.15	0.05
GPCP	1.7	-	0.97	1.9	-	0.82
X-A	1.8	0.97	-	1.9	0.82	-

На рис.8 даются осредненные по долготе (10^0 з.д. – 40^0 в.д.) среднемесячные изменения осадков на африканском континенте, полученные по данным наблюдений и рассчитанные по модели с учетом разных схем конвекции. Сравнения с наблюдениями показывают, что модель атмосферы, в основном, правильно воспроизводит сезонные смещения зоны осадков в расчетах с разными схемами конвекции. Вместе с тем ширина этой зоны получилась несколько большей по сравнению с наблюдениями. Повидимому, это вызвано недостаточным горизонтальным разрешением модели. Рассчитанные суммы осадков зависят от принятой в модели схемы конвекции, причем различия между расчетами превышают соответствующие различия между отдельными данными наблюдений. Корреляция между расчетным и наблюдаемым (GPCP) сезонным ходом интенсивности осадков, осредненных по долготе (10^0 з.д. – 40^0 в.д.), составляет 0.83 (КУО), 0.76 (ТДК) и 0.47 (А-Ш).

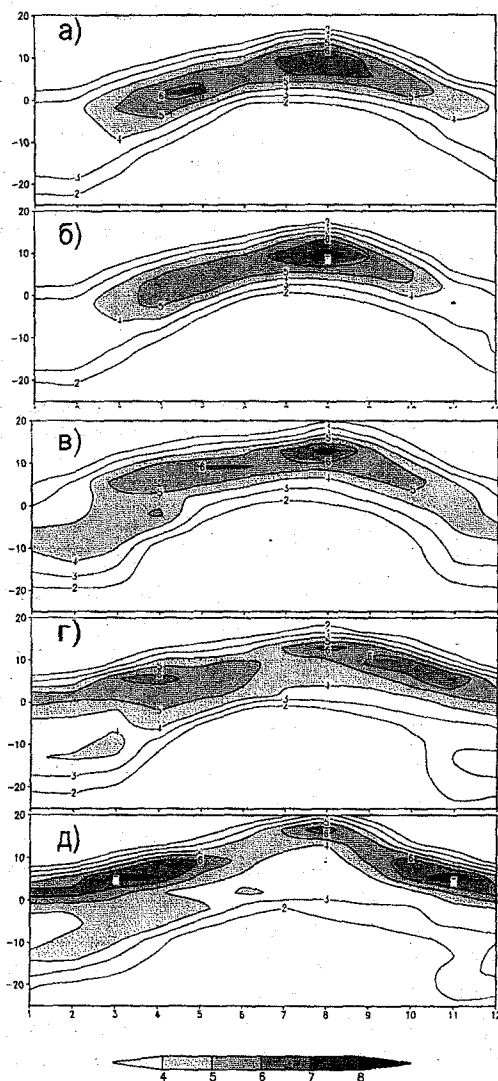


Рис.8. Сезонные изменения осредненных по долготе (10° з.д. – 40° в.д.) среднемесячных осадков (мм/сутки) на африканском континенте, полученные по данным наблюдений Хие-Аркин(а), GPCP(б) и рассчитанные с учетом схемы конвекции: (в) КУО, (г) ТДК и (д) А-Ш.

Азиатско-тихоокеанский муссон. В этом регионе зоны осадков имеют хорошо выраженную и достаточно большую протяженность по долготе, простираясь от азиатского континента на всю западную акваторию Тихого океана, преимущественно, в летний период для северного и южного полушарий. Сезонные смещения по широте основного пояса осадков хорошо видны из распределения среднемесячных осадков в секторе, включающем Азию и западную часть Тихого океана (70° в.д. – 140° в.д.). В этом регионе широтная протяженность интенсивных осадков становится наибольшей на долготе примерно 90° в.д. в июне-августе, простираясь от экватора до 25° с.ш. Такая протяженность зоны осадков возникает вследствие существования вторичной области осадков над экваториальной зоной океана на долготе индийского континента с ее частыми смещениями в течение лета между вторичной и первичной зонами. Сезонное смещение основного пояса осадков на нагретый континент в июле-августе является наиболее важной особенностью в этом регионе. Аналогичные широтные смещения также обнаруживаются над западной частью Тихого океана.

Как показывают расчеты по моделям AMIP, примерно в половине случаев модели правильно воспроизводят амплитуду сезонных смещений по широте зоны осадков над азиатским и западно-тихоокеанским регионами. Другая половина моделей показывает существенно меньшую амплитуду сезонных смещений осадков [12].

Таблица 6

Средние интенсивности осадков и коэффициенты корреляции между расчетными и наблюдаемыми полями осадков в азиатском и западном тихоокеанском регионах (30° с.ш. – 20° ю.ш.; 70° в.д. – 140° в.д.) зимой и летом.

Схемы конвекции, наблюдения	январь-февраль			июль-август		
	Осадки, мм/сут	Корр. с GPCP	Корр. с X-A	Осадки, мм/сут	Корр. с GPCP	Корр. с X-A
КУО	3.6	0.38	0.32	5.2	0.46	0.35
ТДК	3.7	0.41	0.43	4.7	0.45	0.40
А-Ш	3.3	0.37	0.35	4.3	0.15	0.10
GPCP	3.9	-	0.73	5.3	-	0.77
X-A	4.7	0.73	-	6.3	0.77	-

На рис.9 показаны осредненные по долготе (70° в.д. – 140° в.д.) среднемесячные изменения осадков в азиатско-тихоокеанском регионе, полу-

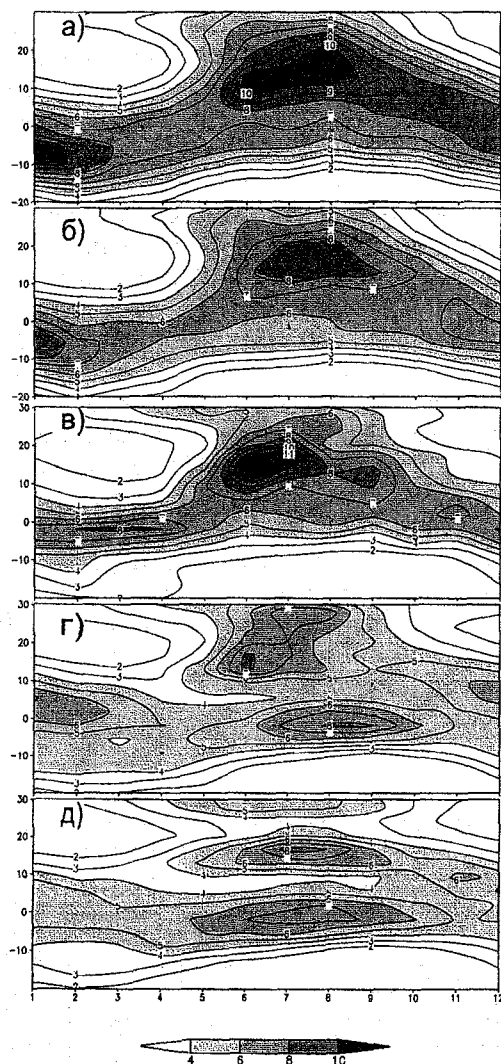


Рис.9. Сезонные изменения осредненных по долготе (70° в.д. – 140° в.д.) среднемесячных осадков (мм/сутки) в азиатско-тихоокеанском регионе, полученные по данным наблюдений Xie-Arkin(а), GPCP(б) и рассчитанные с учетом схемы конвекции: (в) КУО, (г) ТДК и (д) А-Ш.

ченные по данным наблюдений и рассчитанные с учетом разных схем конвекции. Следует обратить внимание на то, что максимальная интенсивность наблюдаемых осадков согласно работе [38] на 20-40% больше, чем по данным GPCP, в течение всего года. Расчеты по моделям показывают, что сезонные смещения осадков по широте и их наибольшая сезонная интенсивность воспроизводятся правильно в модели с КУО. В модели с А-Ш наблюдаются, по существу, три отдельные зоны максимальных осадков и отсутствует смещение к северу зоны осадков в июне-августе. Качество расчета зоны осадков по схеме ТДК занимает промежуточное положение между расчетами по двум другим схемам конвекции. Так например, корреляция между расчетным и наблюдаемым (GPCP) сезонным ходом интенсивности осадков, осредненных по долготе (70° в.д. – 140° в.д.), составляет 0.79 (КУО), 0.65 (ТДК) и 0.63 (А-Ш).

Индийский летний муссон. Большая часть осадков над Индией выпадает летом в период с июня по сентябрь. Наибольшая наблюдаемая интенсивность осадков и конвекции наблюдается в июле-августе. Пространственная конфигурация полей осадков над Индией чрезвычайно сложна и поэтому расчет распределения летних осадков оказывается весьма трудной задачей. Помимо зоны тропической конвергенции, которая располагается над нагретым континентом и с которой связана зона осадков, другая прерывающаяся зона конвергенции располагается над теплыми водами экваториальной части Индийского океана в течение всего лета. В этой зоне также формируется глубокая конвекция и выпадают связанные с ней осадки. Наконец, в северной части индийского континента наблюдаются интенсивные осадки, связанные с обтеканием воздушным потоком сложных форм рельефа.

К настоящему времени опубликовано большое число исследований, посвященных моделированию Индийского муссона. Расчеты по моделям AMIP показывают, что протяженность и интенсивность муссонных осадков, а также осадки во вторичных зонах внутритропической конвергенции, воспроизводятся с разной степенью успешности [12]. Реалистичное моделирование поля осадков получается в том случае, когда правильно рассчитывается сезонное смещение основной и вторичных зон осадков. Во многих моделях положение зоны внутритропической конвергенции над экваториальной зоной Индийского океана не меняется в течение всего года, а продолжительность летнего муссона занижается. Успешное моделирование летнего индийского муссона 1987/1988 гг. выполнено с помощью модели ГГО в рамках одного из проектов программы MONEX [3].

На рис.10 показаны распределения осадков над Индией и примыкающей акваторией Индийского океана в июле-августе, полученные по данным наблюдений и рассчитанные в модели с разными схемами конвекции. Указанные распределения воспроизводятся моделью со всеми схемами конвекции качественно верно, однако положение и величина максимумов

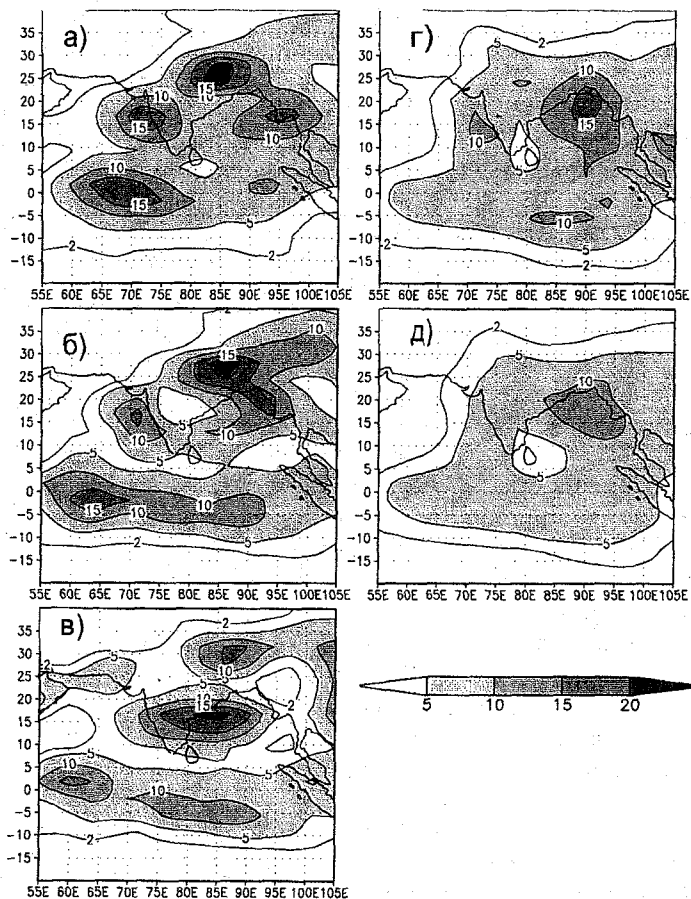


Рис.10 Распределения интенсивности осадков (мм/сутки) над Индией и примыкающей акваторией Индийского океана в июле-августе, рассчитанные с учетом разных схем конвекции: (а) КУО, (б) ТДК и (в) А-Ш и полученные по данным наблюдений Хис-Аркин(г),GPCP(д)

мов/минимумов осадков как полученных в расчетах с разными схемами конвекции, так и определенных из разных источников данных наблюдений существенно различаются. В расчетах с ТДК и А-Ш вторичная зона внутритропической конвергенции над Индийском океаном получилась более интенсивной по сравнению с данными наблюдений.

Наиболее значительные межгодовые изменения в климатической системе связаны с эпизодами Эль-Ниньо/Южное колебание, которые формируются в тропиках и оказывают значительное влияние на общую циркуляцию глобальной атмосферы. Эти изменения обусловлены влиянием крупномасштабных аномалий температуры поверхности океана в тропической зоне Тихого океана и последующим конвективным переносом водяного пара в среднюю и верхнюю тропосферу. За период интегрирования модели (1979-1999 гг.) наблюдались четыре теплые фазы Эль-Ниньо (1982-1983, 1987-1988, 1992-1994, 1997-1998 гг.) и четыре холодные фазы Ла-Нинья (1984-1985, 1988-1989, 1996, 1999 гг.).

Таблица 7

Средние интенсивности осадков и коэффициенты корреляции в индийском регионе (40° с.ш. – 20° ю.ш.; 55° в.д. – 105° в.д.) в июле-августе, полученные в расчетах и по данным наблюдений.

Схемы конвекции, наблюдения	Июль-август		
	Осадки, мм/сут	Корр. с GPCP	Корр. С X-A
КУО	5.0	0.65	0.59
ТДК	4.7	0.60	0.59
А-Ш	4.7	0.21	0.22
GPCP	4.4	-	0.90
X-A	4.4	0.90	-

9. Межгодовые изменения в тропической атмосфере

Поскольку в процессе интегрирования системы уравнений модели распределения аномалий ТПО и их эволюция заданы, амплитуда и фаза Южного колебания определяются реакцией глобальной атмосферы на эти аномалии, в основном, посредством интенсификации конвективного переноса водяного пара и высвобождения скрытого тепла в средней и верхней тропосфере. Другими словами, расчетная реакция тропической атмосферы будет определяться схемой параметризации конвекции.

Для оценки интенсивности возмущений циркуляции тропической атмосферы часто используется, так называемый, индекс южного колебания,

который определяется, как разность между значениями давления на уровне моря на о.Таити и в г. Дарвин, нормированная на среднее за год стандартное отклонение давления в соответствующих пунктах наблюдений. На рис.11 показан временной ход индекса южного колебания за период 1979-1999 гг., рассчитанный с учетом разных схем конвекции и полученный по данным наблюдений [8]. Все три схемы конвекции качественно воспроизводят Южное колебание, причем его фаза и интенсивность слабо зависят от принятой схемы конвекции. Однако в периоды хорошо выраженных эпизодов Эль-Ниньо, когда величина индекса южного колебания имеет наибольшую амплитуду, его расчетная интенсивность оказывается заниженной, что, по-видимому, вызвано недостаточным пространственным разрешением модели атмосферы.

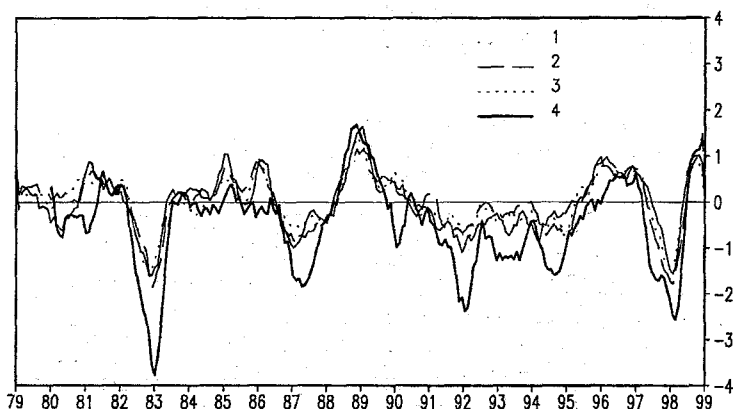


Рис.11. Временной ход индекса южного колебания, полученного расчетов с учетом схем параметризации конвекции Куо (1), Тидтке (2) и А-Ш (3) и по данным наблюдений (4). Распределения получены в результате 5-месячного скользящего осреднения.

На рис.12 показан временной ход зонального индекса ветра на уровне 850 гПа, осредненного в экваториальном поясе (5° с.ш. – 5° ю.ш.) западной (135° в.д. – 180°), центральной (175° з.д. – 140° з.д.) и восточной (135° з.д. – 120° з.д.) акваториях Тихого океана, полученный с учетом схем параметризации конвекции КУО (1), ТДК (2) и А-Ш (3) и по данным наблюдений. Положительные (отрицательные) значения характеризуют аномалии восточного (западного) ветра. Модель хорошо воспроизводит фазу межгодовых колебаний зонального ветра в нижней тропосфере экваториальной зоны Тихого океана для всех трех схем конвекции. Однако

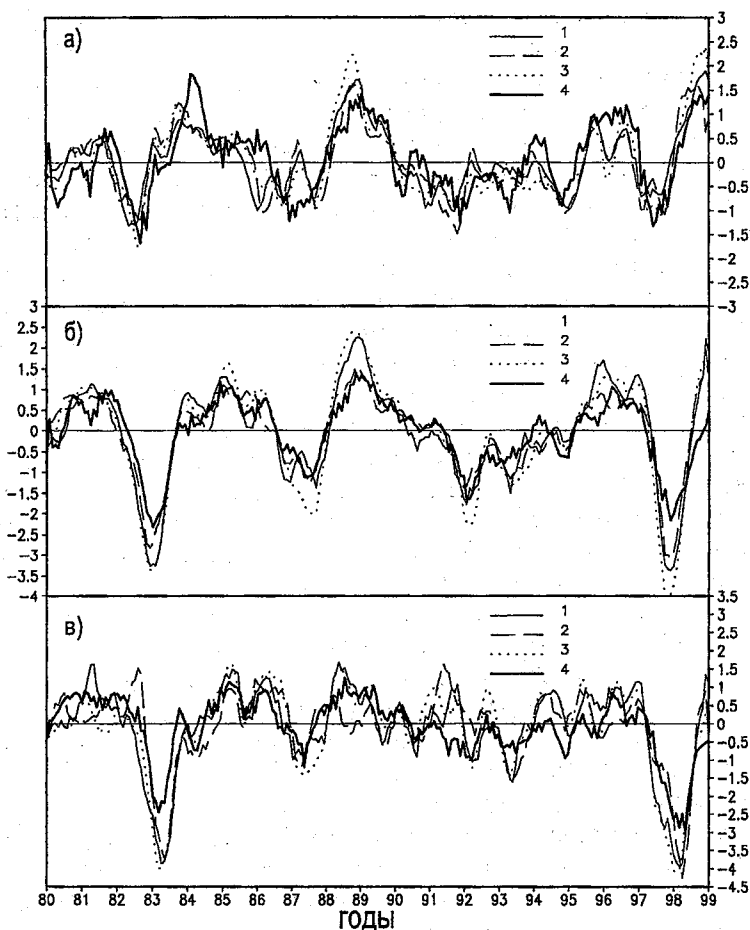


Рис. 12. Временной ход зонального индекса ветра на уровне 850 гПа, осредненного в широтном поясе 5° с.ш. – 5° ю.ш. и по долготе: (а) 135° в.д. – 180° ; (б) 140° з.д. – 175° з.д.; (в) 120° з.д. – 135° з.д., полученный с учетом схем параметризации конвекции Куо (1), Тидтке (2) и А-Ш (3) и по данным наблюдений. Аномалии определены как отклонения от среднего за период 1979–1995 гг. и нормированны на среднегодовое стандартное отклонение. Распределения получены в результате 5-месячного скользящего осреднения.

амплитуда этих колебаний несколько завышена в периоды хорошо выраженных эпизодов Эль-Ниньо. Эта особенность хорошо проявляется в центральной части Тихого океана при расчетах с КУО и А-Ш.

Данные наблюдений также показывают, что в периоды крупных аномалий ТПО в экваториальной зоне Тихого океана, интенсифицируется гидрологический цикл в тропической зоне, возрастает испарение с поверхности океана и, соответственно, изменяются осадки и облачность. В результате увеличения потока скрытого тепла конденсации повышается температура воздуха во всей тропосфере. С другой стороны, некоторая часть скрытой теплоты конденсации компенсируется радиационным выхолаживанием в результате длинноволнового излучения. Изменения излучения в мировое пространство вызываются не только изменениями температуры, но и в значительной степени изменениями интенсивности конвекции и связанной с ней облачностью. Взаимодействия между процессами переноса и преобразования водяного пара в атмосфере и радиационным переносом оказываются достаточно сложными [32].

На рис.13 показаны временной ход межгодовых колебаний осадков, влагосодержания в столбе атмосферы, аномалии температуры воздуха на поверхности 500 гПа и индекса аномалии уходящего длинноволнового излучения, полученные в результате расчетов и по данным наблюдений в отдельных областях тропической зоны. В табл. 8 представлены количественные характеристики межгодовой изменчивости переменных, показанных на рис.13: отношения расчетных и наблюдаемых стандартных отклонений и корреляции временного хода этих отклонений. Межгодовая изменчивость температуры средней тропосферы воспроизводится достаточно успешно и слабо зависит от принятой схемы конвекции.

На рис. 13а показан временной ход аномалий осадков, из которого видно, что расчетная изменчивость осадков составляет лишь 25-30% от наблюдаемой, а корреляция между расчетным и наблюдаемым временным ходом аномалий осадков отсутствует. Кроме того, различия между колебаниями, полученными с учетом разных схем конвекции, намного меньше различий с наблюдаемыми колебаниями. Наконец, наблюдаемые аномалии осадков слабо выражены в периоды активных фаз Эль-Ниньо по сравнению с другими переменными. На несогласование расчетных и наблюдаемых межгодовых колебаний осадков было обращено внимание в работе [32]. По результатам расчетов по 30 моделям АМIP в этой работе выполнен анализ межгодовой изменчивости осадков, водяного пара, температуры воздуха и длинноволновой радиации в тропической зоне (30° с.ш. – 30° ю.ш.) за 1979-1988 гг. и проведено сравнение с имеющимися данными наблюдений. Из анализа следует, что хотя расчетные и наблюдаемые осадки возрастают с ростом аномалий ТПО, их межгодовая изменчивость также оказалась значительно меньше наблюдаемой для всех

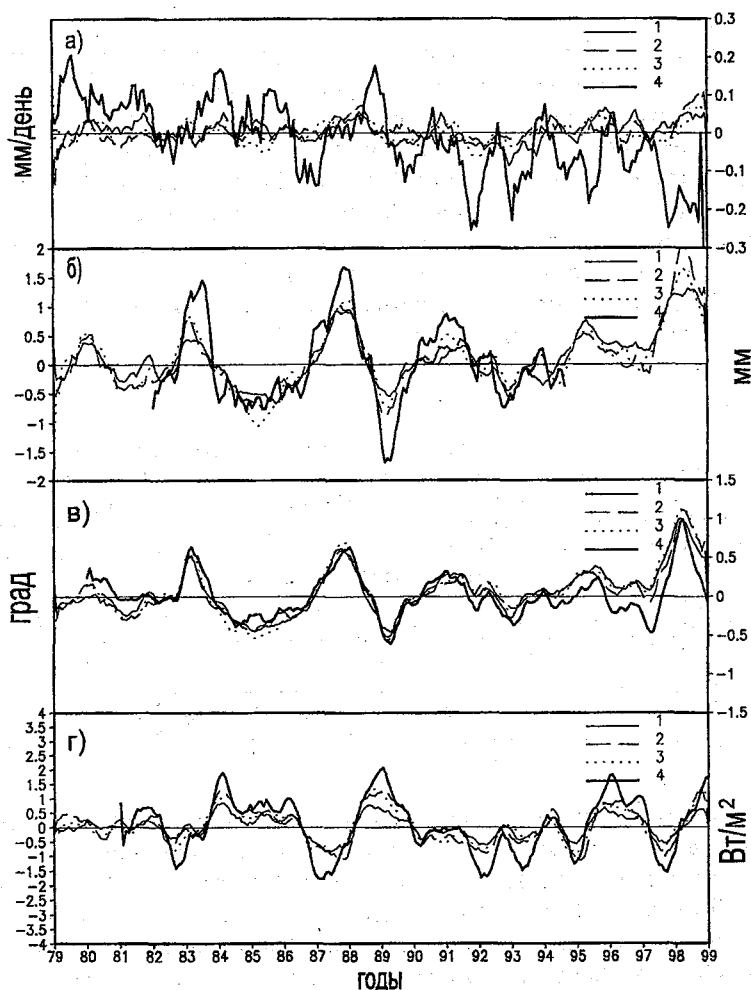


Рис. 13. Временной ход изменений: (а) осадков в широтной зоне 30° с.ш. – 30° ю.ш. (наблюдения из архива Xie & Arkin, 1997), (б) влагосодержания атмосферы в широтной зоне 30° с.ш. – 30° ю.ш. (наблюдения брались из реанализа NCEP/NCAR /Kalnay et al, 1996/, (в) аномалии виртуальной температуры воздуха на поверхности 500 гПа в широтном поясе 20° с.ш. – 20° ю.ш. (наблюдения из CDB, 2001), (г) индекса аномалии уходящего длинноволнового излучения, осредненный по широтной зоне 5° с.ш. – 5° ю.ш. и долготе 160° в.д. – 160° з.д. (наблюдения из CDB, 2001). Распределения получены в результате 5-месячного скользящего осреднения.

моделей.

Вместе с тем, расчеты и данные наблюдений показывают (рис.13б), что влагосодержание атмосферы возрастает в периоды положительных аномалий температуры поверхности океана и уменьшается при отрицательных аномалиях, хотя рассчитанные колебания с учетом разных схем конвекции оказались заниженными в периоды активных фаз Эль-Ниньо. В отличие от осадков, рассчитанные колебания влагосодержания согласуются по амплитуде и фазе с наблюдаемыми (корреляция 60-70%), хотя амплитуды оказались несколько заниженными в периоды активных фаз Эль-Ниньо. Так, средняя изменчивость за весь рассматриваемый период составила 0.6 от наблюдаемой.

Таблица 8

Отношения рассчитанных стандартных отклонений к наблюдаемым (D_B/D_H) и коэффициенты корреляции (R , %) между расчетными и фактическими изменениями осадков (PRC), влагосодержания в столбе атмосферы (PRW), температуры на уровне 500 гПа (T-500) и индекса уходящего излучения на верхней границе атмосферы (ORL) в тропической зоне (30° с.ш. – 30° ю.ш.) за период 1979-1999 гг., полученные с учетом разных схем конвекции.

Схемы конвекции	PRC		PRW		T-500		OLR	
	D_B/D_H	R	D_B/D_H	R	D_B/D_H	R	D_B/D_H	R
КВО	0.29	-7	0.56	63	1.00	75	0.43	77
ТДК	0.27	5	0.68	72	1.02	79	0.69	78
А-Ш	0.23	6	0.66	69	1.12	77	0.60	79

Изменчивость температуры воздуха в средней тропосфере достаточно хорошо воспроизводится моделью при учете всех трех схем конвекции (рис.13в). Корреляция временного хода колебаний составила около 75-80%. Отметим, что расчетные и наблюдаемые межгодовые изменения температуры вычислены по отношению к общему периоду 1979-1995 гг. Принимая во внимание известную связь между скрытой теплотой конденсации и температурой воздуха, а также влияние верхней конвективной облачности на нагревание тропосферы, можно считать естественным хорошее согласование между расчетной и наблюдаемой температурами воздуха.

Межгодовые колебания уходящего длинноволнового излучения на верхней границе атмосферы вызываются изменениями содержания водяного пара в тропосфере, высоты и протяженности облачности, а также температуры тропосферы. На рис.13г показан временной ход индекса

аномалии уходящего излучения на верхней границе атмосферы, осредненного по области с координатами 5° с.ш. – 5° ю.ш. и 160° в.д. – 160° з.д. Расчетные и наблюдаемые межгодовые аномалии представляют собой отклонения от среднего за период 1979–1995 гг. и нормированы на среднее за год стандартное отклонение. Из рисунка видно, что изменчивость индекса длинноволнового излучения хорошо согласуется с данными наблюдений по фазе, но оказывается заниженной по амплитуде в расчетах с учетом всех трех схем конвекции (0.40–0.70). При этом занижение изменчивости наблюдается в расчетах с КУО. Основываясь на данных табл. 8, можно сделать вывод, что расчеты с ТДК представляются более предпочтительными.

10. Заключение

Чтобы оценить возможности и качество модели общей циркуляции атмосферы ГГО при расчетах характеристик общей циркуляции атмосферы с учетом разных методов параметризации конвекции (КУО, Тидтке, Аракава-Шуберта) была проведена серия экспериментов с заданной ТПО за период 1979–1999 гг. Расчеты показывают, что хотя все три схемы конвекции дают разные пространственные распределения фазовых притоков тепла и их деление на конвективные и крупномасштабные, интенсивности суммарных осадков получились близкими и согласованными с данными наблюдений в тропической зоне.

Существенной особенностью схем конвекции является то, что они дают различную интенсивность вертикального переноса водяного пара в среднюю и верхнюю тропосферу. Так схема ТДК наиболее адекватно описывает перенос и перераспределение водяного пара в тропосфере на всех широтах. КУО приводит к дефициту водяного пара, а А-Ш вызывает его избыток в верхней тропосфере.

Наибольшие погрешности в расчетах облачно-радиационного воздействия вызваны избыточным количеством слоистых облаков нижнего яруса на акватории океана в тропической зоне. Во всех трех экспериментах это приводит к суммарному выхолаживанию поверхности Земли примерно в 2 раза большому по сравнению с климатическими данными. Этот недостаток особенно отчетливо проявляется при использовании схем КУО и А-Ш, что качественно согласуется с существованием большого количества облаков нижнего яруса в этих случаях, в отличие от ТДК.

Схема КУО способствует выхолаживанию тропосферы, наибольшая интенсивность которого наблюдается в ее верхней части, А-Ш вызывает

значительное нагревание средней и верхней тропосферы, а ТДК достаточно успешно воспроизводит термический режим всей тропосферы. Такие различия невозможно объяснить влиянием только фазовых (конвективных и крупномасштабных) притоков тепла, или радиационным воздействием облачности, хотя они и играют определенную роль в формировании термического режима тропосферы. Важное значение здесь несомненно играет перенос длинноволнового излучения и связанный с ним парниковый эффект, обусловленный вертикальным распределением водяного пара в тропосфере.

Модель атмосферы с разными схемами конвекции, в основном, правильно воспроизводит сезонные смещения зоны осадков юго-западного муссона в Африке. Вместе с тем, ширина этой зоны несколько больше по сравнению с наблюдениями..

Сезонные смещения осадков по широте и их наибольшая сезонная интенсивность в азиатско-тихоокеанском муссоне воспроизводятся правильно в модели со схемой КУО. В расчетах с А-Ш наблюдаются три разделенные зоны максимальных осадков и отсутствует смещение к северу зоны осадков в июне-августе.

Модель качественно верно воспроизводит распределение осадков в период летнего индийского муссона в расчетах со всеми схемами конвекции, однако положение и величина максимумов/минимумов осадков как в расчетах с разными схемами конвекции, так и по разным источникам данных наблюдений, существенно различаются.

Все три схемы конвекции качественно верно воспроизводят Южное колебание, причем его фаза и интенсивность слабо зависят от принятой схемы конвекции. Однако в периоды хорошо выраженных эпизодов Эль-Ниньо, когда величина индекса южного колебания имеет наибольшую амплитуду, его расчетная интенсивность оказывается заниженной.

Успешно воспроизводится фаза межгодовых колебаний зонального ветра в нижней тропосфере над экваториальной зоной Тихого океана для всех трех схем конвекции. Однако амплитуда этих колебаний несколько завышена в периоды выраженных эпизодов Эль-Ниньо, что особенно наглядно проявляется в центральной части Тихого океана при расчетах с КУО и А-Ш.

Расчетная межгодовая изменчивость осадков составляет лишь 25-30% от наблюдаемой, а корреляция между расчетным и наблюдаемым временным ходом аномалий осадков отсутствует. С другой стороны, рассчитанные колебания влагосодержания в столбе атмосферы согласуются по амплитуде и фазе с наблюдаемыми (корреляция 60-70%), хотя амплитуды

оказались несколько заниженными в периоды активных фаз Эль-Нино. На несогласование расчетных и наблюдаемых межгодовых колебаний осадков было также обращено внимание в работе [32] при анализе расчетов по 30 моделям АМІР.

Временной ход аномалий температуры воздуха средней тропосферы и уходящего излучения на верхней границе достаточно хорошо воспроизводятся моделью с учетом всех трех схем конвекции; корреляция временно-го хода колебаний составляет 75-80%.

В целом, расчеты межгодовой изменчивости рассмотренных характеристик атмосферы с использованием схемы конвекции ТДК представляются более предпочтительными. Вместе с тем, характерные заниженные амплитуды межгодовых колебаний рассмотренных характеристик атмосферы при всех схемах конвекции, по-видимому, обусловлены недостаточным пространственным разрешением модели.

Авторы выражают благодарность специалистам Германской Службы Погоды Е.Хайсе и Ф. Фрювальду за содействие при получении программного кода схемы Тидтке. Радиационные данные, использованные для сравнений в данной работе, получены из Исследовательского Центра Атмосферных Наук в Лэнгли (США). Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 99-05-65274).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мелешко В.П., Катцов В.М., Спорышев П.В., Вавулин С.В., Говоркова В.И. Обратные связи в климатической системе: взаимодействие облачности, радиации и водяного пара при потеплении климата // Метеорология и гидрология. 2000. №2. С. 22-45.
2. Мелешко В.П., Катцов В.М., Спорышев П.В., Вавулин С.В., Говоркова В.И. Чувствительность климатической модели ГТО к изменению концентрации CO_2 в атмосфере. Юбилейный сборник "Современные исследования Главной Геофизической Обсерватории им. А.И. Воейкова" к 150-летию со дня основания. 1999. Том 1. С. 3-32.
3. Мелешко В.П., В.А. Матюгин, А.П. Соколов, В.М. Гаврилина, В.В. Говоркова, Т.В. Павлова. Влияния аномалий температуры поверхности океанов летом в 1987 и 1988 гг на изменения муссонной циркуляции в тропиках // Метеорология и Гидрология. 1992. №12. С. 5-32.
4. Шнееров Б.Е., Мелешко В.П., Соколов А.П., Шейнин Д.А., Любанская В.А., Спорышев П.В., Матюгин В.А., Катцов В.М., Говоркова В.А., Павлова Т.В. Глобальная модель общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана ГТО. Прогноз погоды и физика атмосферы // Труды ГТО. 1997. Вып. 544. С. 3-123.
5. Шнееров Б.Е., В.П. Мелешко, В.А. Матюгин, П.В. Спорышев, Т.В. Павлова, С.В. Вавулин,

И. М. Школьник, В. А. Зубов, В. М. Гаврилина,
В. А. Говоркова. Современное состояние глобальной модели общей циркуляции
атмосферы ГГО (версия MGO-2) (см. настоящий сборник).

6. Anthes, R. A. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model // *Mon. Wea. Rev.* 1977. Vol. 105. P. 270-286.

7. Arakawa A., and W. H. Schubert. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I // *J. Atmos. Sci.* 1974. Vol. 31. P. 674-701.

8. C D B, Climate Diagnostics Bulletin. Near Real-Time Analyses Ocean/Atmosphere. August 2001, №01/08. US Department of Commerce, NOAA/NWS/NCEP.

9. Colman, R. A., and B. J. McAvaney. Sensitivity of the climate response of the atmospheric general circulation model to changes in convective parameterization and horizontal resolution // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. D2. P. 3155-3172.

10. Cunningham W. M. and J. F. B. Mitchell. On dependence of climate sensitivity on convection parameterization // *Climate Dyn.* 1990. №4. P. 85-93.

11. Ding, P. and D. A. Randall, A cumulus parameterization with multiple cloud base levels // *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103. P. 11341-11359.

12. Gadgil, S., S. Sajani. Monsoon precipitation in AMIP runs // *Climate Dyn.* 1998. №14. P. 659-689.

13. Gupta, S. K., C. H. Whitlock, N. A. Ritchey, A. C. Wilber, W. L. Darnell, and W. F. Staylor. A climatology of surface radiation budget derived from satellite data // *IRC'96: Current Problems in Atmospheric Radiation*, W. L. Smith and K. Stannes, Eds., A. Deepak. 1997. P. 710-713.

14. Fiorino, M. AMIP II sea surface temperature and sea ice concentration observations // *PCMDI Report 2000*. №60. 28p.

15. Huffman, G. J. (ed.), The Global Precipitation Climatology Project monthly mean precipitation data set // *WMO/TD № 808*. Geneva. 1997. 37p.

16. IPCC, Climate Change // The IPCC Scientific Assessment. J. T. Houghton, G. J. Jenkins and J. J. Ephraums (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK. 1990. 365 p.

17. Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Wollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetma, R. Reynolds, R. Jenne and D. Joseph. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1996. Vol. 77. P. 437-471.

18. Kuo H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow // *J. Atmos. Sci.* 1974. Vol. 31. P. 1232-1240.

19. Lord S. J. and W. C. Chao and A. Arakawa. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-environment, Part IV: the discrete model // *J. Atmos. Sci.* 1982. Vol. 39. P. 104-113.

20. Manabe S., J. Smagorinsky, R. F. Strickler, Simulated climatology of a general circulation model with hydrological cycle // *Mon. Wea. Rev.* 1965. Vol. 93. P. 769-798.

21. Pan D. M., and D. A. Randall. A cumulus parameterization with a prognostic closure // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 1998. Vol. 124. P. 949-981.

22. Phillips T. J. A summary documentation of the AMIP models. Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison // Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, CA, USA. 1994. PCMDI Report №18. 343p.

23. Ramanathan, V., R.D.Cess, E.F.Harrison, P.Minnis, B.R.Bakstrom, E.Ahmad, D.Hartman. Cloud radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment // Science. 1989. Vol. 243. P. 57-63.
24. Randall D.A. and D.M. Pan. Implementation of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure. The Presentation of Cumulus Convection in Numerical Models, K.Emanuel and D.Raymond, Eds // Meteor. Monogr. 1993. Vol. 24. №.46. P. 137-144.
25. Randall D.A., Harshvardhan, D.A. Dazlich and T.G. Corsetti. Interactions among radiation, convection, and large scale dynamics in a general circulation model // J. Atmos. Sci. 1989. Vol. 46. P. 1943-1970.
26. Randel, D.L., T.H.Vonder Haar, M.A.Ringerud, G.L.Stephens, T.J. Greenwald, C.L. Combs. A new global water vapor dataset // Bulletin of AMS. 1996. Vol. 77. №.6.
27. Reynolds, R. W. and T. M. Smith. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation // J. Climate. 1994. Vol.7. P. 929-948.
28. Rossow, W.B., L.C. Garder, P-J. Lu and A. Walker, International Cloud Climatology Project (ISCCP) documentation of cloud data. WMO/TD-№.266, December 1988(Revised April 1991). WMO, Geneva. 1988. 78p plus three appendices.
29. Schlesinger, M.E. and J.F.B.Mitchell. Climate model simulations of the equilibrium climatic response to increased carbon dioxide // Rev. Geophys. 1987. Vol. 25. P. 760-798.
30. Slingo, J. M. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model // Q.J.R. Meteorol. Soc. 1987. Vol. 113. P. 899-927.
31. Slingo J., M.Blackburn, A.Betts, R.Brugge, K.Hodges, B.Hoscins, M.Miller, L.Steenman-Clark, and J.Thuburn. Mean climate and transience in the tropics of the UGAMP GCM: Sensitivity to convective parameterization // Q.J.R. Meteorol. Soc. 1994. Vol. 120. P. 881-922.
32. Soden, B. J., The sensitivity of the tropical cycle to ENSO // J.Climate. 2000. Vol. 13. P. 538-549.
33. Sperber, K., S.Hameed, G.L.Potter, J.S.Boyle. Simulation of the northern summer monsoon in the ECMWF model: sensitivity to horizontal resolution // Mon. Wea. Rev. 1994. Vol. 122. P. 2461-2481.
34. Sud, Y. C., G.K. Walker. A review of recent research on improvement of physical parameterization in the GLA GCM. In: Sikka D.R., Singh S.S. (eds). Physical processes in atmospheric models. 1992, Wiley Eastern, 424-479p.
35. Sud, Y.C., Winston C.Chao, and G.K.Walker. Role of a cumulus parameterization scheme in simulating atmospheric circulation and rainfall in the nine-layer Goddard laboratory for atmospheres general circulation model // Mon. Wea. Rev. 1992. Vol. 120. P. 594-611.
36. Tiedtke M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models // Mon. Wea. Rev. 1989. Vol. 117. P. 1779-1800.
37. Warren, S.G., C.J. Hahn, J. London, R.M. Chervin, and R.L.Jenne. Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over the ocean // NCAR Tech. Note TN-317+STR, Boulder, CO. 1988. 42p.

38. Xie, P. and P. Arkin. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1997. Vol.78. P. 2539-2558.

39. Z h a n g J . Z . The sensitivity of energy balance to convective parameterization in a general circulation model // J. Atmos. Sci. 1995. Vol. 52. P. 1370-1382.

ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕПЛОВОГО И ВОДНОГО БАЛАНСА НА ВОДОСБОРАХ КРУПНЫХ РЕК В МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ ГГО, РАССЧИТАННЫЕ В РАМКАХ МЕЖДУНАРОДНОГО ПРОЕКТА СРАВНЕНИЯ МОДЕЛЕЙ АТМОСФЕРЫ АМІР-I И АМІР-II.

Введение

Современные модели общей циркуляции атмосферы находятся в процессе непрерывного развития и совершенствования. Этой задаче посвящен ряд международных программ и среди них, в первую очередь, следует упомянуть международные проекты по сравнению атмосферных моделей (АМІР-I, АМІР-II) и совместных моделей океан-атмосфера (СМІР) [5,7,15], а также ряд других проектов.

Основная цель АМІР-I – всесторонняя оценка возможностей моделей общей циркуляции атмосферы в воспроизведении современного климата и его колебаний, а также выявление характерных систематических ошибок в моделях с целью дальнейшего их уменьшения или устранения. Программа сравнений осуществлялась под научным патронажем Всемирной программы исследования климата, а непосредственным координатором всех работ выступала группа программы по диагностике и сравнению климатических моделей (PCMDI) Ливерморской национальной лаборатории (США). Наиболее активная фаза АМІР-I осуществлялась в период 1990-1995 гг. и включала работы по сравнению 31 модели общей циркуляции атмосферы ведущих научных организаций мира. Эти модели имели разное пространственное разрешение и учитывали большое разнообразие методов параметризации физических процессов. В соответствии с программой работ интегрирование системы уравнений моделей осуществлялось сроком на 10 лет с использованием фактической температуры поверхности океанов (ТПО) и протяженности морского льда с января 1979 г по декабрь 1988 г. Подробное описание моделей атмосферы, участвовавших в АМІР-I, а также результаты исследований, полученные с использованием обширного архива расчетных данных, приводятся в многочисленных публикациях [5,7,8,17]

В 1998 г. была начата вторая фаза проекта, АМІР-II, при планировании которой был учтен богатый опыт проведения первой фазы АМІР-I. Были существенно расширены требования к проведению расчетов, увели-

чен период расчета с января 1979 г. по февраль 1996 г., а также увеличен перечень характеристик атмосферы для диагностического анализа.

В обеих фазах АМІР принимала участие модель атмосферы, созданная в Главной геофизической обсерватории им. А.И.Воейкова (ГГО). Хотя пространственное разрешение модели атмосферы ГГО было одинаковым (Т30L14) в обоих случаях, версии моделей существенно отличались между собой как по учету методов параметризации физических процессов, так и вследствие усовершенствования некоторых схем параметризации. Кроме того, были устранены некоторые программные ошибки, обнаруженные в первоначальной версии модели [2-4].

Как известно, расчет регионального климата с помощью моделей общей циркуляции атмосферы является наиболее трудной задачей. Первая попытка оценить возможности моделей АМІР-I в расчетах характеристик теплового и водного баланса на водосборе рек Волги/Урала была предпринята в работе [1]. Было показано, что ряд моделей достаточно успешно воспроизводит средние многолетние составляющие водного баланса и суммарный баланс воды на водосборе Волги/Урала и на акватории Каспийского моря. Однако, в целом, качество расчетов регионального климата во многих моделях продолжает оставаться сравнительно невысоким.

В лаборатории моделирования климата ГГО в рамках испытания новой версии модели атмосферы MGO-2 со спектральным разрешением Т30L14 и Т42L14 проводился всесторонний анализ расчетных характеристик климата и их валидация относительно данных наблюдений на водосборах крупных рек (Амазонка, Волга, Енисей, Конго, Лена, Миссисипи, Обь), водосборе Балтийского моря и в регионах с особыми климатическими режимами (Антарктида, Аравия, Гренландия, Индостан, арктический бассейн, отдельные акватории Атлантического и Тихого океанов). Всего был рассмотрен 21 такой регион. Расчеты по версии модели MGO-2, выполненные в соответствии с протоколом проекта АМІР-II, переданы в базу данных PCMDI Ливерморской национальной лаборатории (США) и в настоящее время размещены на сайте <http://www-pcmdi.llnl.gov/amip/quick-look>.

Цель данной работы – оценить возможности современных моделей общей циркуляции атмосферы в воспроизведении сезонных особенностей климата на водосборах крупных рек земного шара. В статье сделана также попытка выяснить путем сравнения результатов международных проектов АМІР-I и АМІР-II, насколько изменилось качество расчетов климата с помощью моделей за последние 10 лет. В частности, было важно

оценить, насколько новая версия модели ГГО (Т30L14) правильное воспроизводит реальный климат по сравнению с предыдущей моделью.

Организация сравнений

В табл. 1 и 2 перечислены 13 моделей проекта AMIP-I и 17 моделей проекта AMIP-II, данные которых использовались в анализе. Из всего набора моделей только 10 входят в оба проекта одновременно. Эти различия создают определенные трудности при объективной оценке достигнутого прогресса в развитии моделей.

Таблица 1

Научные организации и модели атмосферы AMIP-I, использованные в анализе.

№ п/п	Полное название организации, страна	Латинское сокращение организации	Разрешение модели
1	Канадский климатический центр, Канада	CCC	T32L14
2	Центр метеорологических исследований, Франция	CNRM	T42L30
3	Центр по изучению океана, суши и атмосферы, США	COLA	T40L18
4	Научная и индустриальная исследовательская организация содружества, Австралия	CSIRO	R21L9
5	Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды, Англия	ECMWF	T42L19
6	Лаборатория геофизической гидродинамики, США	GFDL	R30L14
7	Годдардская лаборатория по изучению атмосферы, США	GLA	4 ⁰ x5 ⁰ L17
8	Институт вычислительной математики Россия	INM	4 ⁰ x5 ⁰ L7
9	Главная геофизическая лаборатория им. А.И.Воейкова	MGO	T30L14
10	Метеорологический институт Макса Планка, Германия	MPI	T42L19
11	Национальный метеорологический центр, США	NMC	T40L18
12	Университетская программа моделирования глобальных атмосферных процессов, Англия	UGAMP	T42L19
13	Метеорологическая служба, Англия	UKMO	2.5 ⁰ x3.75 ⁰ L20

Таблица 2

Научные организации и модели атмосферы AMIP-II, использованные в анализе.

№ п/п	Полное название организации, страна	Латинское сокращение организации	Разрешение модели
1	Канадский климатический центр, Канада	CCCma	T47L32
2	Центр исследований климатической системы, Япония	CCSR	T42L18
3	Центр метеорологических исследований, Франция	CNRM	T63L45
4	Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды, Англия	ECMWF	T63L50
5	Годдардская лаборатория по изучению атмосферы, США	GLA	4°x5°L20
6	Японское метеорологическое агенство, Япония	JMA	T63L30
7	Институт вычислительной математики Россия	INM	4°x5°L21
8	Главная геофизическая лаборатория им. А.И.Восейкова	MGO	T30L14
9	Метеорологический исследовательский институт, Япония	MRI	E42L30
10	Национальный центр атмосферных исследований, США	NCAR	T42L18
11	Национальный центр прогнозов окружающей среды, США	NCEP	T62L28
12	Тихоокеанская Северо-Западная национальная лаборатория, США	PNNL	T42L18
13	Университет штата Нью-Йорк, США	SUNYA	T42L18
14	Университетская программа моделирования глобальных атмосферных процессов, Англия	UGAMP	2.5°x3.75°L58
15	Иллинойский университет, США	UIUC	4°x5°L24
16	Метеорологическая служба, Англия	UKMO	2.5°x3.75°L58
17	Университет Йонсей, Южная Корея	YONU	4°x5°L15

Примечание: В четвертом столбце в табл.1 и 2 использованы обозначения для ромбоидального (R), треугольного (T) усечения сферических функций в спектральных моделях, и числа уровней по вертикали (L).

Помимо учета новых, улучшенных методов параметризации физических процессов, многие модели в AMIP-II отличаются от своих предшественников более высоким пространственным разрешением и это обстоятельство, как можно ожидать, должно способствовать повышению качества моделирования. Модель ГТО одна из немногих, в которых простран-

ственное разрешение осталось неизменным на протяжении последних 10 лет, но существенным изменениям подверглись методы параметризации физических процессов.

Из-за ограниченного объема статьи здесь представлены результаты анализа только для четырех водосборов, представленных на рис.1, которые характеризуют различные климатические условия (Амазонка, Волга/Урал, Енисей, Миссисипи). Сравнения данных, рассчитанных по моделям и полученных из наблюдений, проводились для отдельных составляющих теплового баланса (температура воздуха и радиационный баланс у поверхности Земли), а также основных составляющих водного баланса (осадки, испарение, сток, влагосодержание в столбе атмосферы).

Для сравнения модельных расчетов с наблюдениями использовались следующие климатические архивы.

Глобальный архив среднемесячных осадков (Xie-Arkin), который охватывает период с июля 1987 по декабрь 1994 года и представляет собой комбинацию спутниковых оценок осадков в инфракрасном и микроволновом диапазонах и наземных измерений [20,21]. При сравнениях результатов моделирования использовались осадки, осредненные за период 1988-94 гг. Кроме того, рассматривался еще один архив климатических распределений осадков, описание которого дано в работе [13].

Глобальные поля среднемесячной температуры воздуха у поверхности Земли брались из архива, описание которого дано в работе [14] и из климатологического архива CRU за период 1961-1990 гг. [11,16].

Архив данных по влагосодержанию атмосферы (NVAP) получен путем объединения спутниковых и радиозондовых измерений за период 1988-1992 гг. [18].

Давление на уровне моря получено из данных реанализа NCEP/NCAR за период 1982-1995 гг. Подробно описание архива дается в работе [12].

Архив среднемесячных данных о радиационных потоках на подстилающей поверхности за период с июня 1983 по июнь 1991 года подготовлен исследовательским центром Лэнгли Национального аэрокосмического агентства США (LaRC NASA) на основе спутниковых измерений [19] с использованием радиационной схемы, разработанной в LaRC [6].

При оценке модельных расчетов испарения в качестве климатических данных использовались глобальные поля испарения с подстилающей поверхности, полученные из реанализа NCEP/NCAR [12] и реанализа ERA [9].

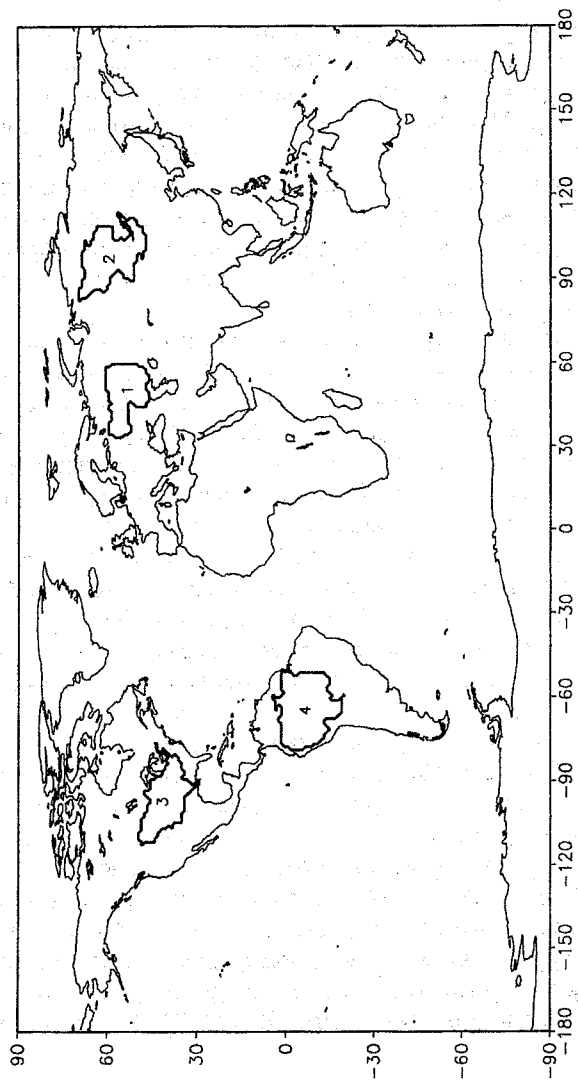


Рис.1. Области земного шара, использованные для анализа составляющих теплового и водного баланса. 1- водосбор Волги/Урала, 2- водосбор Енисея, 3 – водосбор Миссисипи, 4 – водосбор Амазонки.

Термический режим у поверхности Земли

Одной из важных характеристик, определяющих термический режим на подстилающей поверхности, является баланс солнечной радиации. На рис.2 и 3 показан сезонный ход поглощенной солнечной радиации на подстилающей поверхности для водосборов рек Волги/Урала, Енисея, Миссисипи и Амазонки, рассчитанный в моделях АМIP-I и АМIP-II и полученный по данным наблюдений. Здесь и далее на представленных рисунках темной штриховкой выделена область, в которую попадают 50% средних модельных значений рассматриваемой характеристики, светлой штриховкой – то же, но для 80%. Точнее, для каждого месяца модельные значения характеристики были упорядочены по возрастанию и из этого ряда были выбраны, соответственно, 50% и 80% средних значений. Белой линией показан средний ход рассматриваемой характеристики, рассчитанный по всем моделям данной выборки (ансамблю). Результаты анализа показывают, что, как правило, ансамблевые характеристики климата лучше согласуются с данными наблюдений, чем каждая отдельно взятая модель. Причиной тому являются следующие обстоятельства: каждая модель содержит только ей присущие систематические ошибки, разные по величине и знаку. Если рассматривается ансамбль независимых моделей, ошибки каждой такой модели являются, во многих случаях, случайными и поэтому фильтруются при осреднении по достаточно большой выборке моделей. Это означает, что расчеты характеристик климата по ансамблю можно рассматривать как базовые для тех переменных, наблюдения за которыми отсутствуют.

В табл. 3 приведены среднегодовые значения поглощенной солнечной радиации на водосборах, рассчитанные в моделях и полученные по данным наблюдений [6].

Таблица 3

Среднегодовые значения поглощения солнечной радиации (Вт/м^2) на водосборах, полученные по модели ГГО, по ансамблю моделей в АМIP-I и АМIP-II, а также по климатическим данным [6].

Водосборы	АМIP I		АМIP II		Климат
	модель	ансамбль	модель	ансамбль	
Амазонка	205	195	186	191	164
Миссисипи	172	166	144	150	139
Волга/Урал	125	117	106	104	97
Енисей	100	98	89	91	93

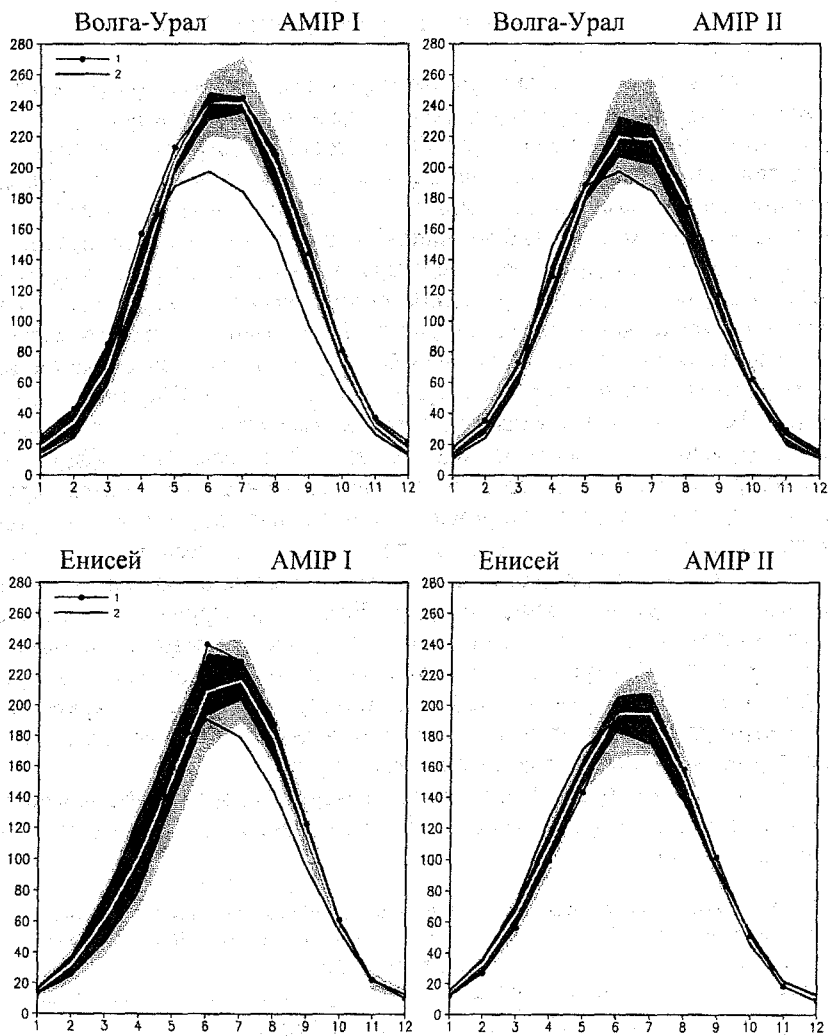


Рис.2. Сезонный ход поглощенной солнечной радиации на подстилающей поверхности на водосборах, рассчитанный в моделях AMIP-I, AMIP-II и полученный по данным наблюдений. 1-модель ГГО, 2- данные наблюдений [6].

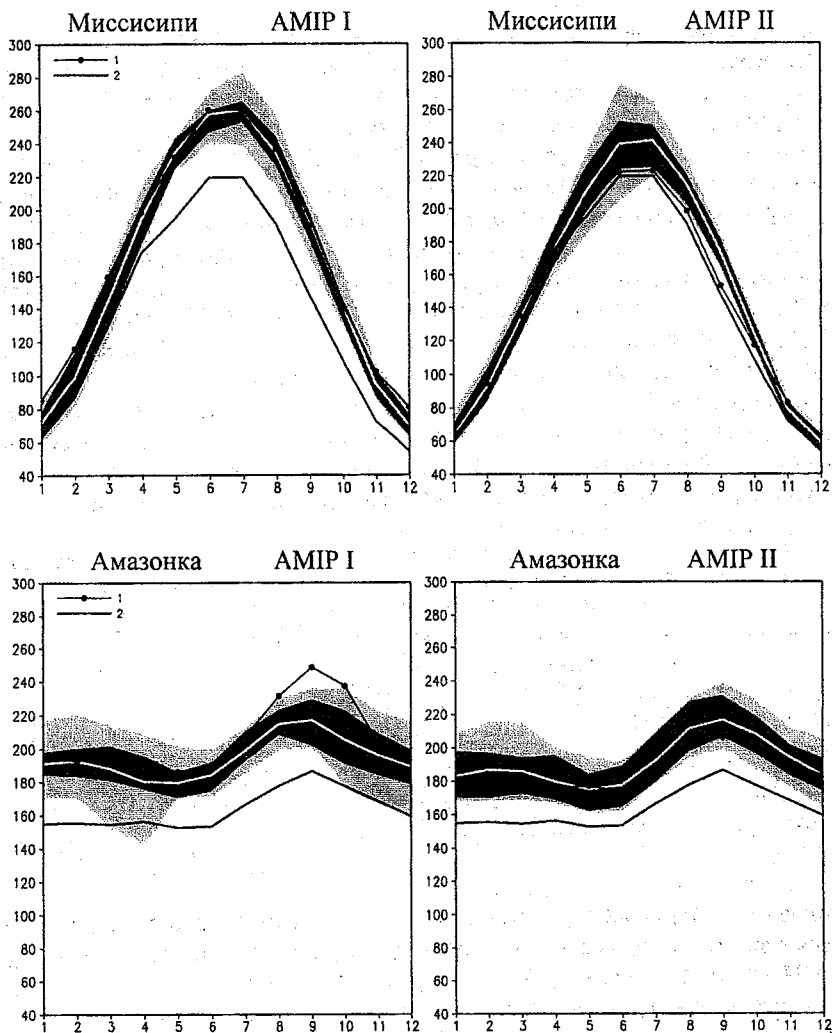


Рис.3. Сезонный ход поглощенной солнечной радиации на подстилающей поверхности на водосборах, рассчитанный в моделях АМІР-І, АМІР-ІІ и полученный по данным наблюдений. 1-модель ГГО, 2- данные наблюдений [6].

Расчеты по моделям АМІР-I показывают, что поглощение солнечной радиации у поверхности Земли на водосборах систематически завышалось в течение всего года (Амазонка, Миссисипи) или летом (Волга, Енисей), что вызвано занижением общей облачности в моделях. Однако эта погрешность заметно уменьшилась (Волга/Урал, Миссисипи, Амазонка) или отсутствует (Енисей) в моделях АМІР-II. Модель ГГО также давала завышенный ход поглощения солнечной радиации на всех водосборах в АМІР-I и эта погрешность или полностью устранена, или значительно уменьшена в АМІР-II. Так, например, в среднем за год в модели ГГО и по ансамблю моделей АМІР-II на водосборах Амазонка, Миссисипи, и Волга/Урал поглощение солнечной радиации получилось завышенным на 10-20 Вт/м² по сравнению с климатическим значением.

На рис.4 и 5 показан сезонный ход температуры воздуха у поверхности Земли, рассчитанный в моделях АМІР-I и АМІР-II и полученный по данным наблюдений. В табл. 4 приведены среднегодовые значения температуры приземного воздуха на водосборах, рассчитанные в моделях и полученные по данным наблюдений [14,16].

Таблица 4

Среднегодовые значения температуры приземного воздуха (град. С) на водосборах, полученные по модели ГГО, по ансамблю моделей в АМІР-I, АМІР-II и по климатическим данным [14,16].

Водосборы	АМІР I		АМІР II		Климат	
	модель	ансамбль	модель	ансамбль	[14]	CRU [16]
Амазонка	26.7	24.8	23.4	24.5	24.2	25.0
Миссисипи	18.5	13.1	10.7	11.0	10.1	10.3
Волга/Урал	8.5	5.9	4.7	4.7	3.7	4.7
Енисей	-1.7	-4.1	-5.6	-4.4	-5.0	-5.5

Из приведенных рисунков следует, что диапазон разброса годовых ходов температуры воздуха на всех водосборах был несколько большим в расчетах по моделям АМІР-I по сравнению с расчетами по моделям АМІР-II. Более того, на водосборах Волга/Урал и Миссисипи расчетная температура по всем моделям АМІР-I получилась завышенной летом, что указывает на формирование более засушливых условий в это время года. Это обусловлено завышенным поглощением солнечной радиации на поверхности. В моделях АМІР-II этот недостаток отсутствует. Модель ГГО в АМІР-I существенно завышала температуру на всех водосборах в теп-

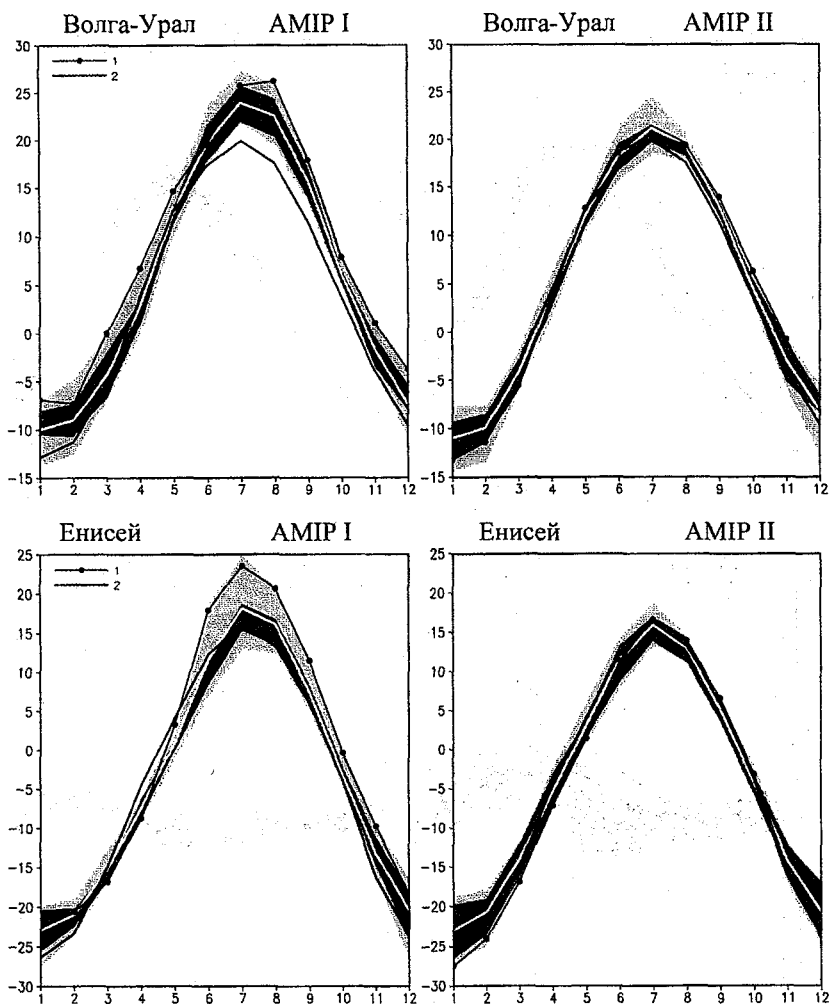


Рис.4. Сезонный ход температуры воздуха у поверхности земли (град. С) на водосборах, рассчитанный в моделях АМІР-І, АМІР-ІІ и полученный по данным наблюдений. 1-модель ГГО, 2- данные наблюдений [14].

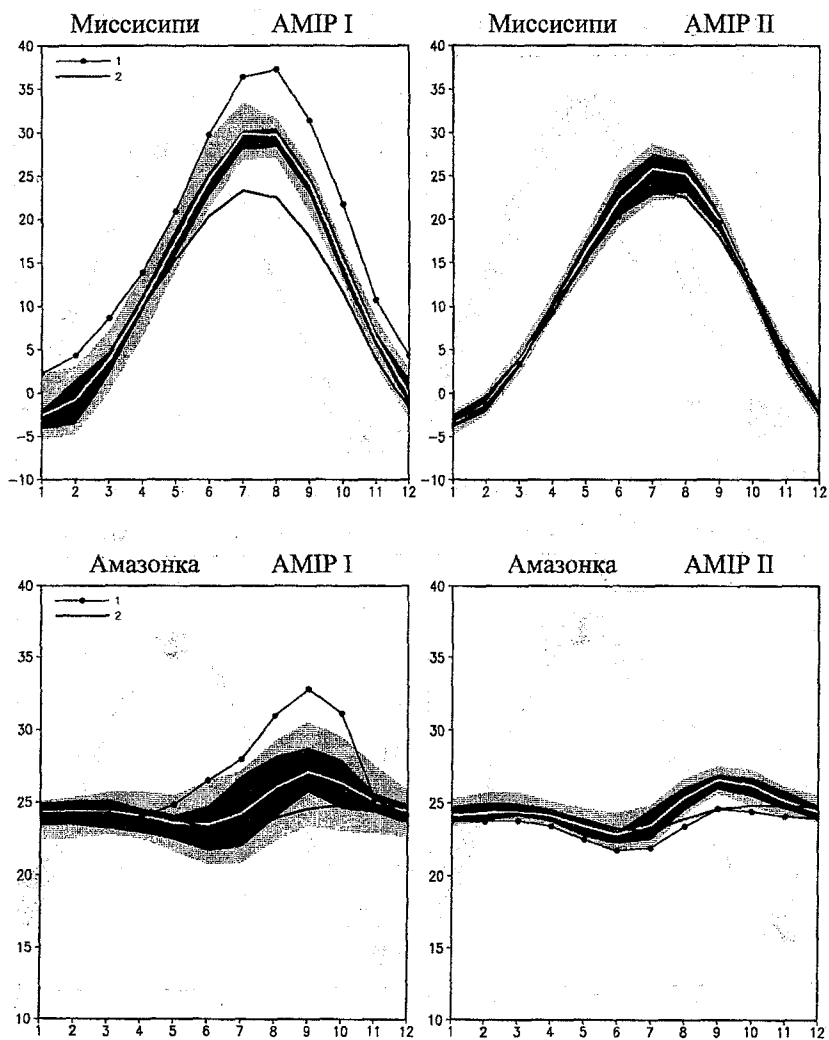


Рис.5. Сезонный ход температуры воздуха у поверхности земли (град. С) на водосборах, рассчитанный в моделях АМІР-І, АМІР-ІІ и полученный по данным наблюдений. 1-модель ГГО, 2- данные наблюдений [14].

лое время года. Этот недостаток также полностью устранен в расчетах по новой версии модели ГТО для АМІР-II.

Составляющие водного баланса

Рассмотрим результаты расчетов основных составляющих водного баланса на водосборах: осадков, испарения, стока и влагосодержания атмосферы.

Осадки. Данные об осадках для рассматриваемых водосборов, полученные в экспериментах АМІР-I и АМІР-II, приведены на рис.6 и 7. В таблице 5 даны среднегодовые значения осадков по данным расчетов и наблюдений [13,20].

Таблица 5

Среднегодовые значения осадков (см/сут) на водосборах, полученные по модели ГТО, ансамблю моделей в АМІР-I и АМІР-II, а также по климатическим данным [13,20].

Водосборы	АМІР I		АМІР II		Климат	
	модель	ансамбль	модель	ансамбль	[13]	[20]
Амазонка	0.52	0.48	0.54	0.49	0.62	0.53
Миссисипи	0.21	0.21	0.28	0.24	0.23	0.20
Волга/Урал	0.20	0.16	0.18	0.18	0.16	0.13
Енисей	0.16	0.18	0.20	0.17	0.12	0.11

Разброс сезонных ходов расчетных осадков по всем моделям и на всех водосборах достаточно велик. Вместе с тем, наблюдается тенденция к некоторому уменьшению разброса в АМІР-II по сравнению с АМІР-I. Хотя на водосборе Енисея разброс осадков по моделям АМІР-II уменьшился, однако систематические отличия от климатических данных стали еще большими. Более того, все модели дают значительное завышение расчетных осадков по сравнению с наблюдениями на этом водосборе. Для бассейна Амазонки модели АМІР-I и АМІР-II занижают количество осадков с января по август. Из рис. 6 и 7 видно, что успешность расчета осадков в модели ГТО практически не возросла, хотя ранее наблюдавшееся в АМІР-I значительное завышение осадков в теплое время года на водосборе Волги/Урала устранено.

Испарение. На рис.8 и 9 представлен сезонный ход расчетного испарения с подстилающей поверхности для рассматриваемых водосборов. Ввиду отсутствия глобальных архивов наблюдений испарения с подстилающей поверхности, в качестве наблюдаемых значений испарения ис-

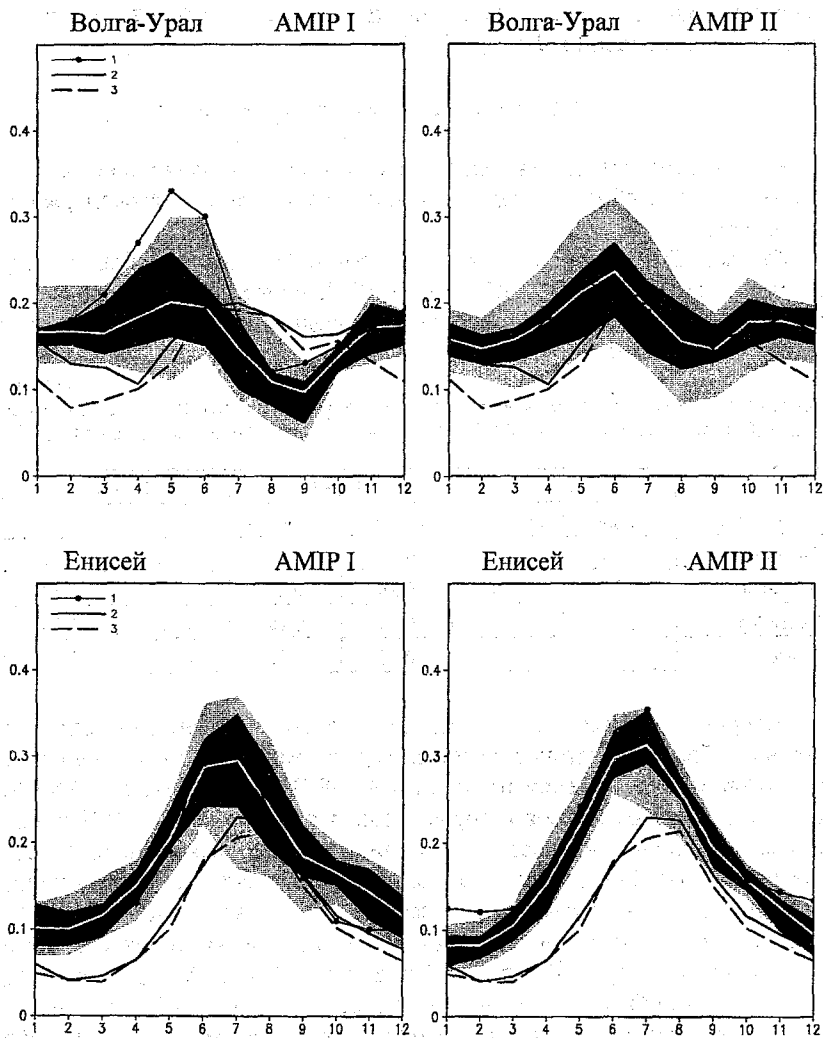


Рис.6. Сезонный ход осадков (см/сут) на водосборах, рассчитанный в моделях АМІР-I, АМІР-II и полученный по данным наблюдений. 1-модель ГГО, 2- данные наблюдений [13], 3- данные наблюдений [20].

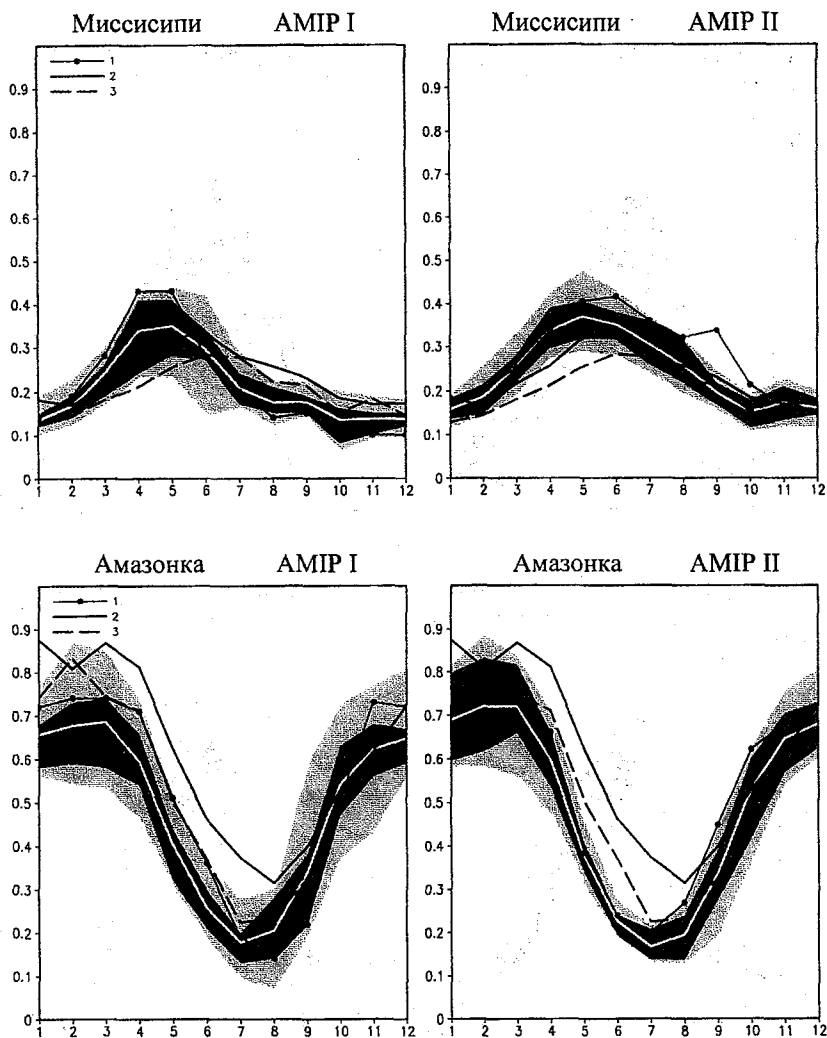


Рис.7. Сезонный ход осадков (см/сут) на водосборах, рассчитанный в моделях AMIP-I, AMIP-II и полученный по данным наблюдений. 1-модель ГГО, 2- данные наблюдений [13], 3- данные наблюдений [20].

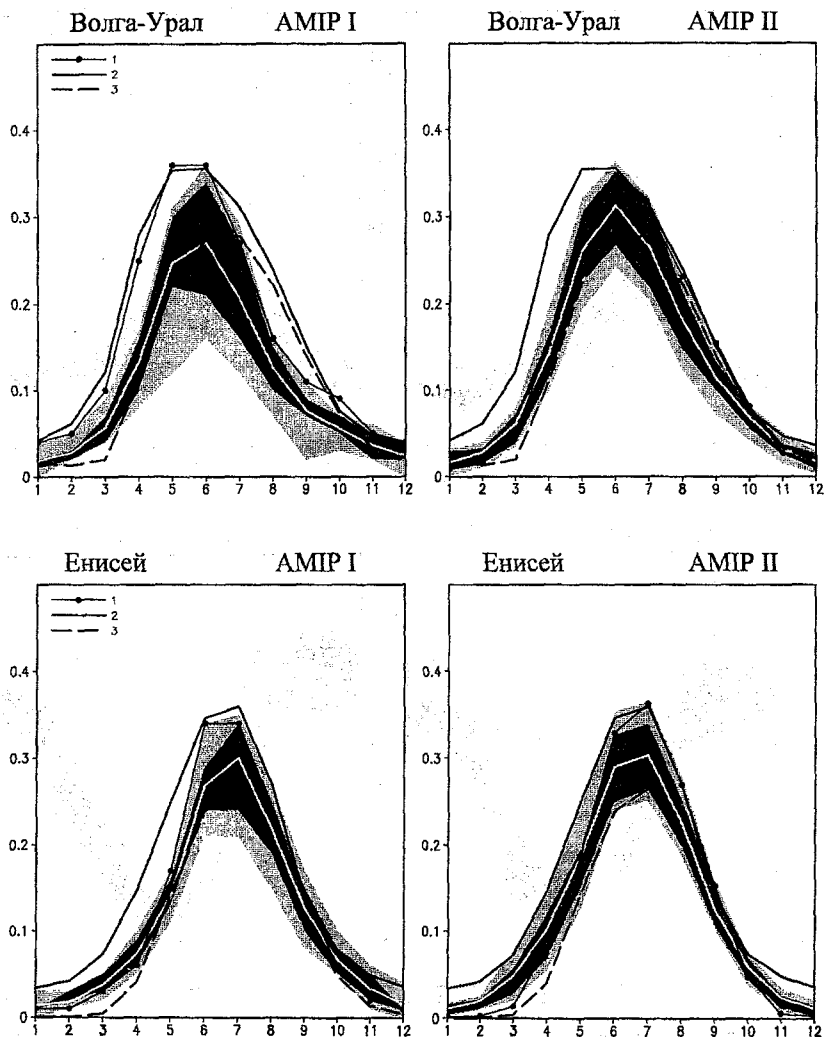


Рис.8. Сезонный ход испарения (см/сут) на водосборах, рассчитанный в моделях АМІР-I, АМІР-II и полученный по данным наблюдений. 1-модель ГТО, 2- данные реанализа [12], 3- данные реанализа [9].

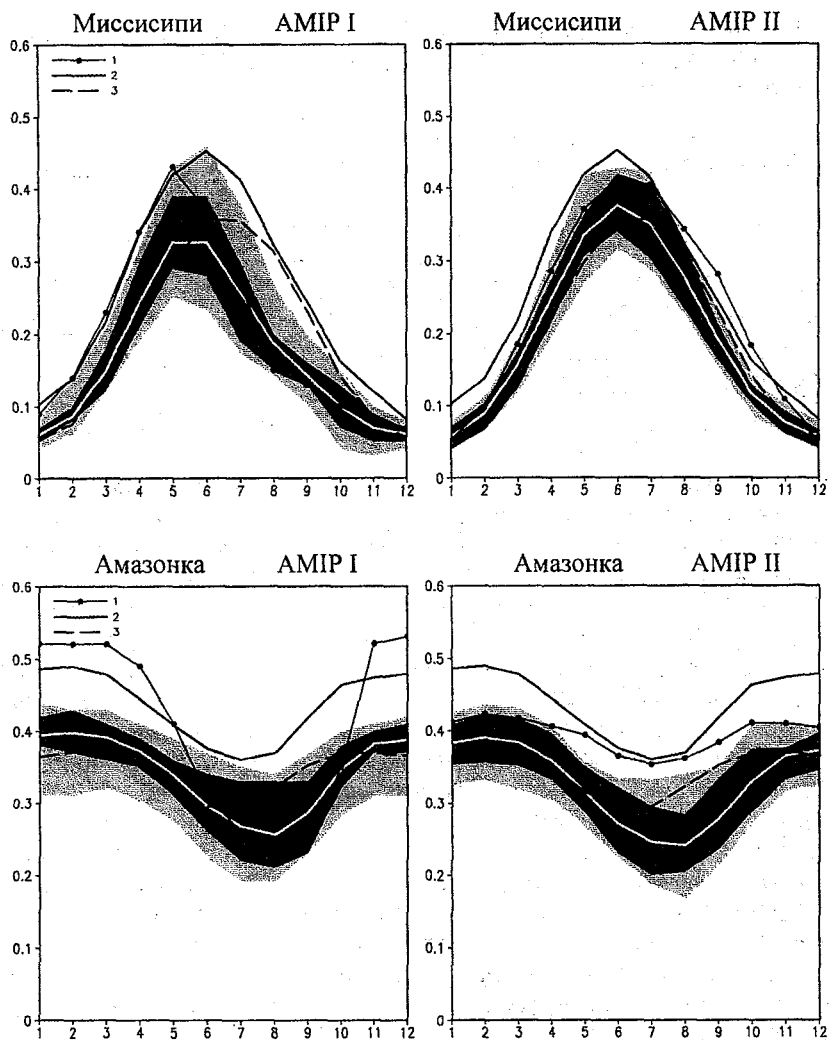


Рис.9. Сезонный ход испарения (см/сут) на водосборах, рассчитанный в моделях AMIP-I, AMIP-II и полученный по данным наблюдений. 1-модель ГГО, 2- данные реанализа [12], 3- данные реанализа [9].

пользованы данные реанализа (ERA и NCEP/NCAR). Табл. 6 содержит среднегодовые величины испарения, рассчитанные в моделях ГТО и полученные из реанализа.

Таблица 6.

Среднегодовые значения испарения (см/сут) на водосборах, полученные по модели ГТО, ансамблю моделей в AMIP-I и AMIP-II, а также по данным реанализа ERA и NCEP.

Водосборы	AMIP-I		AMIP-II		Климат	
	модель	ансамбль	модель	ансамбль	ERA	NCEP
Амазонка	0.41	0.34	0.39	0.33	0.34	0.44
Миссисипи	0.20	0.17	0.23	0.19	0.19	0.25
Волга/Урал	0.16	0.11	0.14	0.12	0.12	0.17
Енисей	0.12	0.11	0.12	0.12	0.09	0.15

Принимая во внимание, что климатические данные об испарении получены из реанализа, в основе которого лежит использование физически полной модели атмосферы, распределение испарения также зависит от особенностей модели. Поэтому на рис. 8 и 9 и в табл. 6 приводятся данные по испарению, полученные из двух источников, а именно, реанализа ERA [9] и NCEP/NCAR [12]. Из этих рисунков следует, что модель ГТО, использованная в AMIP-I, систематически завышала испарение на всех водосборах. Важно также отметить, что различия в сезонном ходе климатического испарения довольно значительные и в ряде случаев превышают пороговую область 80%, а средние за год значения испарения по модели ГТО и по ансамблю моделей попадают в диапазон значений, полученных из двух реанализов. Вместе с тем из приведенных рисунков видно, что разброс сезонных ходов испарения в моделях AMIP-II несколько уменьшился по сравнению с моделями AMIP-I. Из-за проблемы правильной оценки климатического испарения сказать что-либо определенное о качестве его расчета в моделях не представляется возможным.

Сток воды. На рис. 10 представлен сезонный ход суммарного (поверхностный + подповерхностный) стока на водосборах, полученный только по результатам AMIP-II, т.к. в AMIP-I суммарный сток не был включен в перечень характеристик для диагностического анализа. В то же время, средний за год сток можно оценить, как разность между среднегодовыми значениями осадков и испарения. Такие оценки среднегодовых значений стока ($\text{км}^3/\text{год}$) на водосборах, полученные по модели ГТО и по ансамблю моделей в AMIP-I и AMIP-II, приведены в табл. 7. В качестве

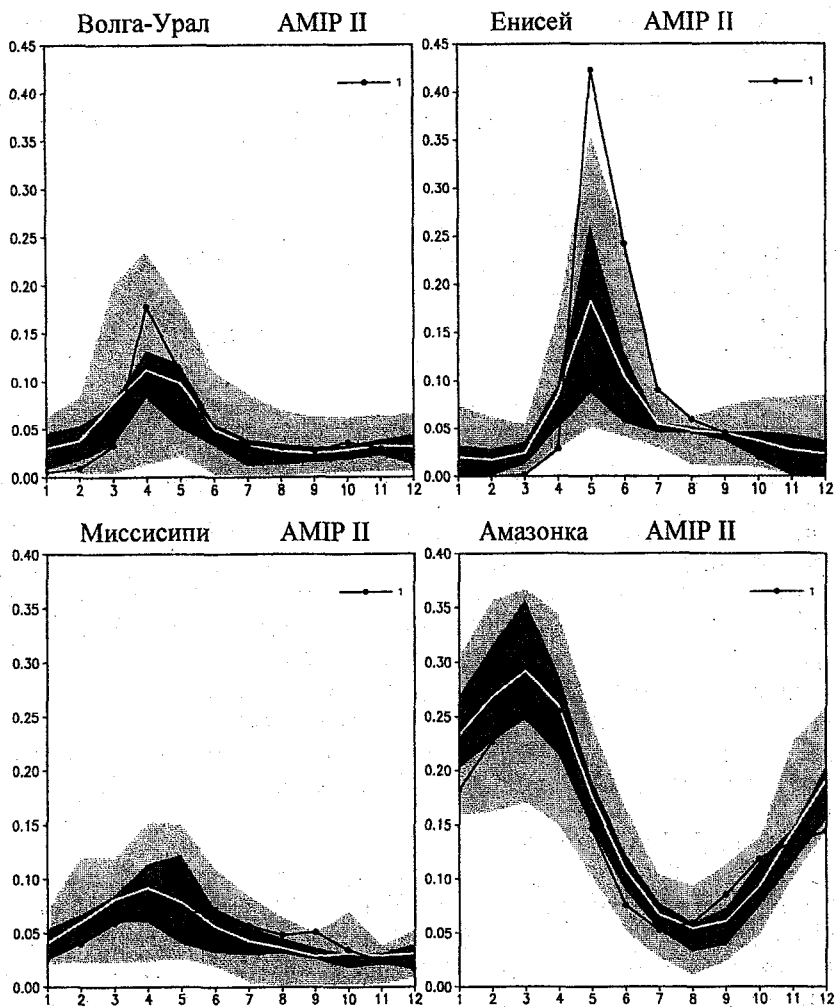


Рис.10. Сезонный ход стока (см/сут) на водосборах, рассчитанный в моделях AMIP-II.
1-модель ГГО.

климатических значений использованы данные о среднегодовом стоке рек, приведенные в работе [10].

Таблица 7

Среднегодовые значения стока ($\text{км}^3/\text{год}$) на водосборах, полученные по модели ГГО, ансамблю моделей в АМІР-I и АМІР-II и по данным наблюдений [10].

Водосборы	АМІР I		АМІР II		Климат
	модель	ансамбль	модель	ансамбль	
Амазонка	2032	2371	2449	2742	4886
Миссисипи	143	573	675	725	466
Волга/Урал	198	248	227	242	255
Енисей	356	623	676	497	558

Разброс рассчитанных в моделях сезонных ходов стока на всех водосборах достаточно велик. Для бесснежных регионов (Амазонка) или регионов с малым количеством снега (Миссисипи) максимум стока в сезонном ходе соответствует максимуму осадков, а для снежных регионов (Волга/Урал, Енисей) – периоду максимального снеготаяния. В модели ГГО максимум в сезонном ходе стока на водосборе Волги/Урала приходится на апрель, как и в среднем по ансамблю моделей, а на Енисее – на май, но если на водосборе Волги/Урала максимум стока, рассчитанного по модели ГГО, лежит внутри области результатов 80% моделей, то на Енисее он выходит за пределы этой зоны. Такая ситуация в модели ГГО связана с избыточными зимними осадками на водосборе Енисея, приводящими к накоплению большой массы снега, который в мае начинает интенсивно таять, что приводит к резкому возрастанию стока. В целом за год модели существенно недооценивают сток на водосборе Амазонки и завышают его на водосборе Миссисипи.

Влагосодержание атмосферы. Годовой ход влагосодержания атмосферы, рассчитанный по моделям АМІР-I и АМІР-II и полученный по фактическим данным [18], представлен на рис.11 и 12. Из рисунков видно, что для АМІР-II характерно уменьшение разброса модельных значений влагосодержания атмосферы на всех рассматриваемых водосборах. В табл. 8 даны среднегодовые значения этой характеристики, полученные по данным наблюдений NVAP[18] и рассчитанные в моделях АМІР для анализируемых регионов. Среднегодовые величины влагосодержания атмосферы, рассчитанные по ансамблю моделей, оказываются близкими к климатическим как в АМІР-I, так и в АМІР-II.

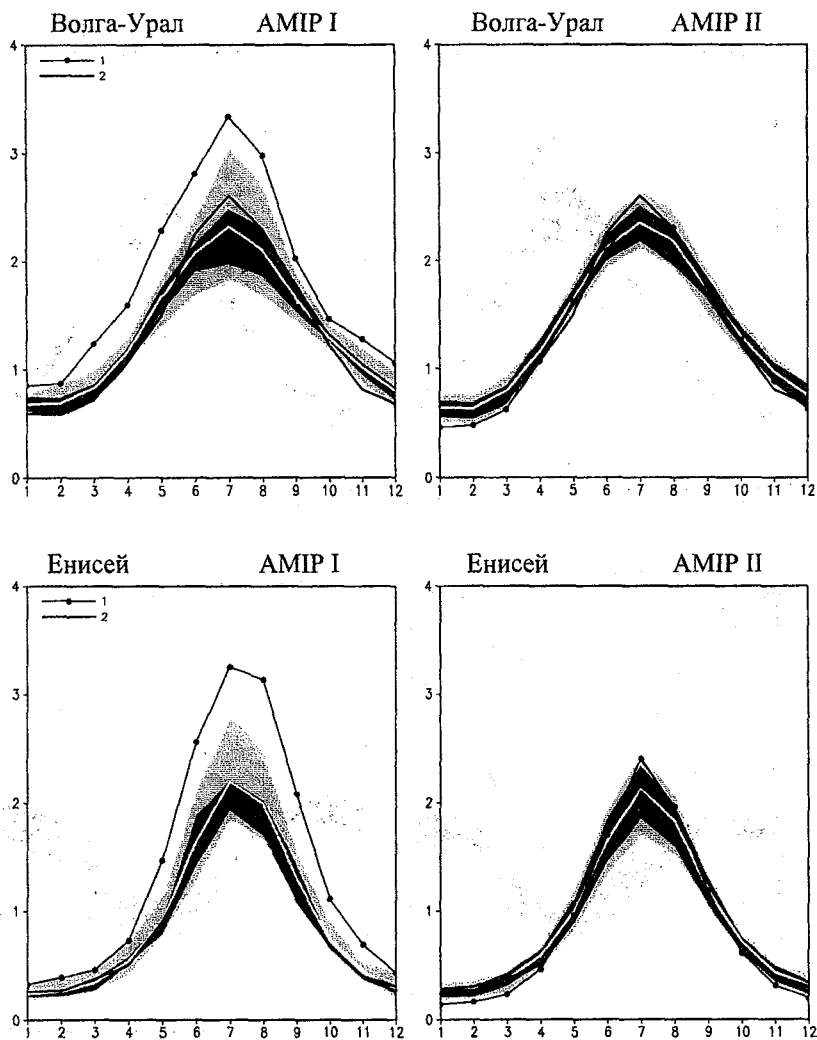


Рис.11. Сезонный ход влагосодержания атмосферы (см) на водосборах, рассчитанный в моделях АМІР-І, АМІР-ІІ и полученный по данным наблюдений. 1-модель ГТО, 2- данные наблюдений [18].

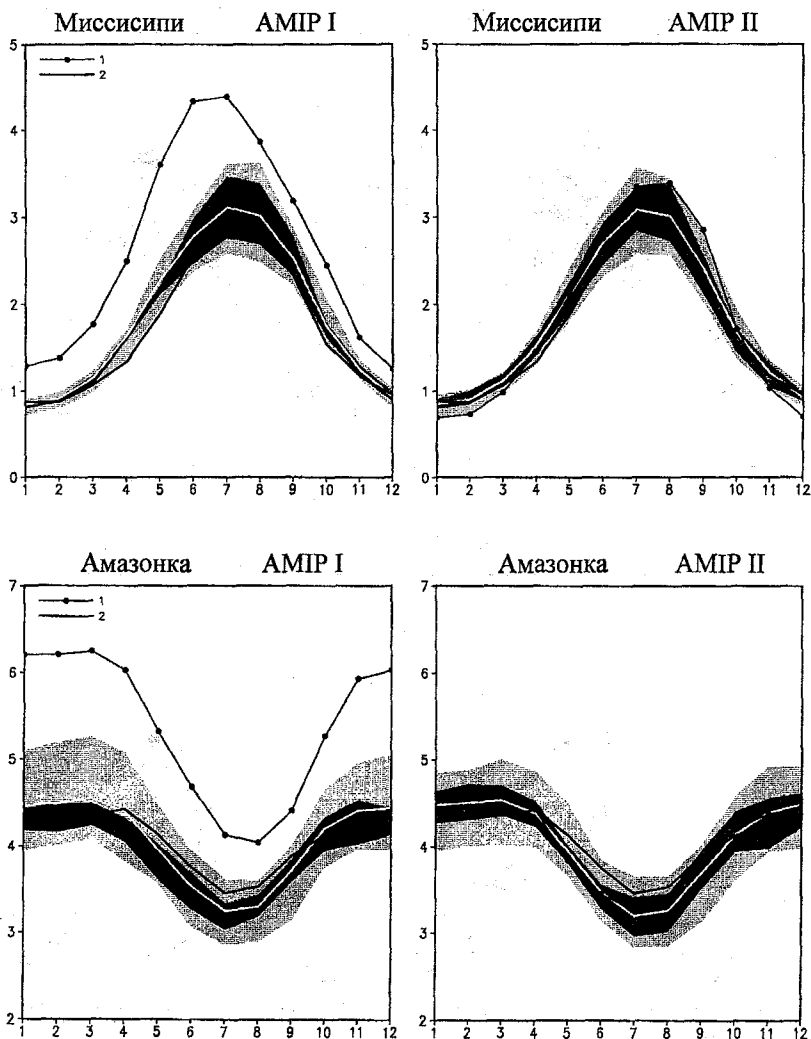


Рис.12. Сезонный ход влагосодержания атмосферы (см) на водосборах, рассчитанный в моделях AMIP-I, AMIP-II и полученный по данным наблюдений. 1-модель ГГО, 2- данные наблюдений [18].

Таблица 8

Среднегодовые значения влагосодержания атмосферы (см) на водосборах, полученные по модели ГГО, ансамблю моделей в АМІР-I, АМІР-II и по климатическим данным [18].

Водосборы	АМІР-I		АМІР-II		Климат
	модель	ансамбль	модель	ансамбль	NVAP
Амазонка	5.38	4.06	4.10	4.04	4.07
Миссисипи	2.64	1.85	1.82	1.80	1.71
Волга/Урал	1.81	1.36	1.31	1.36	1.34
Енисей	1.38	0.91	0.86	0.90	0.85

Модель ГГО в АМІР-I систематически завышала влагосодержание атмосферы во всех рассматриваемых регионах как по отношению к наблюдаемым значениям, так и по отношению к расчетам по другим моделям, при этом кривая сезонного хода в модели ГГО выходила за пределы области результатов 80% моделей. Среднегодовая величина влагосодержания атмосферы, рассчитанного по модели ГГО, во всех рассматриваемых регионах превышала наблюдаемую на 30-60%. В модели ГГО для АМІР-II качество воспроизведения влагосодержания атмосферы на всех водосборах значительно улучшилось, хотя летом сохраняются немного завышенные значения влагосодержания на многих водосборах (за исключением Волги/Урала), а зимой влагосодержание атмосферы в модели ГГО оказывается даже несколько ниже наблюдаемого. Среднегодовые величины, рассчитанные в модели, оказываются близкими как к наблюдаемым значениям, так и к средним по ансамблю.

Заключение

Из проведенного анализа можно сделать вывод о том, что современные модели достаточно реалистично воспроизводят основные характеристики регионального климата, особенно термический режим атмосферы. Качество моделей АМІР-II несомненно выше, чем моделей АМІР-I практически по всем рассмотренным характеристикам. Результаты моделирования современного климата с помощью новой версии модели ГГО оказывается заметно лучше, чем в АМІР-I. Однако как в модели ГГО, так и во многих других моделях из числа анализируемых здесь, наибольшие сложности выявляются в воспроизведении региональных осадков. Здесь имеют место значительные погрешности расчетов амплитуды и фазы го-

дового хода, большие систематические ошибки (например, для водосбора Енисея). Корреляция рассчитанных по моделям осадков с данными наблюдений оказывается ниже, чем корреляции между модельными и климатическими данными по другим характеристикам. Впрочем следует указать, что качество самих климатических архивов осадков невысоко, о чем свидетельствуют значительные расхождения между имеющимися климатологическими данными об осадках.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 00-05-64908а, 01-05-6491а, 99-05-65274.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мелешко В.П., Голицын Г.С., Володин Е.М., Галин В.Я., Говоркова В.А., Мещерская А.В., Мохов И.И., Павлова Т.В., Спорышев П.В. Расчет составляющих водного баланса на водосборе Каспийского моря с помощью моделей общей циркуляции атмосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. № 4. С. 5-11.
2. Шнееров Б.Е., Мелешко В.П., Соколов А.П. и др. Глобальная модель общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана ГТО // Труды ГТО. 1997. Вып. 544. С. 3-123.
3. Шнееров Б.Е., Мелешко В.П., Спорышев П.В. и др. Глобальная модель общей циркуляции атмосферы ГТО: современное состояние // Труды ГТО. 1997. Вып. 547. С. 15-36.
4. Шнееров Б.Е., В.П. Мелешко, В.А. Матюгин, П.В. Спорышев, Т.В. Павлова, С.В. Вавулин, И.М. Школьник, В.А. Зубов, В.М. Гаврилина, В.А. Говоркова. Современное состояние глобальной модели общей циркуляции атмосферы ГТО (версия MGO-2) (см. настоящий сборник).
5. AMIP: Proceedings first international AMIP Scientific Conference (15-19 May 1995, Monterey, CA). WCRP-92. WMO. TD-No.732. WMO, Geneva.
6. Darnell W.L., W.F. Staylor, S.K. Gupta, N.A. Ritchey and A.C. Wieber. Seasonal variation of surface radiation budget derived from ISCCP-C1 data // J. Geophys.res.1992. Vol. 97. P. 15741-15760.
7. Gates, W.L. AMIP: Atmospheric model intercomparison project // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1992. Vol. 73. P. 1962-1970.
8. Gates, W.L., J.S. Boyle, C.C. Covey, C.G. Dease, C.M. Doutriaux, R.S. Drach, M. Fiorino, P.J. Gleckler, J.J. Hnilo, S.M. Marlais, T.J. Phillips, G.L. Potter, B.D. Santer, K.R. Sperber, K.E. Taylor and D.N. Williams. An overview of the results of the atmospheric model intercomparison project (AMIP) // Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, CA, USA. 1998. PCMDI Report. No. 45. 29 p.
9. Gibson J.K., Kallberg P., Uppala S., Nomura A., Hernandez A., Serrano E. ERA Description // ECMWF re-analysis project report series. 1. 1997.

10. Hageman S. and L. Dumenil. A parametrization of the lateral waterflow for the global scale // *Clim. Dynamics*. 1998. Vol. 14. P. 17-31.
11. Jones, P.D., New M., Parker D.E., Martin S. and Rigor I.G., Surface air temperature and its changes over the past 150 years // *Reviews Geophysics*. 1999. Vol. 37. P. 173-199.
12. Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Wollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetma, R. Reynolds, R. Jenne and D. Joseph. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1996. Vol. 77. P. 437-471.
13. Legates D. R., and C.L. Willmott. Mean seasonal and spatial variability in gauge corrected global precipitation // *Int. J. Climatol.* 1990. Vol. 10. P. 111-133.
14. Legates D. R., and C.L. Willmott. Mean seasonal and spatial variability in global surface air temperature // *Theor. Appl. Clim.* 1990. Vol. 41. P. 11-21.
15. Meehl G.A., G.I. Boer, C. Covey, M. Latif, R.J. Stouffer. The coupled intercomparison project (CMIP) // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2000. N5. Vol. 81. P. 313-318.
16. New, M., M. Hulme and P.D. Jones. Representing twentieth century space-time climate variability. Part 1: development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology // *J. Climate*. 1999. Vol. 12. P. 829-856.
17. Phillips, T.J. A summary of documentation of the AMIP models. *Report No.18*, PCMDI, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, CA, UCRL-ID-116384. 1994. 343 p.
18. Randel D. L., T.J. Greenwald, T.H. Vonder Haar, G.L. Stephens, M.A. Ringerud and C.L. Combs. A New Global Water Vapor Dataset // *Bulletin of the AMS (BAMS)*. 1996. Vol. 77. No. 6. P. 1233-1254.
19. Rossow W.B. and R.A. Schiffer. ISCCP cloud data products // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1991. Vol. 72. P. 2-20.
20. Xie, P. And P.A. Arkin. Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates and numerical model predictions // *J. Climate*. 1996. Vol. 9. P. 840-858.
21. Xie P., and P.A. Arkin. Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing longwave radiation // *J. Climate*. 1998. Vol. 11. P. 137-164.

О МОДЕЛИРОВАНИИ КЛИМАТА НА ОГРАНИЧЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ

Введение

Известно, что горизонтальное разрешение наиболее развитых климатических глобальных моделей, имеющих характерный шаг сетки порядка 200-300 км, является недостаточным для описания некоторых важных региональных особенностей климата, связанных, например, с крупными водоемами, сложной топографией и др., характерный пространственный масштаб которых может составлять лишь несколько десятков километров. Это обстоятельство является одной из основных причин, почему современные глобальные модели имеют ограниченные возможности при расчетах региональных климатических характеристик и их изменений [1, 8, 10].

В ранее опубликованной работе [3] приведено описание региональной модели высокого горизонтального разрешения, разработанной для исследования климата. Особенностью модели регионального климата является необходимость ее использования совместно с глобальной моделью. Будучи встроенной в глобальную модель, региональная модель представляет собой средство пространственной детализации глобальной модельной информации. Предварительные расчеты, выполненные для одного сезона совместно с глобальной МОЦА ГГО, показали, что модель регионального климата (МРК) воспроизводит характеристики общей циркуляции, термического режима и влагооборота атмосферы в рассматриваемой области.

В силу ограниченного объема публикации [3] в нее не были включены некоторые детали, связанные с аппроксимацией модельных уравнений и испытанием численной схемы. Кроме того, со времени опубликования указанной работы были проведены дальнейшие усовершенствования региональной модели. В первую очередь, они касались уточнения методов параметризации горизонтальной диффузии, параметризации конвекции, применения нового алгоритма расчета основных переменных в буферной зоне и др. Ниже приводится описание пространственной аппроксимации с некоторыми дополнениями, не включенными в [3], и отдельные результаты экспериментов с усовершенствованной версией модели.

1. Пространственная аппроксимация.

Поскольку моделирование регионального климата включает интегрирование уравнений единой системы "глобальная МОЦА – МРК", то при разработке региональной модели учитывались некоторые обстоятельства, связанные с обеспечением правильного интегрирования такой системы.

При построении МРК использована дивергентная форма полных уравнений гидротермодинамики в гидростатическом приближении, которая обладает интегральными инвариантами полной энергии и массы в адиабатическом приближении. Используются следующие обозначения для переменных и констант:

Независимые переменные

x, y - переменные в декартовой системе координат; положительным направлением для x является направление с запада на восток, для y — с юга на север;

$\sigma = p/p_s$ - вертикальная координата с положительным направлением от верхней границы атмосферы к поверхности Земли.

t - время;

Зависимые переменные

u, v - горизонтальные составляющие вектора скорости ветра на плоскости картографической проекции, соответствующие x, y ;

T - виртуальная температура;

q - удельная влажность;

p_s - приземное давление;

Φ - геопотенциал;

Φ_s - геопотенциал земной поверхности;

$\dot{\sigma}$ - вертикальная скорость в σ -системе координат;

ω - вертикальная скорость в изобарической системе координат;

χ - зависимая переменная, $\chi = \chi(U, V, \tilde{T}, \tilde{q})$, $U = \frac{p_s u}{m}$, $V = \frac{p_s v}{m}$,

$$\tilde{T} = \frac{p_s T}{m}, \quad \tilde{q} = \frac{p_s q}{m};$$

Константы

m - масштабный множитель картографической проекции;

R - удельная газовая постоянная сухого воздуха;

c_p - удельная теплоемкость сухого воздуха при постоянном давлении;

L - удельная теплота конденсации;

Остальные переменные и константы будут определены в ходе дальнейшего изложения.

Для конечно-разностного представления системы уравнений используется схема, сохраняющая массу, момент количества движения и полную энергию для замкнутой области при отсутствии ее источников и стоков [6, 11, 13]. Для записи уравнений в конечно-разностной форме используются операторы

осреднения

$$\overline{(\quad)}^s = \frac{1}{2} \left((\quad)_{n+1/2} + (\quad)_{n-1/2} \right) \quad (1.1)$$

и дифференцирования

$$\delta_s (\quad) = \frac{1}{\Delta s} \left((\quad)_{n+1/2} - (\quad)_{n-1/2} \right) \quad (1.2)$$

Здесь $s=s(x, y)$, $\Delta s=\Delta s(\Delta x, \Delta y)$ - шаг сетки, $n=\{i, j\}$ - номер сеточного узла по горизонтали.

Основные переменные рассматриваются как средние по слою:

$$\bar{\chi}_l^\sigma = \frac{1}{\Delta \sigma_l} \int_{\sigma_{l-1/2}}^{\sigma_{l+1/2}} \chi d\sigma', \quad \Delta \sigma_l = \sigma_{l+1/2} - \sigma_{l-1/2}, \quad \sigma_l = \frac{1}{2} (\sigma_{l+1/2} + \sigma_{l-1/2}). \quad (1.3)$$

Модельные уровни, обозначенные целыми индексами, будем считать основными, а обозначенные дробными индексами - вспомогательными уровнями, характеризующими границы слоев. Таким образом, верхняя и нижняя границы атмосферы располагаются на вспомогательных уровнях:

$$\sigma_{1/2}=0, \quad \sigma_{N+1/2}=1, \quad (1.4)$$

где N - число уровней по вертикали (принято равным 14).

При дальнейшем изложении знак осреднения переменных, расположенных на основных уровнях, по σ опускается. Значения $\sigma_{l\pm 1/2}$ выбирались по специальному алгоритму, обеспечивающему при заданных толщинах

самого верхнего и нижнего слоев атмосферы минимум среднеквадратической ошибки аппроксимации адвективных членов, которая обусловлена неравномерностью сетки. Вертикальная структура σ -поверхностей региональной модели аналогична используемой в глобальной МОЦА ГГО. Это облегчает процедуру совместного интегрирования региональной и глобальной моделей. При этом, разумеется, пространственное расположение σ -поверхностей в моделях различно.

Система уравнений модели с учетом неадиабатических притоков тепла, влаги и момента количества движения, а также членов, ответственных за ассимиляцию глобальных данных, записывается в терминах (1.1) и (1.2) следующим образом:

$$\begin{aligned} \delta_t \bar{U}^t = & -m \left[\delta_x (\bar{U}^x \bar{u}^x) + \delta_y (\bar{V}^y \bar{u}^y) \right] - \delta_\sigma (\dot{\sigma} U) + V (f^{(1)} + f^{(2)}) - \\ & - p_s \left[\delta_x \bar{\Phi}^x + \overline{R \bar{T}^x \delta_x \ln p_s}^x \right] + F_{su} + F_{\sigma u} + W_u + \alpha (U_g - U), \end{aligned} \quad (1.5)$$

$$\begin{aligned} \delta_t \bar{V}^t = & -m \left[\delta_x (\bar{U}^x \bar{v}^x) + \delta_y (\bar{V}^y \bar{v}^y) \right] - \delta_\sigma (\dot{\sigma} V) - U (f^{(1)} + f^{(2)}) - \\ & - p_s \left[\delta_y \bar{\Phi}^y + \overline{R \bar{T}^y \delta_y \ln p_s}^y \right] + F_{sv} + F_{\sigma v} + W_v + \alpha (V_g - V), \end{aligned} \quad (1.6)$$

$$\begin{aligned} \delta_t \bar{\bar{T}}^t = & -m \left[\delta_x (\bar{U}^x \bar{T}^x) + \delta_y (\bar{V}^y \bar{T}^y) \right] - \delta_\sigma (\dot{\sigma} \bar{T}) + \frac{R \omega T}{m \alpha_p} + \\ & + F_{sT} + F_{\sigma T} + \frac{\varepsilon}{m} + \frac{L p_s r}{m c_p} + \alpha (\bar{T}_g - \bar{T}), \end{aligned} \quad (1.7)$$

$$\begin{aligned} \delta_t \bar{\bar{q}}^t = & -m \left[\delta_x (\bar{U}^x \bar{q}^x) + \delta_y (\bar{V}^y \bar{q}^y) \right] - \delta_\sigma (\dot{\sigma} \bar{q}) + \\ & + F_{sq} + F_{\sigma q} + \frac{p_s r}{m} + \alpha (\bar{q}_g - \bar{q}), \end{aligned} \quad (1.8)$$

$$\delta_t \bar{p}^t_s = -m^2 \sum_{l=1}^N \left(\delta_x \bar{U}^x + \delta_y \bar{V}^y \right)_l \Delta \sigma_l + \alpha (p_{sg} - p_s). \quad (1.9)$$

В этих уравнениях F – горизонтальная и вертикальная составляющие диффузии, W – гравитационно-волновое сопротивление, ε – радиационный приток тепла, r – сток влаги, α – некоторая релаксационная функция. Индексом g обозначены соответствующие глобальные переменные.

Параметр Кориолиса $f^{(1)}$ и метрический член $f^{(2)}$ в уравнениях движения записываются согласно [3].

Следуя Гилкристу [6], рассмотрим атмосферу, в которой отсутствуют горизонтальные градиенты, а топография пересекает изобарические поверхности. Поскольку атмосфера горизонтально однородна, то горизонтальная разность в σ -системе может быть заменена на вертикальную, а именно

$$\Delta s \delta_s \Phi = \Delta \Phi, \quad (1.10)$$

где $\Delta \Phi$ – разность высот поверхности геопотенциала в соседних узлах горизонтальной сетки. Соответственно, в правых частях уравнений движения последний член в скобках (без учета горизонтального осреднения) можно записать как

$$RT \delta_s \ln p_s = -RT \ln \left(\frac{p_{l+1/2}}{p_{l-1/2}} \right), \quad (1.11)$$

где p_l – давление, $l \in [I, N]$. Выражение (1.11), по существу, характеризует приращение высоты геопотенциала с обратным знаком при переходе из точки с координатами s в точку с координатами $s + \Delta s$. Тогда

$$\Delta \Phi = RT \ln \frac{\sigma_{l+1/2}}{\sigma_{l-1/2}}, \quad (1.12)$$

что позволяет записать окончательную аппроксимацию уравнения статики для неравномерной по вертикали сетки:

$$\Phi_l = \Phi_s + R \left(\sum_{k=1}^{N-1} T_{k+1} \ln \frac{\sigma_{k+1/2}}{\sigma_{k-1/2}} + \sum_{k=1}^N T_k \ln \frac{\sigma_{k+1/2}}{\sigma_k} \right). \quad (1.13)$$

Выражение для определения значений вертикальной скорости в σ -системе координат на нижней границе слоя l получается аппроксимацией выражения вертикальной скорости с привлечением (1.1) и (1.2):

$$\dot{\sigma}_{l+1/2} = \frac{m^2}{p_s} \left(\sigma_{l+1/2} \sum_{k=1}^N D_k \Delta \sigma_k - \sum_{k=1}^l D_k \Delta \sigma_k \right),$$

$$D = \delta_x \bar{U}^x + \delta_y \bar{V}^y, \quad \dot{\sigma}_{1/2} = \dot{\sigma}_{N+1/2} = 0. \quad (1.14)$$

Далее, поскольку

$$\begin{aligned} \delta_\sigma(\dot{\sigma}\chi)_l &= \frac{1}{2\Delta\sigma_l} [\dot{\sigma}_{l+1/2}(\chi_{l+1} - \chi_l) + \dot{\sigma}_{l-1/2}(\chi_l - \chi_{l-1})] + \\ &+ \frac{\chi_l}{\Delta\sigma_l} (\dot{\sigma}_{l+1/2} - \dot{\sigma}_{l-1/2}) = \\ &= \frac{1}{\Delta\sigma_l} (\dot{\sigma}_{l+1/2} \bar{\chi}_{l+1/2}^\sigma - \dot{\sigma}_{l-1/2} \bar{\chi}_{l-1/2}^\sigma) \end{aligned} \quad (1.15)$$

то вертикальную составляющую адвективного члена в уравнении для переменной χ можно записать следующим образом:

$$\delta_\sigma(\dot{\sigma}\chi)_l = \begin{cases} \frac{1}{\Delta\sigma_l} [\dot{\sigma}_{l+1/2}(\eta_{l+1}\chi_{l+1} + (1-\eta_{l+1})\chi_l) - \dot{\sigma}_{l-1/2}(\eta_l\chi_l + (1-\eta_l)\chi_{l-1})], \\ l \in [2, N-1] \\ \frac{\dot{\sigma}_{l+1/2}}{\Delta\sigma_l} (\eta_{l+1}\chi_{l+1} + (1-\eta_{l+1})\chi_l), l=1 \\ -\frac{\dot{\sigma}_{l-1/2}}{\Delta\sigma_l} (\eta_l\chi_l + (1-\eta_l)\chi_{l-1}), l=N, \end{cases} \quad (1.16)$$

Для переменных U , V , $\tilde{q}$ веса η_l полагаются постоянными и равными 0.5. Это требуется для выполнения закона сохранения энергии. Как показано в работе [2], использование таких весов в уравнении притока тепла противоречит термодинамической согласованности схем. Поэтому, чтобы уменьшить возмущения в полях зависимых переменных за счет недоступной потенциальной энергии, при расчете вертикальной составляющей адвекции в уравнении (1.7) веса η_l целесообразно вычислять по формуле

$$\eta_l = \begin{cases} \frac{\Delta\sigma_l}{\Delta\sigma_l + \Delta\sigma_{l-1}}, l \in [2, N] \\ \frac{\Delta\sigma_1}{\Delta\sigma_1 + \sigma_1}, l = 1 \end{cases} \quad (1.17)$$

Остается получить конечно-разностный аналог последнего члена в правой части уравнения (1.7), содержащего вертикальную скорость ω . Этот член, описывающий трансформацию энергии, после несложных преобразований с учетом выражений

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} + m^2 \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) + p_s \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} = 0, \quad (1.18)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{RT}{\sigma}, \quad (1.19)$$

$$\omega = p_s \dot{\sigma} + \sigma \frac{dp_s}{dt}. \quad (1.20)$$

можно представить следующим образом:

$$\begin{aligned} \frac{R}{c_p} \frac{T\omega}{m\sigma} &= \frac{R}{mc_p} \left(\frac{T}{\sigma} p_s \dot{\sigma} + T \frac{\partial p_s}{\partial t} + m^2 T \left(U \frac{\partial \ln p_s}{\partial x} + V \frac{\partial \ln p_s}{\partial y} \right) \right) = \\ &= \frac{mRT}{c_p} \left(U \frac{\partial \ln p_s}{\partial x} + V \frac{\partial \ln p_s}{\partial y} - \frac{1}{\sigma} \int_0^{\dot{\sigma}} \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) d\sigma' \right). \end{aligned} \quad (1.21)$$

Важно отметить, что конечно-разностная аппроксимация выражения (1.21) должна отвечать требованию сохранения полной энергии в адиабатическом приближении. Заметим также, что для выполнения энергетического баланса вычисление этого члена должно быть согласовано с аппроксимацией (1.13). Используя работу [6], запишем с учетом (1.1) и (1.2) и неравномерной вертикальной сетки аппроксимацию

$$\frac{R}{mc_p} \left(\frac{T\omega}{\sigma} \right)_l = \frac{mR}{c_p} \left(U_l \overline{T^x \delta_x \ln p_s}^x + V_l \overline{T^y \delta_y \ln p_s}^y - A_l^* \right), \quad (1.22)$$

$$A_l^* = \begin{cases} T_l \left(\frac{1}{\Delta \sigma_l} \ln \frac{\sigma_{l+1/2}}{\sigma_{l-1/2}} \sum_{k=1}^{l-1} D_k \Delta \sigma_k + \ln \frac{\sigma_{l+1/2}}{\sigma_l} D_l \right), l \in [2, N] \\ T_1 \ln \frac{\sigma_{3/2}}{\sigma_1} D_1, l = 1 \end{cases}$$

которая позволяет обеспечить выполнение требования согласованности пространственной схемы интегрирования.

2. Физические процессы.

Региональная модель включает пакет параметризаций физических процессов аналогичный тому, который используется в глобальной модели [3, 4]. Как и в глобальной МОЦА ГГО алгоритм МРК предусматривает возможность существования в каждой ячейке модельной сетки трех типов подстилающей поверхности: суши, океана и морского льда. Неадиабатический блок модели включает следующие основные процессы:

- радиационный перенос с учетом суточного хода;
- вертикальный турбулентный обмен теплом, влагой и импульсом;
- горизонтальная диффузия тепла, влаги и импульса;
- конвекция по методу Тидтке;
- крупномасштабная конденсация;
- гравитационно-волновое сопротивление;
- тепло- и влагообмен в почве до глубины 3 м.

Расчет температуры внутренних водоемов производится с помощью точечной термодинамической модели верхнего квазиоднородного слоя [4].

В работе [12] показано, что расчет горизонтальной диффузии в σ -системе координат в условиях сложной орографии приводит к серьезным ошибкам в описании термического режима и осадков горных областей (в частности, наблюдаются перегрев горных вершин и завышенные осадки летом). Эти ошибки связаны с искусственным сглаживанием вдоль модельных σ -поверхностей. Альтернативой в этом случае может служить

запись диффузии в p -системе координат, однако она оказывается более ресурсоемкой при численной реализации. Кроме того, как показывает опыт работы с МРК ГГО, использование выражения для горизонтальной диффузии в p -системе не позволяет эффективно подавлять высокочастотные возмущения динамической природы, генерируемые при численном интегрировании вблизи крутых склонов гор. В современной версии модели применяется модифицированная схема расчета диффузии в σ -системе координат, аналогичная используемой в моделях MM4 Национального Центра Атмосферных Исследований США, NIRHAM3(4) Датского Метеорологического Института и некоторых других.

Горизонтальный обмен количеством движения, теплом и влагой описывается линейным оператором четвертого порядка в σ -системе координат с коэффициентом, зависящим от величины топографического градиента [7]:

$$F_{s\phi} = -\nabla_{\sigma}^2 \cdot (K_H \nabla_{\sigma}^2 \phi), \quad (2.1)$$

где K_H — локальный коэффициент диффузии, вычисляемый по формуле

$$K_H = \frac{K_{H0}}{1 + \left(\frac{\nabla h}{0.001} \right)^2}. \quad (2.2)$$

Численная реализация (2.1) выполнена с учетом (1.2). В формуле (2.2) K_{H0} — значение коэффициента в случае, если локальный топографический градиент равен 0, $\nabla h = \max \left(\frac{\Delta h_x}{\Delta s}, \frac{\Delta h_y}{\Delta s} \right)$, h — значения высот топографии в узлах модельной сетки. В модели K_{H0} принят равным $2 \times 10^{14} \text{ м}^4 \text{ с}^{-1}$. В модельной области K_H может уменьшаться согласно (2.2) на порядок вблизи крутых горных склонов. Как выяснилось из проведенных с помощью модели тестовых расчетов, такое локальное уменьшение коэффициента оказывается достаточным, чтобы эффекты ложной диффузии не приводили к заметным искажениям в полях температуры и осадков.

3. Боковые граничные условия

Численное интегрирование уравнений в ограниченной области предполагает задание боковых граничных условий для региональных переменных χ и p_s :

$$\chi_\Gamma = \phi_g p_{sg} / m, \quad p_{s\Gamma} = p_{sg}, \quad (3.1)$$

где индекс g обозначает, что значение переменной определяется в результате глобальных расчетов, $\phi = \phi(u, v, T, q)$. При этом $\frac{\partial \chi_\Gamma}{\partial t} \neq 0$, $\frac{\partial p_{s\Gamma}}{\partial t} \neq 0$.

Компоненты горизонтального вектора скорости ветра u и v (см. рис.1) в системе координат (x, y) полярной стереографической проекции связаны

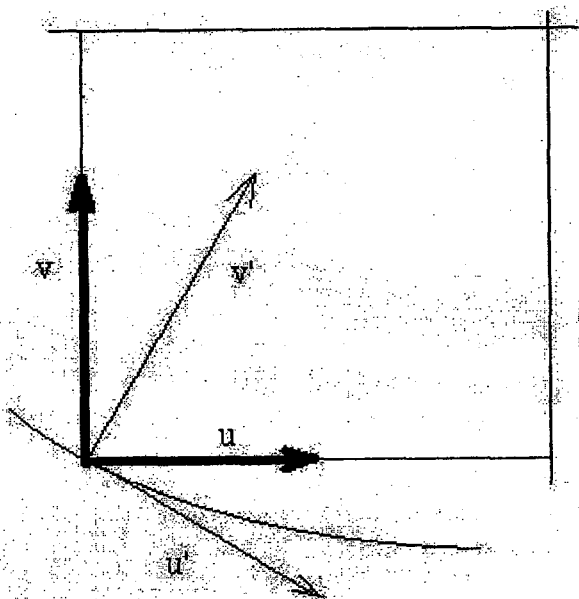


Рис.1 Иллюстрация к представлению компонент горизонтального вектора скорости ветра в декартовой системе координат.

с компонентами истинной скорости u' и v' в сферической системе координат соотношениями

$$u = m^{-1}(u' \cos \Delta\lambda - v' \sin \Delta\lambda), \quad (3.2)$$

$$v = m^{-1}(u' \sin \Delta\lambda + v' \cos \Delta\lambda), \quad (3.3)$$

где $\Delta\lambda$ - угол на плоскости проекции между меридианом, проходящим через точку с координатами (x, y) и меридианом, параллельным оси ординат декартовой системы.

Глобальные данные могут быть представлены либо результатами интегрирования глобальной МОЦА, либо данными глобального объективного анализа. Важно добавить, что граничные условия такого вида, вообще говоря, нарушают адиабатичность системы и требуют специальных вычислительных мер для своего задания. С целью правильной постановки граничных условий вводится в рассмотрение понятие буферной зоны, которая представляет собой окрестность боковой границы модельной области [3].

Аппроксимация релаксационных членов в (1.5-9) сводится к локальной коррекции численного решения в буферной зоне зависимой переменной $\xi = \xi(x, p_s)$ следующего вида

$$\xi_j^{\tau+1} = (1 - \alpha_j) \bar{\xi}_j^{\tau+1} + \alpha_j \tilde{\xi}_j^{\tau+1}, \quad j \leq M. \quad (3.4)$$

Здесь $\bar{\xi}_j$ - значение переменной в точке j , полученное при решении системы уравнений региональной модели, $\tilde{\xi}_j$ - значение крупномасштабной переменной в этой же точке, полученное при решении системы уравнений глобальной модели, α_j - коэффициент релаксации, M - максимальное число строк (столбцов) в буферной зоне, τ - дискретный момент времени. Значения α_j приведены в [3]. Значение M принято равным 9, при $j > M$ $\alpha_j = 0$.

Соотношение (3.4) также используется при переходе от глобальной к региональной орографии. Для расчета α_j была использована функция

$e^{\frac{2(j-2)}{3}}$, различные модификации которой рассматриваются в работе [7]. Такой способ вычисления α был принят после того, как поиск необходимых свойств с использованием других выражений [5, 9] не привел к успеху.

Особенностью современной версии модели является отказ от применения описанного алгоритма постановки граничных условий для переменной $\tilde{q}$. Практика регионального моделирования показывает, что использование буферной релаксации для переменной, характеризующей влагосодержание модельной атмосферы, приводит к появлению значительных градиентов влажности в окрестности боковой границы. Наличие этих градиентов является причиной фиктивной конвергенции влаги и искажения крупномасштабной картины осадков. Для уменьшения этих нежелательных эффектов при расчете горизонтальных производных $\tilde{q}$ использован алгоритм «свободного втока-вытока», позволяющий обеспечить лучшую согласованность глобального и регионального полей влажности. Условия «свободного втока-вытока» численно реализуются линейной интерполяцией значения $\tilde{q}$ из приграничных узлов сетки в узлы на боковой границе в том случае, когда нормальная составляющая вектора горизонтального ветра в приграничном узле указывает на выток из области. Наоборот, когда нормальная составляющая вектора ветра указывает на вток, производные $\tilde{q}$ вычисляются с учетом глобального значения на границе. При этом граничные условия для остальных зависимых переменных учитываются согласно (3.4).

4. Результаты численных экспериментов

Для иллюстрации эффективности метода релаксации в буферной зоне были проведены два эксперимента, включающие интегрирование региональной модели на срок 12 часов с одинаковыми начальными условиями, которые были подготовлены в ходе экспериментов с глобальной МОЦА ГГО T30L14 и проинтерполированы в сетку МРК. Боковые граничные условия были приняты постоянными для всего срока интегрирования и определялись начальным состоянием. В первом эксперименте (EXP1) ставились условия типа Дирихле, а во втором (EXP2) применялся метод буферной релаксации согласно (3.4). В качестве информативной характеристики использовались мгновенные пространственные распределения значений вертикального интеграла дивергенции горизонтального ветра

$$D' = m^2 \int_0^1 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) d\sigma. \quad (4.1)$$

Рис.2 демонстрирует распределение D' для EXP1 в области. Заметно,

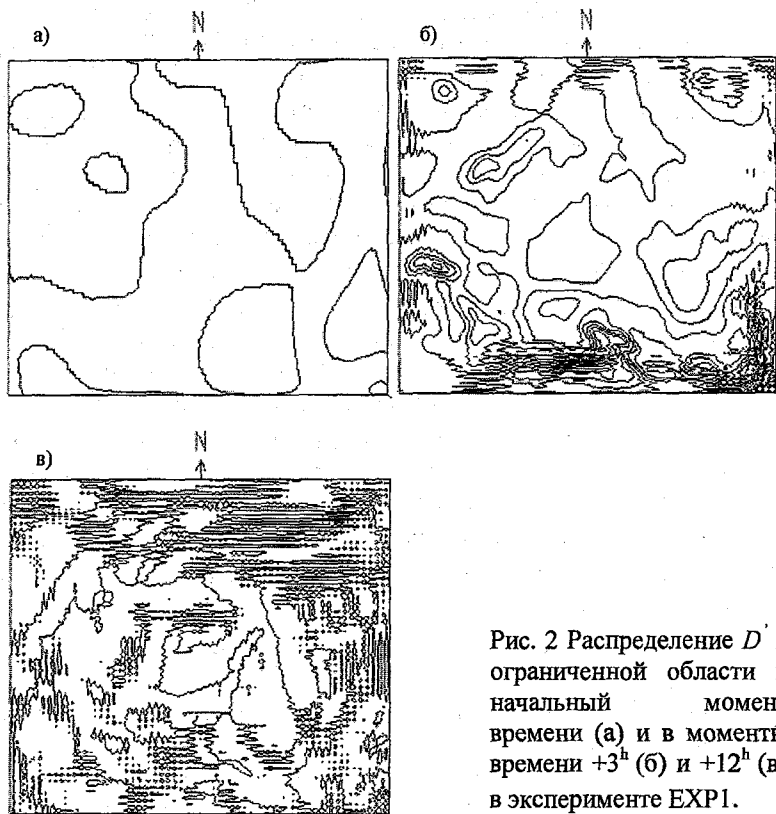


Рис. 2 Распределение D' в ограниченной области в начальный момент времени (а) и в моменты времени $+3^h$ (б) и $+12^h$ (в) в эксперименте EXP1.

что в ходе прогноза в поле D' усиливается шум, который в конечном счете полностью искажает решение. Было установлено, что причиной усиления шумов является рост амплитуд волн длиной $2\Delta z$ с нулевой фазовой скоростью. От северной границы области наблюдается фиктивное отражение волн (см. рис.2в). Анализ поля с более высокой временной дискретизацией показал, что хаотический процесс отражения волн происходит от всех «жестких» боковых границ непрерывно в ходе интегрирования.

Описанная выше ситуация не имеет места в случае использования релаксации в буферной зоне (рис. 3). Поле D' остается гладким в процессе интегрирования и рост амплитуд вычислительных шумов не наблюдается. Некоторое увеличение горизонтальных градиентов поля в окрестности боковых границ обусловлено постоянством граничных условий и влияни-

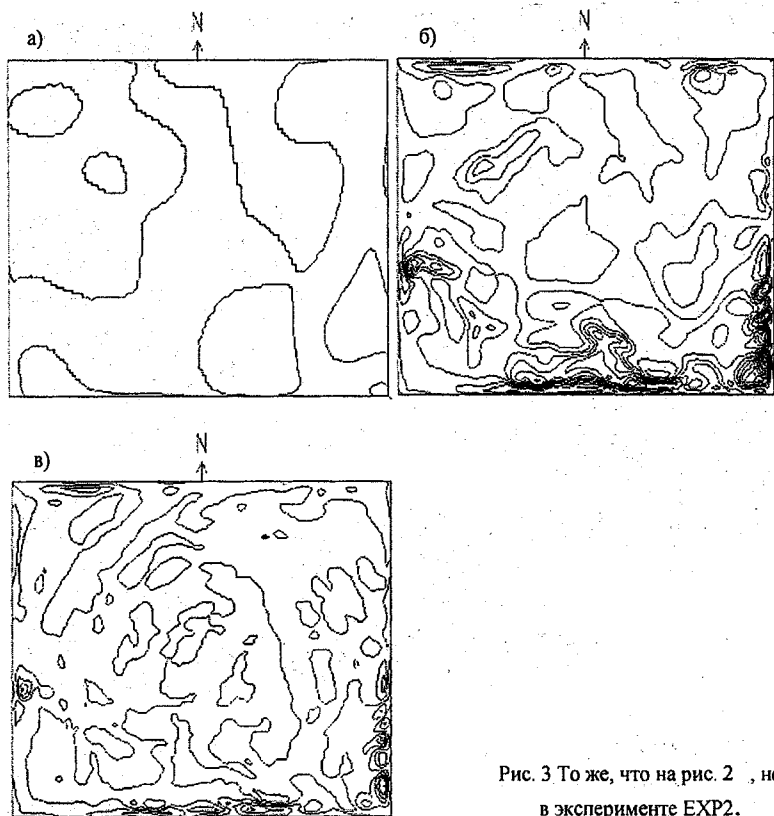
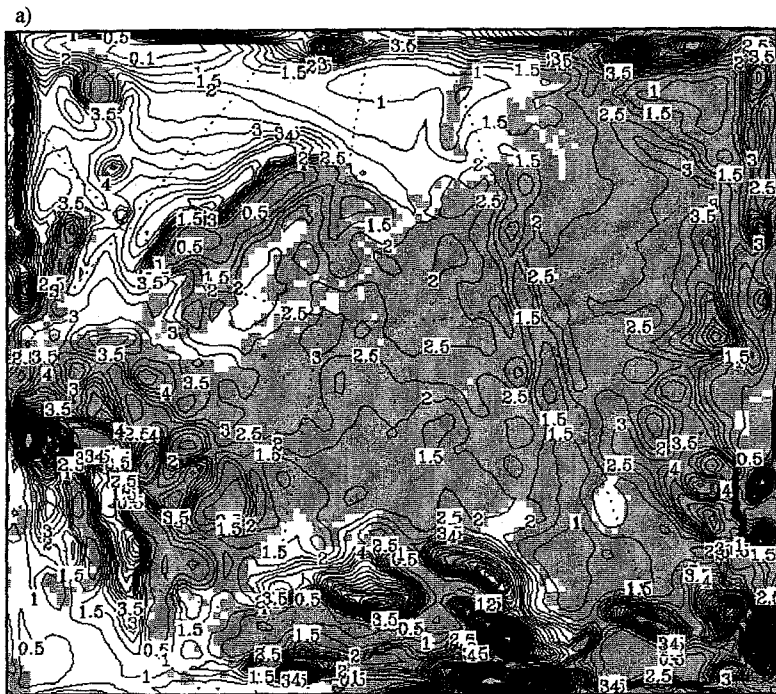


Рис. 3 То же, что на рис. 2, но в эксперименте EXP2.

ем орографии. Как выяснилось в ходе проведения дополнительных тестовых экспериментов, при постановке условий на границах вида $\frac{\partial \xi_{\Gamma}}{\partial t} \neq 0$

эти градиенты существенно уменьшаются. Таким образом показано, что реализация буферной зоны определенной ширины с использованием указанной в п. 3 функции гарантирует абсорбцию наиболее быстрых гравитационных волн при численном интегрировании системы (1.5-9) и исключает шумовые эффекты.

С целью проверки эффективности нового метода постановки граничных условий для переменной $\tilde{q}$ были также проведены два эксперимента. В ходе обоих экспериментов интегрирование региональной модели про-



водилось на срок 5 лет. Эксперименты были проведены с привлечением одинаковых начальных и граничных условий, полученных при моделировании атмосферной циркуляции с помощью глобальной модели. В экспериментах участвовали версии региональной модели, отличающиеся способом задания граничных условий только для $\tilde{q}$. В первом эксперименте (EXP3) глобальные поля $\tilde{q}$ ассимилировались согласно (3.4), во втором применялся описанный выше метод «свободного втока-вытока» (EXP4).

На рис.4а показано пространственное распределение среднегодового количества осадков, рассчитанное в EXP3. Заметно, что вдоль боковых границ происходит значительное увеличение количества осадков. Анализ модельных результатов свидетельствует, что физические предпосылки такого увеличения в модели отсутствуют; оно обусловлено численным представлением процесса переноса $\tilde{q}$ в буферной зоне. При использовании алгоритма «свободного втока-вытока» указанное увеличение осадков имеет существенно меньшую амплитуду, а в отдельных приграничных

6)

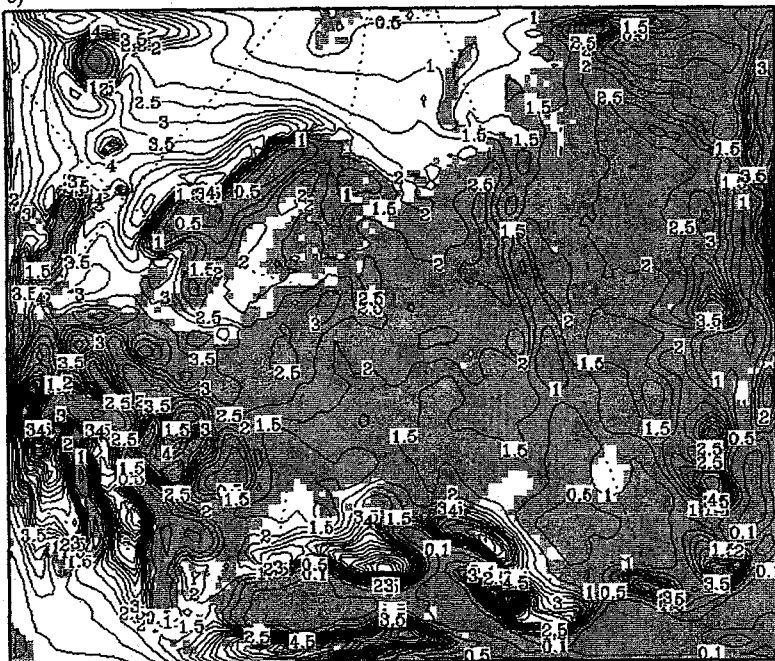


Рис.4 Рассчитанные в ходе экспериментов ЕХР3 (а) и ЕХР4 (б) среднегодовые поля осадков (мм/сут) в региональной области, включающей подобласть буферной релаксации.

частях региона фиктивного увеличения осадков вообще не происходит (рис. 4б). Значительное количество осадков в некоторых приграничных узлах (на западе и востоке области) по-видимому обусловлено орографическими особенностями региона.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №№ 99-05-65274, 01-05-64902.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мелешко В.П., Голицын Г.С., Володин Е.М., Галин В.Я., Говоркова В.А., Мещерская А.В., Мохов И.И., Павлова Т.В., Спорышев П.В. Расчет составляющих водного баланса на водосборе Каспийского моря с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы // Известия РАН, Физика атмосферы и океана. 1998. 34, № 4, С. 591-599.

2. Шейнин Д. А. Термодинамически согласованные схемы вертикальной аппроксимации уравнений динамики атмосферы // *Метеорология и гидрология*. 1987. № 6. С. 34-44.

3. Школьник И. М., В. П. Мелешко, Т. В. Павлова. Региональная гидродинамическая модель атмосферы для исследования климата на территории России // *Метеорология и гидрология*. 2000. № 4. С. 32-49.

4. Шнееров Б. Е., В. П. Мелешко, А. П. Соколов, Д. А. Шейнин, В. А. Любанская, П. В. Спорышев, В. А. Матюгин, В. М. Катцов, В. А. Говоркова, Т. В. Павлова. Глобальная модель общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана ГТО // *Труды ГТО*. 1997. Вып. 544. С. 3-123.

5. Anthes R. A., E. Y. Hsie, and Y. H. Kuo. Description of the Pen State / NCAR mesoscale model version 4 (MM4), NCAR Tech. Note, NCAR/TN-282+STR, Boulder, Colo. 1987. 66 p.

6. Gilchrist A., The Meteorological Office General Circulation Model. ECMWF Seminars on Scientific Foundation of Medium Range Weather Forecasts, 1-12 September, 1975. P. 594-661.

7. Giorgi F., Maria R. Marinucci, Gary T. Bates, and Gerardo De Canio. Development of a second-generation regional climate model. Part II: convective process and assimilation of lateral boundary conditions // *Mon. Weather Rev.* 1993. Vol. 121. P. 2814-2832.

8. Giorgi F., B. Hewitson, J. Christensen, M. Hulme, H. Von Storch, P. Whetton, R. Jones, L. Mearns and C. Fu, 2001: Regional Climate Information - Evaluation and Projections. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)] // Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 881 p.

9. Herzog, H.-J. Zur Entwicklung eines Meso- α -Regionalmodells im MD der DDR - detaillierte Beschreibung des adiabatischen Modellteils // *Abhandlungen des meteorologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik*. 1989. N. 142.

10. Hurrell J. W. Comparison of NCAR Community Climate Model (CCM) climates // *Clim. Dyn.*, 11. 1995. P. 25-50.

11. Lilly D. K. On the computational stability of numerical solutions of time-dependent non-linear geophysical fluid dynamical problems // *Mon. Wea. Rev.* 1965. 1 Vol. 93. N 1.

12. Simmons A. J. Orography and the development of the ECMWF forecast model. In *Seminar / Workshop: Observation, Theory and Modelling of Orographic Effects*, ECMWF, Shinfield Park, Reading. P.129-163.

13. Smagorinsky J., S. Manabe, J. Leith, J. L. Holloway. Numerical results from a nine-level general circulation model of the atmosphere // *Mon. Wea. Rev.* 1965. Vol. 93. N 12.

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ ГГО В ЗАДАЧЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ПРОГНОЗА НА МЕСЯЦ

Задача метеорологического прогноза на месяц занимает промежуточное положение между задачами среднесрочного прогноза, в котором определяющим фактором является "память атмосферы" (эволюция начального состояния), и сезонного прогноза, в котором на первый план выходит взаимодействие на поверхности раздела атмосфера-океан-поверхность континентов. Соответственно, при решении этой задачи требуется учитывать оба названных фактора. Однако, тот факт, что атмосферная память, как правило, не превышает 10-15 суток, а сигнал, исходящий от более инерционных (пограничных с атмосферой) сред, еще очень мал по сравнению с изменчивостью средних месячных характеристик, делает месячный прогноз весьма трудной для решения задачей.

Известно, что в задачах среднесрочного прогноза лидирующее положение уже прочно закрепилось за гидродинамическими методами. В отношении прогнозов на месяц пока этого сказать нельзя. Здесь еще широко используются различные эмпирические (синоптические, физико-статистические и др.) методы. Заметим, однако, что при прогнозе с нулевой заблаговременностью, в числе других предикторов, используются иногда и результаты среднесрочного прогноза на начало прогнозируемого месяца [10]. Вместе с тем, в связи с быстрым прогрессом в области моделирования физических процессов системы океан-атмосфера, развитием вычислительной техники, а также средств и анализа наблюдений существует уверенность в том, что гидродинамические модели, в конечном итоге, должны стать основным средством прогноза на сроки до сезона и более. Активные работы в этом направлении ведутся за рубежом, начиная с 80-х годов [14-15, 17-18]. Начаты такие работы и в России [4-6, 9, 11].

1. Основные этапы разработки метода метеорологического прогноза на месяц

1.1 Краткая характеристика использованной модели

В основе предлагаемого метода прогноза лежит использование разработанной в ГГО глобальной спектральной модели общей циркуляции атмосферы T30L14 [12,13]. Эта модель включает математическое описание всех основных погодообразующих процессов, действующих в атмосфере, и их взаимодействия. К числу учитываемых факторов относятся: перенос солнечной и длинноволновой радиации в облачной атмосфере; конвективные процессы; вертикальный перенос тепла, влаги и количества движения; гидрологические процессы на поверхности суши, с учетом накопления и расхода тепла и влаги в почве и растительном покрове; наличие снежного покрова и морских льдов.

В последние годы в модель был внесен ряд изменений, с целью более адекватного описания процессов формирования погоды и климата. Были найдены более реалистичные способы параметризации конвекции, расчета горизонтальной диффузии, параметризации гидрологических процессов верхнего (3-х метрового) слоя суши и т.д., добавлен расчет суточного хода радиации. Модель прошла широкую и, во многом, успешную апробацию в рамках международных проектов по валидации моделей климата (AMIP, AMIP-II).

Таким образом, с физической точки зрения данная модель позволяет использовать её в задаче предвычисления состояния атмосферы на месяц или сезон.

Пространственное разрешение модели (14 слоев по вертикали при среднем горизонтальном разрешении ~350 км), по современным представлениям, невелико. Однако, успех от увеличения пространственного разрешения зависит, в числе прочего, от наличия подробного и качественного описания начального состояния.

1.2 Ансамблевый подход к проблеме начальных данных

В данной работе для задания начального состояния атмосферы использовались результаты объективного анализа (ОА) основных метеополей, по схеме, разработанной и реализованной в Гидрометцентре России. На момент выполнения работы был доступен ОА только для северного полушария, в связи с чем расчеты по модели проводились в полусферном

режиме. По той же причине анализ результатов прогноза был ограничен внетропической областью северного полушария (к северу от 40° широты).

Известно, что остающаяся всегда неопределённость в описании начального состояния порождает большую или меньшую (в зависимости от конкретной ситуации) неопределенность решения. Учет этой неопределенности в реальной ситуации становится возможным на основе методологии ансамблевого прогноза, получившей широкое развитие в последние годы. Суть подхода состоит в моделировании нескольких комплектов начальных данных (с учетом возможных ошибок) и расчете по ним ансамбля прогнозов. На основе анализа распределения ансамбля прогнозов удастся получить более устойчивое решение в виде среднего по ансамблю, а также появится возможность перейти к формулировке прогноза в вероятностной форме.

Разработанная в ГГО технология ансамблевого прогноза [9] и первые численные эксперименты по прогнозу на срок до 28 суток подтвердили успешность такого подхода. Напомним, что существенной особенностью использованного метода является формирование ансамбля путем выращивания возмущений на основе анализа сингулярного спектра линеаризованного оператора модели. Проведенные эксперименты показали, что наибольший эффект от ансамблевого прогноза достигается при использовании 11 членов ансамбля, причем этот эффект оказывается более значимым, чем эффект перехода в детерминированном прогнозе к использованию модели более высокого пространственного разрешения (T42L14).

С учетом сказанного, при разработке метода прогноза был выбран вариант расчета ансамбля из 11 прогнозов по модели T30L14. Проведение экспериментов по ансамблевому прогнозу на основе модели T42 пока лимитировано имеющимися у авторов вычислительными ресурсами.

1.3 Описание граничных условий

Другая серия экспериментов касалась исследования чувствительности метода прогноза к заданию граничных условий. С этой целью проводились испытания метода при различных вариантах задания температуры поверхности океанов (ТПО) и влажности деятельного слоя почвы. В частности, рассматривались детерминированные гидродинамические прогнозы с двумя вариантами задания ТПО (климатическое распределение и распределение ТПО при учете наблюдаемых в начальный момент аномалий ТПО и климатического годового хода), а также с тремя вариантами

задания влажности деятельного слоя почвы (W) (климатическое распределение W , модельное климатическое распределение и распределение W , рассчитываемое по модели).

В результате анализа успешности прогнозов для этих вариантов, авторы остановились на задании наблюдаемых в начальный момент аномалий ТПО и использовании расчетной (на периоде прогноза) влажности деятельного слоя почвы. Следует заметить, однако, что результаты экспериментов пока не выявили заметного сигнала аномалий ТПО при прогнозе на месяц для территории России. Небольшое улучшение качества прогнозов для северного полушария было получено только в холодный период.

1.4 Прогнозируемые переменные

В качестве основных прогнозируемых характеристик рассматривались: геопотенциал H_{500} , температура воздуха на поверхности 850 гПа (T_{850}), давление на уровне моря (P_0) и температура воздуха на уровне 2 м (T_s). Прогнозы полей H_{500} , T_{850} и P_0 составлялись по внетропической зоне северного полушария (в узлах географической сетки $2.5^\circ \times 2.5^\circ$), а T_s — по территории России и ближнего зарубежья. При этом рассматривалась средняя суточная температура воздуха, которая интерполировалась в пункты по заданной сети метеостанций, использующейся для оценки прогнозов.

Прогноз составлялся на период, равный четырем неделям (~месяц). В соответствии с этим, уравнения модели интегрировались на 28 суток вперед от начального состояния, с последующим осреднением значений прогнозируемых переменных по неделям, а также для периодов 1, 1-2 и 1-4 недели. Недельная привязка прогнозов, по ряду соображений, представляется авторам предпочтительной. Как известно, естественный синоптический период близок к одной неделе, период в две недели является границей предсказуемости 1-го рода ("память атмосферы"). С периодом, близким к 4 неделям, связаны многие природные циклы, в том числе лунного и солнечного происхождения. Наконец, производственная деятельность человека также имеет недельную периодичность.

Для организации массовых испытаний прогностической схемы в оперативном режиме, при участии Гидрометцентра России, был налажен доступ ГГО по каналам INTERNET к текущим данным, необходимым для составления прогнозов и для оценки их качества. С октября 1998 г. были начаты расчеты прогнозов в оперативном режиме. Прогнозы со-

ставляются 1 раз в неделю (~52 прогноза в год, с недельным перекрытием).

1.5 Коррекция систематических ошибок

Анализ качества первых прогнозов выявил наличие существенных систематических ошибок, что само по себе неудивительно. Хорошо известно, что систематические ошибки присутствуют, в большей или меньшей степени, во всех известных моделях общей циркуляции атмосферы. В некоторых схемах гидродинамико-статистического прогноза исключение этих ошибок происходит неявно на этапе статистической интерпретации гидродинамического прогноза. В нашем случае, был предпринят анализ и оценка этих ошибок по результатам прогнозов в явном виде.

Систематические ошибки прогноза по гидродинамической модели связаны, прежде всего, с не вполне адекватным воспроизведением моделью реального климата (его региональных особенностей и годового хода). Они хорошо заметны уже на месячном интервале интегрирования. Сказываются также ошибки, связанные с учетом местных особенностей рельефа, мезо- и микроклимата, которые находятся за пределами разрешающей способности модели. Исходя из этого, анализ систематических ошибок проводился для каждой точки пространства отдельно. Рассмотрение временных рядов ошибок прогнозов показало, что для приземной температуры воздуха их основной особенностью является нестационарность среднего, связанная с неточностями воспроизведения годового хода [4]. В рядах ошибок по другим переменным сезонность также имеет место, но на первый план часто выступает временная связность циклического характера с периодами ~1.5-2 месяца. С учетом этих особенностей для разных переменных были предложены две разные процедуры оценивания и коррекции систематических ошибок. Ожидаемая ошибка прогнозов H_{500} , T_{850} и P_0 рассчитывалась по данным ошибок предшествующих прогнозов на временном отрезке ~7 недель, путем применения специального фильтра, контролирующего устойчивость поведения ошибки. Для прогнозов T_s годовой ход систематической ошибки аппроксимировался первыми двумя гармониками разложения в ряд Фурье. Для расчета коэффициентов разложения (в первом приближении) использован временной ряд оценок 52 прогнозов с октября 1998 г. по октябрь 1999 г. Поэтому ряд независимых скорректированных прогнозов T_s короче, чем ряд прогнозов H_{500} , T_{850} и P_0 . Он включает с ноября 1999 г. по

июнь 2001 г. около 90 прогнозов. Независимый ряд скорректированных прогнозов H_{500} , T_{850} и P_0 включает ~130 прогнозов, начиная с января 1999 г.

Следует заметить, что задача выработки процедур оценки и коррекции систематических ошибок решалась на материале выборки весьма ограниченного объема. Поэтому предложенные процедуры, вполне возможно, еще далеко не оптимальны. Однако, их включение в метод прогноза позволило существенно улучшить качество прогнозов.

1.6 Сравнение качества различных вариантов метода прогноза

На рис.1-2 приведены иллюстрации изменения качества прогнозов по мере перехода от детерминированного прогноза к среднему прогнозу по ансамблю и с подключением процедуры коррекции систематических ошибок. На рис.1 для перечисленных трех вариантов метода сопоставлен временной ход коэффициентов корреляции между прогностическими и фактическими полями аномалий H_{500} по внетропической зоне северного полушария при прогнозе на 1, 1-2 и 1-4 недели. Из рис.1 видно, что эффективность перехода к ансамблевому прогнозу возрастает с увеличением рассматриваемого периода прогноза, а также то, что особенно хорошо улучшается качество неудачных прогнозов. Введение процедуры коррекции так же заметно улучшает качество прогнозов. На рис.2 приведено сравнение средних квадратических ошибок тех же трех вариантов метода прогноза (по всей независимой выборке). Здесь видно, что существенное улучшение качества прогнозов по мере перехода от детерминированного прогноза к ансамблевому и при введении коррекции систематических ошибок имеет место для всех прогнозируемых характеристик.

Включение в метод прогноза элементов статистического анализа распределения ансамбля прогнозов и оценок систематических ошибок формально требует отнесения его к группе гидродинамико-статистических методов. Однако, его отличает от многих других методов этой группы полное использование результатов гидродинамического расчета на всем периоде прогноза.

2. Технологическая схема прогноза и характеристика использованной исходной информации

Технологическая схема метода прогноза представлена на рис.3. Основными этапами в ней являются:

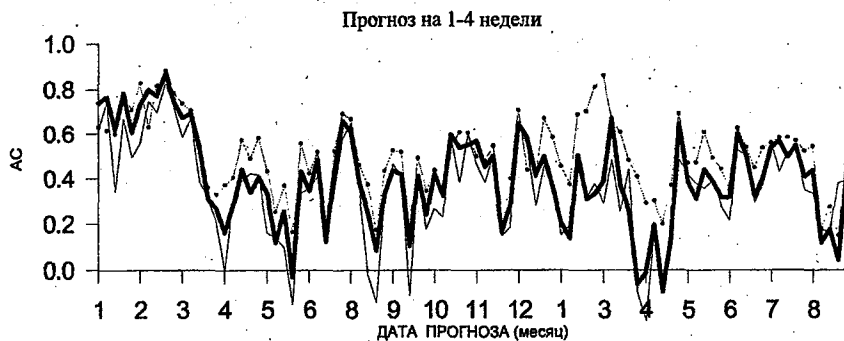
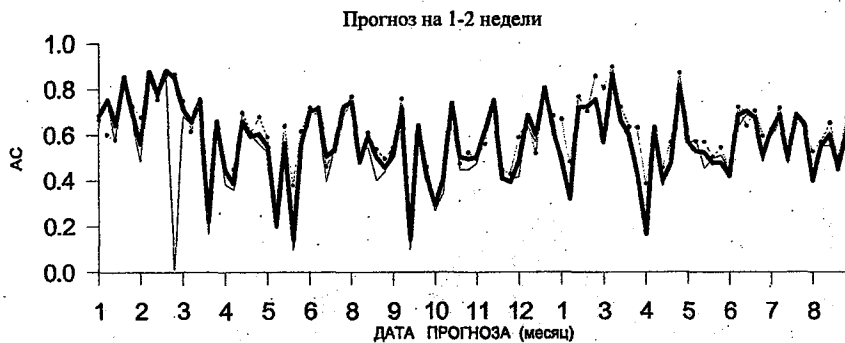


Рис.1 Временной ход коэффициентов корреляции между прогностическими и фактическими полями аномалий H_{500} для трех вариантов метода прогноза.

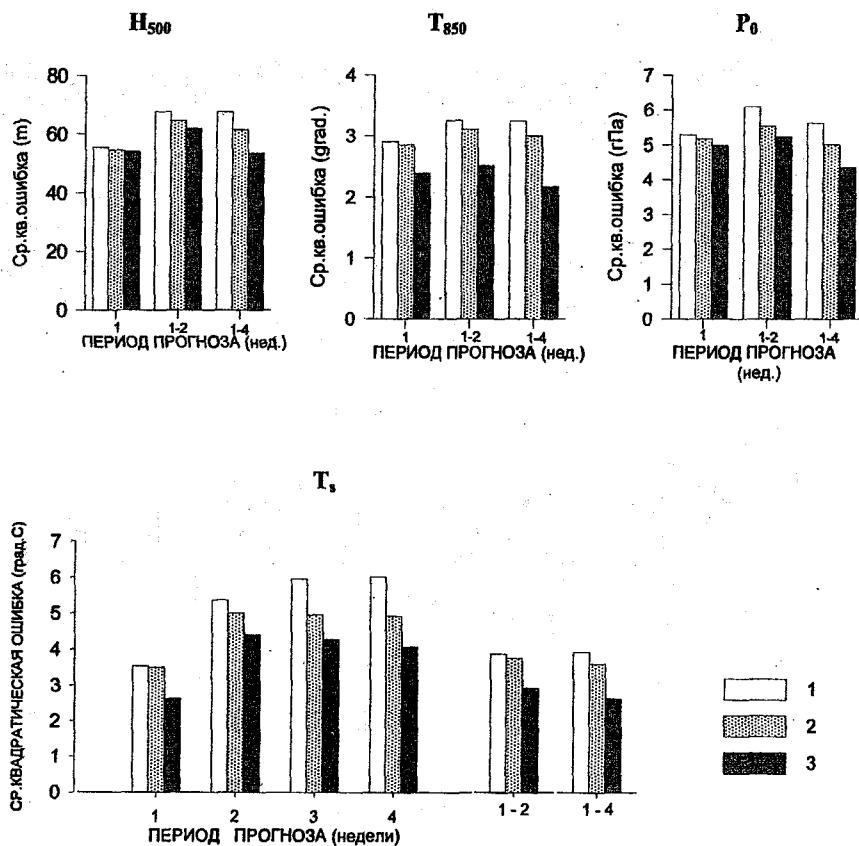


Рис.2. Сравнение качества различных вариантов метода прогноза.

(1 - детерминированный, 2 - среднее по ансамблю, 3 - среднее по ансамблю с коррекцией систематических ошибок)

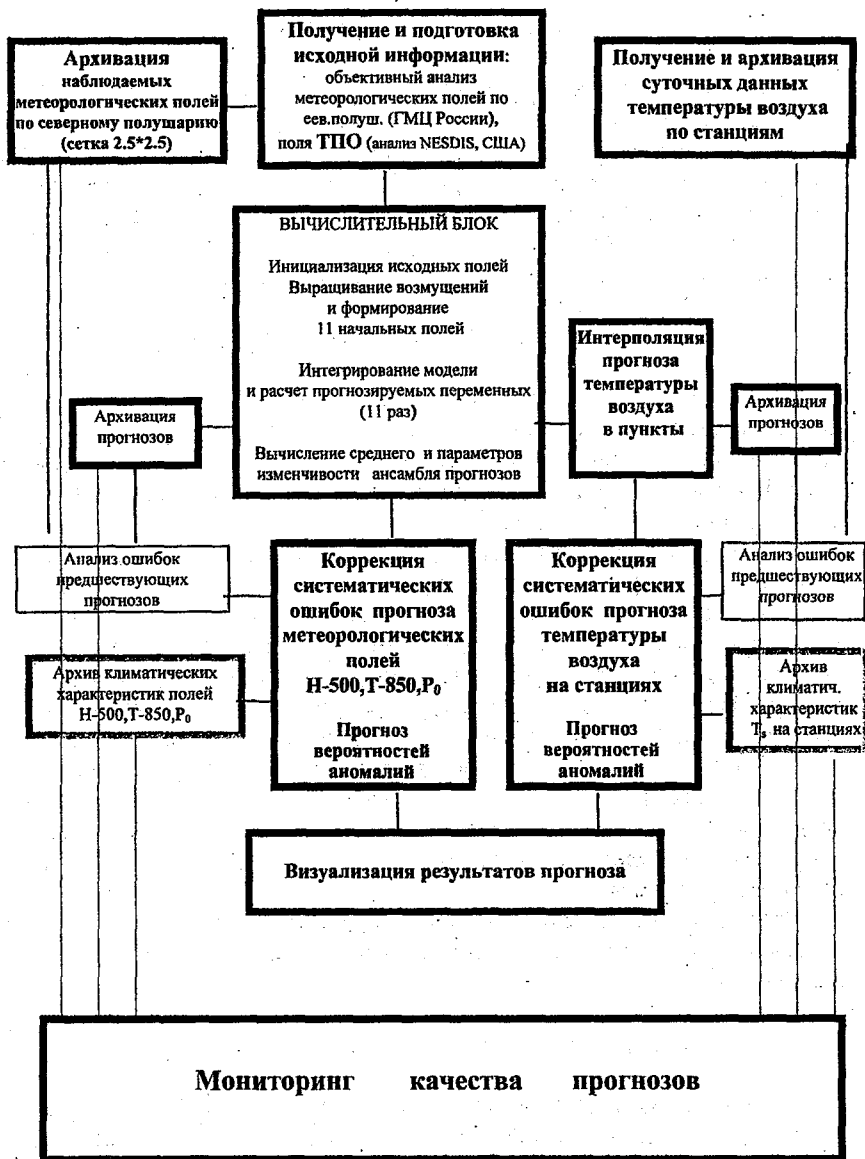


Рис.3. Технологическая схема метода прогноза

2.1 Подготовка исходной информации

Блок начальных данных включает поля геопотенциала, температуры воздуха и составляющих скорости ветра на 15-ти уровнях в атмосфере, а также поля удельной влажности на 6-ти уровнях, в узлах регулярной сетки $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ по северному полушарию. Эти данные за 00 h UTC вводились по результатам ОА Гидрометцентра России. В качестве начальной ТПО использовалась ТПО, средняя за неделю, непосредственно предшествующую дате составления прогноза (анализ NESDIS, США).

2.2 Вычислительный блок модели, включающий:

1. Динамическое и термодинамическое согласование начальных полей (инициализация). Инициализация осуществляется посредством генерации временных рядов для основных переменных с помощью модели атмосферы и применения временных фильтров к высокочастотным возмущениям по аналогии с [20].

2. Формирование ансамбля начальных состояний. Ансамбль начальных состояний формируется с использованием метода выращивания ошибок. Этот метод, подробно изложенный в [9], основан на использовании сингулярных векторов линеаризованного оператора модели и позволяет получить максимально возможный (при заданной норме возмущений) разброс решений. Норма возмущений задавалась в соответствии с реальными ошибками объективного анализа полей начальных данных.

3. Расчет ансамбля 11 прогнозов от разных начальных состояний и параметров распределения ансамбля. Расчет средних (по ансамблю) значений прогнозируемых переменных. Результаты полученных прогнозов и параметры распределения ансамбля архивируются и сохраняются для последующего анализа.

Рассчитанные значения прогноза приземной температуры воздуха интерполируются в пункты по заданной сети станций и также записываются в архив.

2.3 Коррекция систематических ошибок прогнозов

На этом этапе выполняется анализ предшествующего ряда ошибок прогнозов, оценка ожидаемой систематической ошибки и коррекция прогноза, путем исключения ожидаемой систематической ошибки.

2.4 Визуализация результатов прогноза

Визуализация включает построение серии карт, отражающих распределение прогнозируемых значений аномалий, а также вероятностей ожидаемого знака аномалий при помощи современных графических средств (GRADS, SURFER). Разработан вариант представления прогноза на странице в сети INTERNET, в виде серии карт, и в текстовом варианте, в виде бюллетеня.

2.5 Мониторинг качества прогнозов

Оценка качества предполагает сравнение прогностических и фактических значений прогнозируемых переменных и их аномалий. При этом фактические значения H_{500} , T_{850} и P_0 рассчитывались по ежедневным данным ОА за 00 UTC. Фактические данные T_s рассчитывались по средним суточным значениям T_s в пунктах прогноза. Эти данные по выборке базы данных МАКТ[1] передаются из Гидрометцентра России по каналам INTERNET.

Для расчета и оценки прогноза аномалий требуются также архивы климатических данных прогнозируемых переменных. Выбранная недельная временная привязка прогностических переменных создала определенные сложности в получении климатических данных. В случае с приземной температурой воздуха для этой цели были использованы архивы данных суточного разрешения, подготовленные во ВНИИГМИ-МЦД [19]. По ним были составлены временные ряды температуры воздуха, осредненной по периодам прогноза (одна, две и четыре недели), за 30-летие 1961-1990 гг., рекомендованное ВМО для оценки современного климата. Далее были вычислены соответствующие средние многолетние значения (нормы) и стандартные отклонения (σ). По станциям, не вошедшим в архив [19], ввиду отсутствия суточной информации, климатические нормы были получены путем восстановления годового хода температуры воздуха по средним месячным нормам при помощи сплайновой интерполяции (по методике [2]), с последующим осреднением суточных норм по периодам прогноза. Однако, в этом случае нельзя было оценить σ для температуры воздуха недельного или двух-недельного осреднения и расчеты относительной ошибки проводились по меньшему количеству станций.

Получение климатической информации для высотных полей является

еще более сложным. Версия климата свободной атмосферы, подготовленная во ВНИИГМИ-МЦД, содержит только средние месячные характеристики по сетке 5×10 , то есть, сильно сглаженные поля. В данной работе авторы использовали более подробную климатическую информацию, полученную посредством технологии реанализа [16]. Были взяты данные Reanalysis NCEP за 1982-1994 гг.

3. Оценка качества прогнозов полей H_{500} , T_{850} и P_0

Для оценки прогнозов полей H_{500} , T_{850} и P_0 использовались следующие критерии:

- средняя ошибка (Δ):

$$\Delta = \frac{1}{\sum_i \cos \varphi_i} \sum_i \cos \varphi_i (P_i - F_i), \quad (1)$$

- средняя квадратическая ошибка (RMSE):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{\sum_i \cos \varphi_i} \sum_i \cos \varphi_i (P_i - F_i)^2}, \quad (2)$$

- коэффициент корреляции аномалий (AC):

$$AC = \frac{\sum_i \cos \varphi_i (\Delta P_i - \Delta \bar{P}) (\Delta F_i - \Delta \bar{F})}{\sqrt{\sum_i \cos \varphi_i (\Delta P_i - \Delta \bar{P})^2 \sum_i \cos \varphi_i (\Delta F_i - \Delta \bar{F})^2}}. \quad (3)$$

Здесь P_i и F_i - прогностическое и фактическое значения прогнозируемой переменной в i -ой точке, ΔP_i и ΔF_i - прогностическая и фактическая аномалии (отклонения от нормы), $\Delta \bar{P}$ и $\Delta \bar{F}$ - средние (по полю) прогностические и фактические аномалии, $\cos \varphi_i$ - весовой множитель, φ_i - географическая широта точки.

Эти оценки рассчитывались, в целом, по внетропической зоне северного полушария (к северу от 40° с.ш.), по трем долготным секторам этой зоны, приблизительно соответствующим естественным синоптическим районам (I - сектор: $312.5 - 70^\circ$, II - сектор: $72.5 - 190^\circ$, III - сектор: $192.5 - 310^\circ$, к востоку от Гринвича), а также по территории России.

Полученные оценки качества методических прогнозов (m) сравнивались с оценками инерционных (i) и климатических прогнозов (c). При этом в качестве инерционного использовался прогноз аномалии, равной фактической аномалии периода, непосредственно предшествующего прогнозу (без перекрытия). Использование в качестве инерционного прогноза самих значений прогнозируемой переменной за предшествующий период, в случае долгосрочного прогноза, является некорректным, в связи с весьма существенной нестационарностью процессов в годовом ходе. В качестве климатического прогноза использовалась норма соответствующего периода. На рис.4 приведены средние по всем прогнозам оценки средней квадратической ошибки ($RMSE$) прогноза H_{500} , T_{850} и P_0 (средних за 1, 1-2 и 1-4 недели) в сравнении с оценками инерционного и климатического прогноза. Приведенные оценки показывают, что ошибки методического прогноза во всех случаях существенно меньше ошибок инерционного прогноза. При прогнозе на 1 и 1-2 недели они, как правило, также меньше ошибок климатического прогноза. Однако, для месячного интервала прогнозирования уровень средних квадратических ошибок не ниже уровня ошибок климатического прогноза.

Мера мастерства методики ($RMSSS_i$) по отношению к инерционному прогнозу по средней квадратической ошибке оценивается по формуле:

$$RMSSS_i = \frac{RMSE_m - RMSE_i}{RMSE_0 - RMSE_i}, \quad (4)$$

где $RMSE_0$ - средняя квадратическая ошибка идеального прогноза. Принимая ее равной нулю и переходя к процентам, получим:

$$RMSSS_i = (1 - \frac{RMSE_m}{RMSE_i}) \cdot 100\%. \quad (5)$$

Аналогично, мастерство по отношению к климатическому прогнозу ($RMSSS_c$) будет равно:

$$RMSSS_c = (1 - \frac{RMSE_m}{RMSE_c}) \cdot 100\%. \quad (6)$$

Соответствующие расчеты показывают, что мера мастерства методического прогноза по отношению к инерционному составляет в большинстве случаев ~40-45% для 1 недели, ~20-30 % - для 1-2 недели и 15-25 % - для 1-4 недели. Мастерство по отношению к климатическому прогнозу оценивается в ~25 - 35% для 1 недели, ~10-15% - для 1-2 недели (по P_0 - на уровне климатического прогноза) и ~10 : +15% - для 1-4 недели. Заметим, что значения меры мастерства $< 15\%$ статистически незначимы.

Средние оценки коэффициентов корреляции аномалий (AC), вычис-

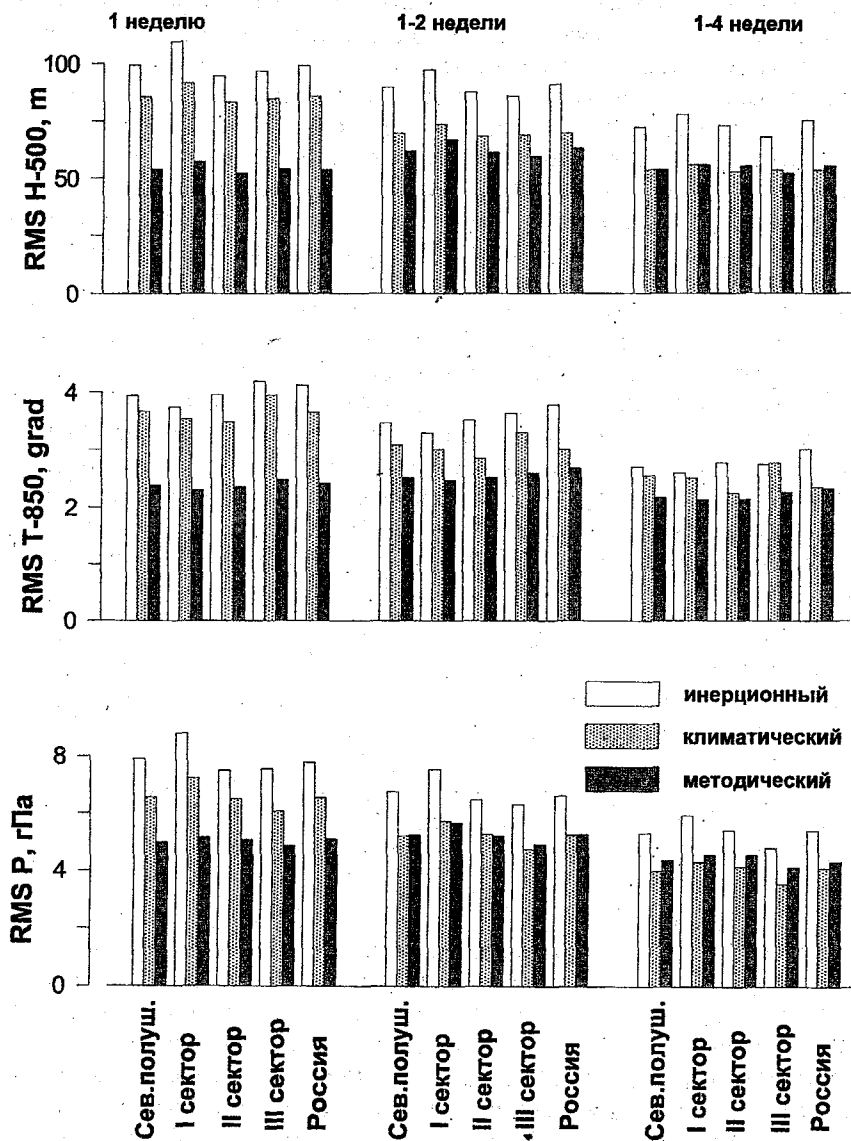


Рис.4 . Средние квадратические ошибки методического, климатического и инерционного прогнозов H_{500} , T_{850} и P_0 для различных районов.

ленные по внетропической зоне северного полушария и по территории России, приведены на рис.5. Их уровень по разным характеристикам для одного и того же периода прогноза приблизительно одинаков и составляет ~0.7-0.8 для прогнозов на 1 неделю, 0.55-0.61 - на 1-2 недели и около 0.5 для прогнозов на 1-4 недели. Заслуживает внимания то, что этот показатель, характеризующий геометрическое подобие полей прогностических и фактических аномалий, существенно положителен, в том числе при прогнозе на месяц. Во всех случаях значения АС намного выше аналогичных для инерционного прогноза. Понятно, что климатический прогноз, всегда ориентирующийся на норму, вообще не содержит информации об ожидаемом распределении аномалий.

4. Оценка качества прогнозов приземной температуры воздуха по станциям

Наибольший практический интерес представляют прогнозы приземной температуры воздуха. Для оценки качества этих прогнозов наряду с оценками $RMSE$ и AC были рассмотрены широко распространенные оценки по критерию ρ и относительная ошибка Q [3]:

$$\rho = \frac{n_+ - n_-}{n_+ + n_-}, \quad (7)$$

$$Q = \frac{1}{n_i} \sum_i \frac{\Delta_{ij}^2}{\sigma_j^2}. \quad (8)$$

Здесь n_i количество пунктов, использующихся для оценки прогноза, n_+ и n_- соответственно - число совпадений или несовпадений знаков прогнозируемой и фактической аномалии. Поскольку при расчете оценок прогнозов в данном случае используется нерегулярная сеть станций, множитель $\cos \varphi$ в формулах (1-3) не учитывался. Для прогнозов средних месячных (4-х недельных) температур рассчитывалась также оценка процента оправдавшихся прогнозов P по пяти градациям в соответствии с Наставлением [8].

4.1 Средние оценки качества прогнозов

Средние оценки качества прогнозов за период независимых испытаний (~90 прогнозов) по всем критериям и для всех периодов прогноза,

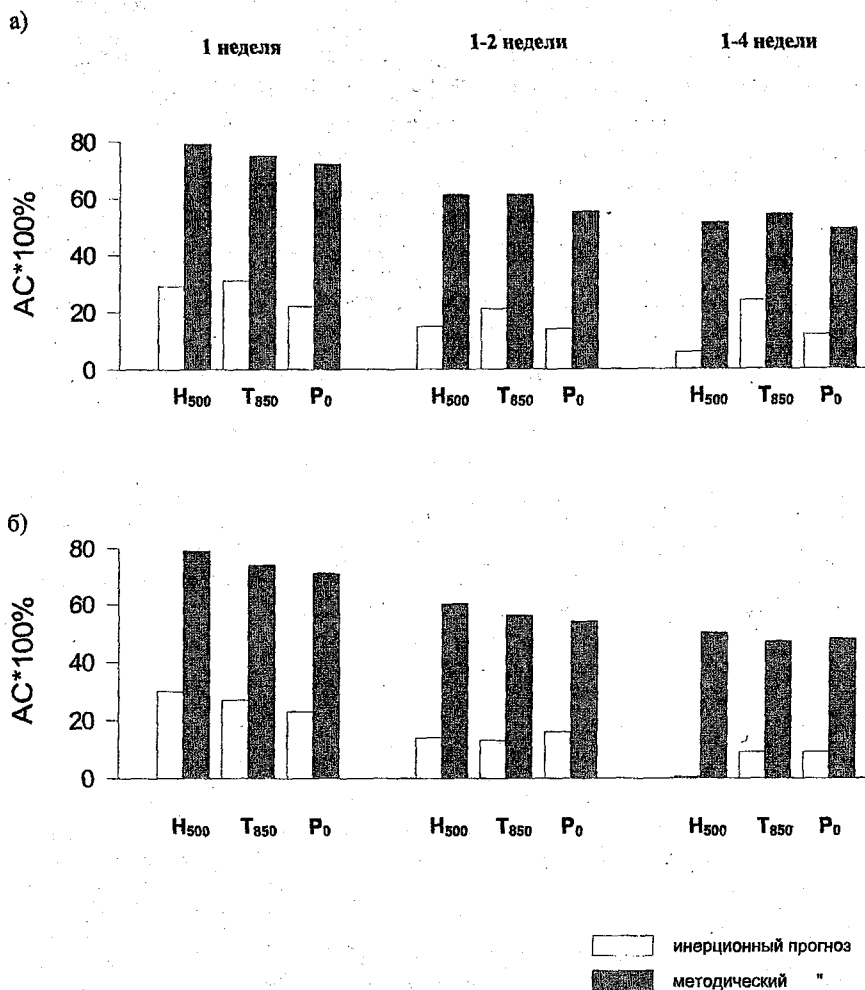


Рис.5. Средние оценки коэффициентов корреляции между полями прогностических и фактических аномалий для методического и инерционного прогнозов Н₅₀₀, Т₈₅₀ и Р₀ (а - по внетропической зоне северного полушария, б- по территории России)

включая также оценки прогнозов на 2, 3 и 4 недели в отдельности, содержатся в таблице 1. В таблице 2 приведены те же оценки, осреднённые за последний год периода независимых испытаний (52 прогноза). Уровень оценок в обеих таблицах приблизительно

Таблица 1

Средние оценки прогнозов приземной температуры воздуха по станциям за период независимых испытаний (ноябрь 1999 - июль 2001 г.)

N	Оценка	Период прогноза (нед.)					
		1	2	3	4	1-2	1-4
1	Δ	-0.15	-0.37	-0.32	-0.18	-0.25	-0.25
2	RMSE	2.73	4.68	4.69	4.32	3.06	2.83
3	RMSSSin	42	16	18	23	28	15
4	RMSSSci	35	-11	-11	-4	13	-1
5	AC	0.71	0.29	0.15	0.17	0.53	0.36
6	AC _m	0.29	0.09	0.03	0.04	0.19	0.17
7	ρ	0.59	0.24	0.16	0.15	0.45	0.35
8	Q	0.55	1.49	1.48	1.31	0.95	1.27
9	P	-	-	-	-	-	72%

Таблица 2

Средние оценки прогнозов приземной температуры воздуха по станциям за последний год периода независимых испытаний (июль 2000 - июль 2001 г.)

N	Оценка	Период прогноза (нед.)					
		1	2	3	4	1-2	1-4
1	Δ	0.07	-0.18	0.10	0.39	-0.05	0.11
2	RMSE	2.60	4.40	4.28	4.04	2.92	2.61
3	RMSSSin	41	11	18	22	23	16
4	RMSSSci	34	-13	-9	-3	10	2
5	AC	0.72	0.33	0.20	0.24	0.58	0.45
6	AC _m	0.30	0.16	0.07	0.04	0.27	0.21
7	ρ	0.59	0.24	0.16	0.18	0.44	0.37
8	Q	0.57	1.52	1.43	1.24	0.99	1.26
9	P	-	-	-	-	-	73%

одинаков. Несколько лучшие оценки, полученные при осреднении за последний год, в какой то мере объясняются более полной статистикой, использованной при оценке и коррекции систематических ошибок [4]. В целом же приведенные данные позволяют сделать выводы, аналогичные тем, которые получены при рассмотрении качества прогнозов H_{500} , T_{850} и P_0 . Они состоят в следующем:

По всем критериям и для всех периодов прогноза качество методических прогнозов существенно выше качества инерционных прогнозов.

Для периодов прогноза 1 и 1-2 недели по всем критериям методические прогнозы, как правило, превосходят качество климатических прогнозов. Методические прогнозы на 2, 3, 4 недели уступают климатическим по величине средних квадратических ошибок, что выражается в отрицательных значениях $RMSSS_{cl}$, однако для всех этих периодов сохраняются устойчиво положительные значения AC и ρ . Прогнозы средней месячной (1-4 недели) температуры воздуха по значениям $RMSE$ находятся на уровне ошибок климатического прогноза и при этом характеризуются относительно высокими положительными значениями AC и ρ .

Сравнение с качеством аналогичных прогнозов по другим отечественным прогностическим схемам имеет смысл только для оперативных прогнозов Гидрометцентра России. Эти прогнозы также составляются с нулевой заблаговременностью и используют результаты гидродинамического прогноза на 10 суток. Заметим, что уровень оценок методического прогноза приблизительно соответствует уровню средних оценок прогнозов ГМЦ России, приведенных в [10] ($\rho = 0.35$, $Q = 1.2$).

Часто возникает сомнение в том, что результаты гидродинамического прогноза содержат полезную информацию за пределами первых 10 суток. Приведенные существенно положительные оценки AC и ρ позволяют надеяться, что такая информация имеется. Анализ показывает, что полученные значения AC не могут объясняться только связностью процессов. Допустим, что гидродинамический прогноз для 10-15 дней идеален и обеспечивает за счет инерции качество прогноза на последующие две недели на уровне качества обычного инерционного прогноза для 1 и 2 недели. На рис.6 показан пример сравнения значений AC методического прогноза на 1,2,3,4 недели с оценками инерционного прогноза, сдвинутыми по времени приблизительно на 10-15 дней. Другими словами, методический прогноз на 3 неделю сравнивается с инерционным на 1 неделю. Видно, что на каком то временном промежутке, при таком сравнении, оценки действительно близки. Однако, затем AC инерционного прогноза быстро затухают, в то время как для методического прогноза этого не на-

блюдается.

4.2 Пространственное распределение качества прогнозов

Следует заметить, что рассмотренные выше оценки рассчитаны в среднем для всей территории бывшего СССР. Результат осреднения зависит от состава использованных станций, а с учетом их неравномерности отражает среднюю картину не вполне корректно. В свете этого, более правильно рассматривать географическое распределение оценок качества прогнозов, рассчитывая их по ряду прогнозов на каждой станции. Такой анализ позволяет также определить в каких районах метод работает более успешно. С этой целью рассмотрим распределение коэффициентов корреляции временного хода прогностических и фактических аномалий (r), а также отношение относительной ошибки методического прогноза к относительной ошибке климатического прогноза (Q/Q_{cl}). Последняя величина равна также квадрату отношения средних квадратических ошибок методического и климатического прогнозов. Заметим, что оценки Q_{cl} по фактическим данным за рассматриваемый период испытаний прогнозов часто отличаются от теоретического значения, равного единице, вследствие изменчивости и нестационарности климата. Карты-схемы распределения указанных оценок для прогнозов на 1-4 недели, в среднем по всем независимым прогнозам (~90 прогнозов), представлены на рис.7. Как видно, коэффициенты корреляции практически везде положительны и, на большей части территории, превышают значение 0.2. Что касается Q/Q_{cl} то районы, в которых эта величина меньше единицы, занимают, главным образом, центральные и южные (континентальные) районы России. Если перейти к рассмотрению центрированных и нормированных σ прогнозируемых и фактических аномалий (σ_P и σ_F соответственно), то легко вывести связь между значениями Q/Q_{cl} и r . В этом случае

$$\sigma_{(P-F)}^2 = \sigma_P^2 + \sigma_F^2 - 2r\sigma_P\sigma_F \quad (9)$$

Разделив обе части на σ_F^2 , получим:

$$\frac{Q}{Q_{cl}} = 1 + k^2 - 2kr, \quad (10)$$

$$\text{где} \quad k = \frac{\sigma_P}{\sigma_F}. \quad (11)$$

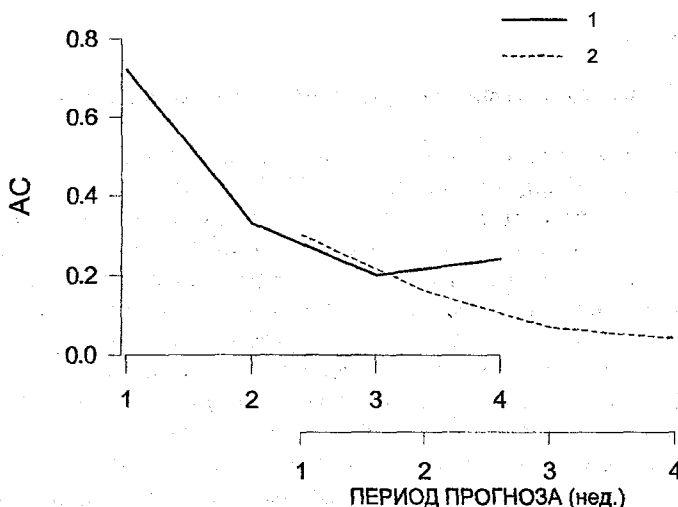


Рис.6. Сравнение оценок качества методических (1) и инерционных (2) прогнозов по коэффициенту корреляции аномалий.

В том случае, когда $\sigma_F = \sigma_{\Gamma}$ и $r = 0.5$, отношение $Q/Q_{cl} = 1$. Если $\sigma_F < \sigma_{\Gamma}$ (прогноз осторожен, что характерно для регрессионных методов), при том же значении r отношение $Q/Q_{cl} < 1$. Заметим, что коэффициент корреляции между прогностическими и фактическими аномалиями также зависит от σ_F . Однако, r^2 неизменно отражает долю учтенных факторов в наблюдаемой изменчивости прогнозируемой характеристики. Эта доля изменяется в различных районах от 4 до 60 %. На рис.8 показан временной ход прогностических и фактических месячных аномалий температуры воздуха для станций, характеризующих различные регионы России. Временной ход средних по территории оценок RMSE и AC рассмотрен в [4].

4.3 Анализ сопряженности прогностических и фактических аномалий

В последнее время все чаще анализ качества прогнозов проводится на основе таблиц сопряженности [7]. В случае прогноза метеорологических величин в непрерывной шкале целесообразно, не прибегая к дискретизации, рассмотреть сопряженность или совместное распределение прогностических и фактических аномалий по всей совокупности прогнозов. Для

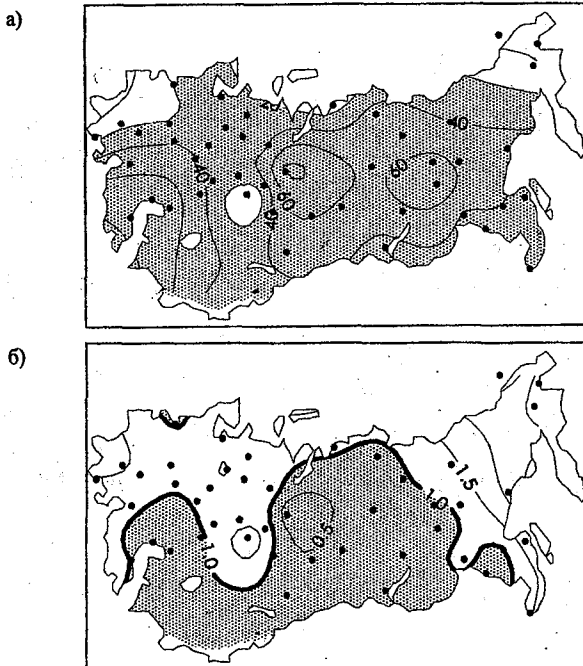


Рис. 7. Карты-схемы географического распределения оценок прогнозов по станциям
(а- коэффициент корреляции аномалий; б- Q/Q_{ok}).

стандартизации распределений аномалии нормированы на величину стандартного отклонения (σ), характеризующего фактическую изменчивость прогнозируемой переменной на каждой станции в соответствующий период (напомним, что параметры климатического распределения оценивались по рядам температуры воздуха за 1961-1990 гг.). Совместное распределение полученных нормированных прогностических и фактических аномалий для прогноза на месяц (4 недели) показано на рис.9. Общее число точек на графике составляет около 4000 (все случаи, по которым авторы располагали необходимыми фактическими и климатическими данными). Обращает внимание практически полное совпадение параметров распределения прогнозируемых аномалий ($\Delta\bar{P}=0.28$, $\sigma=1.02$) их фактическому распределению ($\Delta\bar{F}=0.37$, $\sigma=1.01$). Коэффициент корреляции аномалий ~ 0.5 . Отметим, что в методах прогноза, основанных на использовании регрессии, изменчивость прогностических аномалий

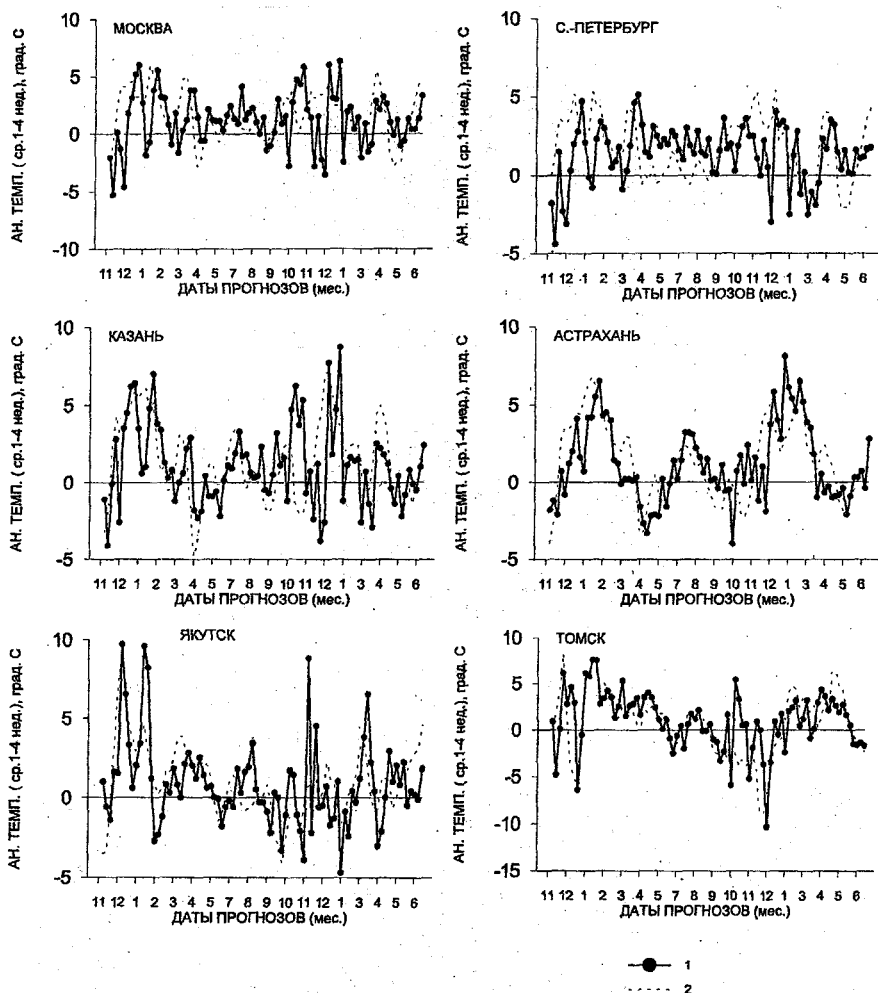


Рис. 8. Примеры временного хода прогностических(1) и фактических (2) аномалий средней месячной (1-4 нед.) температуры воздуха.

обычно намного меньше их фактической изменчивости. Вполне естественно, что чем больше прогноз отличается от нормы (чем больше риск),

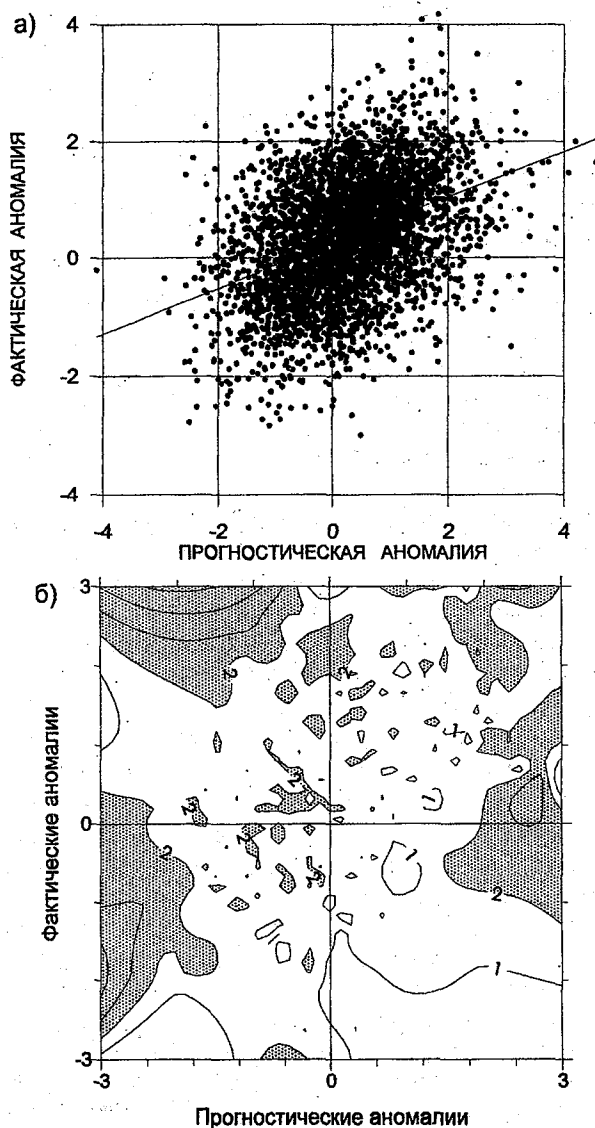


Рис. 9. Совместное распределение прогностических и фактических нормированных аномалий месячной температуры воздуха и параметр σ ансамбля прогнозов.

(а - распределение аномалий по всем прогнозам, б- σ в поле аномалий по данным 2001 г.)

тем труднее обеспечить минимум средней квадратической ошибки. Предложенный здесь метод прогноза обеспечивает средний уровень ошибки, близкий к климатическому, и устойчиво положительную корреляцию между прогностическими и фактическими аномалиями. На основании этого можно говорить о некотором преимуществе метода по сравнению с климатическим прогнозом.

Для более убедительной аргументации последнего утверждения полезно перейти к вероятностной интерпретации прогноза на основе рассмотрения условного распределения наблюдаемых аномалий в зависимости от величины прогнозируемых аномалий. Ограничим, например, выборку прогнозами, в которых ожидаемая аномалия превышает σ и рассмотрим вероятность правильного прогноза знака аномалии. Непосредственный подсчет частот показывает, что эта вероятность составляет 78 - 80%, в то время как для климатического прогноза она равна 50%. Эта вероятностная оценка получена при использовании только величины предсказанной аномалии на основе среднего значения ансамбля прогнозов. В качестве дополнительной априорной информации, позволяющей уточнить вероятностный прогноз, целесообразно использовать также параметры изменчивости, характеризующие разброс ансамбля. Методика расчета вероятностного прогноза в этом случае изложена в [9]. Не затрагивая в рамках данной статьи вопросов оценивания вероятностных прогнозов, попробуем исследовать зависимость между качеством прогнозов и параметрами разброса ансамбля (σ). На рис.9 (б) показано распределение нормированных значений стандартных отклонений ансамбля в поле совместного распределения прогностических и фактических аномалий (по данным прогнозов за 2001 г.). Штриховкой выделены значения $\sigma > 2$. Идеальным было бы распределение, при котором точкам главной диагонали (область удачных прогнозов) соответствовали малые значения σ , а максимальные значения были сосредоточены в левом верхнем и правом нижнем углах квадрата (область неудачных прогнозов). Действительное распределение отличается от желаемого, хотя максимальные значения σ , как правило, удалены от главной диагонали. Это означает, что параметры разброса ансамбля прогнозов, могут быть использованы для априорной оценки качества прогнозов. В случае успешности такого оценивания, отказ от заведомо ненадежных прогнозов приведет к повышению средних оценок качества оставшихся прогнозов. Первые эксперименты в этом направлении показали, однако, что в группу ненадежных часто попадают также прогнозы с хорошими показателями оправдываемости. Вследствие этого подобная выбраковка ненадежных прогнозов не всегда приводит к

повышению средних оценок качества прогнозов. Так, например, коэффициент корреляции аномалий, составляющий в данном эксперименте 0.52, при выбраковке прогнозов с разбросом ансамбля, характеризующимся $\sigma > 2.5$, остался на прежнем уровне. Однако, учитывая, что в эксперименте были использованы результаты прогнозов только по одной характеристике (T_s) и по небольшой выборке (всего полгода), окончательные выводы делать пока рано. Авторы предполагают продолжить исследования в направлении априорного оценивания качества прогнозов, в том числе, на основе ансамблевого прогнозирования.

Выводы

Выполненная работа показала, что разработанная в ГГО гидродинамическая модель общей циркуляции атмосферы позволяет удовлетворительно прогнозировать развитие атмосферных процессов на периодах 1 и 1-2 недели. Качество этих прогнозов устойчиво превышает качество инерционного и климатического прогноза. За пределами этого интервала качество прогнозов выше качества инерционных прогнозов, но уступает качеству климатических прогнозов. Это означает, что на месячном периоде интегрирования пока не удастся эффективно моделировать текущее климатическое состояние. Однако, тот факт, что средние квадратические ошибки месячных характеристик находятся на уровне ошибок климатического прогноза при коэффициенте корреляции между полями прогностических и фактических аномалий 0.4-0.5, свидетельствует о преимуществе разработанного метода прогноза перед использованием климатической информации. Отрадным является также то, что достигнутый уровень качества прогнозов близок к среднему уровню качества аналогичных официальных прогнозов Гидрометцентра России.

Говоря о перспективах улучшения месячных прогнозов, отметим следующее:

1. Предсказуемость при месячном прогнозе, в большей степени, зависит от сигнала начального состояния и, в меньшей степени, - от условий на поверхности раздела атмосфера-океан-поверхность континентов. Поэтому успешность прогноза за пределами действия памяти атмосферы (~15 суток) не может быть устойчивой. Отдельные смены режимов циркуляции за пределами первых 10-15 дней очень трудно предсказать. Крайне важно в этой связи научиться идентифицировать такие ситуации и давать априорную оценку предсказуемости.

2. Не подлежит сомнению, что успешность прогнозов, в первую очередь, зависит от качества модели атмосферы. Использованная здесь спектральная модель T30L14 продемонстрировала определенные достоинства при расчетах современного климата в рамках программы АМІР-ІІ. В данной работе модель была использована в полусферном режиме. Начиная с августа 2000 г. ГГО стали доступны глобальные анализы атмосферы. Переход на глобальные анализы и повышение качества этих анализов должны способствовать улучшению прогнозов. Однако, относительно невысокое пространственное разрешение этой версии модели не позволяет качественно рассчитывать формирование и эволюцию квазистационарных длинных волн атмосферных движений, которые играют важную роль в прогнозах на временных масштабах, превышающих 10 суток. До сих пор использование такой модели было вызвано недостатком вычислительных ресурсов. В настоящее время предусматривается использовать модель атмосферы более высокого разрешения T42L14.

3. Для повышения качества месячного прогноза весьма важна правильная параметризация потоков у поверхности, радиационного переноса, а также переноса водяного пара и конвекции. В настоящее время в ГГО проходят испытания и внедряются новые, более точные, методы расчета водяного пара в атмосфере и ряд других схем. Эти усовершенствования в модели атмосферы позволят уменьшить систематические ошибки прогноза.

4. Известно, что наиболее правильной является вероятностная формулировка прогноза. Ансамблевый прогноз представляет собой один из способов оценки вероятности распределения прогностических состояний на основе ограниченного набора детерминированных прогнозов и учета неопределенности в задании начального состояния. Требуются дальнейшие уточнения методов вычисления наиболее эффективных возмущений в начальном состоянии и выбора размера ансамбля детерминированных прогнозов. Необходимо провести также дальнейшие исследования, направленные на установление связей между разбросом детерминированных прогнозов в ансамбле и априорной оценкой предсказуемости отдельных режимов атмосферной циркуляции в разные сезоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багров А. Н., Локтионова Е. А. Новая технология подготовки исходной информации для долгосрочного прогноза погоды // Метеорология и гидрология. 1994. № 11. С. 100 - 109.

2. Каган Р. Л., Федорченко Е. И. О восстановлении годового хода моментов метеорологических рядов // Труды ГГО. 1975. Вып. 348. С. 99-111.

3. Методическое указание. Проведение производственных (оперативных) испытаний новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических и гелиофизических прогнозов. М.: Комитет гидрометеорологии при кабинете министров СССР, 1991. 150 с.

4. Мирвис В. М. Оценка и коррекция систематических ошибок гидродинамического прогноза приземной температуры воздуха на месяц для сети станций СНГ. См. наст. сборник.

5. Муравьев А. В. и др. Долгосрочное прогнозирование аномальных синоптических ситуаций. I. Основные конструктивные и технические характеристики динамико-статистической схемы долгосрочного прогноза погоды // Метеорология и гидрология. 1999. № 3. С. 8-36.

6. Муравьев А. В. и др. Долгосрочное прогнозирование аномальных синоптических ситуаций. II. Условия эксперимента и результаты прогноза // Метеорология и гидрология. 1999. № 4. С. 5-15.

7. Муравьев А. В., Вильфанд Р. М. О стандартизации оценок качества среднесрочных и долгосрочных прогнозов погоды // Метеорология и гидрология. 2000. № 12. С. 24-34.

8. Наставление по службе прогнозов. Раздел 2. Часть VI. М.: Гидрометеоздат, 1986.

9. Пичугин Ю. А., Мелешко В. П., Матюгин В. А., Гаврилина В. М. Гидродинамические долгосрочные прогнозы погоды по ансамблю начальных состояний // Метеорология и гидрология. 1998. № 2. С. 5-15.

10. Садоков В. П., Вильфанд Р. М. Новые результаты в разработке статистических методов долгосрочных прогнозов погоды и технология их выпуска. - 70 лет Гидрометцентру России. 1999. С. 134-140.

11. Филатов А. Н., Муравьев А. В., Реснянский Ю. Д. Долгосрочный метеорологический прогноз: математические проблемы и возможности гидродинамических моделей. - 70 лет Гидрометцентру России. 1999. С. 141-165.

12. Шнееров Б. Е., Мелешко В. П., Соколов А. П. и др. Глобальная модель общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана ГГО // Труды ГГО. 1987. Вып. 544. С. 3-123.

13. Шнееров Б. Е., Мелешко В. П. и др. Глобальная модель общей циркуляции атмосферы ГГО: Современное состояние // Труды ГГО. 1999. Вып. 547. С. 15-36.

14. Anderson J. L. and J. J. Ploshay. Impact of initial conditions on seasonal simulations with an atmospheric general circulation model // Quart. J. Roy. Met. Soc. 2000. Vol. 126. P. 2241-2264.

15. Graham R. J., A. D. L. Evans, K. R. Mylne, M. S. J. Harison and K. B. Robertson. An assessment of seasonal predictability using atmospheric general circulation models // Quart. J. Roy. Met. Soc. 2000. Vol. 126. P. 2211-2240.

16. E. Kalnay et al. The NCEP / NCAR 40-Year Reanalysis Project. // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1996. Vol. 77. № 3. March, 1996. P. 437-471.

17. Long-rang forecasting progress report for 1997/1998. // Technical document. 1999. WMO/TD № 967.

18. Miyakoda K. Status of experimental monthly predictions and proposals for specific initiatives. Research activities in atmospheric and oceanic modeling. // 1985.WMO/TD № 110. P.6.1-6.4.

19. Razuvaev V.N., Apasova E.G., Martuganov R.A., Vose R.S. and Steurer P.M. Daily Temperature and Precipitation Data for 223 USSR Station, Numerica Data Package NDP-040. 1993 . Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge, TN, 47 pp plus two appendices.

20. X.-Yu Huang and Lynch P. Diabatic Digital-Filtering Initialization: Application to the HIRLAM Model // Mon. Wea. Rev. 1993. Vol. 121. P. 589-603.

ОЦЕНКА И КОРРЕКЦИЯ СИСТЕМАТИЧЕСКИХ ОШИБОК ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО ПРОГНОЗА ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА МЕСЯЦ ДЛЯ СЕТИ СТАНЦИЙ СНГ

В процессе разработки гидродинамического метода долгосрочного метеорологического прогноза, основанного на использовании модели общей циркуляции атмосферы, возникает задача анализа и исключения систематических ошибок. Подобная задача рассматривалась в различных методах прогноза и ранее. Краткий обзор использованных подходов можно найти, например, в [2]. В зависимости от специфики методов прогноза в центре внимания оказывался, как правило, синоптический анализ ошибок или поиск в них климатического сигнала. При этом, методы выделения сигнала обычно основаны на простейших процедурах осреднения по группам, в зависимости от типа синоптической ситуации, сезона или района. Такой путь приводит иногда к чрезмерному огрублению результатов. Кроме того, он требует весьма представительной статистической выборки. Заметим, что отдельную группу составляют методы прогноза, основанные на статистической интерпретации гидродинамического прогноза [4-6]. Задача коррекции систематических ошибок для них в явном виде не ставится, поскольку такая коррекция осуществляется неявно на этапе статистической интерпретации.

В данной статье излагается несколько иной подход, который был разработан для коррекции гидродинамических прогнозов приземной температуры воздуха на территории России и стран СНГ. Исходный гидродинамический прогноз является результатом интегрирования глобальной спектральной модели общей циркуляции атмосферы T30L14 на 28 суток вперед от начального состояния. Подробное описание метода и используемой начальной информации изложено в [3].

В работе рассматривались средние по ансамблю начальных состояний значения средней суточной температуры воздуха на уровне 2м (T_s), осредненные по неделям (за 1, 2, 3 и 4-ую недели), а также за первые две недели и весь период, приблизительно равный месяцу (4 недели). Результаты прогнозов в узлах сетки $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ затем интерполировались в пункты по заданной сети станций (~60 станций на территории бывшего СССР).

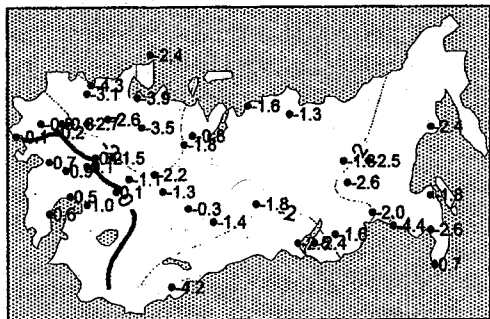
Прогнозы составлялись в оперативном режиме с 21 октября 1998 г. 1 раз в неделю на скользящий месяц (4 недели) вперед.

Оценка прогнозов выполнялась путем сравнения прогностических и фактических температур, осредненных по тем же временным периодам. Необходимые для расчета фактические значения средних суточных температур по станциям передаются по каналам INTERNET из Гидрометцентра России (База данных МАКТ). Эти данные стали доступны, начиная с 14 апреля 1999 г.

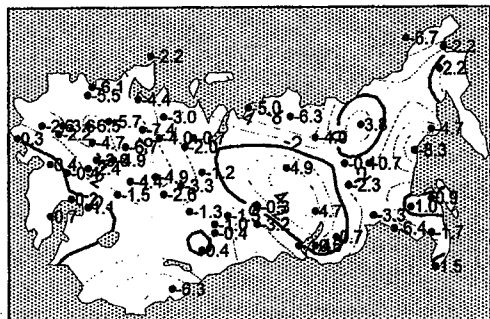
Уже первые оценки прогнозов подтвердили заметный вклад систематических ошибок, связанных с неточностями описания в модели некоторых региональных особенностей климата, годового хода, а также с невозможностью воспроизведения мезо- и микроклиматических особенностей, находящихся за пределами разрешающей способности модели. Оценка подобных систематических ошибок состоит, по сути, в оценке разницы между модельным и реальным климатом. При этом приходится принимать во внимание то, что на рассматриваемом месячном отрезке интегрирования модельный климат еще не выходит на стационарный режим и, следовательно, может происходить нелинейное изменение ошибок во времени. С учетом этого, для каждого периода прогноза (осреднения значений T_s) проводился независимый анализ. Сложность состояла также в необходимости разработки процедур оценки и коррекции ошибок по данным весьма ограниченной статистической выборки результатов оценки прогнозов.

Первые результаты основывались на анализе приблизительно годичного ряда прогнозов, начинающегося с 14.04.1999 г. (начало поступления фактических данных). По этим данным была разработана процедура коррекции прогнозов, включенная в оперативную схему метода. Впоследствии удалось собрать недостающую фактическую информацию для оценки прогнозов за начальный период (октябрь 1998 г. — апрель 1999 г.). Эта информация, а также непрерывно пополняемые материалы оперативных прогнозов использовались для проверки и уточнения первоначальных оценок систематических ошибок.

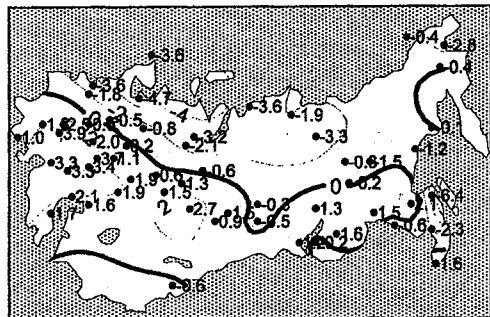
Анализ ошибок прогнозов был начат с рассмотрения их пространственно-временного распределения. Ошибка прогноза, соответствующего моменту времени t на i -ой станции (Δ_{it}), определяется как разность прогностического (P_{it}) и фактического (F_{it}) значений температуры воздуха. Построение карт географического распределения ошибок, осредненных за год и по сезонам (рис.1), подтвердило наличие пространственной не-



год



зима



лето

Рис. 1. Пространственное распределение ошибок прогнозов
средней месячной приземной температуры воздуха .

однородности этих ошибок. Эта неоднородность больше выражена на сезонных картах и изменяется от сезона к сезону. Рассмотрение временного хода ошибок прогнозов на отдельных станциях, находящихся в различных физико-географических условиях (рис.2), показало, что во всех случаях случайные вариации ошибок происходят на фоне относительно медленных (гладких) трендовых изменений. Эти трендовые изменения ответственны за весьма значительную долю изменчивости ошибок, причем в колебательном характере трендов часто прослеживаются годовая и (или) полугодовая волны.

Переходя к анализу временных рядов ошибок прогнозов по отдельным станциям (Δ_t), в терминах теории случайных процессов, поставленную задачу можно рассматривать как задачу моделирования процесса и прогноза ожидаемой ошибки на основании подобранной модели. Наличие в рассматриваемых рядах отчетливо выраженных периодических колебаний было подтверждено также посредством анализа автокорреляционных функций, периодограмм (линейчатых спектров) и спектральных плотностей. Примерный вид некоторых из этих функций показан на рис.3. Периодограммы рассчитаны по данным 52 прогнозов (максимальный период равен 1 году). Оценки спектральной плотности получены посредством преобразования Фурье корреляционной функции, с последующим сглаживанием при помощи окна Парзена. По данным ст. Диксон хорошо виден максимум, соответствующий годовичному периоду (52 недели), а для ст. Чита - максимум, соответствующий периоду полгода (26 недель). Оказалось, что в большинстве случаев сумма этих двух колебаний объясняет около 40-60% суммарной дисперсии рядов ошибок. Вклад каждого из этих колебаний закономерно меняется по территории. Как следует из рис.4, амплитуда годового колебания в наибольшей степени выражена на севере Сибири, а полугодовые колебания сосредоточены, главным образом, в южной части Восточной Сибири, в районе о. Байкал.

Наличие столь ярко выраженных периодичностей во временных рядах ошибок прогнозов, указывающее на их систематичность, облегчает подбор модели. Заметим, что исчерпывающий анализ вероятностных характеристик подобных временных рядов возможен в рамках теории периодически коррелированных случайных процессов (ПКСР) [1]. Решаемая здесь задача оценивания систематической ошибки была гораздо уже и сводилась к оценке математического ожидания, которое, в данном случае, является периодической функцией времени. С учетом результатов

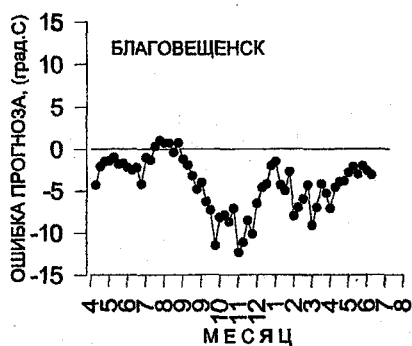
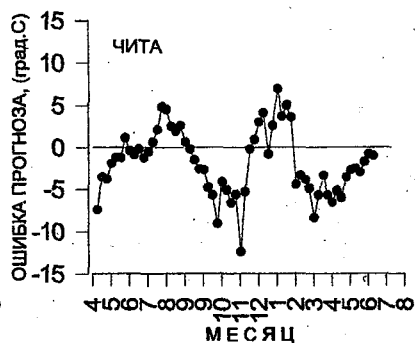
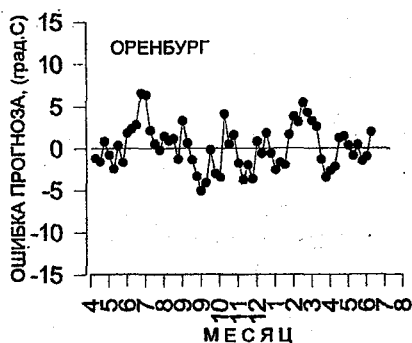
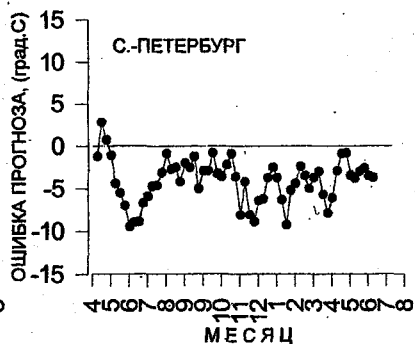
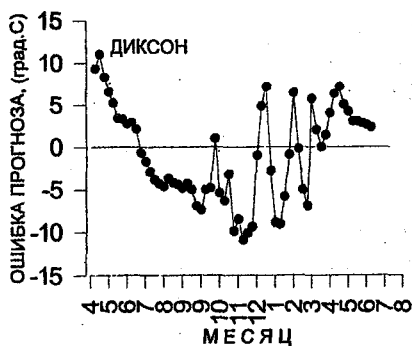


Рис. 2. Примеры временного хода ошибок прогноза средней месячной приземной температуры воздуха.

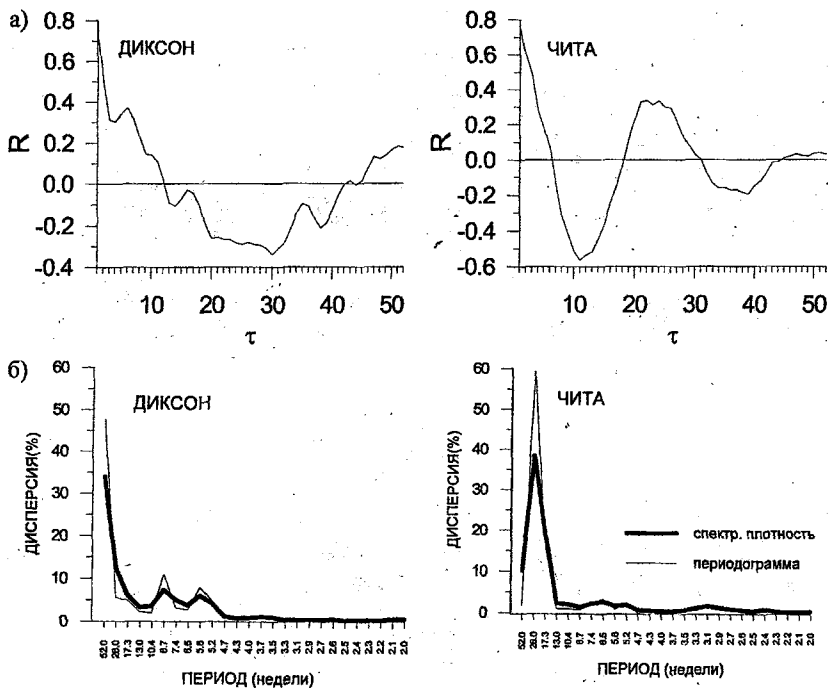


Рис. 3. Примеры автокорреляционных функций (а) и спектра (б) временных рядов ошибок прогнозов средней месячной приземной температуры воздуха.

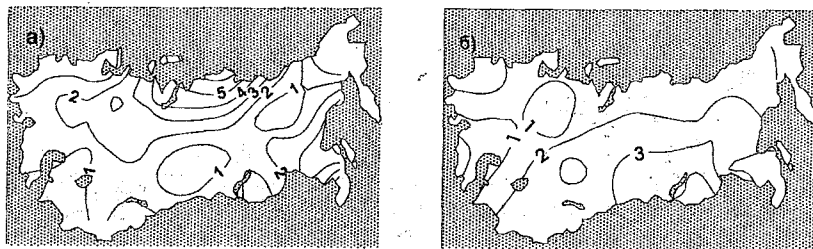


Рис. 4. Пространственное распределение амплитуд 1-ой (а) и 2-ой (б) гармоник годового хода ошибок прогноза.

анализа спектра для этого была выбрана аддитивная модель циклических компонент вида:

$$\Delta(t) = \bar{\Delta}_i + \sum_{k=1}^2 a_{ki} \sin(2\pi kt/p) + \sum_{k=1}^2 b_{ki} \cos(2\pi kt/p) + \eta(t), \quad (1)$$

включающая описание годовой периодичности при помощи первых двух гармоник Фурье. Здесь $\bar{\Delta}_i$ - среднее годовое значение ошибки; a_{ki} и b_{ki} коэффициенты при синусоидальной и косинусоидальной составляющих k -ой гармоники для i -ой станции; p - период, равный 1 году (52 недели); $\eta(t)$ - стационарный случайный процесс.

Для оценки математического ожидания ПКСП возможны два подхода: когерентный и компонентный. При когерентном подходе оценка находится путем усреднения по стационарной последовательности отсчетов, относящихся к одной и той же фазе основного периода синфазных отсчетов. Это обычно применяемая в климатологии процедура нахождения климатического годового хода (норм). Однако такой подход требует наличия длинных рядов наблюдений. При оценке систематических ошибок прогнозов требовалось оценить годовой ход этих ошибок по данным очень короткого ряда, сопоставимого с длиной рассматриваемого периода. В этом случае целесообразно исходить из компонентного подхода к оценке математического ожидания. Компонентные статистики формируются на основании представления математического ожидания в виде периодических функций времени и, таким образом, более полно используют всю имеющуюся информацию.

В нашем случае математическое ожидание (систематическая ошибка) находилось в виде функции:

$$\Delta'_{it} = \bar{\Delta}_i + \sum_{k=1}^2 a_{ki} \sin(2\pi kt/p) + \sum_{k=1}^2 b_{ki} \cos(2\pi kt/p), \quad (2)$$

где Δ'_{it} - расчетное значение ошибки прогноза на i -ой станции в t -ую неделю от начала года. На начальном этапе для расчета коэффициентов a_{ki} и b_{ki} был использован годичный отрезок временного ряда ошибок (использовано 52 прогноза). Уже первые результаты исключения рассчитанных таким образом систематических ошибок показали существенное улучшение качества прогнозов на независимой выборке. Заметим, что попытки включения в модель (1) гармоник более высоких порядков не привели к улучшению качества прогнозов на независимой выборке по сравнению с выбранной моделью. Предварительный анализ временной структуры остатков $\eta(t)$ показал, что её характер близок к "белому шуму". При рас-

смотреии рядов остатков в прогнозах средних месячных температур наблюдается внутрирядная связность при сдвигах на 1-2 недели за счет вполне понятной связности ряда скользящих средних месячных фактических температур. Эта связность, однако, полностью пропадает при прореживании ряда остатков, с учетом условия непересекаемости рассматриваемых периодов прогноза.

В дальнейшем по мере накопления ряда прогнозов испытывалось несколько способов оценивания:

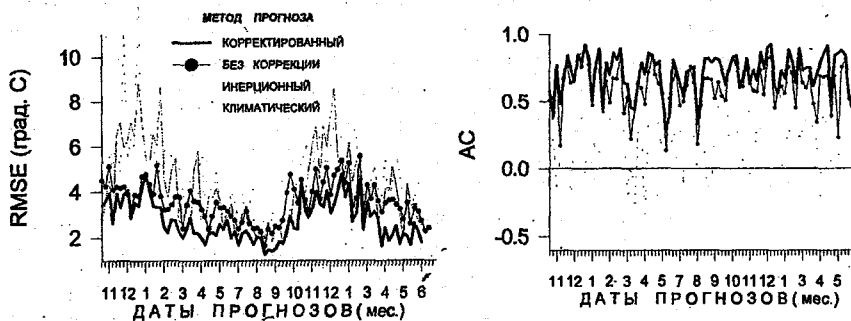
- по скользящему годичному отрезку временного ряда, непосредственно предшествующему прогнозу (с использованием фактических данных, уже известных к моменту прогноза);
- с использованием всей предшествующей выборки и расчетом параметров гармоник по скользящим годичным отрезкам;
- с использованием всей предшествующей выборки и расчетом параметров гармоник по среднему годовому ходу ошибок.

Кроме того, испытывались варианты независимого расчета гармоник для каждого периода прогноза и расчеты их по неделям с последующим осреднением результатов аппроксимации по периодам прогноза.

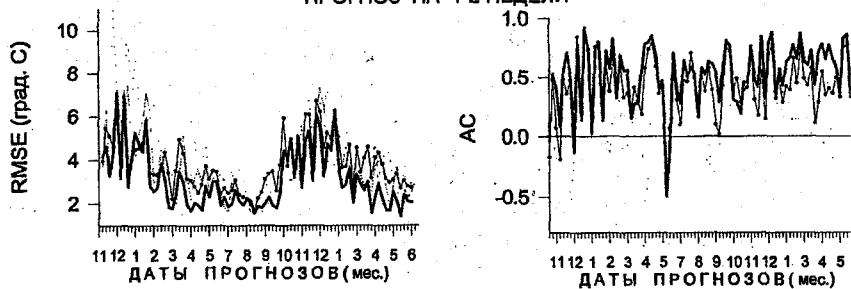
Оценка качества скорректированных прогнозов по независимой выборке показала, что все перечисленные способы расчетов дают близкие результаты. Хотя небольшое преимущество, все-таки, имеет настройка параметров по всей предшествующей выборке. Заметим, что большое неудобство создают относительно частые пропуски в фактических данных. С учетом этого обстоятельства наиболее удобным является определение параметров гармоник по среднему годовому ходу ошибок, рассчитываемому с использованием всей, накопленной к моменту прогноза выборки.

Остановимся кратко на анализе результатов прогнозов, средних по ансамблю без коррекции систематических ошибок и при вычитании рассчитанной ожидаемой систематической ошибки Δ'_n , в оперативном режиме. На рис.5 во временном ходе представлены оценки прогнозов температуры T_s (осредненной за 1,1-2 и 1-4 недели) по величине средней квадратической ошибки (RMSE) и коэффициента корреляции между полями прогностических и фактических аномалий (AC). Эти оценки получены по результатам прогнозов примерно для 60 станций на территории бывшего СССР. Рассмотрен независимый ряд прогнозов за период с ноября 1999 г. по июнь 2001 г. Для расчета параметров гармоник использовался весь предшествующий ряд ошибок модельных прогнозов, непере-

ПРОГНОЗ НА 1 НЕДЕЛЮ



ПРОГНОЗ НА 1-2 НЕДЕЛИ



ПРОГНОЗ НА 1-4 НЕДЕЛИ

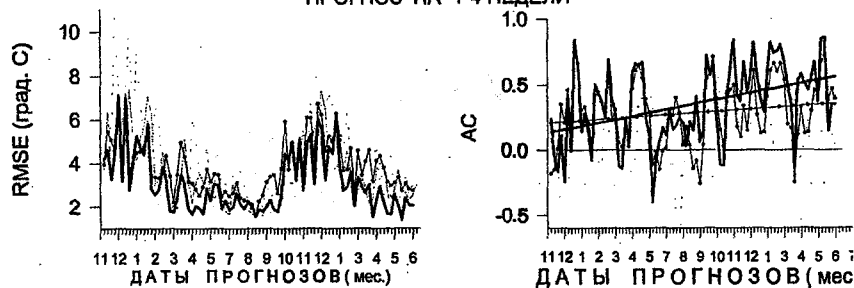


Рис. 5. Временной ход оценок прогнозов приземной температуры воздуха на территории СНГ по данным независимой выборки.

секающийся с периодом прогноза. Таким образом, для первых прогнозов - это годичный отрезок (52 прогноза), с 21 октября 1998 г. по 13 октября 1999 г. Для последних прогнозов - период с 21 октября 1998 г. по май 2001 г. Здесь же показаны, для сравнения, оценки инерционного и климатического прогнозов. Анализ временного хода позволяет оценить средний уровень качества прогнозов, его динамику от прогноза к прогнозу и тенденцию изменения качества прогнозов по мере накопления более представительной (для оценки систематических ошибок) выборки. Приведенные оценки показывают, прежде всего, существенное улучшение качества прогнозов за счет исключения систематических ошибок. В результате скорректированный прогноз на 1 и 1-2 недели оказывается лучше не только инерционного, но и климатического прогноза. Для месячного периода прогноза (1-4 недели) средние квадратические ошибки методического прогноза опускаются приблизительно до уровня ошибок климатического прогноза, при этом наблюдается относительно высокий уровень положительной корреляции полей прогностических и фактических аномалий. Обращает внимание также тенденция улучшения качества скорректированных прогнозов к концу ряда, выражающаяся, в частности, в существенном положительном тренде коэффициентов корреляции аномалий. На рис.5 линии трендов показаны соответствующими прямыми. Для месячного прогноза уровень АС возрастает от 0.2 в начале ряда до значений, близких к 0.6, в конце. Только частично этот тренд может быть связан с

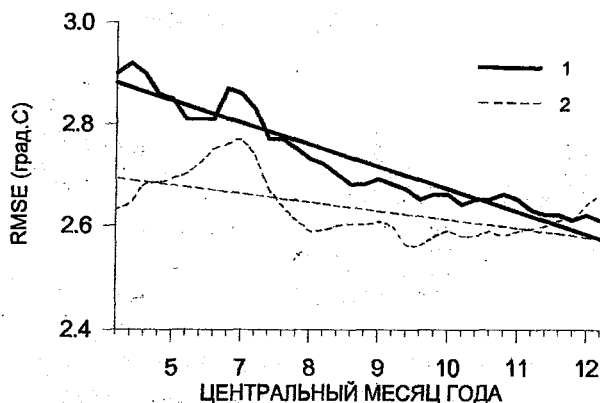


Рис. 6. Соотношение скользящих средних годовых значений средней квадратической ошибки методических (1) и климатических (2) прогнозов средней месячной (1-4 нед.) призмной температуры воздуха. Прямыми линиями показан линейный тренд.

аналогичным, но гораздо более слабым трендом АС для инерционных прогнозов (т.е., с характером наблюдавшихся процессов). Другая причина безусловно заключается в уточнении оценок и коррекции систематических ошибок при удлинении ряда прогнозов. В ходе некорректированных прогнозов подобный тренд не наблюдается. Во временном ходе RMSE эта тенденция не так заметна, вследствие ярко выраженного годового хода RMSE. Однако, при рассмотрении хода скользящих средних годовых оценок RMSE, она уже налицо (рис.6). Сравнение с аналогичными оценками RMSE климатических прогнозов показывает постепенно сужающийся разрыв в оценках. На конце ряда ошибки методического прогноза оказались даже чуть меньше ошибок климатического прогноза.

Таким образом, разработанный метод оценки и коррекции систематических ошибок позволил существенно повысить качество прогнозов, а по результатам оперативных испытаний средняя успешность корректированных прогнозов приблизительно соответствует уровню успешности официальных прогнозов Гидрометцентра России [6]. Всесторонний анализ качества разработанного метода прогнозов по различным критериям содержится также в [3].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Драган Я.П., Рожков В.А., Яворский И.Н. Методы вероятностного анализа ритмики океанологических процессов. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 320 с.
2. Завикторина Т.А., Педь Д.А., Садоков В.П. Систематические ошибки и их учет при составлении долгосрочных прогнозов погоды // Труды ДВНИГМИ. 2000. Вып. 148. С. 5-21.
3. Мелешко В.П., Гаврилина В.М., Матюгин В.А., Мирвис В.М., Пичугин Ю.А., Вавулин С.В. Об использовании гидродинамической модели общей циркуляции атмосферы ГГО в задаче метеорологического прогноза на месяц (См. наст. сборник).
4. Муравьев А.В. и др. Долгосрочное прогнозирование аномальных синоптических ситуаций. I. Основные конструктивные и технические характеристики динамико-статической схемы долгосрочного прогноза погоды // Метеорология и гидрология. 1999. №3. С. 28-36.
5. Муравьев А.В. и др. Долгосрочное прогнозирование аномальных синоптических ситуаций. II. Условия эксперимента и результаты прогноза // Метеорология и гидрология. 1999. №4. С. 5-15.
6. Садоков В.П., Вильфанд Р.М. Новые результаты в разработке статистических методов долгосрочных прогнозов погоды и технология их выпуска // 70 лет Гидрометцентру России. 1999. С. 134-140.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ СЕЗОННОЙ ПРЕДСКАЗУЕМОСТИ РЕЖИМОВ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ

Введение

Проблема определения сезонной предсказуемости атмосферных процессов находится в настоящее время в центре внимания мирового метеорологического сообщества [8]. Предсказуемость физической системы, определяют по скорости расхождения со временем первоначально близких ее состояний [7]. Результаты исследований и повседневная практика прогнозов показывают, что приемлемый уровень детерминированной предсказуемости режимов атмосферной циркуляции не превышает двух недель, в зависимости от типа циркуляции. Прогноз же на сроки, выходящие за пределы детерминированной предсказуемости погоды синоптического масштаба, например, от месяца до сезона, возможен лишь для осредненной по времени циркуляции.

Сезонная предсказуемость определяется, в основном, граничными условиями на поверхности раздела атмосфера-океан-суша, например, распределением аномалий температуры поверхности океанов (ТПО). Так, доказано, что крупные аномалии ТПО типа Эль-Ниньо оказывают глобальное воздействие на термический и циркуляционный режим атмосферы [10, 11].

Вместе с тем, как показали исследования, имеются существенные различия между предсказуемостью атмосферных процессов в тропиках и средних широтах. В первом случае успешность сезонных прогнозов довольно высока. Имеется много свидетельств, показывающих, что внутренняя изменчивость крупномасштабных процессов в тропиках относительно мала. Поэтому основная составляющая межгодовой изменчивости системы океан-атмосфера в тропиках, связанная с эпизодами Эль-Ниньо - Южное колебание, оказывается предсказуемой с временными масштабами от месяца до года. Это дает основание полагать, что сравнительно высокую успешность сезонных прогнозов крупномасштабной циркуляции тропической атмосферы, обусловленную влиянием граничных условий, можно, в целом, считать теоретически обоснованной, хотя в отношении такой важной переменной, как осадки, характеризующейся про-

странственными масштабами менее 1000 км, степень предсказуемости изучена в меньшей степени.

Теоретическая оценка сезонной предсказуемости для внетропических широт не столь очевидна, поскольку значительная доля изменчивости в атмосфере и океане на этих широтах непосредственно связана с нелинейностью и внутренней неустойчивостью происходящих там процессов. Имеются также свидетельства того, что на атмосферную изменчивость на сезонных временных масштабах оказывают влияние аномалии на поверхности континентов. К ним относятся аномалии влажности почвы и снежного покрова [12]. Показано, что начальные аномалии влажности почвы в Сибири и Северной Америке могут оказывать влияние на циркуляцию атмосферы в течение, по крайней мере, 50 дней, а аномалии этих характеристик в конце весны могут влиять на климат следующего лета.

Проблема заключается еще и в том, что на временном масштабе, соответствующем сезону, может возникать много переходных режимов. Поэтому цель сезонного прогноза заключается не столько в определении времени проявления такого переходного режима, сколько в оценке того, какие режимы могут преобладать в течение рассматриваемого сезона. В этой связи сезонный прогноз по ансамблю численных экспериментов с моделью может дать вероятностную оценку появления отдельных погодных режимов в течение всего сезона.

Помимо этого оценки предсказуемости зависят не только от особенностей атмосферной циркуляции, но и от качеств используемых для этих оценок моделей атмосферы, состояния систем наблюдений и других такого рода факторов.

Целью исследования, изложенного в данном разделе, является определение т. наз. потенциальной предсказуемости атмосферных процессов, под которой здесь понимается максимально достижимый уровень предсказуемости в предположении отсутствия систематических ошибок модели и идеальной точности и полноты используемых данных наблюдений [6]. Исследование проводилось с помощью модели общей циркуляции ГГО [2, 4].

Оценка предсказуемости производилась по результатам конкретных месячных и сезонных прогнозов для рассматриваемого 20-летнего периода с использованием таких критериев, как коэффициент корреляции аномалий и средняя квадратическая ошибка прогноза.

1. Постановка задачи

Для формирования «идеальной» атмосферы был проведен контрольный численный эксперимент с моделью T30L14 по воспроизведению глобальной циркуляции за 20-летний период 1979-1998 гг. при фактических значениях температуры поверхности океанов. При этом предполагалось, что:

- модель атмосферы абсолютно точно воспроизводит глобальную циркуляцию атмосферы;
- существуют точные данные наблюдений о протяженности и массе снежного покрова, влажности и температуре деятельного слоя почвы в начальный момент времени;
- поскольку изменчивость модельной атмосферы, как правило, занижена вследствие более слабой бароклинической неустойчивости, предсказуемость, полученная с помощью «идеальной» модели, может быть несколько завышенной по сравнению с реальной.

Результаты этого эксперимента были приняты в качестве «идеального» состояния атмосферы за указанный 20-летний период. Из архива этих данных брались начальные условия для сезонных прогнозов и они же использовались для оценок месячных и сезонных прогнозов режимов циркуляции атмосферы. Далее, для исследования предсказуемости атмосферных режимов были выполнены две серии прогнозов по ансамблям начальных состояний атмосферы. Прогнозы осуществлялись на срок до 4 месяцев, начиная от первого числа каждого месяца указанного периода. Каждый ансамбль включал 6 прогнозов, выполнявшихся от возмущенных начальных состояний, причем принцип формирования этих начальных условий для указанных двух серий прогнозов был различен. В первой серии, задачей которой была оценка влияния начальных и граничных условий на подстилающей поверхности на успешность сезонных прогнозов, начальные возмущения для каждого члена ансамбля выращивались специальным способом, обеспечивающим максимальный разброс ансамбля, но при условии, что норма ошибок соответствует стандарту погрешностей анализа [3]. Во второй серии экспериментов, целью которой была оценка влияния на успешность прогнозов только граничных условий, выбор начальных условий для разных членов ансамбля производился случайным образом из данных, относящихся к началу соответствующего сезона, но за разные годы. Это делалось для того, чтобы обеспечить максимальный разброс начальных данных в пределах их реальных значений.

Осредненные по ансамблю прогностические поля принимались в качестве соответствующих месячных и сезонных прогнозов.

Был выполнен анализ результатов прогнозов средних месячных полей давления на уровне моря, высот изобарических поверхностей 500 и 700 гПа, температуры воздуха на поверхности 850 гПа и на высоте 2 м с нулевой, месячной, двухмесячной и трехмесячной заблаговременностью, а также сезонных (трехмесячных) прогнозов этих полей с нулевой и месячной заблаговременностью. Оценки успешности прогнозов некоторых из этих полей (коэффициент корреляции аномалий, средняя квадратическая ошибка прогноза, статистическая значимость и др.) приведены ниже.

Коэффициенты корреляции для аномалий рассматриваемых переменных и статистическая значимость полученных результатов определялись для трех регионов Северного полушария: внетропическая область Северного полушария (20° - 80° с.ш.), территория России (40° - 80° с.ш., 20° - 180° в.д.) и тропический пояс Северного полушария (0° - 20° с.ш.).

2. Результаты численных экспериментов по определению сезонной предсказуемости режимов атмосферной циркуляции

Была исследована успешность месячных и сезонных прогнозов для четырех календарных сезонов года (зима, весна, лето, осень). При этом начало 20-летней серии прогнозов относилось к 1 декабря 1978 года, а замыкал обе серии прогноз от 1 сентября 1998 года.

2.1. Оценка влияния начальных условий

Ошибки в определении начального состояния являются одним из основных факторов, ограничивающих пределы предсказуемости [5]. На рис. 1 приведены средние значения коэффициента корреляции аномалий различных метеорологических величин при прогнозе для зимнего периода, относящиеся к внетропической области Северного полушария (рис. 1а), территории России (рис. 1б), и тропической зоне Северного полушария (рис. 1в). Из рисунка видно, что при прогнозе атмосферной циркуляции в умеренных и полярных широтах и, в частности, над территорией

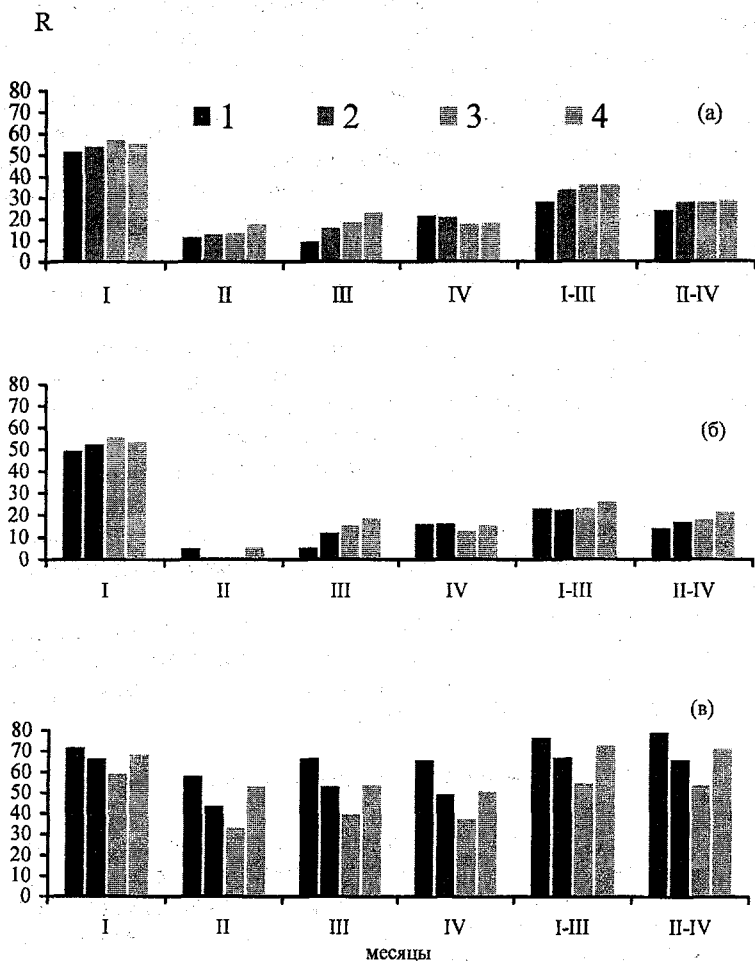


Рис. 1 Коэффициенты корреляции аномалий метеорологических полей R (%) (для зимнего периода) при прогнозах с заданием начальных возмущений в пределах погрешностей объективного анализа

1 - давление на уровне моря, 2 - высота изобарической поверхности 700 гПа (H_{700}), 3 - высота изобарической поверхности 500 гПа (H_{500}), 4 - температура воздуха на поверхности 850 гПа (T_{850}) а)-Северное полушарие; б)-территория России; в)-тропическая зона Северного полушария

России, «память» о начальном состоянии атмосферы ограничивается сравнительно коротким сроком. Если для первого месяца успешность прогноза большинства метеорологических величин составляет 55-65% практически для всех сезонов, то для последующих месяцев отмечается резкое падение предсказуемости.

Хотя сезонные прогнозы с нулевой заблаговременностью, как и следовало ожидать, дают результаты несколько лучшие, нежели прогнозы с заблаговременностью в один месяц, но и в том и в другом случае полученные коэффициенты корреляции аномалий слишком малы, чтобы можно было относить эти прогнозы хотя бы к категории «полезных». В то же время для пояса тропических широт, где определяющими являются взаимодействия в системе океан-атмосфера, сезонная предсказуемость практически не меняется от месяца к месяцу и от сезона к сезону и достигает в некоторых случаях 75 %.

Определяющее влияние океанов на предсказуемость атмосферных процессов в тропической зоне отчетливо видно из рис. 2, где представлен временной ход коэффициента корреляции аномалий температуры воздуха на изобарической поверхности 850 гПа (T_{850}) для сезонных прогнозов с нулевой и месячной заблаговременностью для территории России, тропической зоны и всего Северного полушария. Аналогичные рисунки были построены и для других метеорологических величин и всех времен года. Из рисунков видно, что уровень сезонной предсказуемости термического и циркуляционного режимов для территории России и Северного полушария, в целом, невысок, хотя успешность прогнозов с нулевой заблаговременностью несколько выше, чем прогнозов с месячной заблаговременностью. Вместе с тем, как месячная, так и сезонная предсказуемости режимов атмосферной циркуляции для тропической зоны существенно выше и особенно в годы с крупными эпизодами Эль-Ниньо, например в периоды 1982-1983, 1987-1988 и 1997-1998 гг.

2.2. Оценка влияния граничных условий

По мере увеличения срока прогноза влияние начальных условий на крупномасштабные атмосферные процессы ослабевает и на первый план выходит воздействие граничных условий. С целью исследования характера этого воздействия была выполнена серия численных экспериментов с заданием начальных возмущений сравнительно большой (но реальной) амплитуды с тем, чтобы обеспечить статистическую значимость влияния граничных условий при наличии воздействия

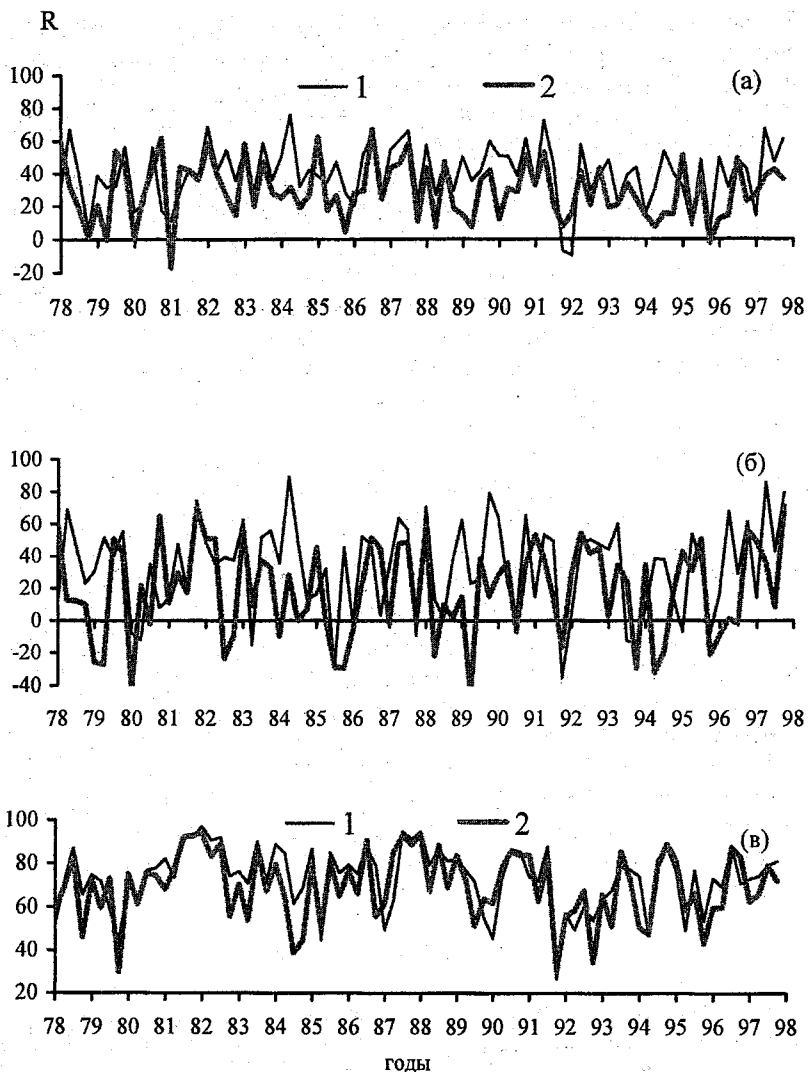


Рис.2. Временной ход коэффициента корреляции аномалий температуры воздуха T_{850} (%) на изобарической поверхности 850 гПа для сезонных прогнозов (зима)
 1-прогноз с нулевой заблаговременностью, 2-прогноз с заблаговременностью в месяц,
 а)-Северное полушарие, б)-территория России, в)-тропическая зона

случайных возмущений начального состояния. Для оценки статистической значимости использовался метод дисперсионного анализа [1], известный в зарубежной литературе как ANOVA. Метод приводит к F-статистике, для которой были взяты значения критического уровня в соответствии с уровнем значимости $\alpha=0.1, 0.05$ и 0.01 , что соответствует 90, 95 и 99% уровню доверия к гипотезе о влиянии граничных условий, которая в данном контексте рассматривается как альтернативная гипотеза по отношению к гипотезе об отсутствии влияния, то есть о случайном характере изменений.

На рис. 3 показана доля территории Северного полушария, где влияние граничных условий на месячный и сезонный прогнозы для зимнего периода статистически значимо, т.е. вероятность того, что это влияние существует, превышает 90 %.

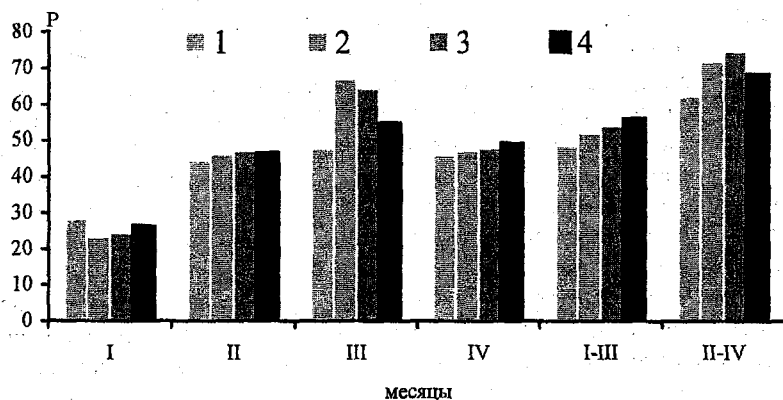


Рис. 3. Доля P (%) территории Северного полушария, где влияние граничных условий на месячный и сезонный прогнозы для зимнего периода статистически значимо ($\alpha=0.1$)
1-давление на уровне моря, 2- H_{700} , 3- H_{500} , 4- T_{850}

Как видно из рисунка, в первый месяц прогноза статистически значимое влияние проявляется на небольшой части территории Северного полушария (в среднем, около 20-30%), но со временем это влияние возрастает и к третьему месяцу прогноза статистически значимое влияние проявляется уже примерно на 50-60% территории. Некоторый рост влияния граничных условий на циркуляционный режим атмосферы (H_{700} ,

H_{500}) можно объяснить особенностями атмосферной циркуляции в Северном полушарии в феврале.

На рис. 4 приведены коэффициенты корреляции аномалий метеорологических полей (для зимнего периода) при прогнозах с заданием случайных возмущений начальных полей. В первый месяц для внетропических широт влияние граничных условий еще не сказывается и успешность прогнозов чрезвычайно мала. Однако в последующие месяцы за счет влияния граничных условий успешность прогноза начинает расти. Тем не менее, такой рост проявляется не во всех регионах Северного полушария. Так для территории России это влияние сказывается незначительно. В то же время для тропиков, где атмосфера очень быстро приспосабливается к условиям на подстилающей поверхности, успешность прогноза остается для месячных и сезонных прогнозов примерно одинаковой и значительно более высокой, чем для внетропических широт.

На рис. 5 представлены пространственные распределения статистической значимости сезонного прогноза для зимы поля T_{850} , общая площадь которых показана на рис. 3. Как следует из рисунка, влияние граничных условий, как уже ранее было сказано, проявляется, в основном, в тропических областях, где большую часть подстилающей поверхности занимают океаны. Тем не менее, как явствует из рисунка, имеются отдельные регионы умеренных широт, где проявляется влияние граничных условий на подстилающей поверхности. К ним относятся, в частности, Дальний Восток, подверженный влиянию внетропических муссонов, и часть Поволжья и Средней Азии, где, по-видимому, сказывается воздействие Индийского муссона. Однако для территории России, в целом, аномалии температуры поверхности Мирового океана практически не влияют на сезонную предсказуемость поля температуры нижней половины тропосферы. Аналогичные выводы можно сделать и в отношении H_{500} , давления на уровне моря и ряда других рассмотренных величин.

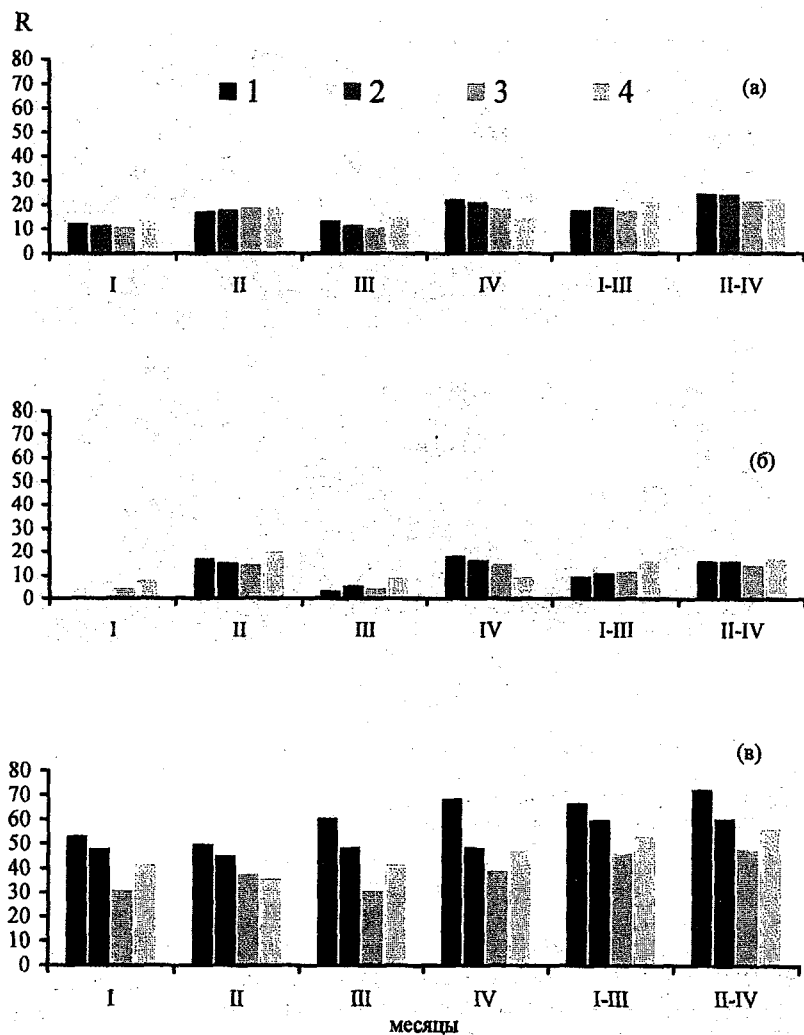


Рис. 4. Коэффициенты корреляции аномалий метеорологических полей R (%) (для зимнего периода) при прогнозах с заданием случайных возмущений начальных полей
 а)-Северное полушарие; б)-территория России; в)- тропическая зона
 1 - давление на уровне моря, 2 - H₇₀₀, 3 - H₅₀₀, 4 - T₈₅₀

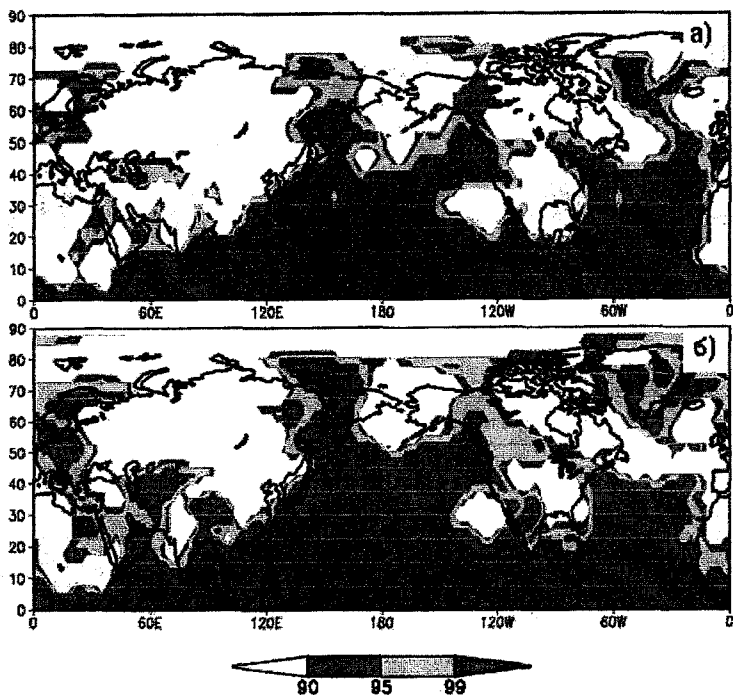


Рис. 5 Оценка статистической значимости сезонного прогноза поля T_{850}

- а) – прогноз с нулевой заблаговременностью,
- б) – прогноз с месячной заблаговременностью.

Заключение

В данном разделе выполнено исследование месячной и сезонной предсказуемости атмосферной циркуляции с помощью модели общей циркуляции ГГО T30L14. Для установления верхнего предела предсказуемости, которого можно достичь с помощью гидродинамического моделирования атмосферных процессов, принята гипотеза «идеальной атмосферы», полученной путем расчета глобальной атмосферы с помощью модели атмосферы ГГО за 20-летний период 1978-1998 гг. при заданных фактических значениях температуры поверхности Мирового океана в указанный период. Были выполнены две серии прогнозов по

ансамблям начальных состояний атмосферы. Прогнозы осуществлялись на срок до 4 месяцев, причем каждый ансамбль включал 6 прогнозов, выполнявшихся от возмущенных начальных состояний. Исследовалось влияние начальных и граничных условий на подстилающей поверхности на успешность сезонных прогнозов.

Показано, что для внетропических широт Северного полушария предсказуемость атмосферных процессов ограничивается первым месяцем прогноза, а затем успешность прогнозов резко падает, свидетельствуя об ограниченном действии «памяти» о начальном состоянии атмосферы. В то же время, влияние граничных условий возрастает и к третьему месяцу прогноза статистически значимое влияние условий, в основном, на поверхности океанов проявляется уже примерно на 50-60% территории Северного полушария. Что же касается тропической зоны, то здесь атмосфера очень быстро приспосабливается к условиям на подстилающей поверхности и успешность прогноза остается для месячных и сезонных прогнозов примерно одинаковой и значительно более высокой, чем для внетропических широт.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айвазян С. А., И. С. Енюков, Л. Д. Мешалкин. Прикладная статистика. Исследование зависимостей. М.: Финансы и статистика, 487 с.
2. Мелешко В. П., А. П. Соколов, Д. А. Шейнин, В. А. Любанская, П. В. Спорышев, В. А. Матюгин, Б. Е. Шнееров, В. А. Говоркова, В. М. Катцов. Модель атмосферы и верхнего слоя океана для исследования климата и долгосрочного прогноза погоды // Метеорология и гидрология. 1991. № 5. С. 5-14.
3. Пичугин Ю. А., Мелешко В. П., Матюгин В. А., Гаврилина В. М. Гидродинамические долгосрочные прогнозы погоды по ансамблю начальных состояний // Метеорология и гидрология. 1998. № 2. С. 5-15.
4. Шнееров Б. Е., В. П. Мелешко, В. А. Матюгин, П. В. Спорышев, Т. В. Павлова, С. В. Вавулин, И. М. Школьник, В. А. Зубов, В. М. Гаврилина, В. А. Говоркова. Современное состояние глобальной модели общей циркуляции атмосферы ГГО (версия MGO-02) // Труды ГГО. 2001. (см. наст. сборник).
5. Шукал Д. ж. Предсказуемость. Из кн. «Динамика погоды», под ред. С. Манабе, Л.: Гидрометеиздат, 1988. 420 с.
6. Anderson J., H. Van den Dool, A. Barnston, W. Chen, W. Stern and J. Ploshay. Present-Day Capabilities of Numerical and Statistical Models for Atmospheric Extratropical Seasonal Simulation and Prediction. Bull. Of the American // Met. Soc. 1999. Vol. 80. № 7. P. 1349-1361.
7. Boer G. J. A study of atmosphere-ocean predictability on long time scales // Climate Dynamics. 2000. Vol. 16. P. 469-477.

8. Palmer, T.N., Brankovic, C. and Richardson, D.S. A probability and decision-model analysis of PROVOST seasonal multi-model integrations // Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 2000. Vol. 126. P. 2013-2034.

9. Palmer T.N. and D.L.T. Anderson. The prospects for seasonal forecasting-A review paper // Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 1994. Vol. 120. P. 755-793.

10. Ropelewski C.F. and M.S. Halpert. 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Nino/Southern Oscillation. Monthly Weather Review. 1987. Vol. 115. P. 1606-1626.

11. Rowell D. P. Assessing Potential Seasonal Predictability with an Ensemble of Multidecadal GCM Simulations // Journal of Climate. 1998. Vol. 11. №. 2. P. 109-120.

12. Walland D.J., I. Simmonds. Modelled atmospheric response to changes in Northern Hemisphere snow cover // Climate dynamics. 1997. Vol. 13. P. 25-34.

СОДЕРЖАНИЕ

Шнееров Б.Е., Мелешко В.П., Матюгин В.А., Спорышев П.В., Павлова Т.В., Вавулин С.В., Школьник И.М., Зубов В.А., Гаврилина В.М., Говоркова В.А. Современное состояние глобальной модели общей циркуляции атмосферы ГГО (версия MGO-2).....	3
Мелешко В.П., Рэнделл Д.А., Вавулин С.В., Школьник И.М. Зависимость климатического режима в модели общей циркуляции атмосферы ГГО от методов параметризации конвекции	44
Павлова Т.В., Мелешко В.П., Говоркова В.А. Характеристики теплового и водного баланса на водосборах крупных рек в модели атмосферы ГГО, рассчитанные в рамках международного проекта сравнения моделей атмосферы AMIP-I и AMIP-II	85
Школьник И.М. О моделировании климата на ограниченной территории	110
Мелешко В.П., Гаврилина В.М., Матюгин В.А., Мирвис В.М., Пичугин Ю.А., Вавулин С.В. Об использовании гидродинамической модели общей циркуляции атмосферы ГГО в задаче метеорологического прогноза на месяц	127
Мирвис В.М. Оценка и коррекция систематических ошибок гидродинамического прогноза приземной температуры воздуха на месяц для сети станций СНГ	155
Мелешко В.П., Гаврилина В.М., Пичугин Ю.А., Шнееров Б.Е. Исследование потенциальной сезонной предсказуемости режимов атмосферной циркуляции в северном полушарии	166

Современное состояние глобальной модели общей циркуляции атмосферы ГГО (версия MGO-2). Шнееров Б.Е., В.П. Мелешко, В.А. Матюгин, П.В. Спорышев, Т.В. Павлова, С.В. Вавулин, И.М. Школьник, В.А. Зубов, В.М. Гаврилина, В.А. Говоркова. Труды ГГО. 2001. Вып. 550. С. 3—43.

Изложен новый вариант глобальной модели общей циркуляции атмосферы T42L14, являющийся дальнейшим развитием ведущихся в ГГО работ по моделированию общей циркуляции атмосферы.

Усовершенствована схема расчета радиационных процессов в облачной атмосфере.

В радиационную схему введен учет дневного хода приходящего излучения Солнца на верхней границе атмосферы. Значительные изменения внесены в схему расчета облачного покрова.

Существенно изменена и схема расчета процессов на поверхности суши. Водный баланс деятельного слоя почвы определяется осадками, таянием снега, испарением, деятельностью корневой системы растительности (транспирацией), а также переносом влаги в нижележащие слои путем гидравлической проводимости и вертикального диффузного обмена.

Для расчета конвективных процессов в атмосфере используется модифицированная схема Тидтке.

Для решения уравнений переноса водяного пара и других газовых примесей в модели применяется разработанная недавно т. наз. гибридная схема расчета трехмерного адвективного переноса субстанций, несколько более точная, чем полулагранжева схема, используемая для этих целей в ряде моделей общей циркуляции атмосферы.

Табл. 1. Ил. 6. Библ. 42.

Зависимость климатического режима в модели общей циркуляции атмосферы ГГО от методов параметризации конвекции. В. П. Мелешко, Рэнделл Д. А., С. В. Вавулин, И. М. Школьник. Труды ГГО. 2001. Вып. 550. С. 44—84

Исследовано качество воспроизведения современного климата с помощью модели общей циркуляции атмосферы ГГО при использовании различных методов параметризации конвекции (Куо, Тидтке, Аракава-Шуберта). Проведена серия численных экспериментов с моделью при заданной ТПО за период 1979-1999 гг. Показано, что хотя все три схемы конвекции дают разные пространственные распределения фазовых притоков тепла, интенсивности суммарных осадков получились близкими и согласованными с данными наблюдений в тропической зоне.

Согласно результатам расчетов схема Тидтке наиболее адекватно описывает перенос и перераспределение водяного пара в тропосфере на всех широтах. Применение схемы Куо приводит к дефициту водяного пара, а схема Аракавы-Шуберта вызывает его избыток в верхней тропосфере. Все три схемы, в основном, правильно воспроизводят сезонные смещения зоны осадков юго-западного муссона в Африке, хотя ширина этой зоны оказывается несколько больше фактической.

Модель во всех трех случаях качественно верно воспроизводит распределение осадков в период летнего индийского муссона, однако положение и величина максимумов/минимумов осадков как в расчетах с разными схемами конвекциями, так и по разным источникам данных наблюдений существенно различаются.

Все три схемы конвекции качественно верно воспроизводят Южное колебание, причем его фаза и интенсивность слабо зависят от принятой схемы конвекции.

В целом, расчеты межгодовой изменчивости рассмотренных характеристик атмосферы представляются более предпочтительными со схемой конвекции Тидтке.

Табл. 8. Ил. 13. Библ. 39.

Характеристики теплового и водного баланса на водосборах крупных рек в модели атмосферы ГГО, рассчитанные в рамках международного проекта сравнения моделей атмосферы АМІР-I и АМІР-II. Т. В. Павлова, В. П. Мелешко, В. А. Говоркова. Труды ГГО. 2001. Вып. 550. С. 85—109

Современные модели общей циркуляции атмосферы находятся в процессе непрерывного развития и совершенствования. Этой задаче посвящен ряд международных программ и среди них в первую очередь следует упомянуть международный проект по сравнению атмосферных моделей АМІР-I и АМІР-II.

Цель исследования — оценить прогресс, достигнутый в развитии моделей общей циркуляции атмосферы в воспроизведении региональных характеристик современного климата путем использования базы данных международных программ АМІР-I и АМІР-II. В статье рассматриваются отдельные составляющие теплового и водного баланса в различные сезоны года на водосборах крупных рек земного шара, полученные из расчетов по моделям атмосферы и по данным наблюдений: радиационный баланс на подстилающей поверхности, температура воздуха у поверхности Земли, осадки, испарение, сток, влагосодержание атмосферы.

Основными регионами исследования являются водосборы рек Волга, Енисей, Миссисипи и Амазонка. Проводится сравнительный анализ систематических ошибок моделей и оценивается прогресс, достигнутый за последние 10 лет в развитии глобальных моделей общей циркуляции атмосферы на основании сравнения соответствующих характеристик на водосборах, полученных в рамках программы АМІР-I и АМІР-II.

Особое внимание в анализе уделяется развитию и современному состоянию модели общей циркуляции атмосферы ГГО по сравнению с другими моделями атмосферы.

Табл. 8. Ил. 12. Библ. 21.

О моделировании климата на ограниченной территории И. М. Школь-
ник. Труды ГГО. 2001. Вып. 550. С. 110—126

Изложены некоторые особенности усовершенствованной версии модели регионального климата. Приведено краткое описание способов пространственной аппроксимации исходной системы уравнений этой модели и пакета параметризаций физических процессов, аналогичных тем, которые используются в глобальной модели атмосферы ГГО.

С целью правильной постановки боковых граничных условий в задаче моделирования климата на ограниченной территории вводится в рассмотрение понятие буферной зоны в окрестности боковой границы модельной области. Для перехода в этой зоне от глобальных переменных к региональным используется метод релаксации для всех метеорологических величин, кроме влажности, для которой применяется алгоритм «свободного втока-вытока», обеспечивающий лучшую согласованность глобального и регионального полей влажности.

На основе проведенных численных экспериментов показана эффективность используемого метода релаксации в буферной зоне.

Ил. 4. Библ. 13.

Об использовании гидродинамической модели общей циркуляции атмосферы ГГО в задаче метеорологического прогноза на месяц. Мелешко В. П., Гаврилина В. М., Матюгин В. А., Мирвис В. М., Пичугин Ю. А., Вавулин С. В. Труды ГГО. 2001. Вып. 550. С. 127—154

Рассмотрен гидродинамико-статистический метод долгосрочного метеорологического прогноза на срок до месяца, основанный на интегрировании уравнений глобальной спектральной модели общей циркуляции атмосферы (Т30L14) по ансамблю начальных состояний. Основными прогнозируемыми переменными являются геопотенциал H_{500} , температура воздуха на поверхности 850 гПа и давление на уровне моря в узлах сетки $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ для внутритропической зоны северного полушария, а также приземная температура воздуха по сети станций для территории СНГ. Прогноз составляется в среднем для периодов 1, 1-2 и 1-4 недели. Начиная с 1999 г. метод функционирует в оперативном режиме. Прогнозы составляются 1 раз в неделю на месяц вперед (с недельным перекрытием). Подробно анализируется качество методических прогнозов (в сравнении с инерционным и климатическим прогнозом) за 1999-2001 гг.

Табл. 2. Ил. 9. Библ. 20.

УДК 551.509

Оценка и коррекция систематических ошибок гидродинамического прогноза приземной температуры воздуха на месяц для сети станций СНГ. Мирвис В. М. Труды ГГО. 2001. Вып. 550. С. 155—165

Рассмотрена задача априорного оценивания систематических ошибок прогноза приземной температуры воздуха на месяц по сети станций территории СНГ, получающегося на основе интегрирования по модели общей циркуляции атмосферы (использована гидродинамическая глобальная спектральная модель T30L15 ГГО) с целью коррекции прогноза. В результате анализа временных рядов ошибок прогнозов по данным годичной обучающей выборки сделан вывод о возможности аппроксимации систематического годового хода ошибок двумя первыми гармониками Фурье. Исключение расчетных значений систематических ошибок позволяет существенно повысить качество прогнозов на независимой выборке. Показана также полезность пересчета параметров гармоник по мере накопления статистики ошибок прогнозов (с учетом всего отрезка временного ряда, непересекающегося с периодом прогноза).

Ил. 6. Библ. 6.

УДК 551.513

Исследование потенциальной сезонной предсказуемости режимов атмосферной циркуляции в северном полушарии. Мелешко В. П., Гаврилина В. М., Пичугин Ю. А. Шнееров Б. Е. Труды ГГО. 2001. Вып. 550. С. 166—178

Приведены результаты исследования месячной и сезонной предсказуемости атмосферной циркуляции над Северным полушарием. Для установления верхнего предела предсказуемости, которого можно достичь с помощью гидродинамического моделирования атмосферных процессов, принята гипотеза «идеальной атмосферы».

Показано, что для внетропических широт Северного полушария предсказуемость атмосферных процессов ограничивается первым месяцем прогноза, а затем успешность прогнозов резко падает, свидетельствуя об ограниченном действии «памяти» о начальном состоянии атмосферы. Влияние же граничных условий возрастает со временем. В тропической зоне атмосфера быстро приспосабливается к условиям на подстилающей поверхности и успешность прогноза остается для месячных и сезонных прогнозов примерно одинаковой и значительно более высокой, чем для внетропических широт.

Ил. 5. Библ. 12.