

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ МАТЕМАТИКИ

На правах рукописи

Дианский Николай Ардальянович

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ЦИРКУЛЯЦИИ ОКЕАНА
И ИССЛЕДОВАНИЕ ЕГО РЕАКЦИИ НА
КОРОТКОПЕРИОДНЫЕ И
ДОЛГОПЕРИОДНЫЕ АТМОСФЕРНЫЕ
ВОЗДЕЙСТВИЯ**

25.00.29 – Физика атмосферы и гидросферы

Автореферат диссертации на соискание ученой степени
доктора физико-математических наук

Москва – 2007

Работа выполнена в Институте вычислительной математики
Российской академии наук

Официальные оппоненты:

доктор физико-математических наук, профессор	Г. М. Кобельков
доктор физико-математических наук	А. П. Мирабель
доктор физико-математических наук	Ю.Д. Реснянский

Ведущая организация:

Институт вычислительной математики и математической геофизики Сибирского
отделения РАН

Защита состоится "26" октября 2007 г. в 15⁰⁰ часов
на заседании диссертационного совета
Д 002.045.001 Института вычислительной математики РАН
по адресу 119333, г. Москва, ул. Губкина, д. 8

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке
Института вычислительной математики Российской академии наук

Автореферат разослан "14" сентября 2007 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета

доктор физ.-мат. наук

Г.А.Бочаров

Общая характеристика работы

Актуальность темы

К важнейшим проблемам, стоящим перед современной наукой, относится решение задачи прогноза изменения климата, в значительной мере обусловленное антропогенным воздействием, связанным с выбросами в атмосферу парниковых газов и других загрязняющих веществ (см., например, 3-й [2001] и 4-й [2007] отчеты IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change – Межправительственная группа экспертов по изменению климата)).

Согласно определению Всемирной метеорологической организации, климатическую систему Земли образуют взаимодействующие между собой следующие основные, сложные сами по себе, подсистемы: (1) атмосфера, (2) океан, (3) суша, (4) криосфера и (5) биота. И только с помощью комплексных моделей климата могут быть получены достоверные оценки взаимосвязей компонентов климатической системы и прогноз изменений климата [IPCC, 2001; 2007].

Климатические модели в настоящее время переживают период интенсивного развития [IPCC, 2007]. Их основу составляют модели общей циркуляции атмосферы и океана как главных компонентов климатической системы. Значительное место в настоящей работе уделено созданию модели общей циркуляции океана и объединения этой модели с моделью общей циркуляции атмосферы в единую модель климатической системы. Создание эффективной модели гидротермодинамики океана важно и для изучения процессов, формирующих циркуляцию морей и океанов, что в свою очередь, необходимо для потребностей судоходства, рыболовства, прогноза и т.д. Актуальность моделирования повышает и то обстоятельство, что сбор натуральных данных по океану и проведение наблюдательного эксперимента, особенно в глубинных слоях, связаны с большими трудностями и высокими затратами. Более того, для достоверного прогноза океанической циркуляции необходимо создание системы усвоения данных и одним из её основных компонентов должна служить верифицированная модель циркуляции океана¹.

Модели общей циркуляции океана направлены на описание и изучение закономерностей и явлений, имеющих глобальный характер. Здесь с физической точки зрения под общей циркуляцией океана мы будем понимать осредненное движение морских и океанских вод в больших акваториях. Это движение отражает некоторое равновесное состояние трехмерных полей скорости, температуры, солёности и плотности, которое формируется в результате долгопериодного взаимодействия компонентов климатической системы. Понятие общей циркуляции океана включает также течения, являющиеся частью крупномасштабных океанских круговоротов (Гольфстрим, Куроисио, Антарктическое циркумполярное течение и др.);

¹Системы усвоения данных в океане в настоящее время интенсивно развиваются в различных зарубежных и отечественных центрах. Подобная система четырехмерного усвоения, главным компонентом которой является представленная в данной работе модель, разрабатывается и в ИВМ РАН. Но эта тематика выходит за рамки настоящей работы.

процессы экваториальной динамики и явление Эль-Ниньо; синоптические вихри открытого океана и фронтальные ринги; глубокую конвекцию; замерзание и таяние морских льдов. Все эти процессы делают свои вклады в формирование сложной термохалинной циркуляции, ответственной за глобальные переносы водных масс и, следовательно, тепла, соли и других свойств морской среды. Сложность формирования океанической циркуляции обусловлена еще и тем, что наряду с относительно быстрыми процессами, такими как внешние и внутренние гравитационные волны, волны Россби и Кельвина, крупномасштабные вихри и реакция океана на синоптическое воздействие атмосферы и т.д., основная структура общей циркуляции океана формируется очень медленно, особенно в его глубоководных частях.

Если в климатической системе Земли выделить океан как самостоятельный объект, то можно говорить о том, что общая циркуляция океана формируется как *отклик* на возбуждение внешними по отношению к морской среде термохалинными (нагревание, охлаждение, осадки, испарение) и механическими (ветер, атмосферное давление, силы лунно-солнечного потенциала) воздействиями. Для воспроизведения крупномасштабных осредненных характеристик термохалинной циркуляции можно использовать невысокое пространственное разрешение. При этом важные региональные особенности циркуляции Мирового океана воспроизводятся только в смысле их осредненной пространственной структуры. Для задачи более точного воспроизведения таких важных течений, как Гольфстрим, Куроисио, Сомалийское и др., или собственной синоптической изменчивости океана, необходимо высокое пространственное разрешение. Оба этих направления моделирования требуют больших вычислительных затрат, поскольку для расчета общей циркуляции океана на установление необходимо проведение экспериментов на большие времена, а для воспроизведения струйных течений и вихревой изменчивости использовать высокое пространственное разрешение.

Все вышесказанное позволяет сделать вывод об актуальности построения эффективной и в то же время физически полной модели циркуляции океана и использовании её для исследования океанических процессов и роли океана в изменчивости и изменениях климата. При этом в настоящей работе ставится задача создания модели океана двойного назначения: (1) для проведения исследований особенностей формирования глобальной и региональной циркуляции океана; (2) для использования её в качестве океанического блока в климатической модели.

Результаты, изложенные в настоящей диссертационной работе, находятся в русле решения задач ряда национальных и международных программ, в том числе Федеральной целевой программы "Мировой океан" и Всемирной программы исследований климата (ВПИК).

Целями диссертационной работы являются:

1. Создание модели общей циркуляции океана для проведения исследований формирования циркуляции океана и для использования её в совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана в качестве океанического блока.
2. Объединение моделей общей циркуляции атмосферы и океана в единую модель климатической системы.
3. Исследование формирования циркуляции океана и его отклика на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия на основе проведения и анализа результатов экспериментов с моделью океана, с совместной моделью атмосферы и океана, а также привлечения данных наблюдений. Анализ экспериментов с климатической моделью по сценариям ИРСС по прогнозу возможных будущих изменений климата, проведенных в рамках международного проекта сравнения климатических моделей.

Методология исследования заключается в построении модели общей циркуляции океана, использующую в качестве вертикальной σ -координату; разработка и реализация методики объединения моделей общей циркуляции атмосферы и океана в совместную модель без коррекции потоков на поверхности океана; проведении численных экспериментов и сравнительного анализа их результатов с привлечением данных наблюдений и результатов расчетов по другим моделям.

На защиту выносятся:

1. Новая, верифицированная версия σ -модели общей циркуляции океана, предназначенная для использования в качестве океанического блока в климатической модели, а также для исследовательских и практических расчетов глобальной и региональной циркуляции океана.
2. Результаты изучения отклика океана в термохалинной структуре и циркуляции океана на изменение трения ветра.
3. Объединение моделей общей циркуляции атмосферы и океана в совместную модель и сравнительный анализ характеристик среднего состояния и изменчивости океана при воспроизведении современного климата.
4. Исследование формирования связи величины временного запаздывания крупномасштабных аномалий ТПО с наиболее значимыми периодами колебаний в атмосферном воздействии.
5. Анализ изменений характеристик циркуляции Мирового океана по результатам экспериментов по прогнозу изменений климата в XXI столетии с помощью совместной модели.
6. Результаты изучения особенностей формирования муссонной циркуляции Индийского океана.

Научная новизна

Для решения поставленных задач разработана новая версия σ -модели общей циркуляции океана, первоначально реализованная в ИВМ РАН под руко-

водством Г.И. Марчука и В.Б. Залесного. В настоящее время это единственная σ -координатная модель, способная адекватно воспроизводить циркуляцию Мирового океана при расчетах на большие времена. Этому удалось достичь за счет разработки и внедрения новых, в том числе впервые реализованных в σ -модели, физических параметризаций, выполненных на основе современных численных методов. Все это позволило значительно улучшить качество воспроизведения циркуляции Мирового океана, что, в свою очередь, позволило использовать σ -модель общей циркуляции океана в качестве океанического блока в модели климатической системы Земли без применения процедуры коррекции потоков на поверхности океана. Для этого была разработана и реализована оригинальная методика объединения моделей общей циркуляции атмосферы и океана в единую модель климатической системы.

Следует особо подчеркнуть оригинальность как σ -модели общей циркуляции океана, так и самой модели климата, разработанных в ИВМ РАН. Климатические модели также создаются и развиваются в различных международных ведущих научных центрах. Возникающий при этом "параллелизм" необходим для контроля воспроизводимости получаемых с их помощью результатов и для статистического исключения возможных ошибок прогноза изменений климата. Именно для этого проводилось и проводится сравнение результатов моделирования климата и его изменений в рамках различных международных программ, которые являются в определенном смысле клубами высоких технологий. Совместная модель общей циркуляции атмосферы и океана, представленная в настоящей диссертации, участвует в международном проекте сравнения совместных моделей CMIP (Coupled Model Intercomparison Project), проводимого под эгидой ВПИК. Результаты экспериментов с моделями, участвующими в CMIP, являются основой выработки "обобщенного прогноза" будущих изменений климата [IPCC, 2007].

В рамках диссертационной работы по оригинальной модели общей циркуляции океана, с привлечением современных данных реанализов NCEP и ECMWF, используемых для расчета условий на поверхности океана, и по совместной модели атмосфера-океан впервые был выполнен ряд исследований как глобального океана, так и его отдельных акваторий с принципиально разными физическими условиями формирования полей динамических и гидрологических характеристик. Получены новые, важные результаты по формированию общей циркуляции океана и его отклика на внешнее воздействие. Для изучения формирования аномалий температуры поверхности океана предложена оригинальная методика исследования, с привлечением аналитической модели верхнего перемешанного слоя и аппарата исследования частотных характеристик передаточных функций, а также методика SVD анализа с временным сдвигом в исследуемых полях. Показана важность роли Мирового океана в климатических изменениях, не только как индикатора этих изменений, но и активного компонента их формирования.

Научная и практическая значимость

В настоящее время актуальны задачи достоверного диагноза и прогноза изменений климата и выявления причин, которые эти изменения обуславливают. Поскольку одним из основных методов решения этой проблемы является численное моделирование, значительные усилия были направлены на создание оригинальной модели общей циркуляции океана, как важнейшего (наряду с атмосферой, сушей и криосферой) звена климатической системы и объединения этой модели с моделью общей циркуляции атмосферы в единую модель климатической системы.

Разработанный оригинальный программный комплекс модели океана и совместной модели океана и атмосферы был использован для проведения численных экспериментов, в результате которых получен ряд важных выводов относительно особенностей формирования циркуляции океана и состояния совместной системы атмосфера-океан.

Результаты экспериментов с моделью климатической системы по прогнозированию изменений климата, вместе с результатами по другим моделям ИРСС использованы в 4-м отчете ИРСС, на основе материалов которого вырабатываются рекомендации для правительств и соответствующих международных организаций по решению проблем, связанных с изменениями климата.

Подготовленный программный комплекс позволяет эффективно использовать представленную модель океана для решения различных научных и практических задач, связанных с моделированием циркуляции как во всем Мировом океане, так и в его обширных акваториях с высоким пространственным разрешением. Так в работе [5]² был выполнен расчет переноса отработанного ядерного топлива течениями при различных сценариях выбросов, возможных при его транспортировке. Для этого была реализована вихреразрешающая (с шагами $1/8^\circ$ по широте и долготе) модель циркуляции всей северной части Тихого океана от экватора до Берингова пролива.

Апробация работы

Материалы, вошедшие в диссертационную работу, представлялись на международных и российских конференциях: "Вычислительная математика и математическое моделирование" (г. Москва, 2000); "Моделирование и информационные системы как средства снижения загрязнений на городском и региональном уровне" (ENVIROMIS-2002, г. Томск, 2002); Юбилейная Всероссийская научная конференция "Фундаментальные исследования взаимодействия суши, океана и атмосферы", посвященная 250-летию Московского государственного университета и 10-летию Российского Фонда Фундаментальных Исследований (МГУ, г. Москва, 2002); Ассамблея Европейского геофизического общества (г. Ницца, Франция, 2001–2003; г. Вена, Австрия, 2007); "Параллельные методы вычислительной гидродинамики" (PCFD, г. Москва, 2003); "Всемирная конференция по изменению

²Здесь и в последующих ссылках номерами обозначены работы с участием автора диссертации, в соответствии со списком основных публикаций по её теме, приведенным в конце автореферата.

климата" (г. Москва, 2003); Научно-практическая конференция "Гидрометеорологические прогнозы и Гидрометеорологическая безопасность", приуроченная к 170-летию образования Гидрометеорологической службы России (Гидрометцентр РФ, г. Москва, 2004); XIII международная конференция по промысловой океанологии (г. Калининград, 2005); "Международная конференция по мезомасштабным процессам в атмосфере, океане и окружающей среде" (IMPA-2006, Центр атмосферных наук Индийского института технологии, г. Дели, Индия, 2006); "Международная конференция по проблемам гидрометеорологической безопасности" (г. Москва, 2006). Они докладывались также на рабочих совещаниях ВОСЕ "Workshop on Interdecadal Changes of the North Atlantic" (г. Москва, 1996) и "Ocean Transports Workshop" (г. Саутгемптон, Англия, 2001); на Российско-Германском семинаре по моделированию океана (г. Гамбург, ФРГ, 2005), а также обсуждались на семинарах Института вычислительной математики РАН, Гидрометцентра РФ, Института океанологии РАН, Государственного океанографического института Росгидромета, Национального центра среднесрочного прогноза погоды (NCMRWF, г. Дели, Индия), Национального океанографического института (НИО, Гоа, Индия). Полностью диссертация докладывалась на семинарах ИВМ РАН и Гидрометцентра РФ.

Публикации

По теме диссертации опубликовано более 40 работ, 22 из них в отечественных и зарубежных рецензируемых журналах (21 – из перечня ВАК), 3 в издательстве "Наука".

Личный вклад автора в совместные работы можно охарактеризовать как: разработка и реализация моделей, обработка и анализ результатов экспериментов (в том числе совместная деятельность по этим видам работ) – во всех приведенных работах; предложение идеи проведения работы и/или решения проблемы – [1,2,4,5,13,14,16–18,19,21,22,24,25]; постановка и проведение экспериментов (в т.ч. совместная) – во всех работах, за исключением [3,12]; написание текста в объеме более 90% – [5,13,14,17], в объеме не менее 50% – [2,11,12,16,20–22,24,25], в объеме около 30% – [1,3,4,10,15,18,19,23]; в работах [6,7] полностью написаны разделы, касающиеся моделирования Мирового океана.

Структура диссертации

Работа, объемом 260 стр., состоит из введения, шести глав, заключения, приложения и списка литературы из 283 наименований. Она содержит 73 рисунка, включая 9 рисунков из приложения, и одну таблицу. Каждая глава разбита на разделы, включая введение к главе и выводы из нее.

Основное содержание работы

Во **введении** к диссертации обосновывается актуальность темы, формулируются основные цели, а также дается краткий обзор содержания диссертации. Учитывая разноплановость диссертационной работы, во введении не приводится общий обзор литературных источников по темам диссертации, поскольку такие обзоры помещены во введения к каждой из глав диссертации.

Первая глава посвящена описанию σ -модели общей циркуляции океана, разработанной в ИВМ РАН. Под понятием модель подразумевается, сложный комплекс, включающий уравнения гидротермодинамики океана, методы их численного решения и вычислительную систему, представляющую собой совокупность большого количества программ, предназначенных как собственно для решения системы базовых уравнений, так и служебных, необходимых для организации интегрирования этих уравнений.

Во введении к главе (**раздел 1.1**) приводится обзор наиболее известных зарубежных и отечественных моделей, предназначенных для расчета циркуляции океанов и морей. Наша модель относится к классу σ -моделей океана. В ней в качестве вертикальной переменной используется безразмерная переменная $\sigma \in [0, 1]$, задаваемая, в случае условия твердой крышки³, соотношением

$$\sigma = z/H, \quad (1)$$

где $H = H(\lambda, \varphi)$ – невозмущенная глубина океана как функция долготы λ и широты φ , z – физическая вертикальная координата по глубине. Преимущество данной системы координат состоит в "гладком" представлении топографии дна, что дает возможность повысить качество расчетов придонных течений, на континентальном шельфе, склоне и в мелководных районах. Главная особенность σ -модели ИВМ РАН состоит в том, что при её численной реализации используется метод расщепления по физическим процессам и пространственным координатам, что, в свою очередь, дает возможность использовать эффективные неявные алгоритмы.

В **разделе 1.2** приводятся направления развития σ -модели циркуляции океана ИВМ РАН. Изначальная версия этой модели, созданная Залесным В.Б. и его учениками, была существенно переработана автором, чтобы она могла служить составной частью модели климатической системы. Это подразумевает повышение адекватности σ -модели при воспроизведении циркуляции Мирового океана. Выполненные автором модификации σ -модели океана можно систематизировать следующим образом.

1. Повышение качества воспроизведения циркуляции океана за счет включения в модель новых физических параметризаций: **(а)** горизонтальной диффузии, реалистично описывающей процесс боковой диффузии в σ -системе координат; **(б)**

³В последних версиях модели [1,4,5] используется условие свободной поверхности океана. Здесь мы будем использовать условие твердой крышки, поскольку результаты, приводимые в диссертационной работе, получены с помощью σ -модели с этим условием.

боковой вязкости с помощью оператора 4-го порядка, более эффективно подавляющей численный шум и, за счет этого, позволяющей, что особенно важно при расчетах на большие времена, уменьшить коэффициенты диффузии для температуры и солености; **(в)** моделей вертикального перемешивания, позволяющих реалистично описывать процесс вертикального турбулентного перемешивания с учетом вертикальной стратификации скорости и плотности; **(г)** параметризации проникающей коротковолновой радиации; **(д)** параметризация квадратичного трения о дно; **(е)** переход к потенциальной температуре и введение нового уравнения состояния с учетом сжимаемости морской воды.

2. Увеличение более чем на 50% быстродействия модели за счет оптимизации численных алгоритмов и программного кода.

3. Разработка и реализация модуля расчета реального атмосферного воздействия в автономных экспериментах с моделью океана.

4. Разработка и реализация системы подключения модели океана к модели атмосферы для создания совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана.

В разделе 1.3 приводится формулировка задачи моделирования циркуляции океана. В основе модели лежит т.н. система примитивных уравнений в приближениях гидростатики и Буссинеска в σ системе координат (1):

$$\frac{duH}{dt} - (l + r_\lambda \cdot \sin \varphi \cdot u) vH = -H \left(\frac{r_\lambda}{\rho_0} P_\lambda + \frac{r_\lambda}{\rho_0} \frac{\partial \tilde{p}}{\partial \lambda} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{\nu}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + F u, \quad (2)$$

$$\frac{dvH}{dt} + (l + r_\lambda \cdot \sin \varphi \cdot u) uH = -H \left(\frac{r_\varphi}{\rho_0} P_\varphi + \frac{r_\varphi}{\rho_0} \frac{\partial \tilde{p}}{\partial \varphi} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{\nu}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + F v, \quad (3)$$

$$r_\lambda \frac{\partial uH}{\partial \lambda} + r_\lambda \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{r_\varphi}{r_\lambda} vH \right) + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = 0, \quad (4)$$

$$\frac{d\theta H}{dt} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{\nu_\theta}{H} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} + D \theta + \frac{\partial R}{\partial \sigma}, \quad (5)$$

$$\frac{dSH}{dt} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{\nu_S}{H} \frac{\partial S}{\partial \sigma} + D S, \quad (6)$$

$$\rho = \hat{\rho}(\theta, S + 35^\circ/\text{оо}, \rho_0 g \sigma H) - \hat{\rho}(0, 0, \rho_0 g \sigma H). \quad (7)$$

Здесь $r_\lambda = 1/(a \cos \varphi)$ и $r_\varphi = 1/a$ – метрические коэффициенты, в которых a – средний радиус Земли; u и v – зональный и меридиональный компоненты вектора горизонтальной скорости $\mathbf{u} = (u, v)$; ω – вертикальная скорость в σ -системе координат, связанная с вертикальной скоростью w в обычной z -системе координат соотношением $\omega = w - \sigma(ur_\lambda \partial H / \partial \lambda + vr_\varphi \partial H / \partial \varphi)$; θ – потенциальная температура; R – поток проникающей солнечной радиации; S – соленость за вычетом константы $35^\circ/\text{оо}$; ρ – плотность воды в отклонении от профиля плотности, зависящего только от давления столба жидкости $\rho_0 g z$ на глубине $z = \sigma H$, $\rho_0 = 1.025 \text{ г/см}^3$ – средняя плотность воды в океан. Нелинейное уравнение состояния $\hat{\rho}(\theta, S + 35^\circ/\text{оо}, p_w)$ в (7), учитывающее сжимаемость за счет давления столба

воды p_w получено Bryden'ом и др. [1999] специально для моделей океана. Параметр Кориолиса $l = 2\tilde{\Omega} \sin \varphi$, где $\tilde{\Omega}$ – угловая скорость вращения Земли с учетом годового вращения; ν , ν_θ и ν_S – коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии, которые в случае устойчиво стратифицированного вертикального профиля потенциальной плотности рассчитываются согласно параметризации Пакановского-Филандера либо Монино-Обухова, а в случае неустойчивого – полагаются большими для параметризации конвекции; \tilde{p} – возмущение в поле давления на поверхности $\sigma = 0$.

Компоненты горизонтального градиента давления P_λ и P_φ , вызванные возмущениями плотности, рассчитываются с использованием уравнения гидростатики в специальной форме:

$$\begin{aligned} P_\lambda &= \frac{1}{2}g \left(\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(H \int_0^\sigma \left(\rho - \sigma \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma \right) - \sigma \left(\frac{\partial H}{\partial \lambda} \rho - H \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} \right) \right), \\ P_\varphi &= \frac{1}{2}g \left(\frac{\partial}{\partial \varphi} \left(H \int_0^\sigma \left(\rho - \sigma \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma \right) - \sigma \left(\frac{\partial H}{\partial \varphi} \rho - H \frac{\partial \rho}{\partial \varphi} \right) \right), \end{aligned} \quad (8)$$

которая позволяет уменьшить погрешности при их разностных аппроксимациях в σ -системе координат. Использование уравнения состояния в виде (7) так же позволяет уменьшить эти погрешности, поскольку заранее вычитается та часть нелинейного по глубине профиля плотности, которая не дает вклада в горизонтальный градиент давления.

Оператор переноса, входящий в состав полной производной в (2), (3), (5) и (6), используется в полудивергентной, симметризованной форме:

$$\begin{aligned} \frac{d\phi H}{dt} &= H \frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{r_\lambda}{2} \left[Hu \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} + \frac{\partial Hu \phi}{\partial \lambda} + \frac{r_\varphi}{r_\lambda} H v \frac{\partial \phi}{\partial \varphi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{r_\varphi}{r_\lambda} H v \phi \right) \right] + \\ &\quad \frac{1}{2} \left(\omega \frac{\partial \phi}{\partial \sigma} + \frac{\partial \omega \phi}{\partial \sigma} \right), \end{aligned} \quad (9)$$

где ϕ – переносимая величина.

Оператор боковой вязкости F в (2) и (3) представляет собой комбинацию операторов 2-го и 4-го порядков:

$$F \phi = H \operatorname{div}_h(\mathbf{A} \operatorname{grad}_h \phi) - H \left(\operatorname{div}_h(\mathbf{B}^{\frac{1}{2}} \operatorname{grad}_h) \right)^2 \phi, \quad (10)$$

где ϕ есть либо u либо v , grad_h и div_h – двумерные операторы боковых градиента и дивергенции, действующие на поверхностях $\sigma = \text{const}$. \mathbf{A} и \mathbf{B} – диагональные тензоры второго порядка:

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} A^\lambda & 0 \\ 0 & A^\varphi \end{pmatrix}, \quad \mathbf{B} = \begin{pmatrix} B^\lambda & 0 \\ 0 & B^\varphi \end{pmatrix}, \quad (11)$$

где $A^\lambda = A^\lambda(\varphi)$, $A^\varphi = A^\varphi(\varphi)$, $B^\lambda = B^\lambda(\varphi)$ и $B^\varphi = B^\varphi(\varphi)$ – коэффициенты вязкости для операторов 2-го и 4-го порядков вдоль λ и φ , задаваемые как некоторые функции от широты. Оператор 4-го порядка, по сравнению с оператором 2-го порядка, более эффективно подавляет высокочастотные пространственные гармоники и менее "размывает" основное крупномасштабное решение.

Оператор боковой диффузии D выбирается одинаковым для θ и S в (5) и (6) и выписывается в виде, эквивалентном горизонтальной диффузии в обычной z -системе координат:

$$D \phi = r_\lambda^2 \frac{\partial}{\partial \lambda} \left[K^\lambda \left(H \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} - \sigma \frac{\partial H}{\partial \lambda} \frac{\partial \phi}{\partial \sigma} \right) \right] - r_\lambda^2 \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[K^\lambda \frac{\sigma}{H} \frac{\partial H}{\partial \lambda} \left(H \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} - \sigma \frac{\partial H}{\partial \lambda} \frac{\partial \phi}{\partial \sigma} \right) \right] +$$

$$r_\lambda r_\varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \left[K^\varphi \frac{r_\varphi}{r_\lambda} \left(H \frac{\partial \phi}{\partial \varphi} - \sigma \frac{\partial H}{\partial \varphi} \frac{\partial \phi}{\partial \sigma} \right) \right] - r_\lambda r_\varphi \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[K^\varphi \frac{r_\varphi \sigma}{r_\lambda H} \frac{\partial H}{\partial \varphi} \left(H \frac{\partial \phi}{\partial \varphi} - \sigma \frac{\partial H}{\partial \varphi} \frac{\partial \phi}{\partial \sigma} \right) \right], \quad (12)$$

где ϕ есть либо θ либо S , $K^\lambda(\varphi, \sigma H)$ и $K^\varphi(\varphi, \sigma H)$ – коэффициенты горизонтальной диффузии 2-го порядка вдоль λ и φ , выбираемые как некоторые функции от широты и глубины.

В качестве граничных условий на поверхности океана ($\sigma = 0$) для скорости задаются поток импульса от напряжения трения ветра $(\tau_\lambda, \tau_\varphi)$ и условие твердой крышки

$$-\frac{\nu}{H} \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \sigma} \Big|_{\sigma=0} = \frac{(\tau_\lambda, \tau_\varphi)}{\rho_0}, \quad \omega \Big|_{\sigma=0} = 0, \quad (13)$$

а для температуры и солёности нормированные потоки тепла q_θ и q_S соли

$$-\frac{\nu_\theta}{H} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \Big|_{\sigma=0} = q_\theta, \quad -\frac{\nu_S}{H} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \Big|_{\sigma=0} = q_S. \quad (14)$$

На дне ($\sigma = 1$) задаются условия непротекания, имеющее в σ -системе координат простой вид

$$\omega \Big|_{\sigma=1} = 0, \quad (15)$$

и квадратичного придонного трения

$$-\frac{\nu}{H} \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \sigma} \Big|_{\sigma=1} = C_D \sqrt{u^2 + v^2 + e_b^2} \mathbf{u} \Big|_{\sigma=1}, \quad (16)$$

где $C_D = 2.5 \cdot 10^{-3}$ и $e_b = 5$ см/с – эмпирические константы.

На боковой поверхности для скорости задаются условия непротекания и свободного скольжения. На твердых участках боковой границы и на дне для температуры и солёности ставятся условия изоляции. Если бассейн не является замкнутым, то на жидких участках боковой границы задаются температура и солёность, взятые из наблюдений. В случае, если жидкая граница представляет собой устье реки, то задается только солёность. В модель инкорпорирована упрощенная версия модели термодинамики морского льда, разработанной Яковлевым [2003].

В разделе 1.4 приводятся принципы построения и особенности численной реализации σ -модели океана, которые основываются на методе расщепления. Впервые для расчета циркуляции океана этот метод применен в работе Марчука и Залесного [1974]. Он позволяет использовать эффективные неявные методы интегрирования с большими шагами по времени. Для его применения на каждом интервале интегрирования $(t_j, t_{j+1}]$ система уравнений (2)–(7) частично линеаризуется: в операторе переноса (9) скорость, с которой переносится субстанция, и при расчете квадратичного трения о дно модуль скорости, входящий в коэффициент трения (16), берутся с предыдущего шага по времени.

Для решения уравнений (2)–(7) применяется техника построения разностных аппроксимаций по пространству второго порядка точности (в случае равномерной сетки) на разнесенной "С" сетке по классификации Аракавы.

Расщепление системы уравнений (2)–(7) проводится на нескольких иерархических уровнях. На каждом интервале интегрирования $(t_j, t_{j+1}]$, процесс, описываемый частично линеаризованной системой уравнений (2)–(7), представляется в виде суперпозиции процесса переноса–диффузии для θ , S , u , v и процесса приспособления полей скорости и плотности (адаптации гидрологических полей). Это макро-уровень расщепления. В дифференциальной постановке эти задачи описываются следующими уравнениями (решение исходной задачи на момент времени t_j считается известным).

I. Перенос-диффузия θ и S :

$$\begin{aligned} \frac{d\theta H}{dt} &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \nu_\theta \frac{\partial \theta}{H} + D \theta + \frac{\partial R}{\partial \sigma}, \\ \frac{dSH}{dt} &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \nu_S \frac{\partial S}{H} + D S. \end{aligned} \quad (17)$$

II. Перенос-диффузия u и v :

$$\begin{aligned} \frac{duH}{dt} - r_\lambda \cdot \sin \varphi \cdot uvH &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \nu \frac{\partial u}{H} + F u, \\ \frac{dvH}{dt} + r_\lambda \cdot \sin \varphi \cdot uvH &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \nu \frac{\partial v}{H} + F v. \end{aligned} \quad (18)$$

III. Процесс адаптации:

$$\begin{cases} H \frac{\partial u}{\partial t} - lvH = -H \left(\frac{r_\lambda}{\rho_0} P_\lambda + \frac{r_\lambda}{\rho_0} \frac{\partial \tilde{p}}{\partial \lambda} \right), \\ H \frac{\partial v}{\partial t} + luH = -H \left(\frac{r_\varphi}{\rho_0} P_\varphi + \frac{r_\varphi}{\rho_0} \frac{\partial \tilde{p}}{\partial \varphi} \right), \\ r_\lambda \frac{\partial uH}{\partial \lambda} + r_\lambda \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{r_\varphi}{r_\lambda} vH \right) + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = 0. \end{cases} \quad (19)$$

Процессы переноса-диффузии (17) и (18) решаются путем дальнейшего расщепления по элементарным процессам переноса-диффузии вдоль координат, что

позволяет сделать полудивергентная форма (9), обладающая при условии непротекания на границах свойством кососимметрии (неотрицательности) для каждого направления отдельно.

Процесс приспособления гидрологических полей (19) решается в три этапа. Сначала по значениям θ и S , полученным из этапа (17), согласно (7) рассчитывается плотность и, затем, по (8) компоненты градиента давления P_λ и P_φ . По рассчитанным P_λ и P_φ вычисляется обусловленное ими изменение импульса:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{r_\lambda}{\rho_0} P_\lambda \quad \text{и} \quad \frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{r_\varphi}{\rho_0} P_\varphi. \quad (20)$$

Оставшаяся часть системы решается путем естественного разделения на баротропную и бароклинную моды:

$$u = \bar{u} + u', \quad v = \bar{v} + v', \quad \bar{u} = \int_0^1 u d\sigma, \quad \bar{v} = \int_0^1 v d\sigma. \quad (21)$$

Принимая во внимание (21), оставшаяся после решения (20) часть системы (19) распадается на решение двух систем уравнений, описывающих бароклинную и баротропную адаптации.

Система бароклинной адаптации имеет вид:

$$\begin{cases} \frac{\partial u'}{\partial t} - lv' = 0, \\ \frac{\partial v'}{\partial t} + lu' = 0. \end{cases} \quad (22)$$

При решении этой системы, используется неявная схема с методикой диагонализации [Делеклюз и Залесный, 1996] пространственного оператора для кориолисовых членов, возникающего при применении сетки "С".

Вертикальная скорость находится путем интегрирования по глубине уравнения неразрывности (4) по горизонтальным рассчитанным составляющим бароклинной скорости, с учетом условий непротекания и свободного скольжения на боковых границах:

$$\omega = \int_1^\sigma \left(r_\lambda \frac{\partial u' H}{\partial \lambda} + r_\lambda \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{r_\varphi}{r_\lambda} v' H \right) \right) d\sigma. \quad (23)$$

В силу (21) граничные условия для вертикальной скорости на поверхности и дне удовлетворяются автоматически, поскольку $\int_0^1 u' d\sigma = \int_0^1 v' d\sigma = 0$.

Уравнения баротропной адаптации (24) наиболее сложны для решения, поскольку требуют совместного решения сразу трех уравнений, записанных с ис-

пользованием неявной схемы по времени:

$$\begin{cases} \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - l\bar{v} = -\frac{r_\lambda}{\rho_0} \frac{\partial \bar{p}}{\partial \lambda}, \\ \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + l\bar{u} = -\frac{r_\varphi}{\rho_0} \frac{\partial \bar{p}}{\partial \varphi}, \\ \frac{\partial \bar{u}H}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{r_\varphi}{r_\lambda} \bar{v}H \right) = 0. \end{cases} \quad (24)$$

Условие твердой крышки позволяет исключить из рассмотрения давление из первых двух уравнений (24) путем сведения их к одному уравнению для баротропной функции тока ψ , определяемой как:

$$\bar{u} = \frac{1}{H} \frac{\partial \psi}{\partial \varphi}, \quad \bar{v} = -\frac{r_\lambda}{r_\varphi H} \frac{\partial \psi}{\partial \lambda}. \quad (25)$$

При этом уравнение неразрывности в (24) удовлетворяется автоматически.

Если теперь осуществить в (24) перекрестное дифференцирование и вычитание второго уравнения из первого, то для ψ получается уравнение:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{r_\varphi}{r_\lambda H} \frac{\partial \psi}{\partial \varphi} \right) + \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{r_\lambda}{r_\varphi H} \frac{\partial \psi}{\partial \lambda} \right) \right) + \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{l}{H} \right) \frac{\partial \psi}{\partial \lambda} - \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{l}{H} \right) \frac{\partial \psi}{\partial \varphi} = 0. \quad (26)$$

Граничное условие для решения (26) является следствием условия непротекания через боковую поверхность основного контура Γ_0 и, в случае многосвязной области, N островов с границами Γ_i и имеет вид:

$$\psi|_{\Gamma_0} = 0, \quad \psi|_{\Gamma_i} = c_i, \quad i = \overline{1, N}. \quad (27)$$

При этом неизвестные значения функции тока на них c_i вычисляются по методике (Марчук и др., 1987) на каждом шаге интегрирования.

Поскольку здесь приводится описание модели в полуразностной постановке, необходимо обратить особое внимание на то, что на самом деле уравнение для функции тока в (26) на сетке "С" построены автором путем *разностного* перекрестного дифференцирования уравнений для \bar{u} и \bar{v} , записанных в несовпадающих на сетке "С" узлах. Необходимость такой процедуры обусловлена тем, что задача (26) должна быть полностью эквивалентной исходной системе (24) в *разностной* постановке. При решении разностного аналога задачи (26) по неявной схеме используется итерационный метод последовательной строчной верхней релаксации.

После решения всех этапов расщепления получается решение задачи (2)–(7) на момент времени t_{j+1} .

Во **второй главе** проведен анализ циркуляции Мирового океана, воспроизведенной с помощью σ -модели, и её сравнение с данными натуральных наблюдений и результатами по другим моделям общей циркуляции океана [Large и др., 1997;

Gent и др., 1998]. Модель имеет пространственное разрешение $\Delta\lambda = 2.5^\circ$ по долготе, $\Delta\varphi = 2^\circ$ по широте и 33 σ -уровня, неравномерно распределенных по вертикали, согласно предложенному автором выражению:

$$\sigma_{k+\frac{1}{2}} = 1.92^{((k+\frac{1}{2})/K)^{2.718}} + 0.08((k + \frac{1}{2})/K) - 1.0, \quad (28)$$

где $k = 1, 2, \dots, K = 33$. Формула (28) для средней глубины Мирового океана (~ 3500 м) плавно аппроксимирует распределение по глубине т.н. океанографических горизонтов.

Во введении к главе (**раздел 2.1**) проводится краткий обзор численных моделей крупномасштабной циркуляции Мирового океана. Отмечается их близость друг к другу по своей физической структуре. Невысокое пространственное разрешение этих моделей по горизонтали обусловлено необходимостью интегрировать их на длительные сроки. Отмечается, что представленная модель – единственная из σ -моделей, способная воспроизводить крупномасштабную климатическую циркуляцию Мирового океана при расчетах на большие времена. Указывается, что главная цель, поставленная во второй главе, – это настройка параметров модели, с целью получения адекватной наблюдениям модельной климатической циркуляции Мирового океана. Такая работа необходима перед включением модели океана в модель климата ИВМ РАН.

В **разделе 2.2** приводятся параметры σ -модели глобального океана. Модельная область простирается по широте от берегов Антарктиды до 89° с.ш. Её основной контур Γ_0 образуют береговые линии Евразии, Африки, Северной и Южной Америк, объединенных в один континент. Остальную часть границы образуют в качестве островов Австралия, Антарктида, Исландия, Куба, Мадагаскар, Новая Зеландия, Шпицберген, Япония, а также искусственный остров с центром на северном полюсе. Применение сетки "С" позволяет даже при используемом пространственном разрешении рассчитывать обмены через Берингов и Гибралтарский проливы, что позволяет существенно улучшить распределение температуры и солености в прилегающих акваториях.

Коэффициенты горизонтальной диффузии K^φ и K^λ в операторе (12) для температуры T и солености S задавались как:

$$K^\varphi = \frac{1}{4}K_0 \left[1 + \exp\left(-\frac{\sigma H}{D}\right) \right] [1 + (\cos \varphi)^{100}], \quad K^\lambda = K^\varphi \Delta\lambda \cos(\varphi)/\Delta\varphi, \quad (29)$$

где $D = 300$ м, а $K_0 = 8 \cdot 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$ – максимальная величина, которую K^φ достигает на поверхности океана и экваторе согласно (29).

В **разделе 2.3** приводятся условия на поверхности океана и описание экспериментов. Атмосферное воздействие на океан рассчитывалось по среднемесячным климатическим данным годового хода из реанализа NCEP:

$$\begin{aligned} q_{\theta} &= \frac{1}{c_p \rho_0} (Q_{sen} + Q_{lat} + Q_{lw} + 0.6Q_{sw}) + \gamma_{\theta}(\theta_L - \theta_1), \\ q_S &= -(S_1 + 35^{\circ}/_{oo})(P - E) + \gamma_S(S_L - S_1). \end{aligned} \quad (30)$$

Здесь Q_{sen} и Q_{lat} – потоки явного и скрытого тепла; Q_{lw} и Q_{sw} – потоки длинноволновой и коротковолновой радиации в океан; $(P - E)$ – осадки минус испарение. Коэффициент 0.6 при Q_{sw} объясняется тем, что именно эта часть потока коротковолновой радиации добавляется к полному потоку тепла на поверхности океана, поскольку согласно используемой параметризации Jerlov'a [1968] 60% суммарной солнечной радиации поглощается в верхнем 35 см слое. Остальная часть используется для расчета проникающей коротковолновой радиации в (5):

$$R = \frac{0.4}{c_p \rho_0} Q_{sw} (1 - \exp(-\sigma H / \lambda_{SW})), \quad \lambda_{SW} = 20 \text{ м.}$$

Последние члены в (30) представляют собой отрицательную обратную связь, возвращающую модельные температуру и соленость поверхности океана (ТПО и СПО), взятых с 1-го модельного уровня, к наблюдаемым значениям ТПО θ_L и СПО S_L с 12-ти суточным временным масштабом по отношению к 50-ти метровому верхнему слою. Использование релаксационных добавок к потокам тепла и пресной воды есть один из методов как фильтрации погрешностей в данных по атмосферному воздействию, так и учета отрицательных обратных связей, присутствующих в реальной совместной системе атмосфера-океан.

В **разделе 2.4** рассматриваются среднегодовые характеристики глобального океана. Анализ расчетов показывает, что модельные распределения океанической циркуляции и термохалинных полей соответствуют данным наблюдений и хорошо согласуются с расчетами по другим климатическим моделям океана. Картина баротропной циркуляции является классической для глобальных моделей сходного разрешения. Среднегодовое значение расхода Антарктического циркумполярного течения (АЦТ) в проливе Дрейка составляет 120 Св, расходы в Гольфстриме и Куроисио составляют 25 Св и 35 Св соответственно. При этом в Гольфстриме среднегодовая скорость (до 25 см/с) выше, чем в Куроисио (до 20 см/с), что согласуется с данными наблюдений. В Южном океане скорость Антарктического циркумполярного течения составляет в среднем 8–10 см/с, превышая 25 см/с в проливе Дрейка.

На глубине 2.5 км хорошо выражено противотечение у западного берега Атлантического океана, возвращающее в низкие широты водные массы, сформированные в зоне глубокой конвекции. В АЦТ величины скоростей падают по сравнению с поверхностными в 2–3 раза.

Достаточно хорошо воспроизводится вертикальная структура экваториальных течений. Величина подповерхностного противотечения, осредненного в поясе 5° ю.ш.-5° с.ш., приблизительно в 2 раза меньше наблюдаемой (≥ 20 см/с), но также приблизительно в 2 раза выше чем в [Large и др., 1997].

Рассчитанная меридиональная циркуляция хорошо совпадает с результатами по другим известным моделям [Large и др., 1997; Gent и др., 1998]. Её характерной особенностью является дипольная структура у экватора, связанная с интенсивным экваториальным апвеллингом. Величина расхода в северной от экватора ячейке достигает 30 Св, а в южной – 35 Св. Центры этих круговоротов расположены на глубине 75 м на расстоянии около 5° к северу и югу от экватора.

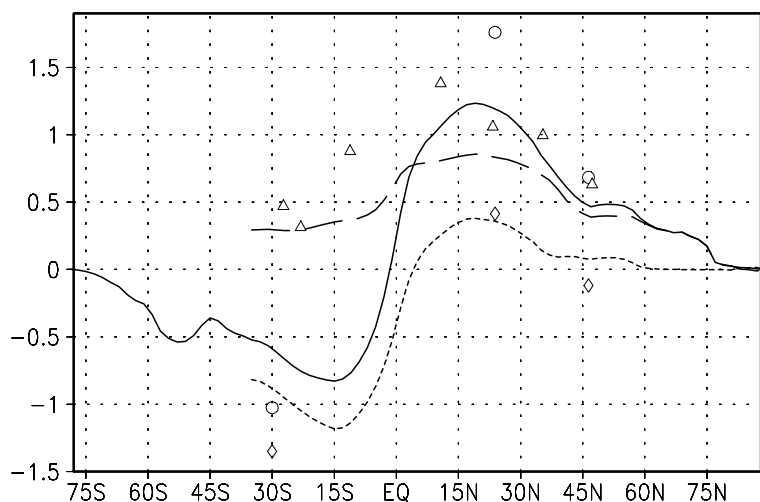


Рис. 1. Среднегодовые МПТ (в ПВт): Мировой океан (сплошная линия), Атлантический океан (длинный пунктир), суммарный перенос в Тихом и Индийском океане (короткий пунктир). Приведены значения оценок МПТ из [Macdonald и Wunsch, 1996] для глобального океана (кружки), Атлантики (треугольники), Индийского и Тихого океанов (ромбики). Положительные значения МПТ соответствуют переносу тепла на север, а отрицательные – на юг.

В тропиках наша модель, как и отмеченные, не воспроизводит однонаправленный на север перенос пресной воды в Атлантике.

Отклонения модельной потенциальной температуры от данных наблюдений в основном имеют положительные значения с максимумами порядка 2°C , расположенными на глубине ~ 700 м в Южном полушарии и ~ 400 м – в Северном на широтах $\sim 40^\circ$ Северного и Южного полушарий. Среднегодовое среднезональное распределение солёности также показывает завышение солёности в средних широтах с максимумами $\sim 0.3\text{‰}$, причем приблизительно в тех же областях, что и температура.

В разделе 2.5 проводится исследование чувствительности циркуляции глобального океана к напряжению трения ветра. Его замена в расчетах с данными NCEP на ECMWF приводит к заметным изменениям в циркуляции и термохалинных полях, и, как следствие, к изменениям меридиональных переносов тепла и пресной воды (рис. 2). Основные различия в напряжении трения ветра между данными NCEP и ECMWF располагаются в приэкваториальной области, где пассаты ECMWF более интенсивны. В структуре меридиональной циркуляции

Рассчитанный меридиональный перенос тепла (МПТ) хорошо согласуется с результатами по другим моделям [Large и др., 1997; Gent и др., 1998] и оценками по данным наблюдений (см. рис. 1). Небольшим отличием может служить локальный минимум на 60°ю.ш. в районе АЦТ. Среднегодовой меридиональный перенос пресной воды также хорошо согласуется с косвенными оценками из наблюдений [Wijffels и др., 1992] и результатами моделирования и данными наблюдений. Следует отметить, что в отличие от [Large и др., 1997; Gent и др., 1998] воспроизводится глобальный перенос пресной воды на север на широте 10°с.ш. Однако в

(рис. 2а) главное изменение состоит в интенсификации подповерхностных приэкваториальных ячеек меридиональной циркуляции и смещении их центров ближе к экватору. Эти ячейки циркуляции вызывают образование приэкваториальных подповерхностных термохалинных аномалий. Далее процессами адвекции и диффузии эти аномалии выносятся в область средних широт, формируя общую картину отклика на изменение трения ветра. Отмеченное усиление приэкваториальных подповерхностных ячеек в Тихом океане, в комбинации с изменениями в термохалинной структуре, интенсифицирует вынос тепла и пресной воды на север и юг из приэкваториальной области (рис. 2б). В Атлантике заметно повсеместное увеличение переноса тепла на север. В Южном океане зигзагообразное увеличение переноса тепла на север объясняется дипольным изменением в структуре меридиональной циркуляции на глубинах 1–3 км.

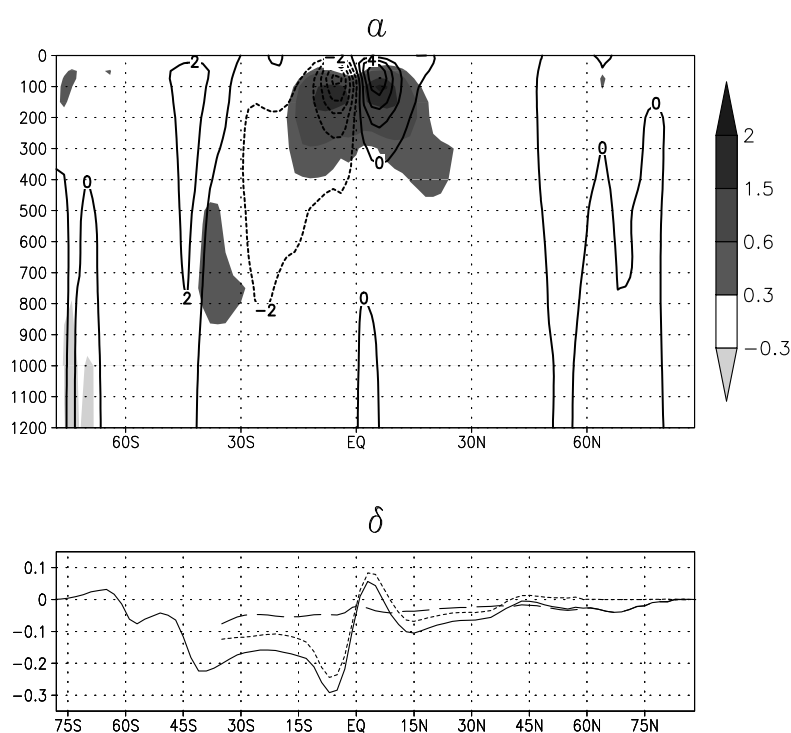


Рис. 2. а) Разность среднегодовых среднезональных распределений потенциальной температуры по результатам экспериментов с напряжением трения по реанализам ECMWF и NCEP (градации серого цвета). Изолиниями показана разность меридиональных функций тока по результатам этих же экспериментов. б) Среднегодовые разности МПТ для Мирового (сплошная линия), Атлантического (длинный пунктир), и суммарно Тихого и Индийского океанов (короткий пунктир).

Место модели климата, созданной в ИВМ РАН, в ряду климатических моделей (т.н. модели IPCC) других международных научных центров.

В разделе 3.2 приводится описание совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана ИВМ РАН. Модель океана подробно описана в первых двух главах диссертации. Пространственное разрешение атмосферной модели составляет 5° по долготе, 4° по широте и 21 уровень по вертикали. Она описана в приложении к диссертации. Следует отметить, что атмосферная модель включает в себя процессы в почве и на поверхности суши, в т.ч. криосферные. Представлено описание разработанной автором методики объединения

Третья глава посвящена моделированию и анализу характеристик современного климата, воспроизводимых совместной моделью общей циркуляции атмосферы и океана, созданной в ИВМ РАН. Во введении к главе (раздел 3.1) показана важность создания климатических моделей поскольку только с их помощью могут быть получены достоверные оценки сложных, нелинейных взаимосвязей компонентов климатической системы и прогноз изменений климата [IPCC, 2001].

В разделе 3.2 приводится описание совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана ИВМ РАН.

моделей атмосферы и океана в совместную модель климатической системы, осуществляемого без коррекции потоков на поверхности океана. Главным образом, это достигается за счет того, что при создании и настройке моделей общей циркуляции атмосферы и океана удалось добиться того, что эти модели автономно достаточно хорошо воспроизводят климатические состояния атмосферы и океана. Описана методика эксперимента по воспроизведению климата XX века, который проводился в рамках СМIP по сценарию IPCC [2007]. Для анализа состояния климата рассматриваются характеристики климата, осредненные за последние десятилетия, в основном за период 1980–1999 гг.

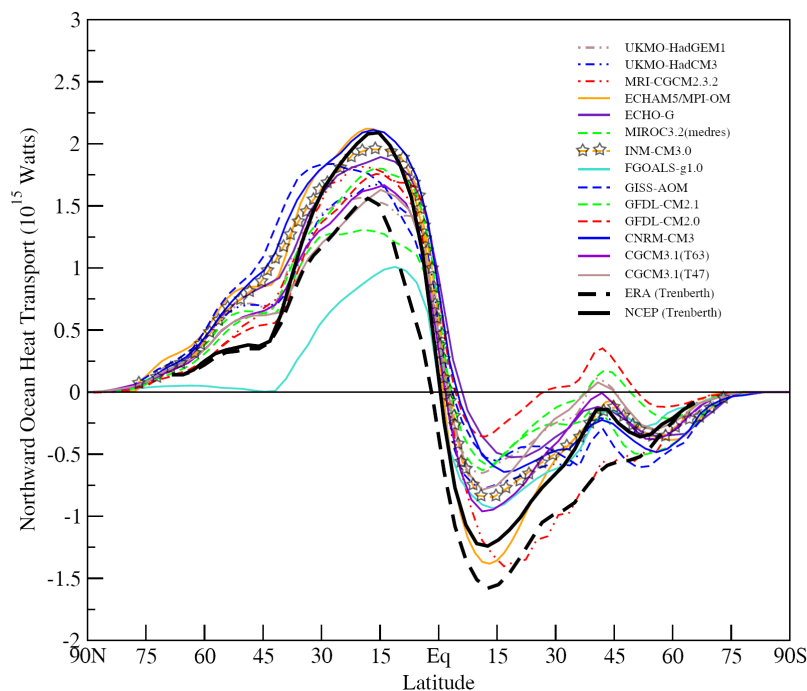


Рис. 3. Средние за 1980–1999 гг. МПТ для глобального океана в моделях IPCC, включая модель ИВМ (INMCM3.0, отмечен звездочками). Показаны также оценочные величины МПТ согласно [Trenberth и Caron, 2001] за период с февраля 1985 по апрель 1989.

татами по другим совместным моделям, представленным в 4-м отчете IPCC. Сравнение характеристик климата, полученных в ходе экспериментов с совместной моделью ИВМ по сценариям СМIP и IPCC, со средними по всем моделям, участвующими в программе СМIP показывает, что созданная модель климатической системы ИВМ РАН воспроизводит основные параметры среднего состояния и изменчивости современного климата на уровне, соответствующем лучшим моделям IPCC.

В разделе 3.4 проводится анализ воспроизведения в совместной модели интегральных характеристик циркуляции Мирового океана: баротропной функции тока, среднезонального распределения температуры и солёности, меридиональной функции тока, меридиональных переносов тепла и пресной воды, изменение уровня океана. В целом характеристики термохалинной циркуляции океана близки к

В разделе 3.3 проводится сравнительный анализ количественных показателей климатической системы – характеристик на поверхности океана, таких как ТПО, СПО, потоки тепла, влаги и импульса (напряжение трения ветра). В модели правильно воспроизводится величина повышения приповерхностной температуры воздуха в XX столетии и такие особенности наблюдаемого изменения климата, как потепление 1940-1950 гг. и замедление потепления в 1960-1970 гг. Проводится оценка качества воспроизведения циркуляции океана в эксперименте, для чего параметры модельной циркуляции сравниваются с наблюдениями и резуль-

результатам, полученным в главе 2 по модели океана отдельно. Следует отметить только, что интенсифицировались среднеширотные круговороты, соответствующие Гольфстриму и Куроисио, причем теперь расход Гольфстрима (до 60 Св) больше расхода Куроисио (около 50 Св), что более соответствует данным наблюдений. Среднезональные ошибки воспроизведения температуры и солености в океане несколько больше, чем в автономных экспериментах с моделью океана. До глубин порядка 1 км эти отклонения в модели ИВМ вполне согласованы со средними по моделям ИРСС.

Средняя за 1950–1999 гг. лет меридиональная функция тока зонально – осредненной глобальной циркуляции для совместной модели ИВМ РАН соответствует средней по моделям ИРСС. Можно отметить только более интенсивную в модели ИВМ циркуляцию в глубинных слоях.

Рассчитанный в совместной модели ИВМ глобальный среднегодовой МПТ имеет максимумы около 2 пВт в Северном и -1 пВт в Южном полушариях на широтах около 10°. МПТ в модели ИВМ соответствует оценкам по данным наблюдений и не выходит за пределы разброса моделей ИРСС (рис. 3).

В XX столетии повышение уровня океана в моделях ИРСС составляло от 0 до 8 см, в модели ИВМ оно было равно 4 см. Как следует из 4 отчета ИРСС, наблюдавшееся повышение уровня океана в XX столетии составляло 10-15 см, причем более половины этого повышения обусловлено термическим расширением воды. Следовательно, в среднем модели, по-видимому, несколько занижают повышение уровня океана вследствие термического расширения.

В **разделе 3.5** проводится анализ воспроизведения в совместной модели характеристик совместной крупномасштабной изменчивости атмосферы и океана. Совместная циркуляция атмосферы и океана порождает крупномасштабные совместные колебания в атмосфере и океане такие как явление Эль-Ниньо–Южное колебание (ЭНЮК), Арктическая осцилляция (АО) и Северо-Атлантическое колебание (САК). Эти процессы вносят свой вклад в изменчивость совместной системы атмосфера–океан. Для правильного воспроизведения отклика реальной климатической системы совместная модель должна правильно воспроизводить не только средние значения величин, но и их изменчивость [15,16].

Преобладающую структуру долгопериодной изменчивости характеризуют ведущие EOF. В модели структура первой EOF давления на уровне моря (ДУМ) в северном полушарии близка к наблюдаемой, но максимум над субтропиками Тихого океана в модели выражен сильнее, чем по данным наблюдений. Доля вклада в полную дисперсию, приходящая на первую EOF, по данным модели близка к таковой по данным наблюдений (25% и 23%). В совместной модели АО воспроизводится существенно лучше, чем в модели атмосферы с предписанной ТПО, в которой доля дисперсии, приходящаяся на первую EOF, достигает 34%. Это говорит об отрицательной обратной связи между атмосферой и океаном, когда океан демпфирует крупномасштабные колебания атмосферы.

Качество воспроизведения САК продемонстрировано на рис. 4, на котором представлены первые SVD-моды среднемесячных зимних аномалий ДУМ и ТПО как по модельным результатам, так и по данным реанализа NCEP за 1950–2000 гг. Первые SVD-моды по данным модели близки к наблюдаемым, что говорит о хорошем воспроизведении САК.

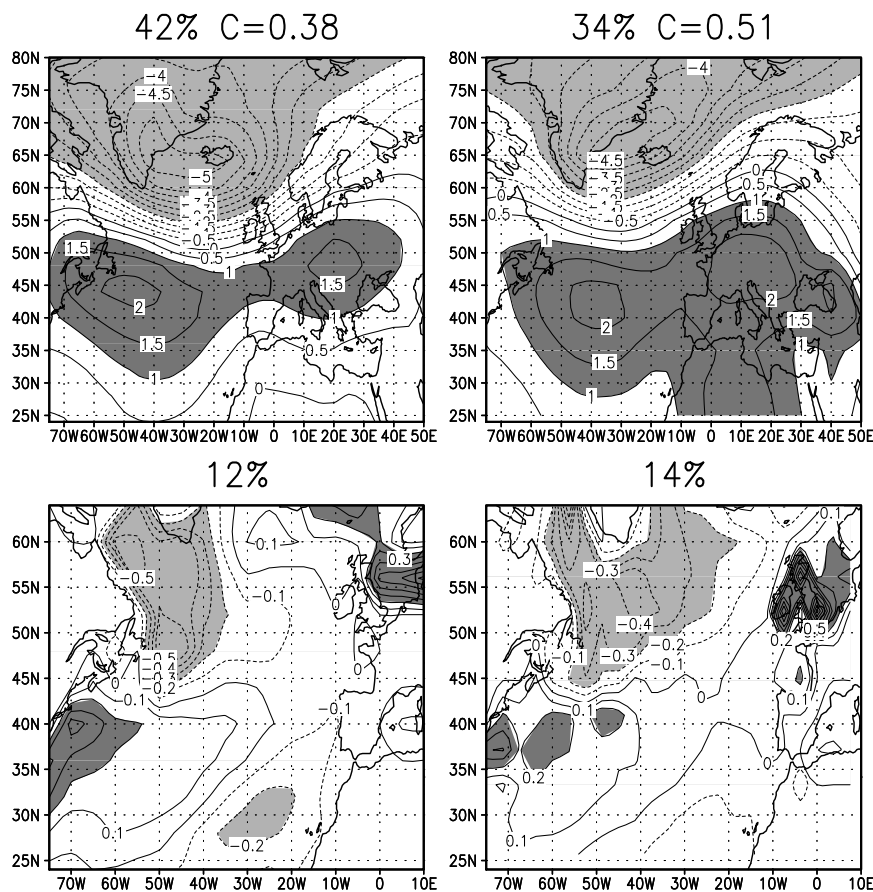


Рис. 4. Первые SVD-моды ДУМ (вверху) и ТПО (внизу) в районе северной Атлантики по данным модели (слева) и реанализа NCEP (справа) (в безразмерных единицах). Над каждой картой в % показан вклад в полную дисперсию, делаемый соответственной SVD модой, и коэффициент корреляции между коэффициентами Фурье для ДУМ и ТПО.

Тем не менее, показано, что модель ИВМ хорошо воспроизводит удаленный отклик атмосферной циркуляции на аномалии ТПО в приэкваториальном Тихом океане.

В выводах к главе (раздел 3.6) указано о перспективности дальнейшего развития совместной модели ИВМ РАН с целью исследования изменений климата на различных масштабах времени. В первую очередь такое развитие подразумевает увеличение пространственного разрешения в моделях океана и атмосферы.

В четвертой главе проводится изучение короткопериодного отклика океана на атмосферное воздействие с использованием данных наблюдений и результатов моделирования по совместной модели атмосфера-верхний слой океана.

Во введении к главе (раздел 4.1) отмечается, что во многих исследовани-

Межгодовая изменчивость ТПО в приэкваториальной области Тихого океана и связанное с ней явление ЭНЮК являются одними из самых сильных сигналов естественной климатической изменчивости. В 4-м докладе IPCC указывается, что несмотря на несомненный успех в воспроизведении ЭНЮК в моделях IPCC, остаются нерешенные проблемы. Так, например, практически во всех моделях IPCC, включая и модель ИВМ, проявляется сдвиг аномалии ТПО на экваторе на запад. Это означает, что средний апвеллинг в совместной модели ослаблен у берегов Южной Америки, и, наоборот, завышен в области экватора. Последнее, в большей степени связано с грубостью простран-

ях подтверждается гипотеза Бьеркнеса [1964] о том, что главная часть короткопериодной (масштабы от внутрисезонных до межгодовых) изменчивости ТПО в средних широтах обусловлена непосредственным атмосферным воздействием.

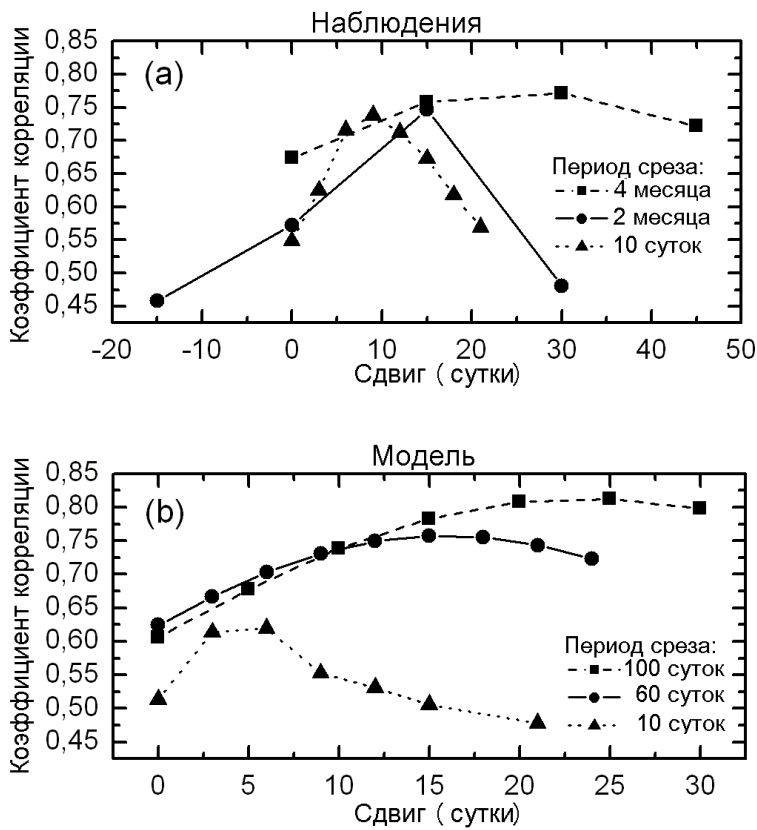


Рис. 5. Зависимости от временного сдвига значения корреляций между соответствующими коэффициентами Фурье первых мод SVD для аномалий H_{500} и ТПО с различными периодами срезов: (а) – для данных наблюдений, (б) – для результатов эксперимента с совместной модели атмосферы и верхнего слоя океана. Положительные сдвиги соответствуют опережению атмосферы перед океаном, отрицательные – отставанию.

массива оперативного анализа Национального метеорологического центра США.

Кроме данных наблюдений использовались 1116 суточные результаты численных экспериментов с совместной моделью атмосфера-верхний слой океана (ВСО), проведенных в режиме непрерывного января. В этих экспериментах модель ВСО использовалась в региональном варианте для акватории Северной Атлантики от 20° ю.ш. до 76° с.ш. и от 100° з.д. до 15° в.д., имела одноградусное разрешение и 12 уровней по глубине на стандартных океанографических горизонтах от 0 до 1000 м. Результаты моделирования привлечены для подтверждения и усиления выводов, полученных в этой главе.

Далее в **разделе 4.3** изучаются изменение временного сдвига наиболее связанных пространственных структур между атмосферным воздействием и океанским откликом в средних широтах в зависимости от временного масштаба рассматри-

Исследования данной главы посвящены изучению формирования временного сдвига между атмосферным воздействием и вызываемой им аномалией ТПО. Для этого в **разделе 4.2** предлагается методика SVD анализа с временным сдвигом в исследуемых полях и описываются используемые данные наблюдений и результатов экспериментов.

В соответствии с поставленными задачами использовались зимние среднеширотные данные по ТПО и H_{500} над акваторией Северной Атлантики для различных временных масштабов. Средние месячные поля ТПО взяты из данных COADS для интервала декабрь 1946 – июнь 1987гг. Для исследований коротких временных масштабов использовались ежедневные данные по ТПО из массива данных ПГЭП с 01 декабря 1978 до 3 марта 1979гг. Данные H_{500} , соответствующие по времени данным ТПО, были взяты из

ваемых данных.

На рис. 5а,б кривые с одинаковыми обозначениями соответствуют аналогичным временным масштабам для наблюдений и модельных расчетов. Кружками помечены для наблюдений кривые, полученные по среднемесячным данным, а для модельных результатов - по фильтрованным данным с нижней границей по периодам 2 месяца (или периодом среза 2 месяца). Согласно критерию Найквиста для среднемесячных данных период среза тоже составляет 2 месяца (две точки на период). Для обеих этих кривых значительное (особенно для данных наблюдений) увеличение корреляции приходится на сдвиг +0.5 месяца или 15 дней, когда атмосферное воздействие опережает отклик в ТПО.

Этот временной сдвиг соответствует одной четверти периода среза. То есть фазовый сдвиг между коэффициентами разложения по времени первой моды SVD для H_{500} и ТПО составляет 90° на частоте среза. Проявление этого сдвига можно объяснить если рассмотреть процесс формирования отклика ТПО на атмосферное воздействие. Следуя Frankignoul'ю и Hasselmann'у [1977], для главных членов в уравнении формирования аномалий ТПО (модель верхнего перемешанного слоя) в средних широтах можно записать [23]:

$$\partial T'_w / \partial t = (c_p \rho_a C_D |V| (1 + Bo)) / (c_w \rho_w \bar{h}) (T'_a - T'_w) \quad (31)$$

где T'_w - аномалия ТПО; T'_a - аномалия температуры воздуха; c_p и ρ_a - удельная теплоемкость и плотность воздуха; C_D - коэффициент трения, $|V|$ - скорость ветра над поверхностью моря; Bo - отношение Боуэна; c_w и ρ_w - удельная теплоемкость и плотность воды; \bar{h} - средняя глубина верхнего перемешанного слоя.

Для исследования (31) применяется метод анализа частотных характеристик передаточных функций. Переходя в (31) от времени t к частоте f с помощью преобразования Фурье, получим:

$$T'_w(f) = \frac{1}{(1 + if/f_0)} T'_a(f) = W(f) T'_a(f) = |W(f)| \exp(i \arg(W(f))) T'_a(f). \quad (32)$$

Здесь величина $f_0 = (2\pi c_w \rho_w \bar{h})^{-1} (c_p \rho_a C_D |V| (1 + Bo))$ представляет собой характеристическую частоту передаточной функции $W(f)$ связанную с коэффициентом демпфирования внешнего воздействия в уравнении (31). Простые оценки этой величины для зимних условий в средних широтах Северной Атлантики, согласно атласу Oberhuber'a [1988], дают значение чуть более 1 год^{-1} . С учетом этого, на внутрисезонных масштабах и, следовательно, для периодов порядка 2-х месяцев (32) определяет сдвиг фаз между атмосферным воздействием (опережение) и откликом в ТПО (отставание) около 90° ($\arg(W(f \approx 1/2 \text{ мес}^{-1})) \approx -\arctg 6$).

То, что для совместной модели получаются те же результаты говорит о том, что эволюция аномалий действительно может быть описана в средних широтах уравнением типа (31), поскольку модель ВСО и способ подключения её к модели атмосфере с хорошей степенью точности могут быть аппроксимированы этим уравнением [19].

Таким образом увеличение корреляции при полумесячном сдвиге обусловлено большим вкладом в общую изменчивость колебаний с периодами порядка 2-х месяцев. Это может быть вызвано, в свою очередь значимыми флуктуациями на меньших периодах, например, так называемыми явлениями блокирования.

Чтобы проверить это, SVD анализ с временными сдвигами был проведен для данных, содержащих периоды изменчивости от 10 сут. Для этих временных масштабов на рис. 5а,б коэффициенты корреляции по времени между соответствующих коэффициентов разложения первых SVD мод для H_{500} и ТПО помечены треугольниками. Нетрудно заметить, что максимумы корреляции для модельных расчетов и наблюдений согласованы. Для наблюдений он приходится на 9 суток, а для модели на 6. Если исходить из того, что запаздывание океанского отклика составляет четверть периода от наиболее значимых колебаний, которые и отвечают за увеличение корреляции при соответственном временном сдвиге, то для наблюдений эти колебания имеют порядок 36 суток, а для совместной модели 24. Если теперь рассматривать временной масштаб физических явлений (блокингов) как половину периода этих колебаний, то он составит порядка 12-18 суток, что вполне согласуется с оценками из наблюдений.

В **разделе 4.4** проведено исследование трансформации пространственных форм первых мод SVD для аномалий H_{500} и ТПО в диапазоне временных масштабов от внутри-сезонных до межгодовых. Показано, что низкочастотные, с периодами от 7 лет, моды SVD отражают воздействие океана на атмосферную циркуляцию.

В **пятой главе** рассматриваются результаты экспериментов с совместной моделью общей циркуляции атмосферы и океана ИВМ по расчету возможных изменений климата в XXI веке при заданном прогнозе изменения содержания парниковых и других газов согласно трем сценариям IPCC A2, A1B и B1, которые условно можно назвать пессимистичным, умеренным и оптимистичным соответственно. Во введении к главе (**раздел 5.1**) отмечается, что это первый опыт проведения расчетов комплексного влияния парниковых эффектов на изменения климата с моделью, в которой основные климатообразующие процессы представлены наиболее полно. Методика экспериментов описана в **разделе 5.2**. Они проведены в рамках международного проекта по воспроизведению современного климата и прогноза его изменений с помощью совместных моделей IPCC. Совокупная обработка экспериментов по всем климатическим моделям IPCC проведена в 4-м отчете IPCC, материалы которого используются для сравнения в настоящей работе. Для оценки изменений климата, в основном, рассматриваются осредненные за два последних десятилетия XXI и XX столетий разности характеристик.

В **разделе 5.3** проводится анализ изменения характеристик на поверхности океана и суши. Из рис. 6 видно, что для сценария A2 межмодельный разброс в величине среднеглобального потепления на поверхности Земли составляет от 2.3 до 3.9 К, среднее по всем моделям – около 3.4 К и в модели ИВМ – 3.5 К; для

сценария А1В – разброс: от 1.9 до более 4 К, среднее: ~ 2.7 К, в модели ИВМ: 2.6 К; для сценария В1 – разброс: от 1.0 до 3.3 К, среднее: ~ 1.8 К, в модели ИВМ: 2.0 К. Таким образом, потепление, предсказываемое моделью ИВМ, оказывается близким к усредненному по всем моделям во всех сценариях.

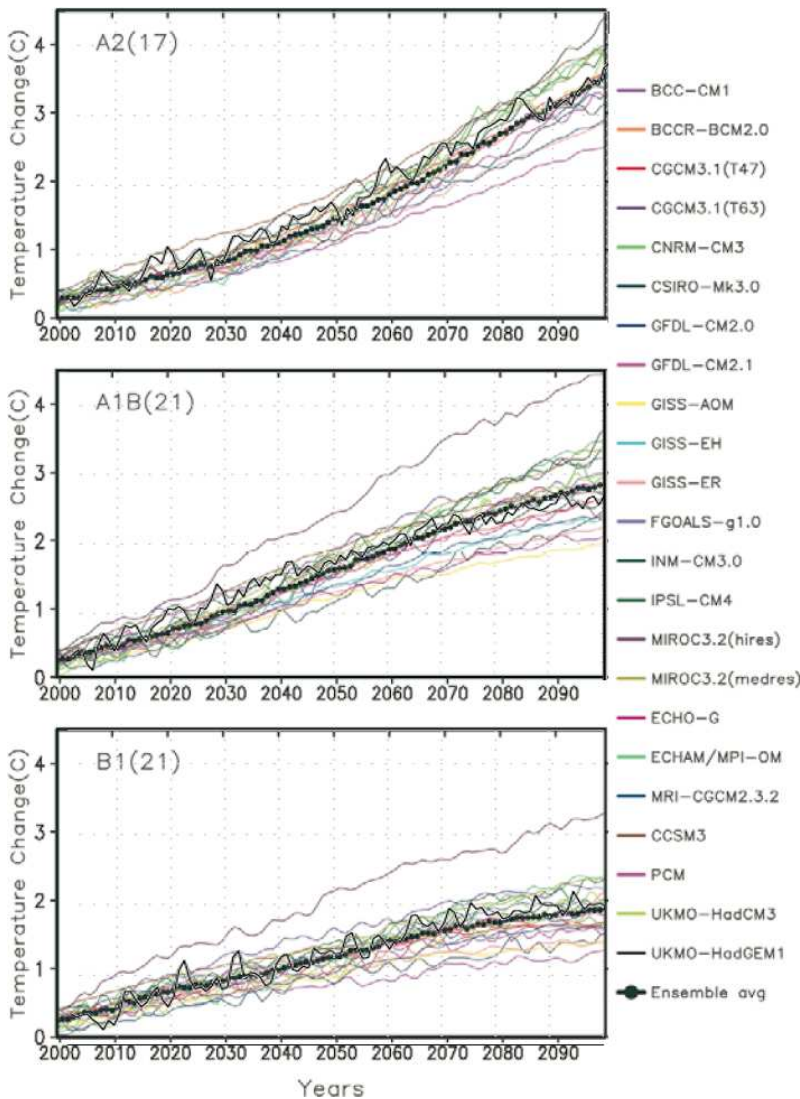


Рис. 6. Изменения среднегодовых значений глобально осредненной температуры приземного воздуха (в °С) для сценариев А2, А1В и В1 в 2000-2100 гг. по сравнению с 1980-1999 гг. для моделей ИРСС. Черными жирными линиями отмечены средние по ансамблю моделей, а тонкими – результаты по модели ИВМ (INM-CM3.0).

При глобальном потеплении, как по данным всех моделей, так и согласно модели ИВМ, происходит увеличение количества осадков в умеренных и высоких широтах обоих полушарий на 0.2-0.4 мм/сут., и уменьшение осадков во многих субтропических районах, в том числе в регионе Средиземного моря. Увеличивается количество осадков вблизи экватора, особенно над большей частью Индийского и Тихого океанов. Над тропической Атлантикой и центральной Америкой количество осадков уменьшается. Эти изменения осадков определяют изменения речного стока. Речной сток увеличивается в умеренных и высоких широтах Евра-

Как показывают результаты экспериментов, повышение поверхностной температуры в XXI столетии наиболее существенно в северном полушарии, особенно в Арктическом регионе и над территорией Западной Сибири, где повышение среднегодовой температуры к концу XXI века в модели ИВМ составляет более чем 5°С. При этом потепление зимой выше, чем в летний период.

При глобальном потеплении происходит также увеличение количества осадков. Для сценария А2 его межмодельный разброс составляет 2÷8%, среднее по всем моделям – около 5% и в модели ИВМ – 6%; для сценария А1В – разброс: 1.5÷7%, среднее: $\sim 4.3\%$, в модели ИВМ: 4.7%; для сценария В1 – разброс: 1.5÷5.5%, среднее: $\sim 3\%$, в модели ИВМ: 3.5%. Таким образом, для всех сценариев увеличение количества осадков в модели ИВМ немного превышает среднее по всем моделям, но укладывается в межмодельный разброс.

зии и Северной Америки и уменьшается в центральной Америке и окрестностях Средиземного моря, как по данным всех моделей, так и по данным модели ИВМ. Различия проявляются в юго-восточной Азии, где по данным всех моделей происходит увеличение речного стока, а по данным модели ИВМ - некоторое уменьшение.

В изменении напряжения трения на поверхности океана выделяются области усиления ветра над Южным океаном и в средних широтах северного полушария. В Атлантике происходит ослабление пассатов, а в Тихом океане, наоборот, их усиление. Практически все особенности изменения трения ветра хорошо согласованы с сопутствующими изменениями в давлении на уровне моря. Это приводит к изменениям в динамике океана. Так существенно, приблизительно на 15 Св, увеличился расход Циркумполярного течения.

Повышение температуры в Арктике приводит, по результатам модели ИВМ, к существенному уменьшению в Северном Ледовитом океане площади покрытой льдом, особенно в летний период. По сценарию А2 уже к концу 2100 г. летом Северный Ледовитый океан полностью освобождается от льда.

В **разделе 5.4** изучается отклик в интегральных характеристиках циркуляции океана. При развитии глобального потепления в моделях происходит повышение уровня океана. Причем, разброс между моделями для одного сценария больше, чем разброс между средними по всем моделям для трех рассматриваемых сценариев. Так, для сценария А2 повышение уровня к 2100г. меняется в моделях от 15 до 36 см., при сценарии А1В - от 12 до 36 см., при сценарии В1 - от 9 до 26 см. Для модели ИВМ эти величины составляют соответственно 19, 17 и 15 см., то есть данные модели ИВМ находятся в нижней части интервала межмодельной изменчивости. Это означает, что, вероятно, эффективный слой океана, который успевает прогреться в модели ИВМ при глобальном потеплении, несколько тоньше, чем в среднем по моделям, однако и он не выходит за рамки межмодельной изменчивости.

Далее в этом разделе рассматриваются отклики в меридиональных переносах тепла, пресной воды и функции тока, полученных эксперименте с моделью ИВМ по наиболее вероятному сценарию А1В.

В Атлантике изменения МПТ незначительны. Изменения в МПТ наиболее заметны в Тихом и Индийском океанах, где в приэкваториальной области уменьшается перенос тепла на север севернее экватора и увеличивается перенос на юг южнее экватора. Эти изменения, в основном, меняют и МПТ для глобального океана. В низких и средних широтах изменения глобального МПТ таковы, что они ослабляют перенос тепла от низких к высоким широтам. Это вполне соответствует общему потеплению климата и уменьшению меридионального градиента температуры как в океане, так и в атмосфере.

Изменения меридионального переноса пресной воды, в противоположность изменению МПТ, наиболее значительны в Атлантике, и сопутствуют ослаблению пе-

реноса пресной воды с севера на юг. Такой характер изменения переноса пресной воды вполне соответствует изменению осадков на поверхности океана.

Изменения МПТ вызваны, в основном, динамическими факторами – изменениями в меридиональной циркуляции, показанных для Атлантики и совместно для Тихого и Индийского океанов. Отклик в меридиональной функции тока в Атлантике существенным образом отличается от отклика в Тихом и Индийском океанах. Так до глубин около 600 м в Атлантике отклик в основном положителен, а глубже отрицателен. Приблизительно обратная картина отклика получается в модели в Тихом и Индийском океанах. Таким образом, индексы меридиональной циркуляции (ее максимальные абсолютные значения) и в Атлантике и в Тихом океане уменьшаются, что должно ослаблять интенсивность т.н. "конвеера". Это согласуется с общей картиной потепления климата, когда процессы глубокой конвекции ослабляются.

В выводах к главе (**раздел 5.5**) резюмируется, что прогнозы изменения климата в XXI столетии, полученные с помощью модели ИВМ, по большинству показателей близки к средним по моделям ИРСС, что, в свою очередь, говорит о соответствии климатической модели ИВМ и результатов, получаемых с её помощью, современному уровню развития климатологии.

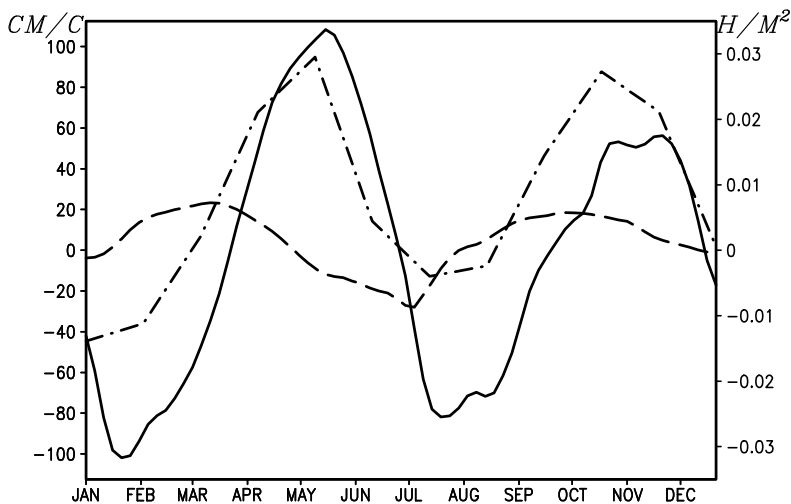


Рис. 7. Годовой ход средней в слоях 0-20 м (сплошная кривая) и 110-220 м (прерывистая) зональной скорости течения и зонального напряжения трения ветра (экватор – 73° в.д., штрих-пунктирная линия). Для скорости шкала дана слева в см/с, а для напряжения трения – справа в дин/см². Положительные значения соответствуют направлению на восток, отрицательные – на запад.

матического сезонного хода циркуляции Индийского океана. Отмечается также, что чрезвычайно высокая сезонная (муссонная) изменчивость и недостаток натуральных данных находят выражение в больших различиях и даже в противоречиях известных схем климатической циркуляции в поверхностном слое Индийского океана. Поэтому задача численного моделирования циркуляции Индийского океана

Шестая глава существенным образом отличается от предыдущих, поскольку здесь используется для изучения формирования океанической циркуляции региональная модель Индийского океана высокого пространственного разрешения. Во введении к главе **раздел 6.1** обосновывается необходимость включения этой работы в диссертацию, во-первых, тем, что будущее развитие глобальных климатических моделей океана будет происходить по пути увеличения пространственного разрешения, а, во-вторых, в этой работе удалось воспроизвести и впервые получить важные пространственно-временные особенности кли-

является особенно актуальной.

В **разделе 6.2** приводятся параметры модели Индийского с шагами $1/8^\circ$ по долготе и $1/12^\circ$ по широте с 21 σ -уровнями, неравномерно распределенными по вертикали согласно (28). Эта модель представляет собой ту же версию модели, описанной в первых двух главах, но настроенной на акваторию Индийского океана с пространственным разрешением, достаточно высоким для воспроизведения вихрей. При этом параметризация вертикального перемешивания практически не отличается от используемой в модели глобального океана, а коэффициенты горизонтальной диффузии выбирались приблизительно на порядок меньшими. Используются реалистические донная топография и геометрия суши. Модельная область содержит четыре участка жидких границ: в проливах Баб-эль-Мандебском и Малаккском, на юге по 10° ю.ш. и с востока по $103^\circ 5' 30''$ в.д., на которых задаются значения температуры и солености по данным Левитуса [1994]. Учитывается сток основных рек: Тигра и Евфрата, Инда, Ганга и Брахмапутры, Иравади. Численные эксперименты проведены на 15 лет с начального состояния январской климатологии Левитуса с использованием среднемесячного климатического атмосферного воздействия из данных реанализа NCEP.

В **разделе 6.3** изучается собственно муссонный режим течений Индийского океана. Показано, что модель Индийского океана высокого пространственного разрешения адекватно воспроизвела систему муссонных течений в верхнем слое океана: временной ход, реверсивную смену направлений, пространственную структуру, завихренность и величины скоростей. Главные составляющие муссонного цикла циркуляции Индийского океана – это Зимнее Муссонное и Летнее Муссонное течения, охватывающие почти всю акваторию между Африкой и Суматрой к северу от Экватора. Годовой муссонный цикл в южных областях Аравийского моря и Бенгальского залива проявляется в смене направления относительно однородных по пространству полей дрейфовых муссонных течений. Большинство наиболее интенсивных течений носят струйный характер. Это, в основном, вдольбереговые и экваториальные течения. Особо следует отметить адекватность воспроизведения моделью Сомалийского течения. Это наиболее мощное западное пограничное течение в Мировом океане, которое, в отличие от Гольфстрима и Куроисио, претерпевает реверсивную смену направления в соответствии с муссонным режимом. Расчеты показали, что разворот Сомалийского течения с северного направления летом на южное зимой сопровождается образованием антициклонических вихрей, которые в результате β -эффекта перемещаются на запад и диссипируют либо у побережья Сомали, либо в Аденском заливе. В период летнего муссона скорости в Сомалийском течении превышают 2 м/с, при расходе в 70 Св. Воспроизведен мощный летний апвеллинг в прибрежной зоне Сомалийского течения.

В **разделах 6.3.3 и 6.4** изучается муссонная изменчивость системы экваториальных поверхностных течений и подповерхностных противотечений. Пока-

зано, что эта система формируется, главным образом, под действием зональной составляющей напряжения трения ветра, в изменчивости которой на экваторе в Индийском океане доминирует полугодовая гармоника. Это приводит к тому, что экваториальное поверхностное течение также меняет направление с полугодовой периодичностью почти синфазно ветру. Противоположно направленное ему компенсационное подповерхностное течение меняет знак с запаздыванием приблизительно в один месяц (см. рис. 7).

В разделе 6.5 показано принципиальное отличие циркуляции в северной части Бенгальского залива от циркуляции в основной части Индийского океана, где доминантой, формирующей течения, является ветер. В Бенгальском заливе очень важен вклад градиентных течений, возникающие за счет стока р. Ганг. особенно в летний сезон – времени пикового стока за счет таяния ледников. Этот результат подчеркивает важность моделирования циркуляции океана с высоким разрешением, поскольку этот эффект обнаруживается только в модели высокого пространственного разрешения.

В разделе 6.5 демонстрируется воспроизведение основных особенностей квазистационарной вихревой структуры Индийского океана. Высокое пространственное разрешение модели позволяет хорошо описывать известные крупномасштабные системы Большого Сомалийского и Сокотранского вихрей, Лаккадивского вихря.

В заключении приведены основные результаты диссертационной работы. В приложении, разбитом на три подраздела, описываются (1) методики расчета атмосферного воздействия для модели океана и инкорпорированная в нее модель эволюции морского льда [Яковлев, 2003], (2) модель общей циркуляции атмосферы ИВМ РАН и (3) модель верхнего деятельного слоя океана, используемая в главе 4.

Основные результаты работы

1. Создана новая версия σ -модели общей циркуляции океана ИВМ РАН, воспроизводящая крупномасштабную циркуляцию Мирового океана в хорошем соответствии с данными наблюдений и с качеством, не уступающим современным климатическим моделям океана. Разработан программный комплекс для проведения и анализа расчетов этой модели в широком диапазоне пространственно-временной изменчивости входных параметров и внешних условий. Модель можно эффективно использовать для решения научных и практических задач, связанных с расчетом циркуляции как всего Мирового океана, так и его отдельных акваторий.

2. Проведено объединение моделей общей циркуляции атмосферы и океана в совместную климатическую модель ИВМ РАН, которая воспроизводит основные характеристики среднего состояния, изменчивости и изменений климата на уровне, соответствующем лучшим моделям IPCC. Результаты экспериментов с

моделью климатической системы ИВМ РАН по прогнозированию изменений климата (вместе с результатами по другим моделям IPCC) использованы в 4-м отчете IPCC, на основе материалов которого вырабатываются рекомендации для правительств и соответствующих международных организаций по решению проблем, связанных с изменениями климата.

3. С помощью модели общей циркуляции океана и совместной модели атмосферы и океана с привлечением современных данных наблюдений выполнен ряд исследований глобальной циркуляции океана и особенностей формирования гидродинамических полей отдельных океанов. Проведенные исследования позволяют сделать следующие основные выводы, касающиеся формирования отклика океана на крупномасштабное воздействие атмосферы и оценки его роли в поведении климатической системы Земли.

- Анализ отклика термохалинной циркуляции Мирового океана на изменение ветрового воздействия показал, что усиление пассатов интенсифицирует подповерхностные приэкваториальные ячейки меридиональной циркуляции океана, особенно в Тихом океане. Этот эффект в комбинации с изменениями в термохалинной структуре, увеличивает вынос тепла и пресной воды на север и юг из приэкваториальной области.
- С помощью простой аналитической модели эволюции аномалий ТПО и привлечения аппарата исследования частотных характеристик передаточных функций показана связь величины временного запаздывания крупномасштабных аномалий ТПО в средних широтах с наиболее значимыми периодами колебаний в атмосферном воздействии, а для определения этого запаздывания предложена методика SVD анализа с временным сдвигом в исследуемых полях. Показано, что низкочастотные SVD моды, с периодами от 7 лет и более, отражают воздействие океана на атмосферную циркуляцию.
- По результатам экспериментов с совместной моделью атмосферы и океана ИВМ РАН по прогнозированию изменений климата в XXI столетии показана важность роли Мирового океана в климатических изменениях, не только как индикатора этих изменений, но и как активного компонента их формирования, особенно в тропиках и высоких широтах.
- Спрогнозированное повышение поверхностной температуры в XXI веке наиболее существенно в Северном полушарии, особенно в Арктическом регионе и над территорией Западной Сибири, где среднегодовая температуры к концу XXI века должна возрасти более чем на 5°C , при этом потепление зимой выше, чем в летний период.
- Повышение температуры в Арктике должно привести в конце XXI века к существенному уменьшению площади, покрытой льдом в Северном Ледовитом океане (особенно в летний период), а тепловое расширение к этому

времени согласно модели ИВМ приведет к повышению среднего уровня Мирового океана на 15–19 см.

- Расчет циркуляции Индийского океана с высоким пространственным разрешением позволил воспроизвести сложную пространственно-временную изменчивость системы муссонных течений Индийского океана в соответствии с данными наблюдений. Показано, что разворот Сомалийского течения с северного направления летом на южное зимой сопровождается образованием антициклонических вихрей; экваториальное поверхностное течение меняет направление с полугодовой периодичностью в соответствии с изменением зональной составляющей напряжения трения ветра, а противоположно направленное ему компенсационное подповерхностное течение меняет знак с запаздыванием приблизительно в один месяц; в Бенгальском заливе градиентные течения, возникающие из-за речного стока, вносят значительный вклад в циркуляцию; воспроизведены основные особенности крупномасштабной квазистационарной вихревой структуры Индийского океана.

Основные публикации автора по теме диссертации (по времени, в обратном порядке)

1. *Мошонкин С.Н., Дианский Н.А., Гусев А.В.* Влияние взаимодействия Атлантики с Северным Ледовитым океаном на Гольфстрим // *Океанология*. 2007. Т. 47. № 2. С. 197-210.
2. *Дианский Н.А., Залесный В.Б., Мошонкин С.Н., Русаков А.С.* Моделирование муссонной циркуляции индийского океана с высоким пространственным разрешением // *Океанология*. 2006. Т. 46. № 4. С. 421-442.
3. *Володин Е.М., Дианский Н. А.* Моделирование изменений климата в XX–XXII столетиях с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2006. Т. 42. № 3. С. 291-306.
4. *Moshonkin S.N., Vagno A. V., Gusev A. V., and Diansky N.A.* Numerical modeling of oceanic circulation and sea ice in the North Atlantic-Arctic Ocean-Bering Sea region // *Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling*. 2006, V. 21, No. 4. P. 421-443.
5. *Антипов С.В., Дианский Н.А., Гусев А.В.* Особенности распространения радиоактивного загрязнения в северо-западной части Тихого океана. // *Изв. РАН. Энергетика*. 2006. № 6. С. 52-70.
6. *Дымников В.П., Лыкосов В.Н., Володин Е.М., Галин В.Я., Глазунов А.В., Грицун А.С., Дианский Н.А., Толстых М.А., Чавро А.И.* Моделирование

климата и его изменений // Современные проблемы вычислительной математики и математического моделирования. - Юбилейный сборник в 2-х томах к 80-летию Г.И. Марчука и 25-летию ИВМ РАН. М.: Наука, 2005. Т. 2. С. 13-137.

7. Саркисян А.С., Залесный В.Б., Дианский Н.А., Ибраев Р.А., Кузин В.И., Мошонкин С.Н., Семенов Е.В., Тамсалу Р., Яковлев Н.Г. Математические модели циркуляции океанов и морей // Современные проблемы вычислительной математики и математического моделирования. - Юбилейный сборник в 2-х томах к 80-летию Г.И. Марчука и 25-летию ИВМ РАН. 2005. Т.2. С. 174-276.
8. Marchuk G.I., Rusakov A.S., Zalesny V.B., Diansky N.A. Splitting Numerical Technique with Application to the High Resolution Simulation of the Indian Ocean Circulation // Pure appl. geophys. 2005. V. 162. P. 1407–1429.
9. Дымников В.П., Володин Е.М., Галин В.Я., Глазунов А.В., Грицун А.С., Дианский Н.А., Лыкосов В.Н. Чувствительность климатической системы к малым внешним воздействиям // Метеорология и гидрология. 2004. № 4. С. 77-92.
10. Володин Е.М., Дианский Н.А. Воспроизведение Эль-Ниньо в совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // Метеорология и гидрология. 2004. № 12. С. 5-14.
11. Володин Е.М., Дианский Н. А. Отклик совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана на увеличение содержания углекислого газа // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 2. С. 193-210.
12. Русаков А.С., Дианский А.Н. Параллельная модель общей циркуляции океана для многопроцессорных вычислительных систем // Информационные технологии. 2003. № 8. С. 20-26.
13. Дианский Н. А., Багно А. В., Залесный В. Б. Сигма-модель глобальной циркуляции океана и ее чувствительность к вариациям напряжения трения ветра // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 4. С. 537-556.
14. Дианский Н. А., Володин Е. М. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 6. С. 824-840.
15. Глазунов А.В., Дианский Н.А., Дымников В.П. Локализованный и глобальный отклики атмосферной циркуляции на аномалию ТПО в средних широтах // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37. № 5. С. 581-600.

16. *Дианский Н.А., Глазунов А.В., Дымников В.П.* Моделирование отклика атмосферной циркуляции на аномалии ТПО зимой в Северной Атлантике // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1999. Т. 35. № 1. С. 122-136.
17. *Дианский Н.А.* Временные связи и пространственные формы совместных мод аномалий высоты изобарической поверхности 500 мб и температуры поверхности океана зимой в Северной Атлантике // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34. № 2. С. 197-213.
18. *Багно А.В., Дианский Н.А., Мошонкин С.Н.* Взаимодействие аномалий температуры поверхности океана и циркуляции Северной Атлантики // Океанология. 1996. Т. 36, № 5. С. 693-703.
19. *Moshonkin S.N., Diansky N.A.* Upper mixed layer temperature anomalies at the North Atlantic storm-track zone // Ann. Geophysicae. 1995. V. 13. P. 1015-1026.
20. *Дымников В.П., Алексеев В.А., Володин Е.М., Галин В.Я., Дианский Н.А., Лыкосов В.Н., Эзау И.Н.* Численное моделирование совместной циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1995. Т. 31. № 3. С. 324-346.
21. *Мошонкин С.Н., Дианский Н.А.* Влияние течений на синоптические аномалии температуры поверхности океана // Доклады АН. 1994. Т. 338. № 2. С. 247-250.
22. *Дианский Н.А., Мошонкин С.Н., Соколов С.Ю.* Отклик верхнего слоя океана на стохастическое воздействие атмосферы // Океанология. 1994. Т. 34. № 3. С. 337-348.
23. *Мошонкин С.Н., Дианский Н.А.* Физические механизмы эволюции аномалий температуры верхнего перемешанного слоя океана в средних широтах // Океанология. 1994. Т. 34. № 4. С. 513-526.
24. *Мошонкин С.Н., Дианский Н.А.* Диагноз и моделирование аномалий температуры воды верхнего слоя океана в средних широтах // Вычислительные процессы и системы. М.: Наука, 1993. Вып. 10. С. 164-202.
25. *Мошонкин С.Н., Дианский Н.А.* Моделирование синоптической эволюции верхнего перемешанного слоя в Северной Атлантике с использованием процедуры коррекции потоков тепла // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1992. Т. 28, № 3. С. 294-309.

Изд. лиц. ИД № 03991 от 12.02.2001. Компьютерный набор
Подписано в печать 10.07.2007. Усл. печ. л. 2,25. Тираж 80 экз.

Институт вычислительной математики РАН
119333, г. Москва, ул. Губкина 8.
