

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В.ЛОМОНОСОВА
МЕХАНИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Хабеев Ренат Наилевич

**ОСОБЕННОСТИ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД СЕВЕРНОЙ
АТЛАНТИКИ В ТРЕХМЕРНОЙ ВИХРЕРАЗРЕШАЮЩЕЙ
МОДЕЛИ МИРОВОГО ОКЕАНА**

01.02.05 - механика жидкости, газа и плазмы

Автореферат диссертации на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Москва - 2013

Работа выполнена на Кафедре газовой и волновой динамики механико-математического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова и Группе моделирования изменчивости климата океанов и морей Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН.

- Научный руководитель – доктор физико-математических наук,
член-корр. РАН,
главный научный сотрудник ИВМ РАН
Ибраев Рашит Ахметзиевич
- Научный консультант – доктор физико-математических наук,
академик РАН, директор ИО РАН
Нигматулин Роберт Искандерович
- Официальные оппоненты – доктор физико-математических наук,
зав. лабораторией НИИ механики МГУ
Никитин Николай Васильевич
- доктор физико-математических наук,
ведущий научный сотрудник ИВМ РАН
Дианский Николай Ардальевич
- Ведущая организация – Тихоокеанский океанологический
институт им. В.И.Ильичева
Дальневосточного отделения РАН

Защита состоится « 24 » мая 2013г. в 15 часов на заседании диссертационного совета Д501.001.89 при Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова по адресу: 119991, г. Москва, Ленинские горы, МГУ, механико-математический факультет, ауд. 16-10.

С диссертацией можно ознакомиться в Фундаментальной библиотеке МГУ имени М.В. Ломоносова.

Автореферат разослан « » апреля 2013 г.

Ученый секретарь диссертационного совета
Д501.001.89, доктор физико-математических наук

Общая характеристика работы



А.Н. Осипов

Актуальность темы

Изменчивость циркуляции вод Северной Атлантики, вызванная глобальным потеплением, может повлиять на состояние всей климатической системы Земли. Если изменится динамика Гольфстрима и Северо-Атлантического течения, которые переносят с юга на север более 1.3 петаватт энергии, то это может повлиять на тепловой баланс в Северо-Атлантическом регионе, прилегающем к Европе. Об этой и других климатических проблемах, например, о возможном повышении глобального среднего уровня океана подробно говорилось в 2007 году в докладе, основанном на оценках трех Рабочих групп Межправительственной группы экспертов по изменению климата.

Региональные и глобальные математические модели океана, которые способны реалистично воспроизводить основные течения и физические явления в Северной Атлантике, очень востребованы для прогнозирования поведения климатической системы Земли.

Создание океанических моделей важно и для изучения процессов, формирующих циркуляцию морей и океанов, что может быть востребованным морскими биологами и экологами, быть актуальным в судоходстве, рыболовстве и т.д. Потребность в моделировании океана вызвана еще и тем обстоятельством, что сбор данных наблюдений в океане весьма сложен и требует больших затрат. В нашем распоряжении имеется не так много данных о состоянии океана, особенно на больших глубинах, в труднодоступных регионах.

Основной целью диссертационной работы является реалистичное воспроизведение в рамках трехмерной модели Мирового океана основных пространственно-временных характеристик Гольфстрима, таких как отрыв течения от материка в районе мыса Хаттерас, струйный перенос теплых поверхностных вод на север до Ньюфаундлендской банки, формирование циклонических и антициклонических меандров течения и их последующий отрыв от основного течения, а также дрейф в сторону материка. Для достижения поставленной цели был осуществлен переход к вихреразрешающему разрешению, были реализованы новые для данной модели схемы параметризации вертикальной и горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии тепла и соли, а далее было проведено исследование чувствительности динамики течения Гольфстрим к параметризациям подсеточных процессов в трехмерной модели Мирового океана.

Научная новизна работы.

Впервые в рамках модели, разрабатываемой совместно в ИВМ и ИО РАН, (модели ИВМ-ИО) проведены численные эксперименты с высоким вихреразрешающим разрешением для всего Мирового океана на десятки

лет. В настоящий момент в России это единственная модель, которая успешно работает при столь высоком разрешении для всего Мирового океана. В мире сейчас есть лишь единицы глобальных моделей с высоким разрешением, в рамках которых были проведены расчеты на десятки лет.

В рамках модели ИВМ-ИО была впервые проведена серия экспериментов на чувствительность динамики Гольфстрима к параметризации подсеточных процессов. Эти исследования, а также проделанная ранее с моделью работа позволили найти ту конфигурацию модели, при которой с высокой точностью воспроизводится динамика Гольфстрима и его межгодовая изменчивость.

Достоверность результатов.

Достоверность полученных в диссертации результатов обеспечена тем, что для описания исследуемых явлений в работе использована классическая трехмерная система уравнений термогидродинамических процессов океана с допустимыми для таких моделей приближениями гидростатики, Буссинеска и несжимаемости морской воды. Сравнительный анализ решений с результатами, полученными по другим аналогичным моделям океана, а также результатами, полученными на основе данных наблюдений, указывает на корректную работу модели. Приведенные в диссертации спутниковые снимки Северной Атлантики подтверждают то, что динамика и межгодовая изменчивость Гольфстрима с высокой точностью воспроизводятся в модели ИВМ-ИО.

Научная и практическая значимость работы.

Разрабатываемая в ИВМ и ИО РАН трехмерная модель Мирового океана может быть мощным инструментом в изучении региональных и глобальных физических процессов в морях и океанах. Реалистичное воспроизведение пространственно-временных характеристик течений в Северной Атлантике, которое было достигнуто во многом благодаря проведенным в диссертации исследованиям, означает, что в дальнейшем данная модель может быть с большей уверенностью использована для изучения климата и прогнозирования состояния климатической системы Земли.

Результаты проведенных исследований чувствительности динамики Гольфстрима к параметризации подсеточных процессов могут быть полезными при разработке и выявлении оптимальной конфигурации как в глобальных моделях океана, так и региональных моделях Северной Атлантики. Особенно актуальными эти результаты могут быть для z-координатных вихреразрешающих моделей.

На защиту выносятся:

1. Результаты численных экспериментов в вихреразрешающей модели ИВМ-ИО с сезонным атмосферным воздействием (данные CORE I): трех-

мерные и двумерные поля решений и интегральные характеристики решений.

2. Результаты численного эксперимента в вихреразрешающей модели ИВМ-ИО с межгодовым атмосферным воздействием за период с 1958 по 2001 гг. (данные ERA-40): трехмерные и двумерные поля решений и интегральные характеристики.

3. Программная реализация более совершенных для трехмерной модели ИВМ-ИО параметризаций вертикальных и горизонтальных подсеточных турбулентных процессов.

4. Результаты исследований чувствительности динамики Гольфстрима к параметризации турбулентной вязкости и диффузии тепла и соли. Факторы, обеспечившие реалистичную динамику и межгодовую изменчивость течения.

Апробация работы

Материалы, вошедшие в диссертационную работу, представлялись на международных и российских конференциях: Генеральная ассамблея Европейского союза наук о Земле (Австрия, г. Вена, 2012), 19th Alpine summer school "Regional Climate Dynamics in the Mediterranean and beyond: An Earth System perspective" (Италия, Valsavarenche, 2011), Международная конференция по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде "CITES-2011" (г. Томск, Россия, 2011).

Они также докладывались на семинарах: «Компьютерное моделирование динамики вод морей и Мирового океана: достижение и проблемы» (г. Севастополь, МГИ НАН Украины, 2011), "Математическое моделирование геофизических процессов: прямые и обратные задачи" и "Суперкомпьютерные технологии в науке, образовании и промышленности" (НИВЦ МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, 2012).

Материалы диссертации содержались и в годовых отчетах о работе в Суперкомпьютерном центре МГУ имени М.В. Ломоносова. Отчет за 2011 год вошел в число лучших, материалы отчета будут использованы для презентации деятельности СКЦ МГУ на международных конференциях и выставках.

Исследования в рамках трехмерной модели Мирового океана были поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований (гранты 10-05-00782а и 12-05-09248-моб_з) и проектом Программы фундаментальных исследований Президиума РАН "Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология".

Публикации:

По теме диссертации опубликовано 3 печатные работы [1-3], из них статья [2] опубликована в журнале, входящем в перечень российских рецензируемых журналов.

Автор лично выполнил все описанные в разделе 2.2 работы [1] и в статьях [2,3] расчеты, участвовал в обсуждении физической постановки и математической формулировки всех задач, проводил анализ результатов расчетов; лично докладывал результаты исследований на российских и международных научных конференциях и семинарах; активно участвовал в дискуссиях по физической интерпретации результатов суперкомпьютерного моделирования и формулировке окончательных выводов. Все положения, выносимые на защиту, получены автором диссертации лично.

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из введения, трех глав, заключения, 8 приложений и списка литературы из 90 наименований. Она содержит 33 рисунка, включая 6 рисунков из приложений. 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 работы, а также дается краткий обзор содержания диссертации.

Первая глава диссертации начинается с описания трехмерной модели общей циркуляции океана, которая создавалась в Институте вычислительной математики РАН (ИВМ РАН) с середины 80-х годов. С 2007 г. работы велись одновременно в ИВМ РАН и в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН). Модель океана разрабатывалась для проведения численных расчетов по моделированию состояния океана в широком диапазоне пространственно-временной изменчивости.

Модель базируется на решении трехмерной системы уравнений термогидродинамических процессов океана в приближениях гидростатики, Буссинеска и несжимаемости морской воды.

Уравнения модели формулируются в декартовой системе координат (x, y, z) . Ось z направлена вертикально вниз, на невозмущенной поверхности океана принято значение $z = 0$. Задача решается в 3-х мерной области Ω . Границей области является поверхность G , где $G = G_H \cup G_S \cup G_\zeta$. G_H - нижняя граница, описываемая функцией $z = H(x, y)$, где $H(x, y)$ - двумерная положительная функция описывающая топографию дна океана. G_S - боковая твердая граница. Верхняя граница области G_ζ подвижная и описывается уравнением $z + \zeta(x, y, t) = 0$, где $\zeta(x, y, t)$ - отклонение поверхности океана от невозмущенной поверхности океана $z = 0$. Система уравнений следующая:

$$u_t + (\mathbf{v} \cdot \nabla) u - fv = -\rho_o^{-1} p_x + (K_m u_z)_z + D^u \quad (1.1)$$

$$v_t + (\mathbf{v} \cdot \nabla) v + fu = -\rho_o^{-1} p_y + (K_m v_z)_z + D^v \quad (1.2)$$

$$p_z = \rho g \quad (1.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = 0 \quad (1.4)$$

$$T_t + (\mathbf{v} \cdot \nabla) T = (K_h T_z)_z + D^T + (c_p \rho_o)^{-1} Q^H \quad (1.5)$$

$$S_t + (\mathbf{v} \cdot \nabla) S = (K_h S_z)_z + D^S \quad (1.6)$$

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (1.7)$$

Поверхность раздела воздух-вода свободная, описывается нелинейным кинематическим условием с учетом потоков массы воды, при этом воспроизводятся пространственная изменчивость топографии поверхности океана и изменчивость среднего уровня океана. Взаимодействие атмосферы и моря описывается через потоки импульса, тепла и влаги. При возникновении условий, благоприятных для формирования льда, включается модель льда, описывающая термодинамические процессы (изменение температуры, намерзание, таяние) во льду. При этом к описанию потоков свойств через границу атмосфера-вода добавляются уравнения, описывающие потоки через границы атмосфера-лед и лед-вода. В модели океана явным образом описываются потоки воды и ее свойств (соленость, теплосодержание) через боковые границы (сток рек и обмен через проливы), поверхность раздела воздух-вода (испарение, осадки) и лед-вода (таяние и намерзание льда).

Динамика верхней границы океана с учетом потока массы (осадков, испарения, таяния льда) описывается уравнением свободной поверхности океана:

$$\zeta_t + u\zeta_x + v\zeta_y + w = \rho_f^{-1} W \quad (1.8)$$

В уравнениях (1.1) - (1.8) приняты следующие обозначения: $\mathbf{v} = (u, v, w)$ - вектор скорости течений; T, S - температура и соленость морской воды; ρ, ρ_o - плотность и средняя по области плотность морской воды; ρ_f - плотность пресной воды; f - параметр Кориолиса; K_m, K_h - коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии тепла и соли; D^u, D^v, D^T, D^S - члены описывающие горизонтальную турбулентную вязкость и диффузию тепла и соли; Q^H - источник тепла; C_p - теплоемкость морской воды; W - поток воды на границе атмосфера-океан.

Горизонтальная турбулентная вязкость и диффузия тепла и соли описывается следующими операторами:

$$D^\eta = \left(\frac{\partial}{\partial t} + A_{bh} \Delta^2 \right) \eta, \quad (1.9)$$

где η обозначает одну из функций: u, v, T, S ; A - коэффициент горизонтального турбулентного трения (A_m) или диффузии тепла (A_h), A_{bh} - коэффициент бигармонического трения.

Источник тепла равен

$$Q^H = I_z - A,$$

где I - поток проникающей солнечной радиации; A - компактность морского льда.

Поток воды на границе атмосфера-океан равен

$$W = P + M - E,$$

где P - интенсивность осадков; E - интенсивность испарения; M - интенсивность таяния льда.

Граничные условия потоков свойств на границе атмосфера - океан ставятся на поверхности океана $z = -\zeta(x, y, t)$:

$$-K_m(u_z, v_z) + (u, v) \rho_f^{-1} W = \rho_o^{-1} (1 - A) (\tau^x, \tau^y) \quad (2.1)$$

$$p = p_a \quad (2.2)$$

$$-c_p K_h T_z + c_p T \rho_f^{-1} W = \rho_o^{-1} [Q_h^{aw} (1 - A) + Q_h^{iw} A] \quad (2.3)$$

$$-K_h S_z + S \rho_f^{-1} W = \rho_o^{-1} S^{iw} M A \quad (2.4)$$

В условиях (2.1) - (2.4) $\tau^x(x, y, t)$, $\tau^y(x, y, t)$ - касательное напряжение трения ветра; $Q_h^{aw}(x, y, t)$ - поток тепла на границе воздух - вода; $Q_h^{iw}(x, y, t)$ - поток тепла на границе лед - вода; S^{iw} - соленость льда; $S^{iw} M$ - интенсивность выделения соли в океан при таянии льда.

В модели предполагается, что дно океана состоит из кусочно-постоянных горизонтальных плоскостей, а боковые границы представляют собой вертикальные плоскости. На дне океана $z = H(x, y)$ граничные условия следующие:

$$w - uH_x - vH_y = 0 \quad (2.5)$$

$$-\rho_o K_m(u_z, v_z) = (\tau_B^x, \tau_B^y) \quad (2.6)$$

$$-\rho_o c_p K_h T_z = 0 \quad (2.7)$$

$$-\rho_o K_h S_z = 0 \quad (2.8)$$

В условиях (2.6) $\tau_B^x(x, y, t)$, $\tau_B^y(x, y, t)$ - компоненты напряжения трения о дно.

На твердых боковых границах (G_s) ставятся следующие условия:

$$\mathbf{v}_n = 0 \quad (2.9)$$

$$\frac{\mathbf{v}_\tau}{|\mathbf{n}|} = 0 \quad (2.10)$$

$$-\rho c_p K_h T_n = 0 \quad (2.11)$$

$$-\rho K_h S_n = 0 \quad (2.12)$$

где \mathbf{n}, τ - вектор внешней нормали и касательный вектор к границе.

Начальные условия к системе уравнений следующие:

$$(u, v, T, S, \zeta)|_{t=0} = (u^0, v^0, T^0, S^0, \zeta^0) \quad (3.1)$$

Из-за проблемы координатной особой точки в Северном полюсе традиционная широтно-долготная система координат неприменима в океанических моделях, и система уравнений модели Мирового океана решается в трехполюсной системе координат. Поэтому уравнения модели, записанные в декартовой системе координат, переформулируются для произвольной в горизонтальной плоскости криволинейной ортогональной системе координат (x_1, x_2, z) .

В основе численной схемы модели океана лежит схема, разработанная ранее в работах [Демин, Ибраев, 1992; Ибраев, 1993]. Методологической основой при построении аппроксимации дифференциальных уравнений модели является конечно-объемный метод (бокс метод), впервые для моделей океана примененный в работе [Bryan, 1969]. Метод заключается в аппроксимации проинтегрированных по ячейкам дифференциальных уравнений модели. Аппроксимация уравнений модели записывается на сетке в криволинейной ортогональной системе координат с переменными шагами. Моделируемая область аппроксимируется конечным множеством объемных ячеек.

Задача состоит в нахождении u, v, w, ζ, p при заданном коэффициенте вертикальной вязкости $K_m(x, y, z, t)$, $K_m > 0$ и распределении плотности $\rho(x, y, z, t)$.

Система уравнений (1.1) - (1.5) содержит спектр движений с большим диапазоном характерных скоростей: скорости течений и бароклинных гравитационных волн, составляют 1-3 м/с; скорости баротропных гравитационных волн составляют 30-200 м/с:

$$c = \sqrt{gH}, \quad g \approx 10 \text{ Н}^2, \quad \sim 100 - 5000 \text{ м}^2/\text{с}^2 \quad \sim 30 - 200 \text{ м/с}$$

Выбор аппроксимации уравнений определяется двумя аргументами, а именно важностью описания эволюции тех или иных процессов и применимостью метода декомпозиции области.

Применение явного по времени метода аппроксимации для уравнений (1.1), (1.2), (1.3) приводит к необходимости использовать достаточно ма-

лые шаги по времени, чтобы удовлетворить условию Куранта для всего диапазона описываемых системой уравнений волн, включая баротропные гравитационные волны. Наиболее значимые процессы (на настоящем уровне наших знаний) для климатических явлений в океане определяются течениями и бароклинными волнами. Способом обойти жесткое ограничение на шаги по времени является разделение решения системы (1.1) - (1.5) на бароклинные, сравнительно медленные движения, и баротропные, быстрые движения. Решение динамической подсистемы уравнений (1.1) - (1.5) разбивается на две части – решение трехмерных уравнений для бароклинных движений и решение двумерных уравнений мелкой воды для баротропных движений.

Существующая версия модели может быть реализована как в однопроцессорном режиме на персональном компьютере под управлением ОС WINDOWS и LINUX, так и на многопроцессорных вычислительных системах с общей и распределенной памятью под управлением ОС UNIX. Параллелизация программы реализована с применением технологии MPI.

В разделе 1.7 первой главы обсуждается связь между циркуляцией вод Северной Атлантики и климатом и рассматривается проект COREIII [Griffies et al,2009], в рамках которого на основании численного моделирования делаются прогнозы о возможном изменении интенсивности Атлантической меридиональной циркуляции вследствие потепления климата. На основе анализа опубликованных в последние годы статей по моделированию океана сделаны выводы о необходимости перехода модели к вихре-разрешающему разрешению с целью корректного воспроизведения динамики течений в Северной Атлантике и, как следствие, качественного прогноза состояния климата в этом регионе и, в частности, участия в упомянутом проекте COREIII.

В разделе 1.8 первой главы дается краткое описание реализованного автором в трехмерной модели Мирового океана KPP-параметризации турбулентного вертикального перемешивания, разработанной [Large et al,1994].

На сегодняшний день KPP является самой распространенной турбулентной эмпирической моделью замыкания системы уравнений Рейнольдса. В этой модели значения для турбулентной вязкости и турбулентной диффузии в верхнем погранслое океана определяются на основе теории подобия для турбулентности в стратифицированных жидкостях [Монин, 1956; Монин,1965; Обухов,1946].

В последнее время часто (в том числе и в модели ИВМ-ИО) используется модифицированная схема KPP, предложенная [Durski et al.,2004], в которой теория подобия Монина-Обухова используется не только в поверхностном перемешиваемом слое, но и в придонном погранслое. Данная модификация особенно актуальна для расчетов в прибрежной зоне, где благодаря ней удастся сгладить профили искомых величин.

Глубина турбулентного погранслоя зависит от безразмерного числа Ричардсона, которое характеризует устойчивость движения жидкости:

$$Ri(z) = \frac{-\rho_z}{U_z^2} g, \quad (4.1)$$

где U – характерная горизонтальная скорость.

В числителе выражения (4.1) стоит плавучесть, поэтому при отрицательном значении числа Ричардсона имеем статическую неустойчивость из-за неустойчивой стратификации жидкости. Если число Ричардсона положительное, но меньше критического значения (около 0.25), то имеет место динамическая неустойчивость, вызванная большим градиентом скоростей в знаменателе (4.1) [Stewart,2008].

Таким образом, при $Ri < 0.25$ возникает турбулентное движение вблизи поверхности океана, и в нашей модели это значение определяет глубину турбулентного погранслоя, которая обычно составляет около 20-30 м.

KPP-параметризация позволила улучшить перемешивание вод в верхнем слое океана в модели ИВМ-ИО и избавила от необходимости искусственного перемешивания жидкости при неустойчивой стратификации.

Во **второй главе** диссертации представлены первые результаты по воспроизведению внутригодовой изменчивости циркуляции вод Мирового океана с применением модели с вихреразрешающим разрешением $1/10^\circ$ по горизонтали и 49 уровнями по вертикали [Ибраев, Хабеев, Ушаков,2012] под действием сезонного хода атмосферной циркуляции (эксперимент x02), в соответствии с условиями международного эксперимента CORE-I (Coordinated Ocean-ice Reference Experiment).

Во второй главе также представлены результаты численного эксперимента, где в качестве атмосферного форсинга использовались данные ERA-40 с межгодовой изменчивостью. Эксперимент e31 проводился на период с 1958 по 2001 гг.

В обоих случаях расчеты начинались из состояния покоя, функции температуры и солёности задавались равными январским климатическим значениям океанского атласа Национального центра океанографических данных [WOA 2001].

Расчеты проводились на многопроцессорном компьютере с распределенной памятью «Ломоносов», установленном в МГУ им. М.В. Ломоносова. Для распараллеливания применялось двумерное разбиение расчетной области. Шаг интегрирования по времени в модели равнялся 7,5 минутам.

Эксперимент x02, кинетическая энергия $[(u^2+v^2)/2]$

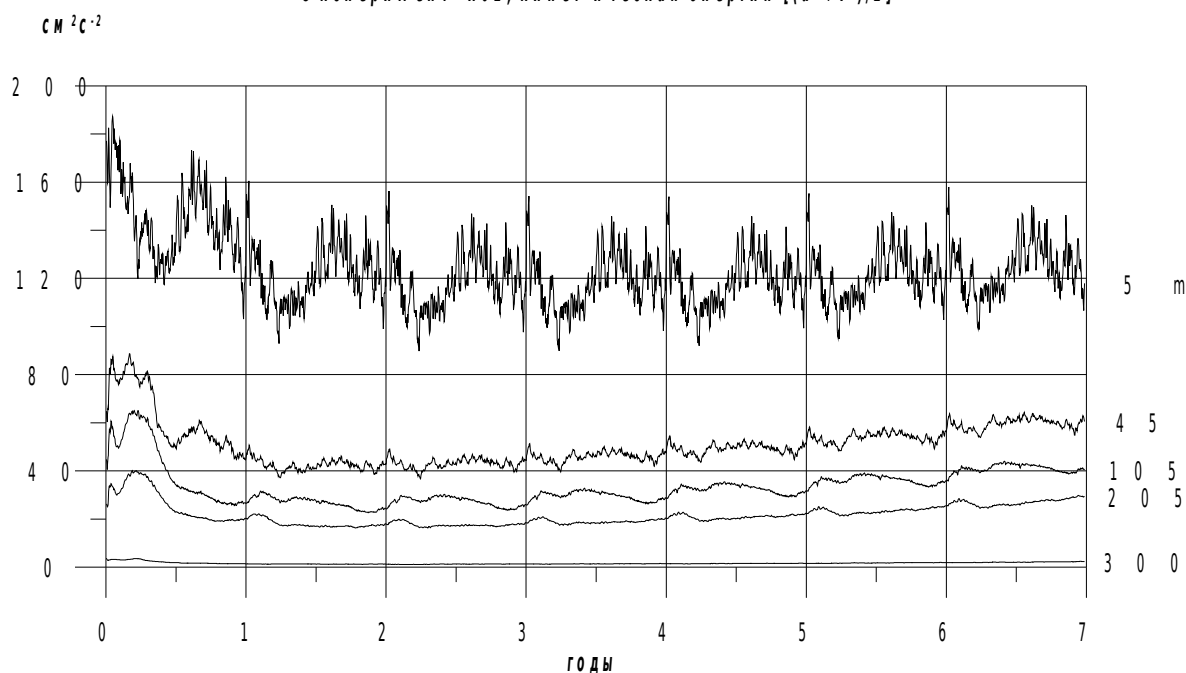


Рис. 1. Зависимость от времени средней кинетической энергии, осредненной по горизонтам и по области в модели ИВМ-ИО.

Далее представлен анализ некоторых интегральных характеристик решения, позволяющих судить о корректности работы модели.

Временная зависимость средней кинетической энергии, показанная на рис. 1, демонстрирует выход модельного решения на квазипериодический режим в верхнем слое океана через 2-3 года. Средняя по объему кинетическая энергия на поверхности (горизонт 5 м) колеблется в диапазоне от 100 до 160 $\text{м}^2\text{с}^{-2}$ с отчетливо выраженной сезонной изменчивостью.

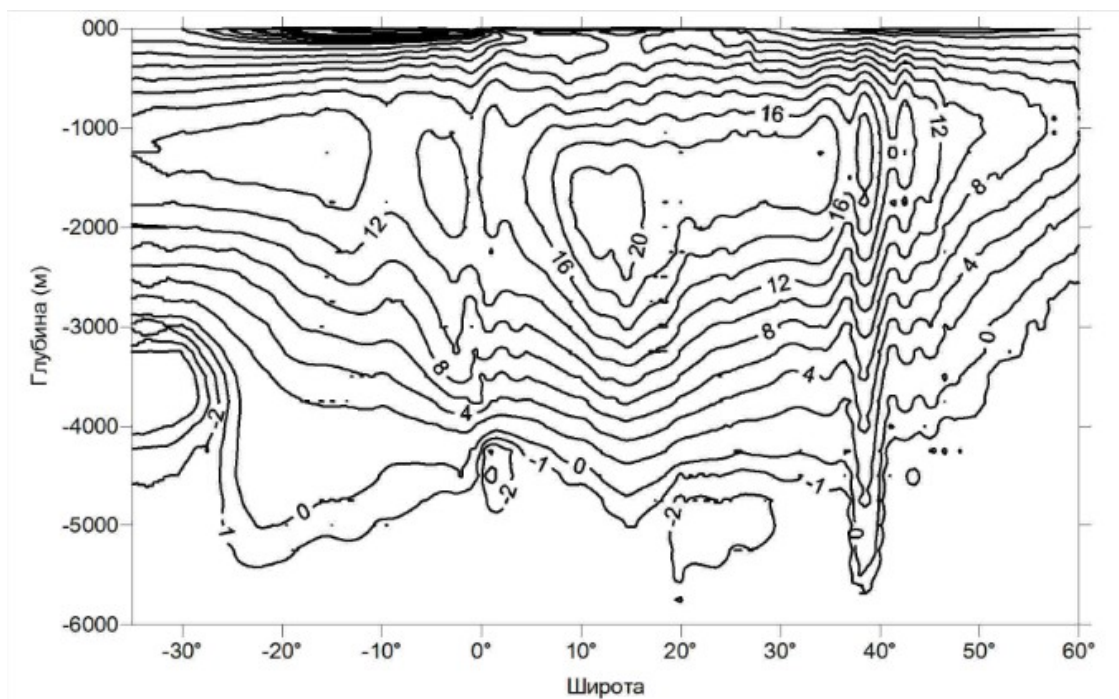


Рис. 2. Меридиональная циркуляция в Атлантическом океане. Модель Мирового океана ИВМ-ИО.

Меридиональная циркуляция в Атлантическом океане, осредненная за 9-й год интегрирования модели, показана на рис. 2. Структура меридиональной циркуляции согласуется с результатами, полученными по другим глобальным моделям [Maltrud & McClean, 2005], [Madec et al., 2008] и моделям Атлантического океана [Smith et al., 2000]. Модель в основном «схватывает» ветровой перенос воды с юга на север в верхнем слое океана, опускание вод в Северной Атлантике. Величина меридионального переноса достигает максимума в 20 Св на 15° с.ш., 2000 м. Ниже 4000-5000 м прослеживается заток глубинных Антарктических водных масс.

Меридиональный перенос тепла течениями океана, осредненный за 6-й год интегрирования модели, показан на рис. 3. В Атлантическом океане видна известная антисимметрия потока тепла относительно экватора, при которой наблюдается трансэкваториальный перенос в северном направлении. Перенос на север максимален на 20° с.ш. и равняется около 1,0 ПВт (10^{15} Вт). Положительный перенос тепла наблюдается до 60° с.ш. В Индо-Тихоокеанском бассейне поток тепла симметричен относительно экватора, экстремумы, равные +2,5 ПВт и -2,0 ПВт, наблюдаются на широтах 12° с.ш. и 25° ю.ш. соответственно. Для Мирового океана график меридионального переноса тепла качественно совпадает с Индо-Тихоокеанским. Сравнение с модельными данными из работы [Maltrud & McClean, 2005], оценками, приведенными в работах [Trenberth & Caron, 2001], [Houghton et al., 1996], показывает удовлетворительное воспроизведение меридионального переноса тепла в модели.

Эксперимент x02. Меридиональный перенос тепла

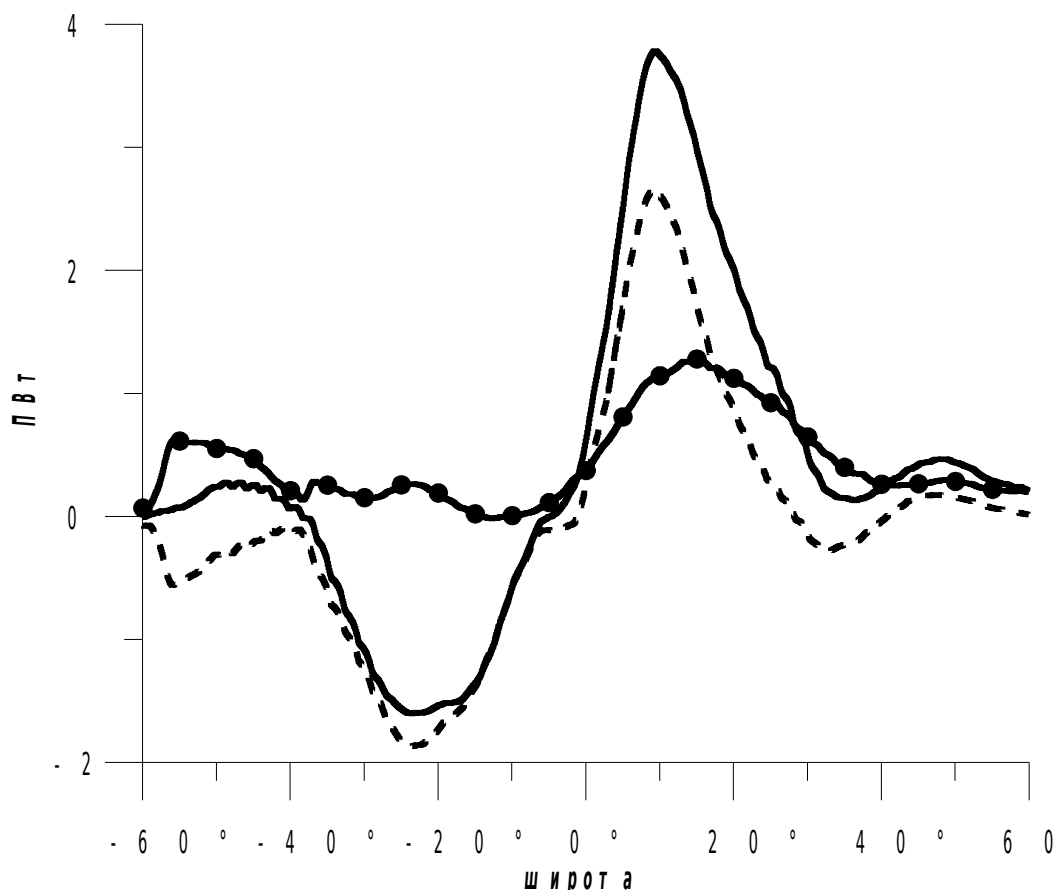


Рис. 3. Меридиональный перенос тепла в Мировом (сплошная линия), Атлантическом (линия с точками) и Индо-Тихоокеанском (прерывистая линия) бассейнах в модели ИВМ-ИО.

Согласно работам [Nijjer & Richardson, 1973], [Brooks, 1979], [Meinen et al., 2010], расход Гольфстрима во Флоридском проливе составляет около 30 свердрупов и имеет вариацию в 10-15 Св. В нашей модели на 9-м году интегрирования в эксперименте x02 средний расход через Флоридский пролив равен 18,8 Св, а на рис. 4 (а) представлены среднемесячные значения расхода в 9-м году.

На рис. 4 (б) и 4 (в) представлены среднемесячные объемы расхода воды через Берингов пролив и пролив Фрама соответственно. Средний ток воды в Арктику через Берингов пролив равен 1,42 Св. По данным наблюдений [Roach et al., 1995] величина расхода составляет около 0,83 Св. В модельном расчете [Maltrud & McClean, 2005] в 1991-1994 гг. в Беринговом проливе средний ток воды в Арктику имеет величину около 1 Св, при этом там присутствуют значительные колебания расхода (от -1 Св до 2 Св). В эксперименте x02 отсутствует межгодовая изменчивость атмосферного форсинга и, как следствие, столь сильных колебаний величины расхода нет.

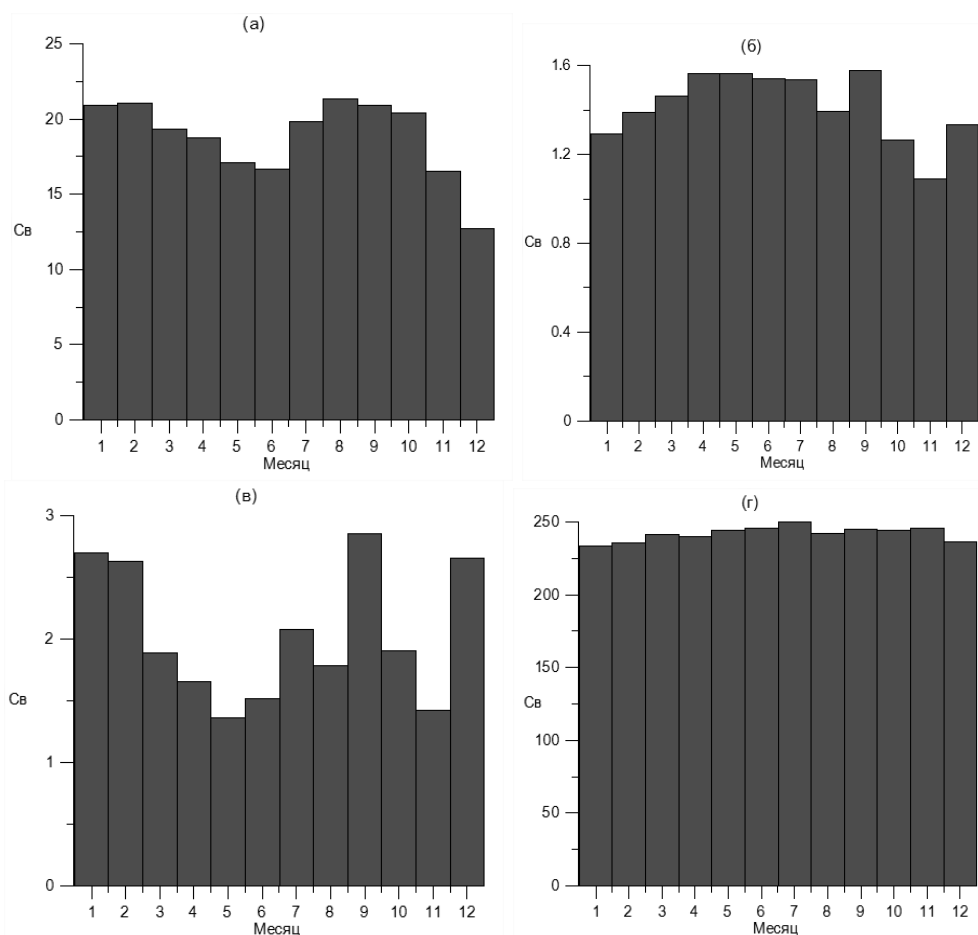


Рис. 4. Среднемесячные величины тока воды на 9-м году интегрирования модели: (а) расход Гольфстрима через Флоридский пролив, (б) ток в Арктику через Берингов пролив, (в) ток из Арктики через пролив Фрама, (г) расход в проливе Дрейка.

Средний поток воды из Арктики в проливе Фрама в нашей модели составляет 1,92 Св, а в модельном расчете [Maltrud & McClean, 2005] в 1991-1994 гг. – около 1.8 Св. В обеих моделях величина расхода оказывается приблизительно в два раза меньше, чем в анализе [Fahrbach et al., 2001] данных наблюдений за 1997-1999 гг.

В районе Антарктиды в модели воспроизводится мощное стабильное циркумполярное течение со средним расходом около 240 Св в проливе Дрейка, см. рис. 4 (г). Эта величина значительно превышает полученную по разным оценкам среднюю величину расхода в 130-140 Св [Nowlin & Klinck, 1986]. Причину чрезмерной мощности циркумполярного течения в нашей модели еще предстоит установить.

В **третьей главе** настоящей диссертации обсуждаются параметры модели, влияющие на динамику вод в Северной Атлантике, и представлены результаты экспериментов, направленных на выявление чувствительности характеристик течения Гольфстрим к параметризации подсеточных турбулентных процессов.

Определение основных факторов, влияющих на динамику течения вдоль западной границы Атлантического океана – это давняя проблема в океанском моделировании. Успешное воспроизведение Гольфстрима и последующего Североатлантического течения в океанических моделях является результатом многих факторов. При этом не существует единого подхода, который гарантировал бы, в частности, правильное положение отрыва от материка в той или иной модели океана. Например, чувствительность динамики Гольфстрима к изменению параметризации подсеточных турбулентных процессов модели может быть разной для z-координатных и сигма-координатных моделей. При одних и тех же параметризациях поразному могут повести себя и те модели, в которых различаются расчетные сетки, способы обработки атмосферных данных или, например, топография дна. Таким образом, доводка модели и настройка параметров, при которых успешно воспроизводится динамика Гольфстрима, является отдельной задачей для каждой океанской модели.

Самые первые отладочные расчеты в вихреразрешающей конфигурации ($1/10^\circ \times 1/10^\circ \times 49$) модели ИВМ-ИО проводились с коэффициентами горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии при бигармонических операторах и операторах Лапласа (1.9), в несколько раз или даже на порядок превышающими коэффициенты, обычно используемые в моделях с таким разрешением. В этих расчетах наблюдалась склонность Гольфстрима отрываться от склона шельфа севернее мыса Гаттерас. Решение проблемы заключалось в уменьшении коэффициентов в целом и переводе основной «тяжести» с оператора Лапласа на бигармонический оператор. При использовании оператора более высокого порядка диссипация энергии происходит на меньших масштабах, решение получается менее «смазанным».

В рамках модели ИВМ-ИО были проведены десятки расчетов длительностью от нескольких месяцев до нескольких лет модельного времени, благодаря которым удалось отладить конфигурацию модели и установить те параметры, при которых реалистично воспроизводится циркуляция вод в Северной Атлантике. Для того чтобы показать чувствительность динамики Гольфстрима к параметризациям подсеточных турбулентных процессов в модели ИВМ-ИО в диссертации представлены результаты четырех численных экспериментов, проведенных при одних и тех же условиях, но с разными параметризациями турбулентной вязкости и диффузии.

В эксперименте F35 в уравнениях переноса импульса и уравнениях переноса тепла и соли горизонтальное перемешивание задается только бигармоническими операторами с коэффициентами $-45 \times 10^9 \text{ м}^4 \text{ с}^{-1}$ и $-54 \times 10^9 \text{ м}^4 \text{ с}^{-1}$ соответственно. В F36 в уравнениях переноса тепла и соли дополнительно работает оператор Лапласа с коэффициентом $100 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$. В экспериментах F37 и F38 в уравнениях переноса импульса дополнительно работает еще оператор Лапласа с коэффициентом $50 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$. При этом в F38 коэффициент диффузии при бигармоническом операторе уменьшен в два раза, см. таблицу 1.

Имя	Длительность	К-т при операторе Лапласа для вязкости / для диффузии $\text{м}^2\text{с}^{-1}$	К-т при бигармоническом оп. для вязкости / для диффузии $\text{м}^4\text{с}^{-1}$	Схема вертикального перемешивания
F35	5 лет	0 / 0	-45×10^9 / -54×10^9 Масштаб $(dx \times dy)^{3/2}$	Манк-Андерсон
F36	3 года	0 / 100 Масштаб $(dx \times dy)^{1/2}$	-45×10^9 / -54×10^9 Масштаб $(dx \times dy)^{3/2}$	Манк-Андерсон
F37	3 года	50 / 100 Масштаб $(dx \times dy)^{1/2}$	-45×10^9 / -54×10^9 Масштаб $(dx \times dy)^{3/2}$	Манк-Андерсон
F38	3 года	50 / 100 Масштаб $(dx \times dy)^{3/2}$	-45×10^9 / -27×10^9 Масштаб $(dx \times dy)^{3/2}$	KPP

Таблица 1. Конфигурации экспериментов на чувствительность к параметризации подсеточных турбулентных процессов в модели ($1/10^\circ \times 1/10^\circ \times 49$)

Вышеуказанные значения коэффициенты принимают в экваториальной зоне. Для сохранения постоянного значения числа Рейнольдса в разных широтах при удалении от экватора коэффициент при операторе Лапласа уменьшается пропорционально степени $1/2$ от площади горизонтальной ячейки, а коэффициент при бигармоническом операторе – пропорционально степени $3/2$ [Smith et al., 2000]. Исключение составляет эксперимент F38, в котором коэффициенты при всех операторах одинаково масштабированы со степенью $3/2$.

В экспериментах F35, F36 и F37 по вертикали используется параметризация Манка-Андерсона [Munk & Anderson, 1948], а в эксперименте F38 вертикальное турбулентное перемешивание осуществляет схема KPP.

Через два года и три месяца после начала эксперимента заметно, что в менее «вязких» экспериментах F35 и F36 отрыв течения происходит у мыса Гаттерас, а в экспериментах F37 и F38 отрыв происходит уже севернее мыса Гаттерас. Особенно в самом «вязком» эксперименте F37. Для сравнения на рис. 5 приведен Гольфстрим в эксперименте F36, а на рис. 6 – в эксперименте F37.

Через три года расчетов в экспериментах F35, F36 и F38 видно разделение течения на основную струю, отрывающуюся от материка и идущую вглубь Атлантического океана (Гольфстрим), и более слабую поверхностную составляющую, прижимающуюся к берегу. С точки зрения температуры поверхности океана, основная струя – это «тепловой язык» простирающийся вглубь океана, а течение вдоль материка формирует градиент температуры. Подобную картину можно часто наблюдать на спутниковых съемках.

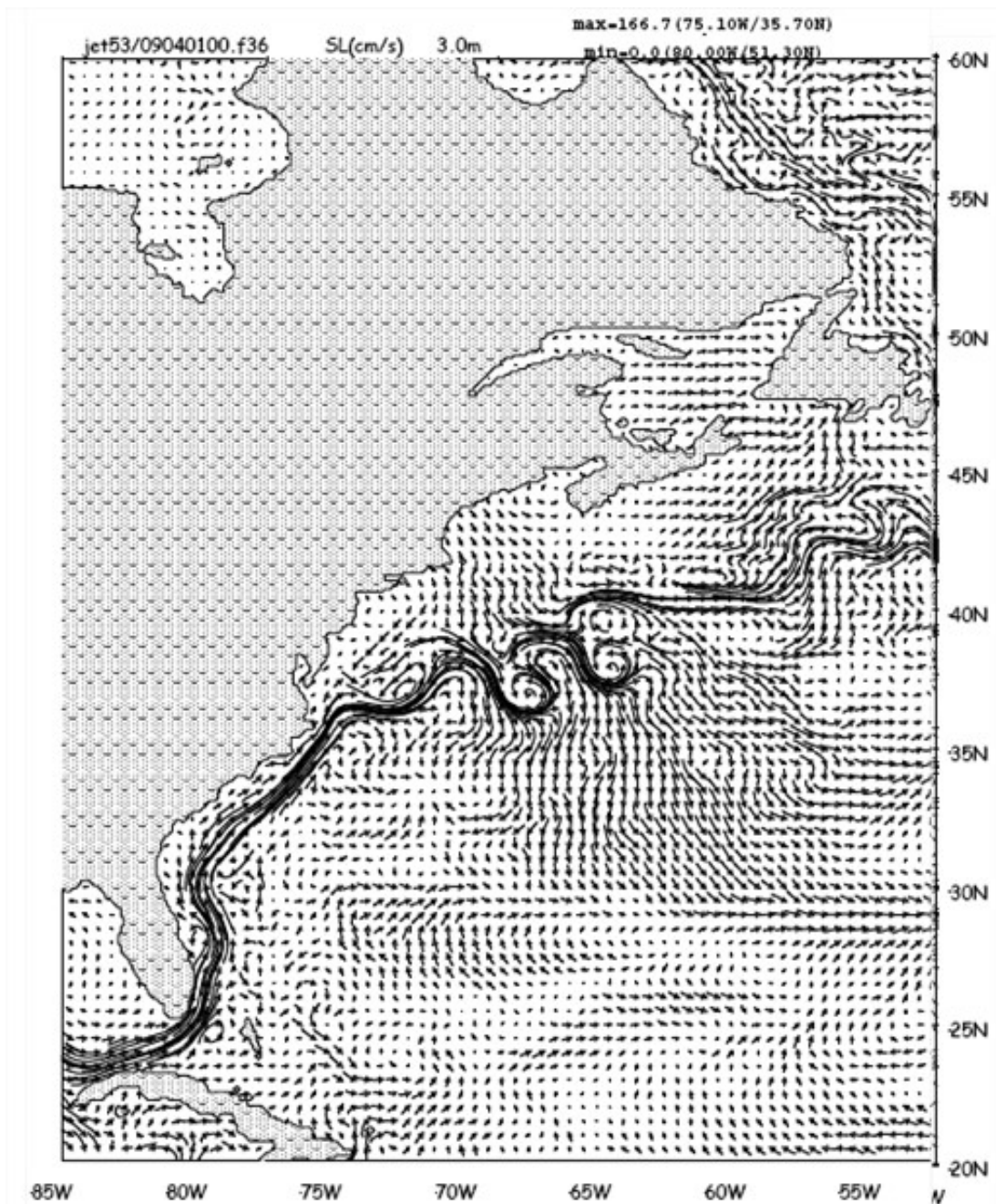


Рис. 5. Линии тока на поверхности в районе течения Гольфстрим в эксперименте F36 в контрольный момент времени через 2 года и три месяца после начала экспериментов. Соответствует состоянию на первое апреля.

В наиболее «вязком» эксперименте F37 в конце расчетов (рис. 7) наблюдается начало формирования антициклонической вихревой структуры севернее мыса Гаттерас. Такой меандр образовывался и в нескольких расчетах в модели POP [Gryan et al., 2007]. Этот антициклонический меандр не только не согласуется с реальной картиной течения, но и является причиной диссипации кинетической энергии Гольфстрима. Это способствует ослаблению продвижения струи вглубь океана и уменьшению объема переносимых Гольфстримом вод.

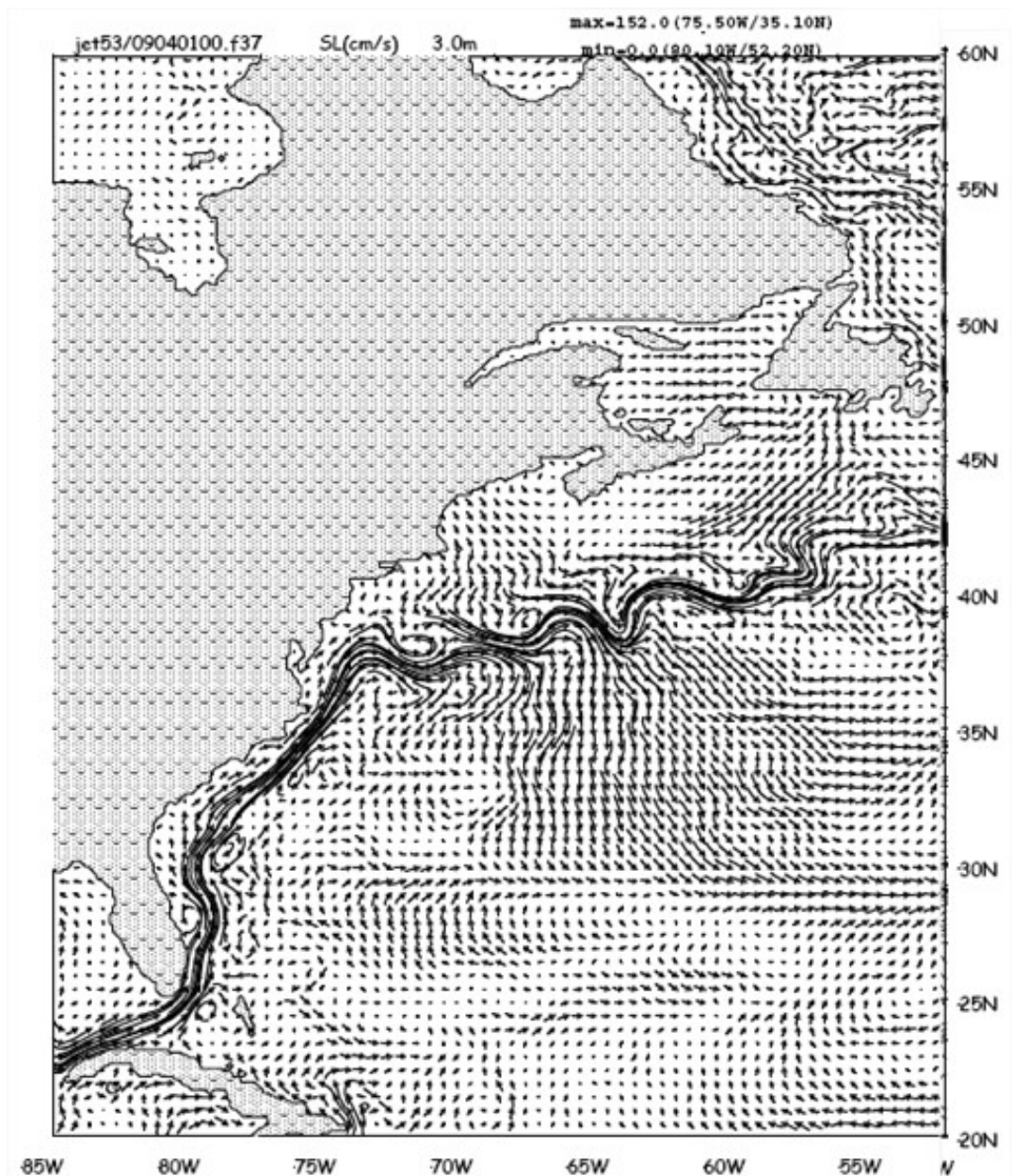


Рис. 6. Линии тока на поверхности в районе течения Гольфстрим в эксперименте F37 в контрольный момент времени через 2 года и три месяца после начала экспериментов. Соответствует состоянию на первое апреля.

Вдоль Гольфстрима с течением времени активно формируются меандры и вихревые структуры, которые могут сохраняться не один сезон, а более длительное время – до трех лет. Известно, что большие меандры Гольфстрима часто становятся неустойчивыми и отрываются от потока, образуя ринги - кольца совершающей круговое движение воды, тогда как в центре ринга находится неподвижная вода, охваченная меандром во время его формирования.

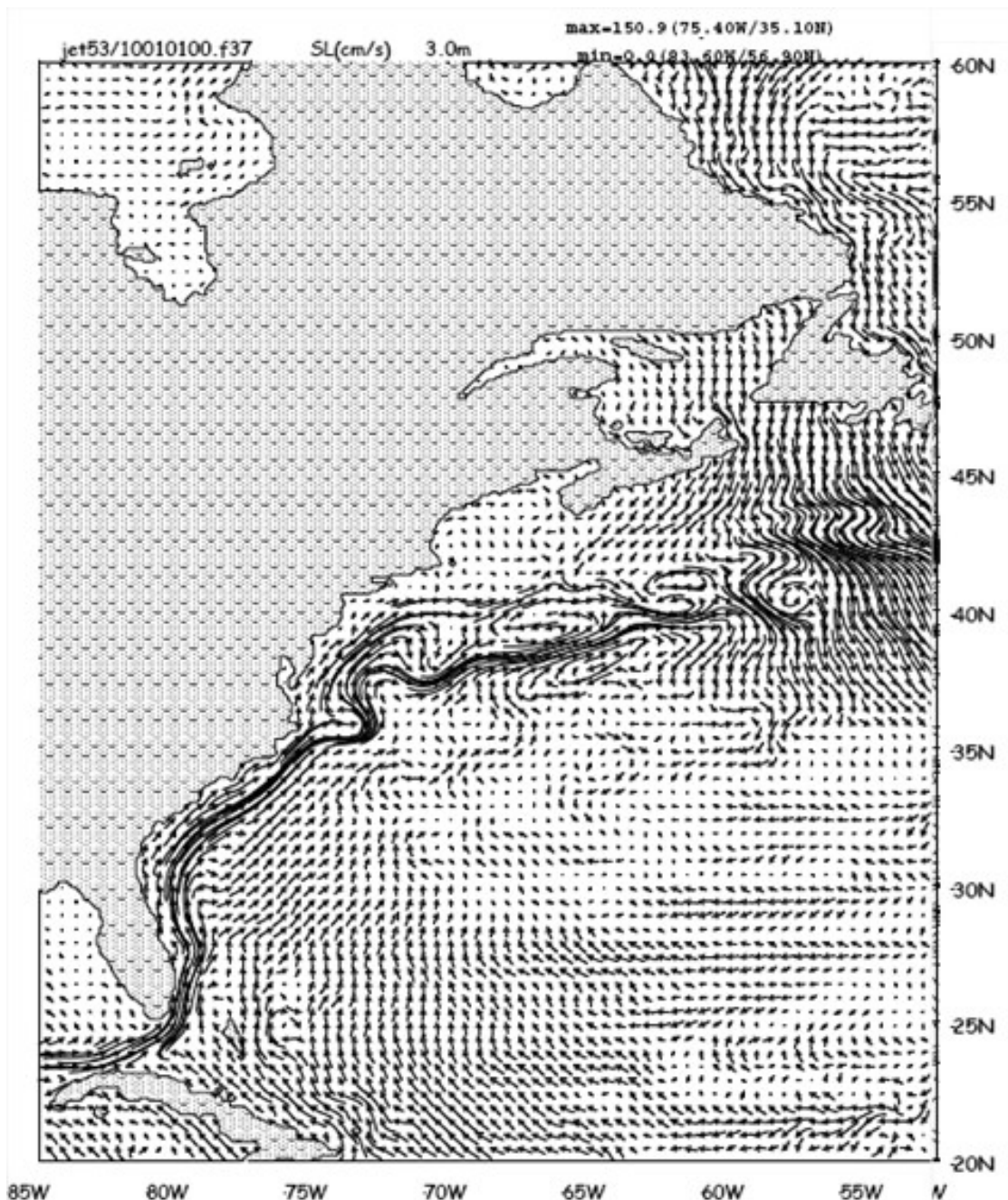


Рис. 7. Линии тока на поверхности в районе течения Гольфстрим в эксперименте F37 в конце расчетов через 3 года. Состояние на 1 января.

На левой окраине течения образуются антициклонические ринги диаметром 150-200 км с относительно тёплой водой, а к югу от Гольфстрима появляются циклонические ринги диаметром около 200 км, несущие относительно холодную воду. [Монин, Жихарев, 1990]. Два таких ринга можно наблюдать и в нашей модели на рис. 5.

Согласно наблюдениям, ринги Гольфстрима не только вращаются, но и перемещаются в океане со скоростью 3—5 см/с. И в эксперименте F36 наблюдается юго-западный дрейф циклонических рингов с холодным центром. Достигнув восточного побережья полуострова Флорида, эти ринги исчезнут, слившись с Гольфстримом.

Способность модели воспроизводить процессы формирования, отделения и слияния вихрей с Гольфстримом имеет большое значение, т.к. водовороты вдоль Гольфстрима переносят столько же энергии, сколько и основное течение, а значит, все эти процессы существенно влияют на энергетический баланс океана. Отметим, что подобной динамики не наблюдалось в более «вязких» экспериментах.

Таким образом, благодаря переходу к вихреразрешающему разрешению, усовершенствованию параметризации подсеточных турбулентных процессов и некоторым другим доработкам в модели ИВМ-ИО удалось воспроизвести реалистичную динамику течения Гольфстрим, включая отрыв от склона шельфа в районе мыса Гаттерас, перенос теплых поверхностных вод вглубь океана до Ньюфаундленда, активное меандрирование и образование рингов около основного течения, дрейфующих в сторону материка.

В заключении обсуждаются основные результаты диссертационной работы.

В приложениях приведены (1) вид пространственных операторов в криволинейных ортогональных координатах, (2) вид дифференциальных операторов в криволинейных системах координат, (3) детальное описание используемой в модели расчетной схемы, (4) преобразование и аппроксимация уравнения гидростатики, (5) аппроксимация граничных условий, (6) аппроксимация по времени уравнений динамики, (7) вывод системы двумерных уравнений мелкой воды для баротропных колебаний, (8) процедура включения баротропного решения в полное решение системы.

Основные результаты работы и выводы

1. Проведены первые численные эксперименты в глобальной вихреразрешающей модели ИВМ-ИО с сезонным атмосферным воздействием и с межгодовым атмосферным воздействием, соответствующим периоду с 1958 по 2001 гг. Анализ полученных решений показал, что результаты согласуются с результатами других океанических моделей и данными наблюдений;
2. В трехмерной модели океана усовершенствованы схемы параметризации подсеточных турбулентных процессов, в том числе реализована KPP-параметризация турбулентной вертикальной вязкости и диффузии, улучшающая перемешивание в верхнем погранслое и обеспечивающая более естественную конвекцию;
3. Проведены исследования зависимости динамики Гольфстрима от параметризации подсеточных турбулентных процессов и других параметров в модели ИВМ-ИО;
4. Установлена та конфигурация модели и те параметризации, при которых воспроизводится реалистичная динамика течения Гольфстрим: отрыв основной струи от материка в районе мыса Гаттерас,

перенос теплых поверхностных вод вглубь океана до Ньюфаундленда, активное меандрирование и образование рингов около основного течения, их дрейф и дальнейшее слияние с Гольфстримом.

В своей работе автор под руководством своего научного руководителя Р.А. Ибраева внес весомый вклад в доработку и развитие модели океана, разрабатываемой совместно в ИВМ и ИО РАН. Насколько нам известно, в России модель ИВМ-ИО стала первой океанической моделью, которая может успешно работать при вихреразрешающем разрешении для всего Мирового океана. А в мире сейчас есть лишь единицы глобальных моделей с вихреразрешающим разрешением ($1/10^\circ$ и выше), в рамках которых были сделаны подобные расчеты на десятки лет.

Конечно, более эффективным инструментом для изучения и прогнозирования климатических процессов являются совместные модели атмосферы и океана. И трехмерная вихреразрешающая модель, реалистично воспроизводящая основные термогидродинамические процессы в океане, может служить океаническим блоком модели климатической системы Земли. Работы по созданию модели климата и прогноза погоды, включающей в себя модель глобальной атмосферы и данную модель Мирового океана, ведутся в ИВМ и ИО РАН.

Публикации автора по теме диссертации

1. Модели глобальной атмосферы и Мирового океана: алгоритмы и суперкомпьютерные технологии: Учеб. пособие / Коллектив авторов; Предисл.: В.А.Садовничий. – М.: Издательство Московского университета, 2013. – 144 с., илл. – (Серия «Суперкомпьютерное образование»)
2. Ибраев Р.А., Хабеев Р.Н., Ушаков К.В., 2012. Вихреразрешающая $1/10^\circ$ модель Мирового океана. **Известия РАН. Физика атмосферы и океана**, 48(1), 45-55
3. Ибраев Р.А., Калмыков В.В., Ушаков К.В., Хабеев Р.Н. Вихреразрешающая $1/10^\circ$ модель Мирового океана. Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. научн. тр. Вып. 25, том 2 / НАН Украины, МГИ, ИГН, ОФ ИнБЮМ – Севастополь, 2011. - 30-44.