

УДК 551.581:551.583

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И СОВРЕМЕННОГО ЗАМЕДЛЕНИЯ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ МОДЕЛИ INMOM

Н.А. Дианский, А.В. Гусев

Институт вычислительной математики (ИВМ) РАН,  
119333, г. Москва, ул. Губкина 8, [nikolay.diansky@gmail.com](mailto:nikolay.diansky@gmail.com)

**Резюме.** Представлены результаты расчётов глобальной циркуляции океана и ее межгодовой изменчивости за период 1948-2007гг. с помощью модели общей циркуляции океана ИВМ РАН (INMOM – Institute of Numerical Mathematics Ocean Model). Выявлена междекадная изменчивость климата, в том числе заметное уменьшение интенсивности Атлантической термохалинной циркуляции, меридионального переноса тепла в Северной Атлантике и поступления тепла из Северной Атлантики в атмосферу с конца 1990 годов. Это – отрицательная обратная связь в климатической системе Земли, направленная на замедление потепления климата («hiatus»), вызванного в последние десятилетия, в основном, антропогенными факторами. Выявлена также долгопериодная – около 60 лет – изменчивость Атлантической термохалинной циркуляции, которая с задержкой около 10 лет влияет на термическое состояние поверхности Северной Атлантики. Обосновывается предположение о том, что этот механизм может делать вклад в формирование собственной долгопериодной изменчивости Атлантической термохалинной циркуляции.

**Ключевые слова:** общая циркуляция океана, численное моделирование, физика морских льдов, изменения климата

## SIMULATION OF THE CLIMATE CHANGE PROCESS AND THE PRESENT GLOBAL WARMING DECELERATION WITH INMOM

N.A. Diansky, A.V. Gusev

Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences,  
Gubkina st., 8, 119333, Moscow, RUSSIA,  
[nikolay.diansky@gmail.com](mailto:nikolay.diansky@gmail.com), [anatoly.v.gusev@gmail.com](mailto:anatoly.v.gusev@gmail.com)

**Summary.** Simulations of the global ocean circulation and its inter-annual variability for 1948-2007 were conducted using ocean general circulation model INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model). The inter-decadal climatic variability was found, in particular, a discernible decrease in Atlantic thermohaline circulation, meridional heat transport in the North Atlantic, and heat transport from the North Atlantic to the atmosphere since the late 1990's. This constitutes the negative feedback in the Earth's climate system leading to

---

deceleration («hiatus») of climate warming caused primarily by anthropogenic factor in the last decades. Long-term variability of 60-year period in Atlantic thermohaline circulation was found. It influences the thermal state of the North Atlantic surface with 10 years delay. The hypothesis is justified that this mechanism can contribute to inherent long-term variability of Atlantic thermohaline circulation.

**Keywords:** ocean general circulation, numerical simulation, sea ice physics, climate change

## Введение

В связи с происходящими современными климатическими изменениями весьма актуальной задачей является подробное причинно-следственное и количественное описание процессов, происходящих в океане – важнейшем звене климатической системы Земли (Володин и др., 2010). Это невозможно сделать, опираясь только на диагностический анализ данных наблюдений, поскольку их недостаточно, особенно в глубоководных частях Мирового океана (МО). Поэтому важнейшим современным инструментарием решения таких задач является численное моделирование и вычислительный эксперимент. Они позволяют получать количественные оценки межгодовых изменений термохалинной циркуляции в МО в целом и его отдельных акваториях.

Исследования изменчивости состояния вод МО с использованием численных моделей, основанных на решении трехмерных уравнений геофизической гидродинамики, начались с середины 1960 годов (см. классические работы (Саркисян, 1966; Bryan, 1969)). С тех пор произошёл значительный прогресс в развитии моделей общей циркуляции океана (МОЦО). При этом заметные успехи достигнуты в математической постановке, численных методах решения уравнений и параметризациях подсеточных процессов. В наибольшей степени эти достижения определяются бурным развитием вычислительной техники, что позволило в МОЦО перейти от пространственных разрешений по горизонтали в  $5^\circ$  до порядка  $1/10^\circ$  (Ибраев и др., 2012). Однако на нынешнем этапе развития столь высокое пространственное разрешение не позволяет проводить практические расчеты на сотни лет. Поэтому для долгосрочных расчетов по воспроизведению и прогнозу климата океана в настоящее время применяются модели с относительно невысоким разрешением порядка  $1/2^\circ$ .

Наиболее близка тематике воспроизведения характеристик общей циркуляции океана международная программа Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (CORE) (Griffies et al., 2009; Danabasoglu et al., 2014). Ее целью является исследование циркуляции МО и её изменчивости на основе мульти модельного подхода, при котором все модели, участвующие в сравнении, должны использовать одинаковые сценарии экспериментов и одни и те же исходные данные для расчёта атмосферного воздействия. Первая серия расчётов CORE-I (Griffies et al., 2009) посвящена воспроизведению среднеклиматического квазистационарного

---

состояния океана и морского льда, а вторая – CORE-II (Danabasoglu et al., 2014) – их межгодовой изменчивости, при этом проводится сравнение результатов моделирования с комплексом разнородных данных наблюдений. В данной работе представлены результаты экспериментов с МОЦО INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model), проведенных в рамках CORE-II (Danabasoglu et al., 2014). В настоящей статье приводятся некоторые дополнительные характеристические оценки океанической циркуляции, важные с точки зрения авторов для анализа климатической изменчивости.

## **1 Описание модели общей циркуляции океана INMOM и сценария численного эксперимента**

Разработанная в ИВМ РАН МОЦО INMOM относится к классу  $\sigma$ -моделей океана (Griffies, 2005) Современные МОЦО представляют собой сложные вычислительные комплексы, которые включают системы уравнений, описывающих крупномасштабную циркуляцию океана, методологию их численного решения, алгоритмы и программную реализацию, обработку результатов численных экспериментов (Griffies et al., 2009; Danabasoglu et al., 2014; Griffies, 2005, Marchuk et al., 2003; Дианский, 2013; Zalesny et al., 2012). Их создание, тестирование и оценка адекватности воспроизведения реальных процессов предполагает совместную информационную обработку результатов расчётов и данных наблюдений. Современные модели должны обеспечивать адекватное воспроизведение широкого спектра процессов, протекающих в океанах и морях.

Наиболее полно модель INMOM описана в (Дианский, 2013). В её основе лежит система примитивных уравнений в приближениях гидростатики и Буссинеска, записанная в обобщенных ортогональных координатах по горизонтали и в  $\sigma$ -системе координат по вертикали. Прогностическими переменными модели служат горизонтальные компоненты вектора скорости, потенциальная температура, солёность и отклонение уровня океана от невозмущенной поверхности (Дианский, 2013; Zalesny et al., 2010). Для расчёта плотности используется уравнение состояния, учитывающее сжимаемость морской воды и специально предназначенное для моделей циркуляции океана (Brydon et al., 1999).

При численной реализации INMOM используется метод расщепления (Марчук, 2009; Marchuk et al., 2005) по физическим процессам и пространственным координатам, что является ее отличительной особенностью от других известных моделей (Griffies, 2005). Для этого уравнения динамики океана записываются в специальной симметризованной форме. Она позволяет представить оператор дифференциальной задачи в виде суммы более простых операторов, каждый из которых является неотрицательным в норме, определяемой законом сохранения полной энергии. Это дает возможность расщепить оператор полной задачи на ряд более простых подзадач и построить их пространственные аппроксимации так, чтобы энергетическим законам

---

сохранения, выполняющимся для исходной дифференциальной задачи, удовлетворяли все расщепленные дискретные задачи. Разностные аппроксимации по пространственным координатам строятся на «С» – сетке (Лебедев, 1964; Mesinger and Arakawa, 1976).

Метод расщепления позволяет эффективно реализовывать неявные и малодиссипативные полунеявные схемы интегрирования по времени, которые дают возможность использовать шаг по времени в несколько раз больший, чем в моделях океана, основанных на явных схемах, с аналогичными пространственным разрешением и коэффициентами вязкости и диффузии.

Для переноса импульса используется полунеявная схема Кранка–Николсон по времени и полудивергентная аппроксимация по пространству, гарантирующая неотрицательность оператора переноса и каждого из его компонентов при расщеплении по направлениям (Марчук, 2009). Оператор боковой вязкости представляет собой комбинацию операторов 2-го и 4-го порядков (Дианский, 2013; Zalesny et al., 2012). Для вязкости 2-го порядка используется неявная схема по времени и трёхточечная аппроксимация по выделенному направлению. Для вязкости 4-го порядка используется явная схема по времени с двукратным применением пятиточечного шаблона по горизонтальному подпространству.

Компоненты горизонтального градиента давления рассчитываются с использованием уравнения гидростатики в специальной форме (Zalesny et al., 2012), которая позволяет уменьшить погрешности при разностных аппроксимациях в  $\sigma$ -системе координат, так как они равны нулю для линейного по глубине профиля плотности, дающего значительный вклад в полный вертикальный профиль, а также потому что в ней заранее вычитается та часть нелинейного по глубине профиля плотности, которая не дает вклада в горизонтальный градиент давления. В задаче геострофического приспособления компоненты ускорения Кориолиса аппроксимированы неявно.

Для переноса температуры и солености по времени используется явная схема Мацуно, а по пространству – разностная аппроксимация дивергентного типа, гарантирующая сохранение полного тепло- и солесодержания в случае отсутствия потоков на границах. Это важно для проведения климатических расчетов на длительные сроки. В качестве боковой диффузии для температуры и солености применяется изопикническая диффузия с постоянным коэффициентом, реализованная полулагранжевым методом (Володин и др., 2010).

В качестве граничных условий на поверхности океана задаются потоки тепла, солёности и импульса. Для температуры и солености на боковых границах и дне ставится условие отсутствия потоков. На границах для скорости ставится условие непротекания, дополненное условиями свободного скольжения на боковых границах и квадратичного трения на дне (Дианский, 2013).

---

Используемая версия INMOM для МО построена в криволинейной ортогональной системе координат, полученной путем конформного преобразования географической системы. Один полюс располагается на пиве Таймыр, а второй – в Антарктиде симметрично первому относительно экватора, таким образом, чтобы последний в модельной системе координат совпадал с географическим. Окрестность экватора является волноводом для экваториально захваченных волн Кельвина и Россби, где также формируется сложная структура приповерхностных и подповерхностных течений и противотечений, воспроизведение которой очень важно, в частности, для правильного описания явления Эль-Ниньо – Южное колебание. Поэтому сохранение положения экватора в расчётной системе координат позволяет лучше воспроизводить эти процессы.

Для адекватного воспроизведения характеристик океана в высоких широтах в INMOM включена модель морского льда. Она состоит из трёх модулей. Модуль термодинамики (Яковлев, 2009) описывает намерзание льда, выпадение снега, а также их таяние за счёт тепловых процессов. Модуль переноса льда служит для расчёта эволюции ледяного и снежного покровов вследствие дрейфа, для чего используется монотонная схема переноса (Briegleb et al., 2004), обеспечивающая неотрицательность концентрации и массы снега и льда. И, наконец, модуль динамики льда рассчитывает эволюцию скорости его движения, которая изменяется за счёт воздействия ветра, поверхностных течений океана, суточного вращения Земли, уровенной поверхности океана и взаимодействия льдин друг с другом, которое описывается упруго-вязко-пластичной реологией (Hunke and Dukowicz, 1997).

Для моделирования Мирового океана используется пространственное разрешение  $1^\circ \times 0,5^\circ$  в горизонтальных координатах и 40 неравномерно распределенных  $\sigma$ -уровней по глубине. Основной шаг по времени при расчётах равен 1 часу, внутренний шаг для переноса температуры и солености, выполненного по явной схеме, составляет 30 мин.

Топография дна, используемая в модели, была получена из данных (ETOPO2, 2006). Эти данные были сглажены для устранения пространственной изменчивости, масштабы которой меньше шага модельной сетки и интерполированы с исходной географической системы на расчётную область.

Коэффициент изопикнической диффузии для температуры и солености задавался равными  $4 \times 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$ . Величина коэффициента боковой вязкости 4-го порядка задавалась прямо пропорциональной 4-й степени шага по пространству и обратно пропорциональной шагу по времени. В частности, на экваторе коэффициент в зональном направлении был равен  $1,7 \times 10^{21} \text{ см}^4/\text{с}$ .

Для описания вертикального турбулентного перемешивания использовалась параметризация (Pacanovsky and Philander, 1981). В зависимости от числа Ричардсона коэффициент вязкости изменялся от 1  $\text{см}^2/\text{с}$  до  $75 \text{ см}^2/\text{с}$ , а диффузии – с фонового значения  $0,05 \text{ см}^2/\text{с}$  до  $50 \text{ см}^2/\text{с}$ .

---

Чтобы избежать возможных ситуаций «выклинивания» вертикальных профилей температуры и солености в приповерхностном слое океана, в верхнем 5-метровом слое коэффициенты диффузии и вязкости задавались равными  $500 \text{ см}^2/\text{с}$ . В случае неустойчивой стратификации, коэффициент вертикальной диффузии увеличивался до значения  $500 \text{ см}^2/\text{с}$ , а коэффициент вязкости брался равным  $75 \text{ см}^2/\text{с}$ . Для операторов диффузии и вязкости по вертикали использовалась трёхточечная аппроксимация по глубине и неявная схема по времени.

Описанная версия INMOM также служит океаническим компонентом в модели земной системы (Володин и др., 2010, 2013), созданной в ИВМ РАН и участвующей в программе МГЭИК по прогнозированию изменений климата, а также в экспериментальной модели долгосрочного прогноза Гидрометцентра РФ (Толстых и др., 2014).

Согласно сценарию CORE-II (Danabasoglu et al., 2014), интегрирование модели было проведено на пять последовательных 60-летних циклов, соответствующих периоду с 1948 по 2007 гг. Для проведения экспериментов при расчете атмосферного воздействия использовалась специальная база CORE (Large and Yeager, 2009) приповерхностных атмосферных характеристик, в основе которой лежат данные реанализа NCEP/NCAR.

В качестве начальных условий задавалось отсутствие снега и льда, состояние покоя МО и среднеянварские климатические температура и соленость, интерполированные на модельную область, из данных атласа (Levitus et al., 1998), имеющих пространственное разрешение  $1/4^\circ$  на 33 стандартных океанографических горизонтах. Такой подход позволяет сократить время интегрирования модели для получения реалистичной циркуляции до 50-60 лет.

Атмосферные характеристики CORE включают в себя температуру воздуха, влажность и скорость ветра на высоте 10 м и атмосферного давления на уровне моря (временной интервал 6 ч); длинноволновую и коротковолновую радиацию (временной интервал 24 ч); среднемесячные атмосферные осадки и сток рек. Пространственное разрешение полей этих атмосферных характеристик по долготе составляет  $1,8750^\circ$ . По широте же разрешение неравномерное. У экватора оно составляет  $1,9048^\circ$ , и нарастает к полюсам до  $1,8888^\circ$ . Поскольку данные CORE были заданы в обычной географической системе координат на сетке, они переводились на модельную область внутри расчетного блока модели путём пространственной интерполяции, основанной на решении уравнения Лапласа на сфере и позволяющей избежать ложных экстремумов (Гусев, 2009).

Расчёт потоков тепла, солёности и импульса на поверхности океана осуществлялся согласно балк-формулам (см., например (Дианский, 2013)). Сток рек рассчитывался в виде псевдоосадков, сосредоточенных в акваториях, примыкающих к устьям рек.

---

Поскольку для температуры на поверхности океана существует естественная отрицательная обратная связь с предписанной температурой воздуха через поток явного тепла, коррекция потока тепла на поверхности океана не проводилась. Для солёности же такой обратной связи не существует. Поэтому осуществлялась привязка поверхностной солёности к климатическим данным (Levitus et al., 1999) путем введения в поток солёности на поверхности моря релаксационной добавки, представляющей собой разность модельной и климатической приповерхностной солености умноженной на коэффициент равный  $1,5 \times 10^{-4}$  см/с, что можно трактовать как релаксацию модельной солености, осреднённой по 10-метровому верхнему слою, к климатическим значениям, с временным масштабом около 80 суток. Необходимость коррекции потока солёности на поверхности моря объясняется также тем, что точность задания осадков и стока рек недостаточно высока.

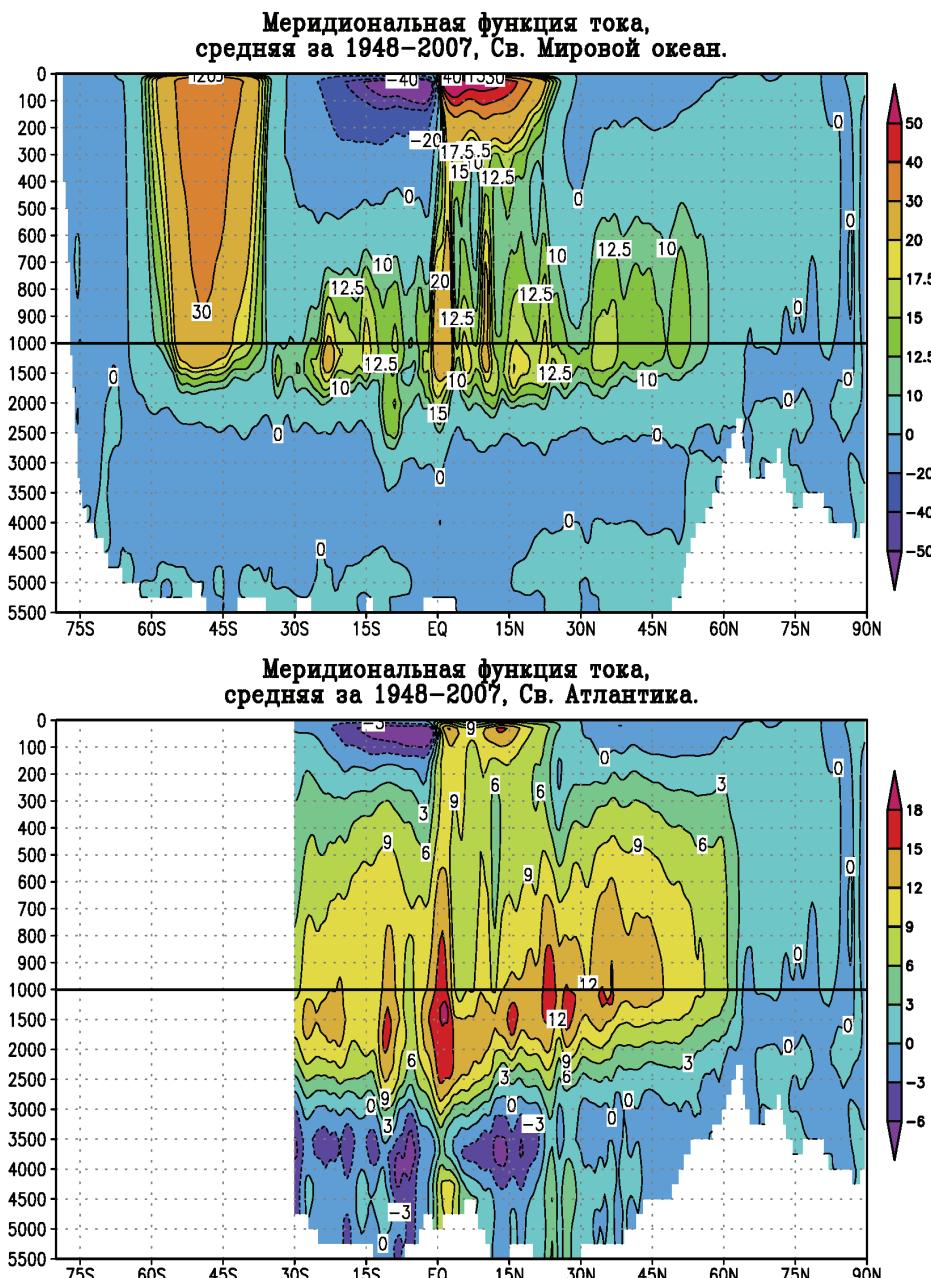
Согласно сценарию CORE-II, являющемуся обязательным требованием для всех моделей – участниц этого проекта (Danabasoglu et al., 2014), результаты последнего 5-го 60-летнего цикла рассматриваются как основные данные, характеризующие изменчивость циркуляции МО за период с 1948 по 2007 гг. Ниже приводится анализ воспроизведенных климатических характеристик океана и их межгодовой изменчивости за этот период времени.

## **2 Воспроизведение характеристик термохалинной циркуляции Мирового океана и их эволюции во второй половине 20 века**

### **2.1 Меридиональная циркуляция**

На рис. 1 приведена рассчитанная средняя за последний цикл 1948–2007 гг. функция тока зонально-интегральной циркуляции для всего Мирового океана (вверху) и для Атлантики (внизу). Характерной особенностью вертикальных круговоротов является вызываемая пассатами приповерхностная дипольная структура у экватора с интенсивным экваториальным апвеллингом (рис. 1, вверху). Это т.н. *tropical shallow cells*, интенсивность которых в Тихом океане выше, чем в Атлантическом. Именно поэтому они более выражены для картины меридиональной циркуляции для Мирового океана, чем для Атлантики. Величины расходов в этих ячейках по модулю превышают 40 Св. Центры этих круговоротов расположены на глубине 50 м на расстоянии около  $5^{\circ}$  по широте к северу и югу от экватора. В Южном океане хорошо выделяется Диконова ячейка (Bryan, 1991) с интенсивностью до 35 Св, расположенная между  $60^{\circ}\text{S}$  и  $37^{\circ}\text{S}$  и проникающая от поверхности до глубин в 2 км. Она генерируется интенсивным экмановским дрейфом, вызванным сильными западными ветрами в зоне т.н. «ревущих сороковых» в области Антарктического циркумполярного течения (АЦТ). В работе (Döös and Webb, 1994) исследуются некоторые аспекты

формирования Диконовой ячейки и делается вывод, что эта ячейка пропадает, если ее рассматривать в изопикнических координатах.



*Рисунок 1 – Среднегодовая функция тока зонально-интегральной циркуляции, Св. Вверху – для глобального океана, внизу – для Атлантического. Положительные значения соответствуют круговороту по часовой стрелке, отрицательные – против часовой стрелки.*

К такому ошибочному, на наш взгляд, положению, авторы работы (Döös and Webb, 1994) пришли на основе результатов моделирования по упрощённой модели, в которой занижена интенсивность конвекции на северной периферии этой ячейки. Однако в пространственной картине распределения термохалопикнических полей из наблюдений (Levitus et al., 1998) и расчетов по МОЦО (см. например, в (Дианский, 2013) рис. 2.8) здесь присутствует конвекция, особенно сильно проявляющаяся в распределении солености, когда более пресные приповерхностные воды АГТ поступают в глубинные слои за счет опускания вод в северной периферии якобы пропадающей в изопикнических координатах Диконовой ячейки.

В Северном полушарии основной крупномасштабный круговорот меридиональной функции тока имеет максимум порядка 17 Св на глубине около 1 км и широте 35°с.ш. Этот круговорот обусловлен меридиональной циркуляцией в Атлантическом океане, где она имеет классический вид монопольной ячейки (рис. 1, внизу). Рассчитанная меридиональная циркуляция хорошо согласуется, например, с результатами (Masumoto et al., 2004).

На рис. 2 показаны среднегодовой меридиональный перенос тепла (МПТ), рассчитанный в модели как средний за последний цикл 1948–2007 гг. МПТ является одной из важнейших характеристик циркуляции Мирового океана, оказывающих большое влияние на состояние климатической системы Земли в целом. Результаты расчётов хорошо согласуются, за исключением небольшого снижения для Атлантического сектора на 0,2 ПВт в тропиках ( $\pm 30^{\circ}$  широты), с данными из (Trenberth and Carron, 2001), где величины МПТ получены с помощью косвенных оценок по данным наблюдений. Это также имеет место для большинства моделей из проекта CORE (Danabasoglu et al., 2014), в которой эта ситуация изучается более тщательно с привлечением и других данных по оценкам МПТ в Атлантике (Large and Yeager, 2009; Johns et al., 2011; Bryden and Imawaki, 2001).

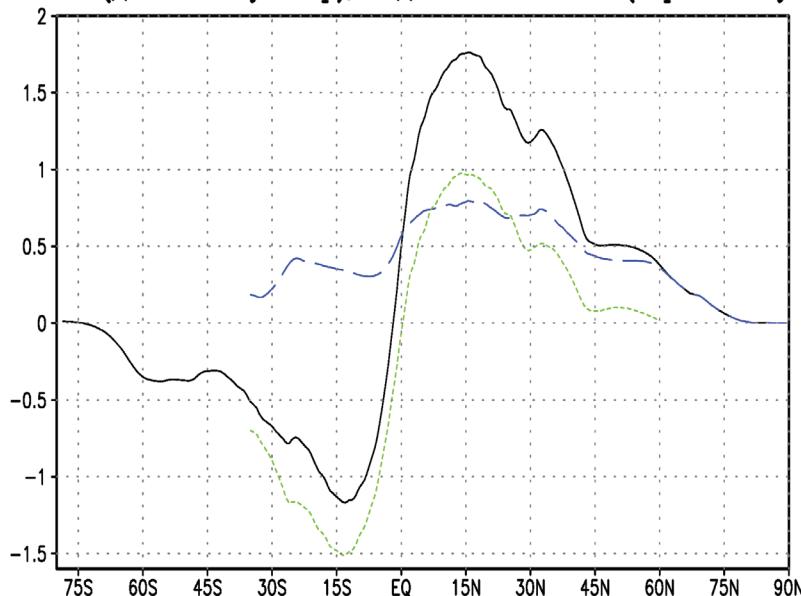
Рассчитанный по INMOM глобальный среднегодовой МПТ (рис. 2, сплошная линия) имеет максимум около 1,8 ПВт на  $15^{\circ}$ с.ш. и минимум – 1,2 ПВт на  $14^{\circ}$ ю.ш. В Северном полушарии, выше 40-й параллели, перенос тепла к полюсу осуществляется, в основном, за счет переноса тепла в Атлантическом океане, который связан с западным пограничным течением вдоль всего Американского континента.

Величина теплопереноса в Атлантике (рис. 2, длинный пунктир) возрастает с 0,3 до 0,8 ПВт на  $19^{\circ}$ с.ш. и далее убывает вместе с поворотом на восток и уменьшением интенсивности Гольфстрима и Северо-Атлантического течения. Особенностью рассчитанного МПТ в Атлантике является его относительное постоянство порядка 0,35 ПВт в тропиках южного полушария и дальнейший заметный рост на 0,3 ПВт в районе экватора. Перенос тепла на север в области южнее экватора до  $35^{\circ}$ ю.ш. вызван тем, что в Атлантике южная приэкваториальная ячейка, отвечающая за перенос тепла в Южном направлении, несколько

---

подавлена. Она имеет максимальный расход всего 5 Св (северная – более 10 Св), что может быть вызвано направленным на север экмановским переносом в Южной Атлантике. К тому же на глубине около 1 км располагается вытянутая вдоль всей Атлантики ячейка циркуляции с направлением по часовой стрелке и величиной расхода, достигающей 15 Св, которая также ответственна за перенос тепла на север.

**Меридиональный перенос тепла, ПВт. Глобальный (сплошная), Атлантика(длинный пунктир), Индийский и Тихий (короткий пунктир)**



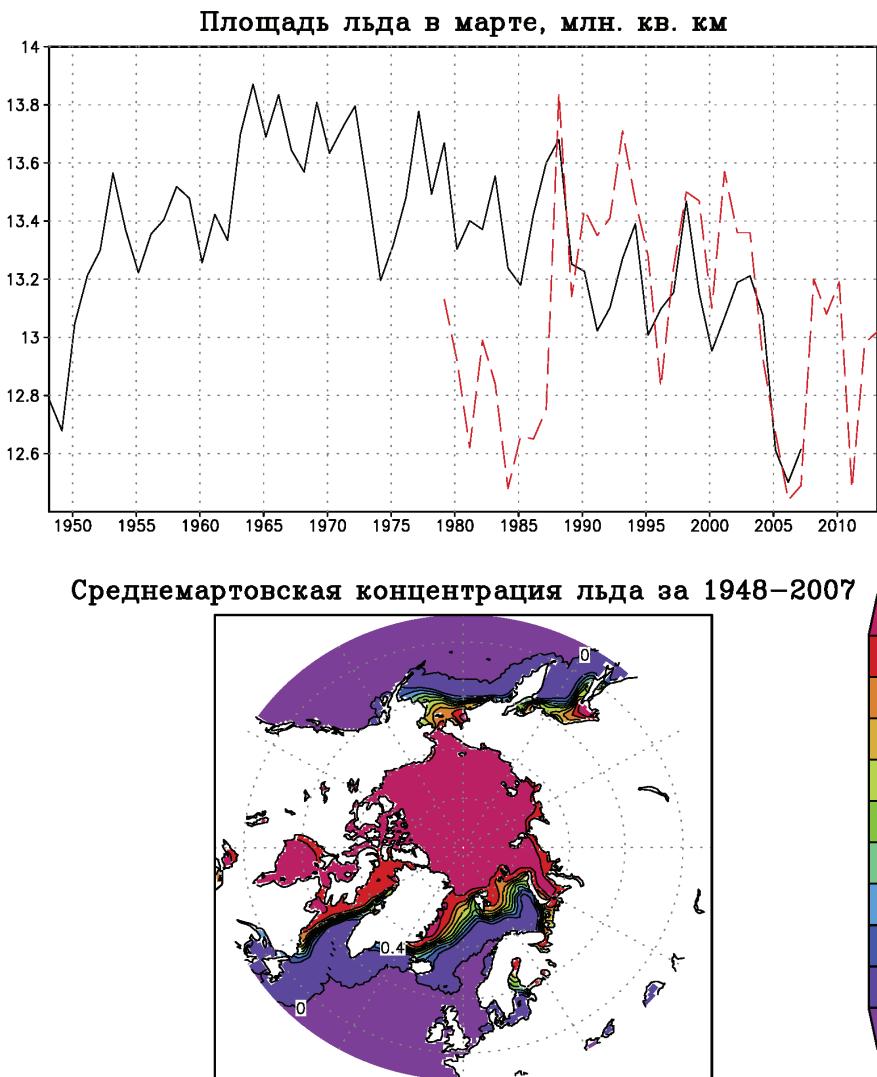
*Рисунок 2 – Среднегодовой меридиональный перенос тепла по результатам расчетов, ПВт: Мировой океан (сплошная линия), Атлантический океан (длинный пунктир), суммарный перенос в Тихом и Индийском океане (короткий пунктир).*

В Южном полушарии перенос тепла определяется, главным образом, процессами в Тихом и Индийском океанах. Совместный перенос тепла в этих океанах на юг (рис. 2, короткий пунктир) достигает максимума 1,5 ПВт на 15°ю.ш.

## 2.2 Морской лёд в Северном Ледовитом океане.

На рис. 3-6 показаны карты сплошенностя морского льда в Северном ледовитом океане (СЛО) и его толщины в марте и сентябре, средние за 1948-2007гг., а также временные эволюции площади морского льда и его объема за этот период. Результаты хорошо согласуются с данными наблюдений из National Snow and Ice Data Center (NSIDC), доступными по веб-адресу <ftp://sidads.colorado.edu/DATASETS/NOAA/G02135/>. Здесь следует отметить, что значительное рассогласование модельных величин и данных наблюдений для марта до 1987г. на рис. 3 вызвано тем, что до

этого года лед Охотского моря не учитывался в наблюдениях, а после этого срока его площадь присоединялась к площади льда СЛО.



*Рисунок 3 – Вверху – временной ход площади льда в СЛО за последний цикл интегрирования с атмосферным воздействием за 1948–2007 гг. по результатам расчётов (сплошная линия) и по данным NSIDC (пунктир),  $10^6 \text{ км}^2$ . Внизу – среднемесячная сплошность льда в марте, средняя за последний цикл 1948–2007 гг.*

Поэтому в площади сентябрьского льда (рис. 4) этого рассогласования нет, так как в это время Охотское море свободно от льда. Корреляция площади морского льда для марта с исключенным трендом составляет 0,81, а для сентября 0,87, что является очень неплохим показателем, учитывая неточности в задаваемых потоках и пространственное разрешение модели. Следует отметить, что нельзя предсказать поведение

интегральных характеристик морского льда для летнего периода, основываясь на их значениях для зимнего периода. Для этого достаточно сравнить площадь морского льда для 2006 и 2007 гг. на рис. 3 и 4.

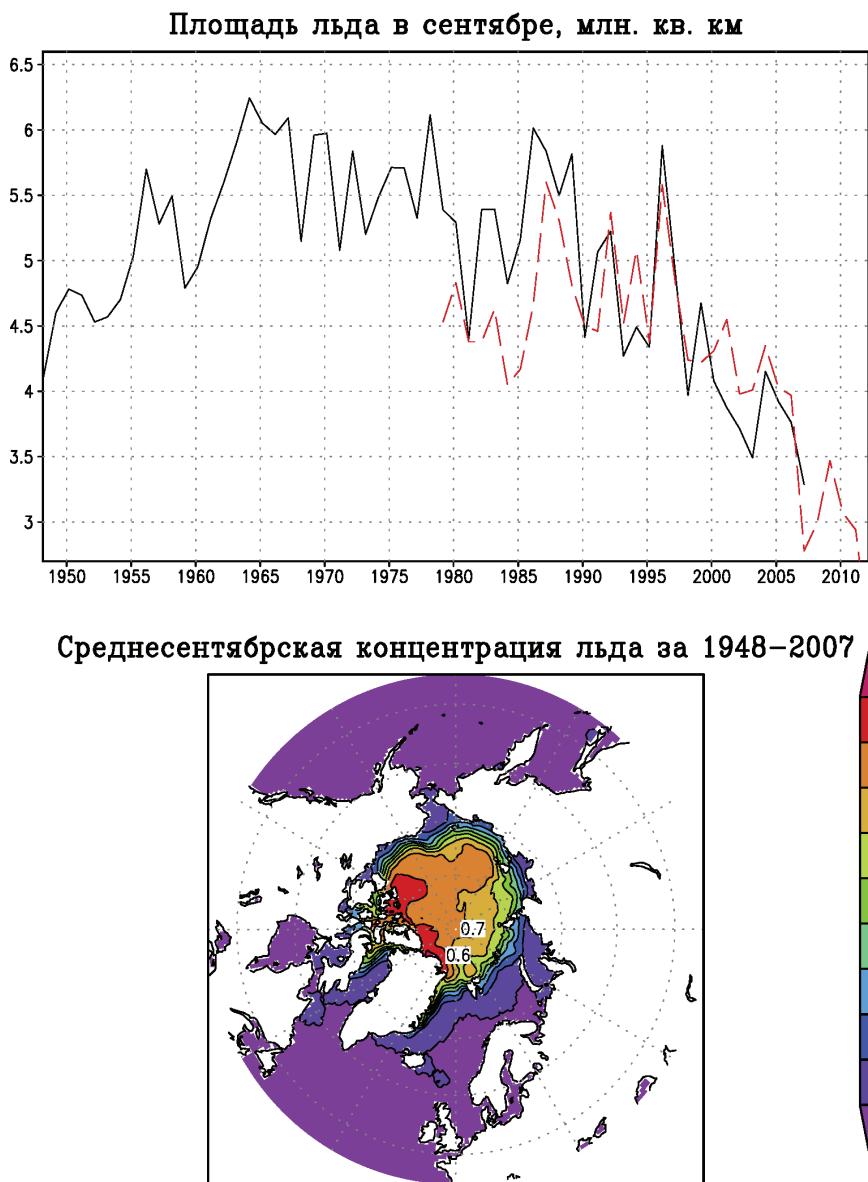


Рисунок 4 – То же, что на рисунке 3, но для сентября.

На рис. 7 приведены пространственные распределения сплошности и толщины морского льда по результатам расчётов для сентября 2007 г., когда, согласно данным наблюдений, количество льда в СЛО было минимальным за период расчета. В целом, можно отметить, что в модели влияние циркуляции на формирование ледового покрова в Арктическом

бассейне существенно. Максимум ледового покрова смешается к Америке. Сравнивая карты распределений на рис. 7 с данными наблюдений NSIDC (<ftp://nsidc.colorado.edu/DATASETS/NOAA/G02135/>), можно сделать вывод о том, что пространственное распределение морского льда воспроизводится хорошо.

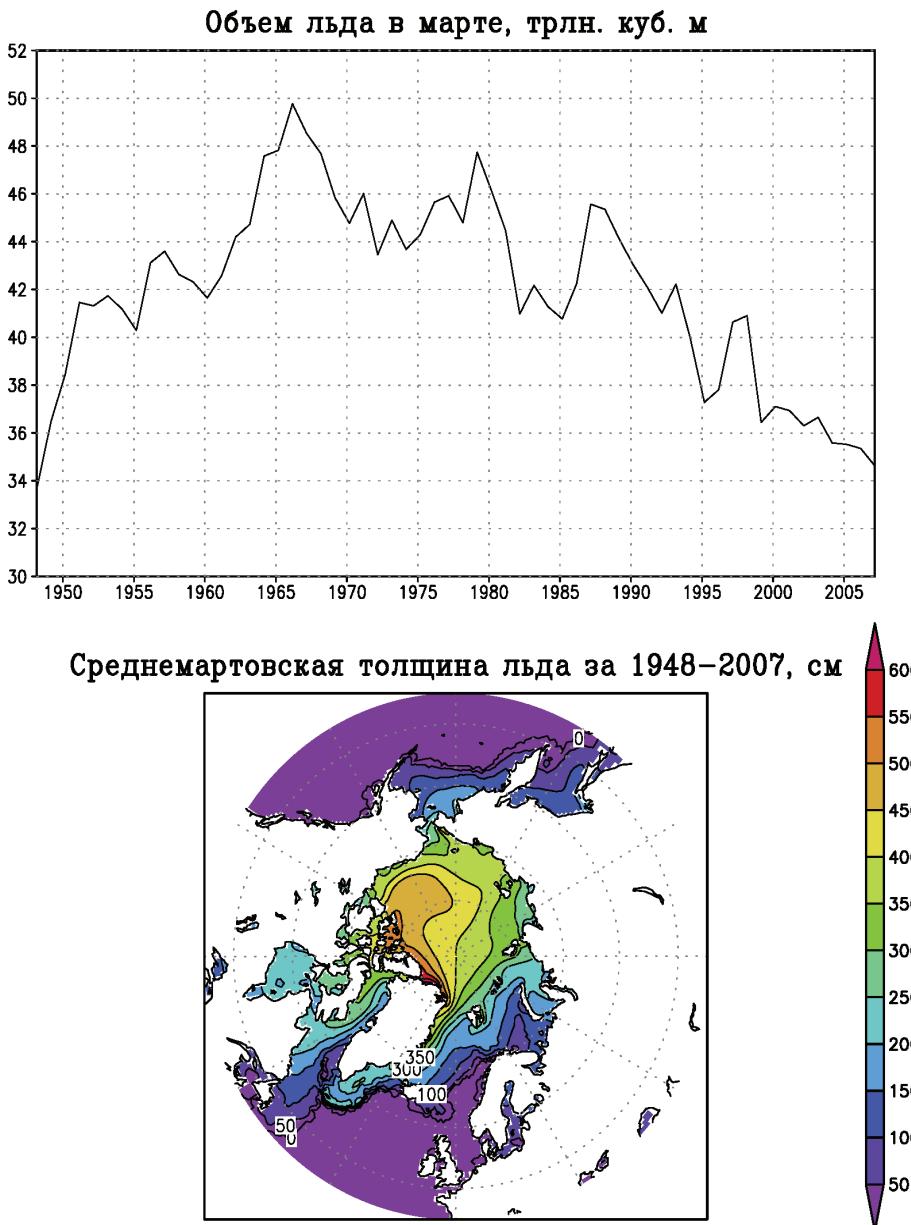


Рисунок 5 – Вверху – временной ход объема льда в СЛО за последний цикл 1948–2007 гг.,  $10^{12} \text{ м}^3$ . Внизу – среднемесячная толщина льда в марте в см, средняя за последний цикл интегрирования с атмосферным воздействием за 1948–2007 гг.

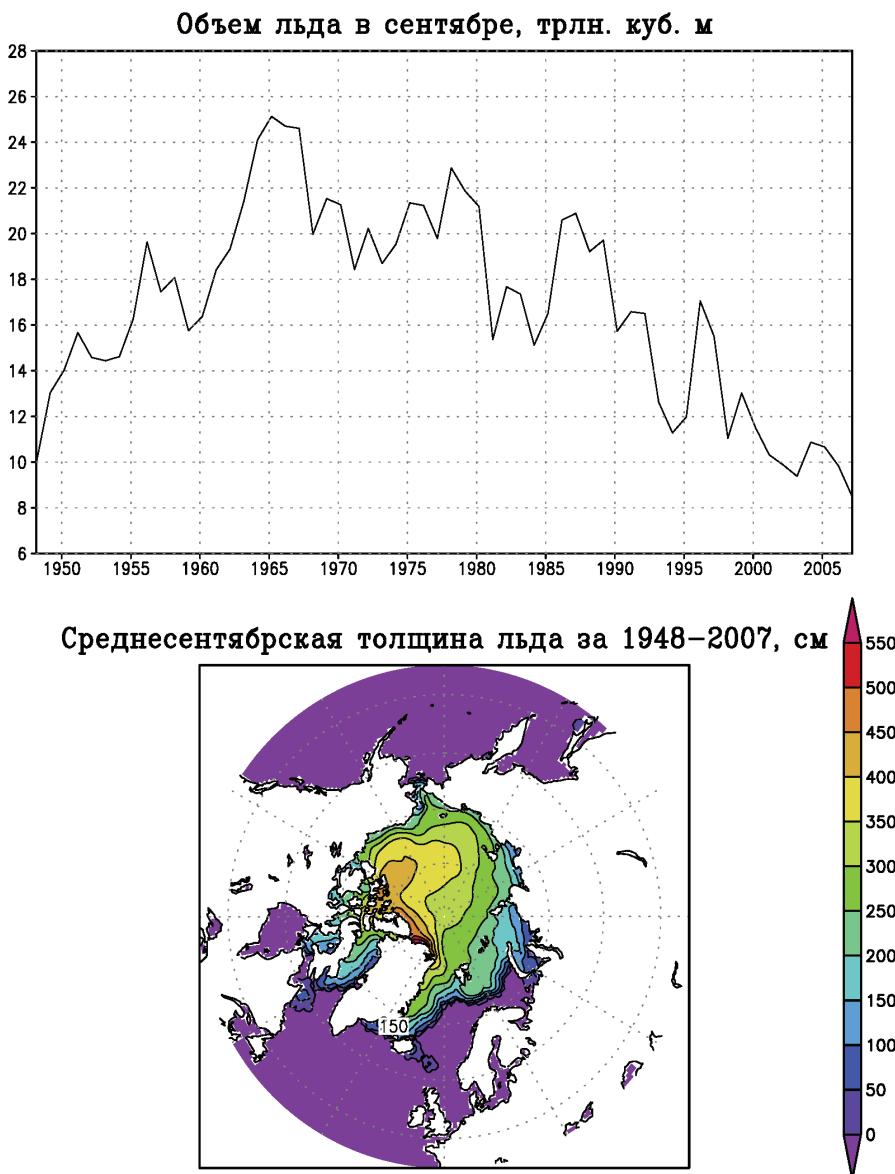


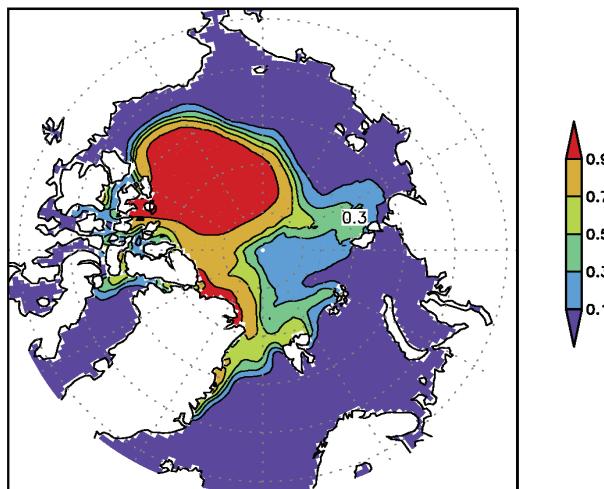
Рисунок 6 – То же, что на рисунке 5, но для сентября.

### 2.3 Термохалинная циркуляция Атлантики и её климатическая изменчивость.

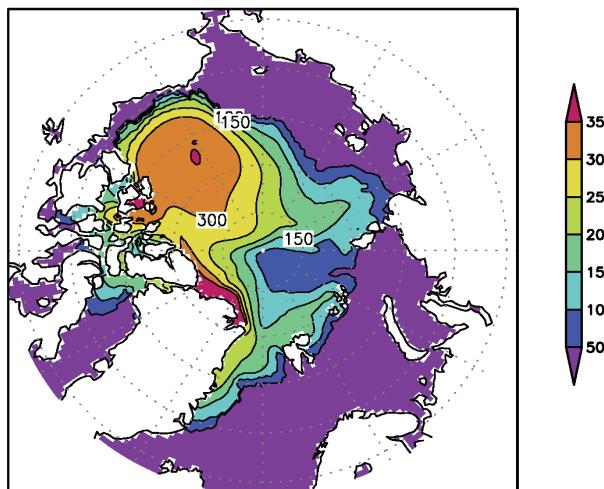
Одной из важнейших характеристик, описывающих климатические изменения в Атлантическом океане, служит Атлантическая мультидекадная осцилляция (АМО). Индекс АМО здесь определяется как аномалия температуры поверхности океана (ТПО) относительно многолетнего среднего годового хода, осредненная по региону ( $70^{\circ}\text{W}$ - $7^{\circ}\text{W}$ ,  $0^{\circ}$ - $60^{\circ}\text{N}$ ). Он характеризует тепловое состояние поверхности

Северной Атлантики (СА). Временной ход индекса АМО отражает квазипериодические изменения ТПО в СА с характерными временными масштабами от 10 до 100 лет, которые в свою очередь описывают естественную изменчивость в совместной системе океан-атмосфера.

**Концентрация льда в сентябре 2007**



**Толщина льда в сентябре 2007, см**



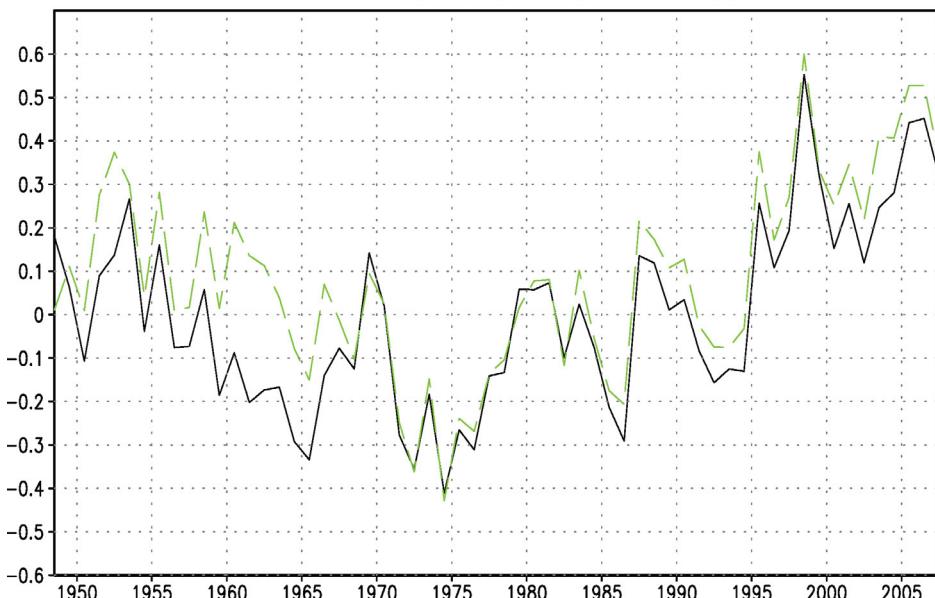
*Рисунок 7 – Среднемесячные характеристики льда в СЛО в сентябре 2007г. последнего цикла расчётов. Вверху сплошность, внизу – толщина в см.*

На рис.8 приведены графики эволюции индекса АМО. Мы здесь рассчитывали индекс АМО по стандартной методике, путем осреднения аномалий ТПО в области  $0^{\circ}$ - $60^{\circ}$ N. В работе (Gulev et al., 2013) показано, что для более адекватного отражения климатических изменений в Северной Атлантике для расчета этого индекса должна применяться более

сложная и физически обоснованная методика. Однако здесь он приводится в основном только для демонстрации адекватности воспроизведения моделью процессов в верхнем слое океана. Для этого достаточно применения стандартной методики вычисления индекса АМО.

Пунктирная линия на рис. 8 демонстрирует АМО по данным CORE, сплошная – результаты расчетов по INMOM. Видно, что модель хорошо воспроизводит временной ход индекса АМО, что объясняется хорошим воспроизведением ТПО, обусловленным реалистичным заданием атмосферного воздействия. Воспроизведенные основные минимумы и максимумы, соответствующие походлоданию и потеплению климата, хорошо согласуются с данными наблюдений (Large and Yeager, 2009).

**Индекс АМО за 1948–2007  
Сплошная – модель, пунктир – наблюдения**



*Рисунок 8 – Индекс Атлантической мультидекадной осцилляции (AMO),  
°С, по данным наблюдений (пунктир) и по результатам расчётов  
(сплошная линия).*

Результаты проведенного эксперимента по воспроизведению циркуляции МО позволяют изучить его влияние на формирование климатической изменчивости с 1948 по 2007 гг. Прежде всего такое влияние должно осуществляться через изменчивость Атлантической термохалинной циркуляции (АТХЦ). АТХЦ представляет собой крупномасштабный меридиональный круговорот воды в Атлантике, является частью глобального конвейера (Лаппо, 1984) и формирует меридиональный перенос тепла (МПТ) (рис. 2) в высокие широты северного полушария.

На рис. 9 показан временной ход индекса АТХЦ, а так же среднего МПТ и среднего потока тепла из океана в атмосферу в атлантическом

секторе от  $30^{\circ}\text{N}$  до  $60^{\circ}\text{N}$ . Здесь в качестве индекса АТХЦ выбиралась величина максимума функции тока зонально интегрированной по акватории Северной Атлантики меридиональной циркуляции (в координатах широта-глубина).

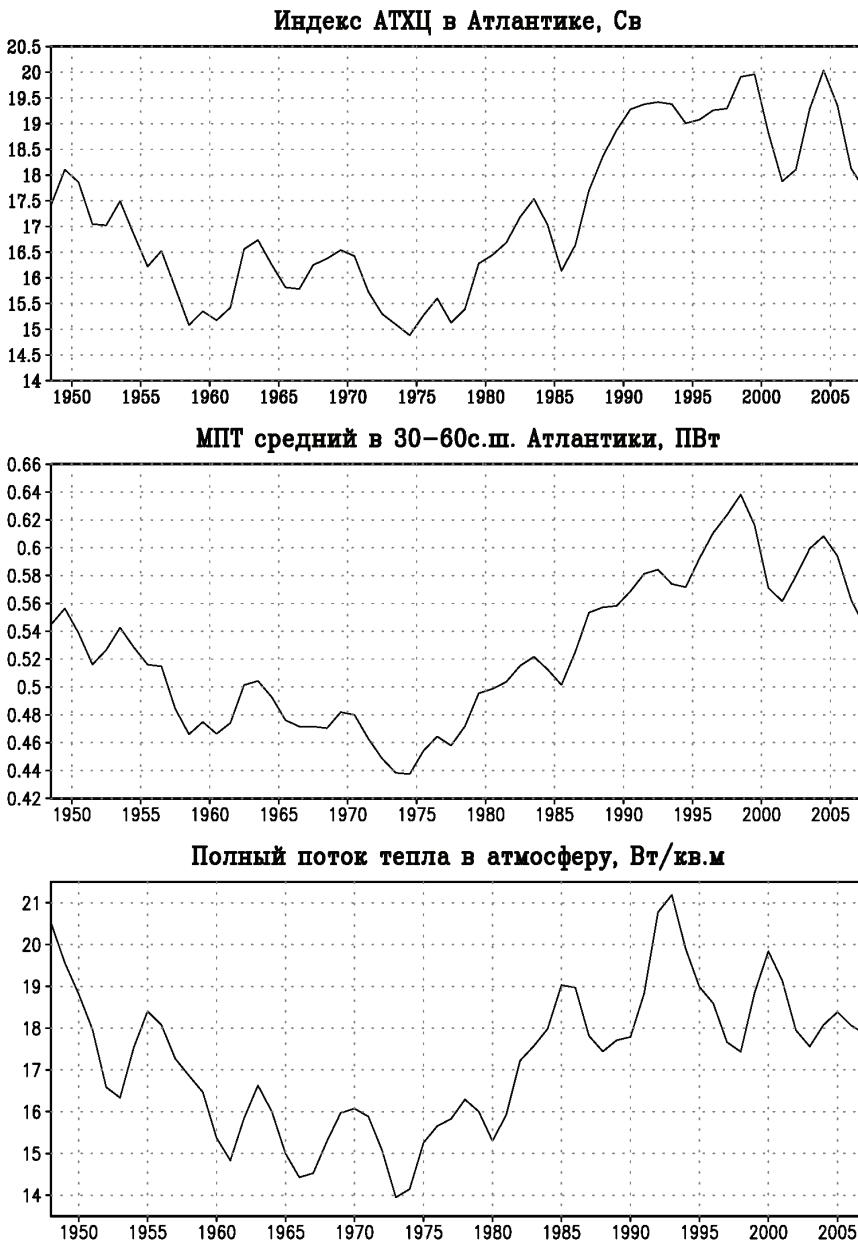


Рисунок 9 – Временная эволюция среднегодового максимума меридиональной функции тока в Атлантике, Св (вверху), меридионального переноса тепла в Атлантике, усредненного в интервале  $30\text{--}60^{\circ}\text{с.ш.}$ , ПВт (в центре) и полного потока тепла из океана в атмосферу в Атлантике, усредненного в интервале  $30\text{--}60^{\circ}\text{с.ш.}$ , Вт/м $^2$ .

Таким образом, индекс АТХЦ характеризует ее интенсивность. Следует отметить, что величина индекса АТХЦ колеблется от 17 до 23,5 Св, составляя в среднем 20,5 Св, что хорошо согласуется с оценками по данным наблюдений и зарубежными модельными расчетами (Danabasoglu et al, 2014). Характеристики из рис. 9, показывают уменьшение интенсивности АТХЦ с конца 1990гг., которое приводит к уменьшению теплоотдачи СА в средних широтах.

Интенсивность АТХЦ характеризуется значительными долгопериодными колебаниями, сопровождающимися аномалиями ТПО в СА (Latif et al., 2004). В характеристиках, показанных на рис. 9, просматривается приблизительно 60-летнее колебание, которое на более длинных рядах данных в среднеглобальной приповерхностной температуре заметно более отчетливо (Панин, 2009).

### Заключение

Проведенные расчеты циркуляции Мирового океана позволили оценить изменение ее основных характеристик, произошедшие за период с 1948 по 2007 гг. Модель показывает существенное уменьшение площади морского льда в СЛО к 2007г., что соответствует данным наблюдений. По результатам расчетов выявлено заметное падение с конца 1990 гг. интенсивности АТХЦ, которое проявляется также и в эволюции МПТ в Северой Атлантике. Такое падение этих величин согласуется с ростом ТПО в эти годы, проявляющимся в росте индекса АМО. Такой ход индексов АТХЦ и АМО объясняется тем, что при росте приповерхностной температуры и осадков в субарктических широтах следует ожидать уменьшения солености и плотности приповерхностного слоя СЛО и арктических морей. Этому же способствуют таяние морских льдов и увеличение речного стока в арктический бассейн (Mokhov, 2006; Володин и Дианский, 2006). В результате должна увеличиться устойчивость верхнего слоя океана, приводящая к ослаблению высоких широтных конвективных процессов и интенсивности меридионального круговорота в Атлантике (с соответствующим изменением положения и ослаблением Гольфстрима и Северо-Атлантического течения как составляющих АТХЦ), что и проявляется в наших расчетах. Это, в свою очередь, может существенно сказаться на региональных особенностях климата высоких и средних широт северного полушария, в частности европейского климата (IPCC, 2007).

Однако, кроме фактора внешнего антропогенного воздействия, описанного выше, можно предложить и объяснение воздействия собственной динамики океана на его термохалинное состояние. Так наблюдаемые минимумы в индексах АТХЦ и МПТ, приуроченные к 1960г. могли спровоцировать минимум в индексе АМО, но с

приблизительным 10-летним сдвигом во времени, так что соответствующий минимум в индексе АМО приходится на 1970гг. Аналогично, максимумы в индексах АТХЦ и МПТ, приуроченные к 1990гг. могли спровоцировать максимум в индексе АМО, приуроченный к 2000гг. Такое время запаздывания определяется большой термической инерцией Мирового океана. Этот механизм может отвечать собственной долгопериодной изменчивости АТХЦ с периодами около 60 лет.

Выявленное падение индекса АТХЦ с конца 1990 гг. привело к соответственному уменьшению МПТ в средних широтах и, следовательно, уменьшению поступления тепла из Северной Атлантики в атмосферу, начиная с середины 1990г. (рис. 9). Это в свою очередь, может определять океанический компенсационный механизм наблюдаемого потепления, вызванного в последние десятилетия, в основном, антропогенным воздействием (IPCC, 2007). Таким образом, обнаруживается отрицательная обратная связь в климатической системе Земли, направленная на уменьшение внешнего воздействия. Именно это, возможно, привело в 2000 гг. годы к уменьшению скорости потепления климата Земли (т.н. явление «hiatus») и может привести даже к некоторому похолоданию климата в ближайшее десятилетие. Главным компонентом этого механизма служит термохалинная циркуляция МО. Так в работе (Mokhov et al., 2006) показаны связи долгопериодной изменчивости АТХЦ и климатических режимов в Евразии и Арктике.

В работах (Semenov et al., 2014) и (Polonsky, 2013) с помощью модельных расчетов и данных наблюдений исследуется роль собственной долгопериодной изменчивости в Северной Атлантике и атлантическом секторе Арктики в изменениях климата. В этих работах подтверждается вывод о значимой роли естественной изменчивости в Северной Атлантике и Арктике не только в формировании региональных, но и глобальных изменений климата, что согласуется с нашими результатами.

То, в какой мере предложенные механизмы в те или иные времена оказывают большее влияние на климатические изменения, должно быть предметом дальнейших углубленных исследований, в том числе и с применением совместной модели атмосферы и океана, разработанной в ИВМ РАН, в которой океаническим блоком служит модель океана, используемая в настоящих исследованиях. Предложенные механизмы изменчивости АТХЦ и АМО могут приводить к формированию собственных колебаний термохалинной циркуляции МО, которые, в свою очередь, могут формировать собственные колебания климата. Последние, служат предметом интенсивных исследований, ведущихся в мировой науке в последнее время.

*Работа выполнена в ИВМ РАН при финансовой поддержке Российской научного фонда (проект №14-27-00126).*

---

## Литература

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.

Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM 4.0. Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2010, т.46, №4, с. 448-466.

Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Модель земной системы INMCM4: воспроизведение и прогноз климатических изменений в 19-21 веках. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2013, т.49, №4, с.379-400.

Гусев А.В. Численная модель гидродинамики океана в криволинейных координатах для воспроизведения циркуляции мирового океана и его отдельных акваторий. Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук, Москва, ИВМ РАН, 2009, 144 с.

Дианский Н.А. Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. –М., Физматлит, 2013, 272 с.

Ибраев Р.А., Хабеев Р.Н., Ушаков К.В. Вихреразрешающая 1/10° модель Мирового океана // Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 48(1), 45-55, 2012.

Лаппо С.С. К вопросу о причинах адвекции тепла на север в Атлантическом океане. Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы., –М., Гидрометеоиздат, 1984, с. 125-129.

Лебедев В.И. Разностные аналоги ортогональных разложений, основных дифференциальных операторов и некоторых краевых задач математической физики. Ж. вычисл. матем. и матем. физ., т.4, №3, 1964, с. 449-465.

Марчук Г.И. Методы вычислительной математики. // Санкт-Петербург, Лань, 2009, 608 с.

Панин Г.Н. Об изменениях климата в полярных зонах Земли в XX и XXI столетиях. Доклады Академии Наук, 2009, т.427, №3, с. 397-402.

Саркисян А.С. Основы теории и расчет океанических течений. –Л.: Гидрометеоиздат, 1966, 179 с.

Семенов В.А., Мохов И.И., Полонский А.Б. Моделирование влияния естественной долгопериодной изменчивости в Северной

Атлантике на формирование аномалий климата в Северном полушарии. Морской Гидрофизический Журнал, 2014, №4, с. 14-27.

Толстых М.А., Дианский Н.А., Гусев А.В., Киктев Д.Б. Воспроизведение сезонных аномалий атмосферной циркуляции при помощи совместной модели атмосферы и океана. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014, т.50, №2, с. 131-142.

Яковлев Н.Г. Восстановление крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948-2002 гг. Часть 1: Численная модель и среднее состояние. Известия РАН, ФАО, 2009, т.45, №3, с. 1-16.

Briegleb B.P., Bitz C.M., Hunke E.C., Lipscomb W.H., Holland M.M., Schramm J.L., and Moritz R.E. Scientific description of the sea ice component in the Community Climate System Model, version three. Technical Note NCAR/TN-463+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 2004.

Bryan K. A numerical method for the study of the circulation of the world ocean // J. Computational Physics, 1969, V.4, pp. 347-376.

Bryan K. Ocean circulation models / Strategies for Future Climate Research. M. Latif, Ed. Max-Plank Institute für Meteorologie, 1991, pp. 265-286.

Bryden, H., Imawaki, S., 2001. Ocean heat transport. In: Siedler, G., Church, J., Gould, J. (Eds.), Ocean Circulation and Climate. In: International Geophysical Series, vol. 47. Academic Press, pp. 317–336.

Brydon D., San S., Bleck R. A new approximation of the equation of state for seawater, suitable for numerical ocean models // J.Geoph.Res, 1999, V.104, №C1, pp. 1537-1540.

Danabasoglu, G., S.G. Yeager, D. Bailey, E. Behrens, M. Bentsen, D. Bi, A. Biastoch, C. Boning, A. Bozec, V. Canuto, C. Cassou, E. Chassignet, A.C. Coward, S. Danilov, N. Diansky, H. Drange, R. Farneti, E. Fernandez, P.G. Fogli, G. Forget, Y. Fujii, S.M. Griffies, A. Gusev, P. Heimbach, A. Howard, T. Jung, M. Kelley, W.G. Large, A. Leboissetier, J. Lu, G. Madec, S.J. Marsland, S. Masina, A. Navarra, A.J.G. Nurser, A. Pirani, D. Salas y Melia, B.L. Samuels, M. Scheinert, D. Sidorenko, A.-M. Treguier, H. Tsujino, P. Uotila, S. Valcke, A. Volodio, and Q. Wang, 2014: North Atlantic simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Part I: Mean states. Ocean Modelling, 73, pp. 76-107.

Döös K., Webb D.J. The Deacon Cell and the Other Meridional Cells of the Southern Ocean // J. Phys. Oceanogr, 1994, V.24, pp. 429-442.

---

Griffies, S.M. 2005: Some ocean model fundamentals. In: Ocean Weather Forecasting: an integrated view of Oceanography. E.P. Chassignet & J. Verron, eds., Berlin, Germany: Springer, pp. 19-74.

Griffies S.M., A. Biastoch, C. Boning, F. Bryan, E. Chassignet, M. England, R. Gerdes, H. Haak, R.W. Hallberg, W. Hazeleger, J. Jungclaus, W.G. Large, G. Madec, B.L. Samuels, M. Scheinert, A. Sen Gupta, C.A. Severijns, H.L. Simmons, A.-M. Treguier, M. Winton, S. Yeager, J. Yin., 2009. Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs), Ocean Modelling, 26, pp. 1-46.

Gulev S.K., M. Latif, N. Keenlyside, W. Park and K. P. Koltermann. North Atlantic Ocean control on surface heat flux on multidecadal timescales. Nature 499, pp. 464-467 (24 July 2013) doi:10.1038/nature12268.

Hunke E.C and J.K. Dukowicz. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // J. Phys. Oceanogr., 1997, V.27, pp. 1849-1867.

Johns W.E., Baringer M.O., Beal L.M., Cunningham S.A., Kanzow T., Bryden H.L., Hitsch J.J.M., Marotzke J., Meinen C.S., Shaw B., Curry R., 2011. Continuous, array-based estimates of Atlantic Ocean heat transport at 26,5°N. J. Clim. 24, pp. 2429-2449.

IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Large W., Yeager S., 2009. The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set. Clim Dyn, V.33, pp. 341-364.

Latif M., Roeckner E., Botzet M., et al., 2004: Reconstructing, monitoring, and predicting decadal-scale changes in the North Atlantic thermohaline circulation with sea surface temperature. J. Climate, 17, pp. 1605-1614.

Levitus S., Boyer T., Conkright M., Johnson D., O'Brrien T., Antonov J., Stephens C., Gelfeld R. World Ocean Database 1998. Atlas NESDIS 18, NOAA.

Marchuk G.I., Schroeter J., Zalesny V.B. Numerical study of the global ocean equilibrium circulation. Russ. J. Num. Anal. Math. Modelling, 2003, V.18, №4, pp. 307-335.

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, pp. 1407-1429.

---

Y. Masumoto, H. Sasaki, T. Kagimoto, N. Komori, A. Ishida, Y. Sasai, T. Miyama, T. Motoi, H. Mitsudera, K. Takahashi, H. Sakuma and T. Yamagata. A Fifty-Year Eddy-Resolving Simulation of the World Ocean. Preliminary Outcomes of OFES (OGCM for the Earth Simulator) // Journal of the Earth Simulator, V. 1, April 2004, pp. 35-56.

Mesinger F. and A. Arakawa, 1976: Numerical methods used in atmospheric models. WMO/ISCU Joint Organising Committee, GARP Publications Series №17, V. I, 64 pp.

Mokhov I.I. (2006), Model estimates of possible climate changes in the 21st century in comparison to climate changes in the past and present, in: Possibilities of Preventing Climate Change and its Negative Consequences: The Problem of Kyoto Protocol, Material of Council-Seminar with President of RAS, p. 75, Nauka, Moscow.

Pacanovsky R.C., Philander G. Parametrization of vertical mixing in numerical models of the tropical ocean // J. Phys. Oceanogr, 1981, V. 11, pp. 1442-1451. Polonsky A.B. Large-scale ocean-atmosphere interaction and its impact on global and regional climate variability. National Academy of Sciences of Ukraine, Marine Hydrophysical Institute. – K.: Akademperiodyka, 2013, 126 p.

Trenberth, K.E. and J.M. Carron, 2001. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. J. Climate, V.14, pp. 3433-3444.

Zalesny V.B., Marchuk G.I., Agoshkov V.I., Bagno A.V., Gusev A.V., Diansky N.A., Moshonkin S.N., Tamsalu R., Volodin E.M. Numerical simulation of large-scale ocean circulation based on the multicomponent splitting method // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling, 2010, V.25, №6, pp. 581-609.

Zalesny V.B., Diansky N.A., Fomin V.V., Moshonkin S.N., Demyshev S.G. Numerical model of the circulation of the Black Sea and the Sea of Azov. Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling, 2012, V.27, №1, pp. 95-111.

«2-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2v2)», U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 2006.