

Воспроизведение атмосферной циркуляции на сезонных масштабах с помощью совместной модели атмосферы и океана

М.А. Толстых^{1,2}, Н.А. Дианский¹, А.В. Гусев¹, Д.Б. Киктев²

¹Институт вычислительной математики РАН

²Гидрометцентр России

Впервые в России была реализована совместная модель атмосферы и океана, ориентированная на воспроизведение совместной циркуляции на временных масштабах до сезона. Для этого полулагранжева модель общей циркуляции атмосферы ПЛАВ (ПолуЛагранжев перенос Абсолютного Вихря), была соединена с σ -моделью общей циркуляции океана, получившей в международной практике название INMSOM (Institute of Numerical Mathematics Sigma Ocean Model). Пространственное разрешение ПЛАВ составляет 1.40625° по долготе, 1.125° по широте, 28 уровней по вертикали. Пространственное разрешение модели океана составляет 1° по долготе, 0.5° по широте и 40 неравномерно расположенных σ -уровней по глубине. Проведены расчеты модели общей циркуляции океана INMSOM за период с 1989 по 2010 гг. по реальному атмосферному воздействию из ERA-Interim и простой методики усвоения температуры поверхности океана для получения начальных данных по Мировому океану для каждого из 4-х сезонов за эти годы. Затем с помощью реализованной совместной модели были выполнены численные эксперименты по ансамблевому моделированию циркуляции атмосферы и океана на срок до 4 месяцев по реальным начальным данным для каждого из 4-х сезонов за 1989 - 2003 гг. для отработки методологии получения долгосрочного прогноза. Результаты показывают перспективность применения совместной модели для оперативного прогнозирования среднесезонных аномалий атмосферной циркуляции. С помощью совместной модели спрогнозировано возникновение и затухание явления Эль-Ниньо 1997-1998 гг.

Введение

Первые эксперименты по воспроизведению сезонных аномалий климата относятся еще к 70м годам прошлого века. Особенный интерес во всем мире эта тема вызвала в последние годы, что связано со значительным прогрессом в развитии моделей общей циркуляции атмосферы и океана в последние десятилетия, а также успехи в области усвоения данных дистанционного зондирования Земли. В первую очередь этот прогресс обусловлен бурным развитием вычислительной техники и технологий. Согласно определению Всемирной метеорологической организации (ВМО) [1], климатическую систему (КС) планеты Земля образуют следующие, взаимодействующие между собой, компоненты: (1) атмосфера - газовая оболочка Земли сложного состава (кислород, азот, углекислый газ, водяной пар, озон и т.д.), воздействующая на перенос к поверхности Земли солнечной радиации, поступающей на ее верхнюю границу, и являющаяся наиболее изменчивой составляющей рассматриваемой системы; (2) океан - главный водный резервуар в системе, состоящий из соленых вод Мирового океана и прилегающих к нему морей, поглощающий основную часть поступающей на его поверхность солнечной радиации и представляющий собой, благодаря высокой теплоемкости воды, мощный аккумулятор энергии; (3) суша - поверхность континентов с ее гидрологической системой (внутренние водоемы, болота и реки), почва (в том числе, с грунтовыми водами) и вечная мерзлота; (4) криосфера - континентальные и морские льды, горные ледники и снежный покров; (5) биота - растительность на суше и в океане, а также живые организмы в воздухе, море и на суше, включая человека. Сложность как самих компонентов КС, так и нелинейного взаимодействия между ними позволяет сделать вывод, что главным средством изучения КС является математическое (численное) моделирование с помощью глобальных климатических моделей. Основу современных моделей климатической системы Земли составляют глобальные модели общей циркуляции атмосферы и

океана. Поэтому совместную модель общей циркуляции атмосферы и океана (или для краткости просто совместную модель) мы будем отождествлять с моделью климатической системы Земли. При этом мы будем полагать, что модель атмосферы включает в себя описания основных процессов взаимодействия с деятельным слоем суши, криосферой и биотой.

Здесь следует отличать задачи прогноза долгопериодных изменений климата и долгосрочного прогноза погоды, одной из которых является тема настоящей работы - воспроизведение сезонных аномалий климата. Согласно оценкам межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) в последние десятилетия значительный вклад в климатические изменения климата вносит антропогенное воздействие [2]. К нему, прежде всего, относится сжигание ископаемого топлива, приводящее к изменению концентрации углекислого газа в атмосфере, изменение концентрации малых газовых примесей, контролирующей концентрацию озона в атмосфере, вырубку лесов, приводящая к изменению альбедо и процессу опустынивания, и многие другие воздействия. В формирование сезонных аномалий климата наибольший вклад вносит естественная изменчивость климата. К наиболее значимым проявлениям собственной изменчивости климатической системы Земли следует отнести такие явления, как Эль-Ниньо-Южное колебание (ЭНЮК), Северо-Атлантическое колебание, Арктическая осцилляция. Эти явления оказывают существенное влияние на текущее состояние атмосферы и океана и могут изменять свою интенсивность и повторяемость на фоне изменений климата.

С целью координации усилий по созданию систем долгосрочного прогноза погоды в рамках Всемирной программы по изучению климата (ВПИК) ВМО была создана Рабочая группа по прогнозам на масштабах от сезона до нескольких лет (WGSIP). Эта группа организовала международные проекты, посвященные сравнению моделей атмосферы по воспроизведению сезонных климатических аномалий SMIP и SMIP-2.

Во многих центрах атмосферных исследований и метеослужбах разработаны и реализованы системы сезонного прогноза на основе совместных моделей общей циркуляции атмосферы и океана (например, [3, 4]). Под прогнозом здесь, конечно, понимается не детерминистический прогноз состояния атмосферы, а прогноз среднесезонных аномалий атмосферной циркуляции по отношению к среднеклиматическим значениям для данного сезона. Типичное пространственное разрешение компонентов такой системы сезонного прогноза составляет 1,4-1,9 градуса по долготе и широте и 30-40 уровней по вертикали для модели атмосферы и 0,3-1 градуса по долготе и широте и около 30 уровней по вертикали для модели океана. Стандартным является применение ансамблевого метода с 20-60 участниками прогностической реализации.

Следует отметить, что эти совместные модели несколько отличаются от моделей для изучения долгопериодных климатических изменений, поскольку здесь важно конкретное воспроизведение состояния атмосферы и океана для заданного момента времени. Главное же для моделей климата является энергетически сбалансированное воспроизведение климатических характеристик атмосферы и океана [5].

Большой интерес к воспроизведению аномалий климата на масштабах от месяца до сезона проявили страны Юго-Восточной Азии в рамках проекта по разработке системы регионального сезонного прогноза на основе мультимодельных ансамблей. Этот интерес объясняется тем, что по оценкам потенциальной предсказуемости, полученных независимо разными исследователями, этот регион является одним из тех, где возможно получение практически полезных прогнозов.

Наличие оперативной прогностической технологии долгосрочного прогноза является в настоящее время одной из нормативных функций Мировых метеорологических центров Всемирной службы погоды во Всемирной метеорологической организации, один из которых находится в Москве. Именно в связи с этим в Гидрометцентре России была реализована совместная модель атмосферы и океанаориентированная на воспроизведение совместной циркуляции на временных масштабах до сезона. Для этого полулагранжевой модель общей циркуляции атмосферы ПЛАВ (ПолуЛагранжев перенос Абсолютного Вихря), разработанная в Институте вычислительной математики (ИВМ) РАН и Гидрометцентре России, была соединена с сигма-моделью общей циркуляции океана, разработанной в ИВМ РАН, получившей в международной практике название INMSOM (Institute of Numerical Mathematics Sigma Ocean Model). В нижеследующих разделах будет дано описание этой совместной модели и ее компонентов, а также будет уделено внимание вычислительным технологиям, используемым в моделях.

С помощью полулагранжевой модели атмосферы ПЛАВ, применяемой в данной статье, уже исследовалась потенциальная предсказуемость на сезонных временных масштабах [6, 7]. Для этого рассматривалось воспроизведение атмосферной циркуляции на сезонных временных масштабах с предписанной температурой поверхности океана (ТПО). Приводились оценки точности воспроизведения среднесезонной циркуляции на основе данных реанализа-2 NCEP/NCAR согласно протоколу международного эксперимента SMIP-2/HFR [8], в котором вместо предписанной (измеренной) ТПО использовалась простая модель эволюции начального состояния ТПО.

В настоящей статье исследуется воспроизведение среднесезонной циркуляции совместной моделью, которую будем называть, учитывая предназначение этой модели, совместной моделью долгосрочного прогноза (СМДП). Для этого с помощью реализованной СМДП были выполнены численные эксперименты по ансамблевому моделированию циркуляции атмосферы и океана на срок до 4 месяцев по реальным начальным данным для каждого из 4-х сезонов за 1989–2003 гг. для отработки методологии получения долгосрочного прогноза. Для сравнения такие же расчеты были проведены с моделью атмосферы ПЛАВ с простой эволюцией ТПО.

Следует отметить, что численные эксперименты с моделями общей циркуляции атмосферы и океана, а, следовательно, и с совместной моделью, требуют больших вычислительных ресурсов. Эта проблема усугубляется необходимостью применения ансамблевых расчетов.

1. Полулагранжева модель общей циркуляции атмосферы

В ИВМ РАН и Гидрометцентре России была создана вычислительно эффективная полулагранжева глобальная конечно-разностная модель общей циркуляции атмосферы (SL-AV или ПЛАВ). Полулагранжев метод представления адвекции позволяет использовать в модели шаг по времени в несколько раз больший, чем шаг, определяемый условием Куранта. Особенности блока решения уравнений динамики атмосферы данной модели являются применение конечных разностей четвертого порядка на несмещенной сетке для аппроксимации неадвективных слагаемых уравнений и использование вертикальной компоненты абсолютного вихря и дивергенции в качестве прогностических переменных. Блок решения уравнений динамики атмосферы представлен в работе [9], а численные методы горизонтальной дискретизации модели более подробно описаны в [10].

Модель включает в себя набор параметризаций процессов подсеточного масштаба (коротко- и длинноволновая радиация, глубокая и мелкая конвекция, планетарный пограничный слой, торможение гравитационных волн, параметризация тепло- и влагообмена с подстилающей поверхностью), разработанный в Метео-Франс и метеослужбах консорциума RC-LACE (Limited Area modeling for Central Europe) (<http://www.rclace.eu>) для французской глобальной оперативной модели ARPEGE и региональной модели международного консорциума ALADIN [11].

Параметризация глубокой конвекции основана на подходе «потока массы» [12], но включает многочисленные усовершенствования [13], в том числе в схеме учитываются нисходящие потоки по краям облака [14], а также перераспределение импульса вследствие конвекции [15].

В отличие от оригинальной параметризации, в модели ПЛАВ в схеме глубокой конвекции применяется замыкание типа Куо в случаях, когда температура на нижнем модельном уровне ниже определенного порогового значения, иначе применяется замыкание на основе конвективной доступной потенциальной энергии (CAPE) [16].

Параметризация мелкой конвекции реализована как расширение вертикальной диффузии и представлена в [17] со следующей модификацией: мелкая конвекция может быть активизирована, только если существует влажная потенциальная неустойчивость. Диагностический расчет влагосодержания крупномасштабных и мелко-конвективных облаков основан на вычислении превышения концентрации водяного пара над значением насыщения.

Метод вычисления радиационных потоков основан на двухпоточковом приближении [18].

Поверхностные альbedo и излучательная способность Земли состоят из фиксированного фонового значения, зависящего только от сезона, и переменной составляющей, зависящей от глубины снежного покрова.

Вертикальный турбулентный перенос импульса, тепла и влаги в приземном слое описан с использованием теории Монина-Обухова для различных типов стратификации. Выше, в плане-

тарном пограничном слое, применяется К-теория с модифицированным числом Ричардсона. Схема турбулентного обмена на поверхности и в свободной атмосфере основана на работах [19] и включает в себя многочисленные усовершенствования.

Модель также включает параметризацию гравитационно-волнового сопротивления орографического происхождения (см. [20] и ссылки в этой работе) и схему параметризации процессов на поверхности суши ISBA.

Версия полулагранжевой модели атмосферы с разрешением 0,9 градуса по долготе, 0,72 градуса по широте успешно прошла оперативные испытания и внедрена в Гидрометцентре России в качестве основного численного метода среднесрочного прогноза.

Для целей настоящей работы используется версия ПЛАВ с пространственным разрешением 1,40625 и 1,125 градусов по долготе и по широте с 28 уровнями по высоте.

2. Сигма модель общей циркуляции океана

В качестве океанического блока СМДП используется разработанная в ИВМ РАН сигма-модель общей циркуляции океана INMSOM. Расчетный комплекс на основе этой модели может применяться для расчетных океанических областей сложных конфигураций, используя различные криволинейные ортогональные системы координат и конечноразностные аппроксимации на неравномерных сетках. Вместе с моделью общей циркуляции океана комплекс включает систему задания атмосферного воздействия на основе предписанных метеоданных, которыми могут служить и результаты расчета модели атмосферы. INMSOM можно применять в качестве океанического блока модели климата Земли, а также для решения научных и практических задач, связанных с расчетом циркуляции как всего Мирового океана, так и его отдельных акваторий. Разработанный программный комплекс может эффективно использоваться как на параллельных вычислительных системах с распределенной и общей памятью с использованием технологий MPI и OpenMP, так и на современных персональных компьютерах.

В основе INMSOM лежит полная система нелинейных уравнений гидродинамики океана в сферических координатах в приближениях гидростатики и Буссинеска. В качестве вертикальной координаты используется безразмерная так называемая сигма-координата, задаваемая как $\sigma = (z - \zeta) / (H - \zeta)$, где z – обычная вертикальная координата; H – полная глубина океана как функция долготы и широты, ζ – отклонение уровня океана от невозмущенной поверхности. Прогностическими переменными модели служат горизонтальные компоненты вектора скорости, потенциальная температура, соленость и отклонение уровня океана от невозмущенной поверхности. Использовано уравнение состояния из [21], учитывающее сжимаемость воды за счет давления столба воды, специально предназначенное для моделей циркуляции океана. В модель инкорпорирована модель динамики и термодинамики морского льда [22].

Особенностью этой модели, отличающей ее от ряда других моделей океана, таких как MOM (Modular Ocean Model) в z -системе координат или POM (Princeton Ocean Model) в сигма-системе координат, является использование в её численной реализации метода расщепления по физическим процессам и пространственным координатам [23–25].

Уравнения гидродинамики океана для компонентов горизонтальной скорости записываются в специальной, симметризованной форме [23, 26]. 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 операторов и построить центрально-разностные пространственные аппроксимации так, чтобы закону сохранения энергии, выполняющемуся для исходной дифференциальной задачи, удовлетворяли бы и все расщепленные дискретные задачи.

Данный прием во многом устраняет сложность аппроксимации слагаемых, содержащих градиенты давления, плотности и рельефа дна в уравнениях движения, записанных в сигма-системе координат. Метод расщепления позволяет эффективно реализовывать неявные схемы интегрирования по времени для уравнений переноса-диффузии субстанций.

С целью более адекватного описания процессов динамики океана оператор боковой диффузии второго порядка для тепла и соли представлен в форме, в точности эквивалентной горизонтальной диффузии в обычной z -системе координат. Дополнительно, может использоваться опе-

ратор изопикнической диффузии, действующий вдоль поверхностей равной плотности (потенциальной). Для этого используется процедура диффузии, выписанная не методом конечных объемов, а диффузия, выписанная по принципу, схожему с полулагранжевым подходом, когда в процессе диффузионного перемешивания могут использоваться не только соседние узловые точки сетки, но и более удаленные по толще океана, согласно расположению изопикнических поверхностей.

Разностные аппроксимации по пространству строятся на смещенной сетке типа "С". Использование сетки "С" позволяет более адекватно аппроксимировать расчетную область в узких проливах, использовать условие скольжения на боковых границах, уменьшить коэффициент горизонтальной диффузии.

Океанический блок для СМДП практически тот же, что и для модели климатической системы ИВМ РАН [5]. Пространственное разрешение составляет 1° по долготе, 0.5° по широте и 40 неравномерно расположенных сигма-уровней по глубине. Чтобы устранить проблему Северного географического полюса, связанную со схождением меридианов в географической системе координат, модель глобального океана была реализована в криволинейной ортогональной системе координат. Последняя получена с помощью конформного преобразования исходной сферической системы координат с сохранением положения географического экватора. При этом полюсные точки новой системы координат расположены на материках за пределами расчетной области, так что один полюс располагается на Таймыре, а второй – в Антарктиде симметрично первому относительно экватора, таким образом, чтобы экватор в модельной системе координат совпадал с географическим. Топография дна, используемая в модели, была получена из данных ETOPO2, которые представляют собой топографию всей поверхности Земли с 2-х минутным разрешением.

Коэффициенты вертикальной вязкости и диффузии выбирались согласно параметризации Пакановского и Филандера как функция числа Ричардсона.

3. Объединение моделей общей циркуляции атмосферы ПЛАВ и океана INMSOM в совместную модель

Обмен информацией между моделями атмосферы и океана происходит каждый шаг по времени, определяемый атмосферной моделью, равный 36 мин. Этот промежуток времени служит и шагом по времени модели океана, хотя сама по себе модель океана может считаться и с большим шагом по времени. В процессе обмена в модель океана, рассчитываемые моделью атмосферы с шагом 36 мин на поверхности океана потоки явного и скрытого тепла, импульса, суммарные (приходящие и уходящие) потоки длинноволновой и коротковолновой радиации.

Пересчет полей с атмосферной на океаническую пространственную сетку осуществляется с помощью билинейной интерполяции с учетом сферичности. Для пересчета ТПО, сгенерированной моделью океана, на атмосферную сетку используется процедура пространственного весового осреднения. Она заключается в том, что ТПО во всех узлах океанической сетки, попадающих в ячейку атмосферной сетки, берется с весом, пропорциональным площади пересечения соответствующей океанической ячейки с ячейкой атмосферной сетки. Предполагается, что при стыковке моделей атмосферы и океана не используется коррекция потоков тепла и импульса. При расчете потоков на поверхности океана в модели атмосферы температурой поверхности океана считается температура самого верхнего расчетного слоя океанической модели.

4. Программная реализация технологии расчетов по совместной модели

Прогноз среднесезонных аномалий температуры и осадков в силу неустойчивости атмосферы является, по сути, попыткой выделить слабый сигнал на уровне сильного шума. Поэтому стандартным является расчет ансамбля сезонных прогнозов с возмущенных начальных данных. Характерное количество участников ансамбля составляет 10-40. Хотя по отдельности программные комплексы моделей атмосферы и океана реализованы как с применением MPI, так и OpenMP [27], для расчета сезонных прогнозов по совместной модели применяется лишь

OpenMP. Таким образом, в зависимости от используемой вычислительной системы, один участник ансамбля может эффективно использовать 8-16 процессорных ядер. Общее требуемое число процессорных ядер для расчета одного ансамблевого прогноза на один сезон в зависимости от количества участников ансамбля составляет 80-640.

По сравнению с представленной в [27] параллельной реализацией полулагранжевой модели атмосферы, примененная в данных экспериментах версия модели имела ряд усовершенствований программного комплекса, направленных на повышение параллельного ускорения при использовании OpenMP. В частности, была выполнена локализация обращений к памяти путем введения дополнительных локальных рабочих массивов (ранее для этих целей в различных частях программного комплекса использовалась одна и та же область памяти).

Практические расчеты сезонных прогнозов выполнялись на вычислительной системе SGI Altix 4700, установленной в ГВЦ Росгидромета. Для запуска ансамбля прогнозов используется скрипт, который запускает расчет всех участников ансамбля через систему очередей PBSPro. Расчет сезонного прогноза по каждому участнику ансамбля занимал 8 часов на 12 ядрах (10 часов на 8 ядрах). Таким образом, расчет одного ансамблевого сезонного прогноза с помощью совместной модели требует минимум 800 процессорно-часов. Как описывается далее, практическим сезонным прогнозам с помощью совместной модели должен предшествовать расчет модельного климата (за 15-30 лет) для каждого из сезонов. Эти расчеты необходимо повторять при каждом изменении в совместной модели.

5. Численные эксперименты с совместной моделью

Предварительные расчеты сезонных прогнозов с помощью совместной модели показали, что ошибки среднесезонных аномалий метеорологических величин больше, чем в модели атмосферы с простой эволюцией температуры поверхности океана. Большая ошибка вызвана тем, что совместная модель для каждого из сезонов стартует не с согласованных между океаническим и атмосферным блоками состояний, а с начальных данных, полученных для каждого блока по отдельности. Это приводит к тому, что к сезонному ходу добавляется модельный тренд, вызываемый процессами подстройки друг к другу атмосферного и океанического блоков. Следует отметить, что этот тренд присущ всякой современной совместной модели климата: при длительном расчете климатические модели выходят на стационарное состояние, которое, однако, довольно заметно отличается от реального. В нашем случае, для того чтобы его убрать, необходимо выводить на реальные начальные условия непосредственно всю совместную модель, что, однако, невозможно при существующем уровне совместных моделей, в том числе и зарубежных. Поэтому была предложена методика исключения этого тренда для расчета сезонных аномалий.

Суть этой методики заключается в следующем. Необходимо провести ансамблевые расчеты СМДП для каждого из сезонов за несколько десятков лет. Затем, путем осреднения за все годы, вычислить модельный климатический квази-сезонный ход для каждого из сезонов для всех прогнозируемых параметров СМДП. Квази-сезонный ход будет содержать в себе как сам сезонный ход, так и модельный тренд. Затем, вычитая этот климатический квази-сезонный ход из прогнозируемых величин, можно получить прогностические аномалии нужных параметров, которые и будут служить прогнозом отклонений уже от климатического сезонного хода.

Таким образом, главным фактором предложенной методики служит ансамблевость и массовость расчетов. Для их проведения необходимо:

1. Подготовить реальный атмосферный форсинг для модели океана за несколько десятков лет.
2. С использованием этого форсинга и простой методики усвоения наблюдаемой ТПО рассчитать начальные состояния (НС) модели океана для начала каждого из сезонов.
3. Рассчитать ансамблевые состояния на эти же сроки модели атмосферы.
4. Прочитать СМДП для каждого из сезонов в выбранном интервале времени.
5. Путем осреднения за все годы, вычислить модельный климатический квази-сезонный ход для каждого из сезонов для всех прогнозируемых параметров СМДП, вычитая который из прогнозируемых величин получить прогностические аномалии нужных параметров, которые и будут служить прогнозом отклонений уже от климатического сезонного хода.

6. Обработать полученные прогностические сезонные аномалии.
Ниже приводятся главные этапы применения такого подхода.

5.1 Расчет модели океана для получения начальных данных для каждого из сезонов 1989-2010 гг.

Для подготовки метеоданных над океаном для расчета атмосферного воздействия в автономной модели океана использовался массив данных ERA-Interim, ECMWF доступный с сайта http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/.

Данные, находящиеся в этой базе имеют пространственное разрешение $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ по широте и долготе. По времени же разрешение различное. Наиболее высокое разрешение в 6 часов из нужных данных для расчета атмосферного воздействия доступно только для температуры поверхности океана, температуры точки росы, давлению на уровне моря, скорости ветра на 10 м. Поэтому для данных по приходящим коротковолновой и длинноволновой радиации использовались данные с 12-часовым разрешением. Эти данные в определении ERA-Interim носят названия Step 0 (6 ч разрешение) и Step 12 (12 ч разрешение). Данные копировались для каждого года с 1989 по 2010гг. отдельно.

Расчеты начальных состояний Мирового океана проводились по методике, отработанной в ходе проведения предварительных экспериментов. Сначала INMSOM была «разогнана» на 60 лет с климатологии Левитуса с климатическим атмосферным форсингом из массива данных CORE для так называемого нормализованного годового хода. Эта база данных метеоинформации из проекта CORE (Forcing for Common Ocean-ice Reference Experiments) (<http://data1.gfdl.noaa.gov/nomads/forms/mom4/CORE.html>) предназначена именно для экспериментов с моделями океана, включающими в себя модуль параметризации морского льда. Пространственное разрешение данных составляет 1.875° по долготе и неравномерное по широте: от $1,9047354^{\circ}$ на экваторе до $1,88878^{\circ}$ вблизи полюсов. Данные собраны за период 1958-2006 гг. и включают в себя следующие величины: температура воздуха на высоте 10 м, влажность воздуха на высоте 10 м; скорость ветра на высоте 10 м и давление на уровне моря - временное разрешение этих параметров составляет 6 часов; падающая радиация (длинно- и коротковолновая) - временное разрешение 1 сутки; осадки - временное разрешение 1 месяц. Данные CORE включают в себя также сток рек, но в связи с тем, что он среднегодовой, в модели используются данные по стоку рек с разрешением 1 месяц из проекта OMIP (Ocean Model Intercomparison Project) (www.mpimet.mpg.de/Depts/Klima/natcli/omip.html). При этом данные CORE включают т.н. нормализованный год, который удобен для «разгона» модели до квазиклиматического состояния.

После расчета квазистационарного состояния циркуляции Мирового океана проводился сквозной счет модели океана с 1989 по 2010 гг. с сохранением необходимых для старта модели океана данных для каждого сезона для всех лет интегрирования модели. При этом использовался атмосферный форсинг, рассчитываемый по вышеописанным данным из ERA-Interim, ECMWF, с осуществлением жесткой привязки с параметром релаксации $1/(6 \text{ час})$ к наблюдаемой ТПО, имеющейся с шагом в 6 часов. Таким образом, осуществляется простое усвоение наблюдаемой ТПО в модели океана. Расчеты модели общей циркуляции океана INMSOM за период с 1989 по 2010 гг. были проведены для получения начальных данных по Мировому океану для каждого из 4-х сезонов за эти годы. Для каждого года из интервала 1989 по 2010 были получены начальные данные для модели океана на сроки 26 января (для весеннего сезона), 26 апреля (для летнего сезона), 26 июля (для осеннего сезона) и 26 октября (для зимнего сезона).

Эти начальные данные для модели океана использовались в следующих экспериментах с СМДП.

5.2 Расчеты сезонных прогнозов с помощью совместной модели и модели ПЛАВ с простой моделью эволюции ТПО для интервала 1989-2003гг.

Полученные начальные данные для модели океана использовались в следующих экспериментах с совместной моделью. В этих расчетах с помощью реализованной СМДП были выпол-

нены численные эксперименты по ансамблевому моделированию циркуляции атмосферы и океана на срок в 4 месяца по реальным начальным данным для 26-30 июля (прогноз на осень с заблаговременностью в месяц), 26-30 октября, 26-30 января и 26-30 апреля за интервал 1989-2003 гг.

С совместной моделью атмосферы и океана были выполнены расчеты сезонных прогнозов для всех четырех сезонов за период 1989-2003 гг. Все эксперименты выполнялись по ансамблевой технологии, в каждом ансамбле из 10 участников возмущались лишь начальные данные для модели атмосферы. Аналогичные эксперименты были выполнены с моделью ПЛАВ, в которой ТПО задавалась как сумма климатического сезонного хода ТПО и ее аномалии на день начала прогноза. Такой прогноз поведения ТПО зачастую называют также инерционным прогнозом.

Как было сказано выше, для анализа качества прогноза применялась следующая методика. Сначала путем осреднения за все годы вычислялся модельный климатический квази-сезонный ход для каждого из сезонов для всех прогнозируемых параметров СМДП. Затем эти климатические эволюции сезонных изменений вычитались из прогнозируемых величин для получения прогностических аномалий нужных параметров. Очевидно, что с помощью этой методологии устраняется не только модельный тренд, но и сам сезонный ход. Тем не менее, получаемые аномалии вполне могут служить прогнозом отклонений от климатического сезонного хода. Таким образом, для получения конкретного прогнозируемого с помощью СМДП сезонного хода какого либо параметра, нужно добавить наблюдаемые средне климатические сезонные изменения этого параметра к вычисленным его аномалиям. Были выполнены расчеты средней и среднеквадратической ошибок полей высоты поверхности 500 гПа (H500), давления на уровне моря, температуры на поверхности 850 гПа (T850), осредненных за период со второго по четвертый месяц прогноза. Оценивались как полные среднесезонные поля, так и поля, полученные прибавлением модельной аномалии к среднесезонным фактическим полям, осредненным за период 1989-2003 гг.

Результаты, осредненные за три сезона, приведены в таблице 1. По техническим причинам, оценки ошибок полей для зимнего сезона пока не выполнены. Мы видим, что ошибки «полных» полей в совместной модели несколько больше, чем для модели атмосферы с простой эволюцией ТПО, в основном за счет роста средних ошибок. Если эти ошибки убрать по описанной выше методике (столбцы с заголовком «аном»), то оказывается, что совместная модель имеет меньшие ошибки. Особенно заметно это уменьшение ошибок в тропиках. Это подтверждает тезис о том, что прогнозируемость в тропиках значительно выше, чем в средних широтах.

Таблица 1. Среднеквадратические (RMSE) и средние ошибки полей высоты поверхности 500 гПа (H500) [м], давления на уровне моря (MSLP) [мбар], температуры на поверхности 850 гПа (T850)[°C], осредненные по всем численным экспериментам за три сезона (весна, лето, осень) и за 1989-2003 год для модели атмосферы ПЛАВ с простой эволюцией ТПО и СМДП, для прогностических полей и для полей модельных аномалий, добавленных к климату.

	ПЛАВ RMSE	СМДП RMSE	ПЛАВ средняя	СМДП Средняя	ПЛАВ RMSE аном	СМДП RMSE аном
H500						
20°-90° с.ш.	49.4	48.2	-20.8	-18.5	10.61	9.29
Тропики	10.8	14.1	-4.4	5.83	5.35	3.69
90°-20° ю.ш.	41.5	45.2	5.0	20.3	9.71	7.34
MSLP						
20°-90° с.ш.	3.12	3.25	-0.8	-1.51	0.908	0.756
Тропики	1.72	1.84	0.55	0.91	0.575	0.294
90°-20° ю.ш.	6.5	6.59	0.5	0.07	0.819	0.633
T850						
20°-90° с.ш.	2.43	2.63	-0.92	-0.6	0.534	0.479
Тропики	1.75	1.76	-0.3	-0.1	0.326	0.21
90°-20° ю.ш.	1.84	1.84	-0.22	0.7	0.365	0.255

5.3 Сравнительный анализ долгосрочного прогноза приповерхностной температуры в период Эль-Ниньо 1997-1998 гг.

Многими исследованиями подтверждается, что прогнозируемость в тропиках значительно выше, чем в средних широтах. Около трети населения мира проживает в странах тропического пояса. Многие из этих стран являются развивающимися, экономика которых во многом зависит от сельского хозяйства и рыболовства. Так, большой интерес к воспроизведению аномалий климата на масштабах от месяца до сезона проявили страны Юго-Восточной Азии в рамках проекта по разработке системы регионального сезонного прогноза на основе мультимодельных ансамблей. Этот интерес объясняется тем, что по оценкам потенциальной предсказуемости, полученных независимо разными исследователями, этот регион является одним из тех, где возможно получение практически полезных прогнозов.

Межгодовая изменчивости ТПО в приэкваториальном Тихом океане и связанные с ней явления Эль-Ниньо и Ла-Нинья является одним из самых сильных сигналов естественной климатической изменчивости. Поэтому выяснению механизмов этой изменчивости и ее численному моделированию посвящено множество работ.

Современные климатические модели ОЦАиО способны воспроизводить многие черты наблюдаемой межгодовой изменчивости в тропиках Тихого океана [28].

В связи с важностью явления ЭНЮК, имеющего глобальный отклик практически во всех параметрах атмосферной циркуляции, интересно посмотреть качество долгосрочного прогноза этого явления, получаемого в наших экспериментах.

Эль-Ниньо 1997-1998 гг. было настолько сильным, что привлекло внимание мировой общественности и прессы. Тогда же распространились теории о связи Южной осцилляции с глобальными изменениями климата. Поскольку Эль-Ниньо 1997-1998 гг. в ходит в расчетный период настоящего исследования, были построены карты аномалий приповерхностной температуры (ПТ) - она же температура на уровне 2м, которая над океанами совпадает с ТПО. Эти аномалии были осреднены по сезонам, как того требует практика сезонных прогнозов. Это было сделано для сезонных прогнозов, выполненных с помощью СМДП, а также модели атмосферы ПЛАВ с простой схемой эволюции ТПО. Построенные карты ПТ сравнивались с реальными данными наблюдений, доступными с сервера NASA (<http://data.giss.nasa.gov/gistemp/>).

На рисунке 1 показана средняя за лето 1997 г. наблюдаемая аномалия ПТ, в отклонениях от среднего за 1989-2003 гг. для этих же сезонов согласно данным NASA, а так же показаны аномалия ПТ за этот же период полученная по результатам прогностического расчета СМДП и модели ПЛАВ с предписанной ТПО. Именно в этот сезон началось интенсивное Эль-Ниньо 1997-1998 гг. Эти аномалии вычислялись согласно вышеописанной методики. Следует отметить, что в модели ПЛАВ ПТ менялась только над сушей, а над океаном она задавалась как сумма климатического сезонного хода ТПО и ее аномалии ТПО на день начала прогноза. Далее в течение прогноза используется временная эволюция климата с постепенно ослабляющейся изначальной аномалий ТПО по экспоненциальному закону.

Сравнивая карты рис. 1, легко заметить, что аномалия ПТ в совместной модели более соответствует реальной, чем в модели ПЛАВ с простой эволюцией ТПО. Особенно это заметно в области тропиков Тихого океана. Следует обратить внимание, что аномалия ПТ в СМДП имеет большее сходство с наблюдениями не только над океаном, но и над сушей. Более того, главные ошибки прогноза и в СМДП и в модели ПЛАВ с простой эволюцией ТПО наблюдаются над территорией России. По-видимому, это обусловлено недостатками в блоке почвы в модели ПЛАВ, которые не проявляются в краткосрочных прогнозах погоды, но заметны в более протяженных расчетах. Требуется, однако, объяснение тот факт, что над территорией Северной Америки прогнозируемая аномалия ПТ получается с меньшей ошибкой, чем над территорией России.

6. Заключение

Мы реализовали впервые в России совместную модель атмосферы и океана, ориентированную на прогноз среднесезонных аномалий атмосферной циркуляции и разработали технологию ее применения на параллельных вычислительных системах. В совместной модели долгосрочного прогноза происходит некоторое уменьшение ошибок воспроизведения среднесезонных аномалий полей H500, давления на уровне моря и температуры на поверхности 850 гПа, и в некоторых частях также температуры на уровне 2м, по сравнению с моделью атмосферы ПЛАВ с простой моделью эволюции ТПО.

СМДП существенно лучше дает сезонный прогноз аномалии ТПО, особенно заметный в периоды роста и падения интенсивности Эль-Ниньо. По-видимому, это связано с тем, что совместная модель воспроизводит не только положение траектории в фазовом пространстве своих характеристик, но и ее тенденцию траектории. Таким образом, при определенной доработке совместная модель может служить как инструмент прогноза крупномасштабных аномалий ТПО, особенно в тропиках.

Главная ошибка в прогнозе сезонных аномалий метеорологических полей наблюдается над сушей Евразии. По-видимому, в модели ПЛАВ необходимо улучшать параметризацию льда в почве, особенно в зонах вечной мерзлоты. Тем не менее, даже это улучшение не будет гарантировать достаточной оправдываемости долгосрочного прогноза аномалий в силу характера изменчивости атмосферы [290] в средних широтах, поскольку атмосферный отклик на аномалию ТПО не полностью определяет формирование изменчивости атмосферной циркуляции в средних широтах.

Таким образом, для уменьшения ошибок долгосрочного прогноза аномалий необходимо усовершенствовать схему параметризации процессов в почве в модели ПЛАВ. Для этого необходимо провести серию экспериментов с ПЛАВ с простой моделью эволюции ТПО для всех сезонов. Затем будут повторены ансамблевые расчеты с СМДП в период 1989-2010гг. Для улучшения воспроизведения поля ТПО моделью океана необходимо повышение ее пространственного разрешения. Кроме того, 10 участников ансамбля, использованных в настоящей работе, по современным меркам недостаточно. Новая версия технологии расчетов по СМДП требует как минимум несколько тысяч процессорных ядер вместо нынешних 400 ядер.

Литература

1. Физические основы теории климата и его моделирования / Пер. с англ. под ред. А.С. Моница. Л.: Гидрометеиздат, 1977.
2. IPCC Fourth Assessment Report // Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon S.D., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2007. 996 p.
3. Anderson D., Stockdale T., Balmaseda M., Ferranti L., Vitart F., Molteni F., Doblas-Reyes F., Mogensson K., Vidard A. Development of the ECMWF seasonal forecast System 3/ ECMWF Tech. Memo. 503. ECMWF, Reading, UK – 2007, 56p. (<http://www.ecmwf.int/publications/library/ecpublications/pdf/tm/501-600/tm503.pdf>)
4. Шнееров Б.Е., Мелешко В.П., Соколов А.П. и др. Глобальная модель общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана ГГО // Труды ГГО. 1997. вып. 544. С. 3-123.
5. Е.М. Володин, Н.А. Дианский, А.В. Гусев. 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. 1–17
6. Тросников И.В, Казначеева В.Д., Киктев Д.Б., Толстых М.А.. Оценка потенциальной предсказуемости метеорологических величин при динамическом сезонном моделировании атмосферной циркуляции на основе полулагранжевой модели SL-AV // Метеорология и Гидрология. 2005. N12. С. 5-17.
7. Д.Б.Киктев, И.В.Тросников, М.А.Толстых, Р.Б.Зарипов. Оценки успешности прогнозов сезонных аномалий метеорологических полей для модели SL-AV в эксперименте SMIP-2// Метеорология и гидрология. 2006. N6. С. 16-26.

8. М.А.Толстых, Д.Б.Киктев, Р.Б.Зарипов, М.Ю.Зайченко, В.В.Шашкин. Воспроизведение сезонной атмосферной циркуляции модифицированной полулагранжевой модели атмосферы// Изв. РАН, сер. ФАиО. 2010. Т.46, N2. С. 149-160.
9. Толстых М.А. Полулагранжева модель атмосферы с высоким разрешением для численного прогноза погоды// Метеорология и гидрология. 2001. N4. С. 5-16.
10. Tolstykh M. Vorticity-divergence semi-Lagrangian shallow-water model on the sphere based on compact finite differences // J. Comput. Phys. 2002. V. 179. P. 180-200.
11. Geleyn J.-F., Bazile E., Bougeault P., Deque M., Ivanovici V., Joly A., Labbe L., Piedelievre J.-P., Piriou J.-M., Royer J.-F. Atmospheric parameterization schemes in Meteo-France's ARPEGE N.W.P. model // Procs. of ECMWF Seminar on Parameterization of subgrid-scale physical processes 5-9 September 1994. - Reading, UK: ECMWF. 1995. P. 385-402.
12. Bougeault P. A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection // Mon. Weather Rev. 1985. V. 113. P. 2108-2121.
13. Gerard L., Geleyn J.-F. Evolution of a subgrid deep convection parametrization in a limited-area model with increasing resolution // Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 2005. V. 131. P. 2293-2312.
14. Ducrocq V. and Bougeault P. Simulation of an observed squall line with a meso-beta-scale hydrostatic model // Mon. Weather Rev. 1995. V. 123. P. 380-399.
15. Gregory D., Kershaw R., and Inness P.M. Parameterization of momentum transport by convection - II: Tests in single-column and general circulation models // Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 1997. V. 123. P. 1153-1183.
16. Tolstykh M. The use of combined closure in convection parameterization scheme /Research activities in atmospheric and oceanic modeling (Ed. J. Côté) WMO/TD 1161. 2003. Rep. 33. P.04-25 – 04-26.
17. Geleyn J.-F. Use of a modified Richardson number for parameterizing the effect of shallow convection // J. Met. Soc. Japan. 1987. Special 1986 NWP Symposium Issue. P. 141-149.
18. Ritter B. and Geleyn J.-F. A comprehensive radiation scheme of numerical weather prediction with potential application to climate simulations //Mon. Weather Rev. 1992. V. 120. P. 303-325.
19. Louis J.-F., Tiedtke M., and Geleyn J.-F. A short history of the operational PBL parameterization at ECMWF // Procs. of ECMWF Workshop on planetary boundary layer parameterization 25-27 November 1981. - Reading, UK: ECMWF. 1982. P. 59-80.
20. Catry, B., J.F. Geleyn, F. Bouyssel, J. Cedilnik, R. Brozkova, M. Derkova, R. Mladek : A new sub-grid scale lift formulation in a mountain drag parametarisation scheme Meteorologische Zeitschrift. 2008 17, Issue 2, 193-208.
21. Bryden 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, No. C1. P. 1537–1540.
22. 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.
23. Марчук Г.И. Методы расщепления. М., Наука, 1988. 264 с.
24. Залесный В.Б. Моделирование крупномасштабных движений в Мировом океане. М.: Отдел вычислит. мат. АН СССР, 1984. 158 с.
25. 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.
26. Дымников В.П. Вычислительные методы в геофизической гидродинамике. М.: Отдел. вычислит. мат. АН СССР, 1984. 148 с.
27. Е.М.Володин, М.А.Толстых. Параллельные вычисления в задачах моделирования климата и прогноза погоды// Вычислительная математика и программирование, 2007, Т.8, с. 123-129
28. Achuta Rao K., Sperber K.R. and the CMIP modeling groups. El-Nino Southern oscillation in coupled models. PCMDI report N61, 2000, p.1-50.
29. Kirtman B., Pirani A. WCRP Position Paper on Seasonal Prediction Report from the First WCRP Seasonal Prediction Workshop, 4-7 June 2007, Barcelona, Spain. WCRP Informal Report No. 3/2008 ICPO Publication No. 127

10.

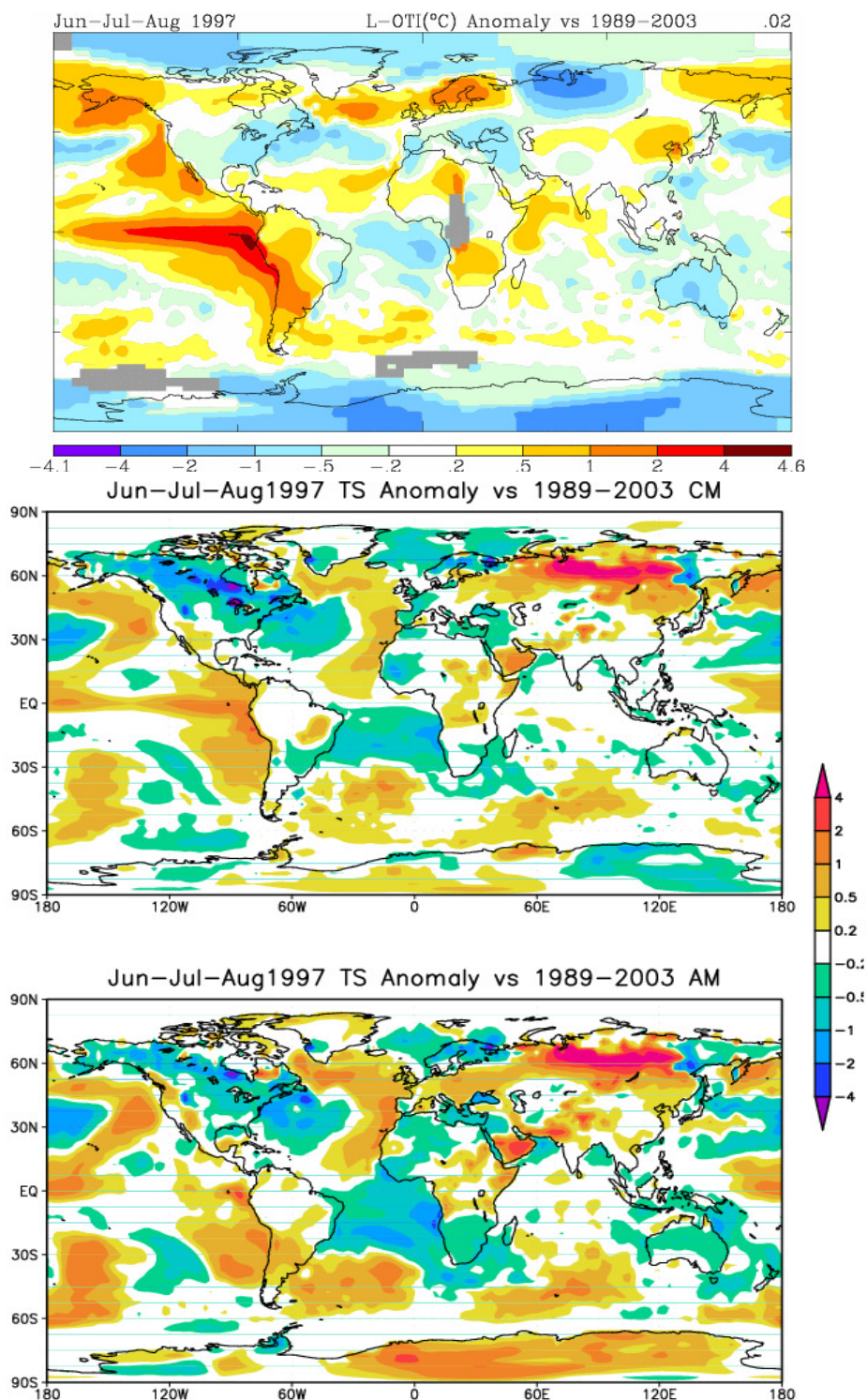


Рисунок 1. Вверху - средняя за лето 1997 г. наблюдаемая аномалия ПТ, в отклонениях от среднего за 1989-2003 гг. для этих же сезонов согласно данным NASA (<http://data.giss.nasa.gov/gistemp/>). Средняя за лето 1997 г. рассчитанная аномалия ПТ, в отклонениях от среднего за 1989-2003 гг. для этих же сезонов согласно СМДП (в середине) и модели ПЛАВ с простой эволюцией ТПО (внизу).