



ИПМ им.М.В.Келдыша РАН • Электронная библиотека

Препринты ИПМ • Препринт № 133 за 2018 г.



ISSN 2071-2898 (Print)
ISSN 2071-2901 (Online)

Беляев К.П., [Кулешов А.А.](#),
Тучкова Н.П.

Моделирование динамики
океана с усвоением данных
наблюдений

Рекомендуемая форма библиографической ссылки: Беляев К.П., Кулешов А.А., Тучкова Н.П. Моделирование динамики океана с усвоением данных наблюдений // Препринты ИПМ им. М.В.Келдыша. 2018. № 133. 13 с. doi:[10.20948/prepr-2018-133](https://doi.org/10.20948/prepr-2018-133)
URL: <http://library.keldysh.ru/preprint.asp?id=2018-133>

**Ордена Ленина
ИНСТИТУТ ПРИКЛАДНОЙ МАТЕМАТИКИ
имени М.В.Келдыша
Российской академии наук**

К.П. Беляев, А.А. Кулешов, Н.П. Тучкова

**Моделирование динамики океана
с усвоением данных наблюдений**

Москва — 2018

К.П. Беляев, А.А. Кулешов, Н.П. Тучкова

Моделирование динамики океана с усвоением данных наблюдений

В работе приведены результаты моделирования меридионального теплопереноса в океане, рассчитанного по совместной модели «океан-земля-атмосфера» института им. М.Планка с применением разработанного авторами метода усвоения данных наблюдений. В качестве наблюдаемых данных использовались данные по температуре и солёности океана, полученные в ходе эксперимента по изучению циркуляции Мирового океана WOCE (The World Ocean Circulation Experiment) в 1991-1995 гг. Показано, как усвоение данных меняет модельные характеристики – скорости течений и поля температуры. В качестве метода усвоения данных использовался обобщенный метод Калмана (Generalized Kalman Filter (GKF)).

Ключевые слова: динамика океана, совместная модель MPI-ESM, метод усвоения данных GKF.

Konstantin Pavlovich Belyaev, Andrey Aleksandrovich Kuleshov, Natalia Pavlovna Tuchkova

Modeling of ocean dynamics in conjunction with data assimilation

The paper presents the results of the modeling of meridional heat and mass transfer in the ocean, computed by the coupled ocean-atmosphere numerical model developed in Max Planck Institute for Meteorology and with the application of the original data assimilation technique. The data on temperature and salinity of the ocean, obtained during the WOCE (The World Ocean Circulation Experiment) in 1991-1995, were used. The paper shows how the data assimilation changes the model characteristics: the ocean current velocities and temperature fields. As the data assimilation method the Generalized Kalman filter (GKF) has been applied.

Key words: ocean dynamics, model MPI-ESM, data assimilation method GKF.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 14-11-00434).

Введение

Одной из важных задач в современной океанологии является оценка и прогнозирование динамики потоков тепла и массы в отдельных районах и в океане в целом. Эти оценки требуются для целого ряда задач, прежде всего для расчетов баланса тепла и влаги, на которых строятся среднесрочные и долгосрочные прогнозы погоды и климатические сценарии. Кроме того, такие величины важны для определения переноса вод в океане, химического загрязнения, переноса биогенных элементов, для понимания циклогенеза фауны в океане. Основным инструментом исследования динамики океана и атмосферы являются методы математического моделирования.

В последнее десятилетие заметен значительный прогресс в математическом моделировании процессов в океане и совместных геофизических процессов в океане и атмосфере. В дополнение к ранее разработанным океанским моделям циркуляции [1] появились и развиваются современные (state-of-the-art) модели циркуляции, которые включают в себя не только динамику океана и морей, но также описывают совместные процессы обмена океан-атмосфера-земля-лед-углерод-солнечная радиация, в общем, все физические процессы, прямо или косвенно влияющие на динамику в океане в среднесрочном и долгосрочном масштабах времени [2-3]. В этих работах на высоком научном уровне с применением суперкомпьютеров и методов параллельного программирования решается задача описания процессов динамики океана и совместной динамики океан-атмосфера.

Тем не менее с помощью математического моделирования получить точные оценки переноса тепла и массы в океане невозможно, так как применяемые для расчетов модели не полностью адекватны действительности, они основаны на различных приближениях и гипотезах, которые описывают реальность с некоторым приближением. Аппроксимация и численные методы решения дифференциальных уравнений предложенных моделей также вносят ошибки в расчетные параметры. Также имеет место недостаток реальных данных, используемых в моделях в качестве начальных и граничных условий, часто эти данные не вполне достоверны, бывают пропуски в рядах наблюдений, инструментальные погрешности измерений и так далее.

Повысить точность моделирования в рассматриваемых задачах возможно с применением методов усвоения данных наблюдений, то есть коррекции результатов модельных расчетов с помощью данных наблюдений.

При усвоении поле расчетных параметров корректируется таким образом, чтобы, с одной стороны, оно удовлетворяло бы уравнениям модели, то есть основным законам сохранения, а с другой – это поле с достаточной точностью аппроксимировало наблюдаемые значения. В результате компенсируются как неполнота базы данных наблюдений, так и погрешность самой модели. Конечно, и методы усвоения не решают всех проблем, однако их применение

все же дает лучшие результаты, по сравнению с расчетами без усвоения, что показано, например, в [4].

Один из таких методов был разработан авторами ранее, и он используется в настоящей статье. Его подробное изложение и обоснование можно найти в работах [5, 6]. Ниже будет дано краткое описание данного метода, необходимое для понимания содержания работы.

Настоящее исследование посвящено модельным оценкам процессов переноса тепла и массы в Южном океане. Эта тема весьма актуальна, и ей посвящен ряд работ. Это связано с необходимостью понять сам генезис и количественно описать те потоки воды, которые появляются в результате таяния льдов Антарктиды и распространяются вплоть до Средиземного моря [7].

В данной работе ставились задачи:

(а) провести модельные оценки переноса тепла и масс в Южной Атлантике по совместной модели MPI-ESM (Max Planck Institute - Earth System Model), разработанной в Институте Метеорологии общества М. Планка (Германия) с применением авторского гибридного метода усвоения GKF (Generalized Kalman Filter);

(б) проанализировать эти результаты и сравнить с контрольными, то есть с модельными расчетами без усвоения;

(в) количественно и качественно оценить влияние усвоения на конечный результат.

Работа является оригинальной, в ней проведен совместный расчет модельных полей с усвоением данных наблюдений из базы данных Института океанологии РАН (разрезы по программе WOCE A6-A11).

Расчеты по усвоению данных наблюдений выполнены на суперкомпьютере Ломоносов-2 Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова.

1. Математическая модель, метод усвоения и данные наблюдений

1.1. Математическая модель

В качестве математической модели использована глобальная совместная модель MPI-ESM. Поскольку данная модель необходима только как инструмент исследования и не является предметом анализа сама по себе, детали ее структуры и подробное описание здесь не приводятся, а дается только необходимая информация о конфигурации и основных параметрах.

В работе использовалась версия модели MPI-ESM высокого разрешения с размером сетки 0.25° по широте и приблизительно таким же разрешением, но меняющимся с широтой в меридиональном направлении. По вертикали задавались 40 уровней, от поверхности до дна, при этом первые 1000 м разрешены подробно и содержат 20 уровней. В модели также есть отдельный

блок динамики льда, который важен для описания Антарктической циркуляции, в частности циркумполярного течения. Область исследования в настоящей работе ограничивалась 75° ю.ш. и 55° с.ш. в Атлантическом океане и по долготе от пролива Дрейка (75° з.д.) до мыса Доброй Надежды (15° в.д.)

Общая схема эксперимента была следующей: с начальных нулевых значений скорости течения модель «разгонялась» за 150 лет под действием атмосферных течений (климатический форсинг). В качестве начальных данных для океанской части модели использовались средние «исторические» значения температуры и солёности из атласа наблюдений [8]. Для атмосферной части из архивов NCEP (www.ncer.noaa.gov) брались соответствующие значения (поток тепла, скорости ветра и пр.). Условно эти данные относились к 1850 г. С этими начальными условиями проводились расчеты по модели с интервалами времени от месяца до года для накопления значений ансамблевой статистики. Таким образом, модель выводилась на расчет уже актуальных значений, а значения параметров океана и атмосферы, используемые для рестартов, архивировались, и из них формировались массивы для статистической обработки.

1.2. Метод усвоения данных наблюдений

Усвоение данных проводилось по разработанному авторами ранее гибриднему методу усвоения GKF [5, 6] по формулам:

$$X_{a,n+1} = X_{b,n+1} + K_{n+1}(Y_{n+1} - HX_{b,n+1}),$$

$$K = \frac{(\Lambda - C)(H\Lambda)'Q^{-1}}{(H\Lambda)'Q^{-1}H\Lambda}, \quad (1)$$

где $X_{a,n}, X_{b,n}$ – векторы состояния модели в расчетный момент времени n , $n = 0, 1, \dots$ после и до усвоения (в английской литературе: analysis and background); $X_{a,0} = X_{b,0} = X_0$ – известное и заданное начальное условие (поле); Y_n – вектор наблюдений в момент n , в нашем случае это вектор значений температуры и солёности в точке наблюдения; K – весовая матрица (в английской литературе Kalman gain matrix), смысл которой – учет в модели информации о разности между наблюдаемыми и расчетными значениями параметров, то есть ошибки моделирования, H – матрица оператора проектирования векторов параметров модели на пространство векторов наблюдений; Q – ковариационная матрица ошибок моделирования; Λ, C – модельный и наблюдаемый тренды на временном шаге, то есть производные по времени модельных и наблюдаемых значений параметров соответственно.

В [5, 6] показано, что метод GKF обобщает известный алгоритм Калмана EnKF (Ensemble Kalman Filter) [4]. Преимущества метода GKF в том, что он

учитывает не только разницу между модельными параметрами и данными наблюдений, но и тенденцию (производную по времени) как в модельных параметрах, так и в данных наблюдений. При этом данный метод не требует предварительной фильтрации систематической ошибки модели (в зарубежной литературе: model bias), так как рассмотрение линейного тренда в качестве основы фильтра автоматически исключает систематическую ошибку модели.

1.3. Данные наблюдений

В работе были усвоены значения замеров температуры и солёности на 6 разрезах от поверхности (0-6 м) до дна (до 5720 м), всего около 650 гидрологических станций (замеров), выполненных судами различных стран во время эксперимента WOCE. Схемы разрезов показаны на рис.1.

Данные наблюдений представляют собой профили температуры и солёности с интервалом по давлению 2 д/бара. Эти значения интерполировались на стандартные горизонты модели и проходили контроль качества. В частности, проверялось условие стратификации $\rho_{k+1} > \rho_k$, $k=1,2,\dots,39$, где ρ_k – плотность на k -ом горизонте. Если условие стратификации нарушалось, то на горизонтах, где это наблюдалось, данные по температуре и солёности менялись местами, и процедура повторялась до строгого выполнения условия стратификации. Кроме того, температура *in situ* (в наблюдениях) конвертировалась в потенциальную температуру согласно [9]. Следует заметить, что разница между потенциальной и *in situ* температурой оказывалась порядка 0.8°C на глубинах свыше 3000 м. Такой прием позволил значительно уменьшить разницу между модельной и наблюдаемой температурами.

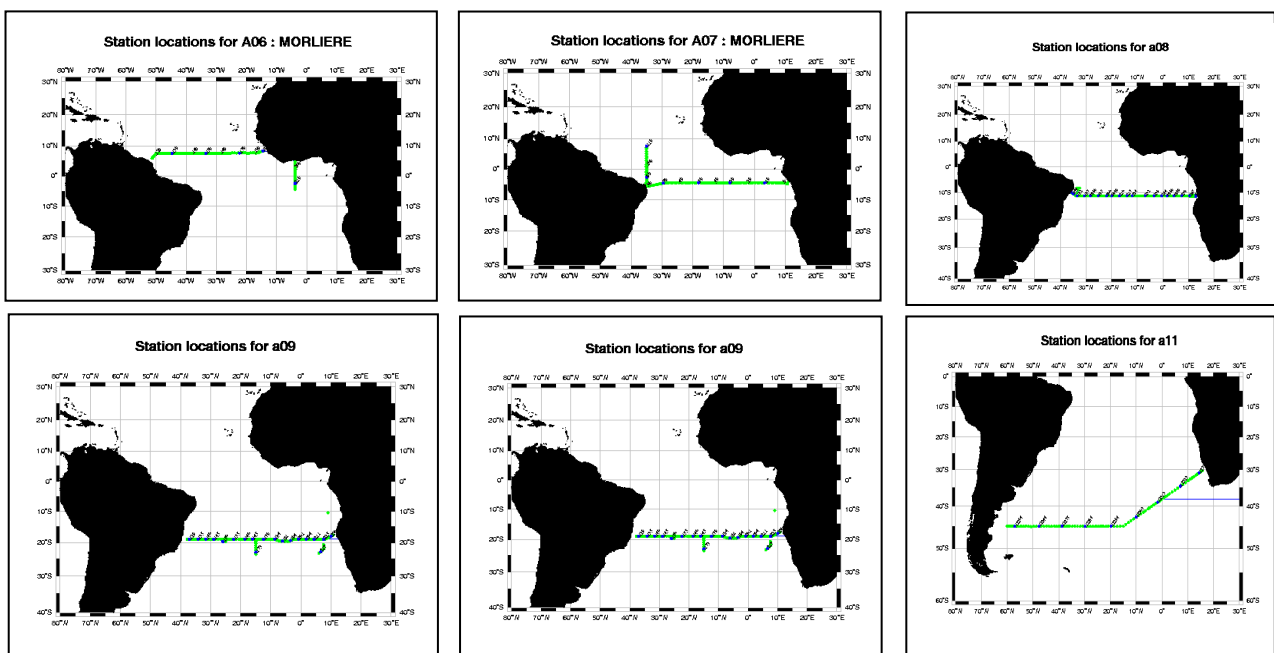


Рис. 1. Схемы расположения станций экспериментов.

1.4. Модельные эксперименты

Как отмечалось выше, модель разгонялась на 150 лет с условного 1850 г. с использованием климатического форсинга. В процессе расчетов записывались и архивировались данные на каждый месяц. Таким образом, создавался ансамбль значений. Эти данные использовались для расчета по методу Монте-Карло необходимой статистики в формулах (1), а именно для расчета вектора C как ансамблевого среднего разности параметров в двух последовательных по времени модельных расчетах, деленного на шаг по времени, и ковариационной матрицы ошибок моделирования Q .

В предыдущих исследованиях авторов [4] было установлено, что для усвоения достаточно ансамбля порядка 50 значений по каждой характеристике океана (температура, соленость, горизонтальные и вертикальные скорости, уровень океана и др.). Поэтому в качестве членов ансамбля выбирались среднегодовые значения за условные 1900-1950 гг. Далее проводился расчет с условного 1950 г. до 1993 г. без усвоения и с усвоением данных по формулам (1) на один момент времени в 1993 г., хотя реально замеры выполнялись в течение нескольких месяцев этого года. Полученные в расчете параметры сравнивались с результатами расчета без усвоения данных (контрольного расчета).

2. Результаты экспериментов и их анализ

На рис. 2 показаны поля температуры на горизонте 150 м до усвоения (контрольный расчет) (рис. 2а), после усвоения (анализ) (рис. 2б) и их разность (рис. 2в). Уровень в 150 м выбран потому, что на нем хорошо видна структура течений, характерная для Южной Атлантики. На этих рисунках можно видеть, что контрольное поле и поле после усвоения достаточно похожи, однако контрольное поле практически не содержит синоптических структур с выраженными изменениями как в широтном, так и в меридиональном направлениях. Наоборот, поле анализа заметно более динамично, оно содержит вихревые структуры, в целом температура в нем выше, чем в контрольном поле, особенно в экваториальном районе с сильно выраженной синоптической изменчивостью в южной части у берегов Латинской Америки (зона Бразильско-Мальвинского столкновения (Brazil-Malvinas confluence) и Африки в районе Гвинейского залива. Особенно хорошо эти различия видны на рис. 2в, который представляет разность полей. Зоны, в которых происходит усвоение, хорошо выражены, однако структура этой разности сильно анизотропна и неоднородна. Величина разности имеет максимальную амплитуду (как с плюсом, так и с минусом) около 2°C и заметно меняется с широтой. В экваториальной зоне расчетные значения температуры ниже реальных данных измерений, в то время как в зоне Бразильского течения наблюдается обратная картина.

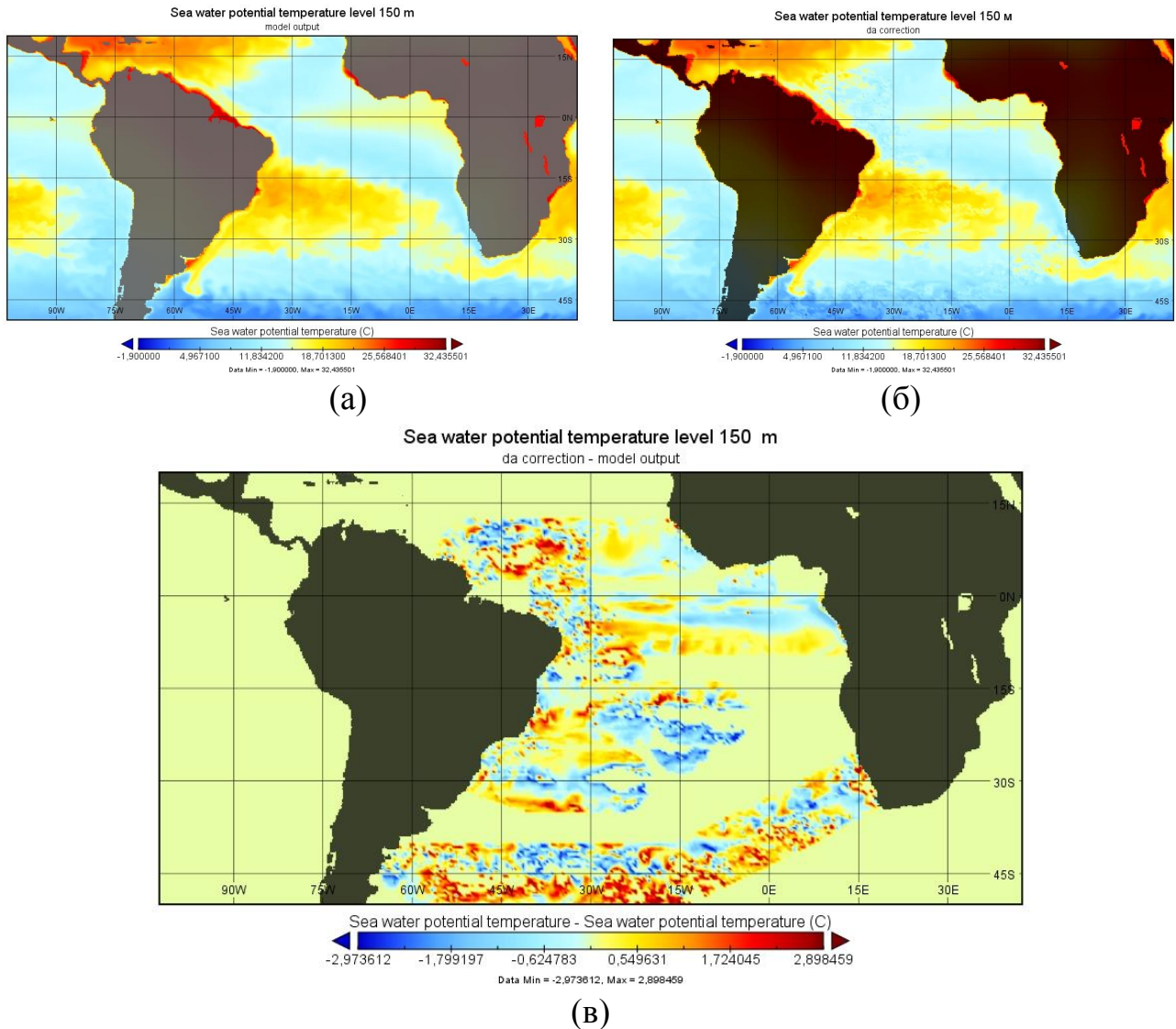
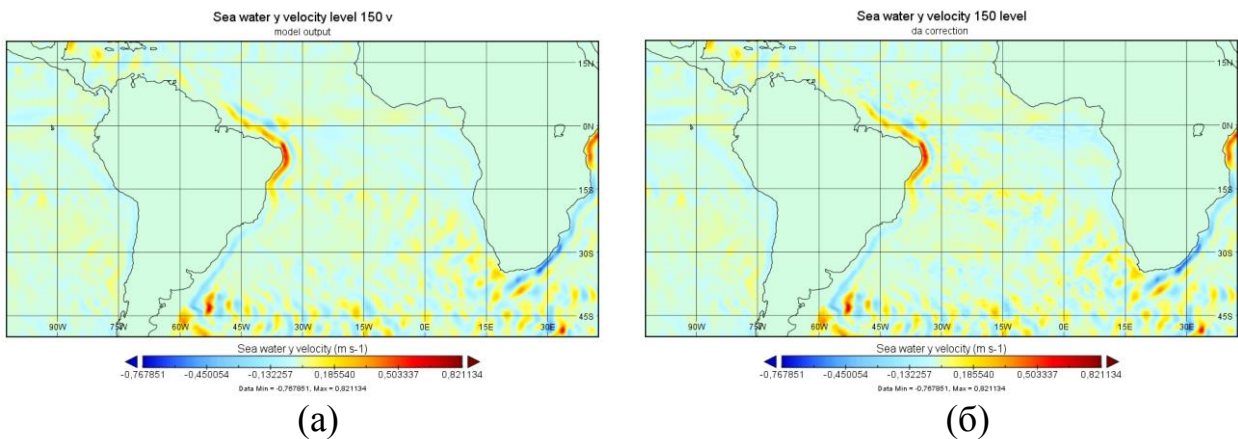
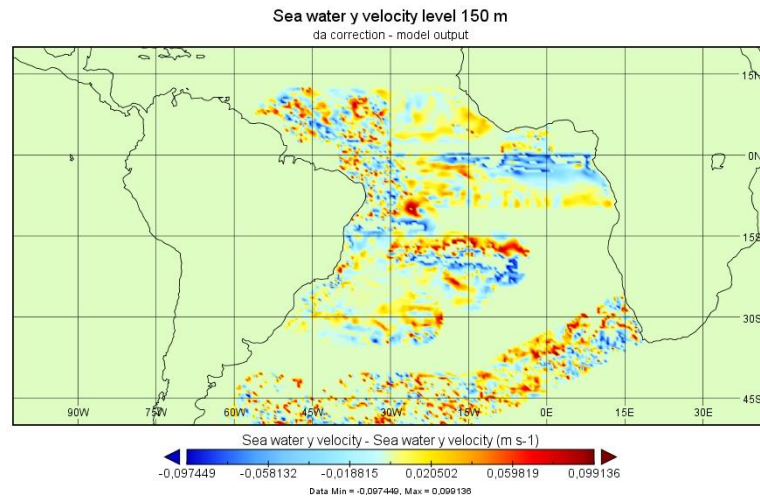


Рис. 2. Поля температуры на горизонте 150: а – контрольный расчет, б – анализ, в – поле анализа минус поле контрольного расчета.

Проведем анализ меридиональной компоненты скорости течений. На рис. 3 показана меридиональная компонента скорости течения на горизонте 150 м до и после усвоения и их разности.





(B)

Рис. 3. Меридиональная компонента скорости течения на горизонте 150 м:
а – контрольный расчет, б – анализ, в – поле анализа минус поле
контрольного расчета.

Можно заметить, что, как и для температуры, поле скорости после усвоения становится более хаотичным, с заметно выраженной синоптической изменчивостью. При этом хорошо видна структура течений – Бразильского и Мальвинского течений вдоль берегов Бразилии и Аргентины. На рис. 3б проявляется синоптическая структура экваториального противотечения, практически не видного на рис 3а, так как оно имеет ярко выраженное зональное, а не меридиональное направление. По амплитуде поправки не особенно велики, не превышают 0.01 м/сек. Однако ярко выраженной тенденции к увеличению или уменьшению модельной скорости не видно. В районах Бразильско-Мальвинского столкновения заметен максимум амплитуд этих поправок, причем как положительных, так и отрицательных. Также выражены «языки» этих величин в зонах Пассатного и Экваториального течения. В целом динамика вод как до, так и после усвоения соответствует общепризнанной картине течений, известной по другим работам [2].

На рис. 4 показан меридиональный перенос водных масс в Южной Атлантике. Перенос массы рассчитывался по формуле

$$M = \oint\limits_s v d\sigma,$$

где M – суммарный перенос массы на фиксированной широте, v – меридиональная компонента скорости течения в текущей точке на фиксированной широте и горизонте. Интеграл берется вдоль каждой широты и по вертикали от поверхности до дна. Единицы измерения потока – свердрупы (1 св.= 10^6 м³/с).

Рассчитывался как общий меридиональный перенос массы (рис. 4а), так и отдельно меридиональный перенос массы для уровней, меньших 220 м (рис.

4б). На рис. 4а сплошной линией показан перенос массы для модельного расчета (контроль), а пунктиром – расчет переноса по скорректированным (усвоенным) скоростям. Видно, что эти кривые сильно отличаются. При этом скорректированный перенос значительно, иногда вдвое больше, чем чисто модельный, при этом даже направление переноса может быть разным. На самом деле ничего удивительного в этом нет: как видно из рисунков, приведенных ранее, в верхних слоях хорошо выражена синоптическая компонента меридиональной скорости, которая может давать значительный вклад в перенос, отличный от контрольного расчета. Даже малые расхождения контрольной и усвоенной скоростей, проинтегрированные по значительной площади, дают большие расхождения между контрольными и усвоенными интегральными значениями переноса массы M . Однако максимальное и минимальное значения как контрольного, так и скорректированного потока массы примерно одинаковы и равны соответственно $+60$ св. и -40 св., но при этом области максимумом и минимумов расходятся.

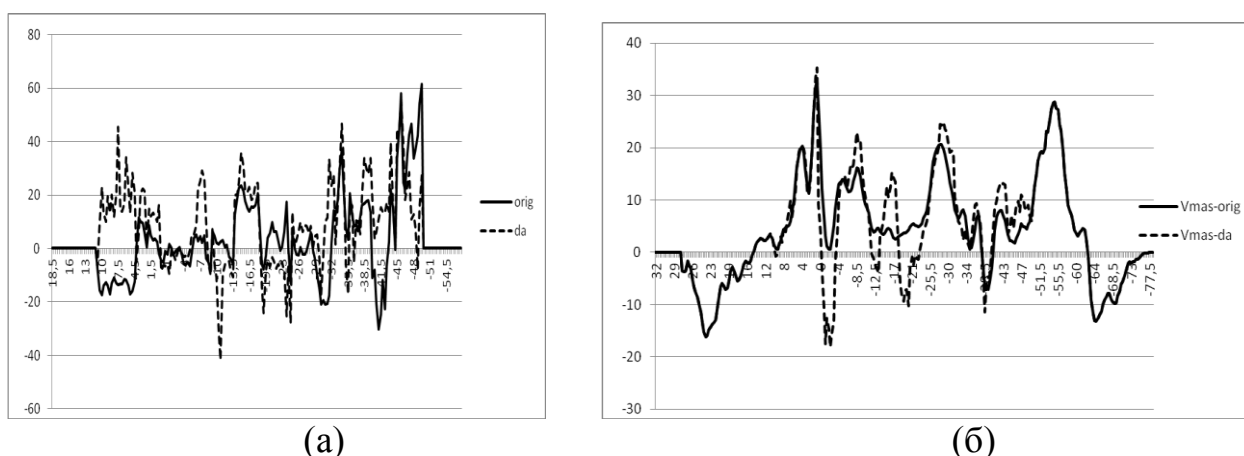


Рис. 4. Перенос массы в Южной Атлантике: (а) интегральный, (б) только для верхнего слоя меньше 220 м.

Можно сделать вывод о том, что суммарный (интегральный) или средний (нормированный на площадь) контрольный и скорректированный перенос близки, но локально они различаются.

На рис. 4б показаны кривые переноса для верхнего слоя. Как и на рис. 4а, контрольный поток показан сплошной линией, а скорректированный – пунктиром. Можно заметить, что перенос в верхнем слое происходит преимущественно на север, хотя в районе от 30° с.ш. до 10° с.ш. и южнее 60° ю.ш. имеет место южный перенос массы. В северном полушарии в этой зоне сильна так называемая южная ветвь Гольфстрима, несущая много воды именно на юг, а в южном полушарии на широтах южнее 60° ю.ш. проявляется циркумполярное течение, тоже имеющее выраженную компоненту скорости течения, направленную на юг.

Были рассчитаны также меридиональные потоки тепла – интегральный поток и поток только для верхнего слоя. Расчет потоков тепла осуществлялся по формуле

$$Q = S^{-1} \oint c_p \rho v T d\sigma,$$

где Q – общий поток тепла для каждой широты, S, c_p, ρ, v, T – соответственно площадь сечения, удельная теплоемкость, равная 4220 Дж/(кг·град) [9], плотность (кг/м³), меридиональная компонента скорости (м/сек) и температура (°С). Интеграл берется вдоль широты и по всей вертикали от поверхности до дна. Единицы измерения потока – Вт/м².

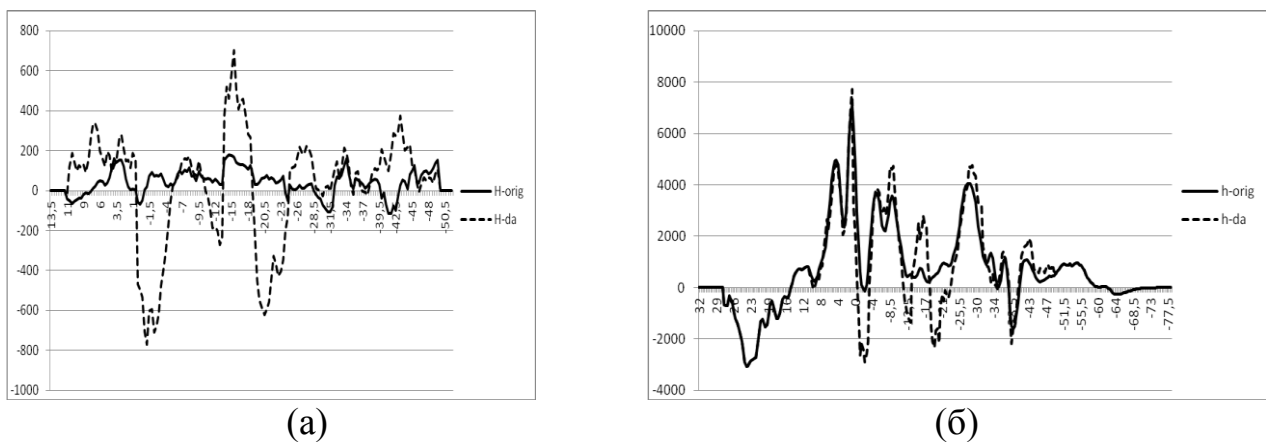


Рис. 5. Меридиональный перенос тепла в Южной Атлантике: (а) интегральный, (б) только для верхних слоев < 220 м.

На рис. 5а приведен общий тепловой поток, а на рис. 5б – поток тепла только для верхнего слоя (до 220 м). Можно заметить, что в интегральном переносе тепла скорректированная кривая отличается от чисто модельной как в положительную, так и в отрицательную сторону, но при этом их средние значения (площади под кривыми) близки. Это означает, что переносы сильно различаются локально, но не суммарно. Естественно, что усвоенные значения меридионального переноса тепла значительно больше по абсолютной величине, иногда на порядок, поскольку являются произведением двух скорректированных величин – скорости и температуры, и, следовательно, в результате имеем мультипликативный эффект. Однако общий интегральный баланс переноса тепла сохраняется, что косвенно свидетельствует о корректности наших расчетов. На рис. 5б видно, что перенос тепла для верхнего слоя соответствует переносу масс (рис. 4б), имеет также ярко выраженное направление к югу в северном полушарии от 30° с.ш. до 10° с.ш. и на север в южном полушарии из района от 50° ю.ш. до 46° ю.ш. Однако есть и положительная величина переноса в районе 62° ю.ш. Это объясняется наличием холодных вод, имеющих отрицательную температуру. Даже при общем потоке массы на юг перенос тепла происходит в северном направлении.

Заклучение

Приведенные результаты численных экспериментов позволяют сделать вывод о том, что модельные климатические поля после усвоения данных наблюдений заметно меняют не только измеряемые и усваиваемые величины, в частности температуру и соленость, но и те, которые находятся из уравнений баланса, а сами непосредственно не измеряются, в частности скорости течений. При этом применение методов усвоения существенно корректирует рассчитываемые поля физических величин.

Список литературы

1. Bryan K. A numerical method for the study of the circulation of the world ocean // J. of Comp. Phys. 1969. V. 4. P. 347-376.
2. Bleck R. An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic–Cartesian coordinates // Ocean Model. 2002. №. 4. 55-88.
3. Jungclaus J.H., Fischer N., Haak H., Lohmann K., Marotzke J., Matei D., Mikolajewicz U., Notz D., Storch J.S. Characteristics of the ocean simulations in the Max Planck Institute Ocean Model (MPIOM) the ocean component of the MPI-Earth system model // JAMES. 2013. Issue 2. P. 422-446.
4. Кауркин М.Н., Ибраев Р.А., Беляев К.П. Усвоение данных АРГО в модель динамики океана с высоким разрешением по методу ансамблевой оптимальной интерполяцией (EnOI) // Океанология. 2016. Т. 56. № 6. С. 852-860.
5. Беляев К.П., Кулешов А.А., Тучкова Н.П., Танажура К.А. Метод коррекции расчетов динамической модели данными наблюдений и его применение к анализу динамики Атлантического океана // Матем. моделирование. 2015. Т. 27. № 12. С. 20-32.
6. Belyaev K., Kuleshov A., Tuchkova N., Tanajura C.A.S. An optimal data assimilation method and its application to the numerical simulation of the ocean dynamics // Mathematical and Computer Modelling of Dynamical Systems. 2018. V. 24. №. 1. P. 12-25.
7. Morozov E., Demidov A., Tarakanov R., Zenk W. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean: Water structure and flows – Springer. 2010. 266 p.
8. Antonov J.I., Seidov D., Boyer T.P., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Garci H.E., Baranova O.K., Zweng M.M., Johnson D.R. World Ocean Atlas 2009. Salinity. NOAA Atlas NESDIS U.S. – Gov. Print. Off., Washington, D.C. 2010.V. 2. № 69. 184 p.
9. Доронин Ю.П. Физика океана. – Л.: Гидрометиздат. 1978. 305 с.

Оглавление

Введение.....	3
1. Математическая модель, метод усвоения и данные наблюдений.....	4
1.1. Математическая модель	4
1.2. Метод усвоения данных наблюдений.....	5
1.3. Данные наблюдений.....	6
1.4. Модельные эксперименты.....	7
2. Результаты экспериментов и их анализ.....	7
Заключение.....	12
Список литературы.....	12