

## Оценки меридионального переноса тепла и массы в Южной Атлантике по совместной модели циркуляции атмосферы и океана с усвоением данных наблюдений и с применением средств визуализации

К.П. Беляев<sup>1,А,В,С</sup>, А.А. Кулешов<sup>2,С</sup>, Н.П. Тучкова<sup>3,В,С</sup>

<sup>А</sup> Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН

<sup>В</sup> Федеральный исследовательский центр «Информатика и управление» РАН

<sup>С</sup> Федеральный исследовательский центр Институт прикладной математики им. М.В.Келдыша РАН

<sup>1</sup> ORCID: 0000-0003-2111-2709

<sup>2</sup> ORCID: 0000-0002-4203-9953, [andrew\\_kuleshov@mail.ru](mailto:andrew_kuleshov@mail.ru)

<sup>3</sup> ORCID: 0000-0001-6518-5817

### Аннотация

В работе проводятся оценки меридионального потока тепла и массы, рассчитанные по совместной модели океан–земля–атмосфера института им. М.Планка с применением оригинальных методов усвоения данных наблюдений. В качестве наблюдаемых данных использовались STD-разрезы температуры и солёности поперек Атлантики в 1991–1995 гг., выполненные во время международного эксперимента WOCE (The World Ocean Circulation Experiment). Разрезы содержат около 650 станций, каждая из которых имеет от 100 до 3000 измерений от поверхности до дна. В процессе работы проводились оценки скоростей течений, как чисто модельные (контроль), так и с усвоением этих данных наблюдений. Средствами визуализации показано, как усвоение данных меняет модельные характеристики, включая скорости течений и поля температуры на различных уровнях. На представленных графиках также видно, как влияет изменение начального поля после усвоения на результаты модельных расчетов после 6 и 11 месяцев, причем как на наблюдаемые характеристики модели, так и на те характеристики, которые непосредственно не наблюдаются. В качестве метода усвоения использовался обобщенный метод Калмана (Generalized Kalman Filter (GKF)), который совпадает в частном случае с классическим методом Калмана (Ensemble Kalman Filter (EnKF)). В работе анализировались результаты расчетов потоков тепла и массы и сравнивались с результатами контрольных расчетов без усвоения. Расчеты выполнялись на суперкомпьютерах Mistral в DKRZ (г. Гамбург, Германия) и «Ломоносов-2» в Московском государственном университете имени М.В.Ломоносова.

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

**Ключевые слова:** динамика океана, суперкомпьютерное моделирование, совместная модель MPI-ESM, метод усвоения данных GKF, данные WOCE.

## 1. Введение

Одной из важных задач в современной океанологии является оценка 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. Понимание этих процессов невозможно без их наглядного представления с помощью современных средств визуализации. Кроме того, такие величины важны для определения переноса вод в океане, химического загрязнения, переноса биогенных элементов, для понимания циклогенеза фауны в океане.

Очень трудно оценить характеристики водных масс и теплосодержание вод в глубоком океане. В отличие от поверхности океана, где есть спутниковые наблюдения, которые относительно достоверно описывают поверхностную температуру и уровень океана, в глубоких слоях практически нет длинных рядов наблюдений, за исключением сравнительно небольшого объема данных по крупномасштабным международным проектам [1-2], а также данных с дрейфтеров Argo [3], которые накоплены за последнее десятилетие. Совсем плохо обстоит дело с наблюдениями в придонных слоях океана, особенно в Южной Атлантике и южной части Тихого океана, где существуют только разрозненные наблюдения, сделанные в океанографических экспедициях, в частности по программе WOCE (World Ocean Circulation Experiment) [4].

Поэтому основным инструментом при оценках подобного рода служат модельные расчеты. В последнее десятилетие заметен значительный прогресс в математическом моделировании процессов в океане и совместных геофизических процессов в океане и атмосфере. 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 среднем и крупном масштабах времени. Отметим важные работы последнего времени по чисто океанской циркуляции [5] и моделированию по совместным океан–атмосфера моделям [6]. В этих работах на высоком научном уровне с применением суперкомпьютеров и методов параллельного программирования решаются задачи описания процессов динамики в океане и совместной динамики океан–атмосфера.

Тем не менее, моделирование также неспособно в полной мере дать точные оценки таких важных характеристик, как перенос тепла и массы в океане. Это обусловлено тем, что применяемые для расчетов модели не полностью адекватны действительности, они основаны на различных приближениях и гипотезах, аппроксимация и численные методы решения дифференциальных уравнений предложенных моделей вносят ошибки в расчетные параметры. Кроме того, 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 [7].

В современной океанологии методы усвоения используются достаточно широко как для оперативных прогнозов, [8], так и в климатическом моделировании [9]. Большой вклад в развитие теории и методов усвоения внесла школа основоположника данного направления в СССР (России) академика Г.И. Марчука [10]. В современных версиях этих схем усвоения, получивших название 4D-VAR метода, используются идеи теории обратных задач и сопряженных уравнений, предложенных акад. Марчуком еще в 70-х годах прошлого века. Например, версия 4D-VAR метод усвоения подробно изложена в [11].

Другим, во многом альтернативным подходом, являются так называемые динамико-стохастические схемы усвоения. Их современная версия получила название ансамблевого фильтра Калмана EnKF (Ensemble Kalman Filter) [12]. Отметим, что большой вклад в развитие этой теории и ее применении внесли советские (российские) ученые под руководством академика А.С. Саркисяна [13]. Из последних публикаций на эту тему можно отметить работу [14]. В целом это направление активно и успешно развивается как в России, так и за рубежом. Есть и некоторые другие подходы в усвоении данных, отличные от этих двух магистральных направлений, которых не будем касаться, так как настоящая статья не посвящена собственно усвоению данных, а только использует эти методы для конкретного расчета.

В последние годы особенно актуальными стали гибридные методы усвоения (hybrid methods), так или иначе объединяющие эти два подхода. Один из таких методов – обобщенный метод Калмана GKF (Generalized Kalman Filter), разработанный авторами, используется в настоящей статье. Его подробное изложение можно найти в работах [15,16]. 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, в частности, появляются в результате таяния льдов Антарктиды и распространяются вплоть до Средиземного моря. [17]

Цели данной работы: а) провести моделирование переноса тепла и масс в Южной Атлантике по совместной модели MPI-ESM (Max Planck Institute – Earth System Model), разработанной в Институте Метеорологии (MPIMET) общества М. Планка (Германия), с применением авторского гибридного метода усвоения GKF (Generalized Kalman Filter); б) проанализировать эти результаты и сравнить их с контрольными, то есть с модельными расчетами без усвоения; в) количественно и качественно оценить влияние усвоения на конечный результат, особенно на удаленные от района усвоения зоны Мирового океана, в частности Арктики; г) наглядно представить результаты моделирования с помощью современных средств визуализации.

Для усвоения данных наблюдений использовалась базы данных Института океанологии РАН (разрезы по программе WOCE A6-A11). Данные наблюдений переданы проф. Морозовым Е.Г.

Расчеты выполнены на суперкомпьютерах "Mistral" в DKRZ (Deutsches Klimarechenzentrum, г. Гамбург, Германия) и "Ломоносов-2" в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова.

Для визуализации результатов численных экспериментов был использован пакет с открытой лицензией Panoply Data Viewer (Panoply 4.9.4, released 2018-08-30, NASA, автор Dr. Robert V. Schmunk) для обработки геофизической информации в форматах netCDF, HDF, GRIB.

## 2. Математическая модель, метод усвоения и данные наблюдений

### 2.1. Математическая модель

В качестве математической модели использована глобальная совместная модель MPI-ESM [6]. 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 ее версия высокого разрешения с размером сетки  $0.25^\circ$  по широте и приблизительно такое же разрешение, но неодинаковое, а меняющееся 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, но в нашей работе он не анализировался. Область исследования в настоящей работе ограничивалась  $75^\circ$  ю.ш. и  $55^\circ$  с.ш. в Атлантическом океане и по долготе от пролива Дрейка ( $75^\circ$  з.д.) до мыса Доброй Надежды ( $15^\circ$  в.д.).

Общая схема эксперимента была следующей: сначала модель разгонялась за 150 лет. А именно, в качестве начальных данных для океанской части использовались средние «исторические» значения температуры и солёности из атласов наблюдений [18]. Для атмосферной части из архивов NCEP [19] брались соответствующие значения (потoki тепла, скорости ветра и пр.). Условно эти данные относились к 1800 г. С этим начальными условиями проводилось интегрирование модели с интервалами расчетов от месяца до года для накопления значений ансамблевой статистики. Таким образом модель выводилась на расчет уже актуальных значений, а значения рестартов (характеристики океана и атмосферы) архивировались и из них формировались массивы для статистической обработки.

### 2.2. Метод усвоения данных наблюдений

Усвоение данных проводилось по методу GKF по формулам

$$X_a = X_b + K(Y - HX_b), \quad (1)$$

$$K = \sigma^{-1}(\Lambda - C)(H\Lambda)^T Q^{-1}, \quad (2)$$

$$\sigma = (H\Lambda)^T Q^{-1} (H\Lambda), \quad (3)$$

где  $X_a, X_b$  – модельные поля (записанные в виде вектора столбца в каждой точке сетки) после и до коррекции (в английской литературе имеющие специальные термины *analysis* и *background*) соответственно;  $Y$  – вектор наблюдений, в нашем случае вектор температуры и солёности в точке наблюдения,  $K$  – весовая матрица, смысл которой – передача информации от разности между наблюдениями и моделью, то есть ошибки моделирования, к самой модели, в том числе и к ненаблюдаемым параметрам модели, в зарубежной литературе называемая *Kalman gain*;  $Q$  – ковариационная матрица ошибки моделирования, определяемая только для наблюдаемых параметров, по построению это положительно определенная симметричная матрица;  $\Lambda$  и  $C$  – временные тренды, то есть производные по времени параметров модели и наблюдений соответственно, и тоже записанные как вектор-столбцы в точках сетки;  $H$  – матрица линейного оператора проектирования из фазового пространства (множества значений) модели в фазовое пространство наблюдений, который интерполирует значения модели в точки наблюдений и исключает из рассмотрения те параметры модели, которые не наблюдаются; верхний индекс  $T$  обозначает транспонирование вектора и/или матрицы.

Метод GKF (1)-(3) подробно описан и теоретически обоснован в работах [15,16]. Там же показано, что данный метод обобщает известный алгоритм Калмана EnKF [12]. Значения вектора  $C$  и матрицы  $Q$  считаются известными и определяются, в частности, методами, изложенными в [15]. Преимущества данного алгоритма в том, что он учитывает не только разницу между моделью и данными наблюдений, но и тенденцию (временную производную) как в модели, 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 убирает систематическую ошибку модели.

### 2.3. Данные наблюдений

В работе были усвоены 5 разрезов профилей температуры и солёности от поверхности (0-6 м) до дна (до 5720 м), всего около 650 станций, выполненных судами различных стран во время эксперимента WOCE. Схемы разрезов показаны на рис. 1 (предоставлен проф. Морозовым Е.Г.).

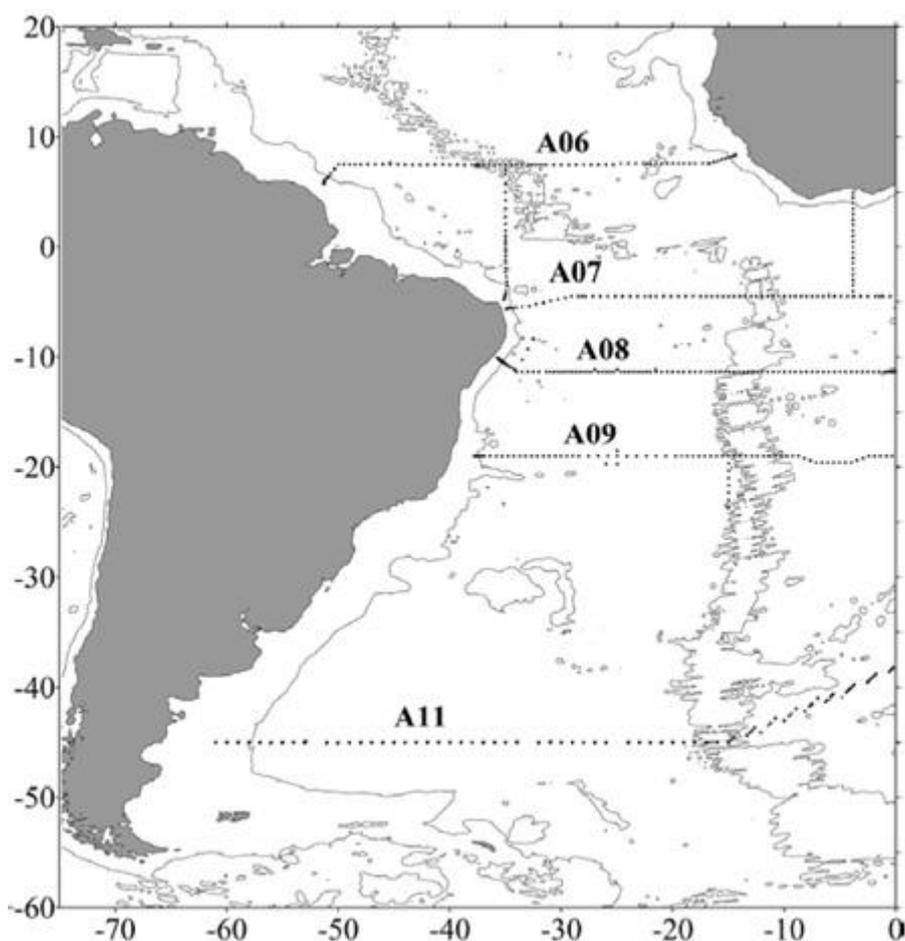


Рис. 1. Схема расположения станций.

Данные наблюдений представляют собой профили температуры и солёности с интервалом по давлению 2 д/бара. Эти значения пересчитывались в стандартные горизонты модели и проходили контроль качества. В частности, проверялось условие стратификации –  $\rho_{k+1} > \rho_k$ ,  $k=1,2,\dots,39$ , где  $\rho_k$  – плотность на горизонте  $k$ . 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 [20]. Следует заметить, что разница

между потенциальной и *in situ* температурой оказывалась порядка  $0.8^{\circ}\text{C}$  на глубинах свыше 3000 м. Эта конвертация значительно уменьшала разницу между модельной и наблюдаемой температурой, по сравнению с исходными значениями.

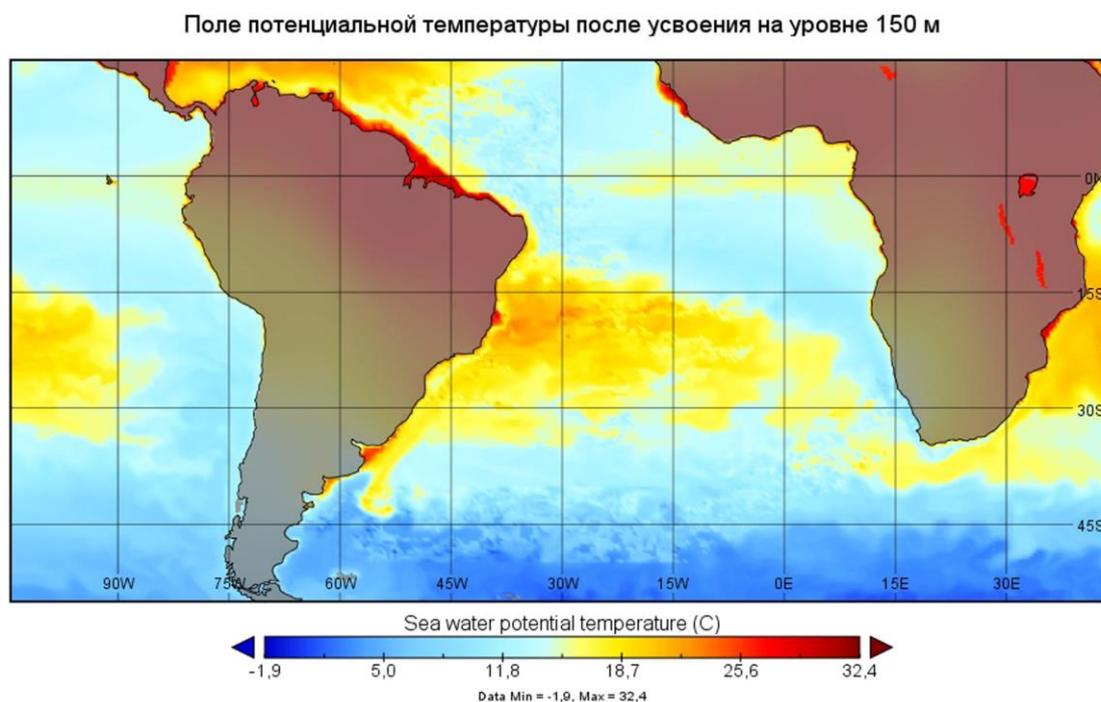
## 2.4. Модельные эксперименты

Как отмечалось выше, модель разгонялась с нулевых начальных скоростей под действием атмосферного форсинга за 150 лет с условного 1800 г. В процессе интегрирования записывались и архивировались данные расчета на каждый месяц. Таким образом создавался ансамбль значений. Эти данные использовались для расчета по методу Монте-Карло вектора  $S$ , как ансамблевого среднего разности между двумя параметрами в двух последовательных по времени модельных расчетах, деленного на шаг по времени, и ковариационной матрицы ошибок моделирования  $Q$ .

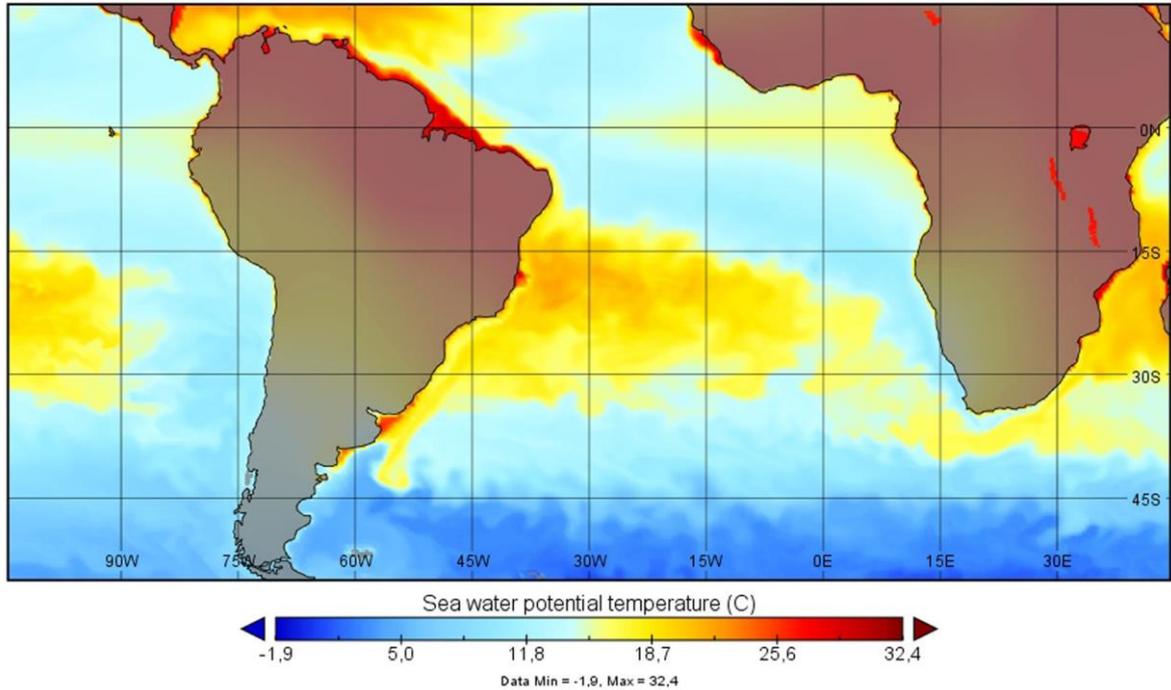
В предыдущих исследованиях [14] было установлено, что для усвоения достаточно ансамбля порядка 50 значений по каждой характеристике океана (температура, соленость, горизонтальные и вертикальные скорости, уровень океана и др.). Поэтому в качестве членов ансамбля выбирались среднегодовые значения за условные 1900–1950 гг. Далее проводились расчеты с условного 1950 г. до 1993 г. без усвоения и с усвоением данных по формулам (1)-(2) на один момент времени, условный 1993 г., хотя реально измерения выполнялись в течение нескольких месяцев. Полученные в расчете параметры сравнивались с результатами расчета без усвоения данных (контрольного расчета).

## 3. Результаты экспериментов и их анализ

На рисунке 2 показаны поля температуры на горизонте 150 м до усвоения (контроль, рис. 2а), после усвоения (анализ, рис. 2б) и их разность (анализ минус контроль, рис. 2в). Уровень 150 м выбран потому, что на нем хорошо видна структура течений, характерная для Южной Атлантики.

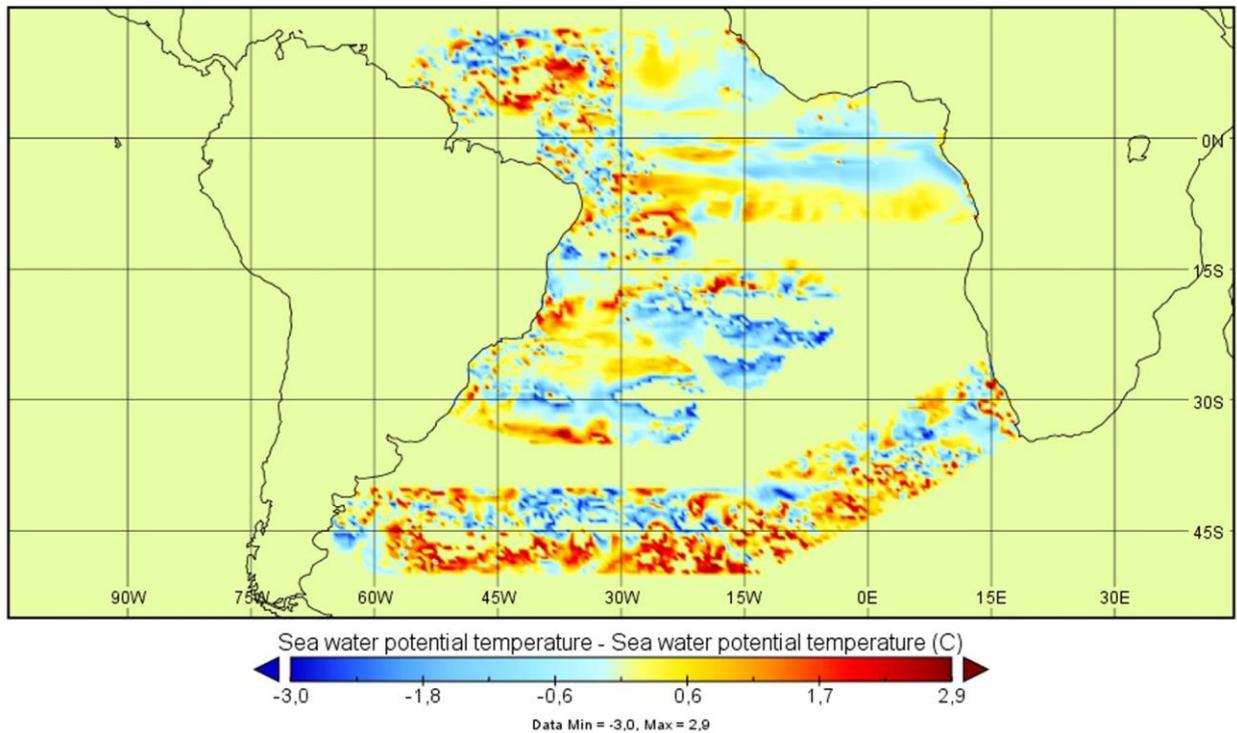


Поле модельной потенциальной температуры на уровне 150 м



(б)

Разница значений потенциальной температуры после и до усвоения на уровне 150 м



(в)

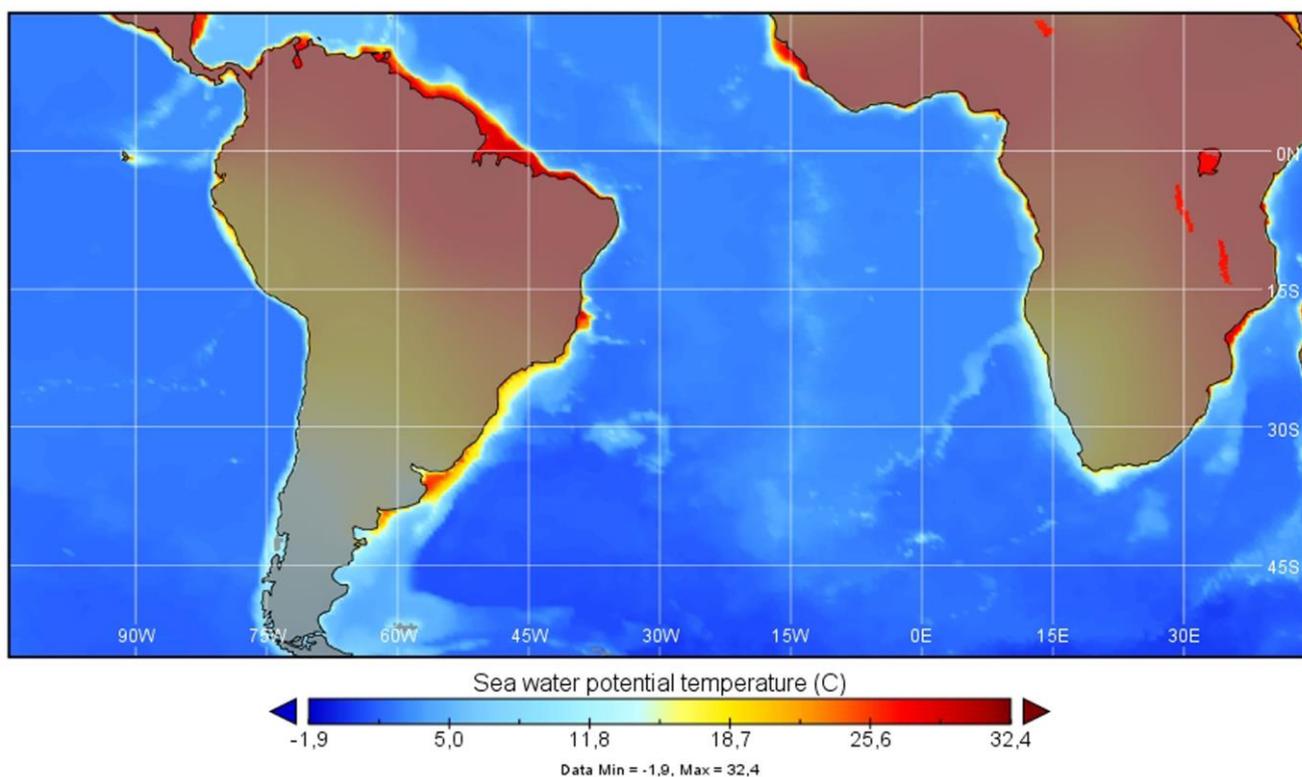
**Рис. 2.** Поля температуры на горизонте 150 м: а) контрольный расчет, б) анализ (расчет с усвоением), в) разность полей анализа и контрольного расчета.

На этих рисунках можно увидеть, что контрольное поле представляет собой достаточно гладкое, практически не содержащее синоптических структур поле с не особенно выраженными изменениями как в широтном, так и в меридиональном направлениях.

Наоборот, поле анализа заметно более динамично, в целом теплее, чем чисто модельное, особенно в экваториальном районе с выраженной синоптической изменчивостью в южной части у берегов Латинской Америки в зоне 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  $2^{\circ}\text{C}$  и заметно меняется с широтой. В экваториальной зоне модель сильно недооценивает реальные данные, в то время как в зоне Бразильского течения реальность заметно холоднее, чем показывает модель.

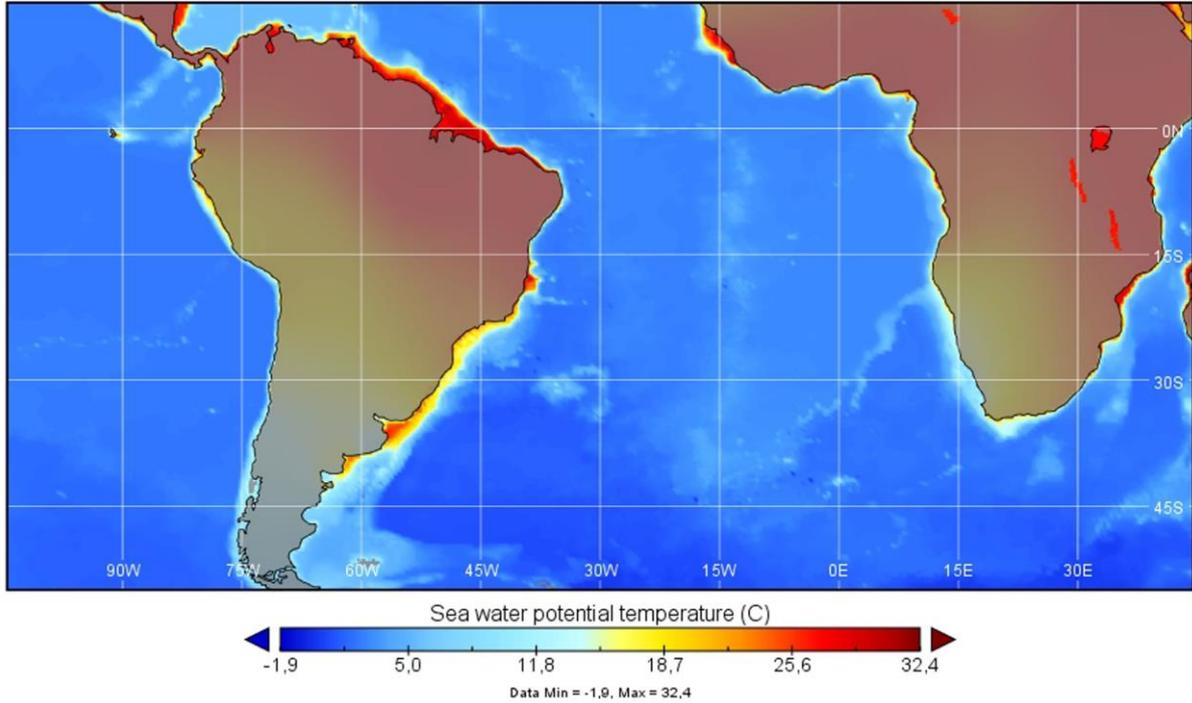
На рис. 3 показаны поля температуры на горизонте 3770 м. Этот горизонт выбран для демонстрации из тех соображений, что на нем проявляется Антарктическая донная вода (ААДВ), представляющая большой интерес для климатических исследований. Поля на этом горизонте меняются мало, хотя небольшие отличия есть. Вывод о том, что модель несколько недооценивает глубинную температуру, сохраняется, поле после коррекции (усвоения) примерно на  $0.5^{\circ}\text{C}$  теплее, чем контрольное, хотя в отдельных зонах разница достигает  $1^{\circ}\text{C}$ . Разница особенно заметна в зоне Бразильско-Мальвинского столкновения и в районе пролива Дрейка. Эта недооценка существенно сказывается при коррекции скорости, и особенно потоков тепла, как мультипликатора двух величин – скорости и температуры.

Модельное поле потенциальной температуры на уровне 3770 м



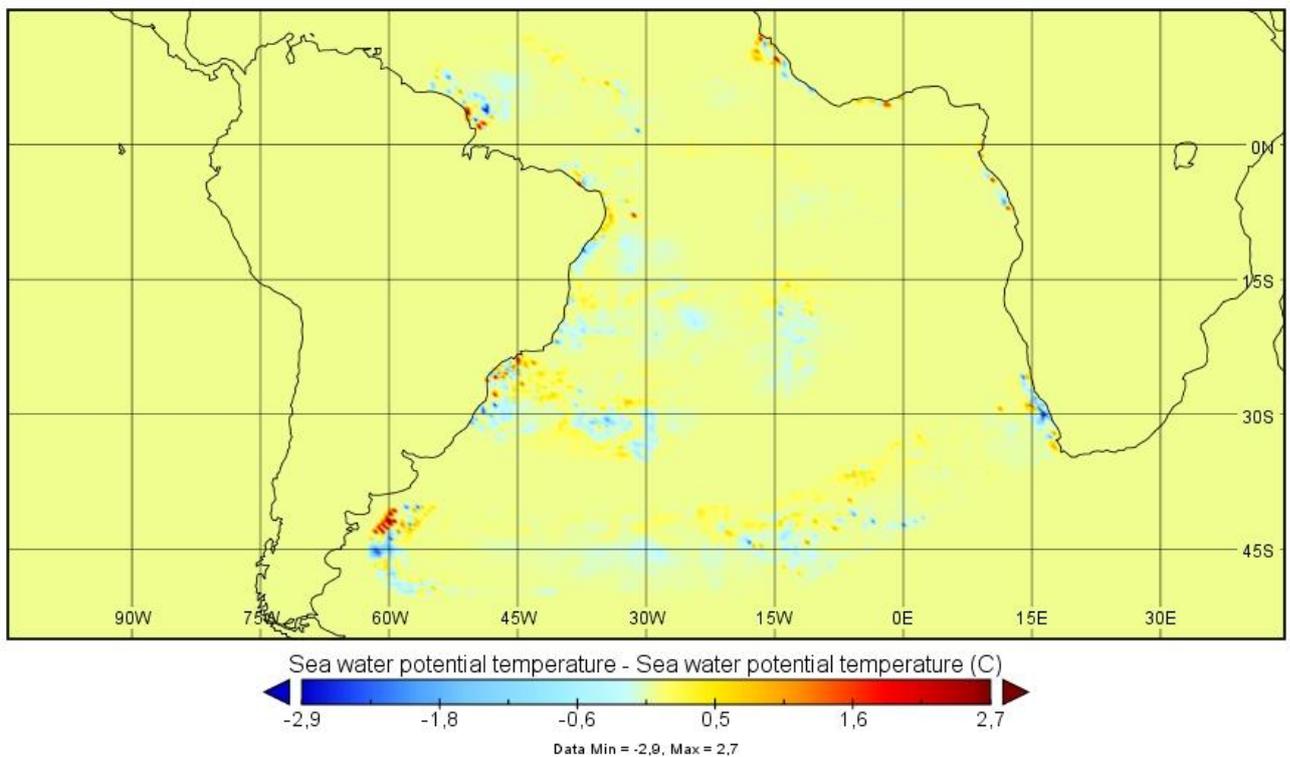
(a)

Поле потенциальной температуры после усвоения на уровне 3770 м



(б)

Разница значений потенциальной температуры после и до усвоения на уровне 3770 м

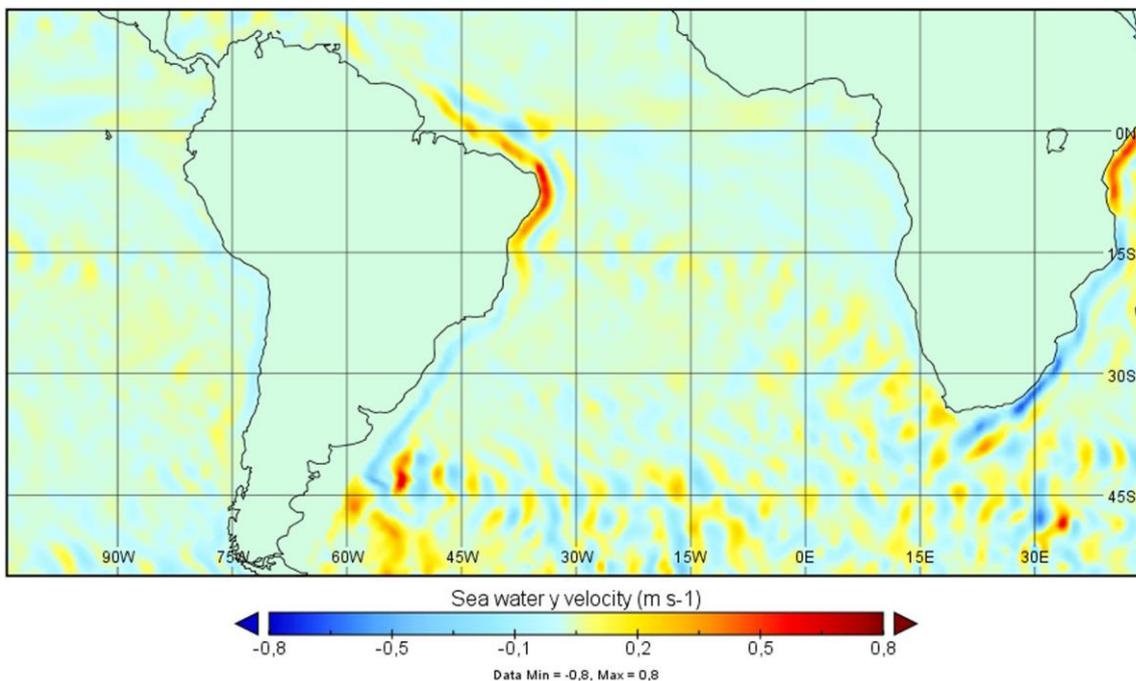


(в)

**Рис. 3.** Потенциальная температура на горизонте 3770 м: а) контрольный расчет, б) анализ, в) разность полей анализа и контрольного расчета.

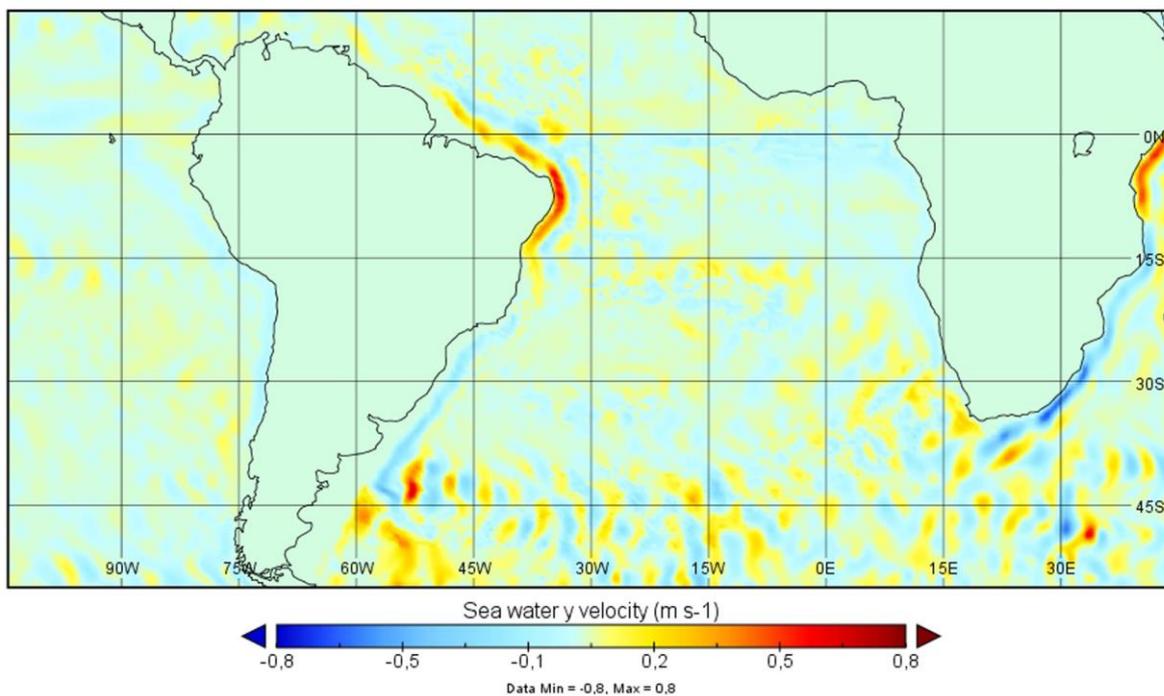
Проведем анализ меридиональной компоненты скорости течений. На рис. 4 показана меридиональная компонента скорости течения на горизонте 150 м до и после усвоения и их разности, а на рис. 5 – те же параметры на глубине 3770 м.

Модельное значение меридиональной компоненты скорости течений на уровне 150 м



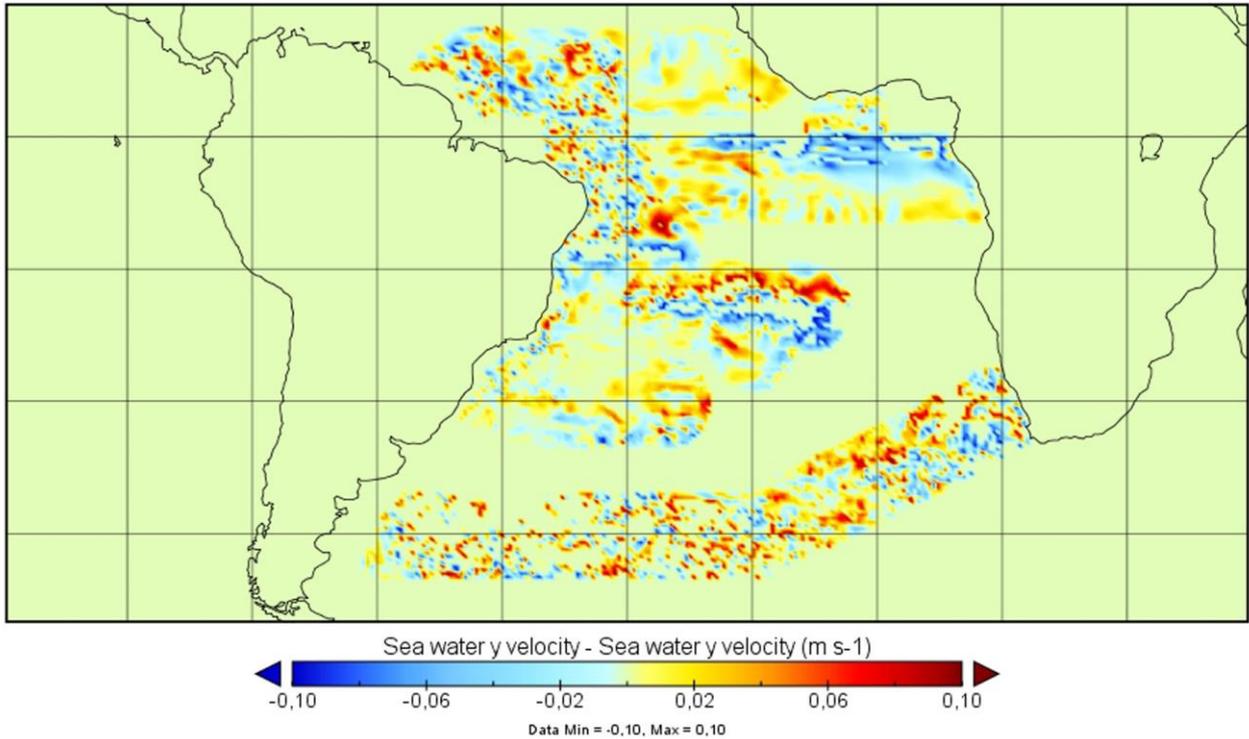
(a)

Значение меридиональной компоненты скорости течений после усвоения на уровне 150 м



(б)

Разница меридиональной компоненты скорости после и до усвоения на уровне 150 м



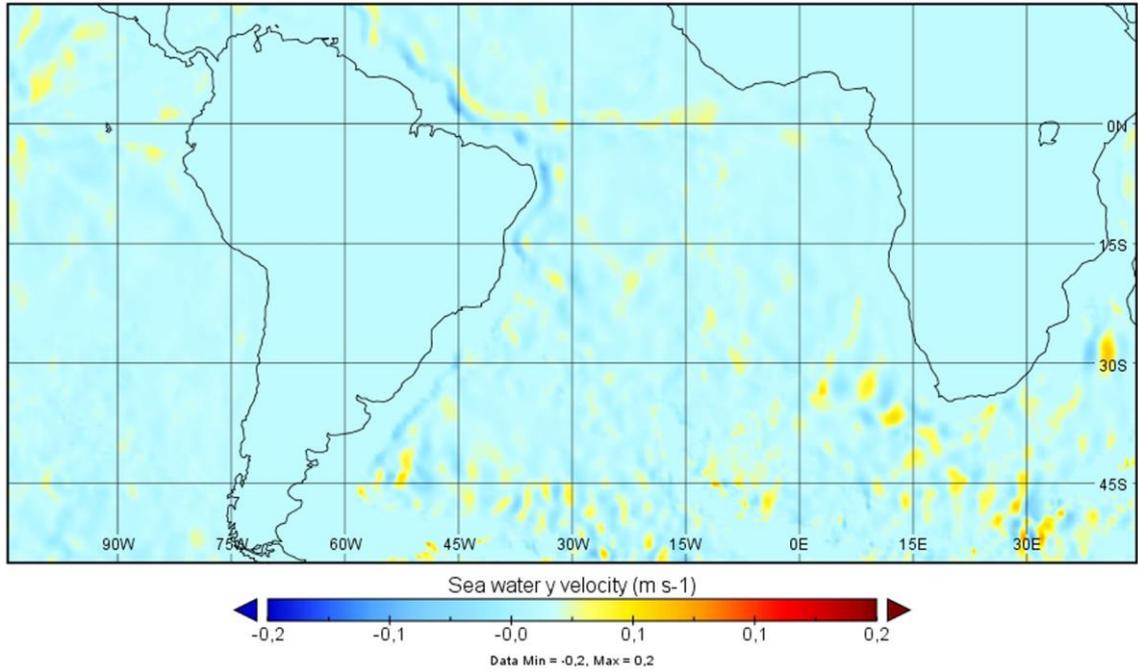
(в)

**Рис. 4.** Меридиональная компонента скорости течения на горизонте 150 м: а) контрольный расчет, б) анализ, в) разность полей анализа и контрольного расчета.

Можно заметить, что, как и в случае с температурой, после усвоения поле скорости становится более хаотичным, с заметно выраженной синоптической изменчивостью. При этом хорошо видна структура Бразильского и Мальвинского течений вдоль берегов Бразилии и Аргентины. На рис. 4б проявляется синоптическая структура экваториального противотечения, практически не видного на рис. 4а, так как оно имеет ярко выраженное зональное, а не меридиональное направление. По амплитуде поправки не особенно велики, не превышают 0.05 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, известных по другим работам [5].

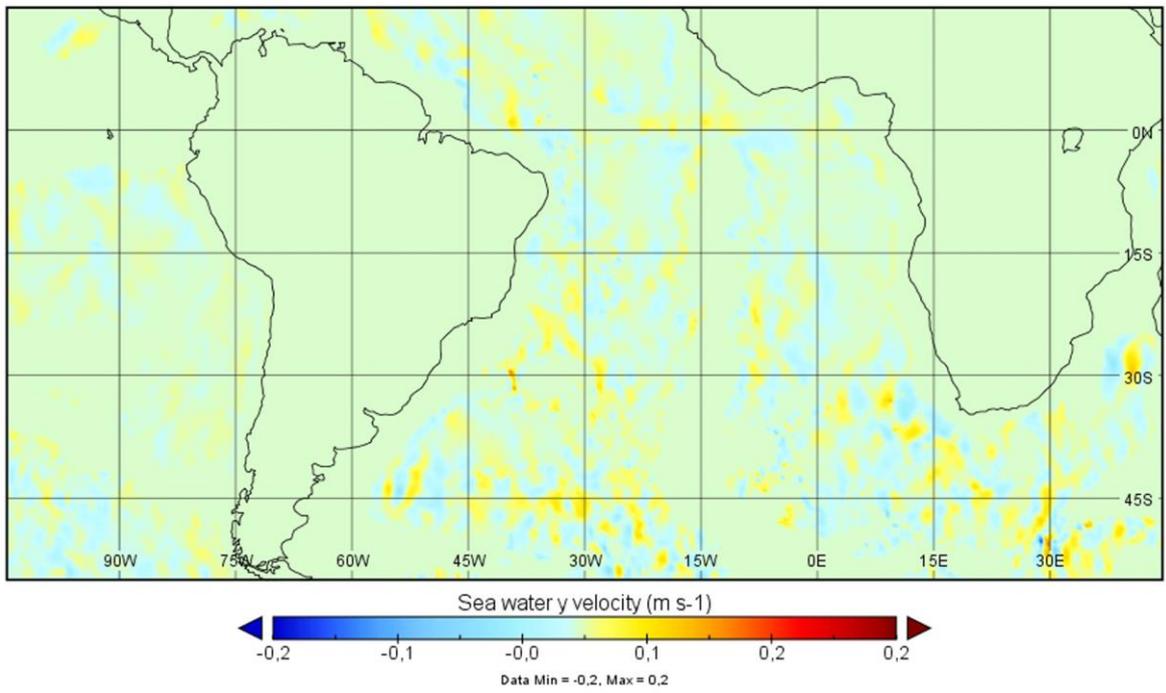
На глубине 3770 м карты полей не имеют явно выраженной структуры. На рис. 5а приводится меридиональная компонента скорости контрольного поля, на рис. 5б – для скорректированного поля, а на рис. 5в – какие поправки получают для глубоководного течения в меридиональном направлении. Отметим, что по амплитуде эти поправки не меньше, а иногда даже больше, чем на глубине 150 м. На рис. 5в заметен трек в направлении запад-восток в районе 45°ю.ш. порядка 0.06 м/сек и еще небольшая отрицательная разность вдоль американского континента в центральной Атлантике.

Модельное значение меридиональной компоненты скорости течений на уровне 3770 м



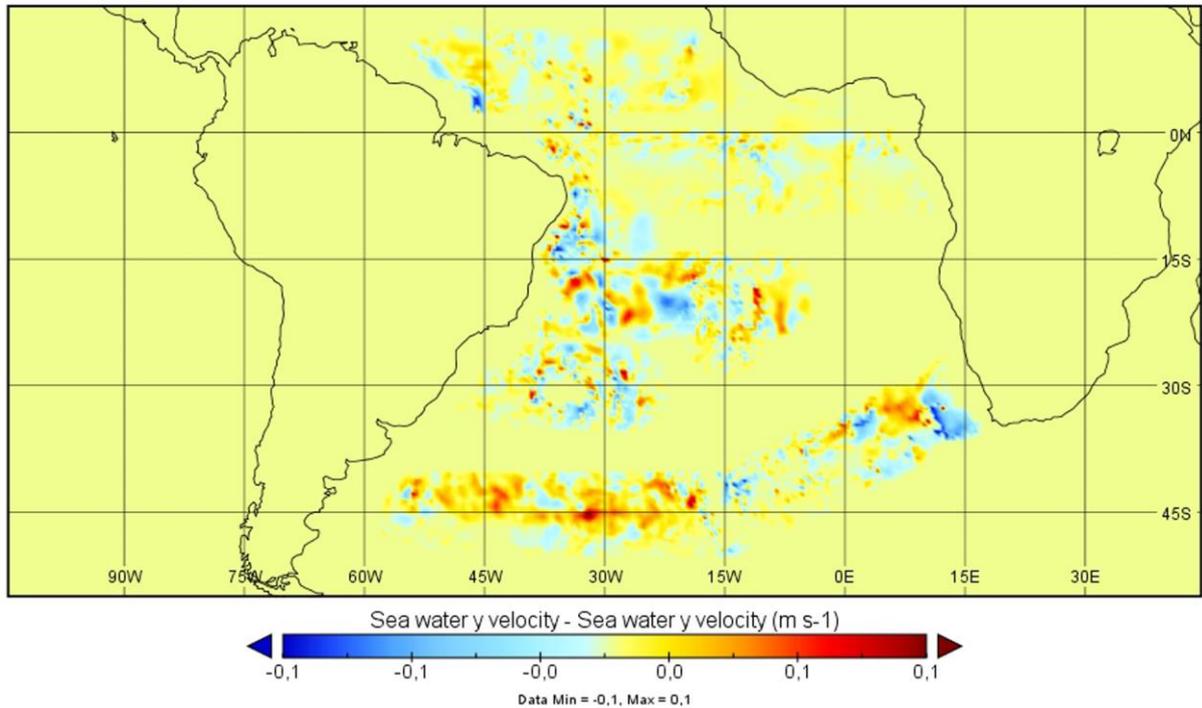
(a)

Значение меридиональной компоненты скорости течений после усвоения на уровне 3770 м



(б)

Разница меридиональной компоненты скорости после и до усвоения на уровне 3770 м



(в)

**Рис. 5.** Структура меридиональной компоненты течений на горизонте 3770 м: а) контрольный расчет, б) анализ, в) разность полей анализа и контрольного расчета.

На рис. 6 показан меридиональный перенос массы в Южной Атлантике. Рассчитывался как общий меридиональный перенос водных масс, так и отдельно перенос массы ААДВ, которая выделялась по критерию ТП  $< 2^\circ\text{C}$  [23], где ТП обозначает потенциальную температуру воды. На рис. 6а приводится общий перенос воды в меридиональном направлении, а на рис. 6б – только перенос ААДВ. Перенос массы рассчитывался по формуле

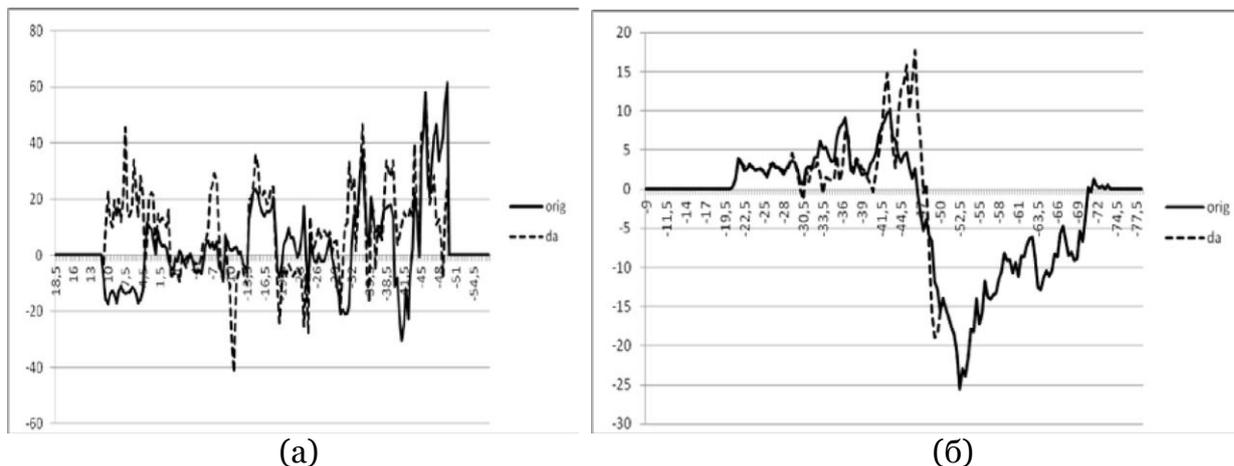
$$M = \iint_s v d\sigma$$

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. В случае расчета ААДВ соответствующий интеграл берется только по той области (не фиксированной заранее), где потенциальная температура меньше  $2^\circ\text{C}$ . Единицы измерения потока – свердрупы (1 св.= $10^6$  м<sup>3</sup>/с).

Сделаем следующее замечание. Подробный анализ переноса ААДВ требует отдельного рассмотрения, а также сравнения с аналогичными расчетами, выполненными по другим методам и моделям ранее, например в [21]. В настоящей работе делаются только некоторые оценки. Более подробно этот вопрос будет исследован в отдельной работе.

На рис. 6а сплошной линией показан перенос массы для модельного расчета (контроль), а пунктиром – результаты расчета переноса массы 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. Даже малое расхож-

дение контрольной и усвоенной скоростей, будучи проинтегрированным по значительной площади, может давать и действительно дает большие расхождения, как количественные, так и качественные, между контрольными и усвоенными значениями переноса  $M$ . Однако максимальное и минимальное значения как контрольного, так и скорректированного переноса массы примерно одинаковые и равны соответственно +60 св. и -40 св., но при этом области максимумов и минимумов расходятся. Можно сделать вывод, что суммарный (интегральный) или средний (нормированный на площадь) контрольный и скорректированный перенос близки, но локально они различаются.



**Рис. 6.** Перенос массы в Южной Атлантике: а) интегральный, б) только для ААДВ.

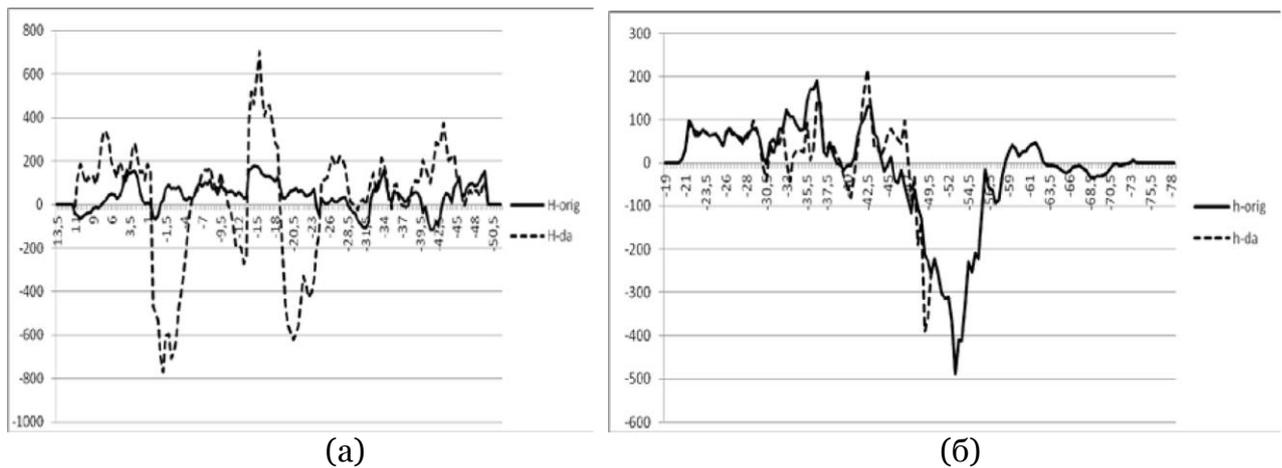
На рис. 6б показаны кривые переноса ААДВ. Как и на рис. 6а, контрольный поток показан сплошной линией, а скорректированный – пунктиром. Можно заметить, что перенос ААДВ происходит строго на север до  $46^\circ$  ю.ш. и в южном направлении ниже этой границы. При этом потоки в южном направлении для контрольного расчета и усвоения практически полностью совпадают, что объясняется отсутствием данных наблюдений южнее  $46^\circ$  ю.ш., а вот в северном направлении они заметно различаются, причем не только количественно, но и качественно. Максимальная величина контрольного потока приблизительно 8 св., а при усвоении эта величина возрастает вдвое – до 15 св. Максимумы потоков сдвинуты по широте, для контрольного потока он находится на  $40^\circ$  ю.ш., а для усвоенного – чуть южнее, на  $42^\circ$  ю.ш. При этом сами скорости, как видно из рис. 6, не сильно различаются, различаются именно потоки.

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

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

где  $Q$  – общий поток тепла для каждой широты,  $S, c_p, \rho, v, T$  – соответственно площадь сечения, удельная теплоемкость, равная  $4220 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{град})$  [20], плотность –  $10^3 (\text{кг}/\text{м}^3)$ , меридиональная компонента скорости (м/сек) и температура ( $^\circ\text{C}$ ). Интеграл берется вдоль широты и по всей вертикали от поверхности до дна. Соответственно, для ААДВ выбирается та область, где  $T < 2^\circ\text{C}$ . Единицы измерения потока –  $\text{Вт}/\text{м}^2$ .

На рис.7а приведен общий поток тепла, а на рис.7б – поток тепла в ААДВ.



**Рис 7.** Меридиональный поток тепла в Южной Атлантике:  
а) интегральный, б) для ААДВ.

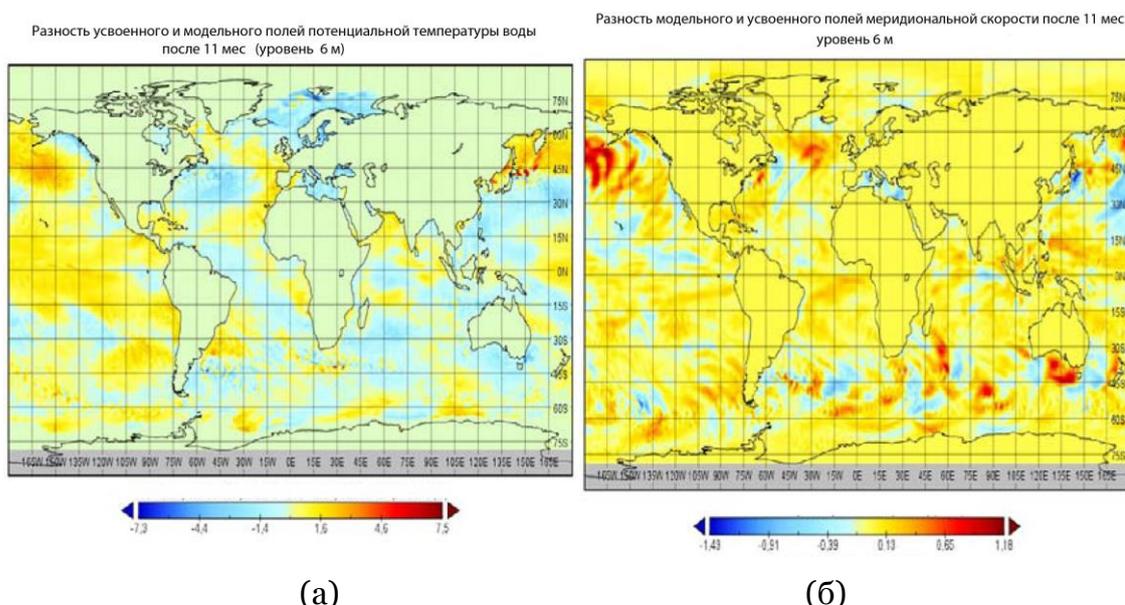
Можно заметить, что в интегральном потоке тепла скорректированная кривая отличается от чисто модельной как в положительную, так и в отрицательную сторону, но при этом их средние значения (площади под кривыми) близки. Это означает, что потоки сильно различаются локально, но не суммарно. Естественно, что усвоенные значения меридионального потока 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 тепла сохраняется, что косвенно свидетельствует о корректности наших расчетов. На рис. 7б видно, что перенос тепла для ААДВ соответствует переносу масс (рис. 6б), имеет также ярко выраженные переносы к северу от  $46^{\circ}$  ю.ш. и к югу южнее этой границы. Однако есть и положительная величина переноса в районе  $62^{\circ}$  ю.ш. Это объясняется наличием отрицательных значений температуры на глубине порядка 4500 м и ниже. Даже при общем потоке массы на юг перенос тепла происходит в северном направлении.

#### **4. Глобальное влияние изменения полей в Южной Атлантике на другие регионы Мирового океана**

Так как эксперименты проводятся с совместной моделью океан–атмосфера, то локальные изменения в отдельных районах океана вызовут глобальный эффект через изменения полей как в атмосфере, так и в океане. При этом в случае изменения начальных значений параметров модели, вызванных усвоением данных, можно утверждать, что поля параметров при последующем интегрировании будут сбалансированы и будут выполняться законы сохранения. Этим отличается наша работа от экспериментов по чувствительности моделей (sensitivity experiments, [22]), где начальные условия задаются достаточно произвольно и исследуется поведение модели без учета баланса всех входящих параметров.

В нашей работе было проведено интегрирование модели как с начального контрольного поля без усвоения, так и с поля, которое получалось в результате усвоения данных по методу GKF. Каждое из этих полей выбиралось в качестве начального условия, и проводилось интегрирование модели на 11 месяцев вперед независимо друг от друга.

На рис. 8а показана разность полей температуры поверхности через 11 месяцев, а на рис 8б – разность полей меридиональной компоненты скорости.

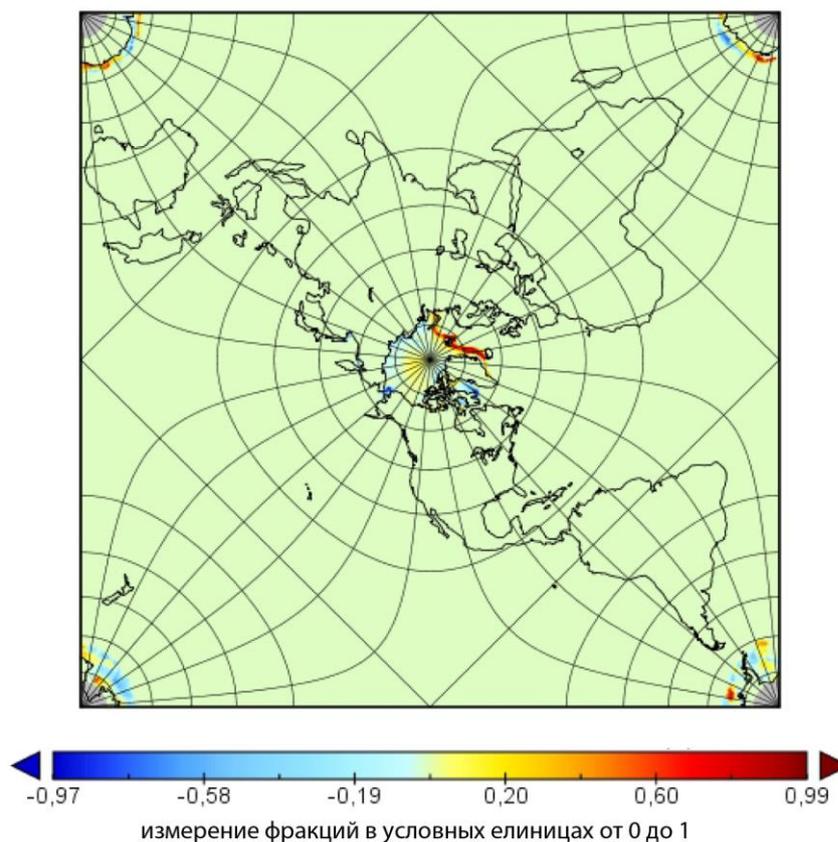


**Рис. 8.** Разность полей параметров через 11 месяцев при моделировании с начального контрольного поля без усвоения и с начального поля с усвоением данных: а) разность полей температуры поверхности; б) разность полей меридиональной компоненты скорости.

Видно, что изменения имеют глобальный характер и они относительно небольшие, кроме отдельных зон. В целом по температуре величина разности полей температуры поверхности не превышает  $1^{\circ}\text{C}$ , кроме области в зоне течения Куросиво в Тихом океане и к югу от Аляски. Там изменения больше, что связано прежде всего с повышенными значениями взаимодействия океана и атмосферы в этих регионах (так называемых энерго-активных зонах). В этих же районах имеет место усиление (интенсификация) меридиональных течений, где разности скоростей больше  $1\text{ м/сек}$ . Кроме того, из рис. 8б видно, что в результате усвоения данных интенсифицируется Гольфстрим (Северо-Атлантическое течение) к югу от Гренландии, что хорошо подтверждается независимыми наблюдениями. В других районах изменения меридиональной скорости относительно небольшие и вызываются, скорее всего, изменениями атмосферной циркуляции, вызванными коррекцией начального поля.

Изменения начального поля сказываются и на таких характеристиках, как относительная площадь покрытия льдами (sea ice fraction) в Арктике. На рис. 9 показана разность полей анализа и контрольного расчета относительной площади ледового покрытия. Видно, что в целом это зона уменьшается практически везде, за исключением сравнительно узкой области около о. Шпицберген и прилегающего района. Это тоже соответствует наблюдениям и ранее проведенным исследованиям [23].

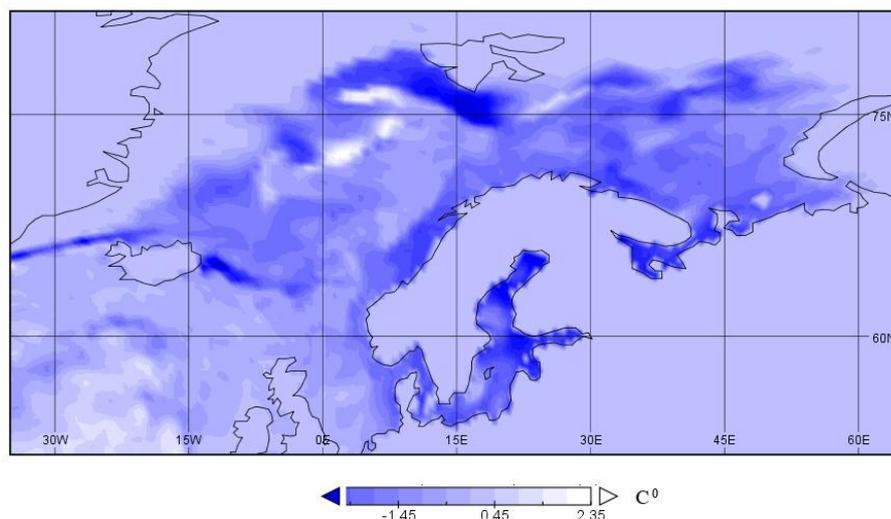
Разница площади ледяного покрытия после 11 мес интеграции с усвоением



**Рис. 9.** Разность полей анализа и контрольного расчета относительной площади ледяного покрытия.

На рис.10 показано изменение температуры поверхности океана (ТПО) до и после усвоения начального поля при последующем интегрировании в течении 11 месяцев в районе Баренцева и Карского морей России. Видно, что в целом идет потепление (разность отрицательна), однако в северной зоне Баренцева моря наблюдается локальное уменьшение температуры, видимо связанное с уменьшением притока теплых вод из Атлантического океана. Это соответствует различным независимым исследованиям, например [24].

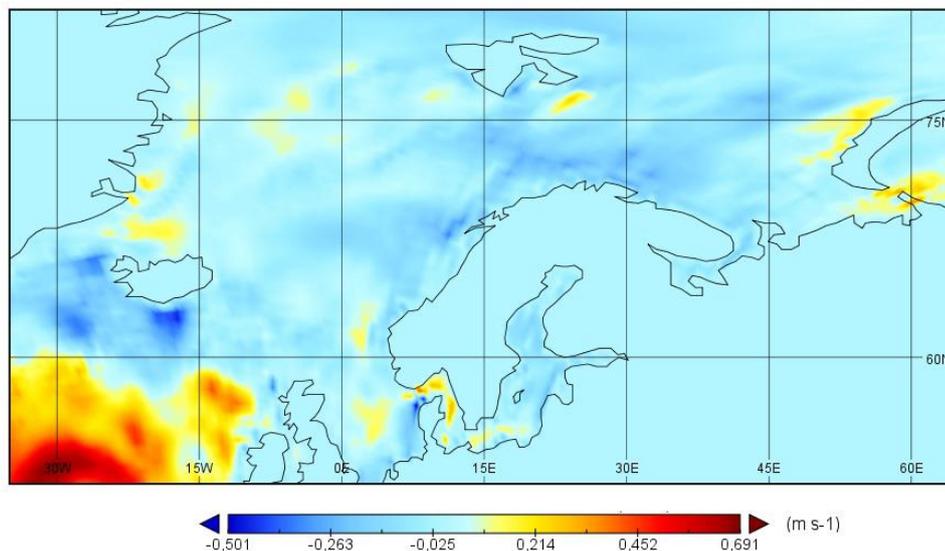
Разность температуры поверхности океана до и после усвоения через 11 мес. интегрирования



**Рис.10.** Разность полей температуры поверхности через 11 месяцев при моделировании с начального контрольного поля без усвоения и с начального поля с усвоением данных.

На рис. 11 показано изменение меридиональной скорости течений до и после усвоения и последующего интегрирования на 11 месяцев в этом регионе Российской Арктики. Здесь также заметно увеличение скорости потока, не особо значительно, около 10 см/сек, однако, в районе Новой Земли, наоборот скорости уменьшаются.

Разность меридиональной компоненты течений до и после усвоения через 11 мес. интегрирования



**Рис.11.** Разность полей меридиональной компоненты скорости через 11 месяцев при моделировании с начального контрольного поля без усвоения и с начального поля с усвоением данных.

В целом динамика вод в Российской зоне Арктики является следствием глобальных тенденций в Мировом океане.

## 5. Заключение

Проведенные численные эксперименты позволяют сделать вывод, что модельные климатические поля после усвоения данных наблюдений заметно меняют не только собственно измеряемые и усваиваемы величины, в частности температуру и соленость, но и те, которые находятся из уравнений баланса, а сами непосредственно не измеряются, в частности скорости течений. Средствами визуализации наглядно показано, что применение методов усвоения существенно корректирует количественно и качественно характеристики модельных физических величин – потоков тепла и массы. Полученные поправки могут быть весьма значимыми и достигать 100% от модельных расчетов без усвоения.

Изменения расчетных параметров, полученные при интегрировании с контрольного и с усвоенного начальных полей, имеют глобальный характер и соответствуют наблюдениям и природным тенденциям.

Расчетные характеристики потоков соответствуют известным оценкам, но при этом более детальные.

## Список литературы

1. Tropical Oceans Global Atmosphere (TOGA) archive. URL: <http://isccp.giss.nasa.gov/projects/togacoare.html>
2. Pilot Research Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) archive. URL: <http://www.pmel.noaa.gov>
3. Argo drifter data. URL: <http://www.argo.ucsd.edu>
4. World Ocean Circulation Experiment (WOCE). URL: <https://www.nodc.noaa.gov/woce/>
5. 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. No. 2. P. 422-446.
6. Володин Е.М., Мортиков Е.В., Кострыкин С.В., Галин В.Я., Лыкосов В.Н., Грицун А.С., Дианский Н.А., Гусев А.В., Яковлев Н.Г. Воспроизведение современного климата в новой версии модели климатической системы ИВМ РАН // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 2. С. 164-178.
7. Беляев К.П., Танажура К.А.С., Тучкова Н.П. Сравнительный анализ экспериментов с усвоением данных дрейфтеров АРГО // Океанология. 2012. Т. 52. № 5. С. 643-653.
8. Kalnay E. et al. The NCEP/NCAR 40-years reanalysis project // Bulletin AMS. 1996. V. 77. No. 3. P. 437-471.
9. Belyaev K.P., Kirchner I., Kuleshov A.A., Tuchkova N.P. Numerical realization of hybrid data assimilation algorithm in ensemble experiments with the MPIESM coupled model. In: Velarde M., Tarakanov R., Marchenko A. (eds) The Ocean in Motion. Springer Oceanography. Springer, Cham. 2018. P. 447-459.
10. Марчук Г.И., Саркисян А.С. Математическое моделирование циркуляции в океане. М.: Наука, 1988. 304 с.
11. Zalesny V.B., Rusakov A.S. Numerical algorithm of data assimilation based on splitting and adjoint equation methods // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. 2007. V. 22. No. 2. P. 199-219.
12. Evensen G. Data Assimilation, The Ensemble Kalman Filter. 2nd ed. Berlin: Springer. 2009. 307 p.
13. Коротаев Г.К., Саркисян А.С., Кныш В.В., Лишаев П.Н. Реанализ сезонной и межгодовой изменчивости полей Черного моря за 1993-2012 гг. // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 52. № 4. С. 475-487.

14. 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.
15. Belyaev K., Kuleshov A., Tanajura C.A.S., Tuchkova N. 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. 52. No. 1. P. 15-25.
16. Belyaev K.P., Kuleshov A.A., Tanajura C.A.S., Tuchkova N.P. A correction method for dynamic model circulations using observational data and its application in Oceanography // *Mathematical Models and Computer Simulations*. 2016. V.8. No. 4. P. 391-400.
17. Morozov E., Demidov A., Tarakanov R., Zenk W. *Abyssal Channels in the Atlantic Ocean: Water Structure and Flows*. Springer. 2010. 266 p.
18. Antonov J.I., Seidov D., Boyer T.P., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Garcia H.E., Baranova O.K., Zweng M.M., Johnson D.R. *World Ocean Atlas*. V.1: Temperature. 2009. V. 2: Salinity. 2010. Ed. S. Levitus. NOAA Atlas NESDIS 69. U.S. Gov. Print. Off., Washington, D.C.
19. Kalnay E. et al. NCEP-NCAR 40-Year Reanalysis Project paper 1. *Bulletin of AMS*. 1996. V. 77. No. 3. P. 437-462.
20. *The international thermodynamic equation of seawater: Manual and Guide*. UNESCO. 2010. No. 56.
21. Rhein M., Stramma L., Krahlmann G. The spreading of Antarctic bottom water in the tropical Atlantic. *Deep Sea Res. I*. 1998. V. 45. P. 507-527.
22. *Numerical Modeling in the Global Atmosphere in the Climate System*. NATO Science Series. Ser. C. Mathematical and Physical Sciences V. 550. Eds Ph. Norville, A. O'Neill. Kluwer Acad. Publisher. 1998. 498 p.
23. Беляев К.П., Тучкова Н.П., Кубаш У. Реакция совместной модели «океан-лед-атмосфера» при усвоении данных наблюдений в тропической зоне Тихого океана // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 3. С. 334-344.
24. Матишов Г.Г., Денисов В. В., Жичкин А.П, Моисеев Д.В., Громов М.С. Современные климатические тенденции в Баренцевом море // *Доклады Академии наук*. 2011. Т. 441. № 3. С. 395-398.

# Estimation of the Meridional Heat and Mass Transport in the South Atlantic by Using the Joint Atmosphere and Ocean Circulation Model with Data Assimilation and Visualization Facilities

K.P. Belyaev<sup>1,A,B,C</sup>, A.A. Kuleshov<sup>2,C</sup>, N.P. Tuchkova<sup>3,B,C</sup>

<sup>A</sup> Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences

<sup>B</sup> Federal Research Center “Computer Science and Control”, Russian Academy of Sciences

<sup>C</sup> Keldysh Institute of Applied Mathematics, Russian Academy of Sciences

<sup>1</sup> ORCID: 0000-0003-2111-2709

<sup>2</sup> ORCID: 0000-0002-4203-9953, [andrew\\_kuleshov@mail.ru](mailto:andrew_kuleshov@mail.ru)

<sup>3</sup> ORCID: 0000-0001-6518-5817

## Abstract

The joint ocean-Earth-atmosphere model of the Max Planck Institute for Meteorology with application of original data assimilation methods are used to estimate the meridional heat and mass flows. The CTD-sections of temperature and salinity across the Atlantic Ocean for 1991–1995 obtained in the course of the WOCE (The World Ocean Circulation Experiment) international experiment are used as observation data. The sections contain about 650 stations; each of them provides from 100 to 3000 measurements from the sea surface to the bottom. In our study both the control estimates for the velocities of currents and those with assimilation of the data of these experiments are obtained. Using visualization facilities, we have shown how data assimilation changes the model characteristics, including velocities of currents and temperature fields at different sea levels. The graphs demonstrate the influence of the change in the initial field after data assimilation on the results of the model calculations after 6 and 11 months of integration for both the observed model characteristics and those which are not observed directly. The Generalized Kalman Filter (GKF) method which coincides in a particular case with the classical Ensemble Kalman Filter (EnKF) is used as the data assimilation method. The results of calculations of the heat and mass flows are analyzed and compared with those of control calculations with no data assimilation. The calculations were performed on the supercomputers “Mistral” in DKRZ (Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg, Germany) and “Lomonosov-2” in the Lomonosov Moscow State University.

This work was supported by the Russian Science Foundation, project no. 14-11-00434.

**Keywords:** ocean dynamics, supercomputer modeling, MPI-ESM joint model; GKF data assimilation method, WOCE data.

## References

1. Tropical Oceans Global Atmosphere (TOGA) archive. URL: <http://isccp.giss.nasa.gov/projects/togacoare.html>
2. Pilot Research Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) archive. URL: <http://www.pmel.noaa.gov>
3. Argo drifter data. URL: <http://www.argo.ucsd.edu>
4. World Ocean Circulation Experiment (WOCE). URL: <https://www.nodc.noaa.gov/woce/>
5. 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. No. 2. P. 422-446.

6. Volodin E.M., Mortikov E.V., Kostykin S.V., Galin V.Y., Lykosov V.N., Gritsun A.S., Dian-sky N.A., Gusev A.V., Yakovlev N.G. simulation of modern climate with the new version of the INM RAS Climate model 2012 // *Izvestiya, Atmospheric and Ocean Physics*. 2017. V. 53. No. 2. P. 142-155.
7. Belyaev K.P., Tanajura C.A.S., Tuchkova N.P. Comparison of methods for ARGO drifters data assimilation into a hydrodynamical model of the Ocean // *Oceanology*. 2012. V. 52. No. 5. P. 593-603.
8. Kalnay E. et al. The NCEP/NCAR 40-years reanalysis project // *Bulletin AMS*. 1996. V. 77. No. 3. P. 437-471.
9. Belyaev K.P., Kirchner I., Kuleshov A.A., Tuchkova N.P. Numerical realization of hybrid data assimilation algorithm in ensemble experiments with the MPIESM coupled model. In: Velarde M., Tarakanov R., Marchenko A. (eds) *The Ocean in Motion*. Springer Oceanography. Springer, Cham. 2018. P. 447-459.
10. Marchuk G.I., Sarkisyan A.S. *Mathematical modeling of circulation in the Ocean*. Moscow, Nauka. 1988. (in Russian)
11. Zalesny V.B., Rusakov A.S. Numerical algorithm of data assimilation based on splitting and adjoint equation methods // *Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling*. 2007. V. 22. No. 2. P. 199-219.
12. Evensen G. *Data Assimilation, The Ensemble Kalman Filter*. 2nd ed. Berlin: Springer. 2009. 307 p.
13. Korotaev G.K., Knysh V.V., Lishaev P.N., Sarkisyan A.S. Reanalysis of seasonal and inter-annual variability of Black Sea fields for 1993-2012 // *Izvestiya, Atmospheric and Ocean Physics*. 2016. V. 52. No. 4. P. 418-430.
14. Kaurkin M.N., Ibrayev R.A., Belyaev K.P. ARGO data assimilation into the ocean dynamics model with high spatial resolution using Ensemble Optimal Interpolation (EnOI) // *Oceanology*. 2016. V. 56. No 6. P. 774-781.
15. Belyaev K., Kuleshov A., Tanajura C.A.S., Tuchkova N. 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. 52. No. 1. P. 15-25.
16. Belyaev K.P., Kuleshov A.A., Tanajura C.A.S., Tuchkova N.P. A correction method for dynamic model circulations using observational data and its application in Oceanography // *Mathematical Models and Computer Simulations*. 2016. V. 8. No. 4. P. 391-400.
17. Morozov E., Demidov A., Tarakanov R., Zenk W. *Abyssal Channels in the Atlantic Ocean: Water Structure and Flows*. Springer. 2010. 266 p.
18. Antonov J.I., Seidov D., Boyer T.P., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Garcia H.E., Baranova O.K., Zweng M.M., Johnson D.R. *World Ocean Atlas*. V.1: Temperature. 2009. V. 2: Salinity. 2010. Ed. S. Levitus. NOAA Atlas NESDIS 69. U.S. Gov. Print. Off., Washington, D.C.
19. Kalnay E. et al. NCEP-NCAR 40-Year Reanalysis Project paper 1. *Bulletin of AMS*. 1996. V. 77. No. 3. P. 437-462.
20. *The international thermodynamic equation of seawater: Manual and Guide*. UNESCO. 2010. No. 56.
21. Rhein M., Stramma L., Krahnemann G. The spreading of Antarctic bottom water in the tropical Atlantic. *Deep Sea Res. I*. 1998. V. 45. P. 507-527.
22. *Numerical Modeling in the Global Atmosphere in the Climate System*. NATO Science Series. Ser. C. Mathematical and Physical Sciences V. 550. Eds Ph. Note, A. O'Neill. Kluwer Acad. Publisher. 1998. 498 p.
23. Belyaev K.P., Tuchkova N.P., Cubash U. Response of a coupled ocean-ice-atmosphere model to data assimilation in the Tropical Zone of the Pacific Ocean // *Oceanology*. 2010. V. 50. No. 3. P. 306-316.
24. Matishov G.G., Denisov V.V., Zhichkin A.P., Moiseev D.V., Gromov M.S. Modern climatic tendencies in the Barents Sea // *Doklady Earth Sciences*. 2011. V. 441. No. 1. P. 1602-1606.