

УДК 004.032.24+519.63

УСВОЕНИЕ АНОМАЛИЙ УРОВНЯ ОКЕАНА В ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ НУСОМ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ СО СПУТНИКОВ В АТЛАНТИКЕ

© 2015 г. К. А. С. Танажура^{1,2,3}, Л. Н. Лима², К. П. Беляев^{2,4}

¹Институт физики, Федеральный университет штата Байя, Сальвадор, Бразилия
e-mail: cast@ufba.br

²Научно-исследовательский центр геофизики и геологии, Федеральный университет штата Байя, Сальвадор, Бразилия

e-mail: Leonasclima@gmail.com

³Департамент по исследованиям океана, Калифорнийский Университет, Санта Крус, США

⁴Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

e-mail: kb@sail.msk.ru

Поступила в редакцию 20.02.2014 г., после доработки 26.08.2014 г.

Данные наблюдений за аномалиями уровня океана, рассчитанные вдоль треков спутников Jason-1 и Jason-2, усваиваются в гидродинамическую модель океана НУСОМ, университет Майами, США. Используется известный метод усвоения данных наблюдений, так называемый Ансамблевый метод оптимальной интерполяции, в английской аббревиатуре известный как EnOI. В работе исследуется влияние усвоения данных аномалий уровня океана на другие переменные модели. Поведение временных рядов анализируемых и прогностических величин модели сравниваются с контрольным расчетом, т.е. с поведением модельных переменных без усвоения, но при тех же начальных и граничных условиях. Результаты расчетов также сравниваются с независимыми данными наблюдений с заякоренных буев эксперимента ПИРАТА (PIRATA – Pilot Research Array in the Tropical Atlantic) и данными с дрейфтеров эксперимента Argo, используя объективные методы сравнения. Исследования показывают, что усвоение данных при определенных условиях дает существенные улучшения в 24-часовом прогнозе состояния океана. Эксперименты также показывают, что усвоенные поля уровня океана содержат ярко выраженную синоптическую компоненту и этим количественно отличаются от динамики, полученной в контрольном эксперименте.

DOI: 10.7868/S0030157415050172

1. ВВЕДЕНИЕ

Усвоение данных наблюдений в гидродинамических моделях чрезвычайно важно как для научных целей, так и для практических расчетов состояния океана. Современные методы усвоения данных наблюдений позволяют оптимальным образом сочетать расчетную по моделям и наблюдаемую информацию. Основные методы усвоения данных наблюдений можно разделить на две большие группы. Это методы, основанные на вариационном подходе, когда ищется такое начальное (и/или граничное) условие модели, при котором траектория модели оптимальна в смысле минимума разницы между наблюдаемыми и модельными значениями для заданного функционала, и методы, основанные на динамико-стохастическом подходе, когда ищется оптимальная оценка, называемая также оптимальным фильтром в смысле минимума дисперсии неизвестного состояния океана по данным наблюдений и траектории модели. В обзорных работах и учебных пособиях по усвоению данных

наблюдений подробно освещается теория этих подходов [4, 14, 17, 20, 28]. Отметим следующие современные исследования, где используются оба эти подхода, статистический [18, 21, 22], и вариационный [1, 2, 6, 7, 32].

Усвоение данных наблюдений со спутников, в частности, данных по уровню океана (УО) и температуре поверхности океана (ТПО) в настоящее время является основным направлением в теории и практике. Это объясняется тем обстоятельством, что со спутников одновременно можно получить большой объем данных, покрывающих обширные зоны океана. Кроме того, развитие математических методов анализа, моделирования и усвоения данных наблюдений, а также увеличение быстродействия современных вычислительных средств и сетей связи делает возможным одновременное параллельное вычисление характеристик океана в разных областях. В настоящей работе усвоение осуществляется вдоль треков спутников в Атлантическом океане для Аномалий уровня океана (АУО), которые рассматриваются

как наиболее значимые характеристики для описания поверхностной и подповерхностной динамики океана.

Наблюдения и усвоение АУО имеют многочисленные преимущества относительно других источников информации об океане. Во-первых, как отмечено выше, данные об уровне и, соответственно об аномалии уровня покрывают практически весь земной шар, включая труднодоступные области для инструментальных наблюдений, такие как Южная Атлантика, Южная часть Тихого океана, полярные и приполярные области. Во-вторых, данные со спутников доступны даже во время сильных штормов или тайфунов в океане, когда просто невозможно вести прямые наблюдения с судов или самолетов. Наконец, АУО прямо или косвенно содержат информацию об основных динамических процессах, которые позволяют предсказать чрезвычайные и/или особо опасные явления, как экстремально-высокие волны, ураганы и т.п.

Однако усвоение вдоль треков спутников данных за АУО нетривиально, и при его осуществлении возникает много проблем. Первая проблема связана непосредственно с процедурой измерения этих величин. Сами измерения за уровнем океана производятся относительно т.н. геоида, полученного из тонких измерений гравитации в различных точках планеты формы земного шара [24]. При этом практически все современные численные модели динамики океана при вычислении уровня не учитывают изменения ускорения силы тяжести от точки к точке и, следовательно, уже на этом этапе содержат систематическую ошибку относительно наблюдений. Это приводит к значимому смещению модельного поля уровня, которое имеет вид 2-мерного поля, неоднородного и анизотропного. Удалить или хотя бы уменьшить эту систематическую ошибку не просто, эта проблема до конца не решена. Кроме того, непосредственно наблюдаемые спутниковые данные уровня весьма хаотичны, требуют предварительного сглаживания, причем выбор правильного алгоритма сглаживания — это тоже проблема. Наконец, поскольку данные наблюдаются вдоль треков, а усвоение происходит в регулярные точки сетки, требуется провести соответствующий пересчет координат наблюдаемых значений в точки сетки модели.

При усвоении данных АУО используется, как правило, динамико-стохастический подход, в частности, обобщенный фильтр Калмана (EnKF). Поскольку между модельными АУО и другими переменными существует сильная корреляция, статистический подход здесь оправдан. С другой стороны, применение функциональных методов усвоения при анализе спутниковой информации сталкивается с серьезными проблемами в их вы-

числительной реализации, особенно при оперативном усвоении.

К настоящему времени в литературе содержится много работ, посвященных усвоению АУО. Например, в [23] разрабатывается и исследуется метод замены большого количества наблюдений т.н. супернаблюдениями для ускорения работы и уменьшения необходимой оперативной памяти при усвоении данных. В [15] исследуется влияние усвоения АУО на другие переменные в тропической Атлантике и показывается поверхностная динамика океана до и после усвоения. В [12] описывается оперативная система четырехмерного анализа океана с усвоением данных наблюдений, в том числе АУО, которая построена и работает в Государственном университете штата Флорида, США. Исследования в области усвоения АУО и их влияния на динамику в Тихом океане, в частности, в Желтом море, приведены в [33]. Многие идеи этих работ использованы и в настоящей статье.

Обычно при усвоении данных в динамико-стохастической теории предполагается, что модель не смещена относительно наблюдений, т.е. модель одинаково в среднем “ошибается” как в положительную, так и в отрицательную сторону. Это достаточно сильное предположение, которое реально не имеет места. Поэтому в большинстве методов усвоения, основанных на динамико-стохастической теории, предварительно производится т.н. процедура центрирования — удаление смещения, как, например в [13]. В работе эта процедура применяется специальным методом, описанным ниже.

В настоящей работе используется ансамблевый метод построения ковариационных матриц. Для этого предварительно выполняется серия экспериментов, чтобы получить множество модельных расчетов — полей различных модельных характеристик. Затем, используя эти поля статистически рассчитываются совместные ковариационные матрицы — АУО и температуры, АУО и компонент скорости и т.д. В отличие от классического фильтра Калмана, в котором каждый такой ансамбль независимо вычисляется в момент усвоения, здесь эти поля рассчитываются предварительно из климатических данных. В литературе такой подход имеет название Ансамблевого метода Объективной интерполяции (EnOI). Он много проще и дешевле настоящего фильтра Калмана, и поэтому EnOI чаще используется при оперативном усвоении данных наблюдений.

В данной работе используется хорошо известная модель НУСОМ (Hybrid Coordinate Ocean Model), ее версия 2.2.14. Это так называемая изопикническая модель динамики океана, в которой весь океан от поверхности до дна разбивается на слои равной плотности. Таким образом, в качестве вертикальной координаты с индексом k все

характеристики океана определяются в соответствующем этому индексу слое плотности. Соответствующая схема базируется на оригинальных работах [9–11]. В модели НУСОМ численно решаются 5 прогностических уравнений, а именно два уравнения для горизонтальных скоростей, уравнение баланса массы и два уравнения сохранения гидродинамических трассеров — потенциальной температуры и солёности.

К настоящему времени в литературе есть несколько работ, посвященных усвоению данных наблюдений, в том числе и АУО, в НУСОМ. Следует отметить работы [3, 8, 15, 16, 31]. В частности, в [31] усваивались данные ХВТ в НУСОМ, причем использовалась очень простая интерполяционная схема [19]. В [16] уже использовалась совместная много переменная ковариационная матрица заданного вида. В более современной работе [8] использовалась достаточно продвинутая схема усвоения, основанная на динамико-стохастическом подходе — ансамблевый фильтр Калмана со 100 членами ансамбля, при этом ковариационная матрица менялась во времени по заданному закону. Эта схема в настоящий момент используется в системе TOPAZ для прогностических расчетов в Северной Атлантике. Все эти работы относятся к глобальному эксперименту (Global Ocean Data Assimilation Experiment (GODAE)) [12, 26], и к его продолжению GODAE OceanView [25]. В этих работах продемонстрирована важность усвоения данных и необходимость вычислительных моделей с подробной сеткой вычислений для надежных прогнозов состояния океана.

Оригинальность и новизна настоящей работы заключается в следующем: (а) — показана возможность усвоения АУО в модель НУСОМ и проведено сравнение усвоенных (скорректированных) полей АУО с наблюдаемыми АУО, а также с контрольным расчетом; (б) — предложен эффективный метод устранения смещения модельных данных относительно наблюдений; (в) — проведено сравнение полученных модельных величин после усвоения, таких как температура и солёность, с независимыми наблюдениями — данными эксперимента АРГО и ПИРАТА.

2. КОНФИГУРАЦИЯ МОДЕЛИ И МЕТОД УСВОЕНИЯ ДАННЫХ

Модель циркуляции НУСОМ, ее версия 2.2.14, которая используется в данной работе, хорошо описана в литературе. Поэтому имеет смысл привести только те детали модели, которые специфичны для настоящего исследования. Область моделирования задана между 78° ю.ш.— 50° с.ш., 98° з.д.— 22° в.д. Эта область охватывает основную часть Атлантического океана, включая Кариб-

ское море. Следует отметить, что данная версия использует MPI (Message Passing Interface) библиотеки, и регион моделирования разбивается на 64 подобласти для параллельного расчета. Однако, т.к. вопрос компьютеризации и оптимального вычисления не является предметом исследования в данной работе, никаких подробностей по этому вопросу в работе не приводится. Пространственное разрешение модели составляет 0.25° в направлении Запад-Восток и слегка варьируется около этой же величины в направлении Север-Юг. Вертикальное разрешение составляет 21 уровень равных плотностей, максимальное разрешение сконфигурировано около поверхности. На боковых границах ставятся фиксированные значения для температуры и солёности из климатического Атласа [27], а также постоянный поток массы через пролив Дрейка 110 Св, 10 Св в районе Южной Африки и вдоль 20° в.д. и 120 Св на боковой границе вдоль Антарктиды. На северной границе Атлантики поток полагается равным нулю.

Модель иницируется данными климатического атласа по температуре и солёности при нулевых начальных скоростях и интегрируется в течение 40 лет, при этом на поверхности океана в качестве внешних сил используются данные из архива COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set). Климатические среднемесячные данные скорости ветра и потоков тепла доступны на сайте <http://icoads.noaa.gov>. Это разгон модели (Spin Up). После этапа разгона, модель интегрируется с 1 января 1998 г. до 31 декабря 2008 г. для создания статистического ансамбля, необходимого при усвоении по методу EnOI. В качестве внешних данных на границе океана и атмосферы используются данные скорости ветра и потоков тепла из архива NCEP за указанный период. Наконец, эксперимент по собственному усвоению данных со спутников Jason-1 и Jason-2 из архива AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellites Oceanographic data) реализуется на временном интервале с 31 января 2011 г. в течение 90 дней, т.е. до 30 марта 2011 г.

Усваиваются АУО, т.е. уровень поверхности океана минус среднее значение уровня океана за период 10 лет, 1999–2008 гг. Все данные проходят процедуру контроля качества, детали этой процедуры приведены в работе [3].

Пусть X — вектор модельного состояния океана, т.е. значения переменных модели в каждой точке расчетной сетки $X \in R^N$, и Y — вектор наблюдений, $Y \in R^{N_{obs}}$. Само усвоение (оценка модельного состояния или анализ) строится по формуле

$$X_a = X + K(Y - HX). \quad (1)$$

В уравнении (1) K — так называемая весовая матрица (в англоязычной литературе она имеет специальное название Kalman gain matrix), HX — про-

екция модельного состояния океана в пространство, задаваемое вектором наблюдений. Как видно из (1), оператор или соответствующая матрица H имеет размерность $N_{obs} \times N$. Весовая матрица K определяется из уравнения

$$BH' = K(HBH' + R). \quad (2)$$

В (2) B обозначает ковариационную матрицу модельного состояния океана, построенную по статистике ансамблевого эксперимента, описанного выше. $B = E[(X - EX)(X - EX)']$. Символ E обозначает среднее по ансамблю, апостроф показывает, что соответствующий вектор и/или матрица транспонирован(а) к исходному вектору и/или матрице. Матрица R задает погрешность наблюдений и равна ковариационной матрице наблюдаемого вектора. В настоящей работе и, как правило, в других работах по усвоению данных наблюдений, эта матрица задается диагональной, предполагая, что инструментальные ошибки наблюдений независимы между собой. Уравнение (2) решается относительно каждой пары точки сетки и точки наблюдений, при суммировании (свертке) относительно всех остальных точек наблюдений.

Схемы усвоения, основанные на динамико-стохастическом принципе, различаются методом определения ковариационной матрицы B . Прямые вычисления этой матрицы практически невозможны из-за большого размера вычислений. Если, к примеру, размер сетки порядка 10^6 , то размер матрицы B только для одной переменной будет порядка $10^6 \times 10^6$, что делает невозможным практическую реализацию схемы усвоения. В связи с этим, предлагаются различные упрощения. В текущей работе используется следующая схема построения ковариационной матрицы B .

Матрица $B = [B_{ij}]$, $B \in R^{N \times N}$ записывается в виде цепочки равенств

$$B = \frac{1}{M-1} \Phi \Phi', \quad (3)$$

$$\Phi = [\phi^1 \phi^2 \dots \phi^M], \quad \phi^k = \left(X^k - \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M X^m \right).$$

Здесь и далее $X^k \in R^N$ — вектор состояния океана (столбец) k -го члена ансамбля, $k = 1, \dots, M$, $M = 120$ — общее число членов ансамбля в настоящей работе. При таком подходе матрица Φ зависит от числа точек сетки и числа членов ансамбля. Матрица B включает следующие переменные: 4 двумерные переменные — АУО, баротропные горизонтальные скорости и давление (только на поверхности океана) и 5 трехмерных переменных — именно, зональные и меридиональные компоненты скорости, толщина слоя фиксированной плотности, температура и соленость. Каждая из этих трехмерных переменных определена для 21 слоя

равной плотности (изопикнического слоя). Таким образом, в задаче после усвоения должны быть определены 109 новых переменных.

При вычислении вектора аномалий $\Phi = [\phi^1 \phi^2 \dots \phi^M]$ применялась следующая схема: если усвоение осуществляется в день, например, 15 марта 2011 г., то вектор аномалий берется в окрестности этой даты из ансамбля, посчитанного ранее за 1998–2008 гг. ± 5 дней с интервалом в 3 дня в каждую сторону от 15 марта. То есть вектор Φ будет рассчитываться на 1, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24, 27, 30 марта. В этом ансамбле всего 11 чисел за 11 лет. То есть длина выборки $M = 121$. Практически используется выборка в 120 членов, последний член отбрасывается.

Аппроксимация в (3) позволяет избежать прямых вычислений матрицы B . Кроме того, из физических соображений вводится пространственный фильтр, при котором ковариации между всеми переменными на расстоянии, превышающем 10 точек сетки (250 км), полагаются равными нулю. В результате, вначале строится матрица $HBH' + R$ размерности $N_{OBS} \times N_{OBS}$ для упрощенной матрицы $\tilde{B} = \frac{1}{M-1} \tilde{\Phi} \tilde{\Phi}'$, затем строится к ней обратная и находится весовая матрица Калмана как $K = \tilde{\Phi} \tilde{\Phi}' (\tilde{B} + R)^{-1}$.

Следует отметить, что схема задания ковариационной матрицы B не является единственно возможной. В других исследованиях по усвоению данных применялись различные схемы задания и/или расчета этой матрицы. Однако принципиальным моментом является тот факт, что матрица B есть по сути матрица ковариации ошибки моделирования, то есть разности между модельным и наблюдаемым значениями. Естественным методом параметризации этой ошибки будет задание ансамбля разностей между конкретным расчетом модели в точке сетки и осредненным значением многих расчетов модели в этой же точке. При такой параметризации матрицы B ее погрешность будет порядка $(\sqrt{M})^{-1}$, где M — число членов ансамбля. То есть при числе ансамбля расчетов порядка 10^2 погрешность будет порядка 1/10, что является допустимой погрешностью, так как разница между моделью и наблюдениями значительно больше.

В работе используется стратегия коррекции систематической ошибки (смещения) в виде коррекции смещения вдоль трека. Для каждого наблюдаемого трека спутника вычисляется среднее значение наблюдаемой АУО на треке внутри области, которое обозначается как SAO. Аналогично для модельного значения АУО, интерполированного в точки трека спутника, вычисляется среднее значение SAM. В итоге, к наблюдаемой АУО добавляется разница SAM-SAO, и все даль-

нейшие процедуры производятся с этой величиной, которая рассматривается как исходная при усвоении.

Оценка качества метода усвоения может быть осуществлена путем сравнения дисперсии ошибки модели до и после усвоения. Другим способом оценки может быть прогноз значений различных переменных, не только непосредственно усваиваемых, но и других, и его сравнение с контрольным экспериментом, в котором просто вычисляются модельные переменные без усвоения данных наблюдений.

3. ЭКСПЕРИМЕНТЫ И ИХ РЕЗУЛЬТАТЫ

Эксперименты по усвоению данных спутниковых наблюдений начались 1 января 2011 г. и продолжались 90 дней. При этом коррекция осуществлялась последовательно через день, при использовании реальных наблюдений на день усвоения. Перед усвоением данные спутников фильтровались с помощью т.н. скользящего среднего, т.е. по формуле

$$\hat{h}_i = (2k + 1)^{-1} \sum_{j=i-k}^{i+k} h_j,$$

где \hat{h}_i, h_j – соответственно уровень поверхности океана до и после фильтрации, i, j меняются от 1 до N_{obs} . Значение k было выбрано равным 5. В дальнейшем только фильтрованные значения \hat{h}_i использовались в экспериментах.

В формуле (1) вычисляется разность между наблюдаемой и модельной АУО. При этом НУСОМ непосредственно не вычисляет АУО, а вычисляет сначала так называемую функцию Монтгомери [10] из уравнения баланса массы, после чего на этом же шаге времени делает диагностический расчет модельной АУО, используя вычисленную функцию Монтгомери и ряд других характеристик модели.

Реконструкция поля АУО по формулам (1–3) приводит к результатам, показанным на рис. 1.

При анализе этих рисунков можно видеть, что карта поля прогноза АУО (рис. 1в) намного более динамична и хаотична, чем контроль (рис. 1б). На рис. 1в хорошо видны среднemasштабные вихри, особенно в зоне Северо-Атлантического течения и в зоне Бразильско-Мальвинского столкновения (Brazil-Malvinian Confluence) в южной Атлантике. Такая динамика не особо выражена в контроле, но хорошо вырисовывается в исходном поле наблюдений. Следует отметить, что на контроле слабо видно увеличение АУО около 10° с.ш., в поле анализа происходит корректировка этого недостатка модели. Тот набор вихрей, который хорошо виден в зоне Гольфстрима в наблюдаемом поле (рис. 1а) трансформируется в анализе в отдельные прибрежные вихревые структуры, которые потом распадаются на отдельные мелкие вихри по направле-

нию течения, что физически вполне объяснимо из теории неустойчивости. На контроле этого не видно. Заметная интенсификация АУО происходит в зоне Бенгельского течения (Benguela Current), как в поле анализа, так и в наблюдаемом поле заметно сильнее, чем в поле контроля.

Пример поведения АУО всех 3-х характеристик, именно анализа, контроля и наблюдений вдоль выбранного трека приведен на рис. 2. Так же, как и ранее, этот расчет – на 90 день интегрирования модели.

На рис. 2 видно, что значения анализа АУО расположены между наблюдениями и контролем, что естественно в теории усвоения данных наблюдений. Как отмечено выше, анализ АУО не является непосредственно расчетной переменной в модели НУСОМ, а рассчитывается как диагностическая переменная через другие характеристики модели. Это означает, что модель НУСОМ правильно корректирует не только АУО, но и те характеристики, через которые рассчитывается уровень океана и которые непосредственно в усвоении данных не участвуют.

4. СРАВНЕНИЕ КАЧЕСТВА УСВОЕНИЯ ДАННЫХ С КОНТРОЛЬНЫМ ЭКСПЕРИМЕНТОМ

Качество метода усвоения может быть оценено сравнением поведения дисперсии ошибки анализа, прогноза, контрольного эксперимента с наблюдениями. Введем следующие величины:

Пусть σ – стандартное отклонение ошибки

модели от наблюдений, т.е. $\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N_{obs}} (Y_i - HX_i)^2}{N_{obs} - 1}}$.

Кроме переменной σ рассмотрим две другие пе-

ременные: $\sigma_f = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N_{obs}} (Y_i - HX_{f_i})^2}{N_{obs} - 1}}$, где X_f – про-

гноз модели на 24 часа вперед, с начальными условиями, взятыми после предыдущего усвоения (то есть, σ_f отвечает за качество 24-часового прогноза модели). И пусть, далее,

$\sigma_a = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N_{obs}} (Y_i - HX_{a_i})^2}{N_{obs} - 1}}$ – стандартное отклоне-

ние ошибки анализа, т.е. разности между полем после усвоения и наблюдениями.

На рис. 3 приводится временная зависимость этих характеристик за все время интегрирования. Верхняя кривая (треугольная пунктирная линия с крестом) показывает поведение контрольного эксперимента и расположена существенно выше двух остальных кривых. Более того, видно, что эта кривая не уменьшается со временем, модель без усвоения никак не приближается к наблюдениям. При этом видны колебания, характерные для си-

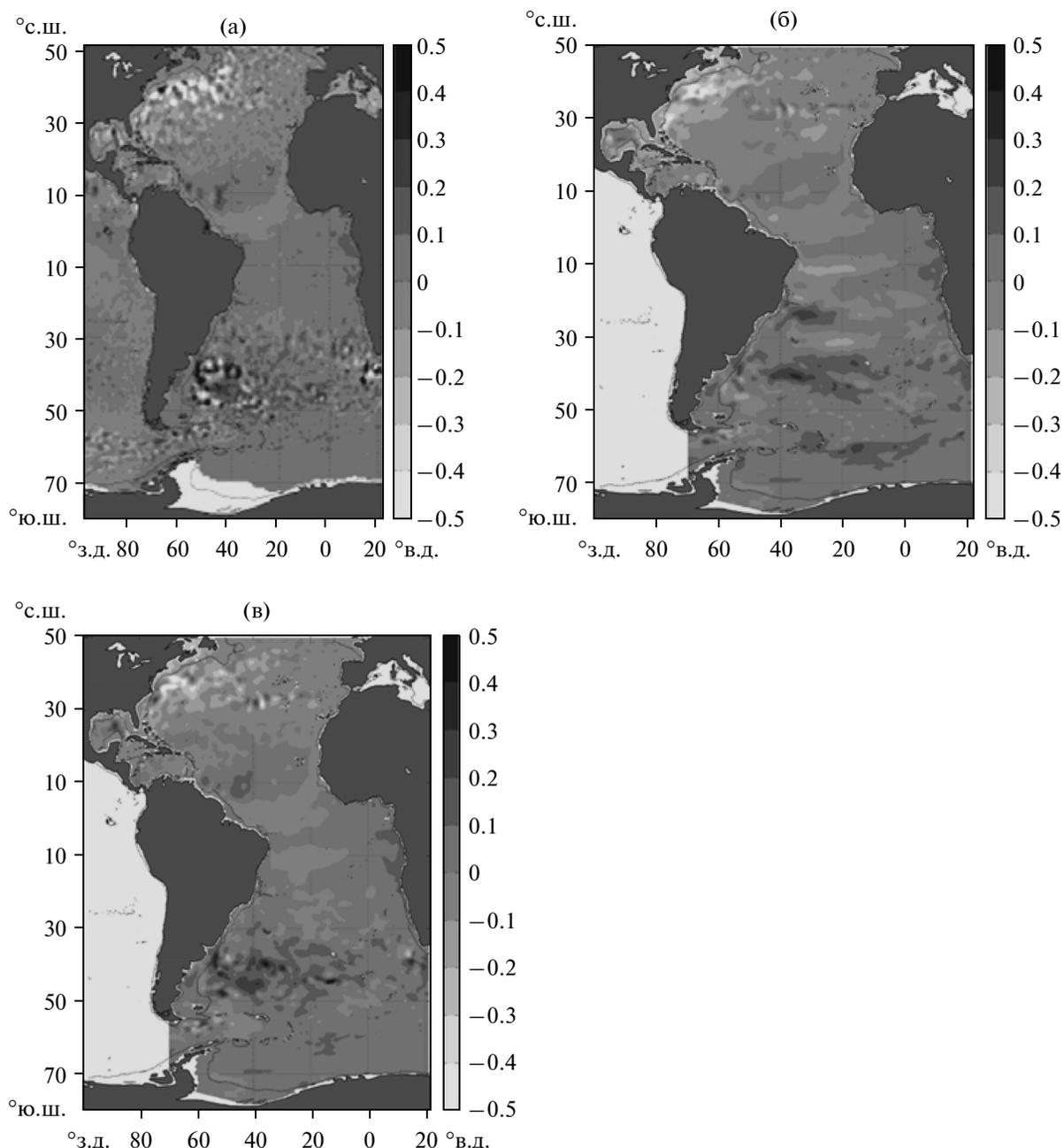


Рис. 1. Пространственное распределение АУО на последний день интегрирования (3.04.2011 г.). (а) – исходные данные AVISO, (б) – контроль, (в) – прогноз 24 часа.

ноптики с периодом несколько дней. В отличие от первой кривой, две остальные демонстрируют заметное уменьшение абсолютной величины ошибки на периоде интегрирования, при этом имеет место вначале быстрый спад, затем медленный тренд уменьшения ошибки. В целом, ошибка анализа меньше ошибки прогноза 24, особенно если учесть, что моменты усвоения делаются не подряд, а раз в 2 дня, когда кривая “прыгает вниз”. Однако в нескольких точках имеет место обратное соотношение, кривая прогноза “лучше”

кривой анализа. В основном это происходит, когда контрольная кривая подвергается неожиданным скачкам, как, например, около 17 января и 26 февраля. В те моменты анализ запаздывает за поведением контрольной кривой, и следовательно, за 24-часовым прогнозом.

5. СРАВНЕНИЕ С НЕЗАВИСИМЫМИ НАБЛЮДЕНИЯМИ

Модельные поля температуры и солёности до и после усвоения АУО сравнивались с независи-

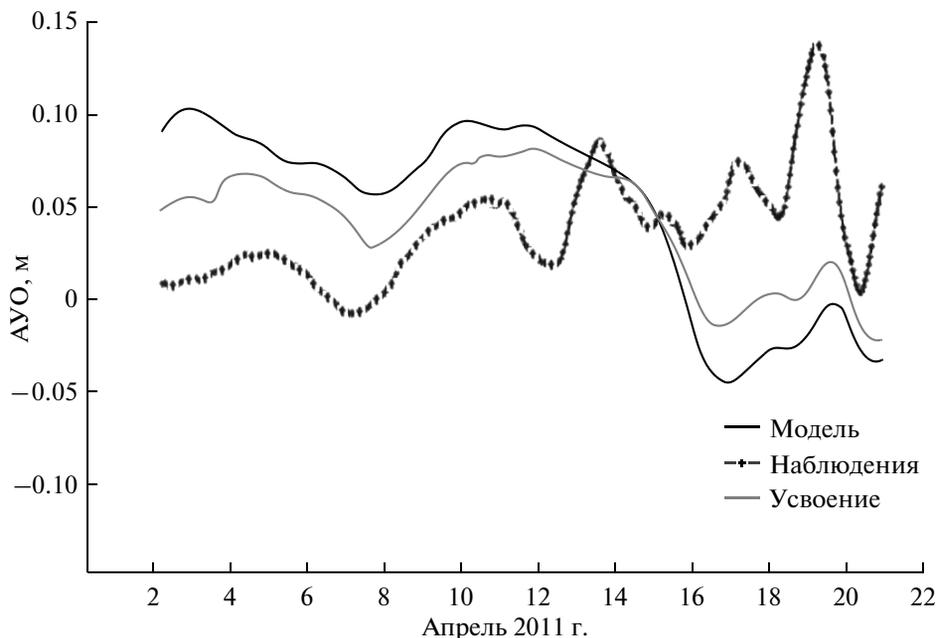


Рис. 2. АУО вдоль трека. Анализ (тонкая линия), исходное поле (толстая линия), наблюдения (пунктир) 3.04.2011 г.

мыми от модели и/или стратегии усвоения наблюдениями. В качестве таковых выбирались данные экспериментов ПИРАТА (см. выше) и дрейфтеров АРГО.

На рис. 4 показано сравнение двух временных рядов — стандартного отклонения ошибки темпе-

ратуры модели для контрольного расчета и прогноза 24 ч относительно данных с буев ПИРАТА после всего времени интегрирования. При этом на левом рисунке (рис. 4а) показано отклонение для всего слоя (0–500 м), на рис. 4б — только в верхнем слое (0–10 м) и на рис. 4в — в нижнем слое — 300–500 м. Можно видеть, что в целом усвоение данных уровня уменьшает ошибку для температуры, хотя в конце расчета эта разница становится малой. Разница проявляется сильнее в верхнем слое, где она превышает 0.2°C . В главном термоклине в начале расчетов разница даже хуже, чем в контрольном эксперименте, только после недели непрерывного усвоения разница становится положительной. Это достаточно общий факт, ранее в похожих экспериментах он отмечался в работах [29, 30], и он объясняется тем фактом, что глубокие слои океана медленно реагируют на внешние вынуждающие условия модели. Другими словами, модели требуется время, чтобы в глубоком океане подстроиться под внешнее воздействие.

На рис. 5 представлена аналогичная рис. 4 серия для солености. Как и в предыдущем случае, в целом, усвоение работает правильно, действительно уменьшает ошибку моделирования (прогноз 24 ч) по сравнению с контролем. Однако, как можно видеть на рис. 5б, в самом конце усвоение проигрывает контролю в верхнем слое 0–20 м. Это можно объяснить недостаточной способностью модели учесть сложные процессы испарения (осадков) и динамики однородного верхнего слоя, особенно в процессах обмена пресной воды с атмосферой. Так же, как и температура, соле-

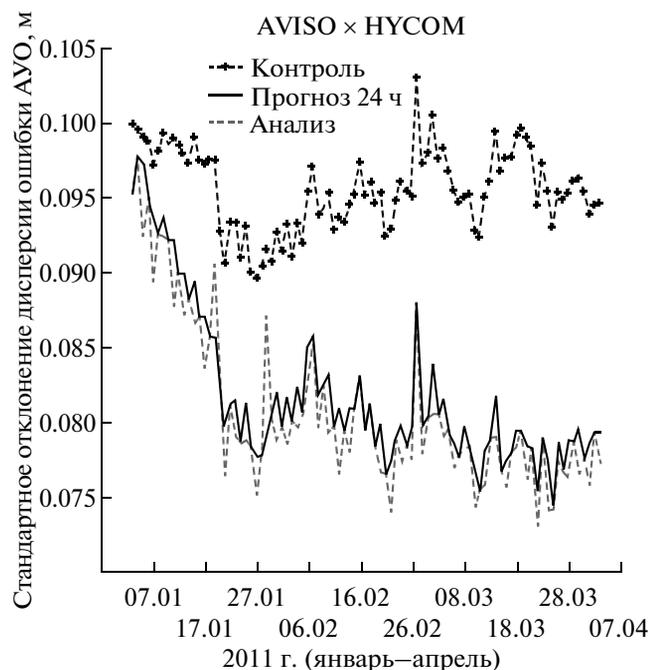


Рис. 3. Временное поведение стандартного отклонения ошибки поля АУО. Тонкий пунктир с крестом — контроль, толстый пунктир — прогноз 24 часа, тонкая линия внизу — анализ, январь–апрель 2011 г.

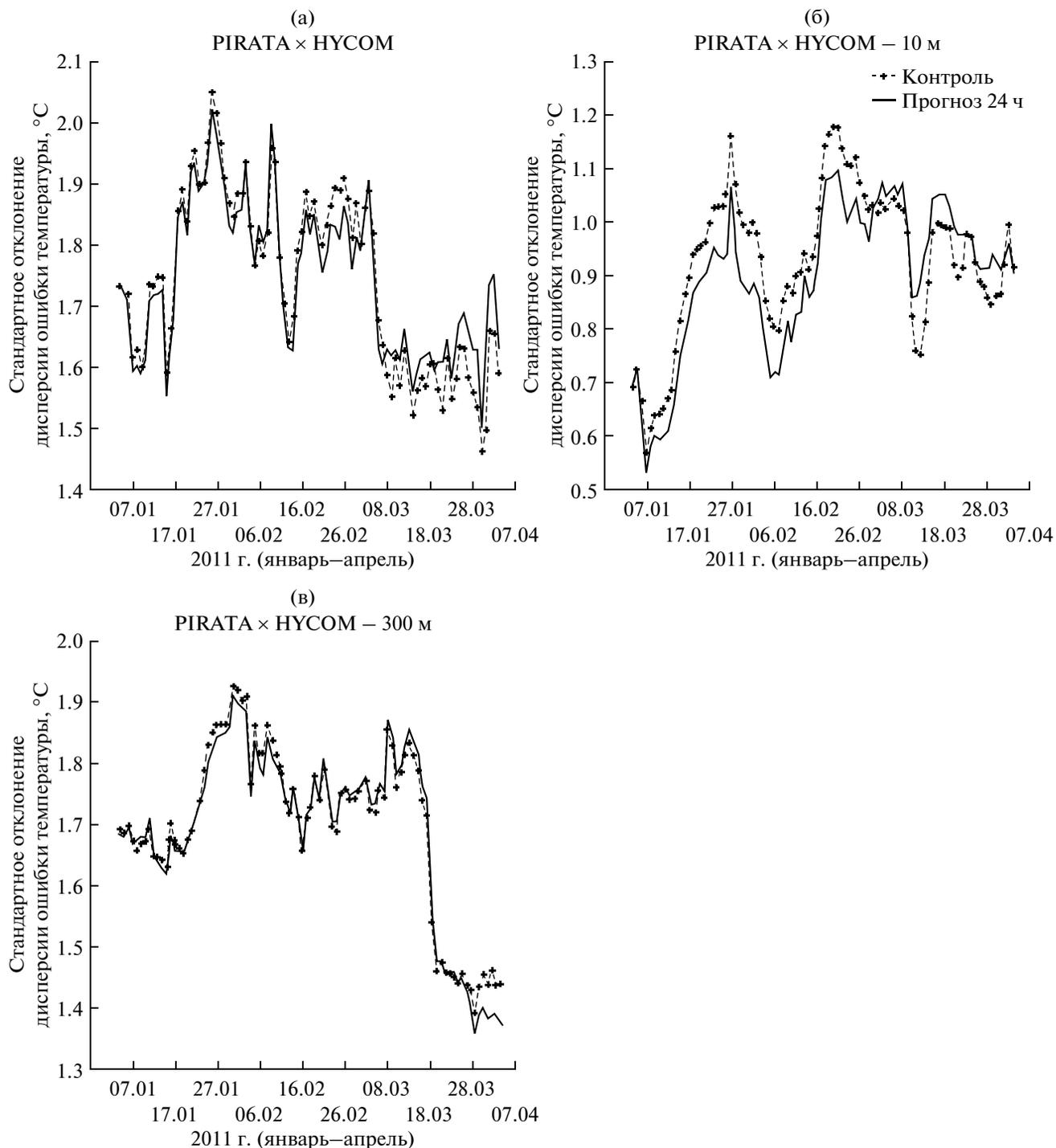


Рис. 4. Стандартное отклонение ошибки модельной температуры относительно данных ПИРАТА. Тонкая линия – контроль, толстая линия – прогноз 24 часа. (а) – общий ход температуры, (б) – верхний слой, (в) – нижний слой. Январь–апрель 2011 г.

ность не является непосредственно усваиваемой величиной, но рассчитывается из уравнений с новыми начальными (после усвоения) условиями. И, кроме того, следует отметить, что данных по солёности в наблюдениях с буев ПИРАТА много меньше, чем по температуре, и эти данные не осо-

бо хорошие. Поэтому, по нашему мнению, некоторые недостатки усвоения при сравнении с данными ПИРАТА по солёности не являются значимыми, хотя отметить их стоит. На глубине, где все процессы обмена с поверхностью можно не учитывать, усвоение работает лучше, и ошибка усво-

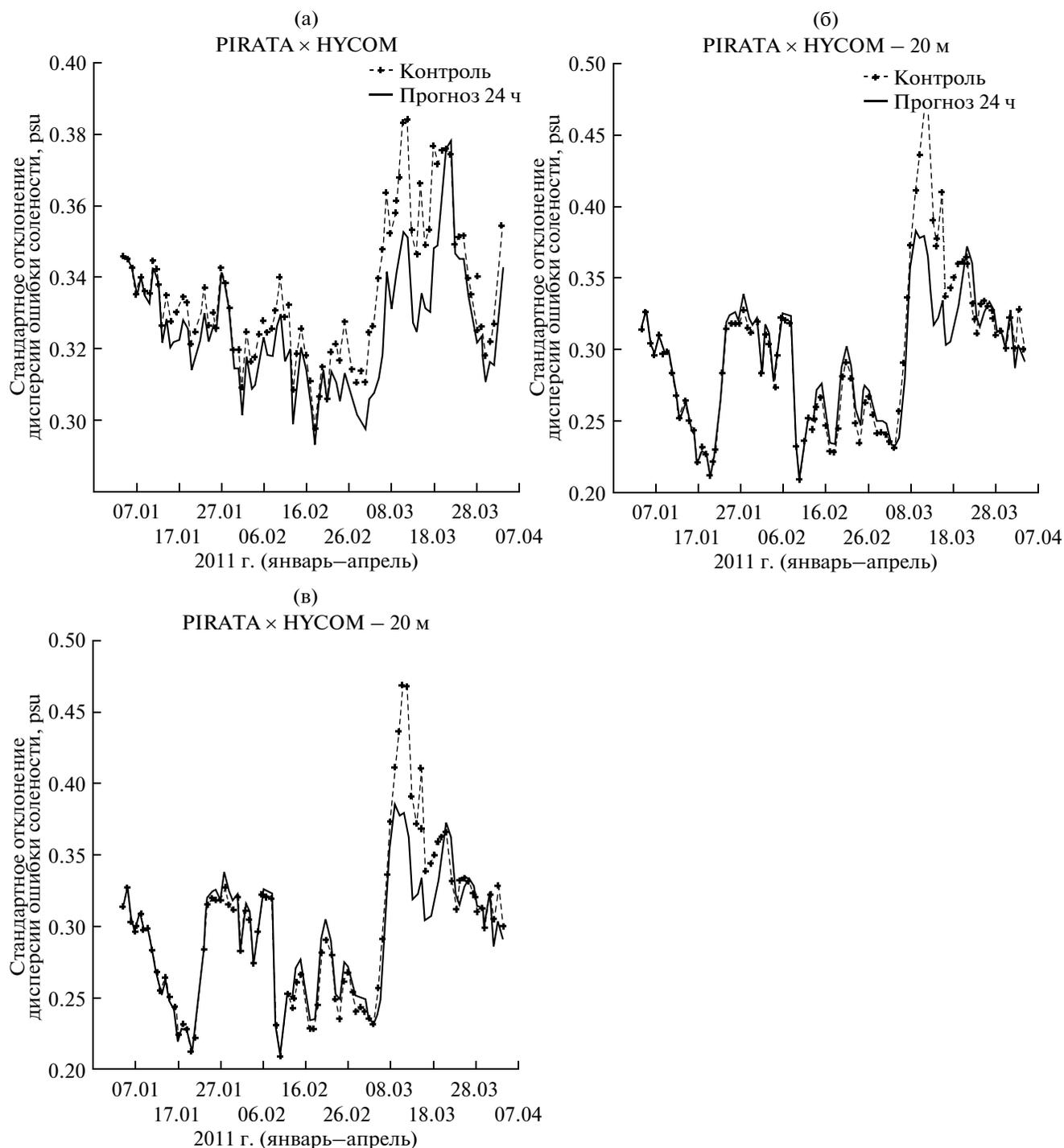


Рис. 5. Временное поведение стандартного отклонения ошибки солёности по сравнению с данными буев ПИРАТА. (а) – общий, (б) – верхний слой, (в) – нижний слой. Январь–апрель 2011 г.

ения остается постоянно меньшей, по сравнению с контролем.

Анализируя эти результаты, можно сделать общее замечание, что если значимая изменчивость полей происходит на коротких интервалах времени и сильно нелинейна, связи “уровень–температура” и “уровень–солёность” не дают одно-

значного улучшения прогноза для этих характеристик (температура и солёность) при усвоении данных уровня. Наоборот, там, где процессы изменчивости медленные, например, в главном термоклизе, усвоение данных уровня однозначно улучшает прогноз как по температуре, так и по солёности.

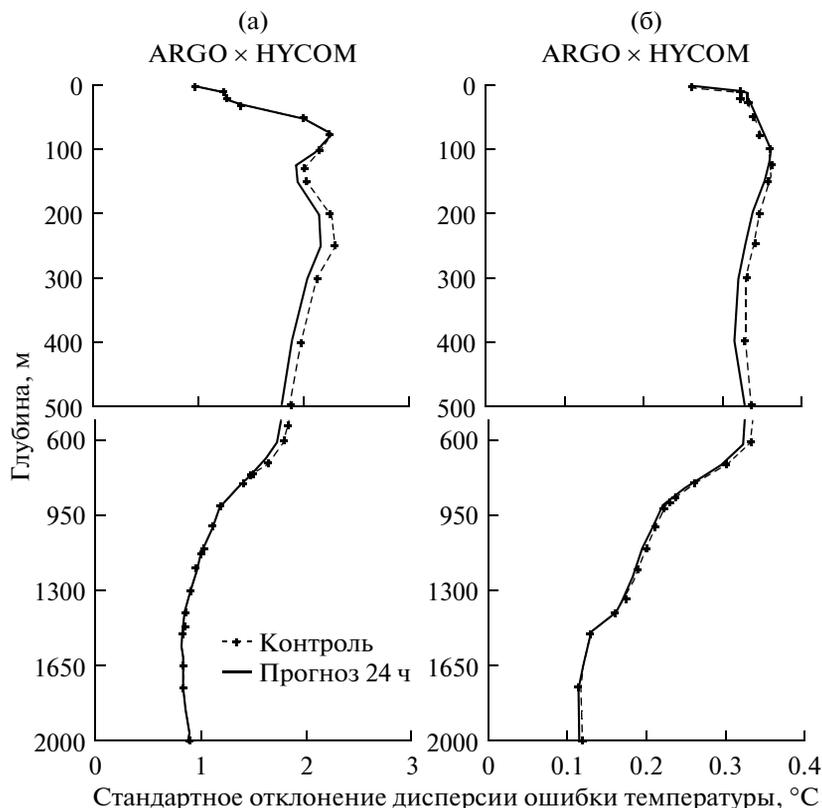


Рис. 6. Сравнение стандартного отклонения ошибки модели с данными дрейферов АРГО. (а) – температура, (б) – соленость. Пунктирная кривая – контроль, толстая кривая – прогноз 24 часа. Среднее по времени январь–апрель 2011 г.

На рис. 6 приведено сравнение модели с усвоением и без усвоения с профилями температуры и солености дрейферов АРГО. Рис. 6а сравнивает стандартное отклонение ошибки для температуры, рис. 6б – для солености. Результаты приведены для всего периода интегрирования, соответствующие данные наблюдений также усреднялись для всех 3 месяцев. Можно видеть, как и на рис. 5, что ниже 100 м усвоение превосходит по качеству контрольный расчет. Навверху, несмотря на то, что разница невелика, все же усвоение (прогноз 24 ч) дает лучшую оценку, по сравнению с контролем. Следует отметить, что данных по АРГО много больше, чем данных по ПИРАТА, в работе использовались данные более чем 3600 дрейферов. Сравнивая с предыдущими рисунками, можно сделать вывод, что при достаточном количестве данных даже слабости модели в описании процессов обмена с атмосферой пресной водой и скрытым теплом могут быть скорректированы усвоением данных уровня океана.

6. ВЛИЯНИЕ УСВОЕНИЯ АУО НА СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЙ И ТОЛЩИНУ СЛОЯ

Кратко оценим влияние АУО на динамические величины модели, такие как горизонталь-

ные компоненты скорости течений и толщина слоя равной плотности (изопикны) океана. Модель НУСОМ – это так называемая изопикническая модель, толщина слоя равной плотности в каждой точке пространства есть величина переменная, меняющаяся также и во времени. Течения напрямую связаны с величиной уровня поверхности океана, поэтому естественно ожидать значимый эффект при усвоении этой величины (ее аномалии). На рис. 7 показано сечение абсолютной скорости течений в горизонтальной плоскости. Рис. 7(а, б) показывает карту течений на 20 и 200 м для анализа и на рис. 7(в, г) для контроля, все величины рассчитаны на последний день интегрирования. Из рис. 7 видно, что усвоение существенно интенсифицирует течения в Гольфстриме и делает хорошо видимыми две ветви как на 20, так и на 200 м. Абсолютные скорости превышают 1 м/с. На рисунках, соответствующих контрольному эксперименту, эти скорости много скромнее: скорости, превышающие 1 м/с видны только в Северной зоне Бразильского течения. С другой стороны, скорости для экваториального течения на поверхности на контроле видны лучше, их значения лежат около величины 60 см/с, в отличие от результата усвоения, где они меньше 50 см/с. Основные структурные особенности результатов обоих экспериментов очень похожи.

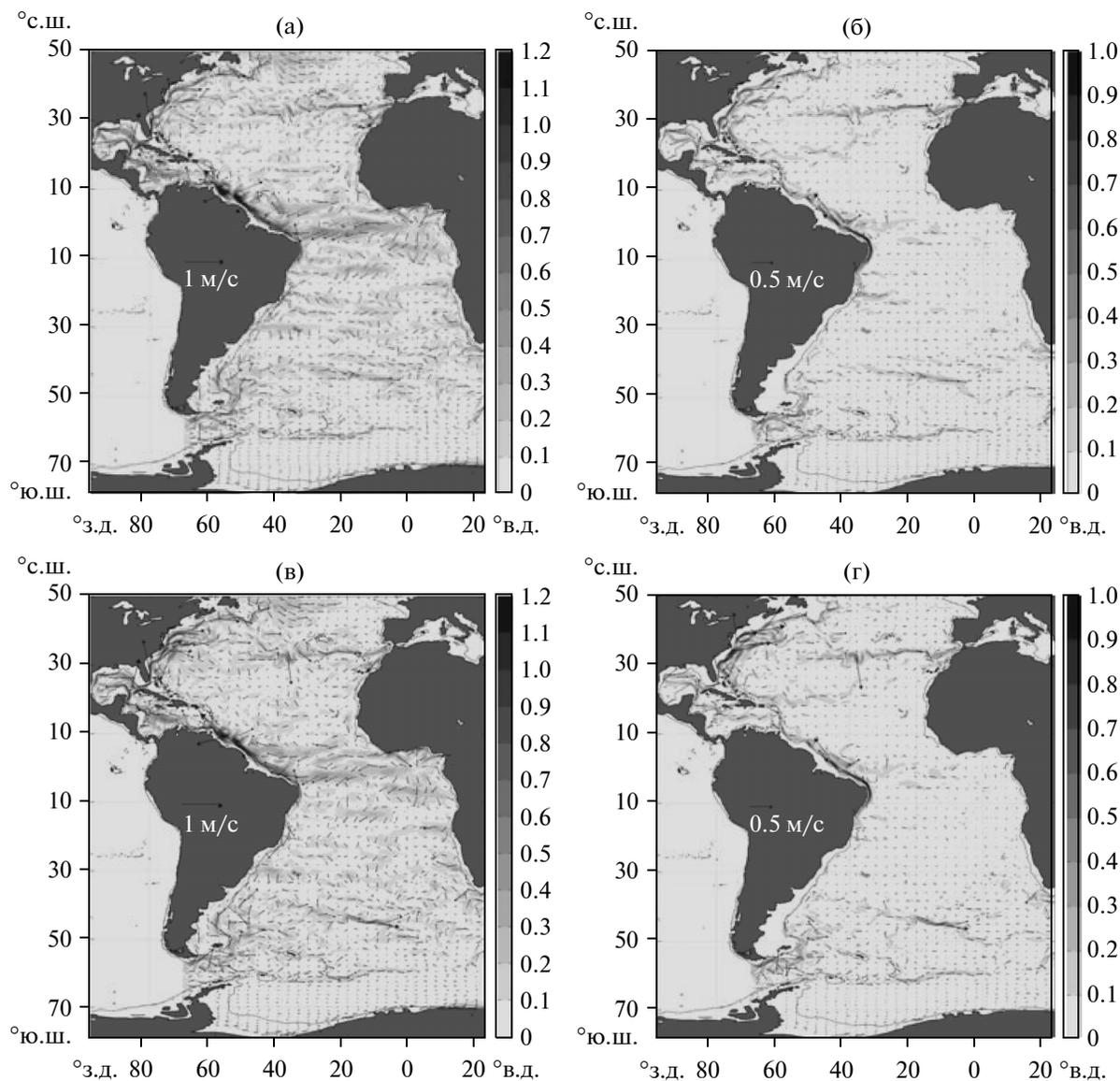


Рис. 7. Абсолютные скорости течений в горизонтальной плоскости на 3.04.2011 г. (а) – анализ 20 м, (б) – анализ 200 м, (в) – контроль 20 м, (д) – контроль 200 м.

Полученные результаты также хорошо соотносятся с расчетами по другим моделям (например, в [5]).

Рис. 7 можно сравнить с расчетами, сделанным в исследовательском центре ВМС США, т.н. HYCOM-NCODA анализ. Соответствующие рисунки приведены на сайте www.apdrc.soest.hawaii.edu. Там показано, что основная разница относительно рис. 7 видна в зоне Гольфстрима и в экваториальной зоне. По HYCOM+NCODA анализу, Гольфстрим состоит только из одной ветви, против той картины, что на рис. 7. Также, поверхностное экваториальное течение проникает до берегов Африки, но не подходит к берегам Бразилии вдоль экватора. Численно, картина анализа

HYCOM+NCODA более соответствует усвоению, чем контрольному расчету.

7. ВЫВОДЫ

Данная работа показывает, что усвоение АУО существенно влияет на поведение всех расчетных характеристик в модели HYCOM. Более значимо оно сказывается на динамических характеристиках, таких как скорости течений, толщина слоя; менее значимо, но не пренебрежимо мало, для таких трассеров как температура и соленость. Исследование показало, что даже не прямое влияние АУО после нескольких последовательных усвоений приближает расчетные значения температуры и солености к наблюдаемым *in situ*, и эта близость

может быть численно оценена. Также, исследование показало, что необходимо скорректировать начальное смещение между наблюдениями и расчетными величинами.

Динамические величины весьма чувствительны к усвоению данных АУО. Интенсификация течений достигает 30% и даже больше по сравнению с контрольным расчетом. Если это пересчитать в энергетические характеристики, то разность может достигнуть 100 и более процентов. Также, усвоение АУО значительно обогащает характер движений, добавляя дополнительные свойства в динамику среднemasштабных вихрей, меандров, коротковолновых движений океана.

Усвоение данных АУО — это необходимая часть оперативной системы усвоения данных при прогнозах состояния океана, которая важна как с теоретической, так и с практической точек зрения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №14-11-434).

Работа выполнена во время визита российского автора, К. Беляева в Федеральный университет шт. Байия, г. Сальвадор, Бразилия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агошков В.И., Ипатов В.М. Разрешимость задачи усвоения данных наблюдений в трехмерной модели динамики океана // Дифференциальные уравнения. 2007. Т. 43. № 8. С. 1064–1075
2. Агошков В.И., Ипатов В.М., Залесный В.Б. и др. Задачи вариационной ассимиляции данных наблюдений для моделей общей циркуляции океана и методы их решения // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2010. Т. 46. № 6. С. 734–770.
3. Беляев К.П., Тучкова Н.П., Танажюра К.А.С. Сравнение методов усвоения данных дрейфтеров АРГО в гидродинамической модели // Океанология. 2012. Т. 52. № 5. С. 523–615.
4. Дианский Н.А. Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. М.: Физматлит, 2013. 273 с.
5. Гандин Л.С. Объективный анализ гидрометеорологических полей. Л.: Гидрометиздат, 1974. 289 с.
6. Akella S., Navon I.M. Different approaches to model error formulation in 4D Var: a study with high resolution advection schemes // Tellus. 2009. V. 61. P. 1039–1050.
7. Bengtsson L. On the use of a time sequence of surface pressures in four-dimensional data assimilation // Tellus. 1980. V. 32. P. 189–197.
8. Bertino L., Lisæter K.A. The TOPAZ monitoring and prediction system for the Atlantic and Arctic oceans // Operational Oceanography. 2008. V. 1. P. 15–19.
9. Bleck R. An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates // Ocean Modelling. 2002. V. 4. P. 55–88.
10. Bleck R., Boudra D.B. Initial testing of a numerical ocean circulation model using a hybrid quasi isopycnal vertical coordinate // J. Phys. Oceanogr. 1981. V. 11. P. 755–770.
11. Bleck R., Benjamin S.G. Regional weather prediction with a model combining terrain-following and isentropic coordinates. Part I: Model description // Mon. Wea. Rev. 1993. V. 121. P. 1770–1785.
12. Chassignet E.P.; Hurlburt H.E., Metzger E.J. et al. US GODAE: Global Ocean Prediction with the HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) // Oceanography. 2009. V. 22. P. 64–75.
13. Chepurin G., Carton J., Dee D. Forecast model bias correction in Ocean Data assimilation // Mon Wea. Rev. 2005. V. 133. P. 1328–1344.
14. Cohn S.E. An introduction to estimation theory // J. Meteorol. Soc. Japan. 1997. V. 75. P. 257–288.
15. Counillon F., Bertino L. High-resolution ensemble forecasting for the Gulf of Mexico eddies and fronts // Ocean Dyn. 2009. V. 59. P. 83–95.
16. Cummings J.A. Operational multivariate ocean data assimilation // Quart. J. Roy. Meteor. Soc., Part C. 2005. V. 131. P. 3583–3604.
17. Daley R. Atmospheric data analysis // Cambridge University Press, 1991. 457 p.
18. Evensen G. The ensemble Kalman filter: Theoretical formulation and practical implementation // Ocean Dyn. 2003. V. 53. P. 343–367.
19. Ezer T., Mellor G. Data assimilation experiments in the Gulf Stream region: How useful are satellite-derived surface data for nowcasting the subsurface fields? // J. Atmosph. Oceanogr. 1997. V. 14. P. 1379–1391.
20. Ghill M., Malanotte-Rizzoli P. Data assimilation in meteorology and oceanography // Adv. Geoph. 1991. V. 33. P. 141–266.
21. Kalman R. A new approach to linear filtering and prediction problem // Trans. AMSE. J. Basic Eng. 1960. V. 82. P. 35–45.
22. Kalnay E. Atmospheric modeling, data assimilation and predictability // Cambridge University Press. 2002. 364 p.
23. Oke P., Brassington G.B., Griffin D.A., Schiller A. The blueink ocean data assimilation system // Ocean modeling, 2008. V. 21. P. 46–70.
24. Rio M., Hernandez R. A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. P. 1022–1039.
25. Schiller A., Brassington G. (Eds.). Operational Oceanography in the 21st Century. New York: Springer, 2005. 745 p.
26. Stephen C., Antonov J.I., Boye T.P. et al. World Ocean Atlas, 2001 / Ed. Levitus S. NOAA Atlas NESDIS 49, U.S. Government Printing Office, Wash., D.C., 167 p.
27. Smith N. Perspectives from the Global Ocean Data Assimilation Experiment // Ocean Weather Forecasting, p. 1–17 / Eds. Chassignet E., Verron J. Springer, 2006. 577 p.
28. Talagrand O., Courtier P. Variational assimilation of meteorological observations with the adjoint vorticity equation. I: Theory // Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 1987. V. 113. P. 1311–1328.

29. *Tanajura C.A.S., Belyaev K.* On oceanic impact of data assimilation method in a coupled ocean-land-atmosphere model over Atlantic // *Ocean Dyn.* 2002. V. 52. № 3. P. 23–32.
30. *Tanajura C.A.S., Belyaev K.* A sequential data assimilation method based on the properties of diffusion-type process // *Appl. Math. Model.* 2009. V.33. P. 2165–2174.
31. *Thacker W.C., Esenkov O.* Assimilating XBT data into HYCOM // *J. Atmos. Ocean. Tech.* 2002. V. 19. P. 709–724.
32. *Xie J., Counillon F., Zhu J., Bertino L.* An eddy-resolving tidal-driven model in China South Sea assimilation along track satellite data using EnOI // *Ocean Science.* 2011. V. 7. P. 609–627
33. *Weaver A.T., Vialard J., Anderson D.L.T.* Three- and four-dimensional variational assimilation with a general circulation models of the tropical Pacific Ocean. Part I: Formulation, internal diagnostics and consistency checks // *Mon. Wea. Rev.* 2003. V. 131. P. 1360–1378.

Assimilation of Satellite Surface Height Anomalies Data into the Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) over the Atlantic Ocean

K. A. S. Tanajura, L. N. Lima, K. P. Belyaev

Observed along-track data of sea surface height anomalies (SSHA) over the Atlantic Ocean from the satellites Jason-1 and Jason-2 were assimilated into the Hybrid-Coordinate Ocean Model (HYCOM) with the Ensemble Optimal Interpolation scheme (EnOI). The impact of assimilation of SSHA in the other model variables was investigated. The time series of analyzed and forecasted values were compared with a model free run with the same forcing but without assimilation. The results were also compared with independent data from PIRATA moorings and Argo using objective metrics. The study shows that the assimilation technique with some modifications allowed substantial improvement in the ocean 24 h prediction by reducing the forecast errors in comparison with the free run. It is also shown that the analyzed sea surface fields contain meso-scale variability which are poorly seen in the free run.