

Ассимиляция климатических данных в модели циркуляции вод Черного моря с учетом пространственной и временной изменчивости дисперсий и функций взаимной ковариации ошибок прогноза

Предложено усовершенствование алгоритма совместной ассимиляции в модели циркуляции климатических температуры, солёности и альтиметрического уровня моря. В данной работе в отличие от предыдущих работ дисперсии ошибок прогноза температуры и солёности и взаимно ковариационные функции ошибок прогноза солёности – уровня и температуры – уровня зависят от динамики вод. Выявлено, что структура полей взаимно ковариационных функций в верхнем перемешанном слое формируется вертикальной турбулентной диффузией дисперсии ошибок прогноза температуры и солёности. Глубже эти статистические характеристики определяются в основном вертикальной адвекцией. Проведено сопоставление результатов расчетов без учета и с учетом динамики статистических характеристик. Учет динамики позволил восстановить взаимно согласованные климатические поля температуры, солёности, горизонтальной и вертикальной скорости течений Черного моря с ассимиляцией данных в численной модели на каждом шаге по времени.

Введение

Наряду с имеющимися массивами климатических данных по температуре и солёности Черного моря [1] появился еще один вид климатических данных – среднемесячные поля динамического уровня моря [2]. Эти поля и соответствующие им поля температуры и солёности получены по результатам ассимиляции данных альтиметрических измерений в модели в 1992 – 2003 гг. [3].

В работе [2] показано, что климатические альтиметрические поля наряду с климатическими термохалинными полями содержат информацию о долгосрочной изменчивости гидрофизических характеристик Черного моря. С учетом этого в [4] предложена методика совместной ассимиляции в модели морской динамики климатических гидрологических полей температуры и солёности и климатического альтиметрического уровня. Считалось, что дисперсии ошибок прогноза температуры и солёности и функции взаимной ковариации ошибок прогноза солёности – уровня и температуры – уровня не зависят от динамики моря.

В настоящей работе предложено усовершенствование алгоритма совместной ассимиляции в модели циркуляции климатических температуры, солёности и уровня моря. В отличие от [4] учтена зависимость от динамики моря дисперсий ошибок прогноза температуры и солёности и взаимно ковариационных функций ошибок прогноза солёности – уровня и температуры – уровня, входящих в источники уравнений переноса – диффузии тепла и соли. Динамика отмеченных статистических характеристик учитывается путем численного решения дифференциальных уравнений переноса – диффузии дисперсий ошибок температуры и солёности [5]. Дисперсии ошибок прогноза кор-

ректируются в моменты усвоения данных в модели циркуляции в соответствии с фильтром Калмана [5].

По предложенному алгоритму выполнены реконструкция и анализ климатических полей течений Черного моря. Выявлено, что структура полей взаимно ковариационных функций в верхнем перемешанном слое коррелирует с распределением коэффициента вертикальной турбулентной диффузии. Глубже эти статистические характеристики определяются в основном вертикальной адвекцией. Учет динамики статистических характеристик позволил восстановить уточненные адаптированные климатические поля Черного моря.

Приведем основные обозначения, используемые в статье.

$T^{CI}(\mathbf{x}, t_m), S^{CI}(\mathbf{x}, t_m)$ – новые среднемесячные массивы климатических температуры и солёности Черного моря, полученные в [1] с использованием архивных данных наблюдений в 1903 – 2002 гг.;

$T^{CI}(\mathbf{x}, t), S^{CI}(\mathbf{x}, t)$ – климатические температура и солёность, используемые для ассимиляции в модели циркуляции вод. Способ их получения на каждый шаг по времени в численной модели приведен в следующем разделе;

$\zeta^A(x, y, t_m), T^A(\mathbf{x}, t_m), S^A(\mathbf{x}, t_m)$ – среднемесячные массивы климатических динамического уровня моря, температуры и солёности, рассчитанные по результатам ассимиляции в модели альтиметрических данных. Более подробная информация об этом содержится в [2];

$\zeta^A(x, y, t)$ – климатический альтиметрический уровень моря, используемый для ассимиляции в модели циркуляции вод. Способ его получения на каждый шаг по времени в численной модели дан в следующем разделе;

$\zeta^{CI}(x, y, t_m)$ – среднемесячные массивы климатического динамического уровня моря, рассчитанные по результатам ассимиляции в модели течений климатических температуры и солёности [6];

$T(\mathbf{x}, t), S(\mathbf{x}, t), \zeta(x, y, t)$ – температура, солёность и уровень моря, рассчитанные в численной модели циркуляции вод;

$\sigma_T^2(\mathbf{x}, t), \sigma_S^2(\mathbf{x}, t)$ – дисперсии ошибок прогноза температуры и солёности, вычисленные из уравнений типа (21);

$P_{T\zeta}(\mathbf{x}, t), P_{S\zeta}(\mathbf{x}, t)$ – функции взаимной ковариации ошибок прогноза температуры – уровня, солёности – уровня, рассчитанные по формулам (10), (12).

Основные уравнения и соотношения алгоритма ассимиляции климатических данных

Алгоритм ассимиляции климатических данных опробовался с использованием численной нелинейной модели морской динамики, представленной в [7, 8]. Особенности модели, значения параметров, краевые условия применительно к бассейну Черного моря даны в [4]. Некоторые из них будут упоминаться ниже по мере необходимости.

Процедура усвоения климатических данных в модели состояла в следующем. Расчет гидрофизических параметров с изменяющимися на поверхности моря в годовом цикле составляющими касательного трения ветра [4],

суммарным климатическим потоком тепла [9], климатической солнечной радиацией, поглощенной морем [10], осадками, испарениями [9], соленостью [4] проводился в режиме прогноза.

Система полных уравнений гидротермодинамической модели включала дифференциальные уравнения диффузии – переноса тепла и соли вида

$$T_t + (uT)_x + (vT)_y + (wT)_z = (k^T T_z)_z + k_H \Delta T + Q_T + Q_{T\zeta}, \quad (1)$$

$$S_t + (uS)_x + (vS)_y + (wS)_z = (k^S S_z)_z + k_H \Delta S + Q_S + Q_{S\zeta}, \quad (2)$$

где u, v, w – составляющие вектора скорости течений по осям x, y, z , ось x направлена на восток, ось y – на север, ось z – вертикально вниз; t – время; k^T, k^S – коэффициенты турбулентной диффузии по вертикали, вычисленные с использованием аппроксимации Покановского – Филандера [11]; k_H – коэффициент турбулентной диффузии по горизонтали; Δ – плоский оператор Лапласа.

В правые части уравнений (1), (2) включены ассимиляционные источники следующего вида:

$$Q_T(\mathbf{x}, t) = \frac{\sigma_T^2(\mathbf{x}, t)}{\text{REL1}[\sigma_T^2(\mathbf{x}, t) + \sigma_{T_m}^2]} [T^{Cl}(\mathbf{x}, t) - T(\mathbf{x}, t)], \quad (3)$$

$$Q_{T\zeta}(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{\text{REL2}} [K_T(\mathbf{x}, t) \delta \zeta^*(x, y, t) - \frac{1}{\Omega^2} \int_{\Omega^2} K_T(\mathbf{x}, t) \delta \zeta^*(x, y, t) d\omega], \quad (4)$$

$$Q_S(\mathbf{x}, t) = \frac{\sigma_S^2(\mathbf{x}, t)}{\text{REL1}[\sigma_S^2(\mathbf{x}, t) + \sigma_{S_m}^2]} [S^{Cl}(\mathbf{x}, t) - S(\mathbf{x}, t)], \quad (5)$$

$$Q_{S\zeta}(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{\text{REL2}} [K_S(\mathbf{x}, t) \delta \zeta^*(x, y, t) - \frac{1}{\Omega^2} \int_{\Omega^2} K_S(\mathbf{x}, t) \delta \zeta^*(x, y, t) d\omega]. \quad (6)$$

В выражениях (3), (5) REL1 – параметр релаксации; $\sigma_{T_m}^2, \sigma_{S_m}^2$ – дисперсии ошибок «измерений» T^{Cl} и S^{Cl} ; $\mathbf{x} = (x, y, z)$.

В формулах (4), (6)

$$K_T(\mathbf{x}, t) = P_{T\zeta}(\mathbf{x}, t) / [\sigma_{\zeta}^2(t_m) + \sigma_{\zeta_m}^2], \quad (7)$$

$$K_S(\mathbf{x}, t) = P_{S\zeta}(\mathbf{x}, t) / [\sigma_{\zeta}^2(t_m) + \sigma_{\zeta_m}^2], \quad (8)$$

$$\delta \zeta^*(x, y, t) = \zeta^A(x, y, t) - \zeta(x, y, t) - \frac{1}{\Omega^0} \int_{\Omega^0} [\zeta^A(x, y, t) - \zeta(x, y, t)] d\omega, \quad (9)$$

REL2 – параметр релаксации, $\sigma_{\zeta}^2(t_m)$ – дисперсия разностей уровня (см. формулу (20)), t_m – месяц года, $\sigma_{\zeta_m}^2$ – дисперсия ошибок «измерений» альти-

метрического уровня, Ω^z – площадь моря на горизонте, Ω^0 – площадь моря на поверхности.

В отличие от работы [4] функции взаимной ковариации представлялись следующим образом:

$$P_{T\zeta}(\mathbf{x}, t) \approx \sigma_T(\mathbf{x}, t) \sigma_\zeta(t_m) \bar{P}_{T\zeta}(z, t_m), \quad (10)$$

$$\bar{P}_{T\zeta}(z, t_m) = P_{T\zeta}(z, t_m) / [\sigma_T(z, t_m) \sigma_\zeta(t_m)], \quad (11)$$

$$P_{S\zeta}(\mathbf{x}, t) \approx \sigma_S(\mathbf{x}, t) \sigma_\zeta(t_m) \bar{P}_{S\zeta}(z, t_m), \quad (12)$$

$$\bar{P}_{S\zeta}(z, t_m) = P_{S\zeta}(z, t_m) / [\sigma_S(z, t_m) \sigma_\zeta(t_m)], \quad (13)$$

где $\sigma_T(\cdot)$, $\sigma_S(\cdot)$ – среднеквадратические отклонения в поле ошибок прогноза соответствующего параметра моря; $\sigma_\zeta(\cdot)$, $\bar{P}_{T\zeta}(\cdot)$, $\bar{P}_{S\zeta}(\cdot)$ – среднеквадратическое отклонение в поле разностей уровня и нормированные взаимно ковариационные функции, зависящие от глубины и месяца года. Нормированная функция $\bar{P}_{T\zeta}(z, t_m)$ оценивалась следующим образом. Функция взаимной ковариации $P_{T\zeta}(z, t_m)$ находилась по формуле

$$P_{T\zeta}(z, t_m) = \frac{1}{N(z) - 1} \sum_{i,j} \delta T'_{ij}(z, t_m) \delta \zeta'_{ij}(t_m), \quad (14)$$

где

$$\delta T'_{ij}(z, t_m) = \delta T_{ij}(z, t_m) - \bar{\delta T}(z, t_m), \quad (15)$$

$$\delta T_{ij}(z, t_m) = T_{ij}^A(z, t_m) - T_{ij}^{Cl}(z, t_m), \quad (16)$$

$$\delta \zeta'_{ij}(t_m) = \delta \zeta_{ij}(t_m) - \bar{\delta \zeta}(t_m), \quad (17)$$

$$\delta \zeta_{ij}(t_m) = \zeta_{ij}^A(t_m) - \zeta_{ij}^{Cl}(t_m). \quad (18)$$

Среднеквадратические отклонения вычислялись так:

$$\sigma_T(z, t_m) = \left\{ \frac{1}{N(z) - 1} \sum_{i,j} [\delta T'_{ij}(z, t_m)]^2 \right\}^{1/2}, \quad (19)$$

$$\sigma_\zeta(t_m) = \left\{ \frac{1}{N(0) - 1} \sum_{i,j} [\delta \zeta'_{ij}(t_m)]^2 \right\}^{1/2}, \quad (20)$$

здесь $N(0)$, $N(z)$ – количество точек сетки на поверхности и данном горизонте. Черта над вторым слагаемым в правой части формул (15), (17) означает осреднение по горизонту и поверхности моря соответственно. Нормированная функция $\bar{P}_{S\zeta}(z, t_m)$ оценивалась аналогичным образом.

Среднемесячные климатические массивы $T^{Cl}(x, t_m)$, $S^{Cl}(x, t_m)$ были проинтерполированы на сетку модели. По этим данным рассчитаны коэффициенты Фурье и восстановлены соответствующие поля на каждые сутки года. Среднемесячные поля $\zeta^A(x, y, t_m)$ были тоже проинтерполированы на сетку модели. Суточные климатические поля температуры, солености, составляющих касательного трения ветра, среднемесячные поля альтиметрического уровня так же, как и среднемесячные климатические поля осадков, испарения, суммарного потока тепла, значения солнечной радиации, нормированных взаимно ковариационных функций, интерполировались линейно на каждый шаг по времени в численной модели. В этом случае такие данные можно назвать «синтетическими».

Второе слагаемое в квадратных скобках формул (4), (6) введено с целью предотвращения влияния фиктивных потоков тепла и соли в глубинах моря [3, 4].

Дисперсии ошибок прогноза температуры $\sigma_T^2(x, t)$ и солености $\sigma_S^2(x, t)$ находились путем численного решения однотипных дифференциальных уравнений [5]. Для краткости изложения результатов работы приведем здесь только уравнение для $\sigma_T^2(\cdot)$. Оно имеет вид

$$\frac{\partial \sigma_T^2}{\partial t} + \frac{\partial(u\sigma_T^2)}{\partial x} + \frac{\partial(v\sigma_T^2)}{\partial y} + \frac{\partial(w\sigma_T^2)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k^T \frac{\partial \sigma_T^2}{\partial z} + k_H \Delta \sigma_T^2 + \frac{1}{REL3} (\sigma_{*T}^2 - \sigma_T^2). \quad (21)$$

Здесь σ_{*T}^2 – некоторая «типичная» дисперсия ошибок прогноза, REL3 – коэффициент релаксации.

Дисперсии ошибок прогноза в момент ассимиляции данных корректируются в соответствии с формулами [5]:

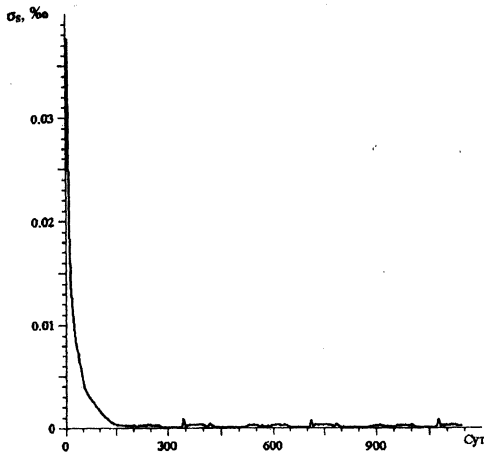
$$\sigma_T^{2(+)} = \sigma_T^{2(-)} - \frac{\sigma_T^{2(-)} \sigma_T^{2(-)}}{\sigma_T^{2(-)} + \sigma_{T_m}^2}, \quad (22)$$

$$\sigma_S^{2(+)} = \sigma_S^{2(-)} - \frac{\sigma_S^{2(-)} \sigma_S^{2(-)}}{\sigma_S^{2(-)} + \sigma_{S_m}^2}. \quad (23)$$

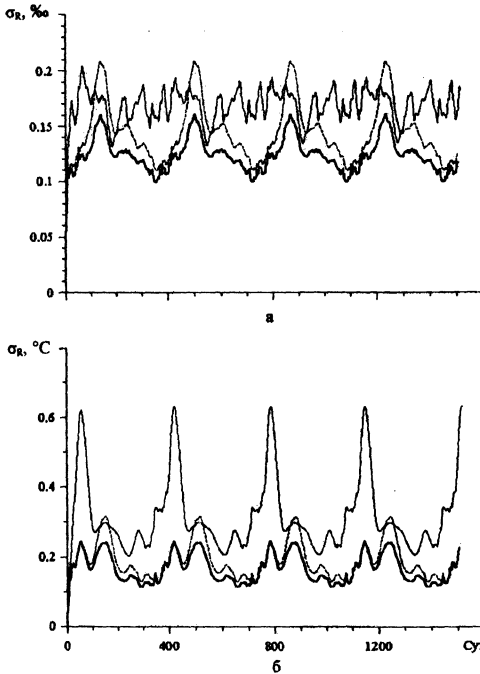
В этих формулах (+), (-) – значения функций до и после коррекции соответственно.

Анализ результатов численных экспериментов

Расчеты проводились на сетке $14,8 \times 14,8$ км, по вертикали использовалось 44 горизонта, расположенных на глубинах 2,5, 5, 10, ..., 30, 40, ..., 60, 75, ..., 120, 145, 170, 200, 250, ..., 700, 800, ..., 1900, 1950, 1975, 1985, 1995, 2000 м. Шаг по времени равнялся 5 мин.



Р и с. 1. Поведение со временем среднеквадратических разностей между климатическими значениями солености на глубине 105 м, относящимися к моментам времени с разницей в один год



Р и с. 2. Поведение со временем среднеквадратических разностей между климатическими и модельными значениями солености (а) и температуры (б) на горизонте 75 м: тонкая непрерывная кривая – эксперимент 1; толстая непрерывная кривая – эксперимент 2; штриховая кривая – эксперимент 3

Коэффициент турбулентной диффузии по горизонтали принимался равным $10^6 \text{ см}^2/\text{с}$, дисперсия ошибок измерений уровня $\sigma_{\zeta_m}^2$ равнялась 1 см^2 .

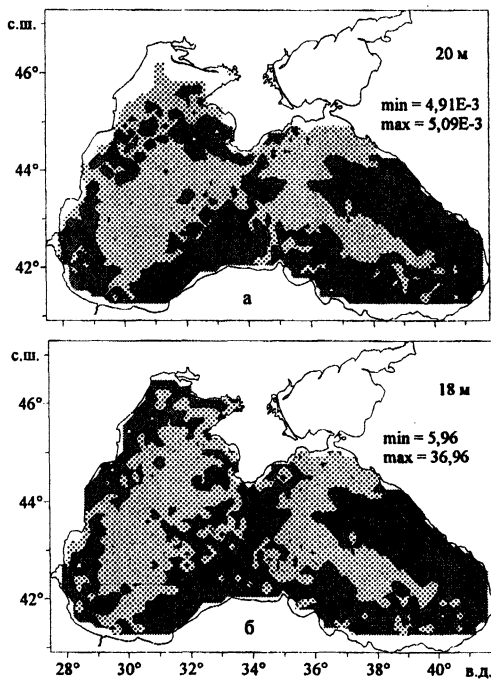
Ошибки измерений $T^{Cl}(x, t_m)$ и $S^{Cl}(x, t_m)$ приравнивались к оцененным в работе [1] ошибкам расчета средних климатических значений температуры и солености в соответствующих квадратах. Они зависели от вертикальной координаты и изменялись с глубиной нелинейным образом. «Типичные» дисперсии представляли собой средние на каждом горизонте дисперсии полей разностей между климатическими и модельными значениями температуры (солености).

Прогностические расчеты с совместным усвоением в модели климатических данных по температуре, солености и альтиметрическому уровню на каждом шаге по времени проводились на 4 года. Такое время расчетов превосходило время установления параметров моря в процессе ассимиляции данных (рис. 1). Время установления, согласно рис. 1, составило 150 сут. За начальные брались поля температуры, солености, скорости течений и уровня, полученные в расчете с ассимиляцией в модели только климатических массивов температуры и солености [8].

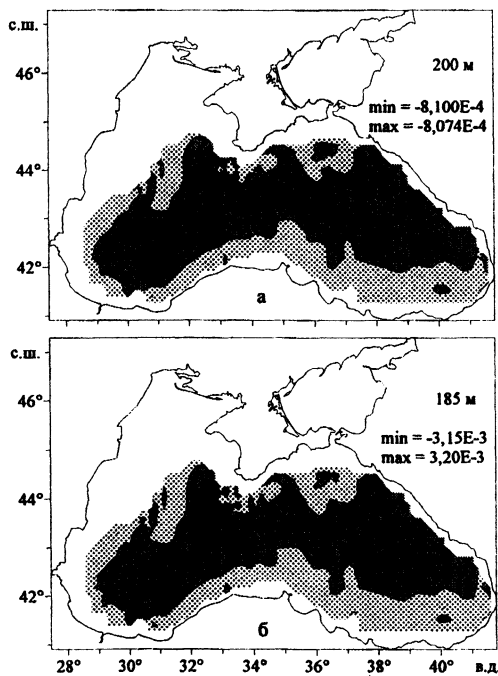
Параметр релаксации $REL1 = REL3 = 24 \text{ ч}$. Параметр $REL2$ изменялся и принимался равным 24 ч (эксперимент 1), 12 ч (эксперимент 2) и 6 ч (эксперимент 3). Были выбраны два основных критерия при определении оптимального варианта расчетов. В соответствии с первым критерием в структурах полей вертикальной скорости должны отсутствовать мелкомасштабные возмущения, имеющие волнообразный характер (см. ниже). По второму критерию амплитуда изменения

в годовом цикле среднеквадратических разностей между климатическими и модельными значениями температуры и солёности должна быть минимальной. Вариант расчетов с REL2 = 12 ч оказался соответствующим критериям оптимизации (рис. 2). Среднеквадратические разности температуры и солёности имеют такой же характер поведения со временем на других горизонтах.

1. Статистические характеристики ошибок прогноза. Для ассимиляции данных о климатическом уровне в модели циркуляции весьма важно использование такой статистической информации об ошибках прогноза, которая бы позволяла эффективно экстраполировать эти данные в глубь моря. Как следует из формул (7), (8), (10), (12) и уравнений типа (21), в данной работе в отличие от [4] коэффициенты при разностях между климатическими и модельными температурой, солёностью и уровнем в ассимиляционных источниках (3) – (6) зависели от динамики моря.



Р и с. 3. Распределение зимой (13.02) коэффициента $K_T(x,t)$ (изолиния соответствует среднему значению $0,5 \cdot 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{см}$) – а и коэффициента вертикальной турбулентной диффузии тепла k^T (изолиния соответствует среднему значению $12 \text{ см}^2/\text{с}$) – б

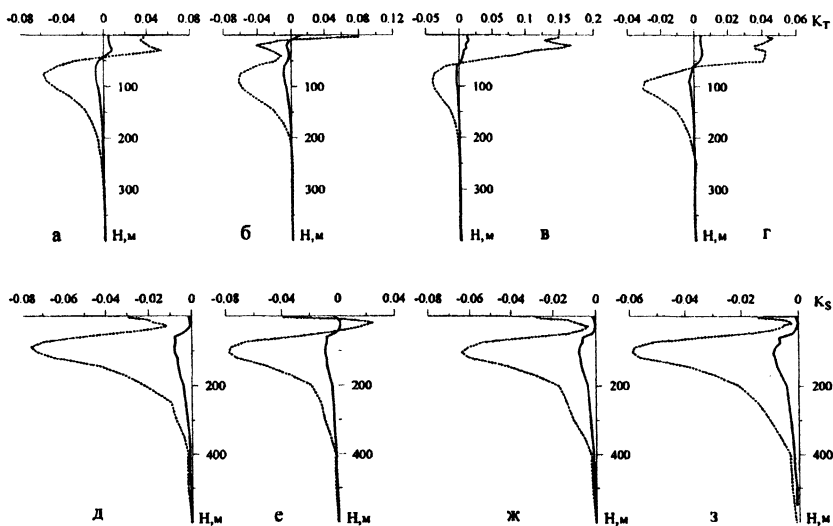


Р и с. 4. Распределение зимой (13.02) коэффициента $K_T(x,t)$ (изолиния соответствует среднему значению $8,086 \cdot 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{см}$) – а и вертикальной скорости (см/с) (светлые области – опускание, темные – подъем вод) – б

Пространственное распределение функций взаимной ковариации $P_{T_S}(x,t), P_{S_S}(x,t)$ (коэффициентов $K_T(x,t), K_S(x,t)$ соответственно) определяется структурой дисперсий ошибок прогноза температуры и солёности. Знаки $K_T(x,t)$ и $K_S(x,t)$ зависят от характера поведения с глубиной нормированных функций взаимной ковариации. Поля коэффициента $K_T(x,t)$

в верхнем перемешанном слое во все сезоны года коррелируют с полями коэффициента вертикальной турбулентной диффузии (рис. 3). Большие значения $K_T(x, t)$ соответствуют областям с относительно высокими значениями коэффициента вертикальной турбулентной диффузии и наоборот. Глубже перемешанного слоя пространственная структура коэффициента $K_T(x, t)$ определяется распределением вертикальной скорости (рис. 4). На глубине 200 м зонам апвеллинга вод соответствуют меньшие по модулю значения коэффициента $K_T(x, t)$, а областям даунвеллинга – большие по модулю значения коэффициента. Отмеченные особенности в распределении коэффициента $K_T(x, t)$ с глубиной и по горизонтали являются следствием баланса членов дифференциального уравнения (21). Этот баланс зависит от значений и характера изменения с глубиной «типичной» дисперсии ошибок прогноза температуры [5].

Упомянутые выше особенности структур полей коэффициента $K_T(x, t)$ характерны также для полей коэффициента $K_S(x, t)$. Таким образом, особенности динамики функций взаимной ковариации $P_{T\zeta}(x, t), P_{S\zeta}(x, t)$ состоят в том, что в верхнем перемешанном слое пространственные различия ковариаций определяются вертикальной турбулентной диффузией дисперсии ошибок прогноза температуры и солёности, а глубже этого слоя – вертикальной адвекцией. Роль горизонтальной адвекции и диффузии по горизонтали дисперсий ошибок мала.



Р и с. 5. Профили коэффициентов $K_T(z, t)$ и $K_S(z, t)$ из работы [4] (штриховые кривые) и осредненных по горизонтам коэффициентов $K_T(x, t)$ и $K_S(x, t)$ (сплошные кривые) в различные сезоны года: а, д – зима; б, е – весна; в, ж – лето; з, з – осень

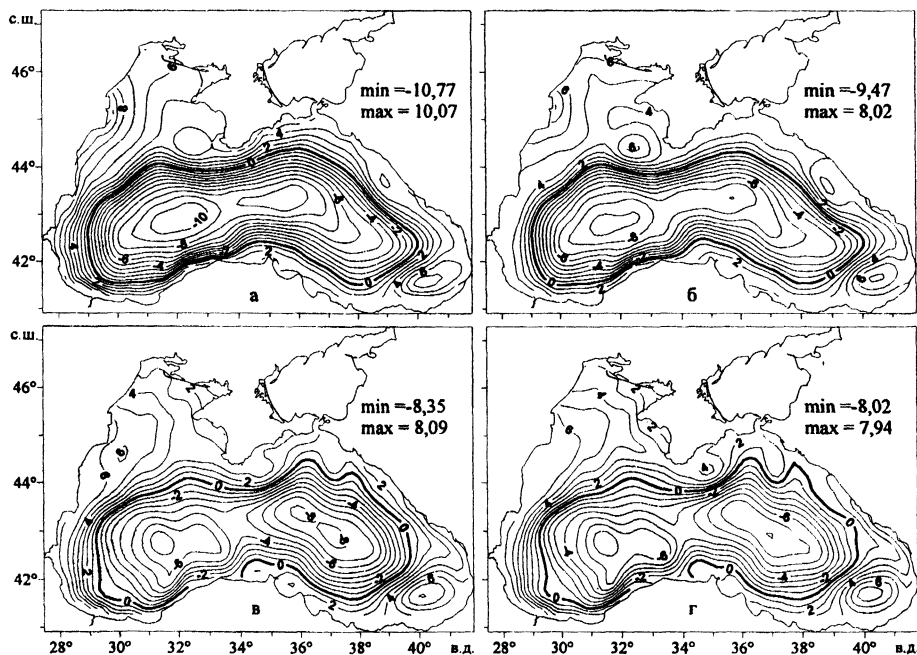
Сравнение профилей коэффициентов $K_T(z, t)$ и $K_S(z, t)$, использованных в работе [4], с профилями осредненных по горизонтам коэффициентов $K_T(x, t)$ и $K_S(x, t)$ в различные сезоны показывает, что амплитуды последних

существенно меньше (рис. 5). Как следствие, в этом случае влияние данных наблюдений в модели на каждом шаге по времени уменьшается, а роль эффекта взаимного согласования гидрофизических параметров моря повышается в связи с возрастанием роли модели.

Отметим, что значения коэффициентов $K_T(x, t)$ глубже 300 м и $K_S(x, t)$ глубже 600 м относительно малы. Ниже этих глубин уменьшаются также дисперсии ошибок прогноза температуры и солености. Роль модели возрастает в процессе восстановления течений ниже указанных глубин.

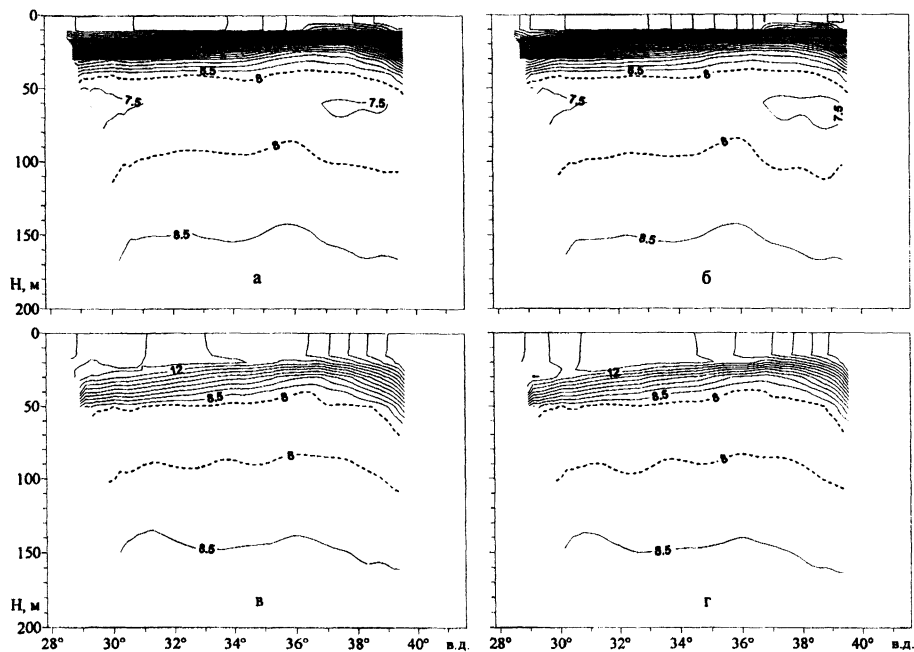
2. Пространственное распределение климатических гидрофизических параметров моря. Сопоставление результатов восстановления климатических полей моря в двух вариантах расчетов – с учетом и без учета динамики статистических характеристик [4] – является целью данного подраздела.

На рис. 6 представлены карты интегральной функции – уровня моря, характеризующие поверхностные геострофические течения в бассейне весной и летом. Отметим, что в варианте реконструкции полей моря без учета динамики статистических характеристик климатические данные усваивались в модели периодически через каждые три часа (рис. 6, б, з). Такая процедура позволила получить взаимно согласованные гидрофизические параметры моря. Однако такая методика ассимиляции данных обладает недостатком, заключающимся в том, что период ассимиляции и критерии оценки результатов адаптируемых полей следует выбирать посредством проведения специальных численных экспериментов. Необходимо разработать такой алгоритм ассимиляции данных, который был бы свободен от указанных недостатков.



Р и с. 6. Топография климатического уровня моря (см), восстановленная при ассимиляции: климатических температуры, солености и альтиметрического уровня в эксперименте 2 в мае (а) и августе (б); тех же данных без учета динамики статистических характеристик ошибок прогноза в мае (в) и августе (г)

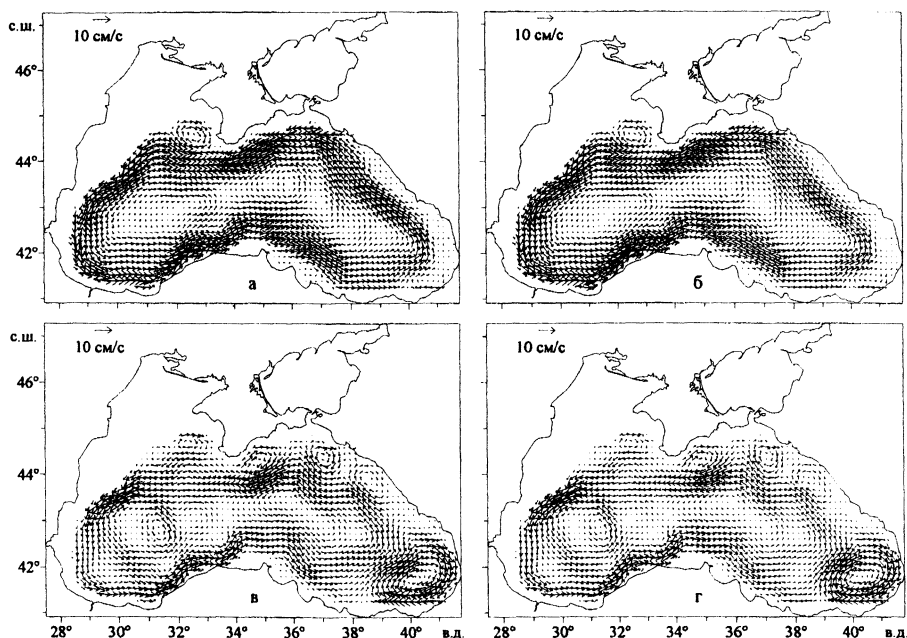
Как видно (рис. 6), учет динамики статистических характеристик ошибок прогноза позволяет восстановить согласованные поля параметров моря, ассимилируя данные на каждом шаге по времени в численной модели. Пространственные распределения уровня моря, полученные в отмеченных вариантах расчетов, мало отличаются между собой. С учетом динамики статистики ошибок прогноза весной лучше восстанавливается восточный циклонический круговорот вод, летом – антициклонический вихрь в северо-западной области моря и Кизилирмакский антициклон у восточной Анатолии. Антициклонические вихри вдоль Кавказского побережья получены несколько сглаженными. Близость распределений уровня моря в обоих вариантах ассимиляции данных наблюдается также в другие сезоны.



Р и с. 7. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) на разрезе $43,7^{\circ}\text{с.ш.}$, полученное при ассимиляции: климатических температуры, солёности и альтиметрического уровня в эксперименте 2 в августе (а) и ноябре (б); тех же данных без учета динамики статистических характеристик ошибок прогноза в августе (в) и ноябре (г)

Наиболее яркой особенностью распределения по глубине температуры воды в Черном море является наличие в нем холодного промежуточного слоя (ХПС) (рис. 7). Видно, что на рассматриваемом разрезе структура и глубины залегания ХПС в обоих вариантах расчетов практически не отличаются друг от друга. Известно, что ХПС формируется в весенний период, летом он находится несколько глубже термоклина, к осени холодозапас ХПС и его толщина уменьшаются. Упомянутые особенности климатического распределения температуры на широтном разрезе в летний и осенний периоды хорошо проявляются в обоих вариантах расчетов. Наблюдается также близость карт температуры на данном разрезе зимой и весной. Это свидетельствует об эффективности предложенного алгоритма ассимиляции климатических данных в модели.

Горизонтальная циркуляция на глубине 105 м подтверждает отмеченные выше достоинства учета динамики статистических параметров в ассимиляционной модели. Цепочка антициклонических вихрей справа от Основного Черноморского течения (ОЧТ), особенно ярко выраженных в летний сезон, хорошо видна на рис. 8, *в, з*. Мезомасштабные вихри справа от ОЧТ восстановлены благодаря ассимиляции данных по климатическому альтиметрическому уровню моря на каждом шаге по времени в численной модели. Зимой течения более интенсивные, мезомасштабных вихрей в бассейне наблюдается меньше. Карты горизонтальных течений, построенные на иных горизонтах и для других сезонов, также близки между собой.

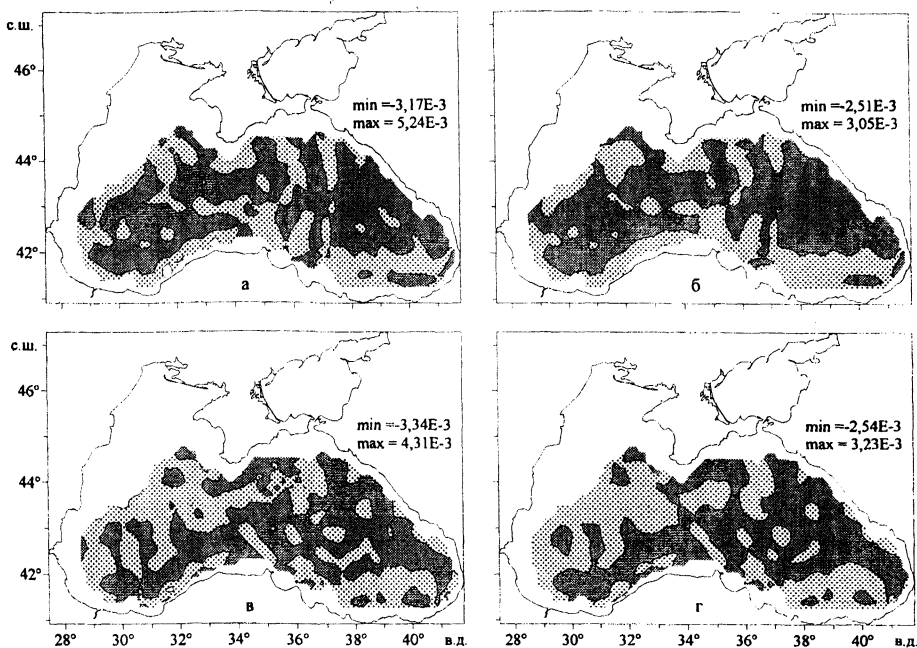


Р и с. 8. Климатические горизонтальные течения на глубине 105 м, полученные при ассимиляции: климатических температуры, солёности и альтиметрического уровня в эксперименте 2 в феврале (*а*) и августе (*в*); тех же данных без учета динамики статистических характеристик ошибок прогноза в феврале (*б*) и августе (*з*)

Важным обстоятельством при ассимиляции данных в моделях является эффективность процессов быстрого геострофического приспособления гидрофизических параметров. Изучение механизмов согласования полей при усвоении данных представляет собой отдельную задачу [12], которая здесь не рассматривается. Как показали результаты численных экспериментов [13], наиболее чувствительной к процессу адаптации является вертикальная скорость.

Рассогласованность циркуляции и плотностной стратификации, характерная при завышенной роли данных, проявляется, во-первых, в наличии в поле вертикальных движений мелкомасштабных шумов, во-вторых, — в завышенных значениях вертикальной скорости. Карты рис. 9 свидетельствуют о почти полном отсутствии мелких шумов в распределениях вертикальной

скорости. Экстремальные скорости течений в обоих вариантах расчетов близки. Наличие зон подъема и опускания вод является, по-видимому, следствием присутствия в бассейне мезомасштабных вихрей различного знака вращения. Это особенно характерно для лета. Близость карт распределений вертикальной скорости в обоих вариантах ассимиляции данных характерна также для других сезонов года.



Р и с. 9. То же, что на рис. 8, для климатической вертикальной скорости на глубине 275 м

Выводы

В работе предложено усовершенствование ранее использованного алгоритма совместной ассимиляции в модели течений климатических температуры, солёности и уровня моря. Суть коррекции алгоритма заключается в том, что учтена зависимость от динамики вод моря дисперсий ошибок прогноза температуры и солёности и взаимно ковариационных функций ошибок прогноза солёности – уровня и температуры – уровня, входящих в источники уравнений переноса – диффузии тепла и соли. Динамика отмеченных статистических характеристик учитывается путем численного решения дифференциальных уравнений переноса – диффузии дисперсий ошибок прогноза температуры и солёности. Эти дисперсии корректируются в моменты усвоения данных в модели в соответствии с фильтром Калмана.

Выполнен анализ результатов расчетов статистических характеристик. Пространственные распределения дисперсий ошибок прогноза температуры и солёности и взаимно ковариационных функций ошибок прогноза солёности – уровня и температуры – уровня в верхнем перемешанном слое определяются вертикальной турбулентной диффузией, глубже этого слоя – вертикальной адвекцией.

Для ассимиляции данных о климатическом уровне в модели циркуляции важно использование такой статистической информации об ошибках прогноза, которая бы позволяла эффективно экстраполировать эти данные в глубь моря. Сравнение профилей коэффициентов, определяемых формулами (7), (8) в случае зависимости их только от вертикальной координаты и времени (без учета динамики вод [4]), с профилями осредненных по горизонтам коэффициентов (7), (8) (с учетом динамики моря) в различные сезоны показывает, что амплитуды последних существенно меньше. При этом влияние данных наблюдений в модели уменьшается, а роль эффекта взаимного согласования гидрофизических параметров моря повышается.

Выполнены реконструкция и анализ климатических полей течений Черного моря с ассимиляцией температуры, солёности и альтиметрического уровня на каждом шаге по времени. Учет динамики статистических характеристик ошибок прогноза позволил восстановить взаимно согласованные климатические поля температуры, солёности, горизонтальной и вертикальной скорости течений и уровня Черного моря.

В дальнейшем необходимо выполнить численные эксперименты с уточненной «типичной» дисперсией ошибок прогноза, учитываемой в уравнениях типа (21).

Авторы выражают благодарность С.Г. Демьшеву за предоставление модели циркуляции для выполнения численных экспериментов по опробованию предложенного алгоритма ассимиляции данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белокопытов В.Н.* Термохалинная и гидролого-акустическая структура вод Черного моря // Дис. ... канд. геогр. наук. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. – 160 с.
2. *Дорофеев В.Л., Кныш В.В., Коротаев Г.К.* Оценка долговременной изменчивости гидрофизических характеристик Черного моря на основе ассимиляции климатических гидрологических и альтиметрических полей // Морской гидрофизический журнал. – 2006. – №4. – С. 3 – 17.
3. *Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К.* Ассимиляция данных спутниковой альтиметрии в вихре-разрешающей модели циркуляции Черного моря // Там же. – 2004. – №1. – С. 52 – 68.
4. *Кныш В.В., Демьшев С.Г., Коротаев Г.К., Саркисян А.С.* Методика и результаты ассимиляции климатических данных по температуре, солёности и уровню в численной модели циркуляции Черного моря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2007. – 43, №3. – С. 398 – 412.
5. *Кныш В.В., Демьшев С.Г., Инюшина Н.В., Коротаев Г.К.* Ассимиляция климатических гидрологических данных в модели Черного моря на основе алгоритма адаптивной статистики ошибок прогноза // Морской гидрофизический журнал. – 2008. – №1. – С. 26 – 37.
6. *Демьшев С.Г., Кныш В.В., Коротаев Г.К.* Результаты расчета адаптированных полей Черного моря на основе ассимиляции в модели данных по климатической температуре и солёности // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2006. – 42, №4. – С. 604 – 617.
7. *Демьшев С.Г., Коротаев Г.К.* Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана с неровным дном на сетке C // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. – М.: ИВМ РАН, 1992. – С. 163 – 231.
8. *Демьшев С.Г., Кныш В.В., Инюшина Н.В.* Сезонная изменчивость и трансформация с глубиной климатических горизонтальных течений Черного моря по результатам ассимиляции в модели новых климатических данных температуры и солёности // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – № 6. – С. 28 – 45.

9. *Staneva J.V., Stanev E.V.* Oceanic response to atmospheric forcing derived from different climatic data sets. Intercomparison study for the Black Sea // *Oceanologica Acta.* – 1998. – 21(3). – P. 383 – 417.
10. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т.IV. Черное море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия.* – С.-Пб.: Гидрометеоиздат, 1991. – С. 103 – 262.
11. *Pacanowski R.C., Philander S.G.H.* Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // *J. Phys. Oceanogr.* – 1981. – 11, № 11. – P. 1443 – 1451.
12. *Будушев М.Г.* Численный эксперимент по исследованиям волновых процессов в экваториальной зоне океана. – М., 1990. – 24 с. – (Препринт / АН СССР. ОВМ).
13. *Демьшев С.Г., Кныш В.В.* Реконструкция адаптированной вертикальной скорости Черного моря на базе синтеза модели циркуляции и климатических данных по температуре и солености // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.* – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – Вып. 11. – С. 93 – 104.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 18.01.07
После доработки 31.01.07

ABSTRACT Improvement of the algorithm of the combined assimilation of climatic temperature, salinity and altimetry sea level in the circulation model is proposed. In contrast to the previous works, in the present paper dispersions of the prognosis errors of temperature and salinity and cross-covariance functions of errors of salinity-level and temperature-level prognosis depend on water dynamics. It is revealed that the field structure of the cross-covariance functions in the upper mixed layer is formed by vertical turbulent diffusion of the dispersion of temperature and salinity prognosis errors. On larger depths these statistical characteristics are stipulated mainly by the vertical advection. The calculation results performed with regard to the dynamics of statistical characteristics and without it are compared. Consideration of dynamics permits to reconstruct mutually agreed climatic fields of temperature, salinity, and horizontal and vertical velocity of the Black Sea currents using data assimilation at each step in time in the numerical model.