

С.Г. Демышев, В.В. Кныш, Н.В. Инюшина

## Сезонная изменчивость и трансформация с глубиной климатических горизонтальных течений Черного моря по результатам ассимиляции в модели новых климатических данных температуры и солености

Исследуется сезонная климатическая циркуляция моря, восстановленная путем ассимиляции в модели новых массивов среднемноголетних гидрологических данных. В структуре климатических течений по глубине выявлены пять слоев: поверхностный экмановский слой (~ 10 м); слой моря с малыми градиентами кинетической энергии по вертикали (~ 10 – 60 м); слой с относительно высокими вертикальными градиентами кинетической энергии (~ 60 – 150 м); слой моря (~ 150 – 1000 м) с постепенным уменьшением кинетической энергии и усилением с 250 – 350 м восточного циклонического круговорота и Батумского антициклонического вихря; глубоинный слой моря (~ 1000 – 2000 м), характеризующийся баротропной скоростью. Изучены особенности сезонной эволюции течений на этих глубинах. Сделан вывод, что в формировании глубинной циркуляции моря ключевая роль принадлежит южному восточному потоку, восточному циклоническому круговороту и Батумскому антициклоническому вихрю.

### Введение

К настоящему времени известны три версии климатических массивов температуры ( $T^{cl}$ ) и солености ( $S^{cl}$ ) [1 – 3], которые использовались для восстановления сезонной изменчивости течений в Черном море на базе полных нелинейных моделей циркуляции [4 – 7]. В работах [4 – 5] использовались адаптационный метод реконструкции течений и ежемесячные климатические массивы  $T^{cl}$ ,  $S^{cl}$ , приведенные в [1, 2] соответственно. Отметим, что эти массивы обладают рядом недостатков, основным из которых является плохая обеспеченность данными глубинных слоев и областей моря, примыкающих к берегам Турции.

С учетом этого в работе [6] для восстановления непрерывной в течение года изменчивости климатических течений моря была предложена специальная методика ассимиляции гидрологических данных в модели.

Новая версия климатического термохалинного массива Черного моря (см. [3]) создана на более полной базе данных, включая результаты экспедиционных работ за последние 20 лет, в том числе и в экономической зоне Турции. В [7] проведено сопоставление термохалинных и динамических характеристик моря, восстановленных на основе методики из [6] по старым [1] и новым [3] климатическим распределениям температуры и солености. Выявлены особенности долговременных изменений термохалинных и динамических характеристик моря, а также сезонной изменчивости климатической глубинной циркуляции. Однако в [4 – 7] так же, как и в более ранних работах [8, 9], в которых климатические течения моря рассчитывались динамическим

методом и по квазигеострофической модели соответственно, отсутствует анализ изменения скорости течений с глубиной в различные сезоны года.

В настоящей работе продолжается изучение сезонной циркуляции моря, восстановленной путем ассимиляции в модели новых массивов среднесезонных гидрологических данных [3, 7]. Основное внимание уделяется анализу трансформации течений по глубине, а также особенностям внутригодовой изменчивости глубинной климатической циркуляции.

### Постановка задачи

Восстановление полей течений Черного моря по новым климатическим данным производилось по численной трехмерной модели, представленной в работах [10 – 12].

1. *Уравнения модели.* Система уравнений модели в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды имеет вид:

$$u_t - (\xi + f)v + wu_z = -g\rho_0\zeta_x - \frac{1}{\rho_0}(P^i + E)_x + (v_y u_z)_z + F^u, \quad (1)$$

$$v_t + (\xi + f)u + wv_z = -g\rho_0\zeta_y - \frac{1}{\rho_0}(P^i + E)_y + (v_y v_z)_z + F^v, \quad (2)$$

$$u_x + v_y + w_z = 0, \quad (3)$$

$$\zeta_t + \int_0^H (u_x + v_y) dz = \frac{Pr - Ev}{\rho_1}, \quad (4)$$

$$P = g\rho_0\zeta + g \int_0^z \rho d\mu = g\rho_0\zeta + P^i, \quad (5)$$

$$T_t + (uT)_x + (vT)_y + (wT)_z = (\kappa^T T_z)_z + F^T + \Lambda(T^{cl} - T), \quad (6)$$

$$S_t + (uS)_x + (vS)_y + (wS)_z = (\kappa^S S_z)_z + F^S + \Lambda(S^{cl} - S), \quad (7)$$

$$\rho = \rho_0 + \alpha_1^T T + \alpha_1^S S + \alpha_2^T T^2 + \alpha^{ST} ST, \quad (8)$$

где

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f, \quad E = \rho_0 \frac{u^2 + v^2}{2}, \quad \Lambda = Par / (1 + \eta^2(z)), \quad (9)$$

$\eta^2(z)$  — дисперсия ошибок измерений, нормированная на дисперсию поля соответственно;  $Par = l/Rel$ , где  $Rel$  — релаксационный параметр;  $Ev$  и  $Pr$  — испарение и осадки на поверхности моря. Остальные обозначения общепринятые.

Коэффициенты турбулентного обмена импульсом и диффузии по вертикали вычисляются с аппроксимацией Покановского — Филандера [13, 5, 12]:

$$v_V = v_0^V (R_0 + Ri)^{-2} + v_1^V, \quad \kappa^S = [(v_0^S (R_0 + Ri)^{-2} + v_1^S] / (R_0 + Ri) + \kappa_1^S, \\ \kappa^T = [(v_0^T (R_0 + Ri)^{-2} + v_1^T] / (R_0 + Ri) + \kappa_1^T, \quad (10)$$

где  $v_0^V, v_0^S, v_0^T, v_1^V, v_1^S, v_1^T, R_0$  — заданные константы;  $\kappa_1^S, \kappa_1^T$  — заданные функции;  $Ri = (g / \rho_0) \partial \rho / \partial z [(\partial u / \partial z)^2 + (\partial v / \partial z)^2]$  — число Ричардсона. Если  $v_0^V = v_0^S = v_0^T, v_1^V = v_1^S = v_1^T$  и  $\kappa_1^S, \kappa_1^T$  — константы, то соотношения (10) в точности соответствуют модели вертикального перемешивания известной работы [13].

Используется бигармоническое представление турбулентных слагаемых в уравнениях движения и гармонический оператор для описания горизонтальной диффузии:

$$F^u = -v_H \nabla^4 u, \quad F^v = -v_H \nabla^4 v, \quad F^T = \kappa_H \nabla^2 T, \quad F^S = \kappa_H \nabla^2 S. \quad (11)$$

Уравнение (4) эквивалентно заданию линейризованного кинематического условия на поверхности моря ( $w = -\zeta_t + \frac{Pr - Ev}{\rho_1}$ ).

**2. Краевые и начальные условия.** На поверхности при  $z = 0$  имеем

$$v_V u_z = -\tau^x, \quad v_V v_z = -\tau^y, \quad \kappa^V T_z = Q^T, \quad \kappa^V S_z = \frac{Ev - Pr}{\rho_1} S_0 + \gamma (S^{cl} - S_0). \quad (12)$$

Здесь введены обозначения:  $Q^T$  — суммарный климатический поток тепла минус климатическая солнечная радиация, поглощенная морем;  $S_0$  — соленость на поверхности.

На дне ( $z = H(x, y)$ )

$$u = v = w = 0, \quad T_z = S_z = 0. \quad (13)$$

На твердых боковых стенках: для меридиональных участков границы

$$u = \nabla^2 u = v_x = \nabla^2 v_x = 0, \quad T_x = 0, \quad S_x = 0, \quad (14)$$

для зональных

$$v = \nabla^2 v = u_y = \nabla^2 u_y = 0, \quad T_y = 0, \quad S_y = 0. \quad (15)$$

На участках границы, где вода втекает, используются следующие условия: на меридиональных

$$u = u^p, \quad \nabla^2 u = v_x = \nabla^2 v_x = 0, \quad T = T^p, \quad S = S^p, \quad (16)$$

на зональных

$$v = v^p, \quad \nabla^2 v = u_y = \nabla^2 u_y = 0, \quad T = T^p, \quad S = S^p. \quad (17)$$

Для верхнебосфорского течения и для Керченского пролива, когда течение направлено из Черного в Азовское море,

$$v = v^s, \quad \nabla^2 v = u_y = \nabla^2 u_y = 0, \quad T_x = 0, \quad S_x = 0. \quad (18)$$

Введены обозначения:  $u^p, v^p, u^s, v^s$  — скорость в устьях рек и проливах,  $T^p, S^p$  — температура и соленость в реках и проливах. Полагаем, что соленость в реках отлична от нуля и равна 7‰, температура бралась из работы [9].

Начальные условия имеют вид: при  $t = t_0$

$$u = v = 0, \quad \zeta = \zeta^0, \quad T = T^0, \quad S = S^0. \quad (19)$$

**3. Параметры задачи.** Модификация параметров модели и краевых условий в отличие от [11] состояла в следующем. На поверхности моря использовался новый ветер. Составляющие касательного трения ветра на каждые сутки года были получены осреднением трения ветра, восстановленного с дискретностью 6 ч на период 1988 – 1998 гг. по распределениям приземного давления [14]. Как показал анализ вихря скорости ветра, его интенсивность оказалась существенно выше, чем использованная в [11, 12] аналогичная характеристика ветра из [15].

Сезонно меняющийся суммарный климатический поток тепла на поверхности моря и климатическая солнечная радиация, поглощенная морем, учитывались так же, как в работе [12].

Расчеты проводились на сетке  $14,8 \times 14,8$  км, по вертикали использовалось 44 горизонта 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.

Коэффициент  $\nu_H(z)$  (ось  $z$  направлена вниз) изменяется по глубине следующим образом: от 2,5 до 350 м  $\nu_H = 5 \cdot 10^{18}$ ; на 400 м  $\nu_H = 1,25 \cdot 10^{19}$ ; от 450 до 600 м  $\nu_H = 2 \cdot 10^{19}$ ; на 650 м  $\nu_H = 6 \cdot 10^{19}$ ; от 700 до 2000 м  $\nu_H = 10^{20}$  см<sup>4</sup>/с.

Параметры в формулах (10) получены на основе специализированных численных экспериментов. Результаты расчетов сопоставлялись с известными из наблюдений сезонными особенностями температурного режима деятельного слоя Черного моря. Значения параметров оказались следующими:  $\nu_0^V = \nu_0^S = \nu_0^T = 30$ ,  $\nu_1^V = 5$ ,  $\nu_1^S = \nu_1^T = 1$  см<sup>2</sup>/с. Формирование холодного промежуточного слоя (ХПС), положение его границ по вертикали так же, как и его структура, оказались чувствительными к сезонной изменчивости параметра  $\kappa_1^T$ . Характеристики ХПС оказались близкими к климатическим при следующих значениях параметра  $\kappa_1^T$ , изменяющихся помесечно от января до декабря соответственно: 4; 6; 3; 1; 0,05; 0,005; 0,003; 0,003; 0,005; 0,008; 0,01; 1 см<sup>2</sup>/с.

Положение по вертикали пикноклина оказалось близким к климатическому при значениях параметра  $\kappa_1^S$ , равных 1,8; 1,2; 0,95; 0,9; 0,85; 0,8; 0,7; 0,6; 0,4; 0,1; 0,05; 0,05; 0,03 см<sup>2</sup>/с на глубинах до 112,5 м между принятыми выше глубинами горизонтов. Глубже 112,5 м  $\kappa_1^T = \kappa_1^S = 0,03$  см<sup>2</sup>/с.

Новый климатический массив по температуре и солености [3] создан на базе банков океанографических данных Морского гидрофизического института НАН Украины и Морского отделения УкрНИГМИ. Климатические среднемесячные поля температуры и солености имеются до глубины 300 м, среднегодовые — на глубинах более 300 м. Качество новых климатических полей выше, чем полей предыдущих версий [1, 2], по следующим причинам.

По количеству станций новый массив данных в 2 раза превышает старые массивы, период наблюдений увеличился на 20 лет. Обеспеченность данными наименее изученной области моря — экономической зоны Турции повысилась в 2 раза. Специальный массив данных с качественными глубоководными измерениями (2317 станций), выполненными за 33 года на горизонтах глубже 1000 м, был создан с целью более достоверной оценки климатических гидрологических полей в глубинных слоях моря.

Результирующий массив данных состоит из 288 узлов с пространственным разрешением 20' по широте и 30' по долготе. Вертикальное разрешение составляет: 5 м до глубины 100 м; 10 м в слое 100 – 300 м; 50 м в слое 300 – 1000 м; 100 м в слое 1000 м — дно.

В работе [3] отмечено, что пространственные различия климатических среднемесячных значений имеют высокую степень статистической значимости до глубины 150 м для температуры и до глубины 250 м — для солености. Пространственные различия среднегодовых значений значимы до глубины 500 м, глубже их следует рассматривать как оценочные.

Среднемесячные массивы  $T^{cl}$ ,  $S^{cl}$  были проинтерполированы на сетку модели с 44-мя горизонтами, по этим данным рассчитаны коэффициенты Фурье и восстановлены поля на каждые сутки года. Эти поля интерполировались линейно на каждый шаг по времени и усваивались в модели посредством включения в уравнения переноса тепла и соли источников ньютоновского типа (6), (7). Среднемесячные климатические массивы осадков, испарения, суммарного потока тепла [15], значения солнечной радиации [9], параметра  $\kappa_1^T$  так же, как и суточные поля составляющих касательного трения ветра, интерполировались на каждый шаг по времени линейно.

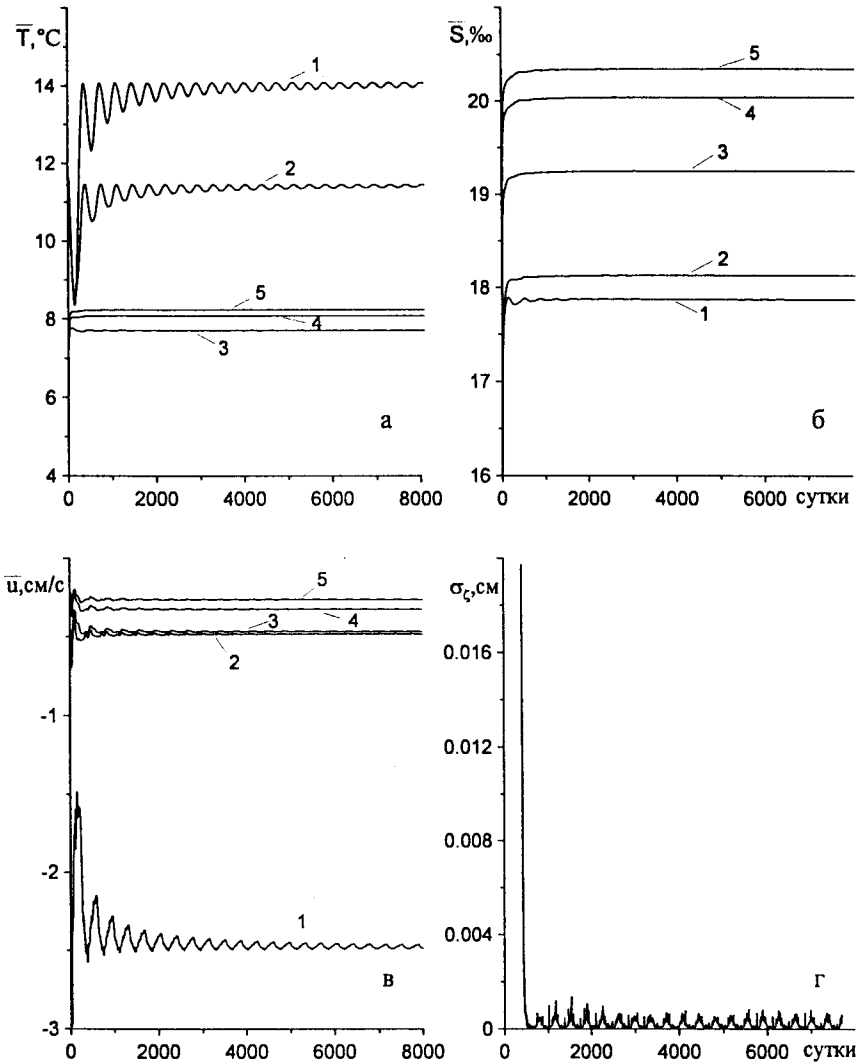
Интегрировалась система уравнений (1) – (9) с краевыми (11) – (18) и начальными (19) условиями. Время интегрирования составляло 21 год. В качестве критерия рассматривалось поведение средних по времени и по пространству температуры, солености и скорости течений. Кривые рис. 1 характеризуют процесс установления ассимиляции климатических данных в модели. При разности с годовым периодом, составляющей 0,01% от самой величины, считалось, что процесс установился.

Данные расчетов последнего года являются исходными для анализа сезонной изменчивости климатической циркуляции в море.

### Результаты численного эксперимента

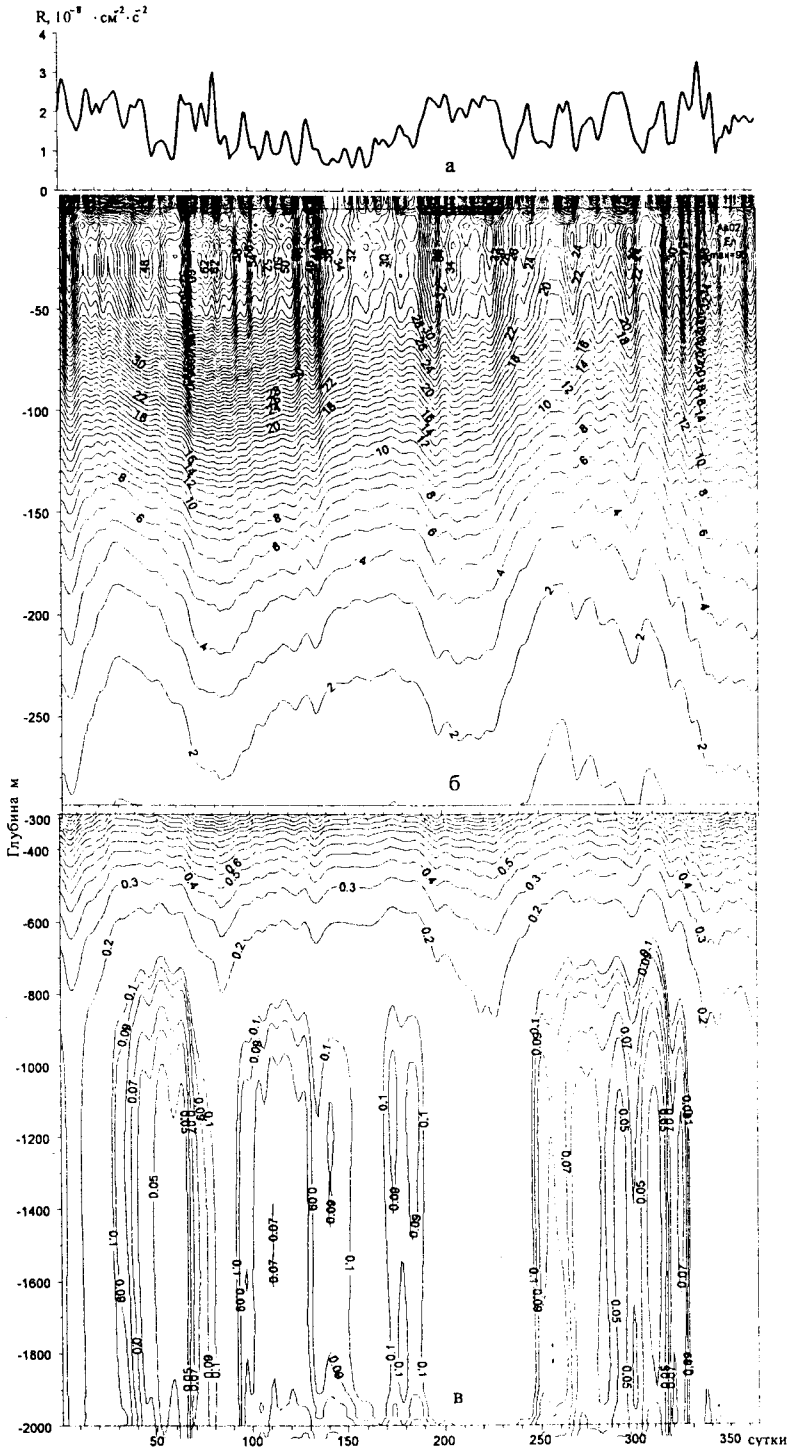
Особенности климатической геострофической циркуляции (топография уровня моря), восстановленной по старым и новым климатическим полям температуры и солености, хорошо известны [2, 6, 8, 9]. Все же имеется одно отличие, выявленное в проведенном численном эксперименте. Оно заключа-

ется в том, что реконструированная по новым массивам поверхностная гео-  
строфическая циркуляция более интенсивна. Вероятно, это связано с увели-  
чением вихря скорости ветра в последнее десятилетие [16].



Р и с. 1. Поведение со временем средних по времени и пространству температуры (а), солёности (б) и горизонтальной  $u$ -компоненты скорости (в): 1 – 2,5 м; 2 – 20 м; 3 – 75 м; 4 – 105 м; 5 – 120 м. Поведение со временем среднеквадратической разности уровня с годовым периодом (г)

Внутригодовая изменчивость интенсивности климатической скорости течений Черного моря отображена на рис. 2 в виде вертикально-временной диаграммы средней по акватории кинетической энергии ( $KE$ ). На диаграмме выделяются пять слоев: поверхностный экмановский слой ( $\sim 10$  м); слой моря с малыми градиентами  $KE$  по вертикали ( $\sim 10 - 60$  м); слой с относительно высокими вертикальными градиентами  $KE$  ( $\sim 60 - 150$  м); слой моря с постепенным уменьшением  $KE$  ( $\sim 150 - 1000$  м) и глубинный слой моря ( $\sim 1000 - 2000$  м), характеризующийся баротропной скоростью.

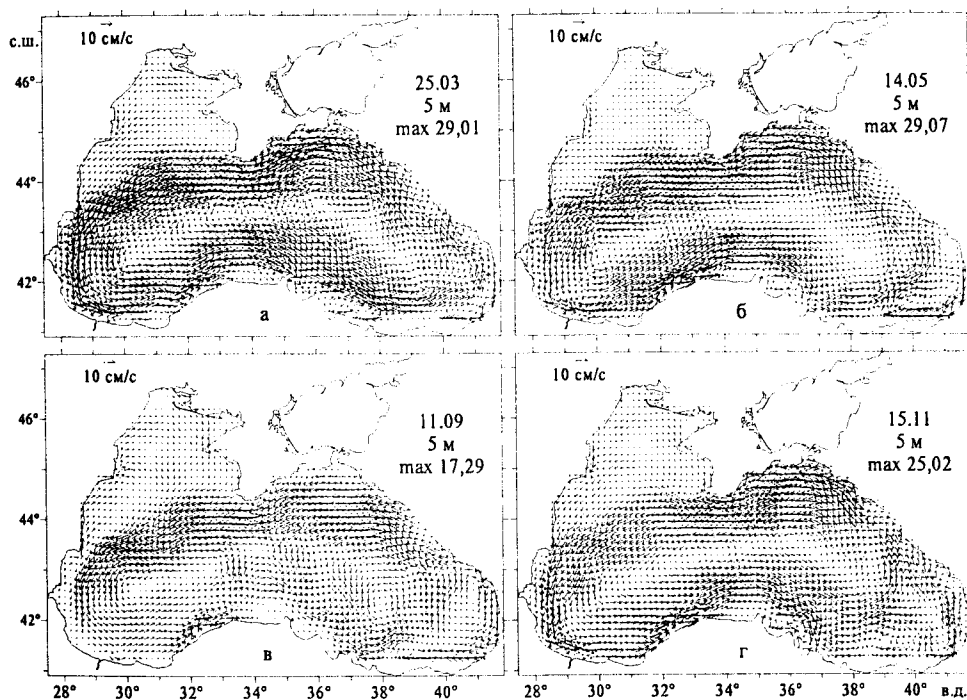


Р и с. 2. Поведение со временем осредненного по акватории моря вихря скорости ветра (а) и вертикально-временная диаграмма средней по акватории моря кинетической энергии ( $\text{см}^2/\text{с}^2$ ) в слоях 0 – 300 м (б) и 300 – 2000 м (в)

Верхний экмановский слой моря (10 – 12 м) отображает формирование в нем климатических течений вследствие сезонно меняющихся на поверхности моря полей касательного трения ветра и ассимиляции климатических данных наблюдений температуры и солености. В этом слое кинетическая энергия достигает больших значений ( $80 - 90 \text{ см}^2/\text{с}^2$ ) в периоды времени 6 – 21 марта и 1 – 6 декабря. Меньшие значения энергии ( $25 - 40 \text{ см}^2/\text{с}^2$ ) приходятся на 15.05 – 25.06 и 24.08 – 6.11.

На рис. 2, а, б в сезонном цикле видна четкая корреляция между распределением средней по акватории кинетической энергии и осредненным по акватории моря вихрем скорости ветра. В моменты времени с особенно большими значениями вихря скорости ветра влияние последнего прослеживается до  $\sim 1000 \text{ м}$ .

Структура течений для горизонта 5 м в характерные периоды годового цикла дана на рис. 3. Видно, что в третьей декаде марта (зима) горизонтальная скорость течений наиболее интенсивна. Максимум модуля скорости получен в относительно интенсивной струе ОЧТ юго-западнее Крымского п-ова (рис. 3, а). В этот период времени четко выражен восточный циклонический круговорот, в то время как западный циклонический круговорот не наблюдается совсем. Справа от ОЧТ видны Кизилирмакский, слабо выраженный Батумский и Кавказский антициклоны.



Р и с. 3. Климатические течения Черного моря на глубине 5 м в марте (а), мае (б), сентябре (в) и ноябре (г)

Весной в рассматриваемом слое течения ослабевают (рис. 3, б). Для этого сезона характерно усиление западного циклонического круговорота. Относи-



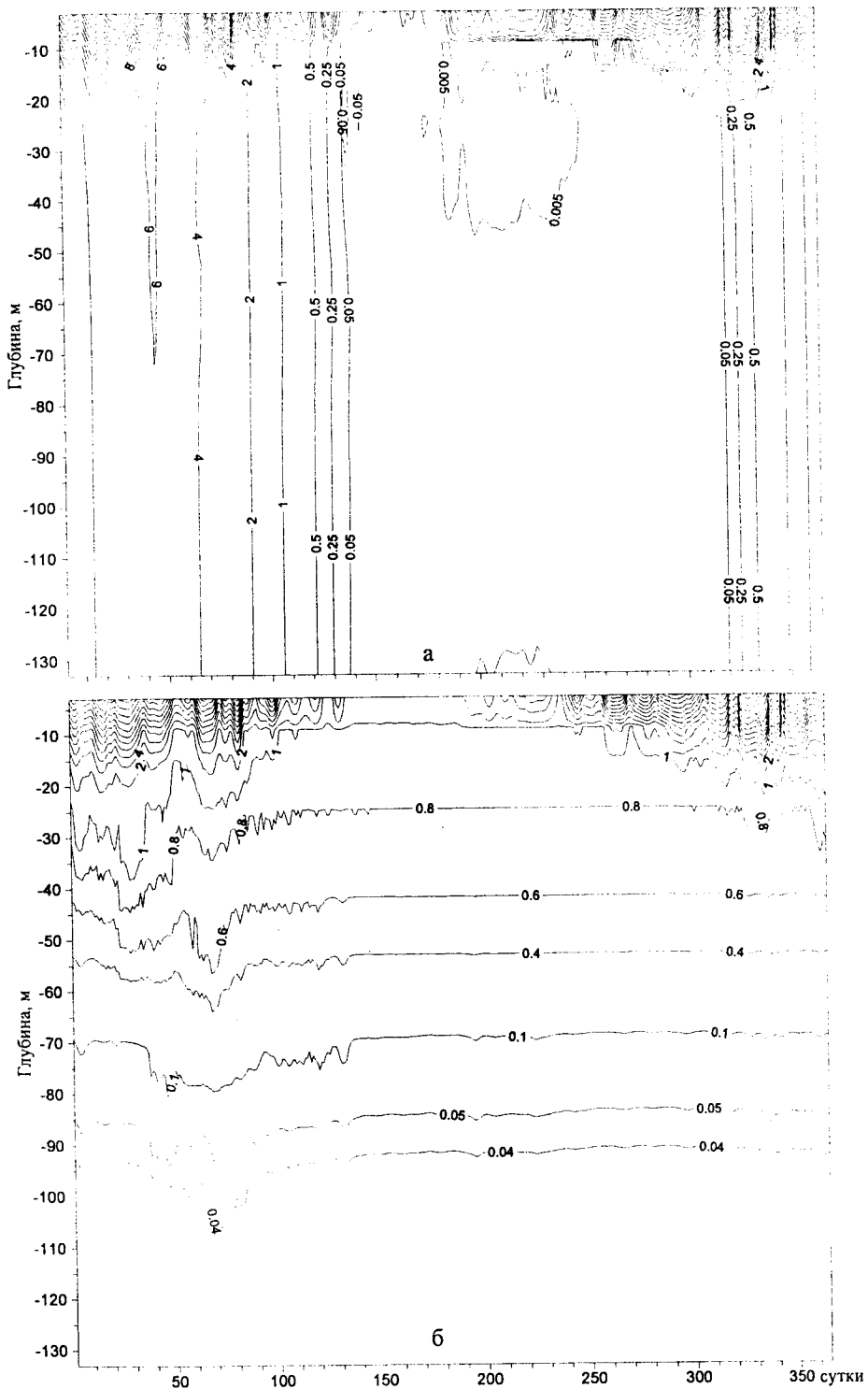
тельно большие скорости видны на материковом склоне западной Анатолии. Батумский антициклон проявляется четче, присутствует также Кизилирмакский вихрь.

Интенсивность течений от июня к июлю несколько усиливается (рис. 2, а). В третьей декаде августа, второй декаде сентября и первой декаде ноября в соответствии с локальными минимумами на кривой этого рисунка видны наименьшие значения кинетической энергии ( $25 \text{ см}^2/\text{с}^2$ ). Поле течений на рис. 3, в соответствует минимуму  $KE$  в сентябре. Восточный и западный циклонические круговороты выглядят обособленными. Максимум модуля вектора скорости течения получен в струе ОЧТ на северо-востоке Кавказского побережья. Для северо-западной мелководной области характерна антициклоническая циркуляция вод. Батумский антициклон смещен к северу, видны Калиакрский и Синопский антициклонические вихри.

Осенью (октябрь – декабрь) интенсивность ОЧТ заметно повышается (рис. 3, з). Течение с юго-запада направлено на северо-запад вдоль Крымского п-ова в мелководный район (северная ветвь ОЧТ), затем оно поворачивает на запад и юг, следуя вдоль берегов Румынии и Болгарии. Как показывают данные наблюдений [17] и результаты моделирования течений [18], такая структура циркуляции в северо-западной области Черного моря в холодные зимы способствует адвективному процессу образования холодного промежуточного слоя в море. Восточный и западный циклонические круговороты в ноябре выражены слабо. Узкие струи ОЧТ видны на юго-западе и вдоль западной Анатолии. Хорошо выражены Кизилирмакский, Батумский и Кавказский антициклонические вихри.

Слой 10 – 60 м в целом характеризуется тем, что в нем кинетическая энергия изменяется по глубине гораздо слабее, чем в слоях над ним и под ним (рис. 2 а, б). Такая характеристика течений особенно заметна со второй половины мая по август включительно. В слое 10 – 60 м выделяются три под-слоя:  $\sim 10 - 25$  м,  $\sim 25 - 40$  м и  $\sim 40 - 60$  м. В первом и третьем из них в период со второй половины ноября до первой половины мая изменчивость течения по вертикали более заметна, чем в слое 25 – 40 м. В последнем слое вертикальный градиент кинетической энергии весьма мал в течение почти всего годового цикла (рис. 3, б). Исключение составляют сентябрь и октябрь.

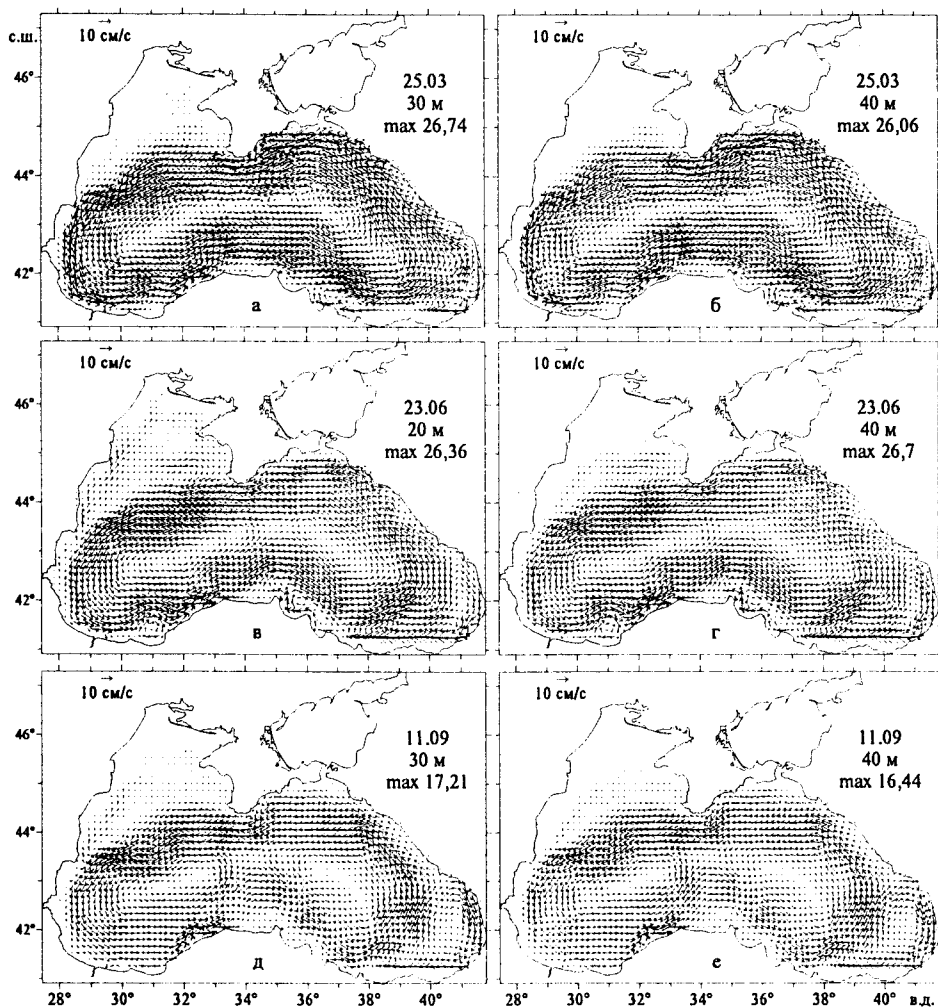
Слабую зависимость течений от глубины в слое моря 10 – 60 м можно объяснить интенсификацией свободной конвекции в осенне-зимне-весенний период. В это время в рассматриваемом слое возрастают коэффициенты вертикального турбулентного обмена теплом и солью (рис. 4). Отметим, что в данной работе, как и в [5, 12], конвективное перемешивание, которое возникает в случае неустойчивой стратификации, параметризовалось осреднением температуры и солёности неустойчивых слоев с условием сохранения потенциальной энергии.



**Р и с. 4.** Вертикально-временные диаграммы коэффициентов турбулентной диффузии ( $\text{cm}^2/\text{s}$ ) тепла (а) и соли (б) по вертикали

Результаты усвоения данных наблюдений в модели позволяют судить об адекватности выбранного для расчетов напряжения трения ветра. На рис. 2, а, б видно, что в слое 25 – 40 м максимуму вихря скорости, приходящемуся на 21.03, отвечает максимальное значение кинетической энергии. Вместе с тем большему значению ротора ветра, относящемуся к 1.12, соответствует в 1,5 раза меньшее значение кинетической энергии. Отсюда следует вывод о том, что, во-первых, максимум вихря скорости на 1.12 не отвечает климатическим данным о температуре и солености, и, во-вторых, к подготовке данных о климатическом ветре необходимо подходить с особой тщательностью.

На рис. 5, а, б для примера приведены карты течений в слое наименьшего градиента по глубине средней кинетической энергии для периода времени с максимальной интенсивностью циркуляции. Видно, что структура и интенсивность течений на 30 и 40 м одинакова. По сравнению с горизонтом 5 м (рис. 3, а) четче проявляются Синопский и Севастопольский антициклонические вихри.

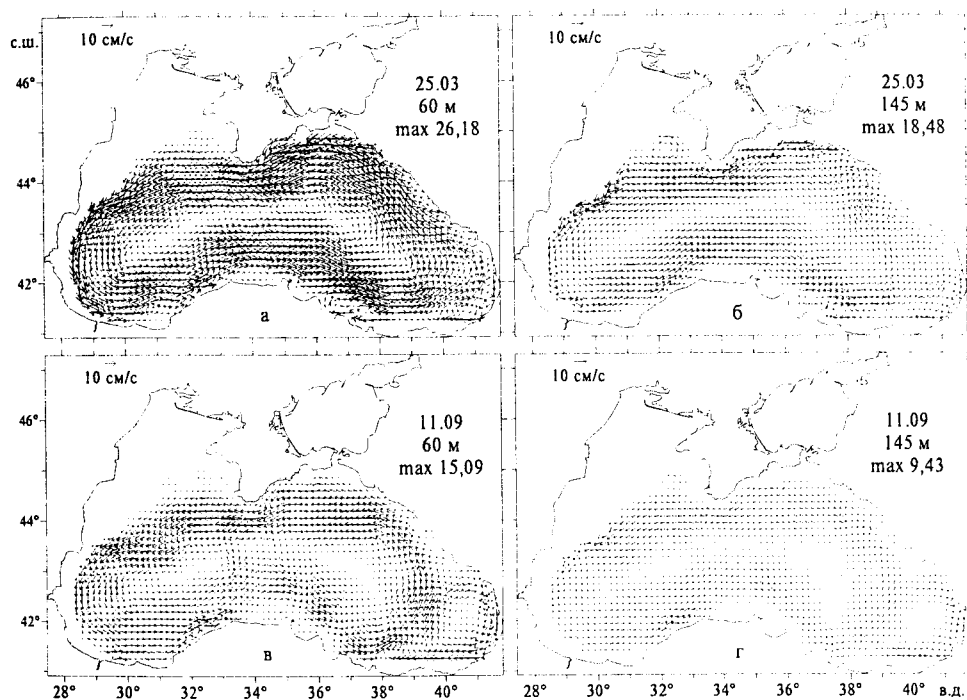


Р и с. 5. Климатические течения Черного моря: в марте на глубинах 30 м (а) и 40 м (б); в июне — на 20 м (в) и 40 м (г); в сентябре — на 30 м (д) и 40 м (е)

На рис. 5, в, з представлено распределение векторов течений на 20 и 40 м в конце июня, т. е. в период наибольшей однородности течений по вертикали в слое ~ 10 – 60 м. Важно отметить, что кроме одинаковой структуры течений на указанных горизонтах в это время на глубине 20 м видны Севастопольский, Калиакрский, Сакарьякский, Кизилيرмакский и Батумский антициклоны. В северо-западной мелководной зоне отчетливо видна северо-восточная струя, подпитывающая Севастопольский антициклон.

В период наименьшей интенсивности циркуляции (рис. 5, д, е) структура горизонтальной скорости течений на 30 и 40 м также мало меняется. По отношению к горизонту 5 м (рис. 3, в) здесь смещены центры восточного и западного циклонических круговоротов.

Течения в слое постоянного галоклина в море характеризуются существенным затуханием с глубиной (см. рис. 2, б и рис. 6). В этом слое хорошо видны зоны наибольших и наименьших значений средней по акватории кинетической энергии с экстремальными значениями, приходящимися на 25.03 (максимум) и 11.09 (минимум).



Р и с. 6. Климатические течения Черного моря: в марте на глубинах 60 м (а) и 145 м (б); в сентябре — на 60 м (в) и 145 м (г)

В конце марта (рис. 6, а) на горизонте 60 м течения наиболее интенсивные. Максимальная скорость получена в ОЧТ южнее Крымского п-ова. На 145 м интенсивность течения меньше, максимум модуля вектора течений находится в узкой северо-западной струе ОЧТ (рис. 6, б). В это время на глубине 60 м проявляются Кавказский, Севастопольский, Синопский антициклонические вихри и объединенные в один вихрь Кизилيرмакский и Батумский антициклоны.

Весной различие между интенсивностями течений на 60 и 145 м примерно такое же, как в третьей декаде марта. Кизилирмакский и Батумский антициклоны автономны, причем максимальные течения наблюдаются в южной струе Батумского вихря.

В период наибольшего ослабления течений (рис. 6, в, з) на отмеченных горизонтах видны интенсифицированные восточный и западный циклонические круговороты с максимальной скоростью у западной Анатолии (на 60 м) и на северо-западе (на 145 м). Интенсивность течений на 145 м примерно в 1,5 раза меньше, чем на 60 м.

Осенью (по сравнению с летом) наблюдается увеличение скорости течений. Максимальная скорость на 145 м в 1,7 раза меньше, чем на 60 м. Обращают на себя внимание относительно узкая и сильная прибосфорская струя ОЧТ и антициклонические вихри вдоль берегов Кавказа.

В слое ~ 150 – 1000 м кинетическая энергия в годовом цикле имеет колебательный характер и постепенно уменьшается с глубиной (рис. 2). Волнообразный характер изменчивости кривых *KE* в основном галоклине и под ним отражает, по-видимому, распространение бароклинных волн Россби. Слой ~ 150 – 1000 м интересен тем, что в нем во все сезоны года на фоне затухания течений с глубиной, начиная с 250 – 350 м, усиливается Батумский антициклонический вихрь (см. таблицу и рис. 7).

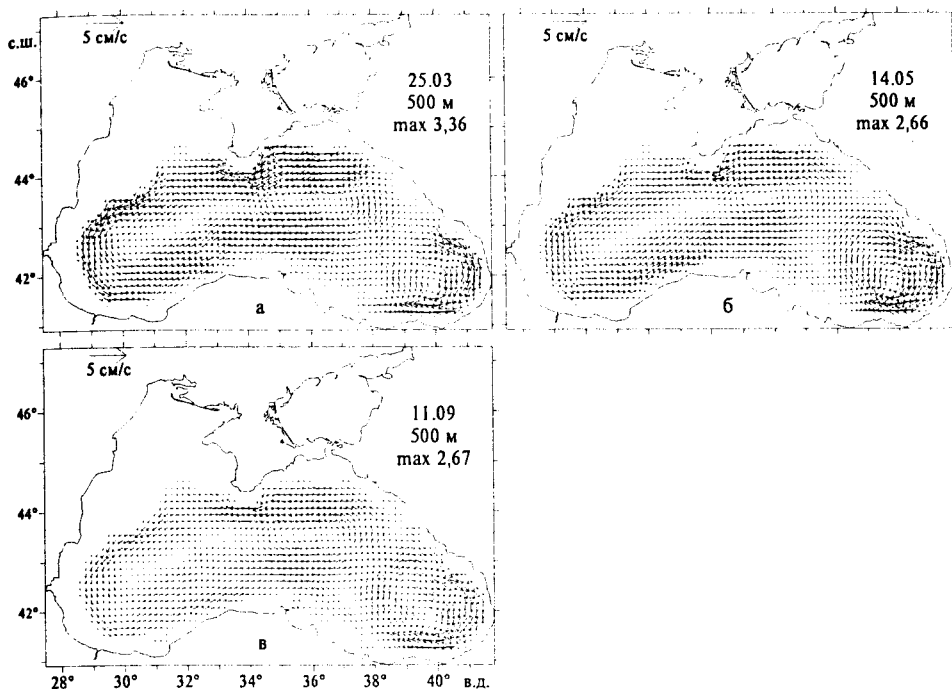
#### Внутригодовая интенсификация восточного циклонического круговорота и Батумского антициклона в слое моря 500 – 2000 м

Тип циркуляции	Месяцы														
	I	II	III	IV	V	VI	VII		VIII	IX		X		XI	XII
							1	2		1	2	1	2		
Восточный циклонический круговорот	+	+	+	+	-	-	-	+	+	+	-	-	+	+	+
Батумский антициклон	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+

Примечание: цифры 1, 2 обозначают первую и вторую половины месяца.

На рис. 7 видно, что на горизонте 500 м в период максимальной интенсивности циркуляции (рис. 7, а), так же, как и во время ее минимума (рис. 7, в), восточный циклонический круговорот и Батумский антициклон явно преобладают. Данные таблицы и рис. 7 показывают, что Батумский вихрь с антициклонической завихренностью в слое 500 – 2000 м является интенсифицированным в течение почти всего года (за исключением февраля), тогда как в восточном циклоническом круговороте вод в мае — июле и сентябре — октябре этого не наблюдается (рис. 7, б).

Отметим, что непрерывный общий циклонический круговорот наблюдается до ~ 800 м. Глубже в отдельные периоды времени он плохо выражен, особенно в северо-западной части бассейна.



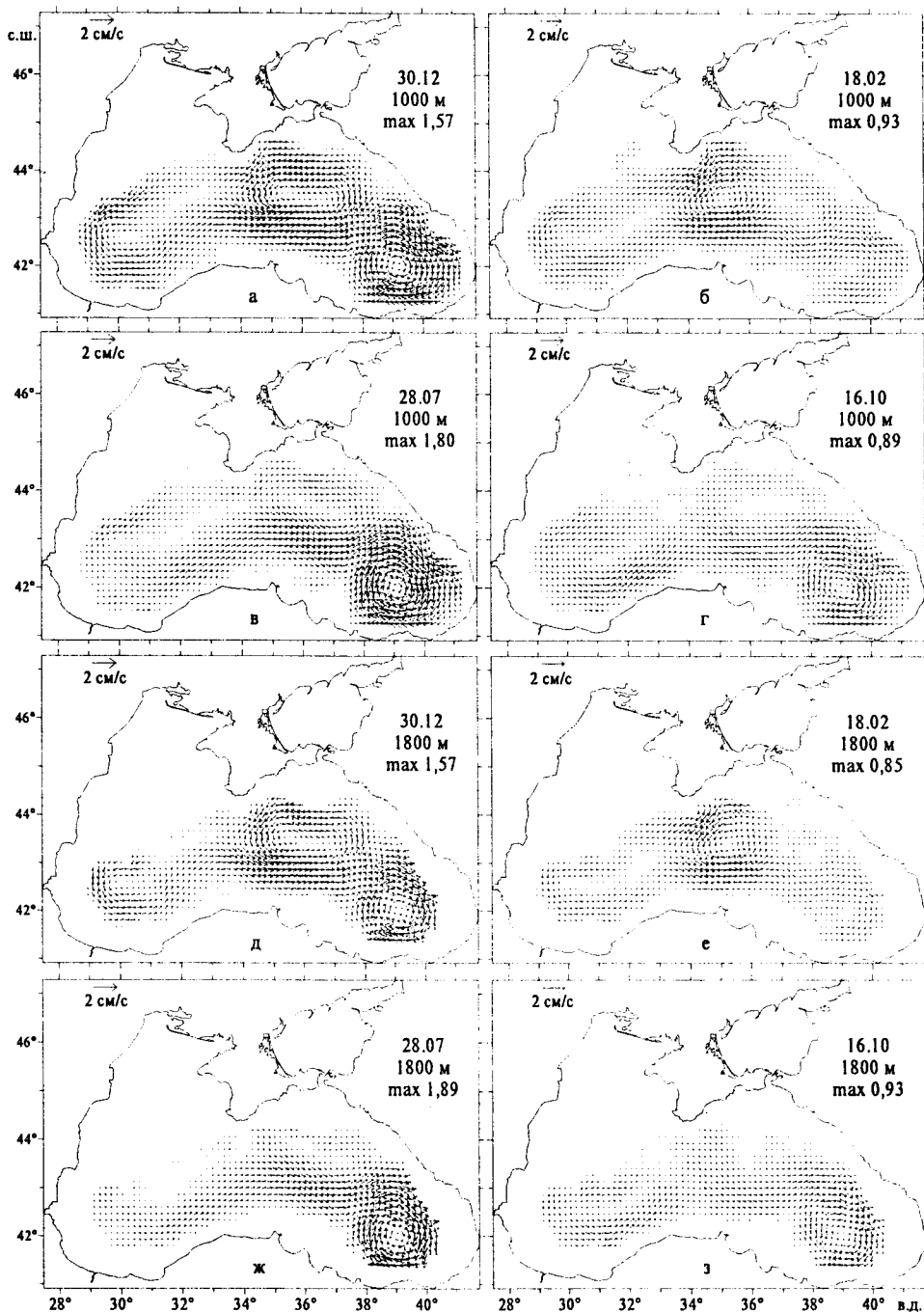
Р и с. 7. Климатические течения Черного моря на глубине 500 м в марте (а), мае (б) и сентябре (в)

Глубинный слой ~ 1000 – 2000 м является наиболее примечательным. На вертикально-временной диаграмме в этом слое в годовом цикле четко прослеживается чередование однородных по глубине зон с максимальными и минимальными значениями кинетической энергии (рис. 2, в). Причем в последней декаде марта максимальная кинетическая энергия наблюдается до дна. В целом общий характер внутригодовой изменчивости кинетической энергии в слое ~ 1000 – 2000 м представляет собой квазипериодическое чередование максимумов и минимумов  $KE$  с периодом примерно 40 – 50 сут. Исключение составляет летний период времени (июнь — август), когда виден «сбой» волнообразной картины.

Структура течений по глубине в слое 1000 – 2000 м в один и тот же момент времени не меняется (рис. 8). Вместе с тем сезонная изменчивость течений, несмотря на малые значения модуля вектора скорости (от нескольких до максимум 18 мм), в этом слое существенна.

Видно, во-первых, что интенсивность восточного циклонического круговорота и Батумского антициклона выше интенсивности других элементов циркуляции. Во-вторых, в общей циркуляции хорошо проявляется восточный поток на юге, подпитывающий восточный циклонический круговорот и Батумский антициклонический вихрь. В-третьих, в отдельные периоды времени в системе течений выделяется восточный циклонический круговорот (февраль) либо проявляются одинаковые по интенсивности западный и восточный циклонические круговороты и Батумский антициклон (вторая половина октября, конец ноября, первая декада декабря). Заметим, что в феврале между восточным циклоническим круговоротом и Батумским антициклоном наблю-

дается вихреобразование с циклонической завихренностью. Карты течений, построенные для февраля и октября (рис. 8, б, з, е, з), соответствуют минимуму кинетической энергии в слое 1000 – 2000 м. Важно подчеркнуть, что представленная на картах рис. 8 циркуляция сохраняется до глубины 2000 м.



Р и с. 8. Климатические течения Черного моря: на глубине 1000 м в декабре (а), феврале (б), июле (в) и октябре (з); на глубине 1800 м в те же месяцы (д – з) соответственно

Анализ глубинной циркуляции моря позволяет сделать вывод, что в ее формировании ключевая роль принадлежит южному восточному потоку, восточному циклоническому круговороту и Батумскому антициклону. Интенсификация глубинной циркуляции в восточной части моря, как показано в работе [19] на основе двухслойной модели Черного моря, может быть обусловлена влиянием изменения рельефа дна вдоль меридиана на масштабах, соответствующих ширине бассейна. Это весьма интересный результат, полученный аналитически [19] и подтверждающийся полями течений, восстановленными путем ассимиляции в модели климатических данных наблюдений по температуре и солёности.

Волнообразный характер изменения  $KE$  в годовом цикле отражает, вероятно, распространение баротропных волн Россби в глубинном слое моря. Кинетическая энергия в слое 1000 – 2000 м на вертикально-временной диаграмме, полученной в прогностическом расчете без ассимиляции данных по температуре и солёности, изменяется подобным образом.

### Выводы

Основные результаты работы заключаются в следующем. Анализ вертикальной структуры кинетической энергии позволил выделить пять слоев, отличающихся величиной ее вертикального градиента.

Поверхностный экмановский слой распространяется примерно до 10 – 12 м. Его временная и пространственная структура в преобладающей степени определяется касательным трением ветра.

Слой моря (~ 10 – 60 м) состоит из трех подслоев и характеризуется малой величиной градиента кинетической энергии по вертикали. Слабая зависимость течений от глубины в этом слое объясняется интенсификацией свободной конвекции в осенне-зимне-весенний период.

Слой с относительно высокими вертикальными градиентами кинетической энергии охватывает толщу воды ~ 60 – 150 м. Течения в нем затухают с глубиной с постепенно уменьшающимся градиентом. В отмеченных выше слоях выявлены зоны наибольших и наименьших значений средней по акватории кинетической энергии с экстремальными значениями, приходящимися на 25.03 (максимум) и 11.09 (минимум).

В слое ~ 150 – 1000 м уменьшение кинетической энергии происходит с малым и примерно постоянным градиентом. В нем во все сезоны года на фоне затухания течений с глубиной, начиная с 250 – 350 м, усиливаются восточный циклонический круговорот и Батумский антициклонический вихрь.

Глубинный слой моря (~ 1000 – 2000 м) характеризуется баротропной структурой в поле скорости. В формировании глубинной циркуляции основная роль принадлежит южному восточному потоку, восточному циклоническому круговороту и Батумскому антициклону. Интенсификация глубинной циркуляции в восточной части моря, как показано в работе [19], может быть обусловлена влиянием изменения рельефа дна вдоль меридиана на масштабах, соответствующих ширине бассейна.



Авторы выражают благодарность Г.К. Коротаеву за внимание и ценные замечания и В.Н. Белокопытову за оказанную помощь при использовании новых климатических массивов температуры и солености.

Работа выполнена при поддержке Научно-технологического центра в Украине (проект № 1725).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Альтман Э.Н., Гертман И.Ф., Голубева З.А.* Климатические поля солености и температуры воды Черного моря. — Севастополь: СО ГОИН, 1987. — 108 с.
2. *Еремеев В.Н., Иванов В.А., Тужилкин В.С.* Климатические черты внутрigoдовой изменчивости гидрофизических полей шельфовой зоны Черного моря. — Севастополь, 1991. — 52 с. — (Препринт/НАН Украины. МГИ).
3. *Белокопытов В.Н.* Термохалинная и гидролого-акустическая структура вод Черного моря // Дис. на соискание ученой степени канд. геогр. наук. — Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. — 160 с.
4. *Еремеев В.Н., Кочергин С.В.* Численное моделирование внутрисезонной изменчивости циркуляции вод Черного моря. — Севастополь, 1991. — 31 с. — (Препринт/ НАН Украины. МГИ).
5. *Ибраев Р.А., Трухчев Д.И.* Диагноз климатической сезонной циркуляции и изменчивости холодного промежуточного слоя Черного моря // Изв. РАН. ФАО. — 1996. — 32, № 5. — С. 655 – 671.
6. *Кныш В.В., Демьшев С.Г., Коротаев Г.К.* Методика реконструкции климатической сезонной циркуляции Черного моря на основе ассимиляции гидрологических данных в модели // Морской гидрофизический журнал. — 2002. — № 2. — С. 36 – 52.
7. *Кныш В.В., Коротаев Г.К., Демьшев С.Г., Белокопытов В.Н.* Долговременные изменения термохалинных и динамических характеристик Черного моря по климатическим данным температуры и солености и их ассимиляции в модели // Морской гидрофизический журнал. — 2005. — № 3. — С. 11 – 30.
8. *Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др.* Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 238 с.
9. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т.IV. Черное море. Выпуск 1.* Гидрометеорологические условия. — С.-Пб.: Гидрометеиздат, 1991. — С. 196 – 224.
10. *Демьшев С.Г., Коротаев Г.К.* Численная энергосбалансирующая 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.
11. *Демьшев С.Г., Кныш В.В., Коротаев Г.К.* Численное моделирование сезонной изменчивости гидрофизических полей Черного моря // Морской гидрофизический журнал. — 2002. — № 3. — С. 12 – 25.
12. *Демьшев С.Г., Коротаев Г.К., Кныш В.В.* Моделирование сезонной изменчивости температурного режима деятельного слоя Черного моря // Изв. РАН. ФАО. — 2004. — 40, № 2. — С. 259 – 270.
13. *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.
14. *Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К.* Ассимиляция данных спутниковой альтиметрии в вихре-разрешающей модели циркуляции Черного моря // Морской гидрофизический журнал. — 2004. — № 1. — С. 52 – 68.
15. *Staneva J.V., Stanev E.V.* Oceanic response to atmospheric forcing derived from different climatic data sets. Intercomparison study for the Black Sea // Ocean. Acta. — 1998. — 21(3). — P. 383 – 417.
16. *Belokopytov V.* Decadal variability of the Black Sea pycnocline// Scientific and policy challenges towards an effective management of the marine environment. Emphasis on the Black Sea and the Mediterranean regions. Abstracts. — Varna, Bulgaria. — 2003. — P. 277.

17. *Филиппов Д.М.* Циркуляция и структура вод Черного моря. — М.: Наука, 1968. — 136 с.
18. *Кныш В.В., Инюшина Н.В.* Адвекционный механизм пополнения и обновления холодного промежуточного слоя по результатам численного моделирования течений в Черном море // Морской гидрофизический журнал. — 2004. — № 6, — С. 17 – 30.
19. *Коротаев Г.К.* Интенсификация глубинной циркуляции в мезомасштабном бассейне под влиянием рельефа дна // Морской гидрофизический журнал. — 2005. — № 2. — С. 3 – 10.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,  
Севастополь

Материал поступил  
в редакцию 15.09.04  
После доработки 19.10.04

**ABSTRACT** Seasonal climatic sea circulation reconstructed through assimilation of multi-year average hydrological data in the model is studied. Five layers are revealed in the structure of climatic currents: the surface Ekman layer (~ 10 m); the layer with small vertical gradients of kinetic energy (~ 10 – 60 m); the layer with relatively high vertical gradients of kinetic energy (~ 60 – 150); the layer (~ 150 – 1000 m) with gradual decrease of kinetic energy and enforce (starting from 250 – 350 m) of the eastern cyclonic gyre and the Batumi anticyclonic vortex; the deep-water layer (~ 1000 – 2000 m) characterized by barotropic velocity. Features of the current seasonal evolution on these depths are studied. The drawn conclusion is that the main role in formation of the deep-water sea circulation is played by the southern eastward flow, the eastern cyclonic gyre and the Batumi anticyclonic vortex.