

Е.А.Кубрякова, А.А.Кубряков

*Морской гидрофизический институт РАН, г.Севастополь***МАССО- И СОЛЕОБМЕН МЕЖДУ ЦЕНТРОМ И ПЕРИФЕРИЕЙ  
ЧЕРНОГО МОРЯ ПО МОДЕЛЬНЫМ И СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ**

Настоящая работа посвящена изучению влияния крупномасштабной динамики Черного моря на сезонную изменчивость водо- и солеобмена в бассейне. В зимний период при увеличении циклонической завихренности ветра в центре моря возникает дивергенция и наблюдается отток соленых вод из центра на периферию бассейна. Летом при ослаблении дивергенции опресненная вода притекает обратно в центр моря. На основе альтиметрических измерений оценена изменчивость интенсивности оттока вод в различные сезоны. Для изучения горизонтального обмена была создана боксовая гидродинамическая модель Черного моря, основанная на *РОМ*. Расчеты используются для исследования вертикальной структуры горизонтального водо- и солеобмена между центральной частью бассейна и его периферией. Показано, что в поверхностном слое вод экмановская дивергенция вносит значительный вклад в отток соли из центра моря. В глубинных слоях действие вертикальной ячейки циркуляции приводит к транспорту вод континентального склона в центральную часть моря.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** *горизонтальный перенос, боксовая модель, экмановский перенос, вертикальная циркуляция, альтиметрия, биогенные элементы, Черное море*

Кросс-шельфовый обмен и вертикальные движения оказывают значительное влияние на баланс соли в Черном море [4, 6 – 9]. Горизонтальный обмен может осуществляться синоптическими вихрями, которые захватывают водную массу и способствуют ее переносу с периферии бассейна в центральную часть моря и обратно. Еще одним важным механизмом является вертикальная ячейка циркуляции, связанная с крупномасштабными движениями вод. Циркуляция интенсифицируется в зимне-весенний период, когда усиливается циклоническая завихренность ветра. В этот период возникает дивергенция и в поверхностном слое наблюдается отток соленых вод из центра на периферию бассейна [1 – 3], в то время как в глубинных слоях происходит обратный перенос массы – с периферии в центр. Летом при ослаблении дивергенции опресненная вода в поверхностном слое притекает обратно в центр моря. В результате циклонической завихренности в бассейне происходит подъем глубинных соленых вод в центре моря [1, 3], который компенсируется опусканием вод на периферии, и формируется вертикальная крупномасштабная ячейка циркуляции [1]. Дополнительный вклад в вертикальную ячейку циркуляции дают потоки плавучести, формирующиеся под влиянием распределяющего действия материкового стока и поступления соленых вод Мраморного моря с нижнебосфорским течением [10].

Настоящая работа посвящена изучению влияния крупномасштабной динамики Черного моря на сезонную изменчивость водо- и солеобмена в бассейне. По альтиметрическим данным оценивается изменчивость хода уровня в различных частях моря и интенсивности оттока вод в различные

сезоны. Вертикальная структура горизонтального водо- и солеобмена между центральной частью бассейна и его периферией исследуются по численным расчетам боксовой модели Черного моря.

**Методы.** *Спутниковая альтиметрия.* Для расчета поверхностных геострофических скоростей течений в Черном море использовался региональный массив картированных аномалий уровня моря за 1993 – 2013 гг., рассчитанных по данным комбинированных измерений нескольких альтиметрических спутников. Аномалии уровня моря были получены из архива AVISO (<http://www.avisioceanobs.com>). Для перехода от аномалий уровня к полной динамической топографии к ним было прибавлено поле средней динамической топографии Черного моря [11]. Геострофические скорости определялись по градиентам динамической топографии из уравнения геострофического баланса. Пространственное разрешение полученных полей составляет  $1/8^\circ$ , временное – 1 день. Валидация полей геострофических скоростей была выполнена в [12].

**Боксовая модель.** Расчет горизонтального массо- и солеобмена между центром моря и его периферией проводился на основе численного моделирования. В предлагаемой боксовой модели выделяются водная масса континентального склона (ВМКС) и центральная водная масса (ЦВМ). ВМКС формируется под влиянием речного стока, разности осадков и испарения, водообмена с Мраморным и Азовским морями. На образование ЦВМ влияет смешение с водами ВМКС с учетом осадков и испарения.

В центральных районах акватории происходит подъем высокосолёных вод из глубинных слоев, кроме того, в Черном море испарение значительно превышает осадки [1, 13]. Это должно приводить к постоянному увеличению солёности в поверхностном слое центральной части. Однако этого не наблюдается, поскольку существует горизонтальный обмен между центром и периферией, которая опресняется водами речного стока.

В [3] показано, что сезонный ход ветровой циркуляции в Черном море обуславливает сезонную изменчивость поверхностных течений. В конце зимнего – в начале весеннего периода наблюдается увеличение завихренности ветра. Возрастание циклонической завихренности ветра вызывает экмановский перенос масс, который направлен вправо от направления действия ветра. Таким образом, происходит отток воды из центра к периферии. Для компенсации этого оттока воды в центре возникают вертикальные движения в слое жидкости. В этот период наблюдается интенсификация Основного черноморского течения.

Для описания перераспределения тепла и соли в модели используется одномерное уравнение переноса тепла и соли, но с учетом описанного выше механизма обмена ЦВМ и ВМКС [14]. Рассмотрим на примере уравнения переноса соли (вывод уравнения переноса тепла аналогичен):

– для центральной водной массы

$$\Omega_C \frac{\partial S}{\partial t} + w_c \frac{\partial S}{\partial z} + (S - S_P) \frac{dw_c}{dz} H \left( \frac{dw_c}{dz} \right) = \Omega_C \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right] + \mu \cdot P_d (S_P - S); \quad (1)$$

– для периферийной водной массы

$$\begin{aligned} \Omega_P \frac{\partial S_P}{\partial t} + \frac{\partial(w_p S_P)}{\partial z} + \frac{dw_c}{dz} \left[ S - (S - S_P) H\left(\frac{dw_c}{dz}\right) \right] = \\ = \Omega_P \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_H \frac{\partial S_P}{\partial z} \right] + \mu \cdot P_d (S - S_P) + \psi \end{aligned} \quad (2)$$

где  $S$ ,  $S_P$  – соленость ЦВМ и ВМКС соответственно, ‰;  $t$  – время, с;  $\Omega_C$ ,  $\Omega_P$  – площади выделенных зон, м<sup>2</sup>;  $z$  – глубина, м;  $w_C$ ,  $w_P$  – вертикальный поток вод в центре моря и на периферии соответственно, м/с;  $H(x)$  – функция Хевисайда;  $P_d = 2,6 \cdot 10^6$  м – периметр фронтальной зоны, разделяющей две водные массы;  $K_H$  – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии, м<sup>2</sup>/с;  $\psi = \frac{(S_R - S_P)R + (S_{Bosp} - S_P)B + (S_{Azov} - S_P)A}{h}$  – нормированный на глубину  $h$  поток соли, обусловленный поступлением речных ( $R$ ), мраморноморских ( $B$ ) и Азовских вод ( $A$ ), ‰·м<sup>2</sup>/с;  $\mu = \frac{A_M}{l}$  – отношение коэффициента горизонтальной турбулентной диффузии  $A_M$  к ширине области сопряжения между центральной и периферийной областями  $l$ . Параметр  $\mu$  задавался равным 0,007 м/с на поверхности, линейно уменьшался до значения 0,002 м/с на глубине 150 м, ниже 150 м он задавался постоянным и равным 0,002 м/с.

Вертикальная скорость в модели задавалась на основе параметризации [2], которая была получена по результатам реанализа и существующих представлений о поведении вертикальной скорости в центральной части Черного моря [15]. Как было показано в [2, 16], в одномерных моделях без учета вертикальных движений при долгосрочном расчете вследствие постоянного перемешивания происходит постепенное заглупление перемешанного слоя; энергия турбулентности переходит в потенциальную энергию, и потенциальная энергия такой системы непрерывно возрастает. Для поддержания нормального годового цикла необходимо учитывать вертикальную адвекцию в верхнем слое моря.

Зная распределение вертикального потока вод по глубине в центре моря, речного стока  $R$ , расхода через Керченский пролив  $A$  и Босфор  $B$ , величину потока массы из атмосферы  $F$ , определяем вертикальный поток на периферии из условия сохранения массы:

$$\Omega_C \cdot w_C + \Omega_P \cdot w_P = R + A + B + F .$$

Речной сток принимался равным 338 км<sup>3</sup>/год с максимальным значением потока в мае и минимальным – в сентябре. Считалось, что речные воды поступают на периферию в слое 0 – 25 м. Температура речных вод  $T_R$  задавалась с максимумом ( $\approx 21$  °С) в августе и минимумом ( $\approx 3$  °С) в феврале. Соленость втекающих рек  $S_R$  принималась равной нулю [13]. Поток из Азовского моря задавался равным 50 км<sup>3</sup>/год, сток через Керченский пролив 33 км<sup>3</sup>/год. Соленость Азовских вод  $S_{Azov}$  12 ‰ [13]. Поток воды через Босфор  $B$  включает в себя верхнебосфорское (371 км<sup>3</sup>/год) и нижнебосфорское (180 км<sup>3</sup>/год) течения. При распределении потока через пролив считалось, что в верхнем 40 м слое наблюдается поток из Черного моря в Мраморное, а

в слое 40 – 130 м задавался приток мраморноморских вод в черноморский бассейн. Соленость воды  $S_{Bosp}$ , втекающей из Босфора, принималась равной 36 ‰, температура вод  $T_{Bosp}$  12 °С [13]. Атмосферные осадки  $P$  принимались равными 232 км<sup>3</sup>/год, потери воды на испарение  $E$  396 км<sup>3</sup>/год [13].

Третье слагаемое в левой части (1) – (2) описывает горизонтальный обмен между ЦВМ и ВМКС и обусловлено сезонной изменчивостью экмановского переноса. Первые слагаемые правой части (1) – (2) описывают процесс вертикальной турбулентной диффузии. Вторые слагаемые правых частей описывают горизонтальную турбулентную диффузию, которая обусловлена мезомасштабными процессами (вихрями) в бассейне.

Аналогично (1), (2) записывается уравнение переноса тепла для выделенных водных масс. Подробное описание модели приводится в [4].

В модели решаются уравнения (1) – (2), разделенные на площади соответствующих боксов. Одномерная гидродинамическая модель построена на основе трехмерной модели *РОМ* в [5]. В [17] эта модель была адаптирована для Черного моря, а в [2] модель была усовершенствована и в ней была учтена вертикальная адвекция. Уравнения переноса турбулентной кинетической энергии, масштаба турбулентности, уравнения сохранения момента количества движения и линейное уравнение состояния имеют вид, аналогичный в [2] для ЦВМ и ВМКС соответственно.

Расчет проводился с неравномерным шагом по вертикали:  $\Delta z = 0,5$  м от 0 до 50 м;  $\Delta z = 2$  м от 50 до 150 м;  $\Delta z = 20$  м от 150 до 410 м. Система уравнений численно решалась методом прогонки с временным шагом 10 минут. Сезонная изменчивость атмосферных параметров задаётся по данным реанализа *ERA-40* с временной дискретностью 6 ч и осредненного по площади бассейна за период 1971 – 2001 гг.

**Результаты.** *Кросс-шельфовый обмен по альтиметрическим данным.* На основе данных спутниковой альтиметрии исследованы сезонная изменчивость кросс-шельфовых течений в Черном море. Для этого были рассчитаны проекции скоростей течений, перпендикулярные изобате 500 м (рис.1). Пространственно-временная диаграмма значений кросс-шельфовой скорости показана на рис.2, *а*. По оси  $y$  отложены номера точек, которые увеличиваются в циклоническом направлении. Некоторые номера точек нанесены на рис.1. Точки 30 – 55 на рис.2, *а* соответствуют северной части моря (рис.1). Отрицательным значениям соответствуют движения в сторону берега. Существенное влияние на кросс-шельфовый перенос оказывают синоптические антициклоны, которые перемещаются вдоль склона в циклоническом направлении со скоростями 1 – 4 см/с. Влияние их орбитальных скоростей вызывает движение

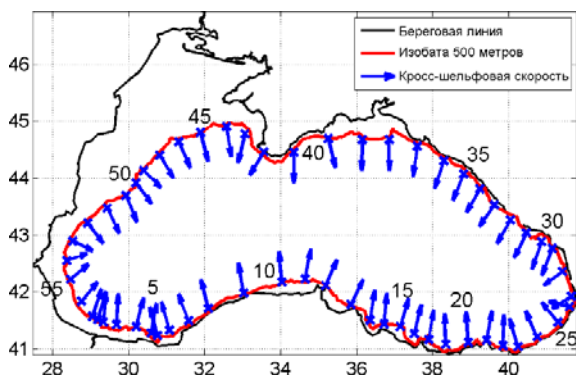
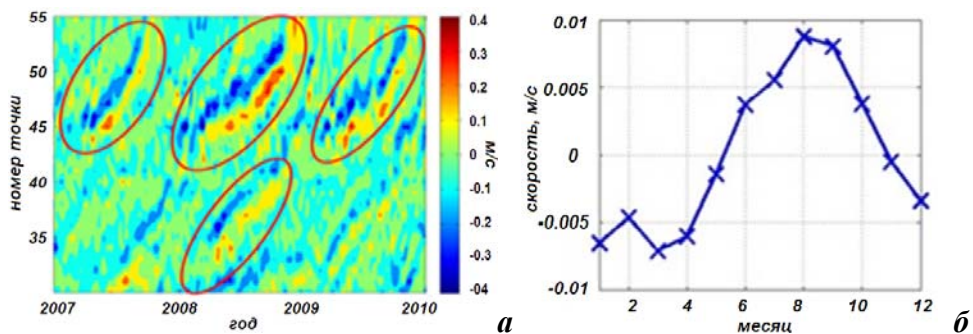


Рис. 1. Схема расчета кросс-шельфовой скорости по данным альтиметрии.

на рис.1. Точки 30 – 55 на рис.2, *а* соответствуют северной части моря (рис.1). Отрицательным значениям соответствуют движения в сторону берега. Существенное влияние на кросс-шельфовый перенос оказывают синоптические антициклоны, которые перемещаются вдоль склона в циклоническом направлении со скоростями 1 – 4 см/с. Влияние их орбитальных скоростей вызывает движение



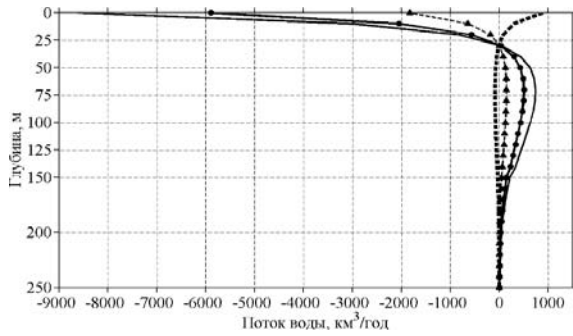
Р и с . 2. Пространственно-временная диаграмма кросс-шельфовой скорости (а); сезонная изменчивость средней по периметру кросс-шельфовой скорости (б).

вод сначала от центра к периферии, а затем в обратную сторону, которые в значительной степени компенсируют друг друга. На пространственно-временной диаграмме (рис.2, б) вихревые движения хорошо видны, как чередующиеся полосы разного знака (красные овалы). Действие отдельных вихрей хорошо просматривается на протяжении года. Средняя сезонная изменчивость кросс-шельфового переноса показана на рис.2, б. В зимний период при интенсификации течений в центре моря происходит дивергенция и отток жидкости к периферии бассейна – скорости отрицательные. Максимальный отток наблюдается в январе и марте, когда средние по периметру кросс-шельфовые скорости составляют  $7 \cdot 10^{-3}$  м/с. В летний период при ослаблении завихренности ветра воды оттекают обратно к центру бассейна. Максимальная скорость притока отмечена в августе и составляет  $8 \cdot 10^{-3}$  м/с.

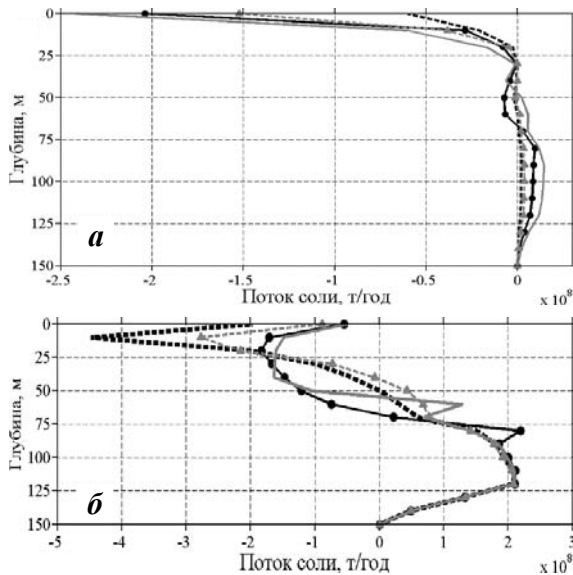
Если предположить, что данные скорости характерны для верхнего экмановского слоя ( $\sim dz = 10 - 20$  м), то можно оценить средний сезонный перенос массы вод из центра и обратно, связанный с экмановской дивергенцией. Средний поток  $F = P \langle V_{cross} \rangle dz \sim (2 - 4) \cdot 10^3$  км<sup>3</sup>/год, а максимальный составит  $2F = (3,5 - 7) \cdot 10^3$  км<sup>3</sup>/год, где  $V_{cross}$  – кросс-шельфовая скорость. Эти оценки по порядку величин хорошо согласуются с качественными оценками, сделанными в [1, 2, 7].

*Горизонтальный водо- и солеобмен по модельным расчетам.* Горизонтальный обмен вещества в рамках модели происходит в результате действия вертикальной ячейки циркуляции, обусловленной экмановским переносом и потоками плавучести, и горизонтальной турбулентной диффузии. Отметим, что экмановский перенос в настоящей работе определяется изменчивостью профиля вертикальной скорости, которая задается согласно предложенной параметризации [2]. Поэтому среднемесячные профили потока воды (рис.3), который переносится от центра к периферии под действием этого фактора, соответствуют временной изменчивости вертикального градиента скорости. На рис.3 хорошо просматривается вертикальная ячейка циркуляции: отток воды из центра на континентальный склон при интенсификации циклонической циркуляции в верхних 30 м и приток воды в центр в слое 30 – 200 м.

В холодный период года в результате усиления циклонической циркуляции ветра возникает экмановский перенос и наблюдается дивергенция вод. Вследствие этого с октября по май наблюдается интенсивный отток



Р и с . 3 . Среднемесячные профили горизонтального переноса воды, обусловленного экмановским дрейфом: февраль (---●---), май (---), август (---▲---), ноябрь (—).



Р и с . 4 . Среднемесячные профили горизонтального потока соли, обусловленного сезонной изменчивостью вертикальной скорости (а) и влиянием горизонтальной турбулентной диффузии (б): февраль (---●---), май (---), август (---▲---), ноябрь (—).

пресных вод приводит к понижению солёности в центре моря, т.е. поток соли тоже отрицателен и составляет в мае  $6,0 \cdot 10^7$  т/год (рис.4, а).

Суммарный объём воды, который транспортируется из центра к периферии в верхних 30 м, в результате сезонной изменчивости вертикальной скорости составляет около  $3,0 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup>/год. Это значение по порядку величин хорошо согласуется с качественными оценками, сделанными в [1, 2, 7]. Однако значения, полученные в данной работе, в 3 раза ниже, чем значения  $1,15 \cdot 10^4$  км<sup>3</sup>/год [1] и значения  $1,0 \cdot 10^4$  км<sup>3</sup>/год [7]. Суммарный объём соли, который переносится из центра к периферии, составляет около  $2 \cdot 10^9$  т/год.

воды из центра к периферии в верхних 30 м (рис.3) с максимумом  $\sim 9000$  км<sup>3</sup>/год. В результате этого солёная поднятая на поверхность вода центральной части моря переносится на периферию. Максимальный поток соли характерен для поверхностного слоя и достигает в ноябре значения  $2,5 \cdot 10^8$  т/год (рис.4, а).

В это же время в слое 30 – 200 м существует компенсирующий поток воды из периферии моря. Величина этого потока достигает максимума ( $760$  км<sup>3</sup>/год) на глубине 75 м (рис.3). На глубинах 80 – 150 м, где солёность на периферии выше из-за поступления босфорских вод, поток воды с периферии приводит к увеличению солёности в центре моря. Максимальный поток соли наблюдается на глубине 100 м и составляет  $1,5 \cdot 10^7$  т/год (рис.4, а).

В весенне-летний период при ослаблении циркуляции опресненная на периферии вода поступает в центральную часть моря. На поверхности этот поток достигает  $1000$  км<sup>3</sup>/год в мае, а в глубинных слоях наблюдается слабый обратный отток воды к периферии (рис.3). Приток

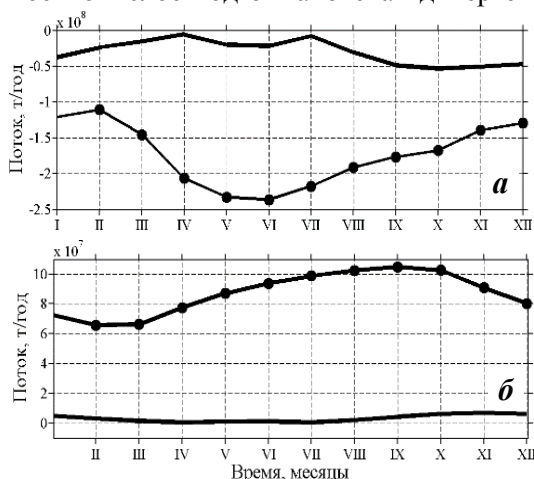
Помимо этого, соль перераспределяется в бассейне под влиянием горизонтальной турбулентной диффузии. На рис.4, б представлены среднемесячные профили потока соли, обусловленного горизонтальной турбулентной диффузией. Значения потока соли, обусловленного горизонтальной турбулентной диффузией, на тех горизонтах, где соленость центральной части моря выше, чем на периферии (0 – 60 м), отрицательны, и составляют в мае  $4,5 \cdot 10^8$  т/год. В слое, где происходит приток высокосоленых мраморно-морских вод, значения потока соли с периферии в центр моря положительны и составляют порядка  $2,0 \cdot 10^8$  т/год.

Вклад исследуемых механизмов в суммарный перенос соли различен на разных глубинах. В поверхностном слое перенос, обусловленный сезонной изменчивостью вертикальной скорости, дает существенный вклад (30 %). В слое 30 – 150 м этот механизм определяет примерно 5 – 10 % от общего переноса соли.

Существует выраженная сезонная изменчивость переноса соли (рис.5). В зимний период наблюдается максимальный отрицательный поток соли, вызванный экмановским переносом (рис.5, а). С уменьшением интенсивности циркуляции происходит уменьшение этого потока – и в летний период он минимален. Поток соли, обусловленный горизонтальной турбулентной диффузией, минимален в зимний период и максимален – в летний, когда наблюдается максимальный сток рек. На рис.5, а видно, что в среднем за год в верхнем слое происходит отток соленой воды из центра под действием обоих факторов.

В слое 30 – 150 м поток соли, обусловленный сезонной изменчивостью вертикальной скорости, положителен и также максимален в осенне-зимний период (рис.5, б). Поток соли, обусловленный горизонтальной турбулентностью, максимален осенью и минимален в марте и вносит определяющий вклад в горизонтальный обмен.

**Закключение.** По данным альтиметрии оценена сезонная изменчивость среднего кросс-шельфового переноса в Черном море. Для получения вертикального профиля горизонтального переноса на основе боксовой модели проведены оценки массо- и солеобмена в бассейне. Показано, что в поверхностном слое вод экмановская дивергенция вносит значительный вклад в отток соли из центра моря. В



В глубинных слоях действие вертикальной ячейки циркуляции приводит к транспорту вод континентального склона в центральную часть моря.

Рис. 5. Сезонный ход среднего горизонтального потока соли в слое 0 – 30 м (а) и слое 30 – 150 м (б) из центра на периферию, обусловленный экмановским переносом (—), действием горизонтальной турбулентной диффузией (—●—).

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках проекта 16-05-00621 а. Работа Кубрякова А.А. поддержана в рамках гранта РФФИ № 16-35-60036 мол\_а\_дк.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Булгаков С.Н., Коротаев Г.К.* Возможный механизм стационарной циркуляции вод Черного моря // Комплексные исследования Черного моря.– Севастополь: МГИ АН УССР, 1984.– С.32-40.
2. *Кубрякова Е.А., Коротаев Г.К.* Сезонная изменчивость циркуляции и формирование солёности поверхностных вод Черного моря // Морской гидрофизический журнал.– 2013.– № 3.– С.3-12.
3. *Korotaev G.K., Saenko O.A., Koblinsky C.J.* Satellite altimetry observations of the Black Sea level // J. Geophys. Res.– 2001.– v.106, C1.– P.917-933.
4. *Кубрякова Е.А., Коротаев Г.К.* Механизм горизонтального массо- и солеобмена между водами континентального склона и центральной части Черного моря // Физика атмосферы и океана.– 2017.– т.53, № 1.– С.1-10.
5. *Mellor G.L.* One-dimensional, ocean surface layer modeling: a problem and a solution // J. Phys. Oceanogr.– 2001.– v.31.– P.790-809.
6. *Kubryakov A.A., Stanichny S.V.* Seasonal and interannual variability of the Black Sea eddies and its dependence on characteristics of the large-scale circulation // Deep Sea Res. Part I: Oceanographic Research Papers.– 2015.– v.97.– P.80-91.
7. *Зацепин А.Г., Гинзбург А.И. и др.* Вихревые структуры и горизонтальный водообмен в Черном море / Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря.– М.: Наука, 2002.– С.55-81.
8. *Zatsepin A.G., Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Kremenetskiy V.V., Krivosheya V.G., Poulain P.M., Stanichny S.V.* Observation of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing // J. Geophys. Res.– 2003.– v.108, C8.– P.1-27.
9. *Shapiro G.I., Stanichny S.V., Stanichna R.R.* Anatomy of shelf-deep sea exchanges by a mesoscale eddy in the North West Black Sea as derived from remotely sensed data // Remote Sensing of Environment.– 2010.– v.114, № 4.– P.867-875.
10. *Булгаков С.Н., Коротаев Г.К.* Роль потоков плавучести в формировании крупномасштабной циркуляции и стратификации вод моря. Часть 1: Теория // Изв. АН. Физика атмосферы и океана.– 1996.– т.32, № 4.– С.548-556.
11. *Kubryakov A.A., Stanichny S.V.* Mean dynamic topography of the Black Sea, computed from altimetry, drifters measurements and hydrology data // Ocean Science.– 2011.– № 7.– P.745-753.
12. *Kubryakov A.A., Stanichny S.V.* Estimating the quality of the retrieval of the surface geostrophic circulation of the Black Sea by Satellite altimetry data based on validation with drifting buoy measurements // Atmospheric and Oceanic Physics.– 2013.– v.49, № 9.– P.930-938.
13. *Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Черного моря.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011.– 212 с.
14. *Булгаков С.Н., Коротаев Г.К.* Одномерная модель вертикальной стратификации вод Черного моря // Комплексные исследования Черного моря.– Севастополь: МГИ АН УССР, 1984.– С.41-48.
15. *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.26-38.



16. *Denman K.L.* A time-dependent model of the upper ocean // *J. Phys. Oceanogr.*– 1973.– v.3.– P.173-184.
17. *Oguz T., Ducklow H., Malanotte-Rizzoli P. et al.* Simulation of annual plankton productivity cycle in the Black Sea by a one-dimensional physical-biological model // *J. Geophys. Res.*– 1996. – v.101, C7.– P.16585 – 16599.

Материал поступил в редакцию 01.12.2016 г.

E.A.Kubryakova, A.A.Kubryakov

#### MASS- AND SALT EXCHANGE BETWEEN THE CENTER AND PERIPHERY OF THE BLACK SEA USING MODEL AND SATELLITE DATA

The study is dedicated to the investigation of the impact of the large-scale Black Sea dynamics on the seasonal variability of water and salt transport. In winter, due to an increase of cyclonic wind vorticity the divergence and outflow of salt water to the periphery is observed. In summer, brackish water flows back from periphery. Based on altimetry measurements intensity of water outflow in different seasons was estimated. The box physical model has been constructed to study the horizontal exchange. The calculations are used to study the vertical structure of horizontal water and salt exchange between the central part of the basin and its periphery. It is shown that in the surface layer Ekman divergence contributes significantly to the outflow of salt from the sea center. In the deep layers of the effects of vertical circulation cells results in transport of the continental slope waters in the central part of the sea.

**KEYWORDS:** horizontal transfer, box model, Ekman transfer, vertical circulation, altimetry, biogenic elements, the Black Sea