

УДК 551.465

## РАСЧЕТЫ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ШЕЛЬФЕ ЧЕРНОГО МОРЯ С ВЫСОКИМ ПРОСТРАНСТВЕННЫМ РАЗРЕШЕНИЕМ

© 2018 г. С. Г. Демьшев, Н. А. Евстигнеева

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия**e-mail: demyshev@gmail.com, naevstigneeva@yandex.ru*

Поступила в редакцию 07.06.2016 г., после доработки 10.11.2016 г.

На основе гидродинамической модели МГИ, адаптированной к условиям прибрежного района Черного моря с открытой границей (северо-западный шельф), проведены два численных эксперимента по реконструкции полей течений, уровня, температуры и солености с учетом реального атмосферного воздействия в осенний период 2007 г. При расчетах использовалось высокое пространственное разрешение (500 м и 1.6 км по горизонтали) и учитывалось представление рельефа дна с разрешением  $\sim 1.6$  км. За счет более мелкого шага сетки удалось восстановить мезо- и субмезомасштабную структуру гидрофизических полей в верхних и глубинных слоях на северо-западном шельфе и получить количественные и качественные характеристики вихрей и струй более точно по сравнению с проведенными ранее расчетами. Показано, что улучшение пространственного разрешения до нескольких сотен метров позволяет в численной модели учитывать тонкую структуру рельефа дна и орографию береговой черты, что в свою очередь приводит к более точному количественному и качественному воспроизведению мезо- и субмезомасштабных особенностей прибрежной циркуляции.

DOI: 10.7868/S0030157418020028

### ВВЕДЕНИЕ

Практическая значимость изучения гидродинамики прибрежных районов морей и океанов связана с интенсивным освоением их ресурсов. Северо-западный шельф (СЗШ) Черного моря – это обширное мелководье, лежащее к северу от  $45^\circ$  с.ш. Основными особенностями СЗШ являются: обилие мелководных заливов, лиманов и эстуарных областей черноморских рек, доминирование ветровой составляющей в формировании циркуляции вод, развитие в весенне-летний период сезонного пикноклина, обусловленного прогревом поверхностных вод и опреснением их под влиянием речного стока, интенсивный водообмен с открытым морем. Исследованию крупномасштабной и синоптической изменчивости гидрофизических полей СЗШ с помощью математического моделирования на крупных и синоптических масштабах посвящено большое число работ. Например в [1, 2, 3, 19, 20] изучалось влияние рельефа дна, направления и величины скорости ветра, атмосферных возмущений, речного стока в формировании циркуляции на СЗШ. В [11] проведен анализ климатических полей течений в районе СЗШ с применением  $z$ -координатной модели, разработанной в Морском гидрофизическом институте (МГИ) [9, 12] с разрешением ( $5 \times 5$  км по горизонтали, 45 слоев по вертикали), и установлено, что

основными особенностями циркуляции на шельфе являются вихревые образования различной природы и струйные течения. Наряду с численным моделированием, известны исследования с использованием инструментальных измерений течений [5, 6] и спутниковых альтиметрических данных [23], в которых была показана высокая степень изменчивости горизонтальной и вертикальной структуры течений прибрежной зоны моря.

В настоящее время изучение пространственно-временной изменчивости гидрофизической структуры шельфа моря на масштабах нескольких километров и суток является одной из актуальных задач современной океанологии. Отметим несколько новых результатов по восстановлению мезо- и субмезомасштабных особенностей циркуляции в различных регионах Мирового океана. В [17] была восстановлена внутритроговая изменчивость циркуляции вод Мирового океана с помощью вихререшающей модели высокого разрешения  $(1/10)^\circ$  по горизонтали, что позволило более точно воспроизвести пространственно-временные характеристики узких пограничных течений Мирового океана. В [32] описан сезонный цикл субмезомасштабных потоков в верхних слоях океана в идеализированной области, аналогичной среднеширотной открытого океана, и было показано, что с увеличением разрешения модели субмезомасштабные процессы

были выражены гораздо сильнее. В [27] с помощью данных дистанционных и контактных наблюдений выделены районы вихревой активности и построены карты распределения характеристик субмезомасштабных вихрей на акватории Белого моря. В [24] представлены примеры наблюдений с помощью спутникового мониторинга мелкомасштабных вихрей в прибрежной зоне Черного моря и обсуждаются механизмы их возможного формирования (ветровой импульс, сдвиговая неустойчивость течений, речной сток, взаимодействия вихрей, их диссипация и т.д.). В [13] на основе анализа инструментальных данных сентября 2008 г., показано, что мезомасштабная изменчивость поля течений вблизи побережья Крыма носила агеострофический характер и существенно влияла на структуру циркуляции в окрестности Основного черноморского течения (ОЧТ) (проявлялась в виде локальных вихревых образований, а также в виде инерционных течений). В [21] по данным спутниковой радиолокации проведен анализ мелкомасштабных вихрей бассейнов Балтийского, Черного и Каспийского морей, и было установлено, что они были связаны либо с гидрологическими фронтальными разделами, либо с периферическими зонами мезомасштабных вихревых структур. В [14] предложена методика моделирования динамики Черного моря для расчета распространения загрязняющих веществ в прибрежной зоне района Адлер—Сочи на основе гидродинамической модели ИВМ РАН, реализованной в двух версиях (с равномерным пространственным разрешением  $\sim 4$  км и неравномерным, с уменьшением шага до 50 м). Показано, что версия модели с более высоким пространственным разрешением воспроизводит вихревую циркуляцию более адекватно. В [33] представлена вихреразрешающая  $(1/30)^\circ$  версия слабодиссипативной модели DIECAST, адаптированной к циркуляции Черного моря, которая позволила проследить развитие бароклинной неустойчивости вдоль

турецкого побережья и Кавказа и воспроизвести мезомасштабные структуры, генерируемые этим механизмом.

Целью данной работы являлось воспроизведение и анализ прибрежной циркуляции северо-западного шельфа Черного моря на основе  $z$ -координатной трехмерной нелинейной модели [9, 12] с горизонтальным разрешением 500 м и с учетом реального атмосферного воздействия для осеннего сезона 2007 г., а также демонстрация целесообразности применения более мелкого шага сетки при восстановлении мезо- и субмезомасштабных особенностей прибрежной циркуляции на основе сравнения с расчетом с более грубым шагом сетки ( $\sim 1.6$  км).

### ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И ОПИСАНИЕ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Рассматривалась область Черного моря (рис. 1), расположенная между меридианами  $29.5^\circ$  и  $33.5^\circ$  в.д., с открытой южной границей, соответствующей параллели  $45.5^\circ$  с.ш. Учитывался уточненный рельеф дна с разрешением  $\sim 1.6$  км, полученный оцифровкой навигационных карт сотрудниками отделов гидрофизики шельфа и теории волн МГИ [18].

Система уравнений модели в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды в форме Громеки-Лэмба, краевые условия на поверхности, на дне и на твердых боковых стенках описаны в работах [9, 12]. Отметим, что приведенный уровень моря  $\zeta$  рассчитывался из дискретного аналога уравнения неразрывности в соответствии с работами [10, 31] и с учетом задания скоростей на открытой границе. Под  $\zeta$ , следуя классической работе Саркисяна [29], мы понимаем  $\zeta = \zeta_1 + P_a/\rho_0 g$ , где  $\zeta_1$  – физическое возвышение уровня поверхности,  $P_a$  – атмосферное

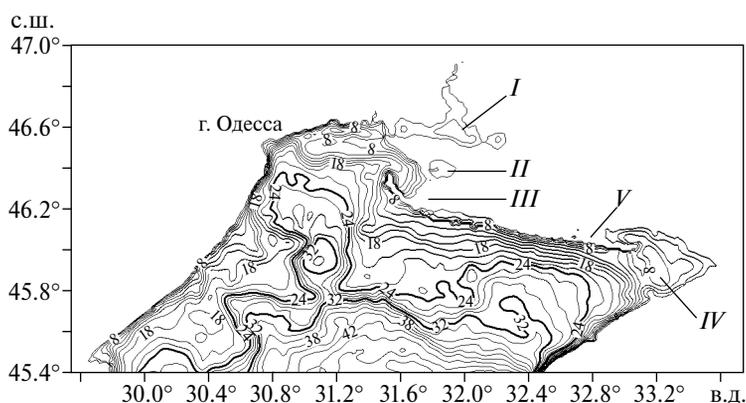


Рис. 1. Батиметрическая карта северо-западного шельфа Черного моря (м). Римскими цифрами обозначены: I – Днепро-Бугский лиман, II – Ягорлыцкий, III – Тендровский, IV – Каркинитский и V – Джарылгачский заливы.

давление,  $\rho_0$  – средняя плотность,  $g$  – ускорение свободного падения.

Численный эксперимент 1 был проведен с горизонтальным разрешением 500 м. Шаг по времени выбран 10 с. Выбор коэффициентов турбулентной вязкости и диффузии по горизонтали ( $\nu_H = 3 \cdot 10^5 \text{ см}^2/\text{с}$ ,  $\kappa_H = 3 \cdot 10^5 \text{ см}^2/\text{с}$ ) проводился на основе серии специализированных численных экспериментов. Численный эксперимент 2 проведен с горизонтальным разрешением  $\sim 1.6$  км. Шаг по времени составлял 30 с. Коэффициенты турбулентной вязкости и диффузии по горизонтали были выбраны  $\nu_H = 5 \cdot 10^5 \text{ см}^2/\text{с}$ ,  $\kappa_H = 5 \cdot 10^5 \text{ см}^2/\text{с}$ . Общее время интегрирования уравнений модели для двух экспериментов – 30 дней (с 14 октября по 12 ноября 2007 г.). По вертикали горизонтальные составляющие скорости течений, температура и соленость рассчитывались для 44 горизонтов: 0.5; 1; 1.5; 2; 2.5; 3;... 32; 34;... 49 м.

Для задания начальных условий задачи и граничных условий на открытой границе области использовались поля уровня, течений, температуры  $T$ , солености  $S$ , полученные по модели для всего моря на горизонтальной сетке  $5 \times 5$  км в рамках проекта “Оперативная океанография” [26] с усвоением данных альтиметрии и наблюдаемой температуры поверхности моря. Для постановки условий открытой южной границе использовались результаты работы [10], в которой на базе имитационных численных экспериментов была показана эффективность комбинированного подхода. Для участков границы, где вода втекает ( $v > 0$ ), задавались компоненты скорости, температура, соленость (условия Дирихле); где вода вытекает ( $v < 0$ ) для  $u$ ,  $v$  ставились условия  $\partial u / \partial n = 0$ ,  $\partial v / \partial n = 0$ , для определения  $T$  и  $S$  на открытой границе задавались условия излучения ( $n$  – нормальная производная).

Коэффициенты турбулентного обмена импульсом и диффузии по вертикали рассчитывались с использованием аппроксимации Филандера – Пакановского [34]

$$\begin{aligned} \nu_V &= \nu_0 (R_0 + Ri)^{-2} + \nu_1, \\ \kappa^S &= \left[ \nu_0 (R_0 + Ri)^{-2} + \nu_1 \right] / (R_0 + Ri) + \kappa_1, \\ \kappa^T &= \left[ \nu_0 (R_0 + Ri)^{-2} + \nu_1 \right] / (R_0 + Ri) + \kappa_1, \end{aligned}$$

где  $Ri = (\partial \rho / \partial z) g \left[ (\partial u / \partial z)^2 + (\partial v / \partial z)^2 \right]^{-1}$  – число Ричардсона,  $R_0 = 1$ ,  $\nu_0 = 5 \text{ см}^2/\text{с}$ ,  $\nu_1 = 1 \text{ см}^2/\text{с}$ ,  $\kappa_1 = 1 \text{ см}^2/\text{с}$ . Выбор параметров аппроксимации  $R_0$ ,  $\nu_0$ ,  $\nu_1$  и  $\kappa_1$  осуществлялся на основе серии специализированных численных экспериментов.

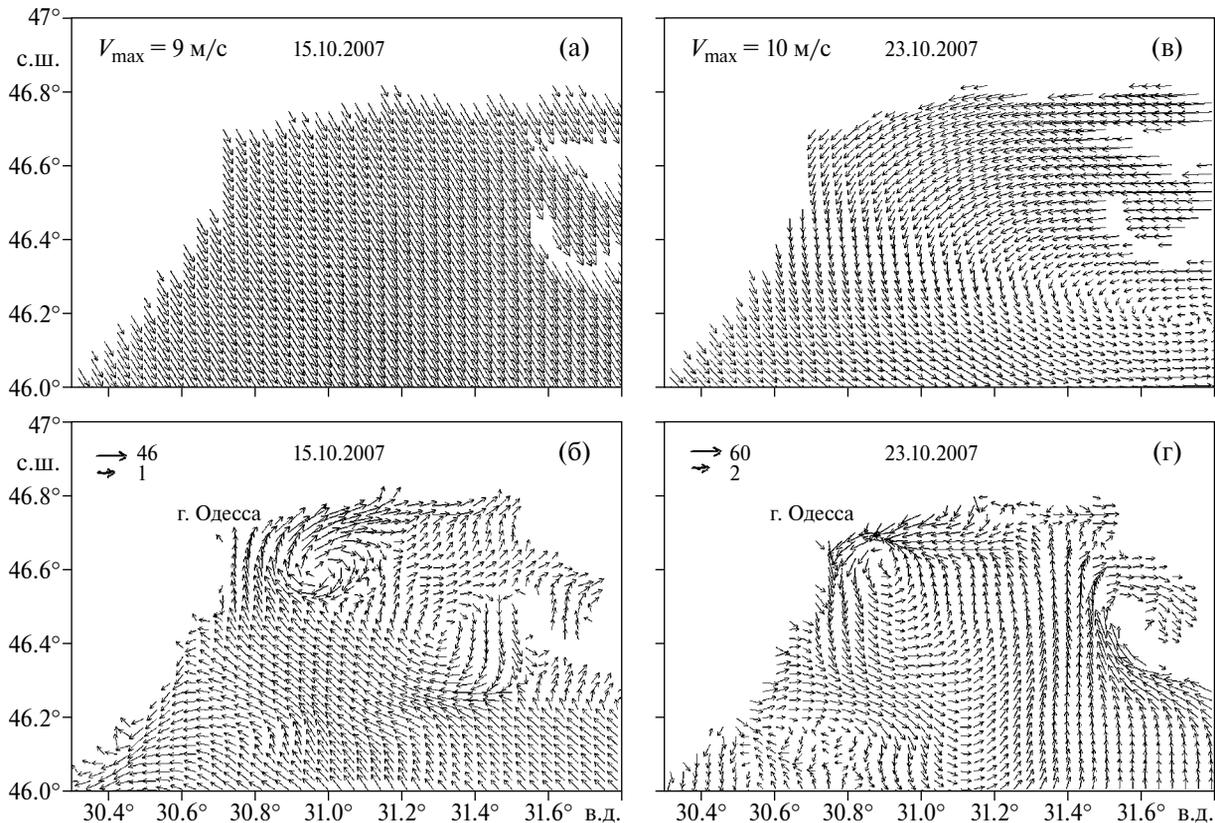
При расчетах учитывался сток рек: Днепра, Днестра и Южного Буга. Влияние рек на циркуляцию учитывалось с помощью точечных источников воды с заданными скоростями. Координаты устьев рек были соотнесены с расчетной сеткой с учетом глубины и длины устьев. Климатические ежемесячные массивы стока рек из [6] были линейно проинтерполированы на каждый расчетный момент времени и использовались при задании нормальных скоростей течений воды в устьях рек (эти скорости на каждый расчетный момент вычислялись как расход реки, деленный на площадь поперечного сечения). Температура в устьях рек задавалась равной  $16.2 \text{ }^\circ\text{C}$ , соленость воды – 1‰ (по данным измерений, полученных в экспедиции в октябре 2007 г.).

На поверхности моря каждые сутки задавались поля тангенциального напряжения трения ветра ( $\tau_x$ ,  $\tau_y$ ), поля осадков  $Pr$  и испарения  $Ev$ , полные потоки тепла  $Hf$  и потоки коротковолновой радиации на поверхности  $SWR$ , полученные по данным региональной атмосферной модели “ALADIN” с разрешением по пространству  $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ , предоставленные отделом морских прогнозов МГИ [26] и билинейно проинтерполированные на выбранные сетки.

В рассматриваемый период времени используемые поля напряжения трения ветра характеризовались значительной изменчивостью, скорость ветра изменялась от значений 2.4 до 14.3 м/с. С 14 по 20 октября 2007 г. преобладали северные, северо-восточные, северо-западные и юго-западные ветры с максимальной скоростью до 14.3 м/с, с 21 по 25 октября преобладали южные и северо-восточные с максимальной скоростью до 10.2 м/с, с 26 по 28 октября – северные с максимальной скоростью до 11.3 м/с, с 29 октября по 2 ноября – западные и южные с максимальной скоростью до 7.1 м/с, с 3 по 12 ноября – северные, северо-восточные и западные с максимальной скоростью до 11.3 м/с.

#### АНАЛИЗ ПОЛЕЙ ТЕЧЕНИЙ, ПРИВЕДЕННОГО УРОВНЯ И ВЕРТИКАЛЬНОЙ СКОРОСТИ

Основное направление течений в верхнем слое воды изменялось с юго-западного на южное, северное, северо-восточное, восточное, западное и северо-западное. Это было обусловлено тем, что в течение расчетного периода наблюдалась изменчивая синоптическая ситуация. Поле течений СЗШ обладало сложной мезомасштабной структурой, характеризующейся вихревыми образованиями и струями. Для классификации получаемых вихревых образований оценивалось значение локального бароклинного радиуса деформации ( $R_d$ )



**Рис. 2.** Фрагменты полей ветра (м/с) и полей течений (см/с) на горизонте 5 м, рассчитанных в эксперименте 1: (а, б) – 15.10.2007 г.; (в, г) – 23.10.2007 г. Изображается каждая пятая стрелка. Большая стрелка в поле течений соответствует максимальному значению скорости течений, маленькая стрелка – минимальному значению скорости течений.

для выбранной прибрежной области Черного моря. Как известно из [4, 15], оценки характерных величин  $R_d$  для открытых районов Черного моря составляют 15–20 км, для шельфовых и прибрежных районов – 5–10 км.

Бароклинный радиус деформации Россби был рассчитан по формуле

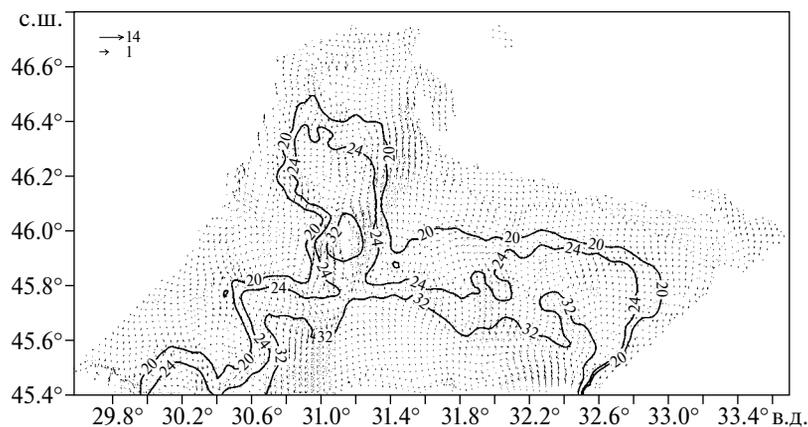
$$R_d = [g(\Delta\rho/\rho)H]^{0.5} f^{-1},$$

где  $\Delta\rho$  – перепад плотности в термоклине ( $\sim 1.7 \cdot 10^{-3}$  г/см<sup>3</sup>),  $\rho = 1$  г/см<sup>3</sup>,  $H$  – толщина верхнего квазиоднородного слоя для октября 2007 г. ( $\sim 24$  м),  $f$  – параметр Кориолиса, соответствующий 46° с.ш. ( $\sim 10^{-4}$  с<sup>-1</sup>). Для рассматриваемой прибрежной зоны  $R_d$  был равен  $\sim 6.4$  км.

К мезомасштабным вихрям будем относить вихри, размер (радиус) которых больше локального бароклинного радиуса деформации Россби, а число Россби гораздо меньше единицы ( $R > R_d$ ,  $R_o < 1$ ). К субмезомасштабным будем относить вихри, размер (радиус) которых меньше радиуса  $R_d$ , а число Россби порядка единицы ( $R < R_d$ ,  $R_o \approx 1$ ).

При действии северо-западных и западных ветров с периодом с 14 по 17 октября, с 4 по 5 ноября в верхнем слое воды вблизи г. Одесса формировались антициклонические вихри. При действии северо-восточных и восточных ветров с периодом с 22 по 24 октября, с 28 по 29 октября и с 8 по 9 ноября были получены циклонические вихри. В качестве иллюстрации приведем поля течений, полученные 15 и 23 октября 2007 г. по результатам расчета с разрешением 500 м (рис. 2). Разнонаправленные потоки ветра и течений на поверхности являлись причиной формирования вихревых образований с  $R \approx 12$  км  $> R_d$ ,  $R_o < 1$  при набегании потока жидкости на неровности береговой линии вблизи г. Одесса (рис. 2б и 2г) и в Тендровском заливе (рис. 2б). Согласно классификации, можем отнести данные вихри к мезомасштабным.

По совету рецензента было исследовано возможное влияние инерционных колебаний на формирование поля течений. Отметим, что указанные антициклонические вихри (рис. 2б) существовали все 4 дня с 14 по 17 октября, в то время как известно, что к инерционным движениям в Черном море относят колебания с периодом 16.7–18.2 ч. Также было проведено сопоставление осредненных полей



**Рис. 3.** Поле течений (см/с) на горизонте 5 м 18.10.2007 г., рассчитанное в эксперименте 1. Изображается каждая пятая стрелка, отмечены изобаты рельефа 20, 24 и 32 м.

за сутки и мгновенных полей течений для выбранной даты. Осредненные за сутки поля имели более гладкий вид, однако мезомасштабные вихри сохранились.

Как известно, существенную роль в формировании циркуляции в прибрежной зоне моря играет рельеф дна. На фоне плоской равнины СЗШ (рис. 1) выделяются несколько крупных пологих ложбин — долин палео-рек, разделенных невысокими подводными возвышенностями [18]. Как отмечено в [16, 22], над подводными ложбинами формируются преимущественно циклонические вихри.

По результатам эксперимента 1 в период с 16 по 21 октября и с 1 по 9 ноября 2007 г. в верхнем слое до глубины 30 м между меридианами 30.8 и 31.2° в.д. генерировалось мезомасштабное циклоническое вихревое образование, которое неоднократно фиксировалось по спутниковым наблюдениям. Также в период с 16 по 21 октября и с 7 по 10 ноября 2007 г. в верхнем слое до глубины 24 м между меридианами 31.6 и 31.9° в.д. и 32.2 и 32.5° в.д. могли формироваться мезомасштабные циклонические вихри. Возможный механизм формирования этих вихрей — следствие влияния неоднородностей рельефа дна на поток жидкости. Анализ полученных полей течений показал, что наблюдалось соответствие зон генерации вихрей с топографическими неоднородностями. На рис. 3 представлены перечисленные особенности циркуляции, реконструированные 18 октября 2007 г. в эксперименте 1.

Данные вихревые образования были более четко выражены в слое 5–20 м (размер вихрей составлял ~15 км, отмечалось усиление скорости течений внутри вихря до 20 см/с). Из анализа полей поверхностных течений отметим, что размер вихря, расположенного между 30.8 и 31.2° в.д., составлял

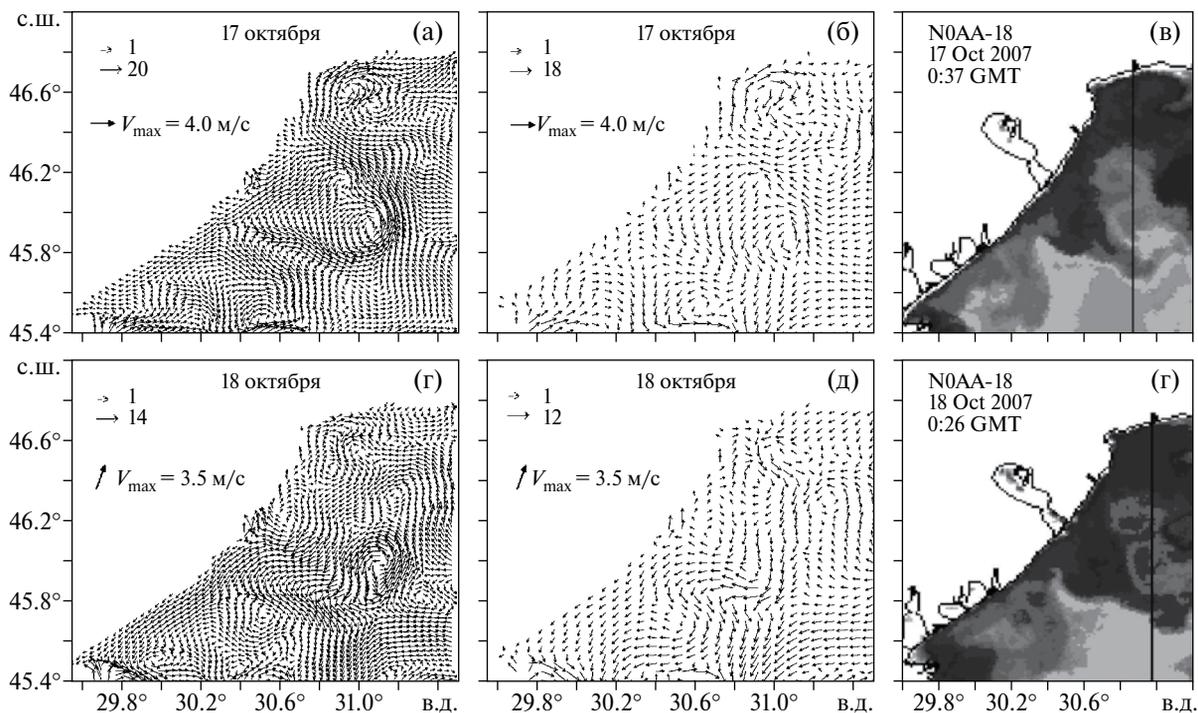
~8–10 км, размер вихрей, расположенных между 31.6 и 31.9° в.д. и 32.2 и 32.5° в.д., — ~12 км.

При сравнении полей течений, рассчитанных в экспериментах 1 и 2, было получено, что вихревые образования, обусловленные топографией дна, в эксперименте с более грубым разрешением были выражены слабее или отсутствовали. В качестве иллюстрации на рис. 4 представлены поля течений для западной части северо-западного шельфа, полученные для 17 и 18 октября 2007 г. в экспериментах 1 и 2.

17 октября в эксперименте 1 (рис. 4а) наблюдалось усиление скорости течений внутри циклонического вихря и более точно воспроизведена структура поля севернее 46.4° с.ш. по сравнению с результатами эксперимента 2 (рис. 4б). 18 октября в эксперименте 2 указанный вихрь не был воспроизведен (рис. 4д) в отличие от результатов эксперимента 1 (рис. 4г). Отметим также формирование двух антициклонических вихревых образований с размерами ~8 км западнее и восточнее данного циклонического вихря (рис. 4г). Было получено соответствие между результатами эксперимента 1 (рис. 4а и 4г) и наблюдениями 17 и 18 октября 2007 г. со спутника NOAA-18 с разрешением 1 км (рис. 4в и 4е).

Структура полученных полей течений северо-западного шельфа была достаточно сложная и включала в себя подповерхностные противотечения. Они упоминались в работах [3, 5, 18] для большей части акватории, в частности, для района континентального склона, являясь компенсационными течениями.

При анализе результатов расчетов, получено, что при северном, северо-восточном и северо-западном направлениях течений в верхнем слое воды на горизонтах ниже 5 м в западном районе северо-западного шельфа могли формироваться



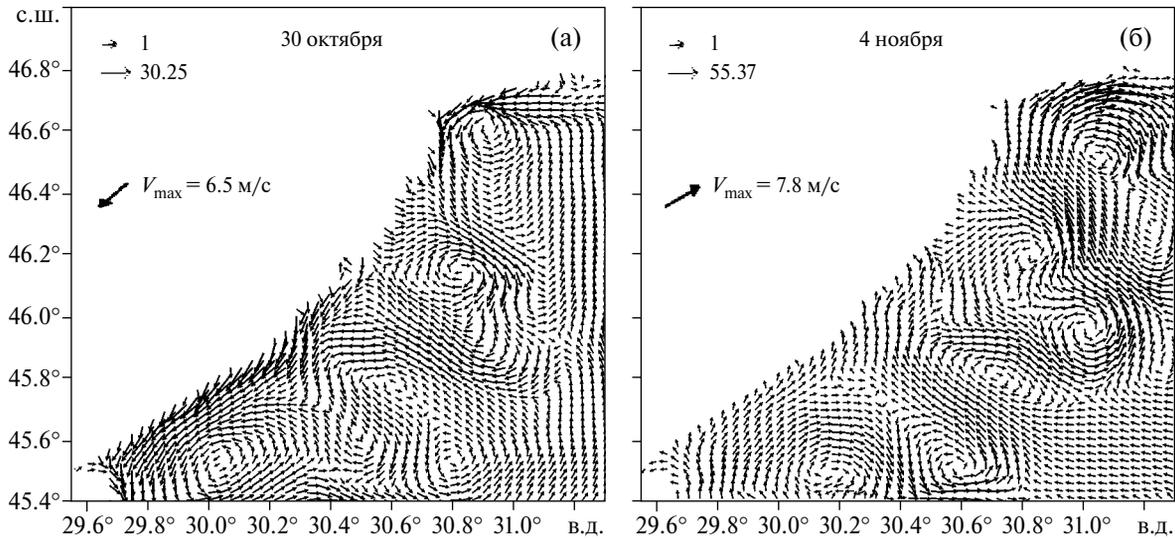
**Рис. 4.** Поля течений (см/с) для западной части северо-западного шельфа в верхнем слое воды 17 и 18.10.2007 г., рассчитанные в эксперименте 1 (а, г), в эксперименте 2 (б, д) и спутниковые изображения NOAA-18 (в, е). В экспериментах 1 и 2 изображается каждая пятая и вторая стрелка соответственно. Большая стрелка в поле течений соответствует максимальному значению скорости течений, маленькая стрелка – минимальному значению скорости течений. Слева для полей течений приведены среднее по акватории направление и максимальная скорость действующего ветра.

интенсивные струи, направленные на юг. Важно отметить, что разворот по глубине течений происходил согласно экмановской теории в период 24–27 октября, а изменение направления и силы ветра в дальнейшем привело к последующей перестройке течений по глубине. В случае, когда в верхнем слое воды преобладало южное и юго-восточное направление течений, на горизонтах ниже 5 м могло наблюдаться интенсивное струйное течение, направленное на север. Отметим, что траектория движения струй совпадала с изобатами 19–28 м.

Меандрирование струйных течений могло приводить к образованию вихрей. Примером этого эффекта является рис. 5, где представлены вихревые образования для западной части северо-западного шельфа. Струи, направленные на юг, преобладали в поле течений 30 октября (рис. 5а), южнее параллели 46.0° с.ш. формировались циклонические вихревые образования с размером  $\sim 10$  км. Интенсивное струйное течение было направлено на север 4 ноября (рис. 5б), максимальная скорость 55 см/с достигалась на севере области, между 30.0 и 30.8° в.д. генерировались вихревые образования с размером  $\sim 10$  км различных знаков вращения.

Анализируя поля течений и уровня, рассчитанные в двух экспериментах, отметим, что ряд вихревых образований в эксперименте с менее высоким разрешением отсутствовал или был выражен слабее. Анализируя поля течений для 1 ноября, рассчитанные в экспериментах 1 и 2, отметим, что за счет более мелкого шага сетки удалось восстановить в поле течений субмезомасштабные вихревые структуры с размером  $\sim 5$  км между меридианами 30.4 и 30.8° в.д., в поле уровня более детально восстановлены элементы вихревого движения, получены некоторые качественные отличия в структуре поля.

На рис. 6 изображены поля уровня для 18 октября и 4 ноября, рассчитанные в экспериментах 1 и 2. Максимальные отрицательные значения  $\zeta$  18 октября (рис. 6а и 6б) составляли  $-2$  см (у открытой границы), максимальные положительные значения  $\zeta$   $-4$  см (в Днепровском и Бугском лиманах). Анализ поля вертикальной скорости подтвердил подъем вод у открытой границы и вдоль восточного побережья и опускание вод на севере области (максимальное значение вертикальной скорости составляет 0.04 см/с). Максимальное отрицательное значение  $\zeta$  4 ноября (рис. 6в и 6г) составляло  $-8$  см (у западного



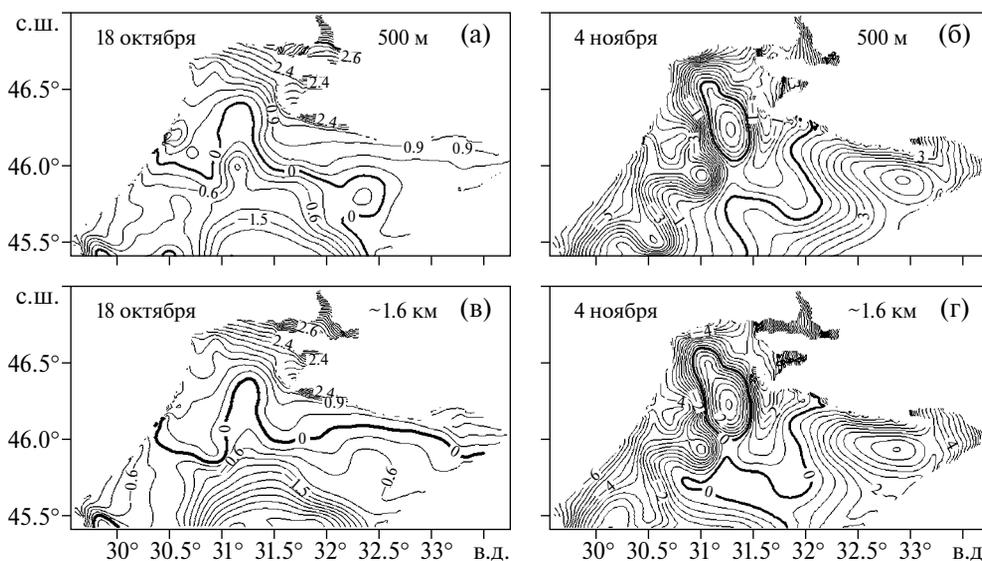
**Рис. 5.** Поля течений (см/с) для западной части северо-западного шельфа, рассчитанные на горизонте 5 м в эксперименте 1: (а) – 30.10.2007 г.; (б) – 4.11.2007 г.. Изображается каждая пятая стрелка соответственно. Большая стрелка в поле течений соответствует максимальному значению скорости течений, маленькая стрелка – минимальному значению скорости течений. Слева для полей течений приведены среднее по акватории направление и максимальная скорость действующего ветра.

берега), максимальное положительное значение  $\zeta$  – 5 см (на востоке области).

Сравнивая поля уровня, рассчитанные в экспериментах 1 и 2, отметим, что между ними наблюдается соответствие, однако в полях уровня, рассчитанных с более высоким разрешением, элементы вихревого движения были получены 18 октября (рис. 6а) в центральной и восточной части области, соответствующие вихрям, описанным на рис. 3 и 4. Вихрь, соответствующий описанному в поле скорости на рис. 6б, был

восстановлен 4 ноября (рис. 6б) между меридианами 30.4 и 30.6° в.д.

При сравнении полей вертикальной скорости, рассчитанных в экспериментах 1 и 2, отметим, что в результатах эксперимента 1 у открытой границы формировался менее интенсивный фиктивный пограничный слой, связанный с возможными ошибками при задании скоростей на каждом шаге по времени, рассчитанными по модели с более грубым разрешением.



**Рис. 6.** Поля приведенного уровня (см) 18.10.2007 г. и 4.11.2007 г., рассчитанные в эксперименте 1 (а, б) и эксперименте 2 (в, г).

### АНАЛИЗ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ПОТОКОВ, ОБУСЛОВЛЕННЫХ РАБОТОЙ СИЛ ДАВЛЕНИЯ

В работах [7, 8] были выписаны конечно-разностные аналоги уравнений изменения кинетической  $E$  и потенциальной энергии  $P$ , на основе которых в данной работе были рассчитаны энергетические характеристики циркуляции и был проанализирован вклад мгновенных значений слагаемых. В частности, уравнение скорости изменения кинетической энергии имело вид

$$E_t + [u(g\zeta + P' + E)]_x + [v(g\zeta + P' + E)]_y + [w(g\zeta + P' + E)]_z = g\rho w + \nu_V(uu_z + vv_z)_z + \nu_V(u_z^2 + v_z^2) - \nu_H[(\nabla^2 u)^2 + (\nabla^2 v)^2] + D_{Fic}(E),$$

где слагаемые в левой части уравнения описывают адвекцию кинетической энергии и работу сил давления ( $Adv(P + E)$ ), первое слагаемое в правой части – работа сил плавучести, второе – приток кинетической энергии от ветра и ее потерю за счет трения о дно, третье и четвертое – диссипация энергии вследствие вертикального и горизонтального внутреннего трения ( $Diss_{Ver}(E)$  и  $Diss_{Hor}(E)$ ), пятое – перераспределение кинетической энергии в бассейне и ее потерю за счет трения о боковые стенки.

Из анализа графика изменения со временем проинтегрированных по объему энергетических слагаемых отмечено, что основной приток в кинетическую энергию шел от ветра (слагаемое  $\tau \rightarrow E = u_0\tau^x + v_0\tau^y$ ). Увеличение энергии за счет этого источника компенсировалось трением по вертикали. Вклад в кинетическую энергию за счет работы силы плавучести в осенний сезон незначителен.

Наиболее интересным, на наш взгляд, при расчете мгновенных вкладов слагаемых в уравнении изменения кинетической и потенциальной

энергии оказался анализ потоков, обусловленные работой сил давления  $Adv(P) = (uP)_x + (vP)_y$ .

Сопоставление пространственных распределений  $Adv(P)$  и полей течений показало, что наблюдается соответствие между расположением максимальных положительных значений работы сил давления и зон генерации мезомасштабных вихрей, связанных, в частности, с топографическими особенностями. Области формирования мезомасштабных вихрей характеризовались интенсивной работой силы давления, которая примерно в несколько раз превышает остальные слагаемые уравнения бюджета кинетической энергии. На рис. 7 представлены энергетические потоки  $Adv(P)$  (Дж/с), рассчитанные в эксперименте 1 на горизонте 5 м для 18 октября (а) и 1 ноября (б) 2007 г. Области, выделенные белым цветом, соответствуют положительным значениям  $Adv(P)$ , т.е. в них наблюдается процесс увеличения кинетической энергии за счет работы силы давления. Максимальные значения  $Adv(P)$  достигались в области между меридианами  $30.8^\circ$  и  $31.2^\circ$  в.д., соответствующей вихревому образованию, приведенному на рис. 3 и рис. 7а. Эти значения составили  $2.5 \cdot 10^{-10}$  и  $2.1 \cdot 10^{-10}$  Дж/с 18 октября и 1 ноября соответственно.

Основной вклад в приток кинетической энергии в этих областях за счет работы сил давления может быть объяснен следующим образом. Для данных широт хорошим первым приближением может служить динамический уровень

$$\zeta^d = -\frac{1}{\rho_0} \int_0^H \rho dz \quad [25, 30].$$

Тогда аномалия давления может быть представлена в следующем виде:

$$P = -g \cdot \int_z^H \rho dz.$$

Тем самым работа сил давления во многом зависит от перепада рельефа дна. Между меридианами

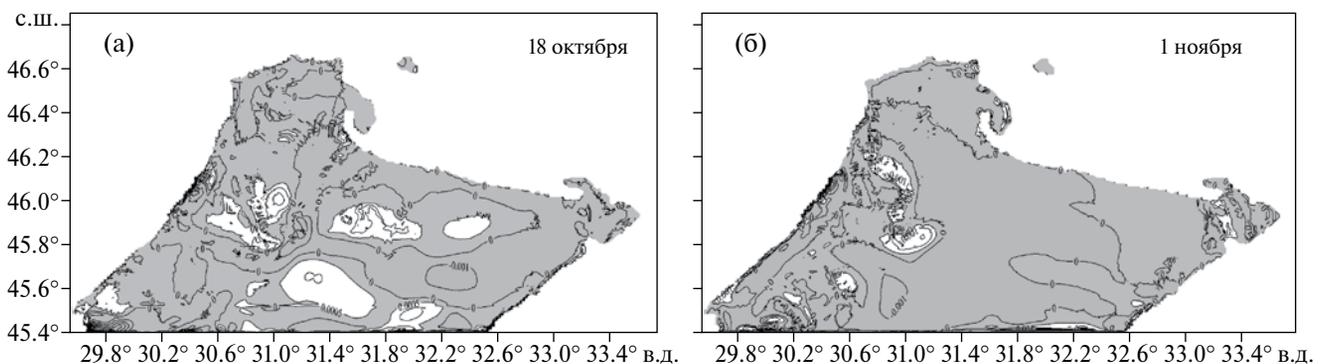


Рис. 7. Энергетические потоки  $Adv(P)$  ( $10^{-7}$  · Дж/с) в уравнении для кинетической энергии на горизонте 5 м, рассчитанные в эксперименте 1 для 18.10.2007 г. (а) и 1.11.2007 г. (б). Области, отмеченные белым цветом, соответствуют положительным значениям  $Adv(P)$ .

30.8° и 31.2° в.д. (рис. 1) располагается подводная ложбина, где максимальная глубина составляет 32 м. Поэтому наибольшие значения работы сил давления наблюдаются в этой области. В данном исследовании взаимосвязи между плотностью и топографией дна важно отметить работы академика А. С. Саркисяна о совместном эффекте бароклинности и рельефа дна (СЭБИР) в динамике морских течений [25, 28, 29, 30].

### АНАЛИЗ ТЕРМОХАЛИННЫХ ПОЛЕЙ

В рассматриваемый период времени происходило интенсивное охлаждение и опреснение поверхностных вод, которое наиболее ярко проявлялось в мелководных районах. В 1-й расчетный день (14 октября) в верхнем слое воды минимальные значения температуры (14–15 °С) наблюдались в Днепровско-Бугском лимане и Ягорлыцком заливе, а максимальные значения (17.5–18 °С) – у открытой границы. За расчетный период минимальная температура понизилась до 6 °С, максимальная – до 13 °С.

Максимальное значение солёности поверхностного слоя моря составляло 18.4‰, при приближении к берегам она уменьшалась до 17‰; в районе устьев рек солёность понижалась до 5‰ и менее. В течение расчетного периода структура полей солёности менялась незначительно.

При сравнении полей температуры и солёности, рассчитанных в экспериментах 1 и 2, отметим, что в течение всего расчетного периода наблюдалось соответствие между полями, однако применение более мелкого шага сетки позволило восстановить

структуру полей более точно. В качестве иллюстрации приведем поля температуры для западной части северо-западного шельфа в верхнем слое воды для 18 октября, рассчитанные в экспериментах 1 и 2 (рис. 8).

Основная особенность, возникающая в полях температуры и солёности в результатах эксперимента 2, заключалась в сгущении изотерм и изохалин у открытой границы, что свидетельствовало о формировании фиктивного пограничного слоя, связанного с возможными ошибками при задании скоростей, температуры и солёности на каждом шаге по времени, рассчитанными по модели с более грубым разрешением. Интенсивные погранслои были получены, начиная с 22-го дня интегрирования (рис. 8в, 8г). Отметим, что в эксперименте 1 (рис. 8а, 8б) погранслои не формировались, что является важным преимуществом при восстановлении полей на длительный срок интегрирования.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе численной модели высокого пространственного разрешения, учитывающей сток рек и реальное атмосферное воздействие, для осеннего сезона 2007 г. построены поля течений на северо-западном шельфе Черного моря. Показано, что они имели сложную мезо- и субмезомасштабную структуру, характеризующуюся вихревыми образованиями и струями, в формирование которых важную роль играл рельеф дна.

В расчетный период в верхнем слое воды в поле скорости были воспроизведены мезомасштабные

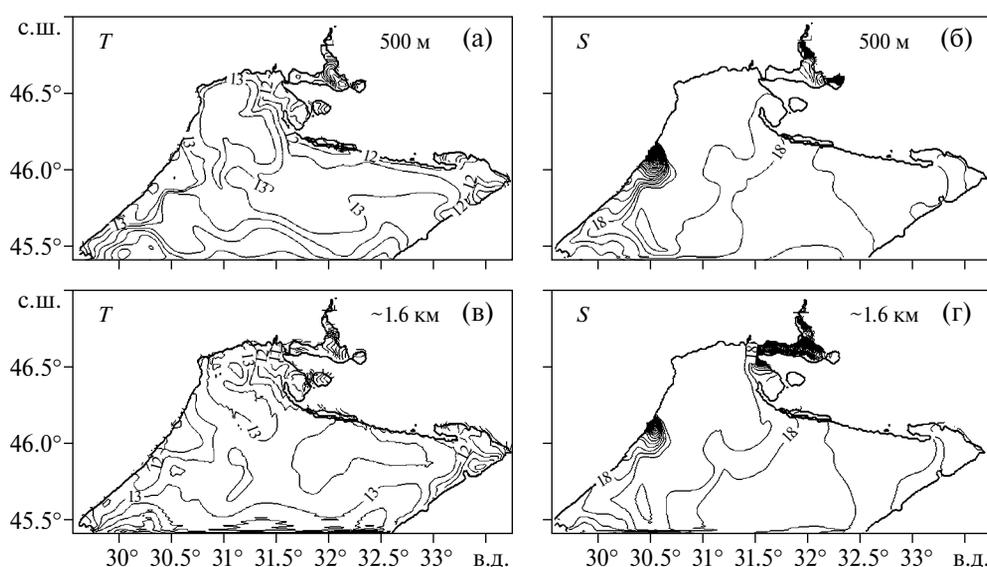


Рис. 8. Поля температуры (°С) и солёности (‰) на верхнем горизонте 4.11.2007 г. (22-й расчетный день), рассчитанные в экспериментах 1 и 2.

вихревые образования различных знаков вращения вблизи г. Одесса, в Тендровском заливе, в восточной и центральной частях области, а также вблизи открытой границы. Получены вихревые структуры с размером  $\sim 15$  км между меридианами  $30.8^\circ$  и  $31.2^\circ$  в.д.,  $31.6^\circ$  и  $31.9^\circ$  в.д. и  $32.2^\circ$  и  $32.5^\circ$  в.д., которые либо были слабо выражены, либо отсутствовали в эксперименте с более грубым разрешением. На горизонтах 10–26 м формировались интенсивные струи, траектории которых совпадали с изобатами 19–28 м. Наблюдалось образование вихрей с размером  $\sim 10$  км в результате меандрирования этих струй.

Отмечено, что с увеличением разрешения модели циклонические вихри с размером  $\sim 10$ –15 км и временем существования 6–9 дней, расположенные в центральной части области и связанные с топографическими неоднородностями, были выражены сильнее: отчетливо прослеживались во всем слое воды и значения скорости внутри вихрей были больше в среднем на 15–20%. В верхнем слое воды получены вихревые образования различного знака вращения с размером  $\sim 8$  км западнее и восточнее данных вихрей с непродолжительным временем жизни, которые не были получены в эксперименте с более грубым разрешением. При меандрировании струйных течений, траектория движения которых совпадала с изобатами 19–28 м, реконструированы субмезомасштабные вихревые структуры с размером  $\sim 5$  км, отсутствующие в предыдущих расчетах.

Улучшение пространственного разрешения до несколько сотен метров позволяет в численной модели учитывать тонкую структуру рельефа дна и оротографию береговой черты, что в свою очередь приводит к более точному количественному и качественному воспроизведению мезо- и субмезомасштабных особенностей прибрежной циркуляции.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-05423 А.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алаев В.Г., Рябцев Ю.Н., Шапиро Н.Б. Адаптивный расчет скорости течений на шельфе с помощью квазиизопикнической модели // Морск. гидрофиз. журнал. 1999. № 4. С. 64–79.
2. Алексеев Д.В., Иванов В.А., Иванча Е.В. и др. Моделирование эволюции волновых полей в районе северо-западного шельфа Черного моря при прохождении циклона // Морск. гидрофиз. журнал. 2005. № 1. С. 42–54.
3. Андросович А.И., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Численная модель и расчет циркуляции вод северо-западной части Черного моря // Морск. гидрофиз. журнал. 1994. № 5. С. 28–42.
4. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 240 с.
5. Булгаков С.Н., Кушнир В.М. Особенности поля течений в северо-западной части Черного моря // Морск. гидрофиз. журнал. 1996. № 5. С. 66–78.
6. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеиздат, 1991. 428 с.
7. Демьшев С.Г. Энергетика климатической циркуляции Черного моря. Ч. I. Дискретные уравнения скорости изменения кинетической и потенциальной энергий // Метеорология и гидрология. 2004. № 9. С. 65–80.
8. Демьшев С.Г. Энергетика климатической циркуляции Черного моря. Ч. II. Дискретные уравнения скорости изменения кинетической и потенциальной энергий // Метеорология и гидрология. 2004. № 10. С. 74–86.
9. Демьшев С.Г. Численная модель оперативного прогноза течений в Черном море // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2012. Т. 48. № 1. С. 137–149.
10. Демьшев С.Г., Евстигнеева Н.А. Анализ гидрофизических полей на северо-западном шельфе Черного моря // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. С. 585–595.
11. Демьшев С.Г., Иванов В.А., Маркова Н.В. и др. Построение поля течений в Черном море на основе вихреразрешающей модели с ассимиляцией климатических полей температуры и солености // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2007. № 15. С. 215–226.
12. Демьшев С.Г., Коротаев Г.К. Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана на сетке С // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. М.: ИВМ, 1992. С. 163–231.
13. Джиганшин Г.Ф., Полонский А.Б. Кинематическая структура и мезомасштабная изменчивость Основного Черноморского течения вблизи побережья Крыма (по данным инструментальных измерений в сентябре 2008 года) // Морск. гидрофиз. журнал. 2011. № 1. С. 25–35.
14. Дианский Н.А., Фомин В.В., Жохова Н.В. и др. Расчет течений и распространение загрязнений в прибрежных водах Большого Сочи // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2013. Т. 49. № 6. С. 664–675.
15. Журбас В.М., Зацепин А.Г., Григорьева Ю.В. и др. Циркуляция вод и характеристики разномасштабных течений в верхнем слое Черного моря по дрейфтерным данным // Океанология. 2004. Т. 44. № 1. С. 34–48.
16. Зырянов В.Н. Топографические вихри в динамике морских течений. М.: ИВП РАН, 1995. 240 с.

17. *Ибраев Р.А., Хабеев Р.Н., Ушаков К.В.* Вихреразрешающая 1/10 -градусная модель мирового океана // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2012. Т. 48. № 1. С. 45–55.
18. *Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Черного моря. Севастополь: НПЦ “ЭКОСИ-Гидрофизика”, 2011. 212 с.
19. *Иванов В.А., Кубряков А.И., Михайлова Э.Н. и др.* Формирование и эволюция вихревых образований, обусловленных стоком рек на северо-западном шельфе Черного моря // Исследования шельфовой зоны Азово-Черноморского бассейна. 1995. С. 147–167.
20. *Иванов В.А., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б.* Моделирование ветровых апвеллингов на северо-западном шельфе Черного моря в окрестностях локальных особенностей рельефа дна // Морск. гидрофиз. журнал. 2008. № 3. С. 68–79.
21. *Каримова С.С.* Статистический анализ субмезомасштабных вихрей Балтийского, Черного и Каспийского морей по данным спутниковой радиолокации // Иссл. Земли из космоса. 2012. № 3. С. 31–47.
22. *Козлов В.Ф., Соколовский М.А.* Стационарное движение стратифицированной жидкости над неровным дном // Океанология. 1978. Т. 18. № 4. С. 581–585.
23. *Кортаев Г.К., Огуз Т., Никифоров А.А. и др.* Динамика антициклонов в Черном море по данным спутниковых альтиметрических измерений // Иссл. Земли из космоса. 2002. № 6. С. 1–10.
24. *Костяной А.Г., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. и др.* Мелкомасштабные вихри Черного моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7. № 1. С. 248–259.
25. *Передерей А.И., Саркисян А.С.* Точные решения некоторых преобразованных уравнений динамики морских течений // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1972. Т. 8. № 10. С. 1073–1079.
26. *Ратнер Ю.Б., Мартынов М.В., Баянкина Т.М. и др.* Информационные потоки в системе оперативного мониторинга гидрофизических полей Черного моря и автоматизация процессов их обработки // Системы контроля окружающей среды. 2005. С. 140–149.
27. *Родионов А.А., Романенков Д.А., Зимин А.В. и др.* Субмезомасштабные структуры вод Белого моря и их динамика. Состояние и направления исследований // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2014. Т. 7. № 3. С. 29–41.
28. *Саркисян А.С.* Бароклинность жидкости и рельеф дна как основные факторы в теории полных потоков // Морск. гидрофиз. исследования. 1969. № 4 (46). С. 79–95.
29. *Саркисян А.С.* Численный анализ и прогноз морских течений. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 182 с.
30. *Саркисян А.С., Передерей А.И.* Динамический метод как первое приближение при расчете уровня поверхности бароклинного океана // Метеорология и гидрология. 1972. № 4. С. 45–54.
31. *Яковлев Н.Г.* Численная модель и предварительные результаты расчетов по воспроизведению летней циркуляции вод Карского моря // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 1996. Т. 32. № 5. С. 714–723.
32. *Brannigan L., Marshall D., Naveira-Garabato A. et al.* The seasonal cycle of submesoscale flows // Ocean Modelling. 2015. V. 92. P. 69–84.
33. *Korotenko K.A.* Modeling mesoscale circulation of the Black Sea // Oceanology. 2015. V. 55. № 6. P. 820–826.
34. *Pacanowski R.C., Philander S.G.H.* Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // J. Phys. Oceanogr. 1981. V. 11. № 11. P. 1443–1451.

## Calculations of Hydrophysical Fields on the Northwestern Shelf of the Black Sea With High Spatial Resolution

S. G. Demyshev, N. A. Evstigneeva

Two numerical experiments on reconstruction of currents, sea level, temperature and salinity were conducted with real atmospheric forcing data in autumn period of 2007 on the basis of Marine hydrophysical institute (МНИ) hydrodynamic model, which was adapted to the coastal area of the Black Sea with an open boundary (north-western shelf). A high resolution (horizontal grid  $500 \times 500$  m and  $1.6 \times 1.6$  km) and a bathymetry with resolution  $\sim 1.6$  km were used in the calculations. A higher spatial resolution allowed to reconstruct a detailed mesoscale and submesoscale structure of currents in the upper and deep layers of the north-western shelf and to obtain quantitative and qualitative characteristics of the eddies and jets more accurately in comparison with previous calculations. It was shown that improvement of the spatial resolution of up to a few hundred meters allows to take into account the detailed bottom topography and orography of coast line in the numerical model, which in turn leads to more accurate quantitative and qualitative reconstruction of meso and submesoscale features of coastal circulation.