

## Численные эксперименты по реконструкции глубинных течений в Черном море

© 2016 С.Г. Демышев\*, О.А. Дымова\*, Н.В. Маркова\*,  
В.Б. Пиотух\*\*

\* Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия  
E-mail: n.v.markova@mail.ru

\*\* Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

Поступила в редакцию 25.12.2015 г.

Рассмотрены результаты двух численных экспериментов, проведенных на основе нелинейной  $z$ -координатной модели МГИ с различным атмосферным форсингом и разрешением по пространству. В полях скоростей на горизонтах ниже 1000 м обнаружено течение антициклонической направленности, распространяющееся вдоль свала глубин (противотечение). В северо-восточной части моря течение отмечено и в вышележащих слоях, что подтверждается данными натурных *CTD*- и *ADCP*-измерений.

**Ключевые слова:** противотечение, численное моделирование, Черное море, глубинные течения.

**Введение.** На протяжении уже нескольких десятков лет особый интерес ученых вызывает вопрос о наличии глубоководного противотечения антициклонической направленности на более низких по отношению к Основному Черноморскому течению (ОЧТ) горизонтах. Еще в 1942 г. Нейманом была выдвинута гипотеза о существовании в глубинных слоях Черного моря антициклонической циркуляции [1]. Им предполагалось наличие двухслойной системы течений: с циклонической направленностью в верхнем слое до глубин ~300 м и с антициклонической – на низлежащих горизонтах с усилением скорости течений на глубинах около 1000 м. С тех пор попытки объяснить наличие или отсутствие антициклонического противотечения время от времени предпринимались целым рядом авторов. В 1995 г. опубликована работа [2], где показана возможность формирования противотечения в слое 100 – 400 м в форме отдельных струй со скоростями 1 – 10 см/с. Теоретические расчеты и лабораторные эксперименты в подтверждение трехслойной стратификации черноморских вод приведены в [3, 4]. Антициклоническая направленность придонных течений установлена в [5]. В последние годы вновь заметно возрос интерес к данной проблеме. В связи с интенсивным развитием океанических моделей появилась возможность достаточно качественно численно воспроизводить трехмерную динамику вод. Так, например, на основе Бергенской модели в МГУ был проведен эксперимент [6], показавший наличие в Черном море во все сезоны антициклонического противотечения в климатических полях на глубине около 1500 м.

В [7] с использованием численной нелинейной модели Морского гидрофизического института (МГИ/МНН), описанной в работе [8], были реконструированы трехмерные поля температуры, солёности и течений Черного моря на равномерной сетке  $5 \times 5$  км. Акцент в изучении климатических массивов в [7] (и затем в [9]) сделан на анализе гидрофизических характеристик на глубинах ниже основного пикноклина в слое 350 – 1000 м, отмечен ряд интересных особенностей в поле течений, которые в силу грубого разрешения (~15 км) не были установлены в более ранней работе [10].

Для подтверждения или опровержения существования противотечения и вихревых структур в поле скорости на момент публикации работ [7, 9] не было доступных альтернативных (не усваиваемых в численной модели) данных. В настоящее время появилась возможность сравнить некоторые полученные в указанных работах результаты с натурными измерениями, выполненными в Южном отделении Института океанологии РАН (ЮО ИО РАН) [11], а также с данными реанализа [12]. В настоящем исследовании рассматриваются результаты численного моделирования на основе нелинейной  $z$ -координатной модели МГИ и доступные натурные данные на глубинах ниже основного пикноклина.

**Эксперимент I. Параметры.** Для получения трехмерных массивов полей температуры, солёности, течений и уровня моря интегрировалась система уравнений гидродинамики океана, которая включала уравнения движения, неразрывности, гидростатики, адвекции – диффузии тепла, соли и уравнение состояния [8]. Для расчета коэффициентов турбулентной вязкости и диффузии по вертикали использована аппроксимация Пакановски – Филандера [13]. В соответствии с методикой, предложенной в [14] и подробно описанной в [15], на поверхности моря задавались климатические атмосферные поля. В устьях рек и проливах потоки массы и импульса соответствовали данным, приведенным в работе [16]. Периодически осуществлялось усвоение архивных климатических полей температуры и солёности [17]. Время интегрирования уравнений модели, которое определялось достижением интегральными характеристиками квазипериодического режима, составило ~1000 сут.

По горизонтали использовалось разрешение  $5 \times 5$  км, по вертикали расчет проводился на 45 горизонтах, соответствующих глубинам 2,5 – 2100 м. Шаг по времени равнялся 5 мин.

**Анализ результатов моделирования.** В ходе анализа полученных течений на горизонтах 900 – 1800 м установлено, что в весенне-летний период вдоль свала глубин возникает поток антициклонической направленности. На рис. 1 показано направление этой струи: примерно от широты Варны на западе до северо-кавказского побережья на востоке, далее на юго-восток и затем в центральную часть моря вдоль анатолийского берега; в итоге происходит слияние с глубинным антициклоном в центральной части моря. В районе сужения свала глубин (долгота Ялты) одна ветвь потока уходит вправо и сразу объединяется с упомянутым антициклоном. Характерные скорости в этом вихре на глубине 1800 м составляют 2 – 2,5 см/с, максимальные ~4 см/с. Скорости самого течения по абсолютной величине довольно слабые, хотя и превышают

в 2 – 3 раза фоновые значения, составляя в среднем 1 см/с; они увеличиваются до 2 – 2,5 см/с в зонах сужения свала глубин и уменьшаются до 0,2 – 0,5 см/с при его расширении. Подобное поведение течений в придонной зоне описано в [5]. Проявление противотечения на более высоких горизонтах в северо-восточной части моря характеризуется и большими величинами скорости. Поскольку рассматриваемое поле течений является климатическим, полученные значения скоростей представляют собой некоторую среднюю оценку возможной величины и направления вектора скорости; существование течений именно в таком поле позволяет предположить его наличие в действительности в определенные периоды.

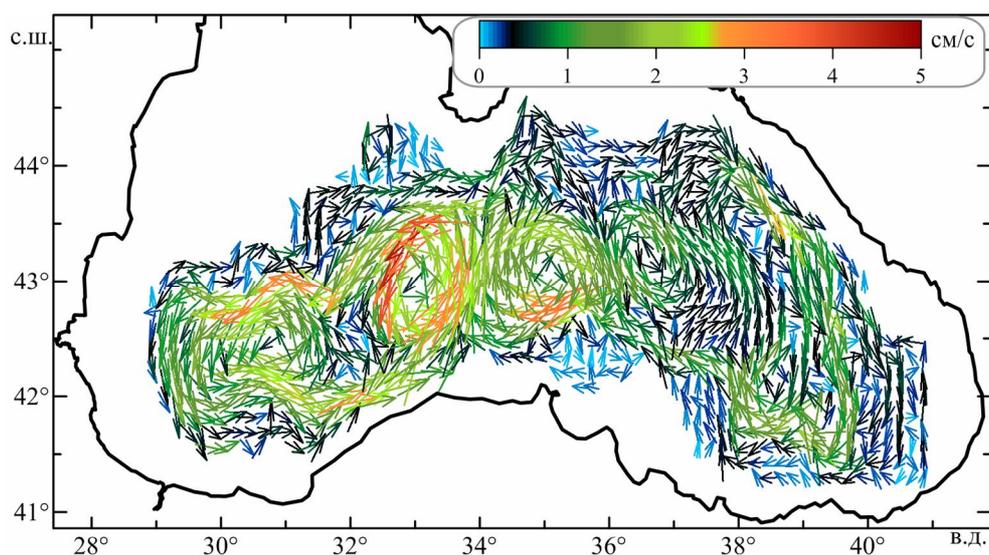


Рис. 1. Климатические течения Черного моря 30 мая на горизонте 1500 м (Эксперимент I)

Региональные особенности поля течений в северо-восточной части Черного моря. Ранее в [7, 9] в ходе анализа климатического поля скорости у северо-кавказского побережья в районе Геленджика на глубинах 300 – 350 м и ниже было обнаружено узкое струйное течение (рис. 2), существующее с марта по июль и распространяющееся вдоль побережья на юго-восток со скоростями 2,5 – 4 см/с против направления ОЧТ. На этих горизонтах указанное течение имеет длину ~70 км и ширину 10 – 20 км. Анализ вертикальных скоростей показал, что в районе Туапсе данное течение опускается до 1200 – 1400 м, распространяясь вдоль свала глубин в юго-восточном направлении, и достигает области действия Батумского антициклона. Это течение не только определено по данным численного моделирования, но и было обнаружено в ходе натурного эксперимента на полигоне ЮО ИО РАН в районе Геленджика. Измерения, проведенные 17 – 19 июня 2011 г. на траверзе Геленджикской бухты за свалом глубин в точке 44°28'17" с. ш., 37°56'14" в. д. с помощью профилографа «Аквалог» [18], напрямую установили наличие противотечения под ОЧТ в слое 500 – 900 м со скоростями в ядре до 3 см/с на глубинах 700 – 850 м.

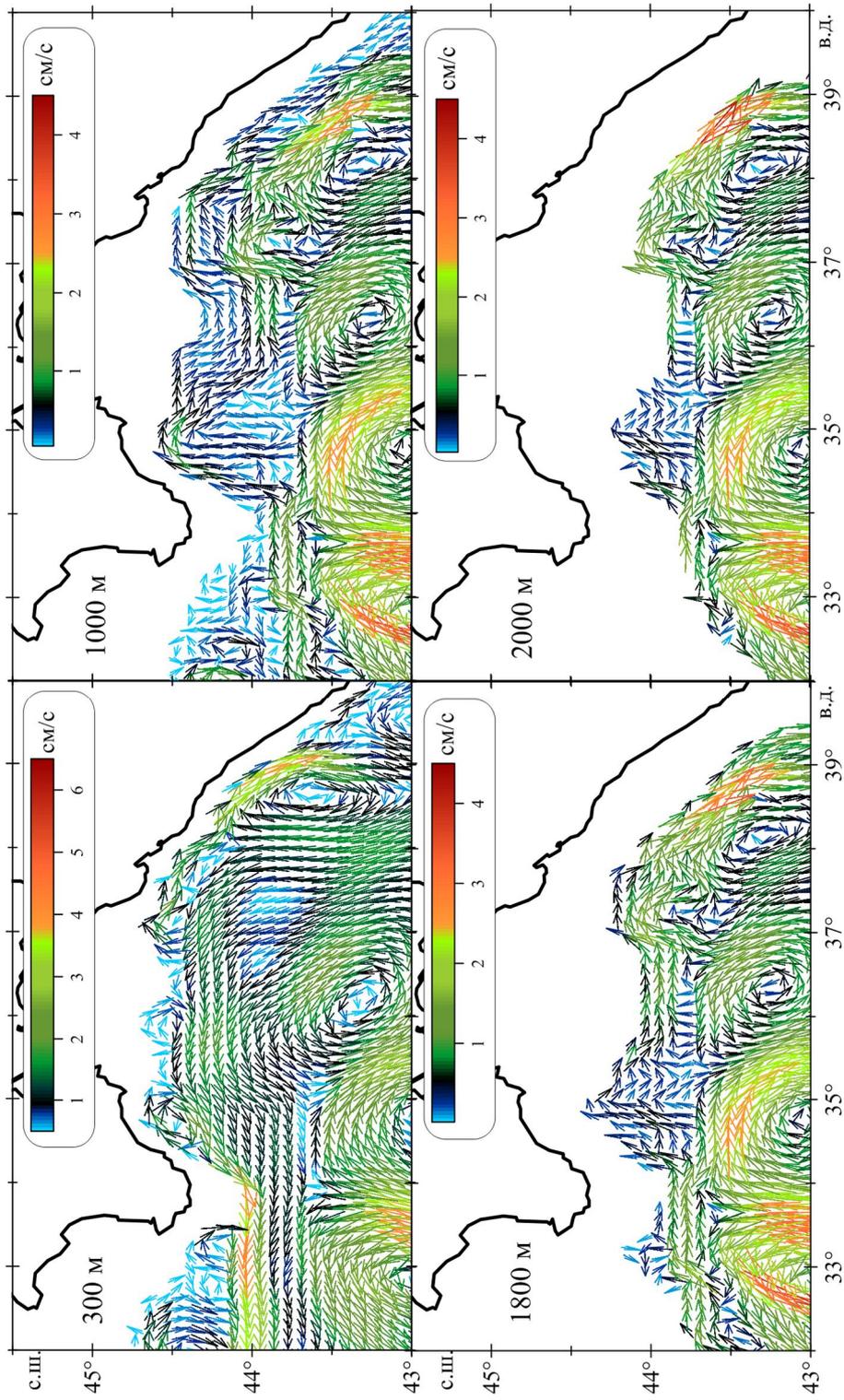


Рис. 2. Климатические течения Черного моря 15 июня на горизонтах 300, 1000, 1800 и 2000 м (Эксперимент I)

Для дальнейшего более детального исследования реконструированного поля скорости и сравнения результатов моделирования с данными натурных измерений были построены карты течений на горизонтах 350, 400, 500, 600, ..., 1500, 1800, 2000 м на каждые сутки года. Затем выделен временной интервал, когда на различных глубинах появлялось и исчезало течение в северо-восточной части моря. Было подтверждено, что в среднем по глубине этот период ограничен мартом – июлем.

Установлено, что на горизонтах 300 – 500 м в районе Геленджика противотечение появляется в первой декаде марта. На начальном этапе формирования его скорости составляют 1 – 2 см/с, к концу месяца они увеличиваются до 3 см/с и в апреле достигают 4 см/с. Наиболее выражено противотечение в июне (рис. 2). С середины июля оно заглубляется, скорости на данных горизонтах снижаются до 0,5 – 1 см/с, в августе оно обнаруживается только в районе Новороссийска – Геленджика, а в сентябре исчезает. Векторы скорости на этих глубинах осенью полностью меняют направление на северо-западное. На горизонтах 600 – 800 м противотечение со скоростями 0,5 – 1 см/с, проявляющееся с начала марта, нестабильно: к концу второй декады марта его структура разрушается, вновь восстанавливаясь примерно через неделю. В середине июля течение еще довольно сильное: так, 12 июля его скорости на глубине 600 м составляют ~3 см/с, а к концу месяца оно исчезает. Заметим, что для всех рассмотренных горизонтов до глубины 1300 м в марте – апреле были отмечены некоторые пульсации скорости течения с периодом от одной до двух недель вплоть до его исчезновения. Например, на глубинах 900 – 1200 м течение формируется 14 – 16 и исчезает 20 – 21 марта, затем оно восстанавливается 27 – 28 марта и существует до середины апреля, снова возобновляясь в третьей декаде этого месяца. Скорости течения на горизонтах 900 – 1000 м составляют ~1 см/с, на горизонте 1200 м – более 2 см/с. С мая и до середины июня отмечается наиболее мощная и стабильная структура течения, не прерываемая мезомасштабными вихрями, возникающими мористее свала глубин. Именно в этот период было важно получить данные измерений для подтверждения его существования.

На горизонтах 1300 – 1400 м течение окончательно формируется только к середине мая. И здесь оно уже, очевидно, является частью потока, подходящего к берегам северо-кавказского побережья со стороны Крымского п-ова. Его характерные скорости составляют 1,5 – 2 см/с, к юго-востоку от Геленджика они увеличиваются до 3 – 3,5 см/с. Со второй декады июля структура течения разрушается и в дальнейшем на данной глубине оно не восстанавливается.

На горизонте 1500 м течение наблюдается с середины апреля и до первых чисел июля (его максимальные скорости составляют ~3,5 см/с, в районе к юго-юго-западу от Геленджика ~2 см/с). С 19 июля векторы скорости в рассматриваемом районе начинают поворот на северо-запад и к концу июля полностью меняют свое направление.

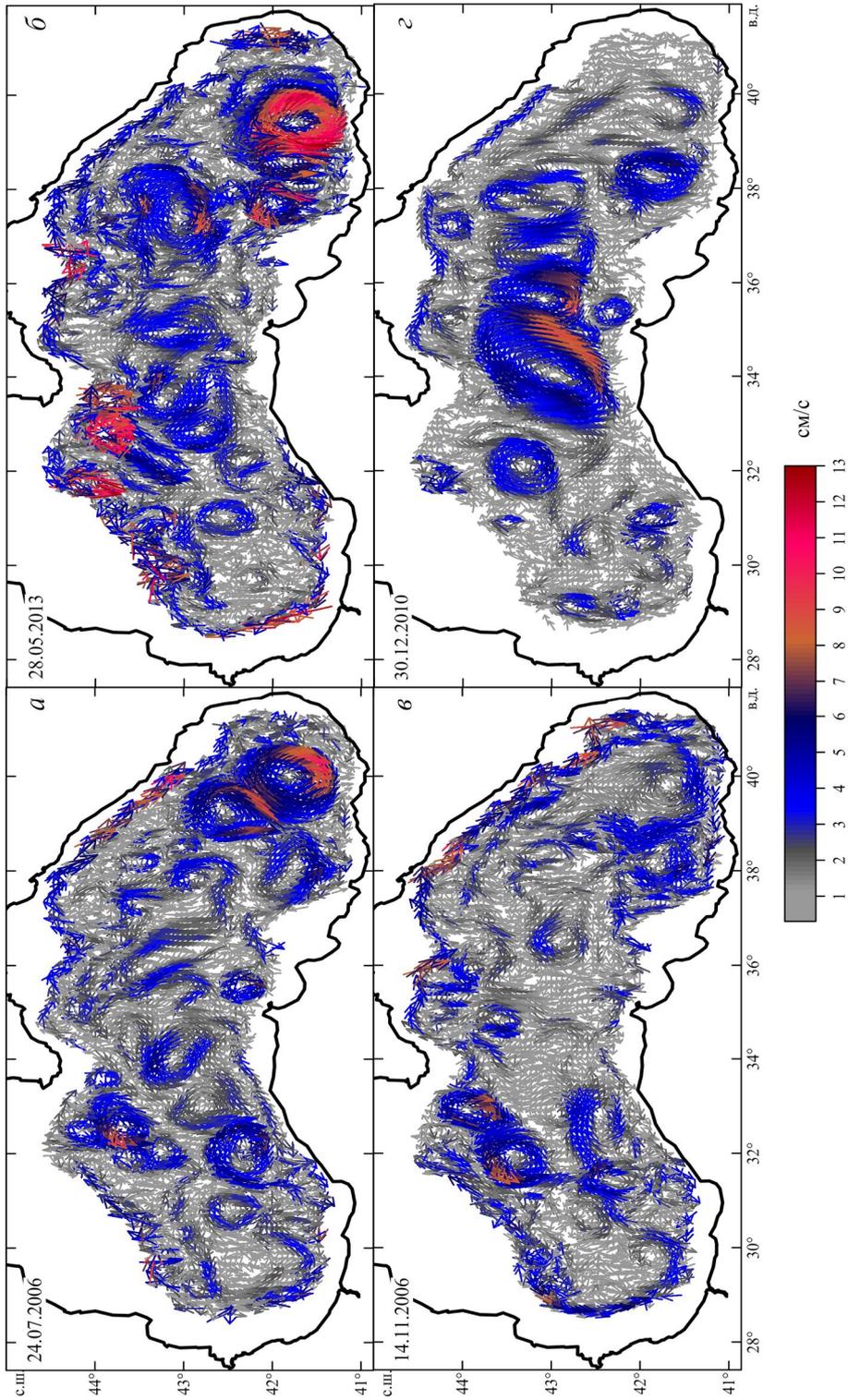
На глубине 1800 м противотечение проявляется примерно с середины мая. Его средняя скорость составляет  $\sim 1,5$  см/с, максимальные 2,5 – 3 см/с. С конца июня происходит перестройка поля скорости. Она начинается к югу от Крымского п-ова, в последующий месяц течения северной и северо-восточной части Черного моря приобретают циклоническую направленность.

**Эксперимент II. Параметры.** Второй эксперимент был проведен также с использованием численной модели МГИ [8] при следующих параметрах: шаг по горизонтали 1,64 км, по вертикали выбраны 27 горизонтов, шаг по времени 96 с. Коэффициенты турбулентности по вертикали вычислялись в соответствии с параметризацией Меллора – Ямады 2.5 [19]. В качестве краевых полей на поверхности моря использовались данные атмосферного реанализа, на жидких участках границы (в устьях рек и проливах) температура, соленость и скорость течений задавались аналогично Эксперименту I. Более подробно математическая постановка задачи, начальные и граничные условия описаны в [20].

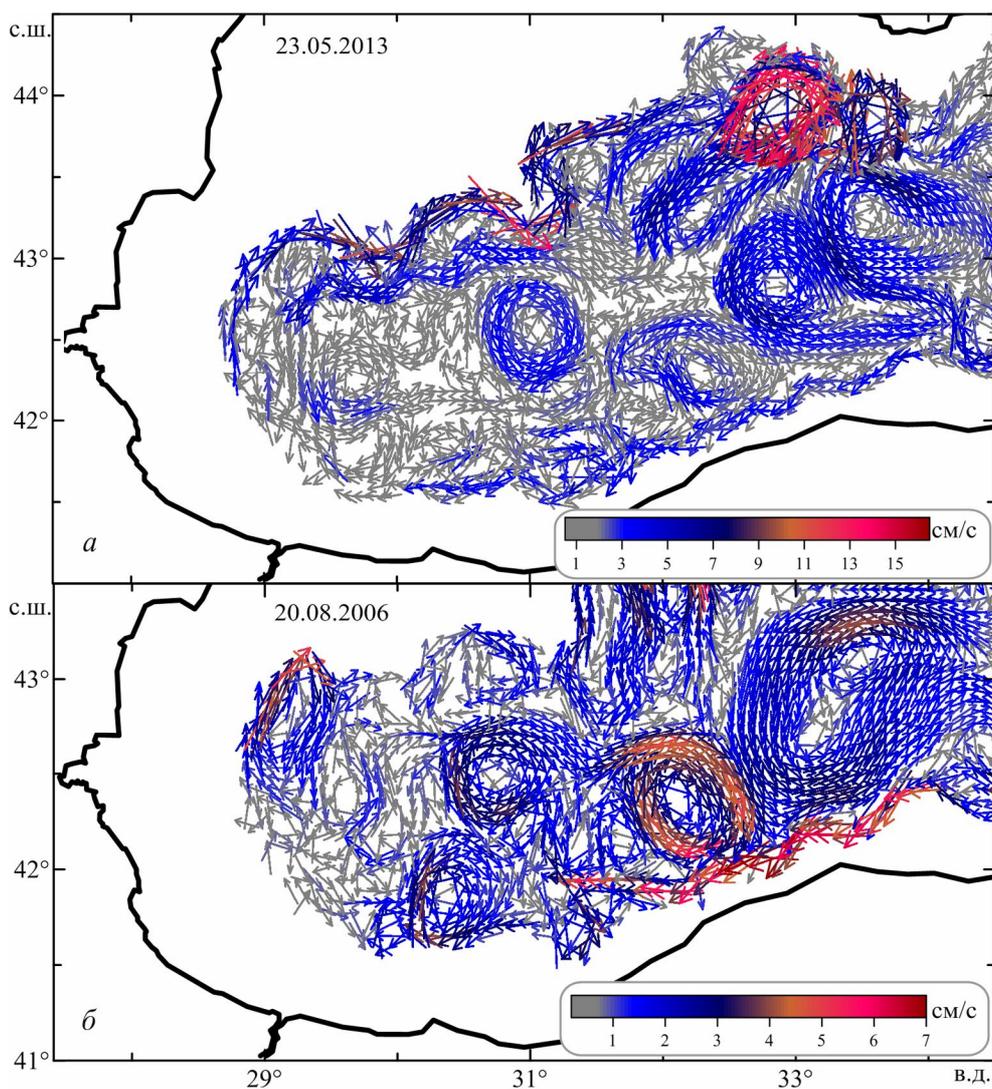
**Анализ результатов моделирования.** Анализ полей скорости, полученных с высоким горизонтальным разрешением и учетом реального атмосферного воздействия, также показал существование в разные годы течения антициклонической направленности на глубинах ниже 1000 м (рис. 3). Для всех временных интервалов выявлены следующие характерные особенности. В виде непрерывной узкой струи, локализованной в северо-восточной части моря примерно между  $34,5$  и  $41^\circ$  в. д., противотечение наблюдалось с конца мая по август. Его формирование начиналось в апреле южнее м. Меганом, где значительное сужение свала глубин приводит к увеличению скорости течений. Ширина потока составляла 5 – 8 км, его средняя скорость 7 см/с. Максимальные скорости до 10 см/с наблюдались в июле и августе на свале глубин южнее Керченского п-ова и к югу от берегов Абхазии (рис. 3, а). Отдельные узкие струи антициклонической направленности отмечались и в юго-западной части моря (рис. 3, б). С увеличением глубины в северо-восточной части скорости противотечения уменьшались до 4 – 5 см/с. Следует отметить, что наибольшей интенсивности противотечение достигало в период ослабления скорости в стрекне ОЧТ до 25 – 30 см/с.

В слое 1500 – 1700 м противотечение проявляется в форме отдельных струй. В 2006 и 2013 гг. на горизонте 1500 м наиболее ярко были выражены течения на свале глубин, примыкающем к северо-западному шельфу (рис. 4, а). Направленный на северо-восток поток со скоростями  $\sim 8$  см/с наблюдался здесь с марта по июнь. На глубине 1700 м в апреле – мае и августе – сентябре 2006 г. в южной части моря воспроизведено юго-западное течение шириной  $\sim 5$  км со скоростями в стрекне до 7 см/с (рис. 4, б).

Анализ карт течений на горизонтах 1000 и 1500 м за 2006 и 2010 гг. показал, что в отличие от Эксперимента I противотечение периодически возникало и в холодный период года. В ноябре и декабре (рис. 3, в, г) на свале глубин в районе северо-кавказского побережья скорости противотечения достигали 4 – 5 см/с, а ширина потока местами увеличивалась до 10 – 12 км.

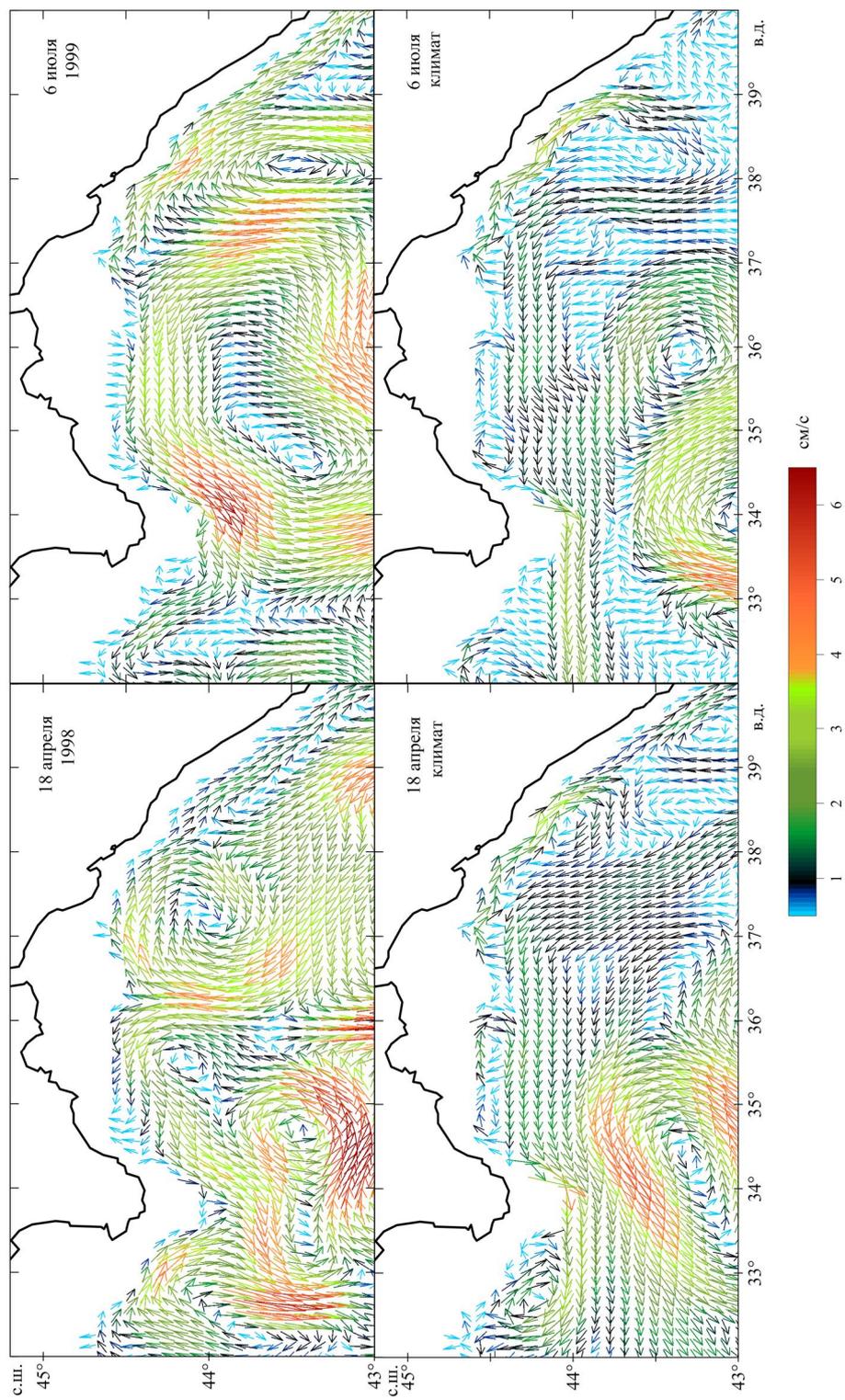


**Рис. 3.** Поля течений Черного моря на горизонте 1000 м (Эксперимент II)



**Рис. 4.** Поля течений Черного моря на горизонтах 1500 м – *а* и 1700 м – *б* (Эксперимент II)

Глубоководные районы акватории Черного моря у северо-кавказского побережья наиболее показательны при исследовании противотечения в слое 1000 – 1500 м. При учете реального атмосферного форсинга в Эксперименте II поток, направленный против ОЧТ, наблюдался здесь во все сезоны года. Так, в феврале – марте скорости внутри потока достигали 4 – 5 см/с, время существования составляло 15 – 20 сут, протяженность – от 100 до 150 км. Разрушение этого противотечения связано с формированием мезомасштабных вихрей разного знака завихренности. К маю на фоне ослабления вихревой активности противотечение усиливалось: его ширина увеличилась до ~5 км, протяженность – до 300 км, средняя скорость течения возросла до 7 – 8 см/с.



**Рис. 5.** Поля течений Черного моря: восстановленные по данным реанализа на 18 апреля 1998 г. и 6 июля 1999 г. (вверху) и климатические (внизу)

В летние месяцы во всех численных экспериментах противотечение в северо-восточной части наиболее интенсивно. Его максимальная ширина до 6 – 8 км наблюдалась юго-западнее Геленджика и Сухуми. Максимальные скорости противотечения, превышающие 10 см/с, получены в последней декаде июля 2006 г. и во второй половине июня 2013 г. Самым протяженным поток антициклонической направленности был в июле 2006 г., когда он достиг района Поти. В осенне-зимний сезон противотечение обнаруживалось в октябре и ноябре 2006 г., декабре 2010 г. Оно характеризовалось непродолжительным временем существования (порядка двух недель) и средними скоростями 3 – 4 см/с.

**Сравнение с данными реанализа.** Полученные модельные климатические поля сравнивались с данными ретроспективного анализа [12], рассчитанными по методике, описанной в [21]. Реанализ гидрофизических полей Черного моря проводился для периода 1993 – 2012 гг. с использованием модели МГИ. Расчеты выполнены на сетке с горизонтальным шагом  $5 \times 5$  км, по вертикали рассматривались 38 горизонтов. В качестве атмосферного форсинга использовались потоки испарения, осадков, тепла и касательные напряжения трения ветра, полученные из реанализа *ERA-Interim* [22].

Для сопоставления результатов моделирования были выбраны данные реанализа за 10 лет (с 1993 по 2002 гг.), соответствующие горизонту 400 м, где, согласно Эксперименту I, с марта по июль в северо-восточной части моря существует противотечение. По ним были построены карты течений и выбраны годы, когда определялся поток юго-восточного направления. Противотечение появлялось в 1993, 1998, 1999 и 2001 гг. На рис. 5 представлены синхронизированные карты течений, полученные в результате реанализа (вверху) и расчета климатических полей в Эксперименте I (внизу). По данным реанализа противотечение периодически наблюдалось с апреля по июль, его ширина составляла 30 – 35 км, скорости 1,5 – 4 см/с, в то время как в Эксперименте I скорости достигали 3,5 см/с, ширина – 20 км.

Требует дополнительного исследования вопрос, является ли рассмотренный поток у северо-кавказского побережья следствием усиления низлежащего антициклонического противотечения из-за сужения свала глубин, наличия погранслоя у восточного берега Черного моря [23] либо его появление вызвано другими причинами.

**Анализ данных измерений.** Рассматривались регулярные судовые *CTD*-измерения (*conductivity-temperature-depth*) с борта НИС «Акванавт», совершавшего исследовательские рейсы с базы ЮО ИО РАН в Геленджике [11]. Как правило, использовался *CTD*-зонд *SBE-19 Plus*. Данные передавались на борт судна в реальном времени и обрабатывались с помощью пакета программ *Sea-Bird Electronics*. Инструментальная точность измерений зонда  $0,005^\circ\text{C}$  по температуре и  $0,0005\%$  по солености, частота оцифровки данных 4 Гц. На мелководных участках зонд погружался до дна, в глубоководной зоне – до глубины 500 м. Судовые измерения температуры и солености использовались для восстановления поля скоростей морских течений динамическим методом

(в геострофическом приближении). Несмотря на то что этот метод расчета течений является приближенным, поскольку в нем не учитываются локальные неоднородности, нестационарные и бароклинные эффекты, силы трения, он все же дает неплохие результаты. Его широкое применение обусловлено относительной простотой при решении многих практических задач. В настоящей работе использовался динамический метод в его базовой постановке [24].

В ходе обработки данных съемок рассчитывались профили плотности  $\rho$  на различных станциях до глубины «нулевого горизонта»  $z_0$  (300 м и более для Черного моря [25]). Затем профили плотности интерполировались на сетку с равномерным шагом и проводилось построение интегралов плотности  $SD(r_i, z)$ , где  $r_i$  – расстояние от береговой линии;  $z$  – глубина. Разность величин  $SD(r_i, z)$ , вычисленных по данным измерений на соседних станциях, характеризует горизонтальный градиент давления  $\Delta P$ :

$$\Delta P = g \int_{z_0}^z \rho(x_2, y_2, z) dz - g \int_{z_0}^z \rho(x_1, y_1, z) dz = g(SD(x_2, y_2, z) - SD(x_1, y_1, z)).$$

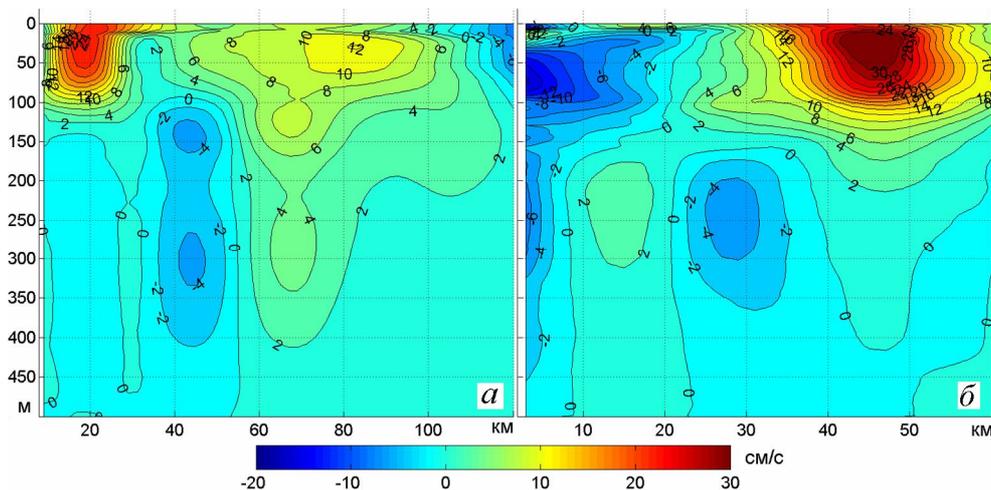
Профиль вдольбереговой компоненты скорости в направлении, перпендикулярном трассе разреза, вычислялся по формуле

$$V_{n\perp}(\bar{r}_2 - \bar{r}_1, z) = (g / f\rho_0)(SD(\bar{r}_2, z) - SD(\bar{r}_1, z)) / |\bar{r}_2 - \bar{r}_1|,$$

где  $g$  – ускорение свободного падения;  $f$  – параметр Кориолиса;  $\rho_0$  – средняя плотность морской воды;  $\bar{r}_j$  – радиус-векторы точек измерения в произвольной прямоугольной системе координат. За «нулевой горизонт» принималась глубина 500 м.

Основной тип трасс при проведении *CTD*-измерений – это «разрез», протяженность которого достигала 100 миль. Судно выполняло один, реже два галса в направлении, перпендикулярном побережью, расстояние между измерительными станциями около 7 – 8 миль. Также нередко выполнялись съемки типа «полигон», в которых измерительные станции располагались в узлах прямоугольной сетки, и некоторые другие. В настоящей работе рассматривались данные съемок типа «разрез», в ходе выполнения которых захватывалась глубоководная часть моря. Типичная карта такой трассы представлена на рис. 10 работы [11].

С целью выявления особенностей вдольбереговых течений в северо-восточной части Черного моря данные съемок за период 1997 – 2008 гг. были обработаны с использованием указанного метода. Интересующие нас особенности циркуляции обнаружены в июле 1998 г. и в июне 2004 г. На рис. 6 показаны карты вдольбереговой компоненты скорости течений, перпендикулярной трассе разреза. Красным цветом обозначены течения, направленные на северо-запад, синим – на юго-восток. Видно, что в конце июня – начале июля на глубинах 250 – 300 м четко выделяются противотечения со скоростями до 4 см/с, что соответствует направлению, временным рамкам и значениям скорости, полученным в Эксперименте I (рис. 2, а).



**Рис. 6.** Вдольбереговая компонента скорости течений, перпендикулярная трассе разреза: *a* – 2 – 3 июля 1998 г.; *б* – 24 июня 2004 г. (на горизонтальной шкале показано расстояние от берега)

**Закключение.** В работе представлено сравнение результатов численного моделирования течений ниже основного пикноклина, сформированных под воздействием климатического форсинга и реальных атмосферных полей. Выполнен анализ данных некоторых натуральных экспериментов, проведенных на подспутниковом полигоне ЮО ИО РАН, которые включают глубоководные измерения.

В эксперименте с климатическим форсингом получено, что на горизонтах ниже 1000 м в весенне-летний период существует противотечение, имеющее антициклоническую направленность, оно формируется в районе болгарского побережья и достигает южной части моря, двигаясь на восток вдоль свала глубин. В расчетах с реальными атмосферными полями и на более мелкой сетке эта особенность также установлена, причем скорости течения здесь выше климатических (в среднем 7 см/с), а ширина потока меньше. Кроме того, при учете реального атмосферного воздействия противотечение воспроизводилось и для зимнего сезона.

Результаты наших экспериментов сопоставимы с имеющимися оценками средних скоростей глубинных течений, полученными в [26, 27] на основе траекторий всплывающих буйев. В указанных работах средняя скорость глубинных течений составила ~5 см/с, однако количество буйковых данных не позволяет детализировать особенности трехмерной глубинной циркуляции. В этом случае применение математических моделей для изучения черноморской циркуляции на больших глубинах более чем оправданно. Вопрос об обеспеченности какими-либо контактными данными на глубинах более 300 м для всего моря остается крайне острым. База данных контактных измерений ЮО ИО РАН позволяет провести валидацию модельных гидрофизических полей в районе подспутникового полигона.

Установлено, что в северо-восточной части Черного моря в марте – июле юго-восточное течение, направленное против ОЧТ, наблюдается под основным пикноклином – на горизонтах 300 м и глубже. Целостность течения периодически нарушается мезомасштабными вихрями, формирующимися мористее свала глубин. Согласно расчету климатических полей, ширина потока здесь составляет ~20 км, скорости достигают 3,5 см/с. Сопоставление с данными реанализа за десять лет на горизонте 400 м подтвердило периодическое образование противотечения в северо-восточной части моря. Оно было обнаружено на этом горизонте в весенне-летние периоды 1993, 1998, 1999 и 2001 гг. Также существование противотечения на глубинах 300 – 350 м было выявлено по результатам *CTD*-измерений в июле 1998 г. и июне 2004 г. Глубоководная съемка *ADCP*-зондом в июне 2011 г. показала наличие противотечения под ОЧТ в слое 500 – 900 м.

Авторы выражают благодарность сотруднику Института океанологии РАН А.Г. Островскому за предоставленные результаты *ADCP*-измерений и сотруднику Морского гидрофизического института РАН П.Н. Лишаеву – за предоставленные данные реанализа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 15-05-05423 А.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Neumann G.* Die absolute Topographie des physikalischen Meeresniveaus und die Oberflächenströmungen des Schwarzen Meeres // *Ann. D. Hydr. Und Marit. Meteorol.* – 1942. – LXX. – Heft. IX. – P. 265 – 282.
2. *Булгаков Н.П., Булгаков С.Н.* Проявление Противотечения в Черном море в полях плотности воды и гидростатического давления // *Морской гидрофизический журнал.* – 1995. – № 4. – С. 63 – 76.
3. *Булгаков С.Н., Кортаев Г.К., Уайтхэд Дж.А.* Роль потоков плавучести в формировании крупномасштабной циркуляции и стратификации вод моря. Часть 1: теория // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* – 1996. – 32, № 4. – С. 548 – 556.
4. *Булгаков С.Н., Кортаев Г.К., Уайтхэд Дж.А.* Роль потоков плавучести в формировании крупномасштабной циркуляции и стратификации вод моря. Часть 2: лабораторные эксперименты // *Там же.* – С. 557 – 564.
5. *Петренко Л.А., Кушниц В.М.* Климатические придонные течения в Черном море // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.* – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. – Вып. 14. – С. 477 – 486.
6. *Архипкин В.С., Косарев А.Н., Гунтуис Ф.Н. и др.* Сезонная изменчивость климатических полей температуры, солёности и циркуляции вод Черного и Каспийского морей // *Вестник Московского университета. Серия 5 «География».* – 2013. – № 5. – С. 33 – 44.
7. *Demyshev S.G., Ivanov V.A., Markova N.V.* Analysis of the Black Sea climatic fields below the main pycnocline obtained on the basis of assimilation of the archival data on temperature and salinity in the numerical hydrodynamic model // *Phys. Oceanogr.* – 2009. – 19, № 1. – P. 1 – 12.

8. Демьшев С.Г., Коротаев Г.К. Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана на сетке *C* // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. – М.: ИВМ РАН, 1992. – С. 163 – 231.
9. Демьшев С.Г., Иванов В.А., Маркова Н.В. Особенности глубинной климатической циркуляции Черного моря // Докл. Национальной академии наук Украины. – 2010. – № 7. – С. 96 – 100.
10. Демьшев С.Г., Кныш В.В., Инюшина Н.В. Сезонная изменчивость и трансформация с глубиной климатических горизонтальных течений Черного моря по результатам ассимиляции в модели новых климатических данных по температуре и солености // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – № 6. – С. 28 – 45.
11. Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2014. – 50, № 1. – С. 16 – 29.
12. Коротаев Г.К., Лишаев П.Н., Кныш В.В. Методика анализа данных измерений температуры и солености Черного моря с использованием динамического альтиметрического уровня // Морской гидрофизический журнал. – 2015. – № 2. – С. 26 – 42.
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. Korotaev G.K., Demyshev S.G., Knysh V.V. Three-dimensional climate of the Black Sea // Black Sea Ecosystem Processes and Forecasting / Operational Database Management System. Report of the Workshop and Project Evaluation Meeting, Istanbul, 15 – 16 May 2000. – Erdemli: IMS METU, 2000. – P. 1 – 20.
15. Knysh V.V., Demyshev S.G., Korotaev G.K., Sarkisyan A.S. Four-dimensional climate of seasonal Black Sea circulation // Rus. J. Numer. Analys. Math. Model. – 2001. – 16, № 5. – P. 409 – 426.
16. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. – СПб.: Гидрометеиздат, 1991. – 428 с.
17. Белокопытов В.Н. Термохалинная и гидролого-акустическая структура вод Черного моря // Дис. ... канд. геогр. наук. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. – 160 с.
18. Островский А.Г., Зацепин А.Г., Соловьев В.А. и др. Автономный мобильный аппаратно-программный комплекс вертикального зондирования морской среды на заякоренной буйковой станции // Океанология. – 2013. – 53, № 2. – С. 1 – 10.
19. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // Rev. Geophys. Space Phys. – 1982. – 20, № 4. – P. 851 – 875.
20. Demyshev S.G., Dytova O.A. Numerical analysis of the mesoscale features of circulation in the Black Sea coastal zone // Izvestiya. Atmos. Ocean. Physics. – 2013. – 49, № 6. – P. 603 – 610.
21. Лишаев П.Н., Коротаев Г.К., Кныш В.В. и др. Восстановление синоптической изменчивости гидрофизических полей Черного моря на основе реанализа за 1980 – 1993 годы // Морской гидрофизический журнал. – 2014. – № 5. – С. 49 – 68.
22. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. – 2011. – 137, № 656. – P. 553 – 597.
23. Коротаев Г.К. Интенсификация глубинной циркуляции в мезомасштабном бассейне под влиянием рельефа дна // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – № 2. – С. 3 – 10.
24. Фомин Л.М. Теоретические основы динамического метода и его применение в океанологии. – М.: Изд-во Академии наук СССР, 1961. – 192 с.

25. *Титов В.Б.* О характере циркуляции и вертикальной структуре течений в восточной части Черного моря // *Океанология*. – 1980. – 20, № 3. – С. 425 – 431.
26. *Korotaev G., Oguz T., Riser S.* Intermediate and deep currents of the Black Sea obtained from autonomous profiling floats // *Deep-Sea Res. II*. – 2006. – 53, № 17 – 19. – P. 1901 – 1910.
27. *Герасимова С.В., Лемешко Е.Е.* Оценка скоростей глубоководных течений по данным ARGO // *Системы контроля окружающей среды*. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. – Вып. 15. – С. 187 – 196.

## **Numerical experiments on modeling the Black Sea deep currents**

**S.G. Demyshev\*, O.A. Dymova\*, N.V. Markova\*, V.B. Piotukh\*\***

*\* Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia  
e-mail: n.v.markova@mail.ru*

*\*\* P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

The results of two numerical experiments carried out using the nonlinear  $z$ -coordinate MHI model with different atmospheric forcing and spatial resolutions are considered. The anticyclonic current propagating along the continental slope (countercurrent) is revealed in the velocity field on the horizons below 1000 m. In the northeastern part of the sea, the current is observed also in the overlying layers that is confirmed by the data of the *CTD* and *ADCP* measurements.

**Keywords:** countercurrent, numerical modeling, Black Sea, deep currents.