

Адвекционный механизм пополнения и обновления холодного промежуточного слоя по результатам численного моделирования течений в Черном море

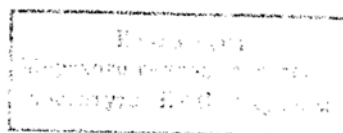
Представлены результаты анализа адвекционного механизма пополнения и обновления холодного промежуточного слоя Черного моря. Основой этому послужили поля температуры, солености, плотности, течений и коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, полученные при прогностических расчетах по трехмерной полной модели с сезонно меняющимися в граничных условиях внешними полями. Выявлено, что наряду с зимней конвекцией пополнение и обновление холодного промежуточного слоя в центральной части моря происходит также за счет транспорта течениями образующихся на северо-западе холодных вод.

1. Одним из интересных и важных вопросов, относящихся к формированию гидрологической структуры вод деятельного слоя (ДС) Черного моря, является изучение механизмов формирования холодного промежуточного слоя (ХПС).

В начале 50-х годов А.Г. Колесников высказал предположение об адвекционном происхождении ХПС. Согласно ему, холодные воды, образующиеся в северо-западном районе моря в результате зимней конвекции, захватываются господствующими течениями и разносятся по всей акватории [1]. До этого превалировала конвекционная гипотеза, в соответствии с которой воды ХПС образуются в результате зимней конвекции по всему бассейну (см., например, [2]). По-видимому, из-за отсутствия репрезентативных данных наблюдений исследованию адвекционного механизма формирования ХПС в научной литературе уделялось мало внимания. Упомянем работу [3], в которой на базе данных февральских съемок 1957 и 1958 гг. в западном и северо-западном районах моря адвекционный механизм обновления вод в холодном слое был подтвержден и частично детализирован. Такой же точки зрения о происхождении ХПС придерживаются авторы работы [4].

В последующем появилась интересная работа [5], где по данным анализа температуры и солености на разрезе в восточной части моря сделан вывод о том, что основные очаги образования холодных вод в Черном море расположены в центрах циклонических круговоротов. Механизмом формирования этих вод является зимняя проникающая конвекция. Этот механизм был подтвержден позже в работе [6] на основе данных полигонных измерений в центральной и северо-восточной областях и на гидрологическом разрезе, ориентированном по нормали к Кавказскому побережью.

Весьма оригинальными являются работы [7, 8]. В первой из них авторы попытались дать количественное описание процесса формирования ХПС в Черном море на основе квазиизопикнической многослойной модели, в которой учитывается верхний квазиоднородный слой (ВКС). В зависимости от внешних факторов этот слой может находиться в режимах вовлечения и субдукции. Авторы показали, что ХПС формируется в результате субдукции вод из ВКС, образования слоев с относительно низкой температурой и распространения их по всему морю.



Результаты работы [7] проверяются в [8] адаптационными расчетами по квазиизопикнической модели с привлечением среднемесячных климатических полей температуры и солености. По существу, в работах [7, 8] рассмотрен более тонкий механизм поступления тепла и массы из ВКС во внутренние слои, включающий также адвекционный механизм формирования ХПС в классическом его понимании [1]. Однако процесс переноса холодных вод в работах [7,8] детально не обсуждается.

Анализ пространственно-временной изменчивости полей температуры и солености ДС моря, реконструированных путем ассимиляции климатических распределений температуры и солености в модели [9, 10], а также полученных в прогностическом расчете [11], подтверждает высказанное в работе [12] мнение о сосуществовании конвекционного и адвекционного механизмов пополнения и обновления ХПС Черного моря. Все же до настоящего времени многие вопросы, связанные с определением очагов зарождения холодных промежуточных вод и установлением их приоритетности, а также с физикой формирования этих вод до конца не выяснены. В частности, среди множества работ по численному моделированию циркуляции моря нам не известны работы, в которых изучался бы вопрос об адвекции холодных вод течениями.

Данная работа посвящена изучению адвекционного механизма обновления ХПС Черного моря. Основой этому послужили поля температуры, солености, плотности, течений и коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, полученные при прогностических расчетах по трехмерной полной модели с сезонно меняющимися полями, задаваемыми в граничных условиях. Выявлено, что помимо зимней конвекции пополнение и обновление ХПС происходит также за счет транспорта течениями в другие области моря, включая центральную часть, образующихся на северо-западе холодных вод.

2. В работе [11] изучалась зависимость сезонной изменчивости полей температуры ДС Черного моря и коэффициентов вертикальной турбулентной вязкости и диффузии тепла и солей от изменяющихся во времени с годовым периодом потоков импульса, тепла, осадков и испарения на поверхности моря. С этой целью использовалась численная трехмерная модель динамики моря, основанная на полных уравнениях геофизической гидродинамики в приближениях Буссинеска и гидростатики с учетом линейного кинематического условия на свободной поверхности [13, 11]. Влиянием рек и Босфора пренебрегали. Такая идеализация приводит к тому, что при длительном численном расчете соленость в ДС моря заметно отличается от климатической. Она постепенно растет из-за отсутствия распресняющего влияния рек и подъема более соленых глубинных вод. Однако термическая конвекция и процесс адвекции холодных вод течениями являются тем не менее весьма показательными.

Свободная конвекция моделировалась следующим образом. При нарушении гидростатической устойчивости производилось мгновенное гидростатическое приспособление путем коррекции температуры и солености так, что сохранялась потенциальная энергия. После применения этой процедуры температура, соленость, плотность по вертикали выравнивались с точностью до ошибок вычислений.

Коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии тепла и солей рассчитывались по числу Ричардсона [14, 15]. В граничном условии для уравнения переноса-диффузии тепла на поверхности моря учитывались как суммарный климатический поток тепла, так и климатическая солнечная радиация, поглощенная морем. Поля потоков импульса, тепла, осадков и испарения взяты из работы [16]. Климатическая солнечная радиация бралась в соответствии с данными [17]. Акватория моря была аппроксимирована равномерной по горизонтали сеткой с шагом 14,8 км. Модельный рельеф дна уточнен с помощью данных многочисленных эхометрических съемок, выполненных на научно-исследовательских судах МГИ НАН Украины и других организаций и ведомств [18]. Вертикальная сетка модели состояла из 44 горизонтов, расположенных на глубинах 2,5, 5, 10,...,30, 40,...,60, 75,...,120, 145, 170, 200, 250,...,700, 800,...,1900, 1950, 1975, 1985, 1995 и 2000 м.

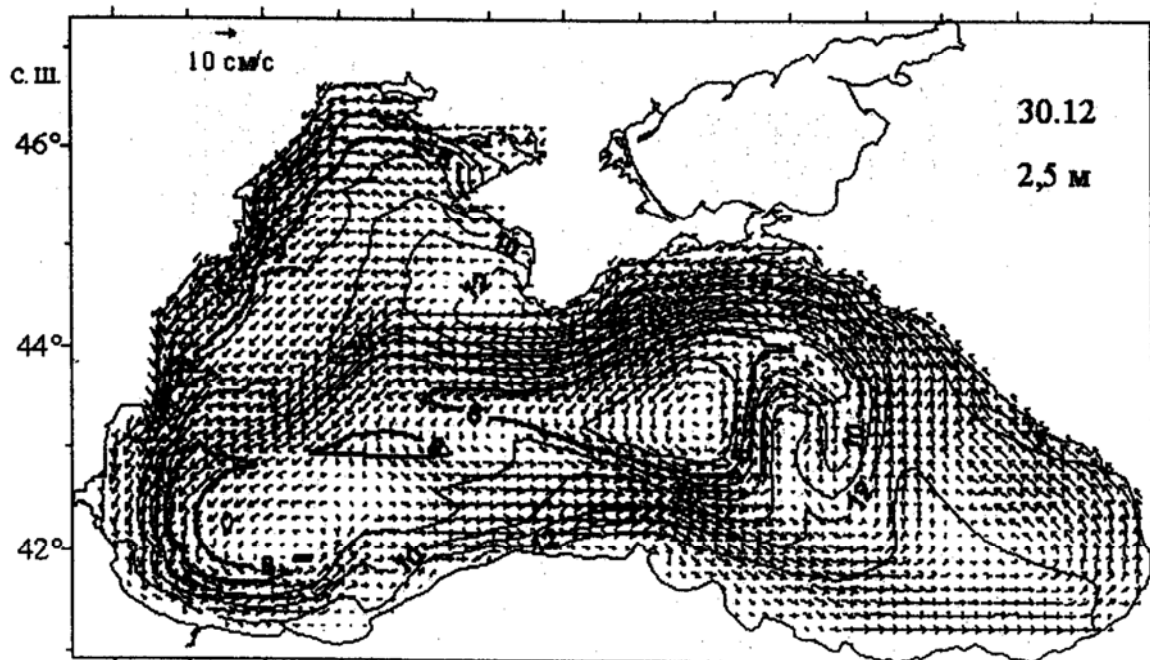
3. С учетом отмеченного выше, в данной работе, как и в [11], пространственные распределения и изменения в течение года температуры, солёности, скорости течений и значений коэффициентов вертикальной турбулентной вязкости и диффузии на разрезах вдоль 43,7°с.ш., 28,9°в.д. и на отдельных горизонтах анализировались по результатам за 7-й год расчетов. Для этого периода солёность в основном галоклине получена несколько сглаженной и повышенной примерно на 1‰. Верхняя граница галоклина в расчете расположена на 15 – 20 м глубже климатической.

Результаты, изложенные в работе [11], подтверждают как конвекционный механизм формирования ХПС, так и адвекционный. Последний механизм изучен недостаточно. В частности, неясно, попадают ли холодные воды, образующиеся в мелководной северо-западной зоне, в центральные области моря. На основе анализа результатов расчетов представим процесс адвекции холодных зимних вод течениями более детально, чем в [11].

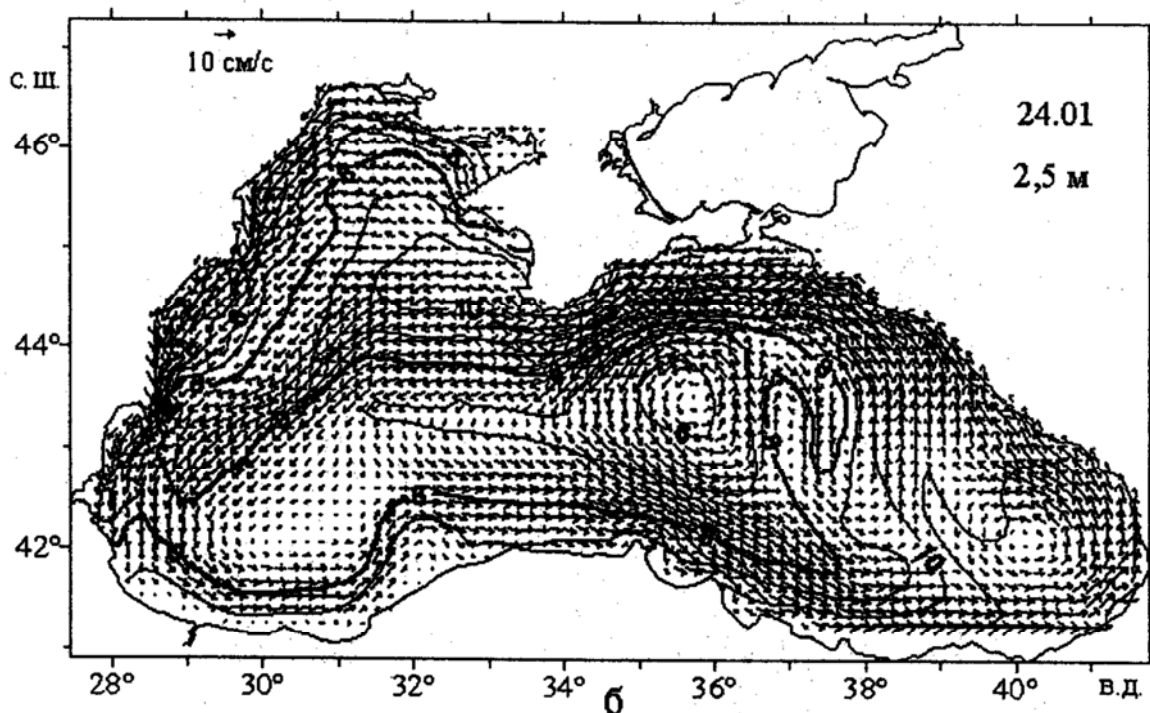
Холодными водами (ХВ) считаем те, температура которых меньше 8°C. Используем также традиционный подход к выделению ХПС как гидрологического образования, ограниченного изотермической поверхностью 8°C.

В зимне-весенней изменчивости поля температуры северо-западной области моря выделяются два периода. Первый — период образования поверхностных ХВ и их трансформации, оканчивающийся наиболее активной фазой (конец января — первая декада марта), и второй — период начала прогрева поверхностных вод, постепенного уменьшения, а затем полного прекращения поступления ХВ из северо-западной области в зону западного материкового склона (вторая декада марта — начало мая).

В первом периоде структура поверхностной циркуляции в западной части моря характеризуется наличием двух струй (рис. 1, а, б). Течение от Юго-Западного Крыма направлено на северо-запад в мелководный район, затем поворачивает на запад и юг, следуя вдоль берегов Румынии и Болгарии (северная ветвь Основного Черноморского течения (ОЧТ)). Второе течение направлено от берегов Южного Крыма на запад и юго-запад, а потом вдоль Болгарского побережья на юг и юго-восток вдоль берегов Анатолии (западная ветвь ОЧТ). Эти две струи течений вступают во взаимодействие между 43,5 и 44°с.ш. и видны на всех горизонтах до 50 м включительно.



а

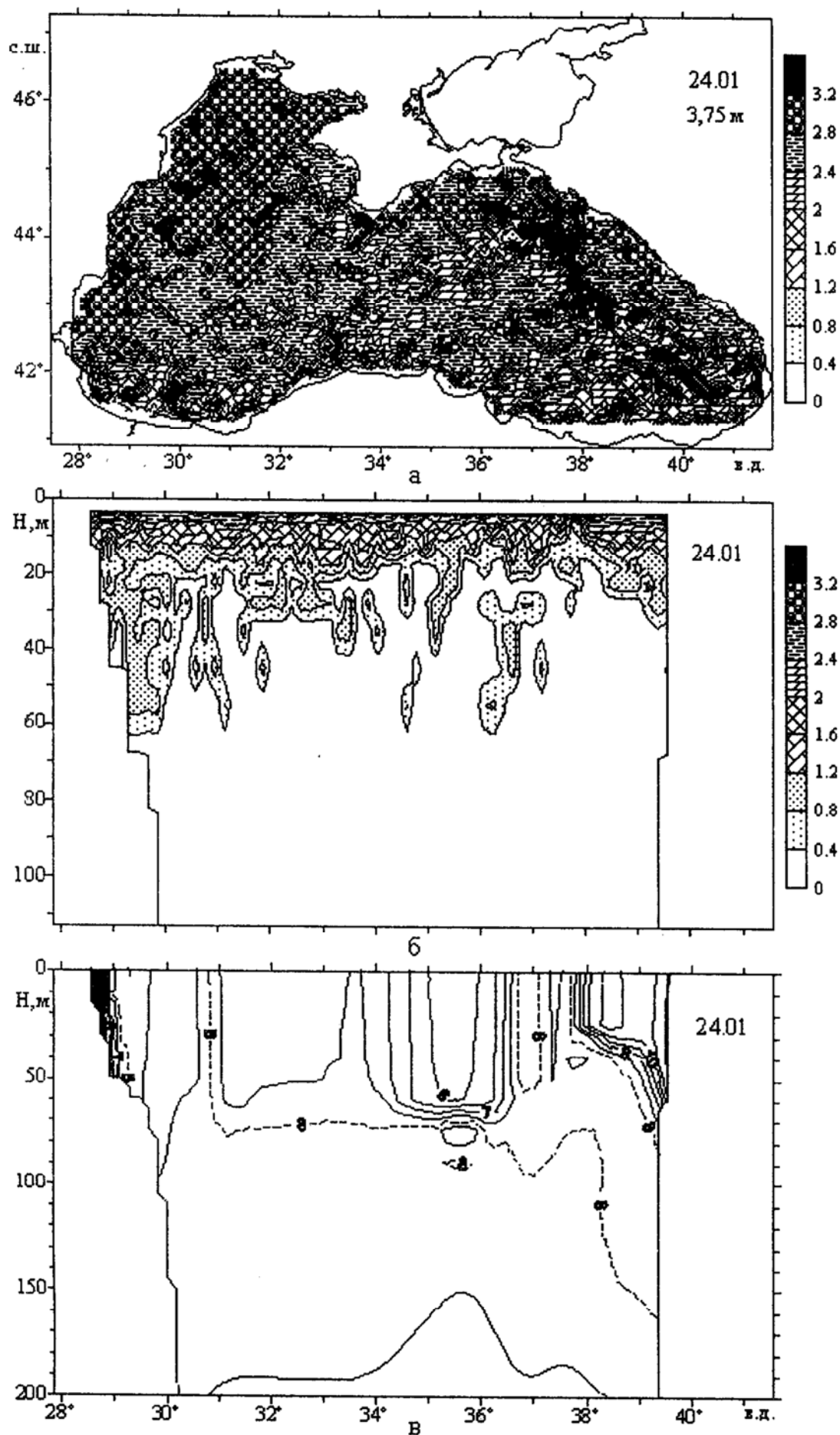


б

Р и с. 1. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) и течений зимой на глубине 2,5 м 30.12 (а) и 24.01 (б)

Анализ эволюции температуры в осенний период показывает, что полоса холодной поверхностной воды с минимальной температурой 5°C в северо-западном районе моря появляется уже в конце декабря (рис. 1, а). На этом рисунке видно также, что в поле температуры во внутренней области моря видны оконтуренные изотермой 8°C зоны ХВ, образовавшиеся вследствие свободной конвекции.

К третьей декаде января осенне-зимнее выхолаживание вод в северо-западной зоне моря и действие ветра приводят к тому, что по всему морю, и в особенности в его западном секторе, формируется слой интенсивного турбулентного перемешивания (рис. 2, а, б). Коэффициент вертикального турбулентного обмена теплом и солью изменяется от $2,8 \text{ cm}^2/\text{c}$ до максимального своего значения, равного $3,23 \text{ cm}^2/\text{c}$ (рис. 2) [11].



Р и с. 2. Распределение значений коэффициента вертикальной турбулентной диффузии (градации серого цвета, $\text{см}^2/\text{с}$) на глубине 3,75 м 24.01 (а) и на вертикальном разрезе вдоль 43,7°с.ш. 24.01 (б), а также распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) на вертикальном разрезе вдоль 43,7°с.ш. 24.01 (в)

На вертикальном разрезе вдоль 43,7°с.ш. видно (рис. 2, б), что на западном материковом склоне этот коэффициент также относительно велик и варьируется от максимального значения на горизонте 3,75 м до величины 0,4 см²/с на глубине 55 м. К середине последней декады января глубина перемешанного слоя на западном материковом склоне разреза вдоль 43,7°с.ш. составляет >50 м (рис. 2, в). Минимальное значение поверхностной температуры здесь 1,76°С, что существенно меньше климатического (5,7°С) для данного периода [10]. Такой температурный режим условно можно отнести к весьма «суровым» зимам в северо-западной части моря [3].

Отмеченная выше структура циркуляции в западной части моря и интенсивное перемешивание приводят к «включению» механизма переноса ХВ из западного района в другие области моря. Заметим, что о таких же условиях для обновления вод ХПС идет речь в упомянутой работе [3].

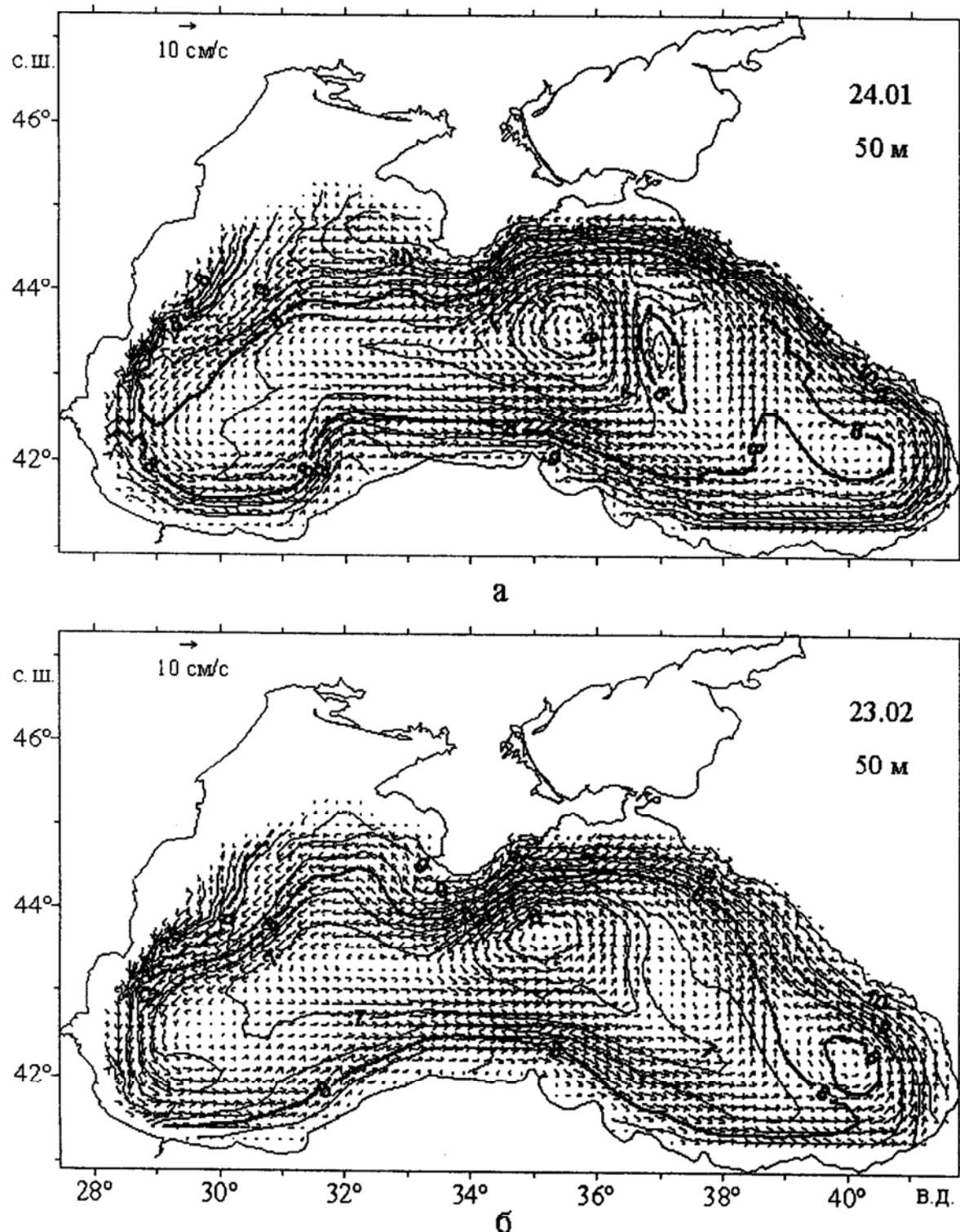
Адвекционный механизм обновления ХПС в обсуждаемом численном эксперименте заключается в следующем. Образовавшиеся в северо-западной мелководной зоне ХВ северной ветвью ОЧТ переносятся на юго-запад (рис. 1, б). Одновременно эти воды вследствие выравнивания плотности при нарушении гидростатической устойчивости (показатель свободной конвекции — относительно большие значения коэффициента вертикальной турбулентной диффузии (рис. 2, а, б)) и вертикальной адвекции опускаются вдоль западного материкового склона до ~ 170 м. Анализ распределения вертикальной скорости выявил наличие в этой области зоны интенсивного опускания вод. Возможно, такие вертикальные движения являются следствием конвергенции северной ветви ОЧТ и его западного потока (рис. 1, б; рис. 3). По сравнению с климатическими данными [19, 10] зимнее опускание ХВ здесь слишком глубокое. Хотя по данным наблюдений, представленным в работе [3], воды с температурой <8°С в феврале 1958 г. наблюдались в прибрежном районе разреза от м. Калиакра на восток до глубин >130 м.

Общий поток вод, образующийся в зоне взаимодействия северной и западной ветвей ОЧТ, транспортирует ХВ на юг и юго-восток как внутрь бассейна, так и по южной периферии вдоль Анатолийского побережья. Подтверждением этого является разрыв изотермы 8°С на западной окраине моря. До третьей декады января эта изотерма была замкнутой, а ХПС во внутренней части моря, как отмечено выше, обновлялся в результате свободной конвекции (рис. 1, а, зона 42,5 – 44°с.ш., 31 – 36,5°в.д.).

В глубоководной области моря структура полей температуры и течений на глубине 50 м подобна той, которая приведена для горизонта 2,5 м (рис. 3, а). На глубине 75 м (рис. 4, а) 24.01 холодные воды видны севернее южной ветви ОЧТ и в восточной части моря, а разрыв изотермы 8°С находится там же, где на горизонтах 2,5 и 50 м. Ширина разрыва этой изотермы уменьшается с глубиной (рис. 1, б, рис. 3, а, рис. 4, а).

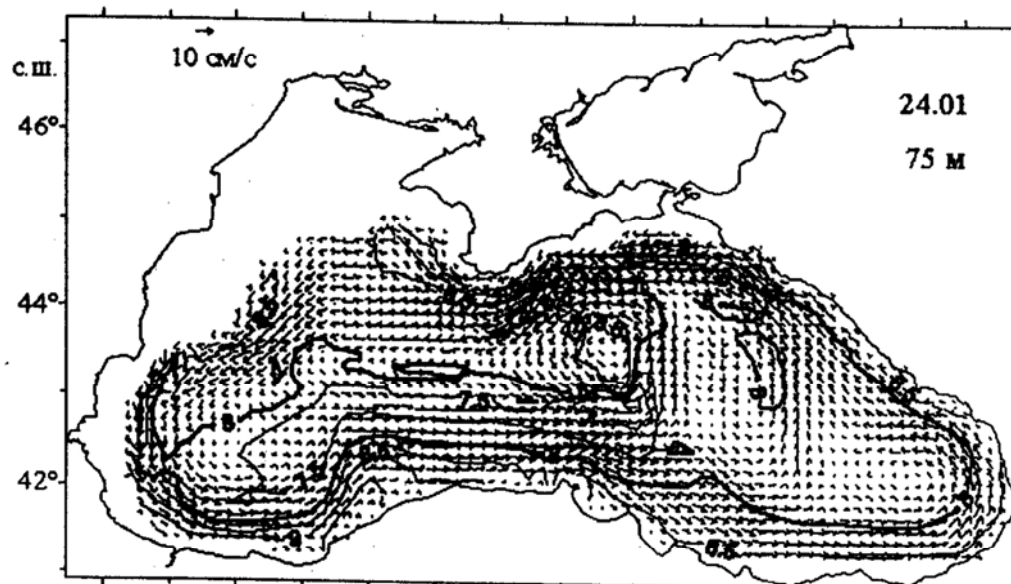
Для сопоставления на рис. 3, б и рис. 4, б для тех же горизонтов представлены карты полей температуры и течений на 23.02. Адвекция ХВ с запа-

да на этих картах является более наглядной. Видно, что на глубине 50 м спустя месяц изотерма $7,5^{\circ}\text{C}$ также претерпевает разрыв, что свидетельствует о продолжающемся переносе ХВ с запада на восток, включая центральную область моря (рис. 3, б). Ход изотермы $7,5^{\circ}\text{C}$ определяется здесь направлением течений.

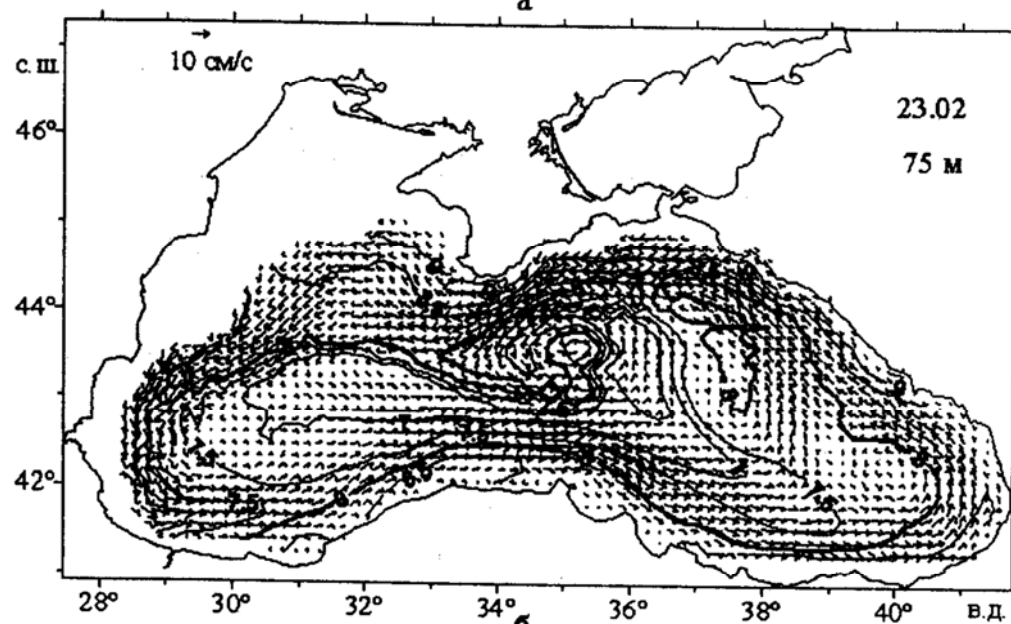


Р и с. 3. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) и течений зимой на глубине 50 м 24.01 (а) и 23.02 (б)

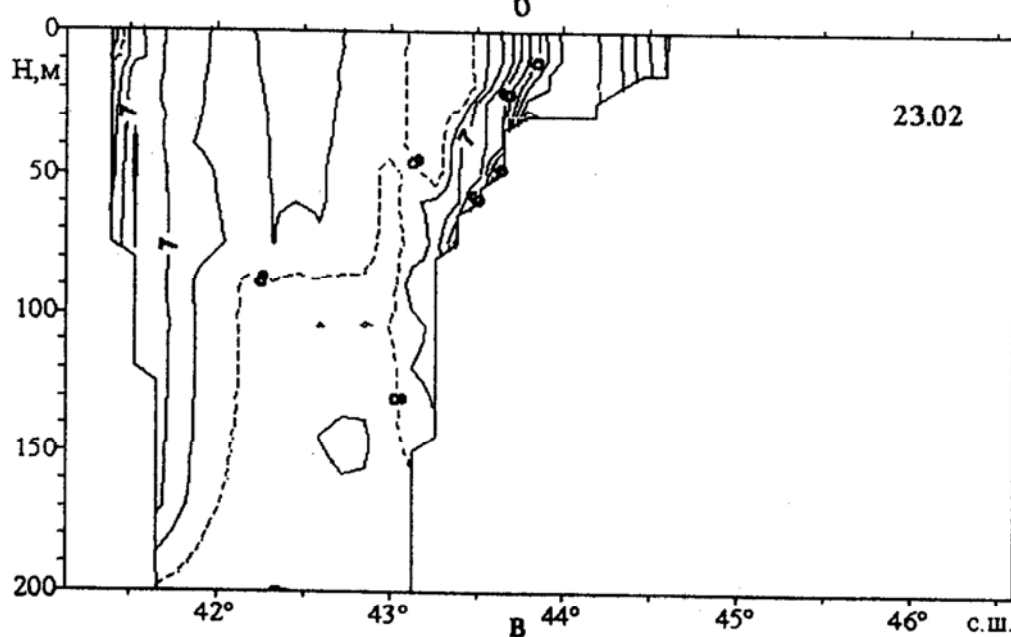
Аналогичная картина наблюдается на горизонте 75 м (рис. 4, б) с тем отличием, что изотерма $7,5^{\circ}\text{C}$, расположенная во внутренней области моря, не разрывается на западе. В то же время вклинивание ХВ с западного материкового склона (изотермы 7 и $7,5^{\circ}\text{C}$), обусловленное южным потоком ОЧТ, хорошо просматривается на этом же рисунке.



а



б

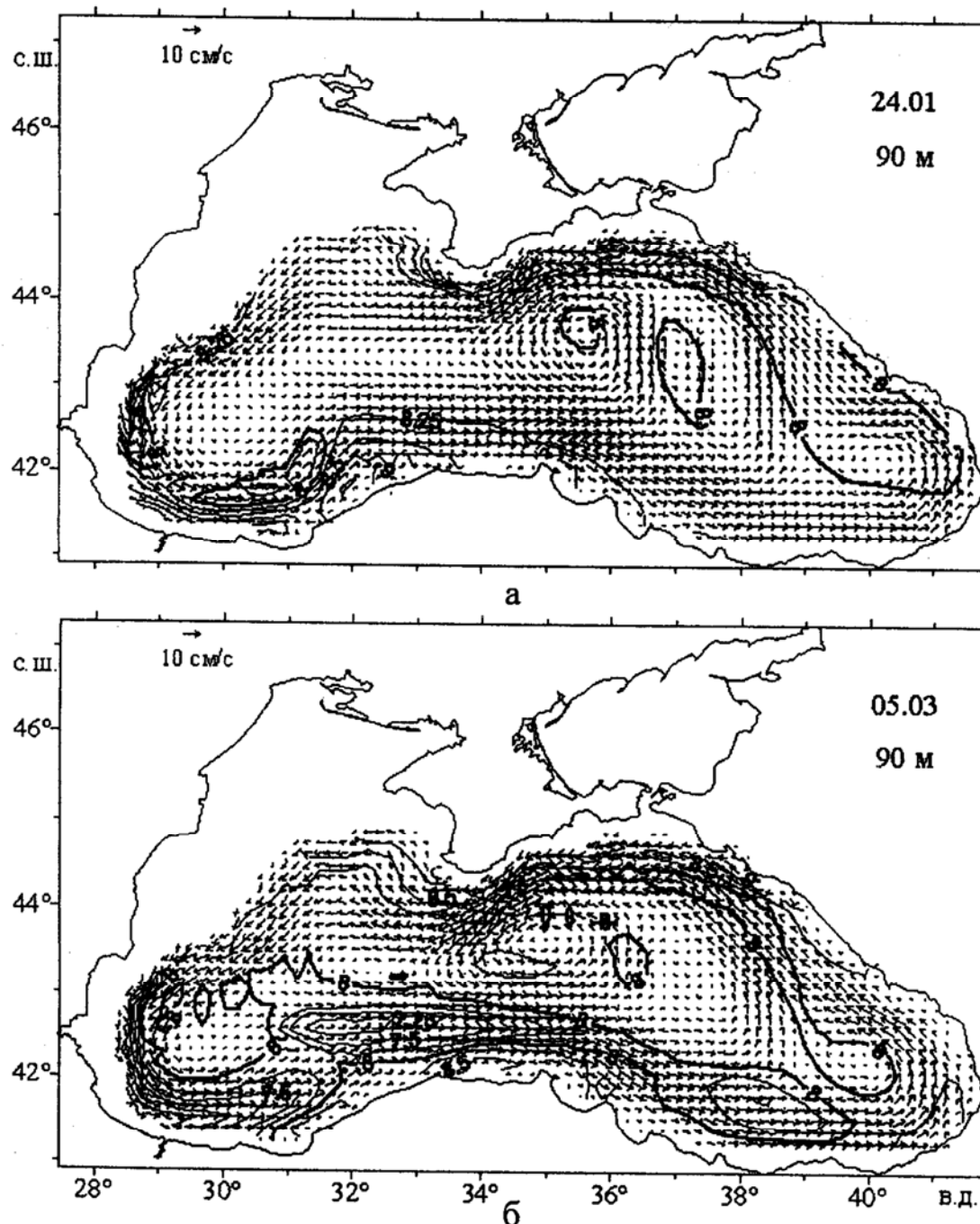


в

Р и с. 4. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) и течений зимой на глубине 75 м 24.01 (а), 23.02 (б) и распределение температуры на вертикальном разрезе вдоль 28,9° в.д. 23.02 (в)

На рис. 4, в для примера приведено распределение температуры на вертикальном меридиональном разрезе вдоль 28,9° в.д. ХВ видны на северном и южном шельфе и материковом склоне этого разреза, причем на южном более крутом склоне ХВ сползают до глубины ~170 м. На севере разреза ХВ опускаются до 140 м, а минимум поверхностной температуры на ~44,6° с.ш. равняется 1,44°C, что гораздо меньше климатического значения (4°C).

Со второй декады марта температура вод в северо-западном районе моря медленно растет. Перемешивание вод вдоль материкового склона становится менее интенсивным. Вместе с тем холодозапас в южной более глубокой толще воды продолжает расти.



Р и с. 5. Распределение температуры (°C) и течений зимой на глубине 90 м 24.01 (а) и 05.03 (б)

Анализ распределения температуры и течений на горизонтах 90, 105, 120, 145 и 170 м позволяет описать кинематику ХВ на больших глубинах. Рассмотрим для примера эволюцию полей температуры и течений на горизонте

90 м. К 24.01, как показал ретроспективный анализ, в восточной половине моря на этом горизонте наблюдаются отдельные пятна и примыкающая к берегам Кавказа полоса ХВ, образовавшихся в предыдущем году (рис. 5, а). Пятна у берегов Болгарии и Турции — результат поступления ХВ на этот горизонт в текущем году. На рисунке заметно, что эти воды поступают с западного склона и транспортируются южным потоком ОЧТ на восток. На 05.03 положение и трансформация пятен ХВ видны на рис. 5, б. Полоса ХВ в восточной зоне существенно уменьшается в результате диффузионных процессов и вертикальной адвекции.

Характерные особенности кинематики ХВ, отмеченные выше для горизонта 90 м, прослеживаются на нижележащих горизонтах до 170 м, но со сдвигом по фазе. Подробнее на этом остановимся несколько ниже.

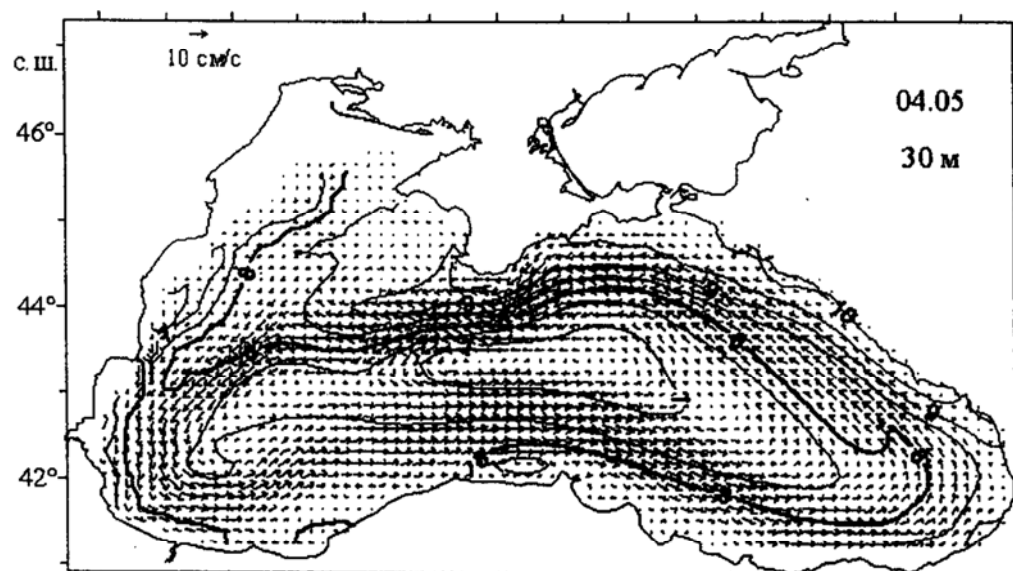
Второй период в изменчивости поверхностных ХВ на северо-западе характеризуется постепенным возрастанием температуры, поступлением имеющих температуру выше 8°C вод с поверхности в нижние слои, а также дальнейшей трансформацией ХВ, поступивших в глубь моря ранее.

Во второй декаде марта холодные поверхностные воды поступают еще в нижние слои моря, но уже в начале мая на северо-западе видны лишь их следы. Процесс образования ХВ в этом районе заканчивается. Отметим, что коэффициент вертикальной турбулентной диффузии в глубоководной области моря в этот период глубже 10 м постоянный и равен минимальному значению $0,03 \text{ см}^2/\text{с}$. Лишь в окрестности западного склона на глубинах от 40 до 60 м значения его варьируются в пределах $0,03 - 0,4 \text{ см}^2/\text{с}$. Отмеченное указывает на то, что в конце апреля — начале мая формируется устойчивая стратификация вод моря.

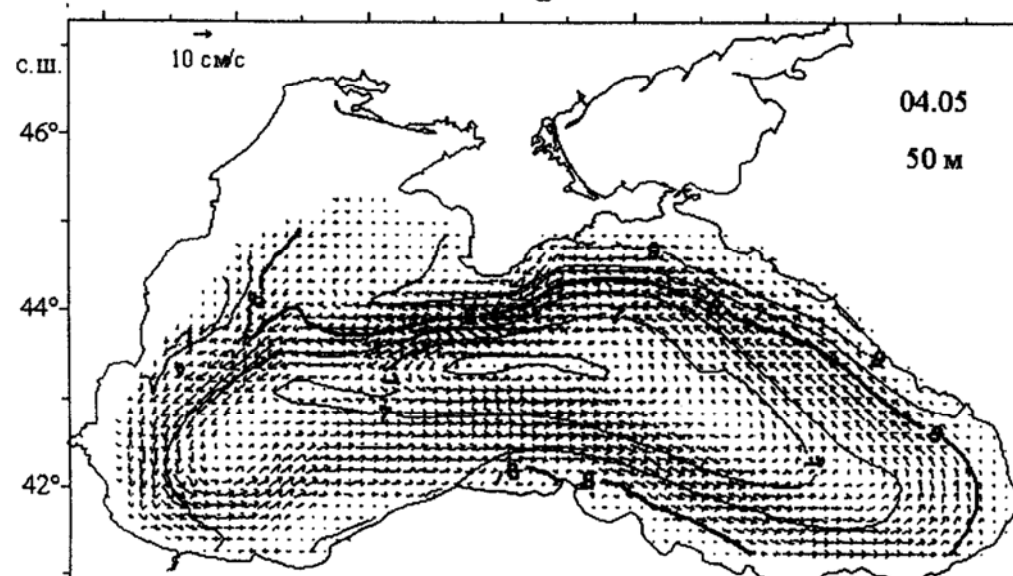
В верхнем слое наблюдается рост температуры. Так, на горизонте 25 м изотерма 8°C уже замкнута, а на глубине 30 м она имеет лишь небольшой разрыв на западе (рис. 6, а), который в дальнейшем исчезает. Таким образом, в этот период отмечается обратный по сравнению с зимним сезоном процесс замыкания изотерм 8°C . Распределение температуры в этот период на глубинах 50 и 90 м показано на рис. 6, б, в. По сравнению с январем холодозапас в этом слое существенно увеличился.

Процесс дальнейшего переноса ХВ вдоль Анатолии и к Кавказскому побережью четко наблюдается на горизонте 90 м (рис. 5, б; рис. 6, в). Основную роль в этом процессе играют западный, южный и восточный потоки ОЧТ, а также циклоническое вихревое образование в центральной части моря. Южная струя ОЧТ транспортирует эти воды на восток, а восточная струя — на северо-запад вдоль берегов Кавказа. Температура этих вод со временем постепенно увеличивается. Как показывает анализ эволюции ХВ в годовом цикле, в конце марта следующего года температура вод, распространяющихся на северо-запад вдоль Кавказа, достигает значений $> 8^{\circ}\text{C}$. На этом заканчивается период существования и трансформации холодных вод на горизонте 90 м. Заметим, что по данным наблюдений на разрезе, ориентированном по нормали к Кавказскому побережью, в июле 1984 г. холодные воды у берегов Кавказа были расположены на глубине ~ 90 м [6].

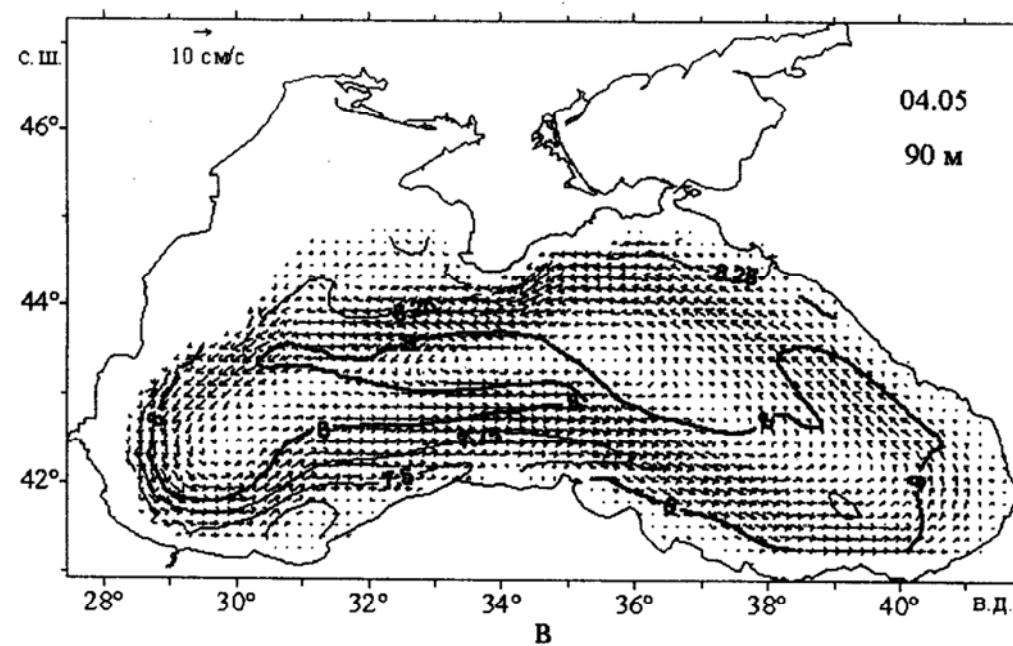
Кинематика ХВ и их трансформация на нижележащих горизонтах до 170 м включительно качественно такие же, как на глубине 90 м. Отличие состоит в том, что глубже 90 м ХВ переносятся на юге узкой полосой с запада на восток вдоль Анатолии и далее вдоль Кавказского побережья, поворачивая к Крыму. Именно здесь на северо-востоке заканчивается время их существования.



а



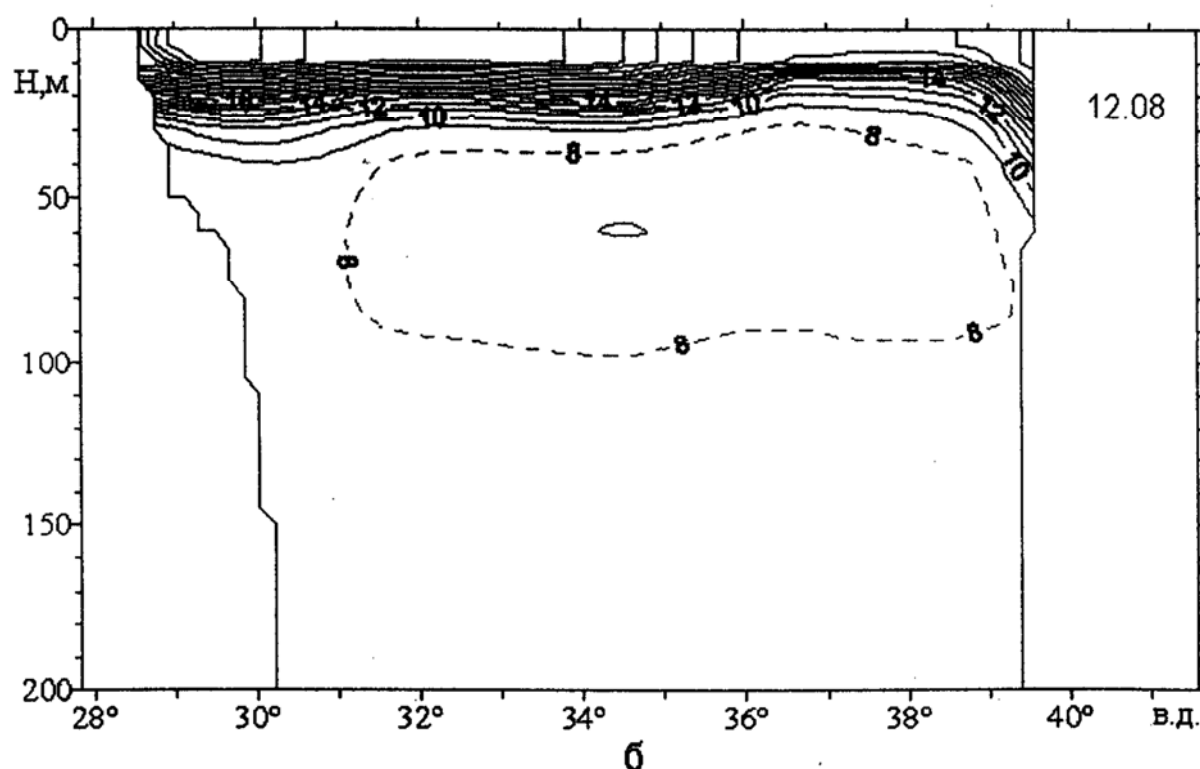
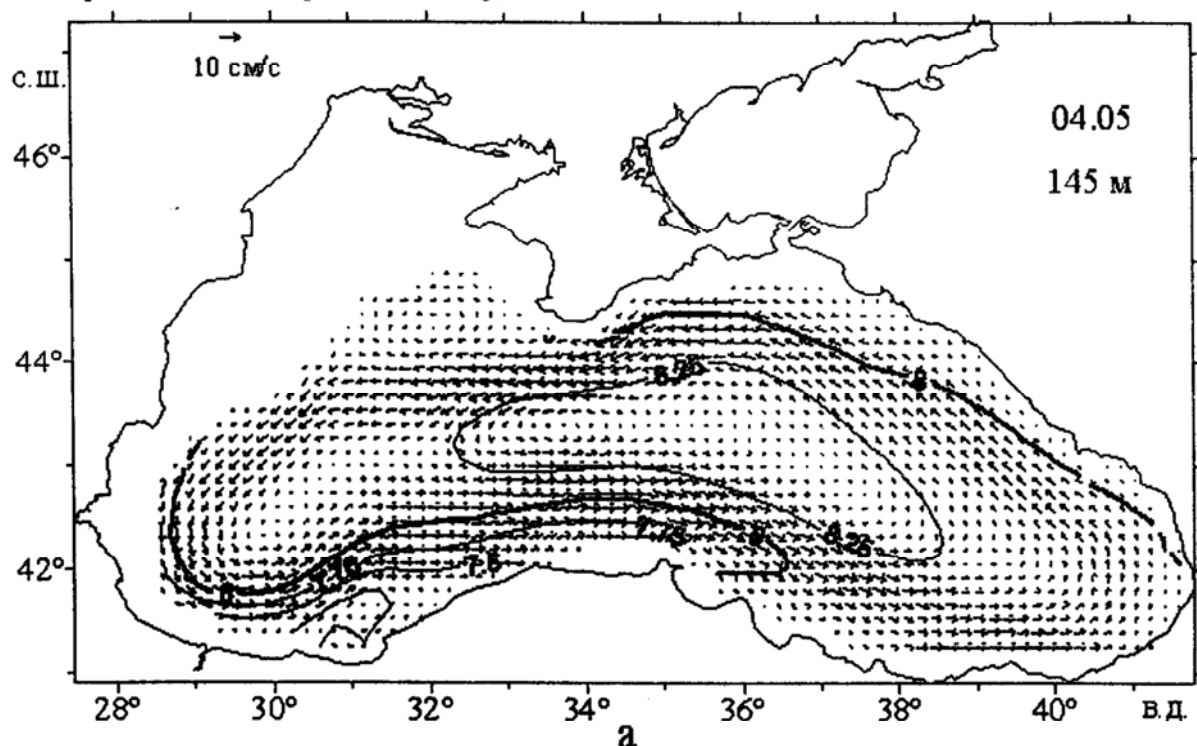
б



в

Р и с. 6. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) и течений весной (04.05) на глубинах: 30 м (а), 50 м (б) и 90 м (в)

Показательна в этом смысле карта температуры и течений на горизонте 145 м (рис. 7, а). На ней видны два очага ХВ: юго-западный и северо-восточный. Ретроспективный анализ показывает, что ХВ северо-восточной зоны образовались в прошлом году, а ХВ юго-западной области — в нынешнем.



Р и с. 7. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) и течений весной (04.05) на глубине 145 м (а) и распределение температуры на вертикальном разрезе вдоль $43,7^{\circ}$ с.ш. 12.08 (б)

Время достижения температуры 8°C водами северо-восточной зоны на горизонтах 105, 120, 145 и 170 м наступает в июне (03.06), июле (23.07), августе (12.08) и апреле (24.04) следующего года соответственно. Сдвиг по фазе всего на месяц на глубине 170 м по сравнению с горизонтом 90 м мож-

но объяснить меньшим количеством проникающих на глубину 170 м ХВ и их взаимодействием с нижележащими более теплыми водами.

Начало поверхностного прогрева вод приводит к формированию «нового» ХПС, и это хорошо видно на рис. 7, б. К лету верхняя граница ХПС заглубляется до ~40 м. На рис. 7, б четко виден слой скачка температуры. Отмечается также тонкий поверхностный однородный слой толщиной ~10 м. На приведенном разрезе ХПС виден на глубинах от 40 до 90 м включительно.

Эволюция кинематики ХВ, описанная выше, в следующем году повторяется.

4. На основе представленных выше результатов численного эксперимента по восстановлению гидрофизических параметров моря с использованием сезонно меняющихся в граничных условиях внешних полей в идеализированном бассейне, когда влиянием рек и Босфора пренебрегали, можно сделать следующие выводы.

Адвекционный механизм обновления и пополнения ХПС, в том числе и в центральной области, подтвержден результатами анализа сезонной изменчивости модельной температуры ДС моря.

В зимне-весенней изменчивости температуры северо-западного района отмечены два временных периода.

Первый — период образования поверхностных ХВ и их трансформации, оканчивающийся наиболее активной фазой (конец января — первая декада марта). Образовавшиеся зимой в мелководной зоне ХВ северной ветвью ОЧТ переносятся на юго-запад. Вследствие свободной конвекции и вертикальной адвекции они опускаются вдоль западного материкового склона до ~170 м и транспортируются в юго-восточном направлении как в центральную часть бассейна, так и вдоль Анатолийского и Кавказского побережий и далее к Крыму. Этот адвекционный процесс наиболее четко прослеживается до глубины 90 м включительно.

Второй период в изменчивости поверхностных ХВ на северо-западе характеризуется постепенным возрастанием температуры, поступлением имеющих температуру выше 8°C вод с поверхности в нижние слои, а также дальнейшей трансформацией ХВ, поступивших в глубь моря ранее.

В начале мая ХВ перестают поступать из поверхностного слоя в глубь моря. Трансформация уже поступивших вод продолжается таким образом, что в слое 40 – 90 м формируется «новый» ХПС. На более глубоких горизонтах (до ~170 м) они переносятся южной ветвью ОЧТ на восток и далее вдоль Кавказского побережья к Крыму со своим (для каждого горизонта) временем запаздывания. На горизонтах 105, 120, 145 и 170 м температура этих ХВ постепенно увеличивается в результате диффузии и вертикальной адвекции и достигает 8°C в июне, июле, августе и апреле следующего года соответственно.

Таким образом, если в результате зимней свободной конвекции и вертикальной адвекции ХВ на западном материковом склоне опускаются до глубин 50 и более метров, то при наличии соответствующей системы течений адвекционный механизм пополнения и обновления ХПС в центральной области моря является вполне возможным.

Авторы выражают благодарность С.Г. Демышеву за ценные замечания по работе и оказание помощи в использовании численной модели, Н.Б. Шапиро за конструктивные замечания, а также Т.Ю. Смирновой за подготовку карт.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Колесников А.Г. К вычислению годового хода температуры воды в южных морях // Тр. Морского гидрофизического института АН СССР. — 1953. — 3. — С. 106 – 127.
2. Зубов Н.Н. Льды Арктики. — М.: Главсевморпуть, 1944. — С. 49 – 66.
3. Филиппов Д.М. Циркуляция и структура вод Черного моря. — М.: Наука, 1968. — 136 с.
4. Богуславский С.Г., Жоров В.А. Формирование глубинной водной массы Черного моря // Процессы формирования и внутригодовой изменчивости гидрофизических и гидрохимических полей Черного моря. — Севастополь: МГИ АН УССР, 1988. — С. 17 – 22.
5. Овчинников И.М., Попов Ю.И. К вопросу о формировании холодного промежуточного слоя в Черном море // Докл. АН СССР. — 1984. — 29, № 4. — С. 986 – 989.
6. Исследование и моделирование гидрофизических процессов в Черном море / Под ред. С.П. Левикова. — М.: Гидрометеиздат, 1989. — С. 40 – 67.
7. Рябцев Ю.Н., Шапиро Н.Б. Моделирование формирования и эволюции холодного промежуточного слоя в Черном море // Морской гидрофизический журнал. — 1995. — № 1. — С. 51 – 66.
8. Рябцев Ю.Н. Анализ формирования холодного промежуточного слоя в Черном море // Там же. — 2001. — № 1. — С. 32 – 45.
9. Кныш В.В., Демьшев С.Г., Коротаев Г.К. Методика реконструкции климатической сезонной циркуляции Черного моря на основе ассимиляции гидрологических данных в модели // Там же. — 2002. — № 2. — С. 36 – 52.
10. Демьшев С.Г., Коротаев Г.К., Кныш В.В. Эволюция холодного промежуточного слоя Черного моря по результатам ассимиляции климатических данных в модели // Там же. — 2002. — № 4. — С. 3 – 19.
11. Демьшев С.Г., Коротаев Г.К., Кныш В.В. Моделирование сезонной изменчивости температурного режима деятельного слоя Черного моря // Изв. РАН. ФАО. — 2004. — 40, № 2. — С. 267 – 278.
12. Trukchev D., Tuzhilkin V., Kosarev A. Specific features of the Black Sea seasonal climatic circulation. Part II. Deep-Sea circulation and evolution of the cold intermediate layer // Доклады Българската академия на науките. — 1995. — № 9 – 10. — С. 35 – 38.
13. Демьшев С.Г., Коротаев Г.К. Численная сбалансированная модель бароклинных течений океана с неровным дном на сетке C // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. — М.: ИВМ РАН, 1992. — С. 163 – 231.
14. Jones H.J. Vertical mixing in the equatorial undercurrent // J. Phys. Oceanogr. — 1973. — 3. — P. 286 – 296.
15. Pacanowski R.C., Philander S.G.H. Parametrization of vertical mixing in numerical models of Tropical Oceans // Ibid. — 1981. — 11. — P. 1443 – 1452.
16. Staneva J.V., Stanev E.V. Oceanic response to atmospheric forcing derived from different climatic data sets. Intercomparison study for the Black Sea // Oceanologia. Acta. — 1998. — 21, № 3. — P. 383 – 417.
17. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. — С.-Пб.: Гидрометеиздат, 1991. — 428 с.
18. Кныш В.В. Чувствительность поля температуры деятельного слоя к вариациям коэффициента вертикальной турбулентной диффузии в численной модели циркуляции Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. — Севастополь: МГИ НАН Украины, 2001. — С. 83 – 95.
19. Ибраев Р.А., Трухчев Д.И. Диагноз климатической сезонной циркуляции и изменчивости холодного промежуточного слоя Черного моря // Изв. РАН. ФАО. — 1996. — 32, № 5. — С. 655 – 671.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 26.05.03
После доработки 02.06.03

ABSTRACT Results of the analysis of the advection mechanism of replenishment and renewal of the Black Sea cold intermediate layer are represented. The analysis is based on the fields of temperature, salinity, current, density and the coefficient of vertical turbulent diffusion obtained in prognostic calculations using three-dimensional complete model with seasonally changing (within the boundary conditions) external fields. It is revealed that along with winter convection, the cold intermediate layer in the central part of the sea is replenished and renewed also due to the transport of cold waters formed in the northwest by currents.