

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

УДК 551.465(262.5)

Методика анализа данных измерений температуры и солености Черного моря с использованием динамического альтиметрического уровня

© 2015 Г.К. Коротаев, П.Н. Лишаев, В.В. Кныш

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
E-mail: gkorotaev@gmail.com, pavellish@mail.ru*

Поступила в редакцию 25.07.2014 г. После доработки 22.09.2014 г.

Предложена оригинальная методика совместного анализа измерений температуры и солености и альтиметрических наблюдений уровня Черного моря. Суть методики состоит в построении на выбранных горизонтах диаграмм эмпирических зависимостей между целочисленными значениями градаций альтиметрического уровня и соответствующими среднемесячными значениями солености и температуры в ограниченной 500-метровой изобатой области. Такая методика позволяет выделять вклад адиабатических процессов в деформацию профилей температуры и солености морской воды. При этом профили солености и температуры, соответствующие «нулевой» градации уровня, отражают невозмущенное состояние. Выполнен анализ построенных таким образом среднемесячных профилей невозмущенных температуры и солености морской воды. Диаграммы сезонной и межгодовой изменчивости среднемесячных профилей солености в слое 0 – 300 м указывают на распреснение вод в верхнем 50-метровом слое к концу периода 1993 – 2002 гг. В межгодовой изменчивости среднемесячных профилей температуры выявлено уменьшение толщины холодного промежуточного слоя моря. Посредством анализа T , S -кривых «нулевой» и «ненулевых» градаций уровня установлено, что профили измеренных температуры и солености на станциях, независимо от пространственного положения и времени их выполнения, сближаются в слое 100 – 1200 м. Данный слой соответствует промежуточной черноморской водной массе. Этот факт указывает на преобладание вклада адиабатических процессов на отмеченных глубинах.

Ключевые слова: «нулевая» градация уровня, адиабатическое приближение, среднемесячный профиль солености (температуры), распреснение вод, толщина ХПС, T , S -кривые.

Введение

С октября 1992 г. появилась возможность регулярных наблюдений динамического уровня Черного моря с определенной дискретностью во времени с использованием данных спутниковых альтиметрических измерений [1 – 4]. Представляется естественным применять эти наблюдения совместно с данными измерений температуры и солености для анализа изменчивости термохалинной структуры моря в широком диапазоне временных масштабов. Как будет видно в дальнейшем, особенно важным является привлечение спутниковой альтиметрии за 1993 – 2013 гг., когда измерения температуры и солености в Черном море были малочисленны и проводились нерегулярно как по времени, так и по пространству.

К настоящему времени известно немного работ, посвященных анализу столь специфических данных. По измерениям термохалинных характеристик в 1979 – 2012 гг. В.Н. Белокопытов подготовил среднегодовые профили температуры и солёности, однако их детальный анализ еще не проводился. В работах [5 – 7] рассматриваются немногочисленные измерения температуры и солёности *in situ* буями-профилемерами *Argo*. В [5, 6] разработана процедура получения так называемых псевдонаблюдений температуры и солёности с использованием данных измерений буями *Argo* за 2007 – 2008 гг. и соответствующих полей альтиметрического динамического уровня моря. Формирование полей псевдонаблюдений обосновывается подобием между пространственными структурами поля уровня моря и поля плотности (солёности, температуры) в главном пикноклине (постоянном галоклине). Разработанная процедура позволила сформировать посредством оптимальной интерполяции среднемесячные трехмерные поля псевдонаблюдений температуры и солёности на сетке 5×5 км и выполнить их анализ. Недостатком данного подхода является то, что построенные поля температуры и солёности оказываются сглаженными вследствие использования автокорреляционных функций, оцененных по климатическим полям.

В работе [7] изучается пространственно-временная изменчивость профилей температуры и солёности верхнего 300-метрового слоя Черного моря с применением метода разложения по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ) данных буюв-профилемеров *Argo* за период 2002 – 2013 гг. Рассматриваются теплый (июнь – ноябрь) и холодный (декабрь – май) сезоны. Анализ интегрального вклада мод в полную дисперсию показал, что для описания пространственно-временной изменчивости профилей температуры и солёности в обоих наборах данных достаточно трех ЭОФ. В цитируемой работе на основе анализа пространственных распределений амплитуд рассматриваемых мод предпринята попытка их физической интерпретации. Оригинальным представляется предположение авторов о горизонтальной анизотропии формирования холодного промежуточного слоя (ХПС). Однако они справедливо отмечают, что представленная физическая интерпретация нуждается в привлечении независимой гидрологической информации.

Отметим, наконец, создание специализированных методики валидации и программного обеспечения для сопоставления результатов моделирования термохалинных полей с измерениями *in situ*, полученными буями-профилемерами [8].

Цель настоящей работы – изложение методики и результатов совместного анализа данных измерений температуры и солёности, проведенных в Черном море в 1993 – 2002 гг., и полей альтиметрического уровня моря. Основу методики составляют эмпирические зависимости среднемесячной солёности и температуры от глубины при различных грациях альтиметрического уровня. При этом среднемесячные профили солёности и температуры, соответствующие «нулевой» грации уровня, отождествляются с невозмущенным состоянием. Выполненный анализ T , S -кривых позволяет выделить области преобладания адиабатических процессов и охарактеризовать долговременную изменчивость полей температуры и солёности морской воды.

Построение эмпирических зависимостей среднемесячной солености и температуры от глубины при различных грациях альтиметрического уровня

Построение отмеченных зависимостей составляет основу предложенной методики совместного анализа данных контактных измерений температуры и солености и спутниковых альтиметрических наблюдений динамического уровня моря. При проведении анализа использовался региональный массив аномалий уровня Черного моря [1] (дискретность по времени 7 сут, разрешение по пространству $1/8^\circ$) и среднегодовой климатический уровень [9]. Поля динамического уровня моря рассчитаны как сумма значений аномалий уровня и среднегодового климатического уровня. Эти поля были линейно интерполированы на каждые сутки рассматриваемого периода.

Топография динамического альтиметрического уровня моря, приведенная на рис. 1, характеризуется наличием всех известных структур, это восточный и западный циклонические круговороты, охватывающие центральную часть Черного моря, Севастопольский, Калиакрский, Босфорский, Сакарьякский, Синопский, Кизил-Ирмакский, Батумский и кавказские антициклоны, расположенные справа от Основного Черноморского течения (ОЧТ). В других случаях в полях уровня присутствуют не все из отмеченных структур. В летний период ОЧТ может разрушаться, а количество вихреобразований различного масштаба и знака вращения вод – увеличиваться.

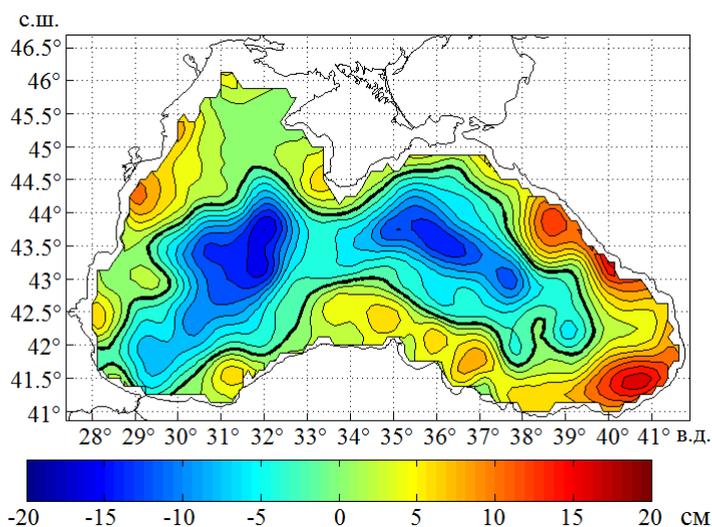


Рис. 1. Поле альтиметрического динамического уровня Черного моря на 31 мая 1995 г.

Все значения уровня моря разбивались на градации – области между целочисленными значениями изолиний уровня с шагом 1 см. Например, ..., «-3, -2», «-2, -1», «-1, 0», «0, 1», «1, 2», «2, 3», «3, 4», ... см. В работе используются массивы гидрологических измерений температуры и солености в Черном море за 1993 – 2002 гг., скомпонованные В.Н. Белокопытовым по месяцам и интерполированные на горизонты 2,5; 5, 10, ..., 30, 40, 50, 63, 75, 88, 100, 113, 125, 150, 175, 200, 250, 300, 400, ..., 2100 м. Каждому вертикально-

му зондированию соответствует время (год, месяц, число, часы, минуты), в которое оно было выполнено, и координаты. Для того чтобы отнести станцию, на которой проводилось измерение, к определенной градации уровня моря, была проведена интерполяция значений альтиметрического динамического уровня, соответствующих времени выполнения станции, в точку с ее координатами. Для статистической обеспеченности градаций данными корабельных наблюдений необходимо было выбрать квазиоптимальный интервал времени, за который происходило накопление измерений. В [5] были проведены специальные модельные численные эксперименты по определению такого интервала, показавшие, что он может составлять 30 – 40 сут. В данной работе авторы использовали слегка расширенное временное окно, составившее три месяца (средний месяц, которому присваивалось значение полученной температуры и солености, плюс (минус) один месяц). Такой интервал времени накопления обусловлен тем, что в некоторые месяцы измерений было слишком мало либо они не проводились вовсе (например, январь – февраль – март 1997 г.). Вместе с тем влияние неадиабатических процессов при таком окне осреднения не должно искажать выведенные ниже закономерности.

В пределах каждой градации на отмеченных горизонтах среднемесячное значение солености (температуры) находилось как среднеарифметическое значений соответствующих параметров на станциях, попавших в данную градацию и выбранное временное окно. Среднемесячное значение присваивалось начальному значению градации. Так же были рассчитаны величины соответствующих дисперсий. При этом учитывались измерения на станциях, выполненных в глубоководной области моря, ограниченной изобатой 500 м.

На каждом горизонте для всего периода времени были построены диаграммы эмпирических зависимостей между значениями градаций альтиметрического динамического уровня моря и соответствующими среднемесячными значениями солености (температуры). Аналогичные диаграммы построены между значениями градаций уровня и соответствующими значениями дисперсий. Анализ диаграмм позволяет судить о степени обеспеченности данными наблюдений каждой градации на каждом горизонте за весь период 1993 – 2002 гг.

На диаграмме рис. 2, *а* видно, что в марте 1993 г. обеспеченность данными измерений солености на всех градациях уровня моря вполне достаточная. В октябре 1995 г. (рис. 2, *б*), как и в большинстве месяцев после этого года, данные измерений не покрывают всей изменчивости поля уровня. Поэтому на указанном рисунке многие градации являются пустыми.

Циркуляция вод Черного моря во многом объясняет пространственное распределение солености в слое постоянного галоклина. Отрицательные значения градаций уровня соответствуют западному и (или) восточному циклоническим круговоротам, а также циклоническим вихрям (при их присутствии). Для этих структур характерны поднятие вод и повышенные значения солености. Антициклоническим вихревым образованиям соответствуют положительные значения градаций уровня, опускание вод и пониженные значения солености. Рис. 2, *а, б* подтверждают отмеченные особенности циклонических и антициклонических структур и в случаях, когда данных гидрологических измерений солености мало.

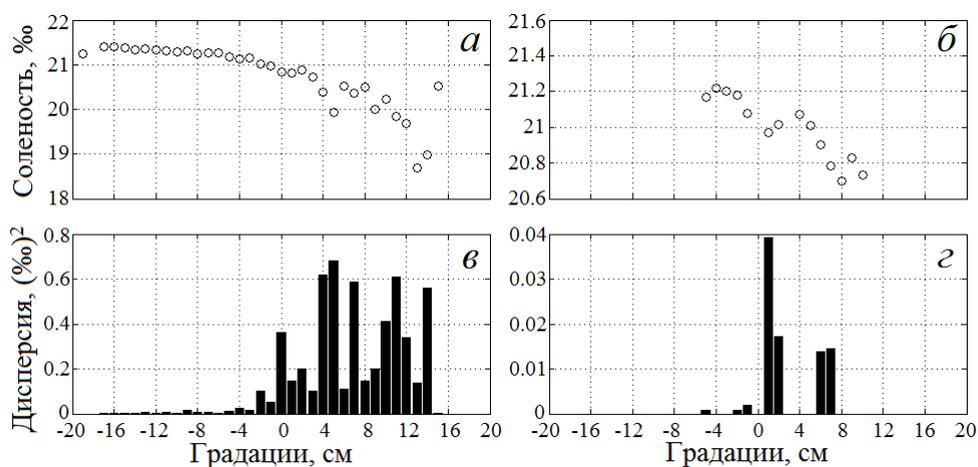


Рис. 2. Диаграммы значений среднемесячной солености для каждой градации уровня моря (*а, б*) и значений соответствующих дисперсий (*в, г*) на горизонте 150 м: *а, в* – для марта 1993 г.; *б, г* – для октября 1995 г.

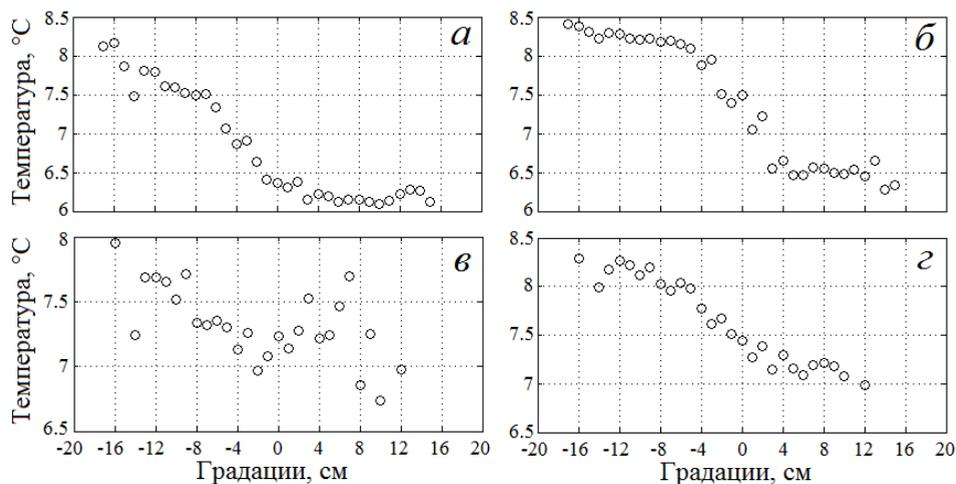


Рис. 3. Диаграммы значений среднемесячной температуры для каждой градации уровня моря на горизонтах 63 м (*а, в*) и 88 м (*б, г*) для мая 1993 г. (*а, б*) и мая 1995 г. (*в, г*)

Диаграммы среднемесячная температура – градации альтиметрического уровня отражают более сложные зависимости, обусловленные влиянием ХПС моря. Показательным является месяц май для 1993 г. (холодная зима) и для 1995 г. (нормальная зима) [10 – 14]. Именно в этот месяц вследствие весеннего прогрева вод происходило формирование полностью обновленного ХПС в 1993 г. и умеренно обновленного ХПС в 1995 г. [12]. На диаграммах рис. 3 видно, что на горизонтах 63 и 88 м преобладают значения среднемесячных температур менее 8°C. Они характеризуют воды ХПС в диапазоне всех отрицательных и положительных градаций уровня. Значения среднемесячной температуры в мае 1995 г. более высокие, чем в мае 1993 г. Повышенные значения среднемесячной температуры в отрицательных града-

циях уровня и пониженные – в положительных градациях обусловлены апвеллингом и даунвеллингом соответственно. Диаграммы, построенные для остальных лет, подтверждают уменьшение холодозапаса ХПС Черного моря к концу периода 1993 – 2002 гг.

Значения дисперсий (рис. 2, в, з) в некоторых градациях как по солёности, так и по температуре достаточно высокие. Причина этого состоит в большом интервале времени накопления данных измерений, а также в недостаточной статистической обеспеченности.

Профили невозмущенных солёности и температуры

Из всего множества полученных для градаций уровня среднемесячных профилей солёности и температуры выделим профили «нулевой» градации (так называемые профили невозмущенных солёности и температуры). Эта градация заключена в интервале значений альтиметрического динамического уровня Черного моря «– 1, 0, 1» см. Профили «нулевой» градации позволяют определять смещения изохалинных и изопикнических поверхностей, обусловленные адиабатически обратимыми процессами.

Рассмотрим особенности среднемесячных вертикальных профилей невозмущенной солёности в слое 0 – 200 м (рис. 4, а, в). Прежде всего обратим внимание, что в 1993 г. профили солёности были получены для каждого месяца. В то же время интервал накопления измерений, равный трем месяцам, позволил построить вертикальные профили невозмущенной солёности только для марта – августа 1996 г. Причем для марта и апреля, так же как и для июня и июля, профили невозмущенной солёности одинаковы. Повторение одинаковых профилей солёности (температуры) для соседних месяцев в 1996 и 1997 гг. обусловлено малым количеством измерений.

Ниже представлены качественные и количественные данные о вертикальных профилях невозмущенных солёности и температуры. Характерной чертой вертикальной структуры солёности является наличие двух галоклинов – сезонного и постоянного. Сезонный галоклин наблюдается в апреле – сентябре в слое 0 – 25 м (рис. 4, а) и в слое 0 – 20 м (рис. 4, в). Верхний квазиоднородный слой моря в 1993 г. хорошо выражен с ноября по март. Его максимальная глубина (~38 м) наблюдается в январе. Глубина залегания постоянного (основного) галоклина 50 – 150 м.

Профили невозмущенной температуры для 1993 и 1996 гг. (рис. 4, б, з) демонстрируют основные особенности вертикальной термической структуры Черного моря. В январе и феврале 1993 г. (холодная зима) четко выделяется квазиоднородный слой максимальной глубины ~50 м. Инверсии температуры в октябре и ноябре объясняются осенним охлаждением поверхностных вод. В марте и апреле поверхностная вода прогревается, в июне – сентябре в слое 0 – 40 м наблюдается ярко выраженный сезонный термоклин. Холодный промежуточный слой хорошо виден в июне – октябре 1993 г. на глубинах залегания от 25 – 35 до 100 м. Температура в июне – августе 1996 г. (нормальная зима) в слое подповерхностного минимума примерно на 1°C выше, чем в эти же месяцы 1993 г.

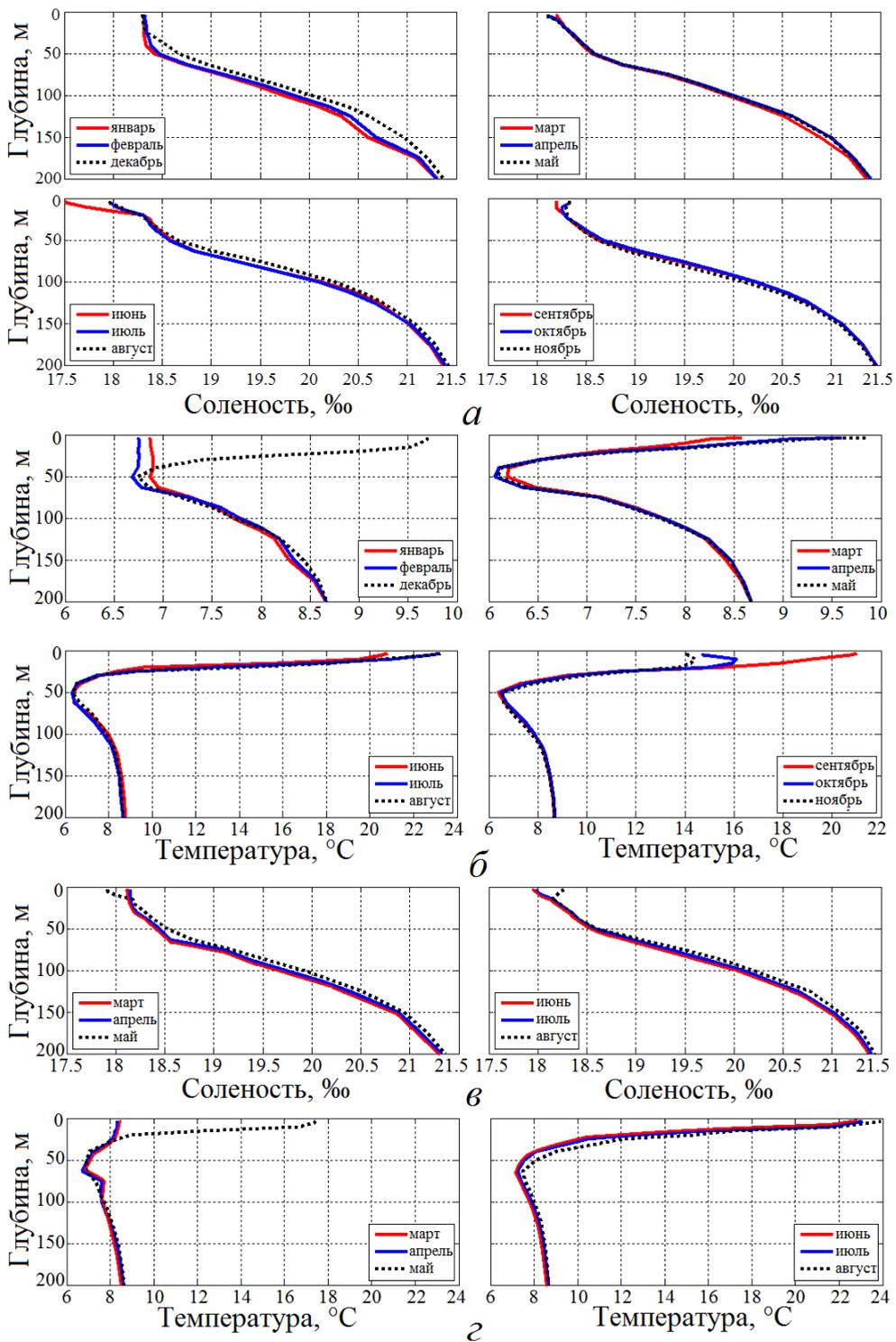


Рис. 4. Среднемесячные вертикальные профили солёности (а, в) и температуры (б, г) «нулевой» градиации уровня в слое 0 – 200 м: а, б – 1993 г.; в, г – 1996 г.

Межгодовая изменчивость профилей невозмущенной температуры свидетельствует, что наибольший холодозапас ХПС наблюдается в 1993 г. (рис. 5). В остальные годы он уменьшается, что согласуется с десятилетней изменчивостью температуры [15 – 17]. Это особенно хорошо проявляется на горизонтах 50, 75 и 100 м на междекадных периодах времени 1991 – 2000, 1996 – 2005, 2001 – 2008 гг. (рис. 5, в). Наибольшая температура ХПС видна в июньском профиле 2002 г.

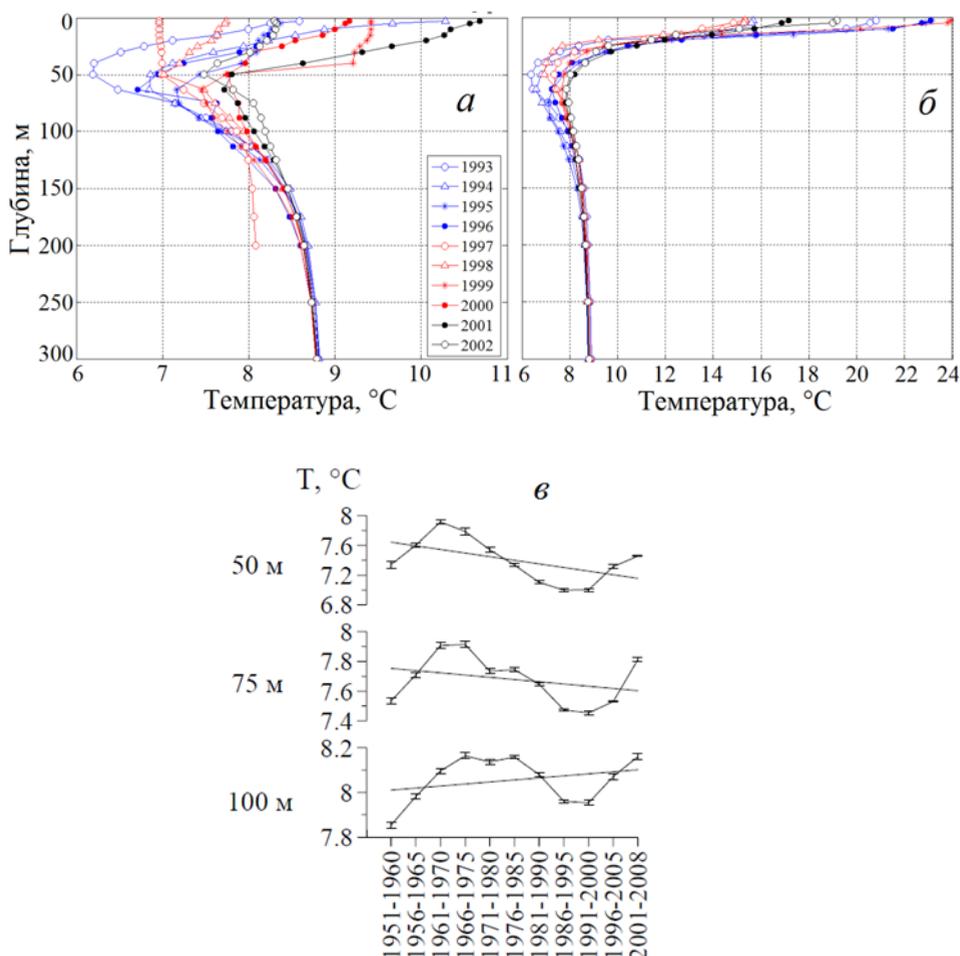


Рис. 5. Профили температуры «нулевой» градации уровня в слое 0 – 300 м: *а* – март 1993 – 2002 гг.; *б* – июнь 1993 – 2002 гг.; *в* – междесятилетия изменчивость осредненной на горизонтах температуры [17]

Отметим, что измерения на станциях в большинстве случаев выполнялись до глубин 500 – 600 м, в некоторых случаях – до 200 м (рис. 5, *а*). Кроме того, вследствие недостаточного количества измерений в некоторые месяцы в среднемесячных профилях основную роль играют данные станций не среднего месяца, к которому этот профиль относится, а одного из соседних (например, среднемесячный профиль температуры и солёности для марта 1997 г. рассчитан только по данным станций за апрель 1997 г.).

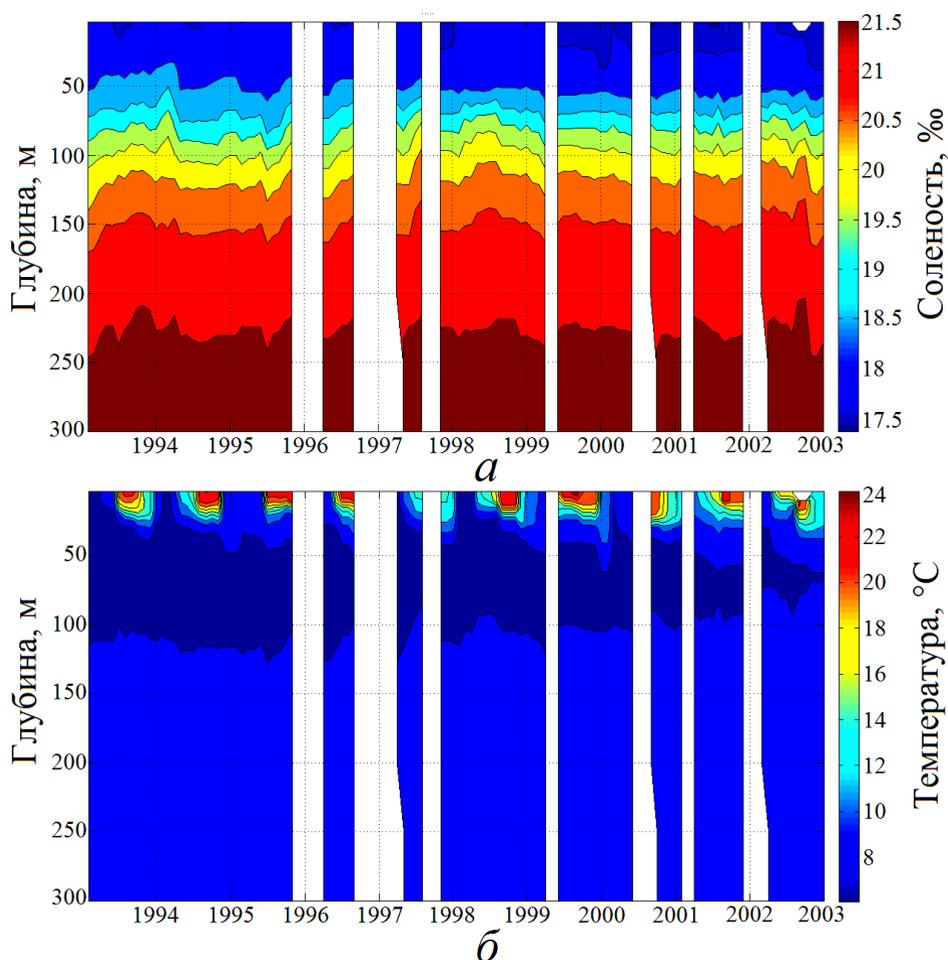


Рис. 6. Диаграммы сезонной и межгодовой изменчивости среднемесячных профилей солёности (а) и температуры (б) «нулевой» градации уровня в слое 0 – 300 м за период 1993 – 2002 гг.

Среднемесячные профили невозмущенных температуры и солёности, полученные по описанной методике, качественно отражают характерную для 1993 – 2002 гг. сезонную и межгодовую изменчивость термохалинных параметров Чёрного моря (рис. 6, а, б). Однако на диаграммах видны отдельные месяцы, для которых не удастся восстановить профили невозмущенных температуры и солёности с помощью предложенной методики.

Коррекция среднемесячных профилей невозмущенных температуры и солёности

Среднемесячные профили солёности и температуры для некоторых месяцев, полученные по предложенной методике, обладают недостатком, заключающимся в том, что решающую роль в конечном виде этих профилей могут играть измерения на тех станциях, которые были выполнены в начале или в конце интервала накопления. В этом случае среднемесячная температура (солёность) может быть занижена или завышена соответственно. Данная

проблема особенно актуальна для статистически слабо обеспеченных измерениями месяцев. Уровень обеспеченности среднего (за три месяца) профиля температуры и солености «нулевой» градации определялся количеством гидрологических станций. Статистически слабо обеспеченными были 1996 и 1997 гг., когда пороговое количество станций составляло не менее трех. В остальные годы обеспеченность профиля «нулевой» градации была несколько выше (рис. 7). Профиль температуры и солености «нулевой» градации наиболее статистически обеспеченным оказался в 1993 г. (минимальное количество станций 6, максимальное – 47).

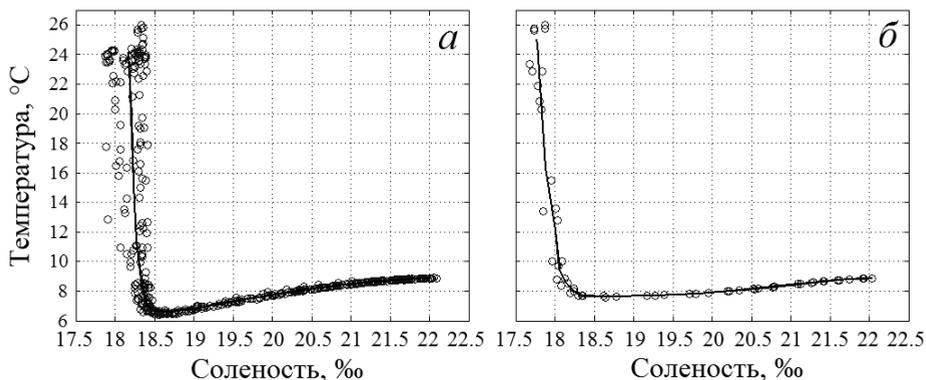


Рис. 7. *T, S*-кривые «нулевой» градации уровня для августа: *a* – 1994 г.; *б* – 1999 г. Кресточками отмечены измеренные на станциях температура и соленость

Профили, обеспеченные одной или двумя станциями измерений, проверялись на время выполнения этих станций. Был выбран следующий интервал накопления: вторая половина первого месяца, средний месяц, первая половина третьего месяца. Данные измерений на станциях учитывались, если станции попадали в «усеченный» интервал накопления. Если измерения на станциях не попадали в выбранный интервал или измерений не было вовсе, «нулевую» градацию «– 1, 0, 1» см расширяли до «–2, 0, 2» см. В том случае, когда благодаря расширенной градации уровня появлялись новые станции, проводился перерасчет среднемесячных значений температуры и солености. За счет расширения границ «нулевой» градации были получены (дополнительно) профили для следующих месяцев: март, октябрь, ноябрь, декабрь 1997 г.; декабрь 1999 г.; январь, октябрь 2000 г.; март, август, сентябрь 2002 г. Если расширение границ «нулевой» градации не приводило к желаемому результату, среднемесячные профили для данного месяца восстанавливались с помощью линейной интерполяции между известными профилями. Таким образом, подготовлен непрерывный массив среднемесячных профилей невозмущенных температуры и солености на весь период 1993 – 2002 гг. (120 мес) для глубин 0 – 500 м (рис. 8).

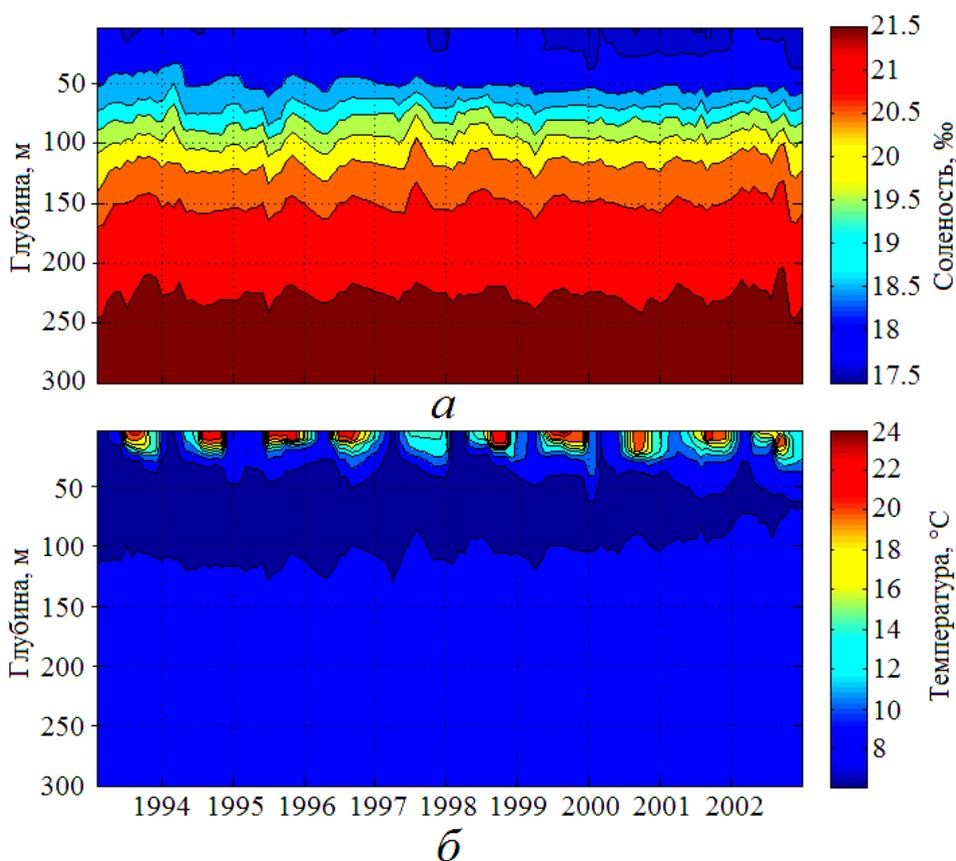


Рис. 8. Диаграммы сезонной и межгодовой изменчивости среднемесячных профилей солёности (а) и температуры (б) «нулевой» градации уровня с учетом интерполяции в слое 0 – 300 м за период 1993 – 2002 гг.

Рис. 8, а свидетельствует о распреснении вод в верхнем 50-метровом слое к концу рассматриваемого периода. В межгодовой изменчивости более наглядно видно уменьшение холодозапаса ХПС (рис. 8, б). Полученные профили температуры отражают также ее сезонную изменчивость. В частности, четко прослеживается образование сезонного термоклина в слое ~ 8 – 25 м. Отметим еще раз, что при использовании данной методики изменения толщин слоев исключены вследствие колебаний изотермических или изохалинных поверхностей.

Анализ T, S -кривых «нулевой» и «ненулевых» градаций альтиметрического уровня

По данным среднемесячных профилей температуры и солёности для каждого месяца всего периода были построены T, S -кривые как для «нулевой», так и для всех остальных градаций уровня. Для анализа преимущественно использовались месяцы, статистически хорошо обеспеченные данными

измерений. Глубине 100 м соответствуют следующие T, S -характеристики: $S = 19,86\text{‰}$, $T = 7,79^\circ\text{C}$ (рис. 9, *а*); $S = 19,98\text{‰}$, $T = 7,76^\circ\text{C}$ (рис. 9, *б*); $S = 20,27\text{‰}$, $T = 7,93^\circ\text{C}$ (рис. 9, *в*); $S = 20,11\text{‰}$, $T = 7,75^\circ\text{C}$ (рис. 9, *г*). Большой разброс измеренных значений температуры и солености в верхней черноморской водной массе относительно T, S -кривых «нулевой» градации является следствием влияния атмосферы (осадки, испарение, ветер, тепловые потоки) и речного стока. По мере увеличения глубины разброс уменьшается. Профили измеренных температуры и солености на станциях, независимо от их пространственного положения и времени выполнения, сближаются начиная с глубины ~ 100 м. Водную массу Черного моря, занимающую слой от 50 – 100 до 1100 – 1200 м, по классификации работ [18, 19] принято называть промежуточной черноморской водной массой. Сближение в этом слое T, S -кривых, построенных по данным измерений на различных станциях, подтверждает принадлежность этих кривых одной и той же водной массе.

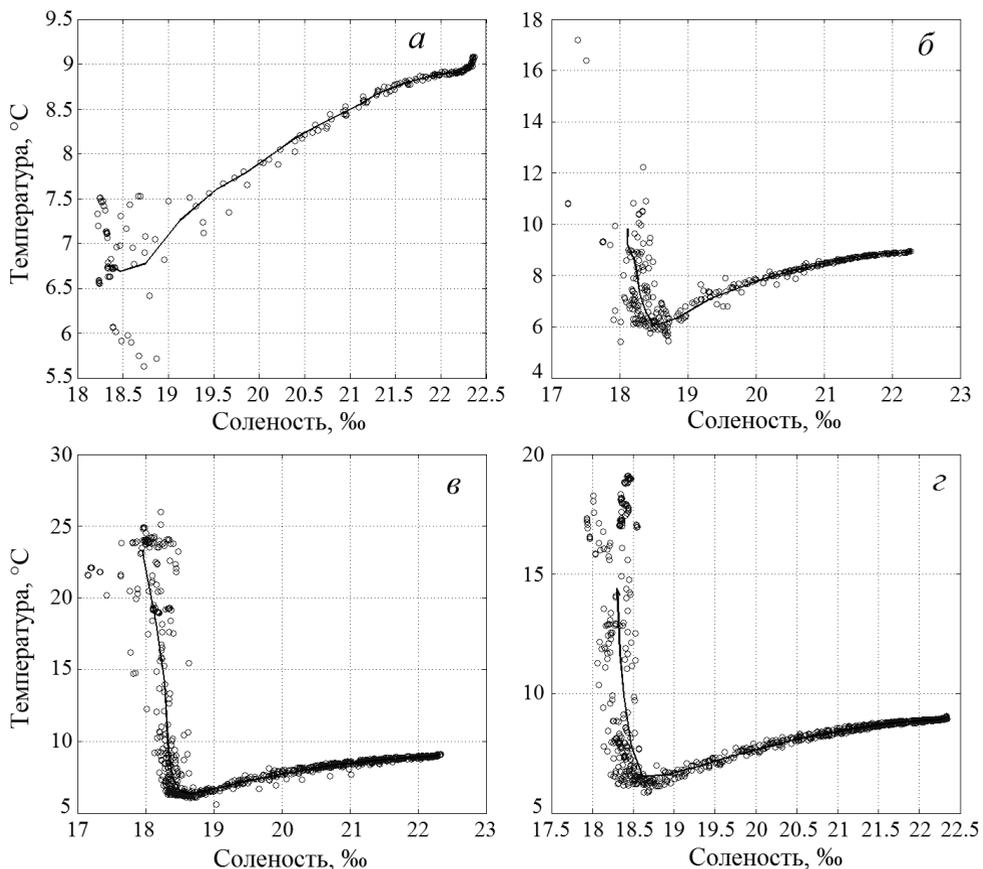


Рис. 9. T, S -кривые «нулевой» градации уровня для 1993 г.: *а* – февраль; *б* – май; *в* – август; *г* – ноябрь

Особенности сезонной изменчивости T , S -кривых «нулевой» градации уровня на примере 1993 г. состоят в следующем. Минимум солености в верхнем слое приходится на весенне-летний период, он обусловлен влиянием распресненных вод в результате весеннего паводка рек (рис. 9, б, в). В осенне-зимний период наблюдается постепенное увеличение солености (рис. 9, а, г). Холодный промежуточный слой четко проявляется на T , S -кривых во все сезоны года и характеризуется относительно низкими температурами. Февральская T , S -кривая отражает зимнее конвективное перемешивание вод при экстремальном воздействии зимних условий атмосферы на морскую среду, а весенняя и летняя кривые – постепенное увеличение температуры в поверхностном слое моря и «запирание» обновленного ХПС (рис. 8).

На T , S -кривых «нулевой» градации уровня летом в межгодовой изменчивости ярко выражены распреснение вод верхнего слоя моря и повышение температуры ХПС в 1999 г. по сравнению с 1994 г. (рис. 7 и 8). В слое 0 – 30 м соленость уменьшилась в среднем на 0,25‰. Минимум температуры приходится на горизонт 63 м, в 1994 г. он составлял 6,59°C, в 1999 г. 7,64°C.

Особенности, описанные выше для «нулевой» градации, справедливы и для других градаций. Профили измеренных на станциях температуры и солености, вошедшие в иную градацию, также сближаются, начиная примерно со 100 м и глубже (рис. 10, а, б), что указывает на преобладание адиабатических смещений изотермических и изохалинных поверхностей на этих глубинах. T , S -индексы кривых на этих глубинах, относящиеся к «ненулевым» градациям альтиметрического уровня, характеризуют одну и ту же промежуточную черноморскую водную массу. Эта особенность прослеживается на протяжении всего периода 1993 – 2002 гг.

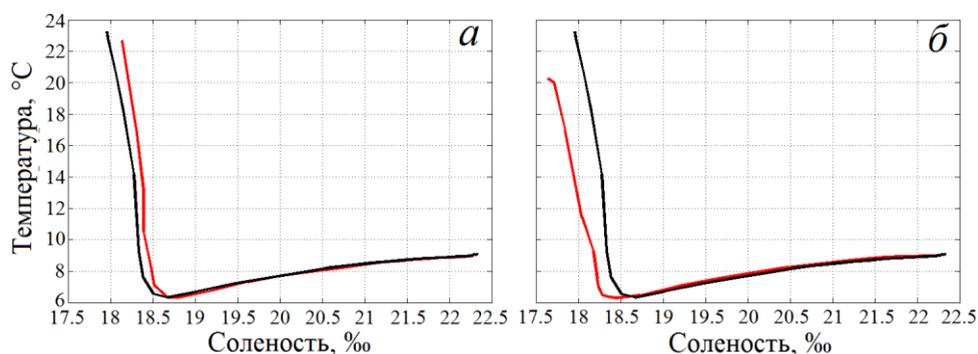


Рис. 10. T , S -кривые выбранных градаций уровня для августа 1993 г.: «– 7, – 6» см (красная кривая) – а; «6, 7» см (красная кривая) – б; «– 1, 0, 1» см (черная кривая) – «нулевая» градация уровня

Анализ сезонной и межгодовой изменчивости T , S -кривых «нулевой» и других градаций уровня в слое 63 – 100 м в течение 1993 – 2002 гг. подтвердил отмеченное ранее увеличение температуры ХПС к концу рассматриваемого периода. Заметим, что температура на горизонте 50 м была выше 8°C в 38

летние месяцы 2001 и 2002 гг., а на глубине 100 м – во все месяцы рассматриваемого периода, что указывает на уменьшение толщины ХПС в эти годы (рис. 8).

Анализируя T , S -кривые при различных грациях смещения уровенной поверхности в слое 0 – 100 м, следует отметить любопытную закономерность. T , S -кривые, соответствующие грациям уровня с отрицательными знаками, смещаются вправо относительно «невозмущенной» T , S -кривой. Особенно отчетливо этот эффект виден в слое 0 – 65 м (рис. 10, а). Напомним, что отрицательные градации соотносятся с областями циклонических круговоротов, в которых более соленые воды поднимаются к поверхности. Поэтому градации «–7, –6» см на рис. 10, а соответствует в основном центральная часть Черного моря. Область ХПС находится в интервале значений солёности 18,49 – 20,28‰. Этот вывод качественно согласуется с данными работы [20], согласно которым область ХПС располагалась в центральной части моря и в июле 1992 г. (холодная зима) характеризовалась значениями солёности 18,35 – 20,24‰.

В то же время T , S -кривые, соответствующие положительным грациям уровня «6, 7» см на рис. 10, б, смещаются влево относительно «невозмущенной» T , S -кривой. Особенно отчетливо этот эффект также виден в слое 0 – 65 м.

Отмеченная выше тенденция смещения T , S -кривых в зависимости от грации уровня характерна для зимне-весеннего сезона, она меняется на противоположную в летне-осенний период года. Однако в пределах ХПС такая закономерность становится более сложной и, по-видимому, зависит от его выраженности. Остановимся в этой связи на описании зависимости изменчивости температуры в зимний и летний сезоны от граций уровня при фиксированной солёности. Рассмотрим 1993, 1994, 1998 гг., характеризующиеся холодными зимами, а также 1995 г., когда зимнее обновление вод ХПС, по нашим данным (рис. 8), отсутствовало. Фиксированная солёность равна 18,5‰, что характеризует подповерхностную водную массу – холодный промежуточный слой. В феврале температура при переходе от отрицательных граций уровня к положительным увеличивалась в 1993, 1994 и 1998 гг., а в августе – уменьшалась в 1993 и 1994 гг., но увеличивалась в 1998 г. В феврале и августе 1995 г. в условиях теплой зимы температура убывала с ростом грации уровня. Таким образом, тенденция смещения T , S -кривых с учетом грации уровня в окрестности ХПС зависит как от его выраженности, так и от величины солёности в его ядре.

Можно предположить, что выявленный эффект обусловлен распреснением поверхностных вод моря в районах антициклонических образований. Однако к сходным результатам может также приводить разная скорость вертикальной диффузии тепла и соли.

Выводы

Предложена оригинальная методика совместного анализа нерегулярных по пространству и времени данных гидрологических измерений температуры и солености и спутниковых альтиметрических наблюдений. Она основана на построении эмпирических зависимостей между среднемесячными значениями температуры и солености в ограниченной 500-метровой изобатой области и различными градациями альтиметрического уровня Черного моря. Исследования выполнены за период 1993 – 2002 гг., когда количество судовых гидрологических наблюдений было весьма ограничено.

Из множества полученных среднемесячных профилей температуры и солености с учетом адиабатического приближения в качестве основных выделены, скорректированы и проанализированы профили «нулевой» градации уровня «– 1, 0, 1» см, которые рассматриваются как невозмущенные.

Диаграммы сезонной и межгодовой изменчивости среднемесячных профилей невозмущенной солености в слое 0 – 300 м указывают на распреснение вод в верхнем 50-метровом слое к концу периода 1993 – 2002 гг. В межгодовой изменчивости среднемесячных профилей невозмущенной температуры наблюдается уменьшение толщины ХПС моря.

Анализ *T*, *S*-кривых «нулевой» и «ненулевых» градаций уровня позволил установить, что профили измеренных температуры и солености на станциях, независимо от их пространственного положения и времени выполнения, сближаются в слое 100 – 1200 м, что характеризует промежуточную черноморскую водную массу и указывает на преобладание адиабатических процессов на этих глубинах.

Вместе с тем проведенный анализ показывает, что и в слое выше 100 м существует определенная закономерность в расположении *T*, *S*-кривых в зависимости от градаций уровня. Эта закономерность имеет сезонный ход и усложняется в ядре холодного промежуточного слоя.

Авторы выражают благодарность В.Н. Белокопытову за предоставление массивов измерений температуры и солености за 1979 – 2012 гг.

Работа выполнена в рамках проекта №14-45-01548 Российского фонда фундаментальных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. AVISO – Archiving Validation Interpretation des données des Satellites Océanographiques. – <http://www.aviso.oceanobs.com/>.
2. Kubryakov A.A., Stanichny S.V. Estimating the quality of the retrieval of the surface geostrophic circulation of the Black Sea by satellite altimetry data based on validation with drifting buoy measurements // *Izvestiya. Atmos. Ocean. Phys.* – 2013. – 49, № 9. – P. 930 – 938.
3. Le Traon P.-Y., Dibarboure G., Ducet N. Use of a high-resolution model to analyze the mapping capabilities of multiple-altimeter missions // *J. Atmos. Ocean. Technol.* – 2001. – № 18. – P. 1277 – 1288.

4. *Pascual A., Faugère Y., Larnicol G. et al.* Improved description of the ocean mesoscale variability by combining four satellite altimeters // *Geophys. Res. Lett.* – 2006. – № 33. – L02611.
5. *Коротаев Г.К., Кныш В.В., Мизюк А.И.* Автомодельное формирование псевдополей наблюдений плотности (солености, температуры) Черного моря для решения задачи реанализа гидрофизических полей (модельные численные эксперименты) // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.* – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. – Вып. 22. – С. 7 – 21.
6. *Мизюк А.И., Кныш В.В., Коротаев Г.К.* Методика восстановления гидрофизических полей Черного моря в период 2007 – 2008 гг. на основе ассимиляции в модели данных измерений буев-профиломеров // *Там же.* – 2011. – Вып. 24. – С. 38 – 55.
7. *Белокопытов В.Н., Багаев А.В.* Статистический анализ термохалинных полей Черного моря по данным буев-профиломеров *ARGO* // *Там же.* – 2012. – Вып. 26. – Т. 2. – С. 128 – 142.
8. *Багаев А.В., Коротаев Г.К., Демышев С.Г. и др.* Сопоставление результатов моделирования термохалинных полей Черного моря с данными буев-профиломеров *ARGO* // *Там же.* – 2011. – Вып. 24. – С. 78 – 90.
9. *Кныш В.В., Кубряков А.И., Инюшина Н.В. и др.* Восстановление климатической сезонной циркуляции Черного моря на основе модели в σ -координатах с использованием ассимиляции данных о температуре и солености // *Там же.* – 2008. – Вып. 16. – С. 243 – 265.
10. *Титов В.Б.* Формирование зимней гидрологической структуры Черного моря в зависимости от суровости зим // *Океанология.* – 2000. – 40, № 6. – С. 826 – 832.
11. *Титов В.Б.* Об оценке температурного режима атмосферы, формирующего гидрологическую структуру Черного моря // *Метеорология и гидрология.* – 2000. – № 10. – С. 78 – 84.
12. *Титов В.Б.* Влияние многолетней изменчивости климатических условий на гидрологическую структуру и межгодовое обновление холодного промежуточного слоя в Черном море // *Океанология.* – 2003. – 43, № 2. – С. 176 – 184.
13. *Staneva J.V., Stanev E.V.* Water mass formation in the Black Sea during 1991 – 1995 // *J. Mar. Syst.* – 2002. – 32. – P. 199 – 218.
14. *Stanev E.V., Bowman M.J., Peneva E.L. et al.* Control of Black Sea intermediate water mass formation by dynamics and topography: Comparison of numerical simulations, surveys and satellite data // *J. Mar. Res.* – 2003. – 61. – P. 59 – 99.
15. *Oguz T., Dippner J.W., Kaymaz Z.* Climatic regulation of the Black Sea hydrometeorological and ecological properties at interannual-to-decadal time scales // *J. Mar. Syst.* – 2006. – 60, iss. 3 – 4. – P. 235 – 254.
16. *Шокурова И.Г.* Долговременная изменчивость гидрологических полей и геострофической циркуляции в Черном море // *Дис. ... канд. геогр. наук.* – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2010. – 176 с.
17. *Полонский А.Б., Шокурова И.Г., Белокопытов В.Н.* Десятилетняя изменчивость температуры и солености в Черном море // *Морской гидрофизический журнал.* – 2013. – № 6. – С. 27 – 41.
18. *Леонов А.К.* Региональная океанография. Часть 1. Берингово, Охотское, Японское, Каспийское и Черное моря. – Л: Гидрометеиздат, 1960. – 765 с.
19. *Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Черного моря. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2011. – 212 с.

20. Полонский А.Б., Попов Ю.И. Условия формирования вод холодного промежуточного слоя Черного моря /Серия: Современные проблемы океанологии. – Севастополь: НПП «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2011. – Вып. 8. – 54 с.

Technique of analyzing the Black Sea temperature and salinity measurement data using dynamic altimetry level

G.K. Korotaev, P.N. Lishaev, V.V. Knysk

*Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
e-mail: gkorotaev@gmail.com, pavellish@mail.ru*

Original technique of combined analysis of temperature and salinity measurements, and altimetry observations in the Black Sea is proposed. The technique essence consists in constructing (on the chosen horizons) the diagrams of empirical relationships between the integer sea level bins and the corresponding monthly average salinity and temperature values taken from the area bounded by the 500 m isobath. Such a technique permits to mark out contribution of adiabatic processes to deformation of temperature and salinity profiles. At that salinity and temperature profiles corresponding to a zero sea level bin represent an unperturbed state. The constructed in such a way (at a zero sea level) monthly average profiles of undisturbed seawater temperature and salinity are analyzed. The Hovmöller diagrams of monthly average salinity profiles in the layer 0 – 300 m point to low seawater salinity in the upper 0 – 50 m layer by the end of the 1993 – 2002 period. Interannual variability of monthly average temperature profiles shows decrease of cold intermediate layer thickness. Analysis of *T*, *S*-curves of different sea level bins reveals the fact that the profiles of temperature and salinity measured at the stations, regardless of their spatial position and time of execution, converge in the layer 100 – 1200 m. This layer corresponds to intermediate water mass of the Black Sea. The given fact indicates predominant role of adiabatic processes on the selected depths.

Keywords: zero sea level bin, adiabatic processes, monthly average salinity (temperature) profile, low salinity of water, thickness of cold intermediate layer, *T*, *S*-curves.