

Исследование чувствительности результатов реанализа гидрофизических полей Черного моря к используемому атмосферному воздействию

© 2016 Л.И. Сухих, В.Л. Дорофеев

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
E-mail: l.sukhikh@gmail.com

Поступила 25.05.2016 г.

Сравниваются результаты двух реанализов гидрофизических полей Черного моря на основе ассимиляции данных дистанционных измерений за период времени 2000 – 2012 гг. При выполнении расчетов использовались разные массивы атмосферных полей: *ERA-Interim* и *MM5*. Показано, что результаты двух расчетов достаточно близки друг к другу, что объясняется значительным влиянием ассимиляции данных. В то же время наблюдается ряд различий в полях температуры, солёности и течений. В частности, продемонстрировано, что разница температур в приповерхностном слое Черного моря обусловлена соответствующей разницей потоков тепла на свободной поверхности моря в атмосферных данных. В то же время разница солёности в приповерхностном слое в большей степени определяется разницей завихренностей поля ветра, а не потоками пресной воды через свободную поверхность. Показано, что течения более интенсивны по расчету с использованием атмосферных данных *MM5*, особенно для временных масштабов меньше месяца, что вызвано лучшим пространственно-временным разрешением полей *MM5*. Данная разница в интенсивности течений определяется в основном полями касательного напряжения трения ветра. В обоих расчетах основной вклад в формирование ячейки вертикальной циркуляции в верхнем слое Черного моря вносит действие ветра.

Ключевые слова: реанализ, динамика Черного моря, численное моделирование, ассимиляция данных, дистанционные измерения.

Введение. Мониторинг морской и океанской среды является одной из важнейших научных проблем рационального природопользования. В последнее время для изучения поведения морских систем активно применяются современные достижения в области математического моделирования и методов ассимиляции данных наблюдений. Известно, что при моделировании динамики вод моря большую роль играет атмосферное воздействие, поля которого используются в качестве граничных условий на свободной поверхности. Научные центры по мониторингу и прогнозу атмосферы производят в настоящее время множество наборов данных, характеризующих взаимодействие океан – атмосфера. В основном это результаты ретроспективного анализа атмосферы. Как правило, исследователи, занимающиеся численным моделированием динамики морей и океанов, выбирают тот или иной набор атмосферных полей в соответствии со своими критериями. Результаты таких исследований будут зависеть от использовавшегося атмосферного воздействия. Особенно сильна такая зависимость для замкнутых морей, в которых влияние боковых границ на свойства вод сравнительно мало в отличие от бассейнов с открытыми боковыми границами. Примером таких водоемов является Черное море, которое соединяется со Средиземным системой узких проливов. Оно является одним из самых больших внутренних морей мира и обладает своей

уникальной экосистемой. Бассейн Черного моря имеет сравнительно простую береговую линию без больших заливов или островов. Наибольшая его глубина в центре достигает чуть больше 2 км. В силу своей замкнутости и небольших размеров Черное море обладает меньшей по сравнению с океанами термической инерцией и, как следствие, сильнее зависит от изменений характеристик атмосферы.

В последнее время выполнено несколько работ по физическому реанализу динамики Черного моря. В частности, в работах [1 – 3] на основе различных моделей циркуляции Черного моря и ассимиляции гидрологических измерений температуры и солености были получены гидрофизические поля на регулярной сетке. Период времени, для которого в этих работах проводился реанализ, охватывает более тридцати лет – с 1971 до начала 90-х гг. Выбор этого периода обусловлен тем, что он содержит максимальное количество крупномасштабных гидрологических съемок, выполненных в акватории Черного моря. В [4] приведены результаты реанализа физических полей Черного моря для периода времени 1993 – 2012 гг. Особенностью данной работы является использование для ассимиляции спутниковых данных: вдольтрековых аномалий возвышения свободной поверхности моря и поверхностной температуры. В качестве атмосферного воздействия использовались поля, полученные по атмосферному реанализу *ERA-Interim (ECMWF)*. Для того чтобы оценить влияние выбранного атмосферного воздействия на полученные в результате реанализа гидрофизические поля, в данном исследовании был проведен расчет, повторяющий тот, что рассматривался в [4], но использующий другой набор атмосферных параметров. Настоящая работа, в которой сравниваются результаты двух расчетов, посвящена исследованию чувствительности результатов реанализа гидрофизических полей Черного моря к используемому атмосферному воздействию.

Схема реанализа. Схема реанализа, выполненного в данной публикации, изложена в [4]. Основными его элементами являются численная гидродинамическая модель, адаптированная для рассматриваемого бассейна, данные измерений и алгоритм их ассимиляции в модели. В качестве основы была взята разработанная в Морском гидрофизическом институте модель циркуляции Черного моря [5], основанная на аппроксимации системы примитивных уравнений динамики океана, которая в дальнейшем была модифицирована и применялась в действующей системе диагноза – прогноза гидрофизических полей Черного моря [6].

Пространственный шаг сетки модели составляет 4,8 км, что позволяет адекватно описывать синоптические процессы. Вертикальная дискретизация осуществляется с помощью 35 расчетных горизонтов, сгущающихся к морской поверхности. Вертикальная турбулентная диффузия и вязкость параметризуются с помощью коэффициентов, зависящих от глубины и времени. Зависимость от времени носит климатический характер, то есть эти коэффициенты меняются внутри годового цикла. В устьях рек и проливов задавались нормальные компоненты скорости, соответствующие среднемесячным климатическим значениям расходов. Кроме того, на участках боковой границы,

где вода втекала внутрь расчетной области (устья рек и нижнебосфорское течение), задавались значения солёности.

В качестве граничных условий на свободной поверхности моря использовались поля атмосферных параметров. Как упоминалось выше, в [4] применялись результаты атмосферного реанализа *ERA-Interim (ECMWF)*: приповерхностный ветер, потоки тепла и пресной воды, солнечная радиация. Эти поля первоначально имели пространственное разрешение $0,75^\circ$ и дискретность по времени в одни сутки. В данной работе проводится сравнение результатов физического реанализа из [4] с гидрофизическими полями Черного моря, полученными с использованием атмосферного регионального реанализа с пространственным разрешением в зональном направлении $0,2^\circ$ и в меридиональном – $0,15^\circ$ и дискретностью по времени в 1 ч, выполненного на основе модели *MM5* [7].

Важным элементом реанализа является ассимиляция данных наблюдений. В представленном исследовании ассимилировались те же наборы данных, что и в [4]: температура поверхности моря (ТПМ), аномалии возвышения свободной поверхности и среднегодовые профили температуры и солёности. Температура поверхности моря бралась из архивов *GHRSSST* и *NODC* (1993 – 2009 гг.), а для последнего периода (2010 – 2012 гг.) – из архива *OSI TAC*. Для ассимиляции альтиметрических измерений использовались все доступные спутниковые данные за период реанализа (архивы *NASA*, *AVISO* и *SL TAC*). На основе всех гидрографических съёмок и данных всплывающих буев за рассматриваемый период были подготовлены среднегодовые профили температуры и солёности.

Алгоритм ассимиляции температуры морской поверхности аналогичен описанному в работе [8]. В точках сетки модели, где имеются данные ТПМ, раз в сутки измеренные значения температуры сравниваются с модельными. Затем в точках измерений на горизонтах модели, входящих в верхний перемешанный слой, включаются источники в правой части уравнения переноса – диффузии тепла, пропорциональные невязке значений температуры.

Спутниковые альтиметрические данные ассимилировались в модели циркуляции по алгоритму, который был описан в работах [9, 10]. Кратко он сводится к следующему: профили температуры и солёности подправляются в каждой точке пропорционально разности между измеренной величиной возвышения свободной поверхности моря и модельной. При этом весовые коэффициенты, зависящие от глубины, вычисляются по кросс-ковариационным функциям ошибок уровня и солёности и/или температуры.

Средние по глубине значения температуры и солёности подправлялись на горизонтах ниже 200 м в соответствии со среднегодовыми профилями, полученными по данным контактных измерений, на которые был наложен климатический сезонный ход.

Анализ результатов. Данные атмосферного реанализа, выполненного на основе региональной атмосферной модели *MM5*, покрывают временной интервал 2000 – 2012 гг., поэтому выполненный на их основе расчет гидрофизических полей ограничен данным интервалом. Соответственно сравнение результатов двух реанализов гидрофизических полей Черного моря выполне-

но для этого же промежутка времени. В дальнейшем изложении для краткости будем обозначать реанализ, результаты которого описаны в [4] с использованием атмосферных данных *ERA-Interim*, как P1, а реанализ с использованием атмосферного реанализа *MM5* как P2.

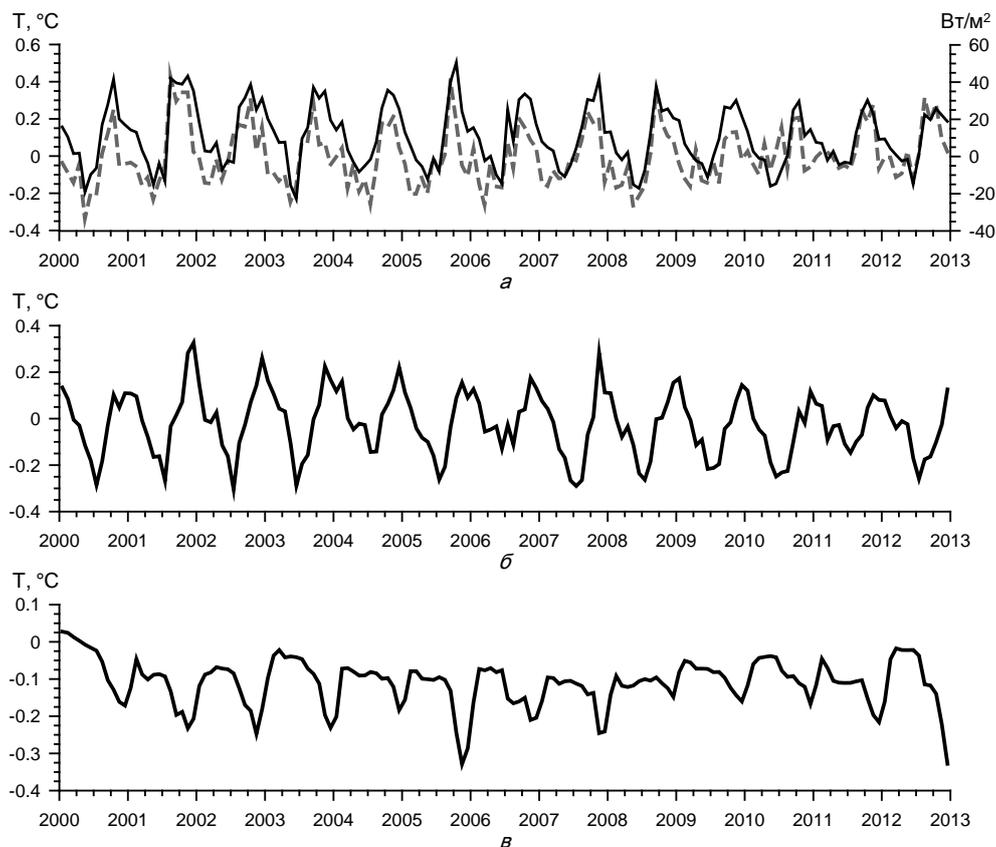


Рис. 1. Эволюция осредненной по площади бассейна среднемесячной разности температур (P1 - P2) на поверхности моря – *a*, в слое 0 – 30 м – *б*, в слое 30 – 100 м – *в*, а также разность потоков тепла на свободной поверхности моря (штриховая линия на фрагменте *a*)

Вначале рассмотрим разницу в температурном режиме верхнего слоя Черного моря по результатам двух расчетов. Для этого будем анализировать осредненные за месяц и по площади бассейна значения температуры для поверхности моря и в слоях 0 – 30 м и 30 – 100 м. Температура моря, получаемая в каждом из расчетов, зависит от ассимилируемых данных и, кроме того, от потоков тепла, которые задаются в качестве граничных условий на поверхности (на боковых границах потоки тепла отсутствуют). В обоих реанализах использовались одни и те же наборы спутниковых данных поверхностной температуры, поэтому можно предположить, что разница температур в поверхностном слое моря определяется, главным образом, разницей количества тепла, поступающего через свободную поверхность. (На разницу температур могут также влиять различия в циркуляции верхнего слоя моря, получаемой в каждом из расчетов). На графике рис. 1, *a* вместе с разностью средних значений ТПМ показан также график разности потоков тепла на свобод-

ной поверхности (*ERA-Interim* и *MM5*), осредненных так же, как ТПМ. На графиках четко видно, что разность температур в разных слоях Черного моря имеет межгодовую и межсезонную изменчивость. Размах колебаний для поверхностной температуры и температуры в верхнем 30-метровом слое достигает $0,6^{\circ}\text{C}$. Температура поверхности моря (рис. 1, *a*) выше по расчету P1 с середины года и до конца зимы следующего года. В течение достаточно короткого промежутка времени в весенне-летний сезон ТПМ по расчету P1 всегда ниже, чем по расчету P2, но в 2011 г. результаты обоих расчетов близки по значению. При этом разность средней поверхностной температуры довольно хорошо коррелирует с разностью потоков тепла на свободной поверхности моря. То есть разница температур в приповерхностном слое моря определяется разностью потоков тепла через поверхность.

Кривая изменчивости разности температур в слое 0 – 30 м (рис. 1, *b*) качественно близка к поведению поверхностной температуры на рис. 1, *a*. Различие между ними состоит в длительности периодов с положительными и отрицательными значениями разности температур в течение года. В слое 0 – 30 м длина отрезка времени, когда эта разность положительна (три месяца конца года и три месяца начала следующего), примерно равна длине, когда разность отрицательна.

В слое 30 – 100 м поведение разности температур отличается от наблюдаемого у поверхности. Температура по расчету P1 ниже для всех лет и всех сезонов (кроме начала 2000 г.), причем максимальные отклонения всегда наблюдаются в конце года. От года к году размах колебаний значительно меняется. Рассматриваемый слой 30 – 100 м в Черном море характерен тем, что в нем в основном расположен холодный промежуточный слой (ХПС). Как известно (например [10 – 12]), воды ХПС обновляются в течение зимне-весеннего сезона. Согласно рис. 1, *a*, в этот промежуток времени величина суммарного потока тепла на свободной поверхности моря ниже для полей *ERA-Interim*. В результате поверхностные воды по расчету P1 остывают быстрее, чем по расчету P2. Соответственно, в ХПС поступает больше холодной воды, что видно на рис. 1, *в*.

Проиллюстрировать изменение со временем средних по площади бассейна значений температуры в верхнем 200-метровом слое можно также с помощью временных диаграмм рис. 2. На этом рисунке представлено поведение средней температуры по результатам реанализов P1, P2, а также их разница. На обеих диаграммах, демонстрирующих изменение температуры по результатам расчетов, четко наблюдаются ядра ХПС (области, выделенные темным и содержащие холодную воду с температурой ниже 8°C). В летнее время нижняя граница слоя с холодной водой в среднем достигает ~ 75 м. Практически за весь рассматриваемый период мощность ХПС в расчете P2 несколько слабее. За промежуток времени 2000 – 2012 гг. не наблюдалось существенного потепления приповерхностных вод моря в отличие от периода 1993 – 2012 гг., когда явно прослеживалась тенденция к потеплению [4]. Согласно рис. 2, *в*, наибольшие отклонения наблюдаются в верхнем 100-метровом слое моря. В приповерхностном слое температура по расчету P1 выше с середины лета до весны следующего года. Причем глубина слоя с положительными аномалиями температуры увеличивается с минимального значения (практически у по-

верхности) в середине лета до 50 м в начале следующего года. Однако температура по расчету P1 ниже в этом слое для весеннего сезона. На глубине свыше 50 м практически для всего рассматриваемого периода времени температура моря ниже по расчету P1.

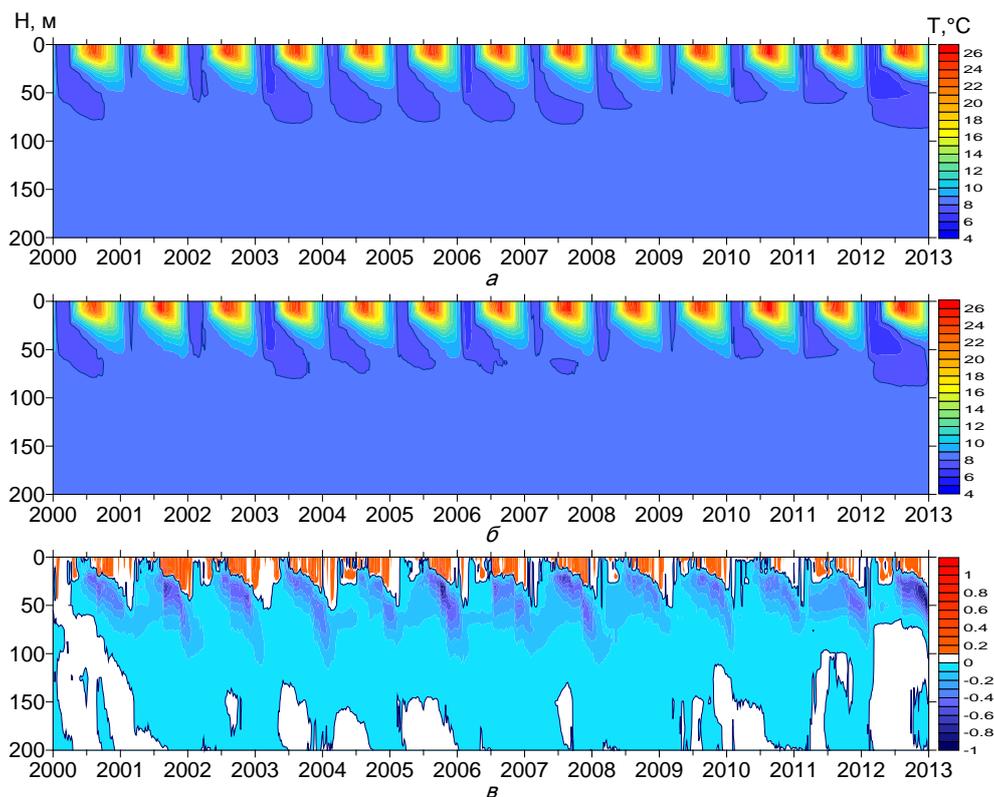


Рис. 2. Временная эволюция осредненных по площади бассейна среднемесячных значений температуры в верхнем 200-метровом слое по результатам реанализов P1 – *а* и P2 – *б*, а также их разницы (P1 - P2) – *в*

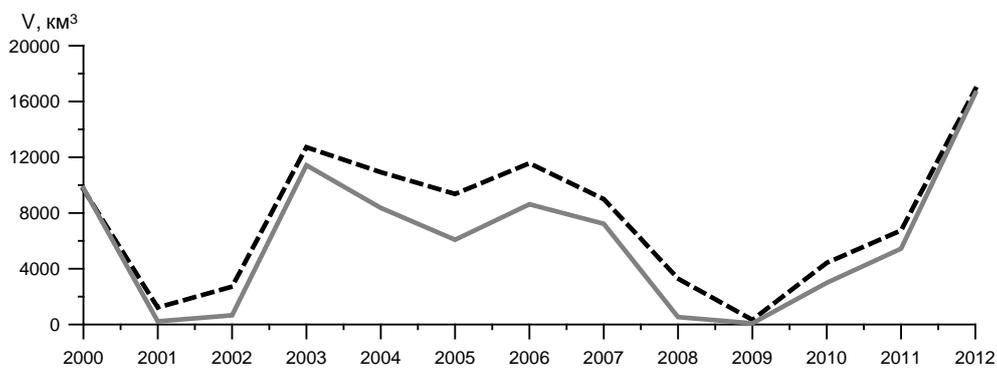


Рис. 3. Среднелетние значения объема ХПС в глубоководной части Черного моря (штриховая линия соответствует расчету P1, прямая – расчету P2)

Количественной характеристикой мощности ХПС может служить его объем. На рис. 3 приведены средние за летний сезон значения объема ХПС в глубоководной части Черного моря, полученные на основе результатов двух расчетов. Значения объемов ХПС, вычисленные по результатам реанализов P1 и P2, достаточно близки для летних сезонов 2000, 2009 и 2012 гг. В остальные годы рассматриваемого периода объем ХПС по расчету P1 заметно больше, чем по расчету P2. Разница может достигать от 2000 до 3000 км³ в 2005, 2006 и 2008 гг. Большой объем ХПС по расчету P1 подтверждает тот факт, что температура воды в слое 30 – 100 м для этого варианта ниже (рис. 1, в).

Соленость. Для оценки различий полей солености, полученных по результатам двух рассматриваемых расчетов, проанализируем осредненные по площади среднемесячные значения. На рис. 4 представлена эволюция распределения солености в верхнем 200-метровом слое Черного моря по данным реанализов P1 и P2, а также разница между ними.

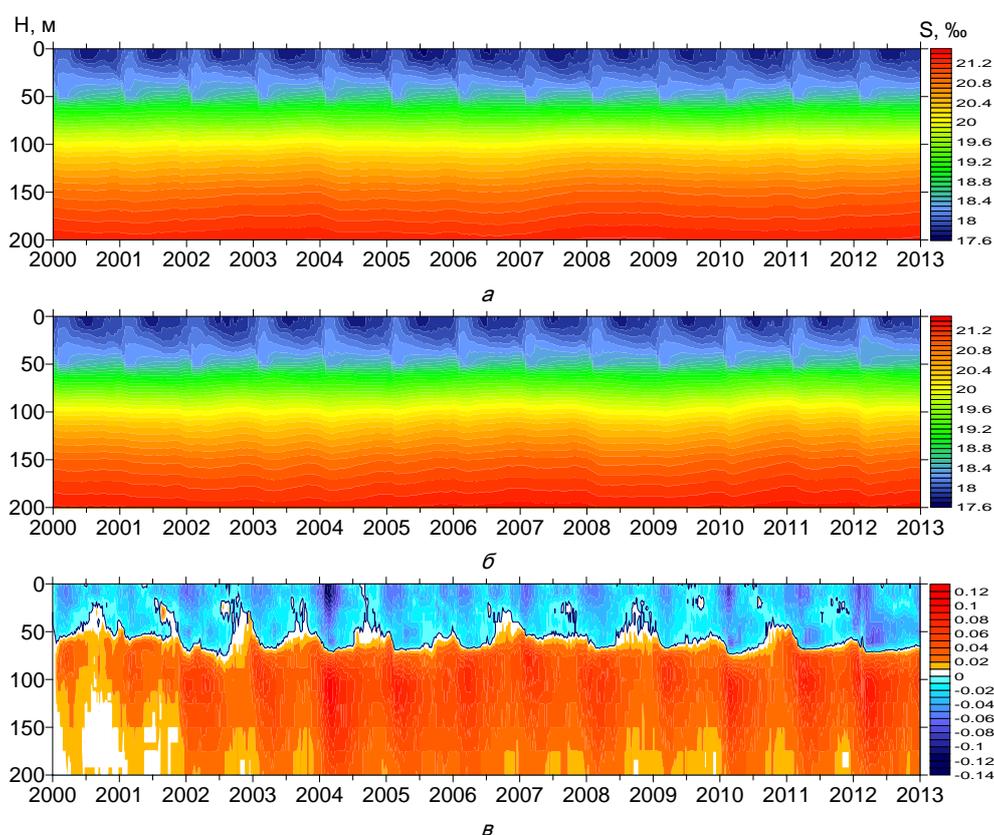


Рис. 4. Временная эволюция осредненных по площади бассейна среднемесячных значений солености в верхнем 200-метровом слое по результатам реанализов P1 – *а* и P2 – *б*, а также их разница (P1 - P2) – *в*

На двух верхних диаграммах можно наблюдать сходную картину. Сезонная изменчивость солёности четко прослеживается до глубины ~50 м. На диаграмме разностей отчетливо видно, что в приповерхностном слое Черного моря величина солёности практически всегда выше по реанализу P2, а глубже этого слоя вплоть до глубины 200 м ситуация меняется на противоположную – всегда выше солёность вод, получаемая в реанализе P1.

На рис. 5 представлены разности средних значений солёности на поверхности, в слое 0 – 30 м и в слое 30 – 100 м. Солёность в верхнем слое моря зависит от ряда факторов, в том числе от потоков пресной воды через свободную поверхность. Для рассматриваемых двух расчетов различными были только поля атмосферного воздействия, поэтому можно предположить, что отличия в поверхностной солёности могут быть вызваны, главным образом, разницей потоков пресной воды на поверхности моря. На рис. 5, а помимо разности поверхностной солёности представлены также разности осредненных по площади бассейна среднемесячных значений испарения минус осадки над акваторией Черного моря для двух наборов атмосферных полей.

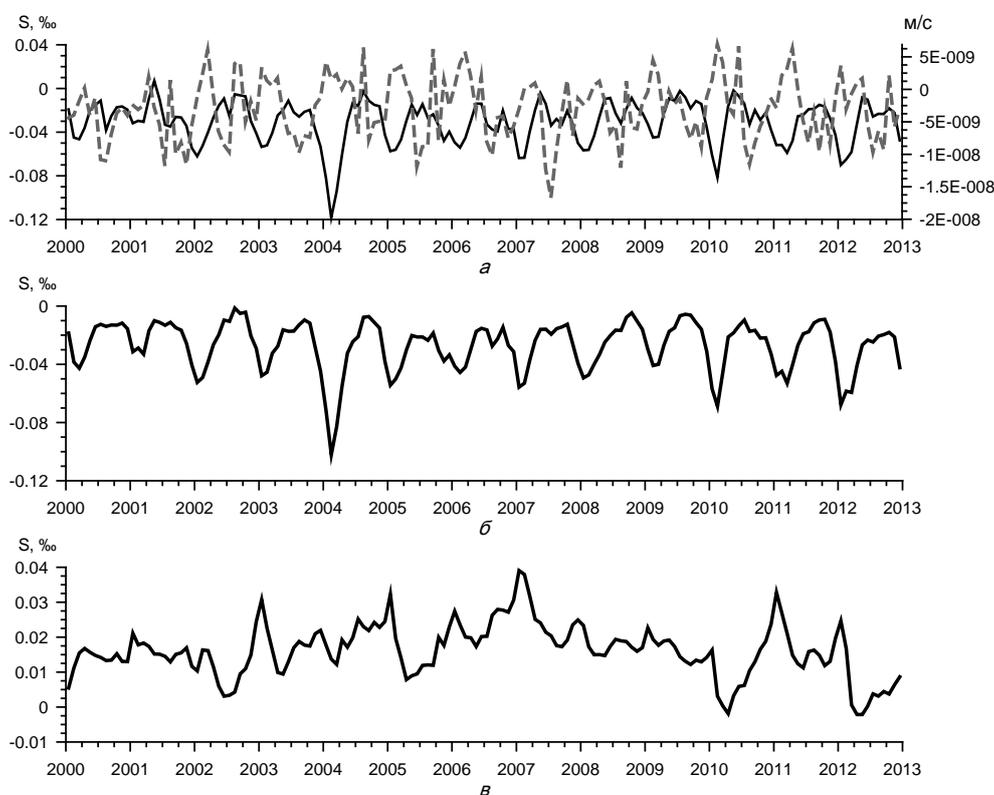


Рис. 5. Эволюция осредненной по площади бассейна среднемесячной разности солёности (P1 - P2) на поверхности моря – а, в слое 0 – 30 м – б, в слое 30 – 100 м – в, а также разность потоков пресной воды на свободной поверхности моря (штриховая линия на фрагменте а)

На поверхности и в слое 0 – 30 м среднее по всему бассейну значение солёности из расчета P1 ниже для всех лет и всех сезонов. Исключение для поверхностной солёности составляет лето 2001 г. Наибольшие отклонения на-

блюдаются в зимний сезон. Максимальное отклонение в поверхностной солености 0,12 ‰ отмечается зимой 2014 г. В летние сезоны соленость на поверхности моря и в приповерхностном слое по обоим расчетам в среднем одинакова. В слое 30 – 100 м аномалии солености малы и составляют сотые доли промилле, при этом соленость по результатам P1 больше. Потоки пресной воды через поверхность Черного моря практически весь год отрицательны, то есть испарение превышает осадки, за исключением небольшого периода в начале года. При этом величины данных потоков для *ММ5* выше, кроме короткого промежутка времени. Таким образом, более интенсивное в целом испарение в *ММ5* приводит к тому, что поверхностная соленость в реанализе P2 получается выше.

Циркуляция. Циркуляция верхнего слоя Черного моря носит преимущественно циклонический характер, что вызвано в основном положительной величиной завихренности поля ветра над регионом. Картина циркуляции в зимний сезон качественно отличается от циркуляции в летнее время. Зимой типичной является циркуляция с выраженным Основным Черноморским течением (ОЧТ), иногда сопровождающимся антициклоническими вихрями на его периферии. В летний сезон, как правило, циркуляция в Черном море разбивается на набор вихрей [13 – 16]. При этом интенсивность течений в летнее время ниже, чем в зимнее. В работе [4] показано, что такое поведение морских течений вызвано, в первую очередь, величиной циклонической завихренности циркуляции атмосферного воздуха над акваторией Черного моря. На рис. 6 представлены примеры течений в верхнем 30-метровом слое Черного моря для января и июля 2008 г., полученных по результатам реанализов P1 и P2.

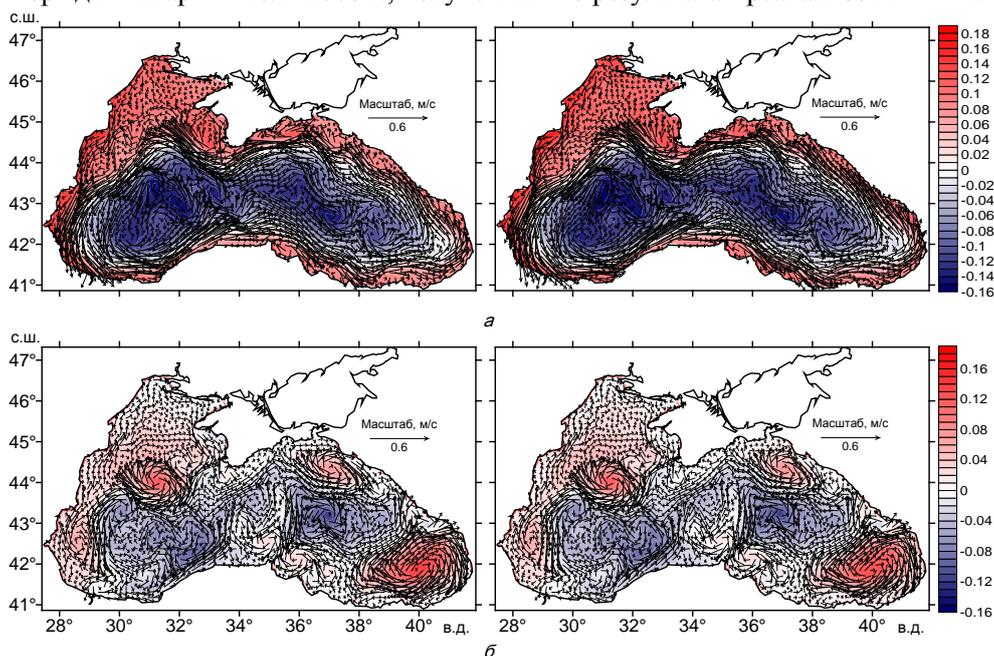


Рис. 6. Карты средних течений в верхнем 30-метровом слое Черного моря для января – *а* и июля – *б* 2008 г. (слева – по результатам реанализа P1, справа – по результатам реанализа P2)

Циркуляция верхнего слоя по обоим наборам данных практически совпадает как для зимы, так и для лета, хотя есть и небольшие различия. Такая похожесть карт течений связана с тем, что на получаемую циркуляцию сильно влияет ассимиляция альтиметрии, которая в обоих расчетах была одна и та же. Далее, для количественного сопоставления результатов по горизонтальной циркуляции выберем в качестве параметра среднюю по площади плотность кинетической энергии течений в верхнем слое.

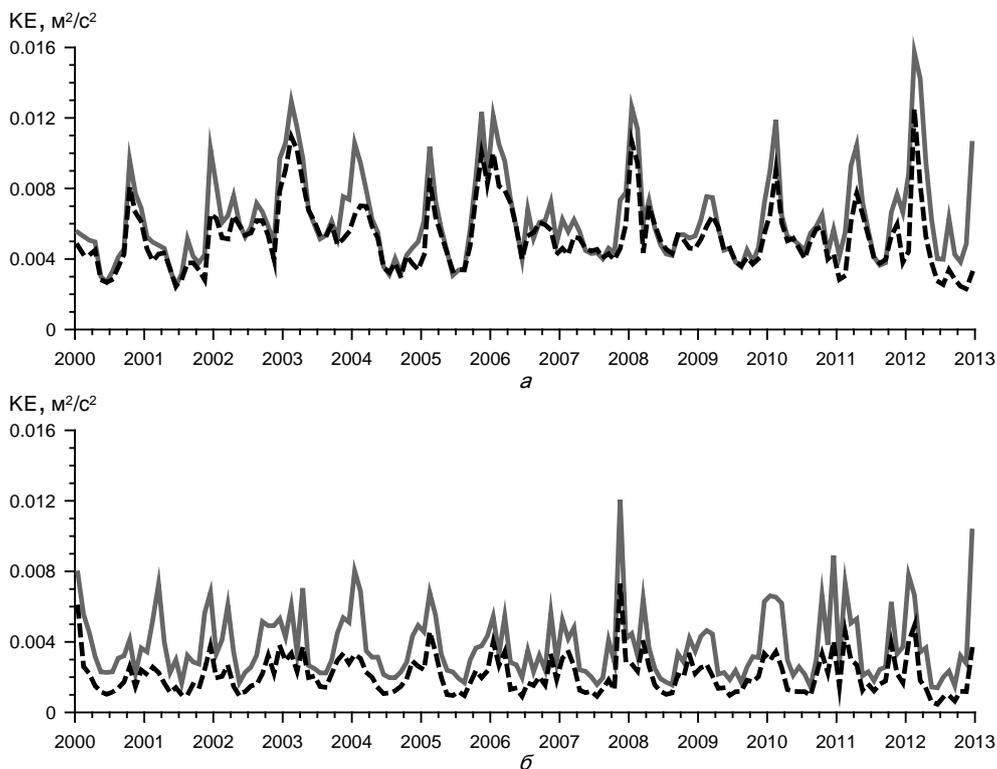


Рис. 7. Временная эволюция осредненной по площади бассейна среднемесячной плотности кинетической энергии течений в слое 0 – 30 м (штриховая линия соответствует результатам P1, сплошная – P2) – *а*; графики отклонений кинетической энергии течений от среднемесячных значений (штриховая линия соответствует результатам P1, сплошная – P2) – *б*

На рис. 7, *а* представлены графики изменения средней по площади бассейна Черного моря плотности кинетической энергии среднемесячной циркуляции в верхнем 30-метровом слое по результатам P1 и P2. На всем временном интервале оба графика близки друг к другу. Максимальные значения кинетической энергии наблюдаются в зимний сезон. В то же время значения плотности кинетической энергии различаются сильнее всего. Эта разница в интенсивности течений определяется в основном полями касательного напряжения трения ветра, которые использовались в качестве граничных условий на свободной поверхности моря для потока импульса. На рис. 7, *б* приведены графики изменения кинетической энергии течений, которые являются отклонением от среднемесячных значений (аналог пульсационных движений

в теории турбулентности). Для этих течений значения плотности кинетической энергии по расчету P1 заметно ниже, чем по P2. Это вызвано тем, что поля ветра, использовавшиеся в реанализе P2, имеют существенно более высокое пространственное и временное разрешение. Соответственно интенсивность быстромменяющихся течений в этом случае выше.

Для развития циркуляции в верхнем слое Черного моря важны две характеристики поля ветра: его интенсивность и величина завихренности. Для двух рассматриваемых случаев рассчитаны среднемесячные поля напряжения трения ветра и по ним определены средние по площади бассейна амплитуда и завихренность. На рис. 8 представлены графики изменения разности плотности кинетической энергии течений ($E(P1) - E(P2)$) для двух наборов данных вместе с разностью средних по площади амплитуды и завихренности полей ветра, использовавшихся при выполнении соответствующего реанализа.

Плотность кинетической энергии по P1 практически всегда меньше, чем по P2, особенно в зимнее время. При этом их разность практически не зависит от разности интенсивности поля ветра (рис. 8, а). В то же время разность интенсивности циркуляций хорошо коррелирует с разностью средних по площади завихренностей ветра. Таким образом, несмотря на то что циркуляции в верхнем слое Черного моря, полученные в двух расчетах, достаточно близки, существуют заметные различия в их интенсивности. Причем эти различия вызваны разницей завихренностей полей ветра, использовавшихся в этих расчетах.

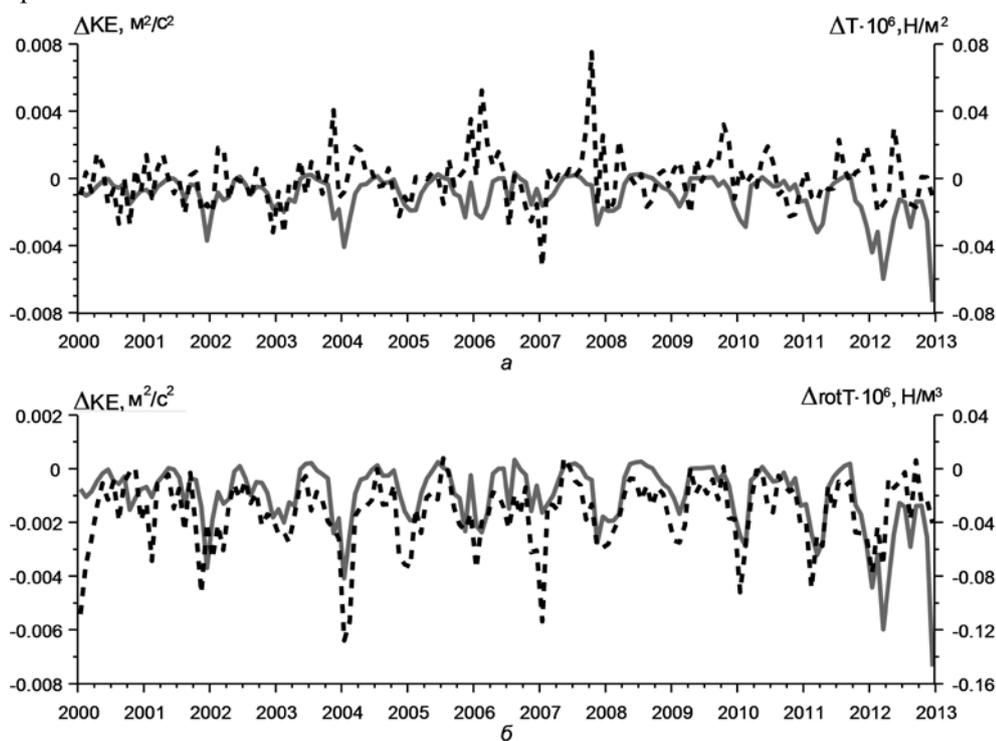


Рис. 8. Графики изменения разности среднемесячных значений плотности кинетической энергии течений (сплошная линия); разность средних по площади амплитуды (а) и завихренности (б) полей ветра (штриховая линия)

Сравним теперь вертикальную циркуляцию, получаемую в каждом случае. В среднем в центре бассейна в его глубоководной части вода поднимается к поверхности, возле поверхности движется по направлению к берегу и затем опускается вниз. Такая картина вертикальной циркуляции в верхнем слое определяется циклоническим характером течений в Черном море. В работе [4] показано, что основной вклад в формирование ячейки вертикальной циркуляции в верхнем слое Черного моря вносит действие ветра. На рис. 9, *а*, *б* представлены средние профили (от 0 до 200 м) вертикальной скорости, вычисленной по результатам реанализов P1 и P2, для двух частей бассейна Черного моря: для глубоководной области (глубже 1000 м) и остальной части, расположенной над континентальным склоном и шельфом. Профили получены путем осреднения по площади, ограниченной изобатой 1000 м, и по времени за весь рассматриваемый период.

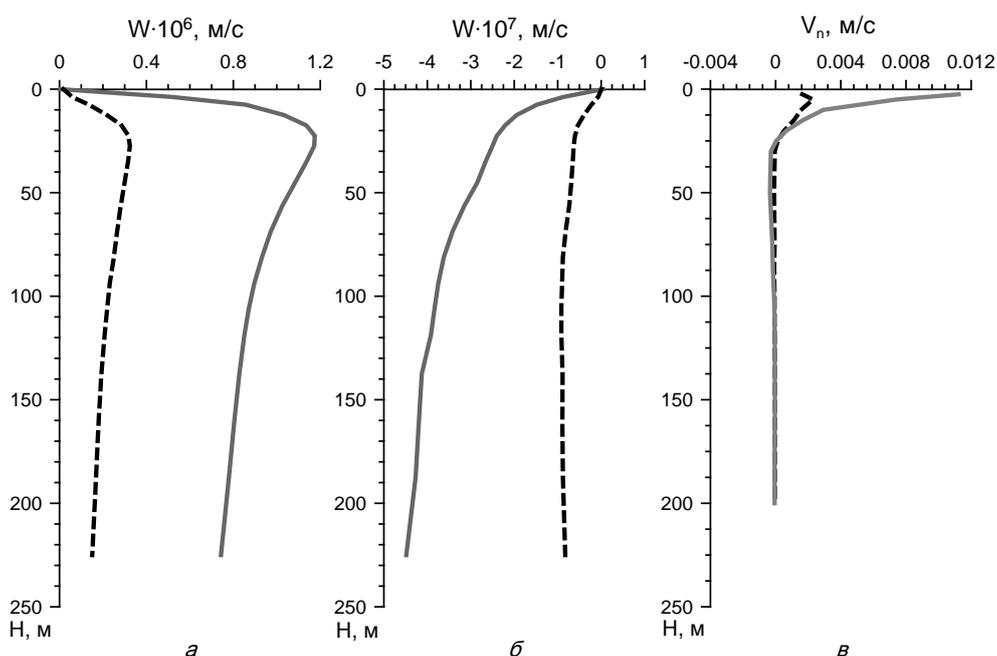


Рис. 9. Профили осредненной за весь рассматриваемый период времени вертикальной скорости W внутри области, ограниченной изобатой 1000 м, – *а*, и вне этой области – *б*, а также профили средних значений нормальных к боковой поверхности цилиндра, ограниченного изобатой 1000 м, скоростей – *в* (штриховые линии соответствуют расчету P1, прямые – расчету P2)

На графиках рис. 9, *а*, *б* видно, что в глубоководной части бассейна вода в среднем поднимается, а в прибрежной зоне опускается в соответствии со схемой, описанной выше. Причем полученные вертикальные скорости в расчете P2 в несколько раз выше, чем в P1 (максимальные значения вертикальной скорости отличаются примерно в три раза). В обоих случаях средняя вертикальная скорость в центральной части растет до глубины ~25 м, затем падает практически до нуля на поверхности моря. Рост вертикальной скорости в слое до 25 м должен сопровождаться притоком воды через боковую поверхность цилиндра, основание которого ограничено изобатой 1000 м, а в

верхнем слое, в котором вертикальная скорость падает (от 25 до 0 м), вода должна вытекать через боковую границу этой области. Такое поведение подтверждается профилями средних значений нормальных к боковой поверхности цилиндра скоростей, изображенных на графике рис. 9, в. Эти профили были получены с использованием полей горизонтальных компонент скорости течений из реанализов P1 и P2. В соответствии с поведением профилей вертикальной скорости, направление потока массы через боковую поверхность меняется в верхнем слое с отрицательного (то есть внутрь глубоководной части) на положительное. При этом значения горизонтальной скорости в данных P2 выше, так же как и значения вертикальной скорости.

Максимумы на профилях вертикальной компоненты скорости в глубоководной части моря связаны со скоростью на нижней границе экмановского пограничного слоя, которая определяется через завихренность поля ветра: $W_E = \text{rot}_z \tau / (\rho f)$, где τ – напряжение трения ветра; f – параметр Кориолиса; ρ – плотность морской воды. Используя значения параметров ветра, применявшихся в реанализах, можно получить по этой формуле значения средней скорости W_E для обоих рассматриваемых реанализов. Межгодовая изменчивость значений максимума средней вертикальной компоненты скорости в глубоководной части моря приведена на рис. 10 в виде двух графиков для P1 и P2. На этом же рисунке значками показаны значения скорости W_E на нижней границе слоя Экмана, полученные по использовавшимся в реанализах полям напряжения трения ветра. Значения скорости W_E достаточно близки к соответствующим величинам максимумов вертикальной скорости по результатам расчетов. Особенно хорошо это соответствие видно для расчета P1. Таким образом, отождествление максимума вертикальной скорости на профилях для глубоководной части моря со скоростями Экмана, полученными по полям ветра, выглядит достаточно обоснованно. И, соответственно, глубины этих максимумов можно отождествить с глубинами экмановского слоя в обоих расчетах. Из чего можно заключить, что в обоих случаях основной вклад в формирование ячейки вертикальной циркуляции в верхнем слое Черного моря вносит действие ветра.

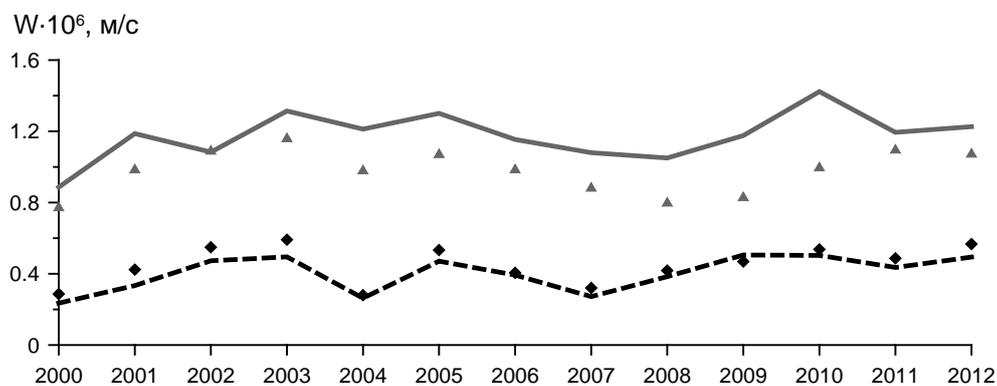


Рис. 10. Изменение максимумов среднегодовых значений вертикальной скорости W для периода 2000 – 2012 гг. и соответствующие значения экмановской скорости, рассчитанные по касательному напряжению трения ветра (штриховая линия и прямоугольники соответствуют расчету P1, сплошная линия и треугольники – расчету P2)

Разница в интенсивности вертикальной циркуляции позволяет по-новому объяснить различия анализируемых полей солёности: по результатам реанализа P2 вода в приповерхностном слое солёнее, чем в реанализе P1 (рис. 5). Несмотря на то что в целом поток пресной воды из моря для P2 больше (и этим можно объяснить большую поверхностную солёность), фазы колебаний потока пресной воды и солёности на поверхности моря не совпадают, а иногда находятся в противофазе. Такое поведение обусловлено разностью вертикальных скоростей. В центре бассейна осуществляется подъем и вынос к поверхности более солёной воды из глубины, а на периферии, где вода более пресная за счет стока рек, она опускается. На рис. 11 приведен график, показывающий эволюцию разности средней солёности в верхнем 30-метровом слое (рис. 5, б). На этом же рисунке изображена эволюция средней за сезон разности вертикальной скорости в глубоководной части моря на горизонте 30 м. Видно, что оба графика хорошо коррелируют между собой. На основании этого можно заключить, что разность в поверхностной солёности вызвана, главным образом, разностью вертикальной циркуляции, которая, в свою очередь, обусловлена разницей в завихренности напряжения трения ветра.

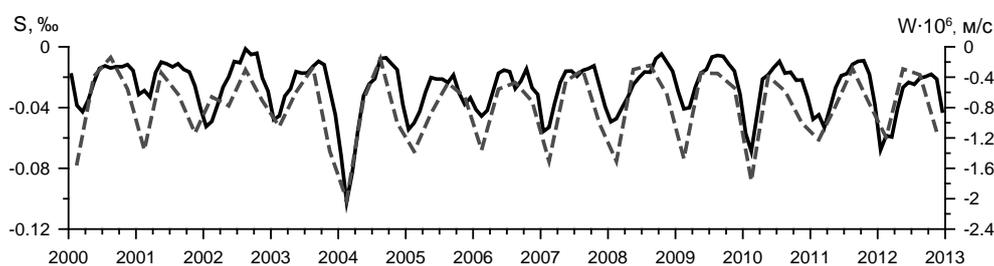


Рис. 11. Эволюция осредненной по площади бассейна среднемесячной разности солёности (P1 - P2) в слое 0 – 30 м (сплошная линия), а также разность вертикальной скорости в глубоководной части моря на горизонте 30 м (штриховая линия)

Заключение. В работе проведено сравнение результатов двух реанализов гидрофизических полей Черного моря на основе ассимиляции данных дистанционных измерений. В обоих расчетах применялись одна и та же гидродинамическая модель и одинаковые наборы данных для ассимиляции. Разными были только поля атмосферного воздействия, использовавшиеся в гидродинамической модели в качестве граничных условий на свободной поверхности моря. Таким образом, фактически исследовалась чувствительность результатов реанализа к используемым на поверхности моря полям атмосферного воздействия. Сравнительный анализ показал, что результаты двух расчетов достаточно близки друг к другу. То есть вес ассимилируемых данных в получаемых результатах достаточно высок. В то же время наблюдаются различия, обусловленные разными полями атмосферного воздействия.

Температура в приповерхностном слое большую часть года выше по результатам реанализа P1, что вызвано соответствующей разницей потоков тепла на поверхности моря в атмосферных данных. В слое 30 – 100 м средняя температура всегда выше в результатах P2. Данный факт, по-видимому, вызван тем, что в зимний сезон отрицательный поток тепла на поверхности по

абсолютной величине больше для полей *ERA-Interim*. По этой причине поверхностные воды остывают быстрее в расчете P1, соответственно, в этом случае более интенсивны процессы конвекции и, как следствие, более интенсивно идет процесс обновления вод ХПС. Необходимо также отметить, что в зимний сезон спутниковые данные о ТПМ имеют наибольшие пробелы и, следовательно, в это время возрастает влияние потоков тепла на формирование температуры в модельных расчетах.

Циркуляция поверхностных вод Черного моря в каждом из рассматриваемых случаев достаточно близка одна к другой. В то же время значения средних кинетических энергий течений имеют некоторые различия. Течения более интенсивны по расчету P2, особенно для временных масштабов меньше месяца. Различия кинетической энергии осредненных за месяц течений определяются главным образом разницей завихренностей полей касательного напряжения трения ветра. Для течений с меньшим временным масштабом эта разница вызвана, по-видимому, лучшим пространственно-временным разрешением полей *MM5*.

По результатам двух реанализов рассчитаны параметры средней вертикальной циркуляции в верхнем 200-метровом слое. По расчету P2 вертикальная скорость в глубоководной части бассейна оказалась существенно выше, что вызвано более высоким значением средней завихренности поля ветра над этой частью моря. Вследствие этого происходит гораздо более интенсивный подъем соленых вод к поверхности в центре бассейна и опускание более пресных вод на периферии. В результате в приповерхностном слое моря вода более соленая по данным реанализа P2. Таким образом, на разность солености в приповерхностном слое большее влияние оказывает разница завихренностей поля ветра, а не разница потоков пресной воды через свободную поверхность.

Работа выполнена в рамках научного проекта «Исследования закономерностей изменений состояния морской среды на основе оперативных наблюдений и данных системы диагноза, прогноза и реанализа состояния морских акваторий» (шифр «Оперативная океанография»).

Авторы выражают благодарность М.В. Шокурову за предоставление атмосферных полей *MM5*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кныш В.В., Кортаев Г.К., Моисеенко В.А. и др. Сезонная и межгодовая изменчивость гидрофизических полей Черного моря, восстановленных на основе реанализа за период 1971 – 1993 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2011. – 47, № 3. – С. 433 – 446.
2. Кныш В.В., Кубряков А.И., Моисеенко В.А. и др. Тенденции в изменчивости термохалинных и динамических характеристик Черного моря, выделенные по результатам реанализа за период 1985 – 1994 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. – Вып. 16. – С. 279 – 290.

3. *Кныш В.В., Коротаев Г.К., Мизюк А.И., Саркисян А.С.* Усвоение гидрологических наблюдений для расчета течений в морях и океанах // Там же. – 2012. – 48, № 1. – С. 67 – 85.
4. *Дорофеев В.Л., Сухих Л.И.* Анализ изменчивости гидрофизических полей Черного моря в период 1993-2012 годов на основе результатов выполненного реанализа // Морской гидрофизический журнал. – 2016. – № 1. – С. 33 – 48.
5. *Демьяшев С.Г., Коротаев Г.К.* Численная энергосбалансированная 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.
6. *Korotaev G.K., Oguz T., Dorofeyev V.L. et al.* Development of Black Sea nowcasting and forecasting system // Ocean Sci. – 2011. – 7, № 5. – P. 1 – 21.
7. *Шокуров М.В.* Численное моделирование атмосферной циркуляции над Черным морем // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. – Вып. 25. – 2. – С. 91 – 113.
8. *Дорофеев В.Л.* Ассимиляция спутниковых измерений поверхностной температуры Черного моря в модели циркуляции // Там же. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – Вып. 11. – С. 24 – 30.
9. *Коротаев Г.К., Саенко О.А., Коблинский Ч.Ж. и др.* Точность, методология и некоторые результаты ассимиляции альтиметрических данных TOPEX/POSEIDON в модели общей циркуляции Черного моря // Исследование Земли из космоса. – 1998. – № 3. – С. 3 – 17.
10. *Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К.* Ассимиляция данных спутниковой альтиметрии в вихререзающей модели циркуляции Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – № 1. – С. 52 – 68.
11. *Гертман И.Ф.* Термохалинная структура вод моря // Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. А.И. Симонова, Э.Н. Альтмана. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1991. – С. 146 – 195.
12. *Овчинников И.М., Попов Ю.И.* К вопросу о формировании холодного промежуточного слоя в Черном море // Докл. АН СССР. – 1984. – 279, № 4. – С. 986 – 989.
13. *Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А.* Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 240 с.
14. *Oguz T., Besiktepe S.* Observations on the Rim Current structure, CIW formation and transport in the western Black Sea // Deep-Sea Res. – 1999. – 46, № 10. – P. 1733 – 1753.
15. *Korotaev G., Oguz T., Nikiforov A. et al.* Seasonal, interannual, and mesoscale variability of the Black Sea upper layer circulation derived from altimeter data // J. Geophys Res. – 2003. – 108, № C4, 3122. – P. 1 – 15.
16. *Журбас В.М., Зацепин А.Г., Григорьева Ю.В. и др.* Циркуляция вод и характеристики разномасштабных течений в верхнем слое Черного моря по дрейферным данным // Океанология. – 2003. – 43, № 6. – С. 1 – 15.

Study of sensitivity of the results of the Black Sea hydrophysical fields' reanalysis to atmospheric forcing

L.I. Sukhikh, V.L. Dorofeyev

*Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol, Russia
e-mail: l.sukhikh@gmail.com*

The results of two reanalyses of the Black Sea hydrophysical fields based on the remote sensing data (2000 – 2012) assimilation are compared. The simulations are carried out using different arrays of the atmospheric fields, namely *ERA-Interim* and *MM5*.

It is shown that the results of both computations are quite close due to significant impact of the assimilated data. At the same time, there are some differences in the temperature, salinity and currents' fields. It is shown in particular, that temperature difference in the subsurface layer of the Black Sea are conditioned by the corresponding difference of the heat fluxes on the free sea surface in the atmospheric data. At that salinity difference in the subsurface layer is to a greater extent determined by the difference of the wind stress vorticity than by the fresh water fluxes through the sea surface. It is shown that the currents simulated using the *MM5* atmospheric data are more intensive, especially for the time scales shorter than a month. It is stipulated by a better spatial-temporal resolution of the *MM5* fields. This difference in the currents' intensity is conditioned mainly by the wind stress field. In both computations the basic contribution to formation of the vertical circulation cell in the Black Sea upper layer is done by wind forcing.

Keywords: reanalysis, Black Sea dynamics, numerical modeling, data assimilation, remote sensing.