

УДК 551.465

ОСОБЕННОСТИ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СУТОЧНОГО ХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ В РАЗЛИЧНЫЕ СЕЗОНЫ В ЧЕРНОМ МОРЕ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ МОДЕЛИ NEMO

© 2022 г. В. А. Рубакина^а, *, А. А. Кубряков^а, С. В. Станичный^а, А. И. Мизюк^а

^аМорской гидрофизический институт РАН, ул. Капитанская, 2, Севастополь, 299011 Россия

*e-mail: valenru93@mail.ru

Поступила в редакцию 04.06.2021 г.

После доработки 24.09.2021 г.

Принята к публикации 07.10.2021 г.

В работе для бассейна Черного моря выполнено исследование особенностей вертикального распределения суточного хода температуры в различные сезоны 2015 г. и их связи со стратификацией на основе результатов расчета NEMO. Показано, что сезонный ход и пространственные особенности суточного хода температуры по результатам расчета модели достаточно хорошо совпадают с измерениями сканера SEVIRI. Результаты расчета и спутниковые измерения демонстрируют наличие выраженной линейной связи между амплитудой суточных колебаний и скоростью ветра. По результатам моделирования исследованы особенности сезонного хода суточных колебаний. Спектральный анализ вертикального распределения температуры показал, что в теплый период года наблюдаются максимальные по величине энергии суточные колебания, которые локализованы в верхнем 0–10 м слое вод. В холодный период года интенсивность суточных колебаний значительно ниже, однако, глубина проникновения суточного хода температуры достигает 35–40 м. В марте наблюдается скачкообразный прогрев достаточно глубоких слоев, который формируется в условиях, когда ночной конвекции, способствующей опусканию теплых вод, предшествуют штилевые условия и значительный дневной прогрев. Летом при наличии устойчивой стратификации прогретые за день воды остаются в поверхностном тонком слое. В холодный период года суточные колебания температуры проникают глубже в зонах даунвеллинга на периферии бассейна, чем в центре моря. Эти пространственные особенности качественно совпадают с положением верхнего квазиоднородного слоя, где стратификация слабо выражена и не препятствует событиям ночной конвекции.

Ключевые слова: суточный ход температуры, Черное море, NEMO, SEVIRI, спектральный анализ, дневной прогрев

DOI: 10.31857/S0002351522010114

ВВЕДЕНИЕ

Суточный ход температуры вносит значительный вклад в турбулентный обмен теплом и импульсом между атмосферой и океаном, а также непосредственно влияет на формирование приводного ветра [1–5]. Связанные с суточными колебаниями потоков тепла изменения стратификации вод могут существенно влиять на режим перемешивания в верхнем слое и связанные с ним биогеохимические процессы [2, 6]. Следует отметить, что резкий халоклин является важной причиной изменения вертикального перемешивания, в частности, ночной конвекции, в зимний период, когда градиенты температуры отрицательны. В то же время в теплый период стратификация верхнего слоя, в первую очередь определяется сезонным термоклином.

Суточный ход температуры поверхностного слоя моря/океана (далее ТПМ/ТПО) непосредственно зависит от совместного действия трех факторов – динамики теплообмена между океаном и атмосферой, солнечной радиации, а также от турбулентного перемешивания. В дневные часы, в условиях безоблачного неба и слабого ветра температура приповерхностных вод увеличивается за счет поглощения поступающего коротковолнового солнечного излучения, из-за чего может возникать существенный вертикальный температурный градиент. Ночью происходит разрушение суточного термоклина посредством конвективного перемешивания [7]. Поскольку поглощение солнечного излучения максимально на поверхности, наибольшее увеличение температуры наблюдается в границах тонкого приповерхностного слоя (на глубине ~0.5–1 м). Тем не менее турбулентное пе-

ремешивание, связанное во многом с действием ветра может распространять поглощенное тепло в более глубокие слои. Таким образом, слой прогрева может увеличиваться в глубину до 10–20 м [7].

Величина амплитуды суточного хода ТПМ зависит от облачного покрова, определяющего количество падающего солнечного излучения, и от турбулентного перемешивания. При незначительном облачном покрове и слабом ветре в отдельных областях при наблюдениях *in situ* был зафиксирован перепад ТПМ на 5°C на глубине от 0.3–0.6 [7] до 7 м [8]. В работе [9] описано одно из таких событий значительного дневного прогрева, зафиксированное термодрифтреом в Черном море, амплитуда суточного хода температуры на горизонте 0.2 м составила 4.5°C.

Отдельный интерес представляет суточный ход температуры для моделирования системы “океан–атмосфера”, долгосрочных климатических трендов температуры и различных процессов в океане. В работах [10] и [11] показано, как замена суточного цикла ТПО на их среднесуточные значения влияет на масштабы изменчивости внутрисезонных величин ТПО в совместных моделях океана и атмосферы. Суточная изменчивость также оказывает важное влияние на динамику перемешанного слоя, увеличивая силу перемешивания через термоклин [12, 13].

Данные дистанционного зондирования со спутников на геостационарной орбите, позволяют получать информацию о параметрах океана и атмосферы на планетарных масштабах с высоким временным разрешением (до 5 мин). Такие измерения эффективно используются для изучения высокочастотных изменений ТПО в частности, процессов дневного прогрева в Черном море [14, 15] и в Мировом океане [8, 16–18], а также, в моделировании для ассимиляции и валидации полученных результатов [19–21].

Для исследования вертикального распределения температуры на суточных масштабах используются заякоренные термоксы и дрейфующие термопрофилирующие буи [9, 22, 23]. Так, в работе [9] исследованы особенности суточного хода температуры в верхнем слое Черного моря в различные сезоны по данным термопрофилирующих дрейфующих буйев и данных дистанционного зондирования. Однако контактные измерения имеют ряд недостатков. Прежде всего, данные о температуре получают для определенной точки, что не дает возможность полноценно проанализировать ее пространственное распределение. Кроме того, временной ряд, полученный по таким измерениям, чаще всего, неоднороден по времени и пространству.

Численные модели дают возможность исследовать суточный ход, его пространственное распределение и временную динамику на основе не-

прерывных по времени и пространству массивов данных. Модели суточной изменчивости ТПО в целом можно разделить на три категории: простые параметризации, объемные и турбулентные или диффузионные модели. Первое подробное моделирование суточного цикла температуры было выполнено в работе [24], в которой разработана одномерная модель, описывающая дневной ход температуры с учетом изменений турбулентности и коротковолновой радиации. Эта модель также использована в работах [11, 13] для моделирования суточной изменчивости в западной экваториальной части Тихого океана.

Для моделирования суточного хода температуры наиболее популярным и часто используемым является одномерное моделирование. Оно широко применяется при разработке параметризации турбулентности и потоков атмосфера–океан. Такие модели также подходят для моделирования суточной изменчивости ТПО, поскольку они могут иметь гораздо большее приповерхностное вертикальное разрешение [19]. В ряде работ используется ансамбль одномерных моделей, чтобы воспроизвести пространственную изменчивость суточного хода и события значительного дневного прогрева [19–21, 25]. Одномерные модели не учитывают влияния горизонтального перемешивания и адвекции, которые могут существенно влиять на структуру и стратификацию верхнего слоя. Кроме того, существуют ограничения для использования одномерных моделей при прогнозировании различных процессов в системе океан–атмосфера, например, ураганов [26], поскольку одномерная модель не учитывает такое явление, как апвеллинги. Большинство работ, посвященных моделированию суточного хода температуры, упомянутых выше, рассматривают суточный ход ТПО/ТПМ и температуры в тонком приповерхностном слое (в зависимости от задач, поставленных в конкретном исследовании, это слой от нескольких сантиметров до 2–5 м).

В настоящей работе впервые для района Черного моря проведено исследование суточных колебаний температуры вод приповерхностного слоя на основе данных сканера SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) и модели NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) для 2015 года, а также рассмотрены особенности вертикального распределения суточного хода температуры в различные сезоны года и их связь со стратификацией на основе результатов моделирования. В работе, также представлено описание изменчивости интенсивности суточных колебаний в различные сезоны на основе расчета трехмерной численной модели NEMO, проведена валидация суточных колебаний температуры, полученных по результатам расчета модели со спутниковыми геостационарными измерениями. Впервые для Черного моря исследованы

пространственно-временные особенности вертикальной структуры суточных колебаний, продемонстрировано наличие пространственной неоднородности суточных колебаний в разные сезоны года, а также предложено физическое описание наблюдаемой связи между интенсивностью суточных колебаний на различных глубинах и характеристиками стратификации (толщина ВКС).

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ

В работе проводится анализ результатов долгопериодных расчетов общей циркуляции вод Черного моря, полученных на основе комплекса численного моделирования NEMO, представленных в работе [27], гидродинамический блок фреймворка основан на системе примитивных уравнений гидротермодинамики океана. В настоящей работе используются результаты моделирования температуры и солености за 2015 год.

Поля получены на квазирегулярной сетке, с шагами $1/24^\circ$ и $1/17^\circ$ в меридиональном и зональном направлениях соответственно. В работе анализ выполнялся только для горизонтов верхнего слоя (в м): 1.3; 3.8; 6.5; 9.4; 12.4; 15.7; 19.4; 23.7; 28.8; 34.8; 42.4; 51.9; 64.1; 79.8. Временная дискретность 1 ч.

Из особенностей конфигурации можно отметить параметризацию вертикального турбулентного перемешивания посредством уравнений к-ε гипотезы замыкания [28]. При этом коэффициенты турбулентной диффузии и вязкости рассчитываются с использованием функции устойчивости, предложенной в [29].

В качестве атмосферного воздействия для модели использовались данные реанализа ERA5 с пространственным разрешением 0.25° и временной дискретностью 1 час [30]. Потоки тепла на поверхности моря считаются посредством балк-формул протокола CORE [31]. Для их расчета используются данные реанализа ERA5 с дискретностью 1 ч: скорость ветра на высоте 10 м, температура и удельная влажность воздуха на высоте 2 м, нисходящие потоки коротковолновой и длинноволновой радиации. Коротковолновая радиация корректируется величиной альbedo морской поверхности; длинноволновая радиация — величиной излучения абсолютно черного тела; скрытый поток тепла определяется на основе разницы температуры воздуха и воды и отклонением скорости течений от ветра; явный поток тепла определяется на основе разницы влажностей воздуха и насыщения водяного пара при температуре поверхности и отклонением скорости течений от ветра. Источник данных: <https://climate.copernicus.eu/>. В работе также использовались данные дистанционного зондирования — данные сканера SEVIRI за 2015 год о ТПМ Черного моря с дискретностью

1 ч и пространственным разрешением 5 км. Поскольку температура, измеряемая в ИК-диапазоне, формируется в слое ~ 0.1 мм, то ТПМ, измеряемая сканером — это температура скин-слоя [32, 33]. Данные получены из архива <http://www.osi-saf.org/>. На основе сравнения данных, полученных сенсором SEVIRI, и измерений *in situ* свободно дрейфующими буями (дрифтерами) в работе [32] даны оценки точности измерений. Среднеквадратическое отклонение разности этих температур составило 0.45 К.

РЕЗУЛЬТАТЫ

1. Сопоставление спутниковых измерений и данных численного моделирования

На рис. 1 представлены средние за 2015 г. карты распределения ТПМ по данным спутниковых измерений и температуры в верхнем (первом) слое по результатам расчета NEMO и их разница. Пространственное распределение температуры хорошо совпадает как на качественном уровне, так и по абсолютным значениям. Модель несколько завышает значения температуры в юго-восточной части и занижает на ту же величину в центральной и западной части Черного моря. Наибольшая разница сопоставляемых температур приходится на прибрежные районы и Азовское море, при этом для основной части прибрежной зоны температура по результатам расчета модели выше спутниковых измерений SEVIRI. Однако величина разности для основной части акватории не превышает $0.5\text{--}1^\circ\text{C}$, что наглядно отображает карта рис. 1в.

Для сравнения сезонного хода температуры был выбран район в глубоководной части бассейна, границы которого очерчены на рис. 1в пунктирной линией (протяженность с 34° в.д. по 36° в.д., от 42.5° в.д. до 43.5° в.д.) (рис. 1г). Спутниковые данные и результаты расчета модели достаточно хорошо согласуются. С января по июль значения температур практически полностью совпадают, с августа по декабрь значения ТПМ несколько превышают модельные величины температуры. Наибольшая разница приходится на ноябрь и составляет 1.8°C . Такое отличие, вероятно, связано с вертикальным распределением температуры: спутниковые измерения предоставляют информацию о температуре тонкого верхнего слоя (доли мм), результаты расчета модели — о температуре — в слое 2.5 м.

Таким образом, можно заключить, что результаты расчета модели NEMO достаточно хорошо воспроизводят как пространственные особенности поля температуры, так и ее сезонный ход.

Пример временной изменчивости температуры в этом же районе в июне 2015 г изображен на рис. 2а. Летом, когда устанавливается ясная погода,

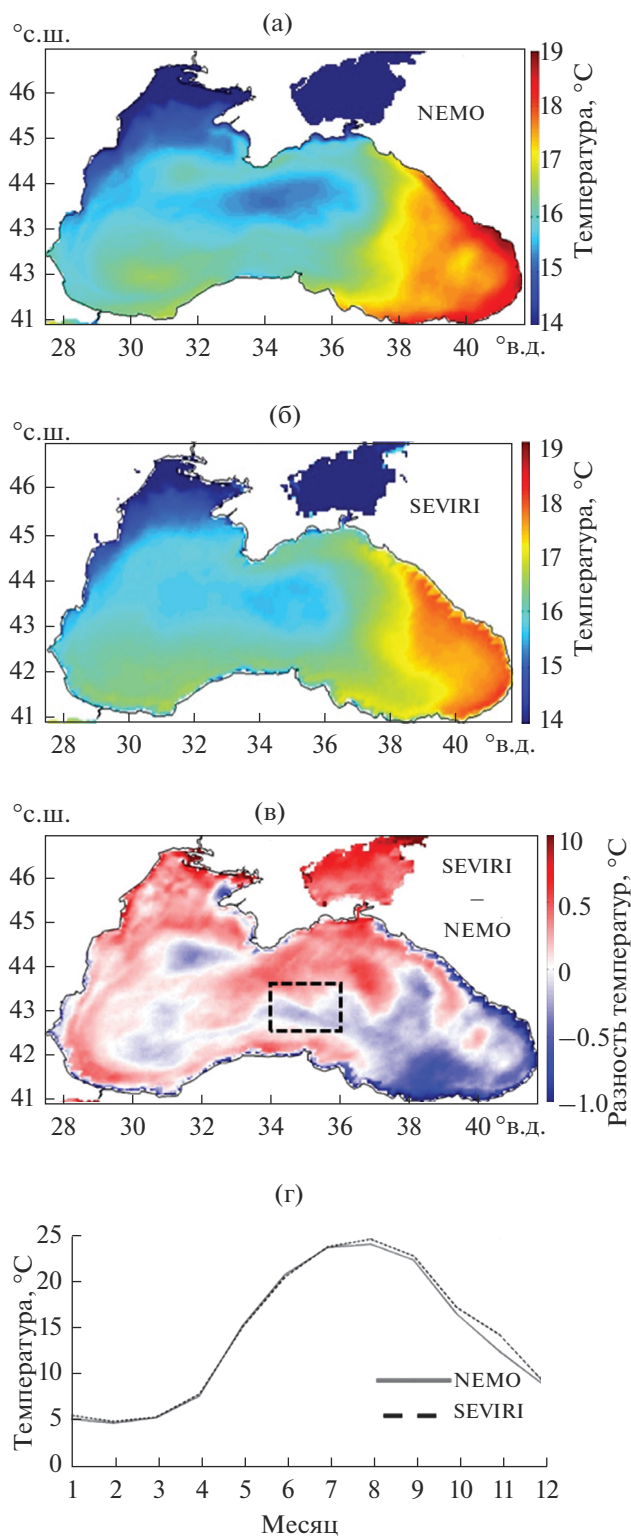


Рис. 1. Средняя за 2015 г. карта пространственного распределения температуры в верхнем слое по результатам расчета NEMO (а); средняя за 2015 г. карта пространственного распределения ТПМ по данным SEVIRI (б); карта пространственного распределения разности средней за 2015 г. ТПМ по данным SEVIRI и температуры в верхнем слое по результатам расчета NEMO, пунктирным прямоугольником обозначен выбранный для исследования район (протяженность с 34° в.д. по 36° в.д., от 42.5° в.д. до 43.5° в.д.) (в); график среднемесячных значений средней ТПМ по данным SEVIRI (пунктирная линия) по выбранному району и температуры в верхнем слое по результатам расчета NEMO (сплошная линия) (г).

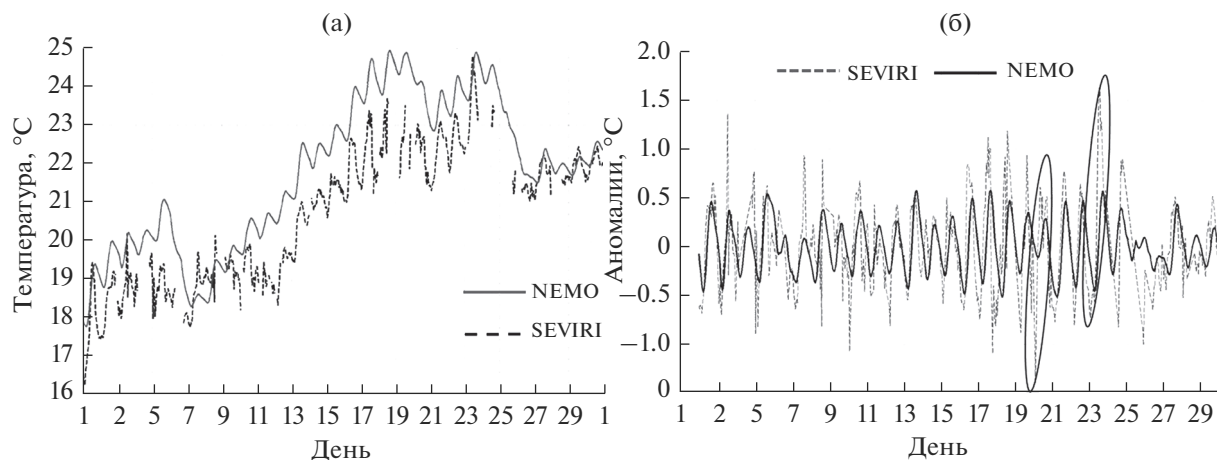


Рис. 2. Временной ход средней ТПМ по данным SEVIRI (пунктирная линия) и температуры в слое 2.5 м по результатам расчета NEMO (сплошная линия) в глубоководной части Черного моря (см. рис. 1в) в июне 2015 г. (а); аномалии суточного хода ТПМ по данным SEVIRI (пунктирная линия) и температуры в верхнем слое по результатам расчета NEMO (сплошная линия) в глубоководной части Черного моря (см. рис. 1в) в июне 2015 г., эллипсами обведены примеры максимального изменения аномалий за сутки (б).

ряд спутниковых измерений ТПМ практически непрерывен (рис. 2а). На протяжении всего месяца температура по результатам расчета NEMO была выше ТПМ. Разница составляет от 0.5 до 2.5°C. Однако оба массива отображают наличие значительных суточных колебаний температуры (повышение температуры в дневное время и понижение в ночное). На больших масштабах временной ход температур также достаточно хорошо совпадает. По обоим типам данных наблюдается рост температуры в начале месяца (1–6 июня) и некоторое снижение 7 июня, после чего наблюдается ее непрерывное увеличение до 23–24 июня, далее происходит значительное снижение температуры. В последних числах месяца значения ТПМ и модельной температуры практически совпадают.

Для анализа суточных колебаний температуры рассчитывались аномалии суточного хода температуры (рис. 2б) как разность значения температуры за конкретный час и температуры, сглаженной скользящим средним с шагом 24 ч. По представленным графикам временного хода и графикам аномалий хорошо видно, что по спутниковым измерениям величина ТПМ в течение суток изменяется более значительно, чем температура по результатам моделирования. Значения аномалий ТПМ за отдельные сутки может изменяться на ~2–2.3°C (примеры таких случаев выделены на рис. 2б эллипсами). По результатам расчета модели величина аномалий суточного хода находится в пределах 0.2–1°C. При этом на качественном уровне картина распределения аномалий хорошо согласуется (совпадение по времени максимумов и минимумов колебаний).

Таким образом, результаты этого раздела показывают, что несмотря на наличие некоторых различий, используемые результаты расчетов модели достаточно хорошо воспроизводят изменчивость температуры верхнего слоя Черного моря на масштабах от суток до года.

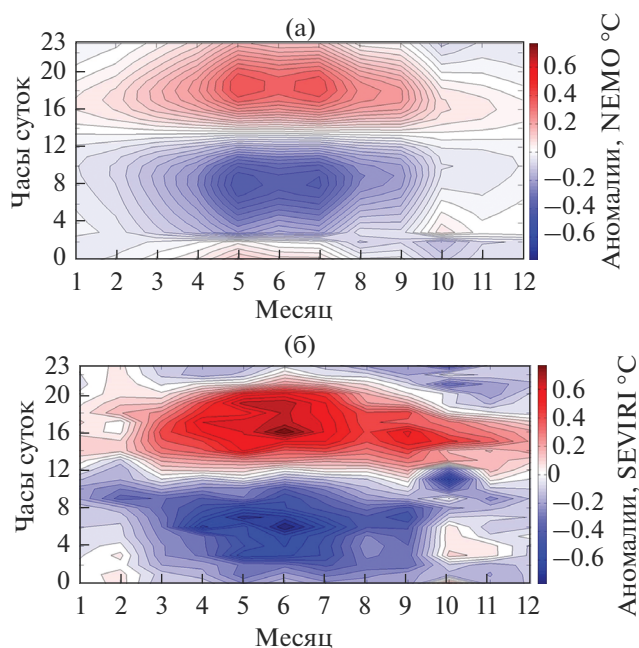


Рис. 3. Диаграммы аномалий среднего суточного хода*: температуры в верхнем слое по результатам расчета NEMO за 2015 г. (а); ТПМ по данным SEVIRI за 2015 г. (б) (диаграммы Хофмюллера); *локальное время.

2. Изменчивость суточного хода температуры в верхнем слое Черного моря

Для оценки сезонной изменчивости суточного хода температуры приповерхностного слоя для глубоководной части моря по результатам расчета NEMO была построена диаграмма, отображающая отклонения температуры в различные часы от среднемесячных значений (рис. 3а). На этой диаграмме хорошо видно, что суточный ход вносит существенный вклад в изменчивость температуры, также имеется выраженная зависимость от сезона года.

По результатам расчета NEMO в 2015 г. наиболее значительные отклонения температуры от среднемесячных значений наблюдаются в теплый период года, с апреля по август, с максимальными значениями в мае – июле ($+/-0.2...0.4^{\circ}\text{C}$). В течение суток максимальные по модулю отрицательные аномалии приходятся на утренние часы (7.00–8.00) и составляют $\sim(-0.4)^{\circ}\text{C}$, что связано, в первую очередь с периодом ночной конвекции и охлаждением вод. Наибольшие положительные величины аномалий приходятся на вечернее время (18.00–20.00) и достигают $+0.35...+0.4^{\circ}\text{C}$ – период дневного прогрева. Минимальные по модулю отклонения температуры от среднемесячных значений наблюдаются с октября по март и не превышают $\sim 0.1^{\circ}\text{C}$.

Полученная картина распределения аномалий достаточно хорошо согласуется с результатами, полученными ранее в работе [14]. В [14] более подробно рассмотрены особенности аномалий среднего суточного хода ТПМ по данным сканера SEVIRI за 2015 г. Построенная аналогичным образом диаграмма аномалий ТПМ, представленная на рис. 3б, демонстрирует схожие на качественном уровне закономерности распределения: максимальные отклонения ТПМ от среднемесячных значений наблюдаются в весенне-летний период (период прогрева) и достигают по модулю $\sim 0.8^{\circ}\text{C}$. В течение суток прогрев верхнего слоя наблюдается с 6.00 до 17.00, а охлаждение с 19 до 5 ч следующего утра. Следует отметить, что абсолютные величины аномалий по спутниковым и модельным данным несколько отличаются. Амплитуды суточных колебаний ТПМ по спутниковым измерениям несколько больше (в 1.5 раза), чем колебания температуры в слое 2.5 м по данным модели.

Тем не менее, данные модели в верхнем слое достаточно неплохо воспроизводят особенности среднего суточного хода температуры. Численные же различия могут быть связаны, в первую очередь, с различием горизонтов, на которых определяется температура – ТПМ измеряется в тонком скин-слое, а первый горизонт для результатов расчета NEMO расположен в слое 2.5 м. Особенности изменения температуры в скин-слое в зависимости от различных факторов (ветра, вре-

мени суток, сезона года и т.д.) подробно рассмотрены в работе [15].

В качестве иллюстрации на рис. 4 представлены карты распределения средней за июнь температуры в верхнем слое по результатам расчета модели в 8.00 (рис. 4а) и 20.00 (рис. 4б) локального времени, а также карта разности температур (рис. 4в). На этих картах хорошо отображено наличие пространственной изменчивости суточного хода температуры. В 8.00 температура вод на первом горизонте ниже, а в 20.00 выше средних значений за июнь. Разница между значениями температуры в 20.00 и 8.00 в отдельных районах бассейна достигает 1°C (восточная часть Черноморского бассейна, а также прибрежная часть на северо-западе, рис. 4в).

Наибольшие области прогрева расположены в юго-восточной части Черного моря, что связано в первую очередь с блокировкой воздушных масс Кавказскими горами. Это приводит к уменьшению скорости ветра в данном районе. В июне прогрев в течение суток на 0.7°C и более свойственен почти для всего Черного моря и для всего бассейна Азовского моря. Представленные результаты достаточно хорошо согласуются с результатами в работе [14] для ТПМ, полученной по данным SEVIRI – на качественном уровне совпадают зоны наиболее интенсивного прогрева.

Важнейшее влияние на суточный ход температуры Черного моря оказывает ветровое перемещение [14, 15, 32]. Для исследования влияния ветра по обоим массивам данных была определена зависимость между скоростью ветра и разницей температуры между 17:00 и 5:00, т.е. временем максимального прогрева и охлаждения (рис. 5). Следует отметить, что для большинства дней эта разность примерно совпадает с амплитудой суточного хода температуры (разности максимального и минимального значения температуры за сутки). На рис. 5 хорошо видно, что при минимальных значениях скорости ветра (1–3 м/с) разность температур принимает наибольшие значения и достигает 1.6°C . С увеличением скорости ветра величина разности температур уменьшается, и принимает минимальные значения $\sim 0.2^{\circ}\text{C}$ при скоростях ветра свыше 5–6 м/с. Такая зависимость наблюдается как для спутниковых, так и для модельных значений температуры, что хорошо видно по практически совпавшим линиям регрессии (черная – для данных NEMO, серая – для данных SEVIRI) (рис. 5). Следует отметить наличие отдельных значений разности температур, которые “не вписываются” в полученную зависимость (выделены черными пунктирными окружностями). Эти значения связаны с периодическим влиянием прибрежных апвеллингов, которые в некоторые периоды достигали зоны из рис. 1в, а также воздействием ряда штормов. Эти процессы

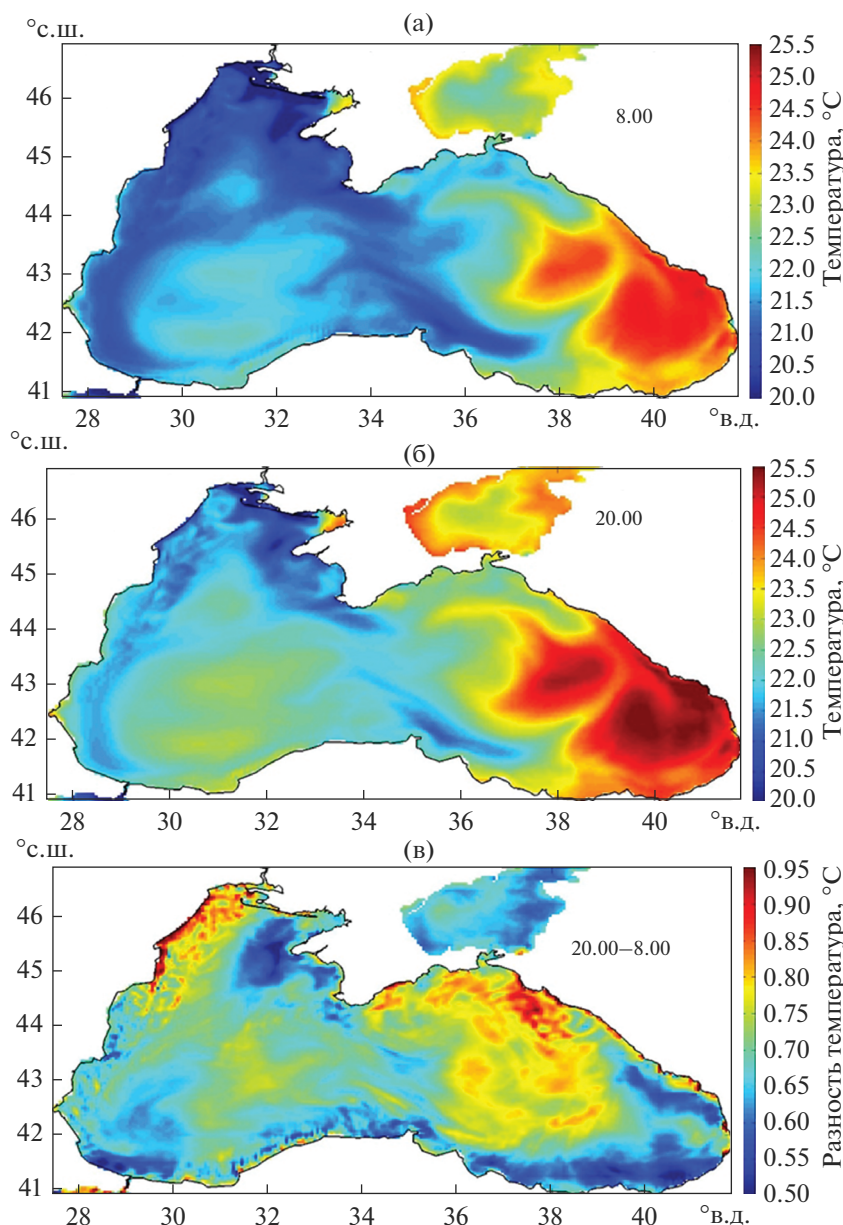


Рис. 4. Карты пространственного распределения средней за июнь 2015 г. температуры в верхнем слое в 8:00* (а); в 20:00* (б) и карта их разницы (в); *локальное время.

имели свою характерную внутрисуточную изменчивость, которая нарушала связь между ветром и амплитудой дневного хода.

3. ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СУТОЧНЫХ КОЛЕБАНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ

3.1. Суточный ход температуры на различных горизонтах в Черном море по результатам расчета NEMO.

Данные численного моделирования позволяют исследовать особенности вертикального распределения суточного хода температуры. Приме-

ры вертикальных диаграмм аномалий среднего суточного хода температуры для выбранного района представлены на (рис. ба–бг). Отмечается наличие выраженного минимума и максимума аномалий в течение суток для всех сезонов года. Наибольшее отклонение температуры в сторону ее уменьшения наблюдается в утренние часы с 04.00–5.00 до 6.00–8.00 (в зависимости от месяца) в период максимального охлаждения верхних слоев. Период прогрева (максимальных положительных аномалий температуры) приходится на послеобеденные часы, (в среднем 14.00–19.00). Величина отклонения температуры от среднесу-

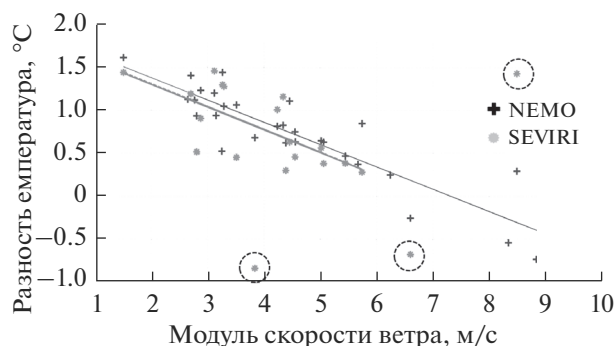


Рис. 5. Зависимость величины разности температуры верхнего слоя в 17.00 и 5.00 от модуля скорости ветра по данным SEVIRI (серые маркеры) и по результатам расчета NEMO (черные маркеры) в глубоководной части моря в июне 2015 г.; сплошные линии – линейная регрессия для данных SEVIRI (серая линия) и результатов расчета NEMO (черная линия); пунктирными окружностями выделены значения разности температур, значительно отличающиеся от средней кривой.

точных значений минимальна по модулю в холодный период года (ноябрь–март) и составляют в среднем 0.04°C , максимальные аномалии наблюдаются в весенне-летний период со средними значениями $\sim 0.4^{\circ}\text{C}$. Полученная картина хорошо согласуется с диаграммой на рис. 3.

В то же время глубина проникновения суточного хода значительно выше зимой, чем летом. Зимой и осенью (рис. 6а, 6г) отклонения от среднесуточных значений температуры наблюдаются на горизонтах до 30 м. В январе суточный ход выражен достаточно хорошо: в верхнем слое 2.5 м минимальные значения температуры наблюдаются в 7.00, максимальные – в 13.00–14.00. Амплитуда среднего суточного хода составляет $\sim 0.05^{\circ}\text{C}$ (рис. 6д). Необходимо отметить наличие следующей особенности: температура в слое 2.5 м ночные и вечерние часы оказывается ниже температуры ниже лежащего слоя, что хорошо видно по графику на рис. 6д. Лишь в период с 10.00 до 16.00 температура в верхнем слое превышает температуру более глубокого слоя. Схожие результаты были получены в работе [9], где проводился анализ данных термодрифтеров.

Для ноября (рис. 6г) суточный ход выражен слабее, минимум приходится на 23.00, максимум – на 13.00, температура в верхнем слое и в ниже лежащем слое практически одинакова и колеблется в течение суток от 12.7 до 12.8°C .

В апреле, когда начинает развиваться температурная стратификация, суточные колебания температуры проникают в слои 10–12 м (рис. 6б). Наименьшие значения температуры в слое 2.5 м приходятся на 5.00–6.00 ($\sim 7.6^{\circ}\text{C}$), наибольшие – на 15.00–16.00 ($\sim 8.1^{\circ}\text{C}$), таким образом, амплиту-

да среднего суточного хода составляет 0.5°C . При этом, в часы дневного прогрева разница температур в слое 2.5 м и в следующем слое достигает $\sim 0.2^{\circ}\text{C}$.

В летние месяцы, при наличии устойчивой стратификации, суточный ход температуры наиболее ярко выражен в поверхностном слое (до ~ 6 – 7 м), рис. 6в, особенно для слоя 2.5 м и следующего слоя, рис. 6ж. В июле температура колеблется от 23.6°C в 5.00 до 24.4°C в 16.00. В часы максимального дневного прогрева разница температур в верхнем слое и в нижележащем слое достигает $\sim 0.5^{\circ}\text{C}$.

3.2. Спектральный анализ вертикального распределения температуры

Для подробного исследования особенностей изменчивости высокочастотных колебаний температуры был выполнен спектральный анализ вертикального распределения температуры. Выполнено интерполирование температуры на равномерную по вертикали сетку с шагом 1 м. Предварительно из массивов температуры был удален линейный тренд и выполнена высокочастотная фильтрация. На рис. 7а и 7б представлены примеры спектров температуры на горизонте 2 м и 28 м в марте и июле для глубоководной части бассейна в точке с координатами 34° в.д., 43° с.ш. Хорошо видно, что в марте как для горизонта 2 м, так и на горизонте 28 м, суточный пик (обведен эллипсом) хорошо различим.

В июне интенсивность суточных колебаний в поверхностном слое значительно выше, чем в марте. Однако на горизонте 28 м картина обратная – суточный пик колебаний значительно более выражен в марте. В этом месяце его амплитуда сопоставима с инерционным пиком. В то же время для летнего периода пик на инерционной частоте значительно выше суточного (рис. 8б). Уровни значимости рассматриваемых пиков спектров превышают 90%.

Для анализа вертикального распределения спектральной энергии в различные месяцы года был проведен спектральный анализ полученных массивов в точке с координатами 34° в.д., 43° с.ш. для каждого месяца года. На рис. 8 представлены диаграммы распределения средних за месяц вертикальных профилей спектральной энергии для колебаний температуры с периодом 1 сутки (рис. 8а) и для колебаний температуры с периодом ~ 17 ч (рис. 8б). Диаграмма на рис. 8а наглядно демонстрирует различие глубины проникновения и интенсивности суточных колебаний температуры в разные сезоны. В теплый период года, с середины апреля до середины сентября, наблюдаются максимальная по величине энергия суточных колебаний, однако этот максимум лока-

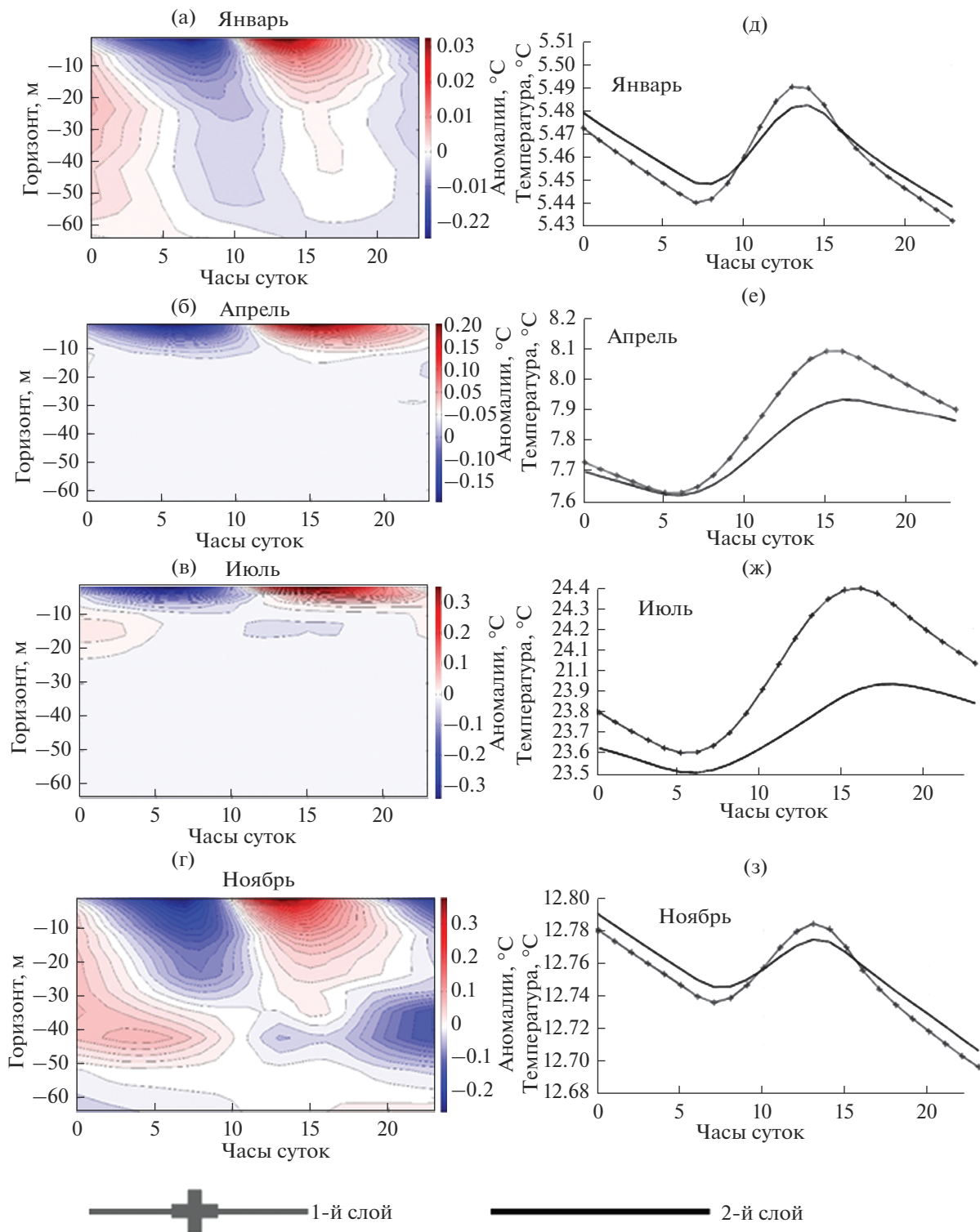


Рис. 6. Диаграммы вертикального распределения аномалий среднего суточного хода средней по району температуры для: января (а); апреля (б); июля (в); ноября (г) (диаграммы Хофмюллера); графики среднего суточного распределения средней по району температуры в первом слое (серая линия с маркером) и втором слое (черная сплошная линия) для: января (д); апреля (е); июля (ж); ноября (з).

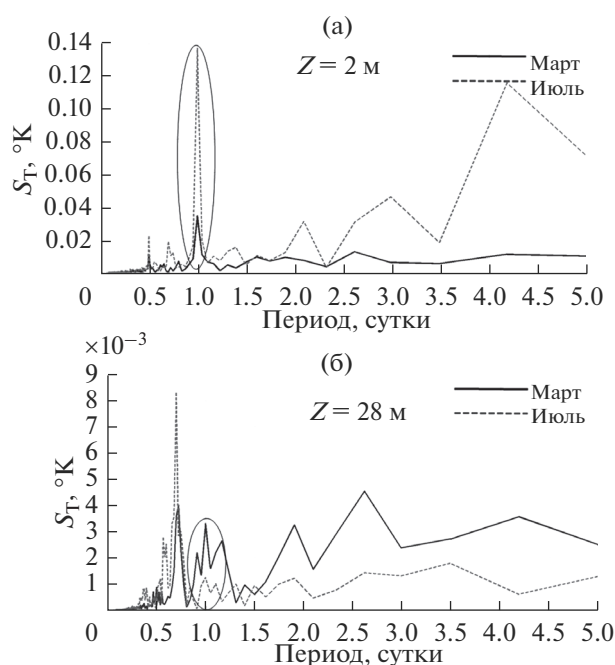


Рис. 7. Энергетический спектр температуры на горизонте 2 м в точке 34° в.д., 43° с.ш. (а); энергетический спектр температуры на горизонте 28 м в точке 34° в.д., 43° с.ш. (б); черная линия для марта, серая пунктирная линия для июня, эллипсом обведены пики, соответствующие периоду ~1 сутки.

лизирован в верхних слоях вод, на горизонтах до 6–7 м (рис. 8а). В холодный период года интенсивность суточных колебаний ниже, однако, глубина проникновения суточного хода температуры значительно увеличивается и достигает ~35 м. Фиктивной особенностью этой диаграммы является наблюдаемый в слоях 15–20 м локальный максимум спектральной энергии, который приходится на июнь–август. Проведенный анализ показал, что причиной этого фиктивного подповерхностного пика является влияние интенсивных инерционных колебаний (пунктирные контуры на рис. 8а и диаграмма рис. 8б).

3.3. Особенности вертикального распределения температуры во время событий значительного дневного прогрева

В качестве примера рассмотрим события прогрева (временное развитие) в марте и в июле (диаграммы на рис. 9а и 9б соответственно) в той же самой точке.

В марте при отсутствии устойчивой стратификации наблюдается скачкообразный прогрев достаточно глубоких слоев вод. Так, для рассматриваемых случаев прогрева с 18 по 20 марта 2015 года (рис. 9а) глубина проникновения суточного прогрева достигает ~35 м. В этот период градиенты температуры в верхнем слое малы: на поверхно-

сти максимальная температура составляет ~8.1–8.4°C, на горизонте 35 м – ~8°C. Этому ряду событий прогрева столь глубоких слоев способствовали, прежде всего, соответствующие ветровые условия. На рис. 9в представлен график изменения модуля скорости ветра в рассматриваемой точке. В период с 18 марта до середины дня 19 марта скорость ветра не превышала 5 м/с, что способствовало формированию прогрева в поверхностном слое в дневной период. Отчетливо видно, что 18 марта на глубинах 0–10 м происходит прогрев вод до величин 8.1°C. Постепенно теплые воды проникают вглубь бассейна. Ночью в результате ночной конвекции слой вод полностью перемешивается – тепло проникает в слой до 35 м, который становится однородным по температуре. 19 марта во время штилевых условий воды прогреваются до 8.4°C. Термическая стратификация усиливается, что снижает эффективность ночной конвекции. Тем не менее следующей ночью из-за усиления ветра и ночного охлаждения эти теплые воды также проникают в толщу, однако до меньших глубин ~20 м. Таким образом, такие суточные пульсации формируют в итоге постепенный прогрев вод в значительной толще вод, а не только в поверхностном слое, что приводит к сглаживанию сезонного термоклина.

Несколько иная картина наблюдается летом. Рассмотрим период с 8 по 11 июля. Максимальные температуры в приповерхностном слое составляют 24.8–26.3°C, а на горизонте 12.4 м температура уже существенно ниже и не превышает 21.5°C во всем слое (рис. 9б). При этом ветровые условия были схожи с условиями в марте: с 8 июля и практически весь день 9 июля модуль скорости ветра не превышал 5 м/с, 10 и 11 июля скорость ветра в отдельные часы достигала 8–9 м/с (рис. 9г). Тем не менее, проникновение дневного прогрева в столь глубокие слои не происходит.

Столь различное вертикальное распределение температуры в холодный и теплый период года объясняется, прежде всего, различием степени стратификации вод – летом она сильно развита, что и препятствует опусканию более теплых вод в глубинные более холодные и плотные слои даже при скоростях ветра, способных вызвать ветровое перемешивание в весенний период.

Рассмотренные события прогрева наглядно иллюстрируют результаты, полученные при спектральном анализе.

3.4. Особенности пространственного распределения спектральной энергии суточных колебаний

Спектры временной изменчивости температуры были рассчитаны для каждой расчетной точки модели в слое 0–60 м. Далее, для каждой точки

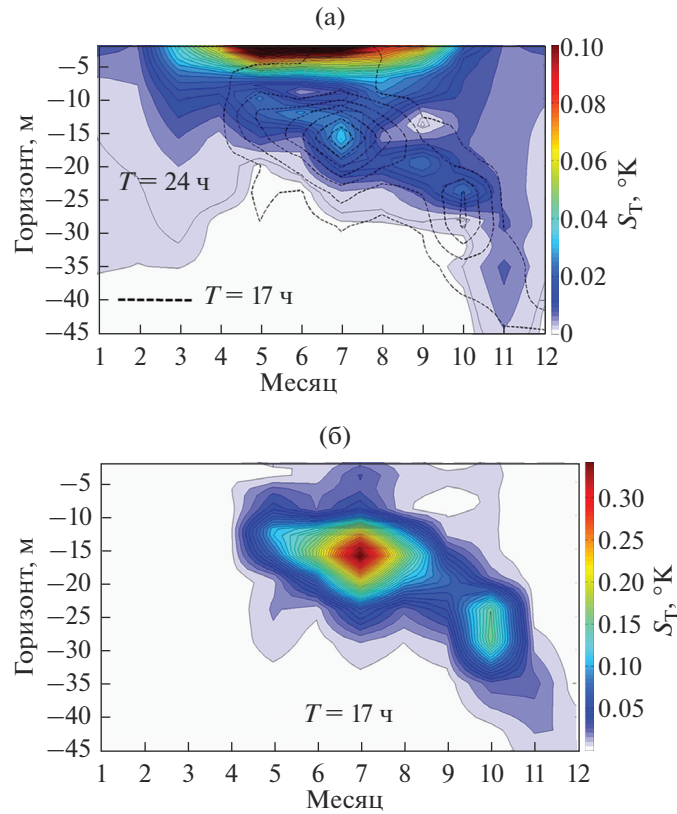


Рис. 8. Диаграмма распределения (диаграмма Хофмюллера) средних за месяц вертикальных профилей энергии в точке 34° в.д., 43° с.ш. для колебаний температуры с периодом: 24 часа (а), пунктирной линией нанесено положение максимальных значений спектральной энергии для колебаний температуры с периодом 17 ч; 17 ч (б).

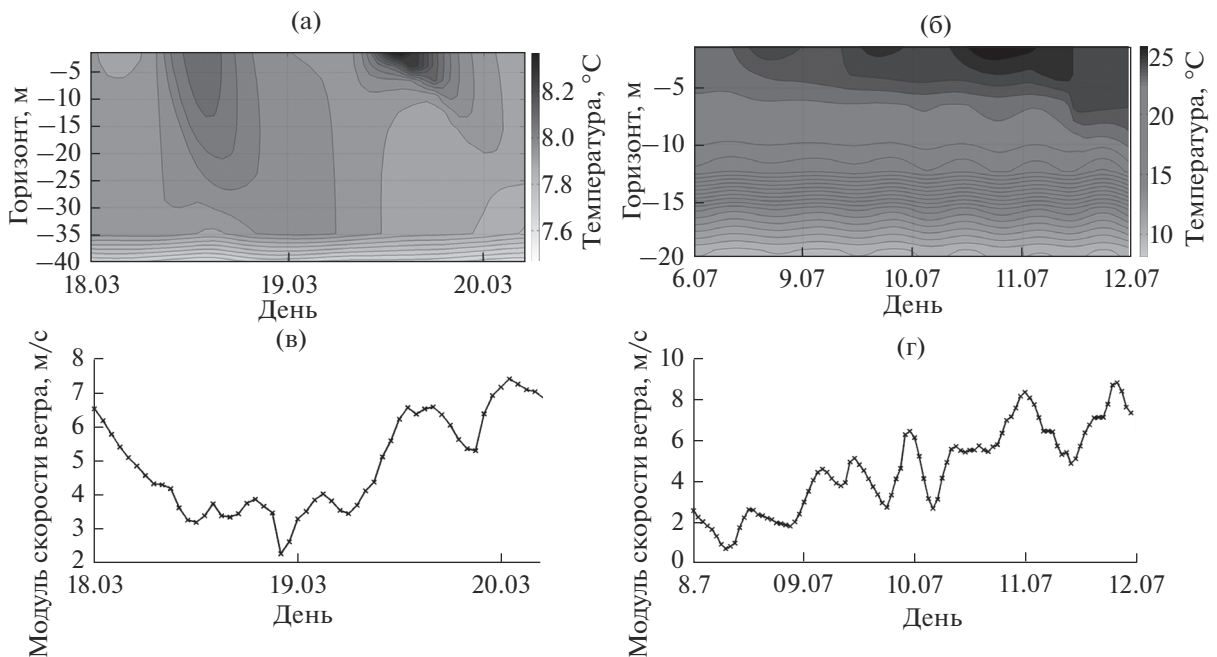


Рис. 9. Диаграмма вертикального распределения временного хода температуры (диаграмма Хофмюллера) (а, б) и изменчивость скорости ветра, м/с (в, г) в точке 34° в.д., 43° с.ш.: с 18.03.15 по 20.03.15 (а, в); с 8.07.15 по 11.07.15 (б, г).

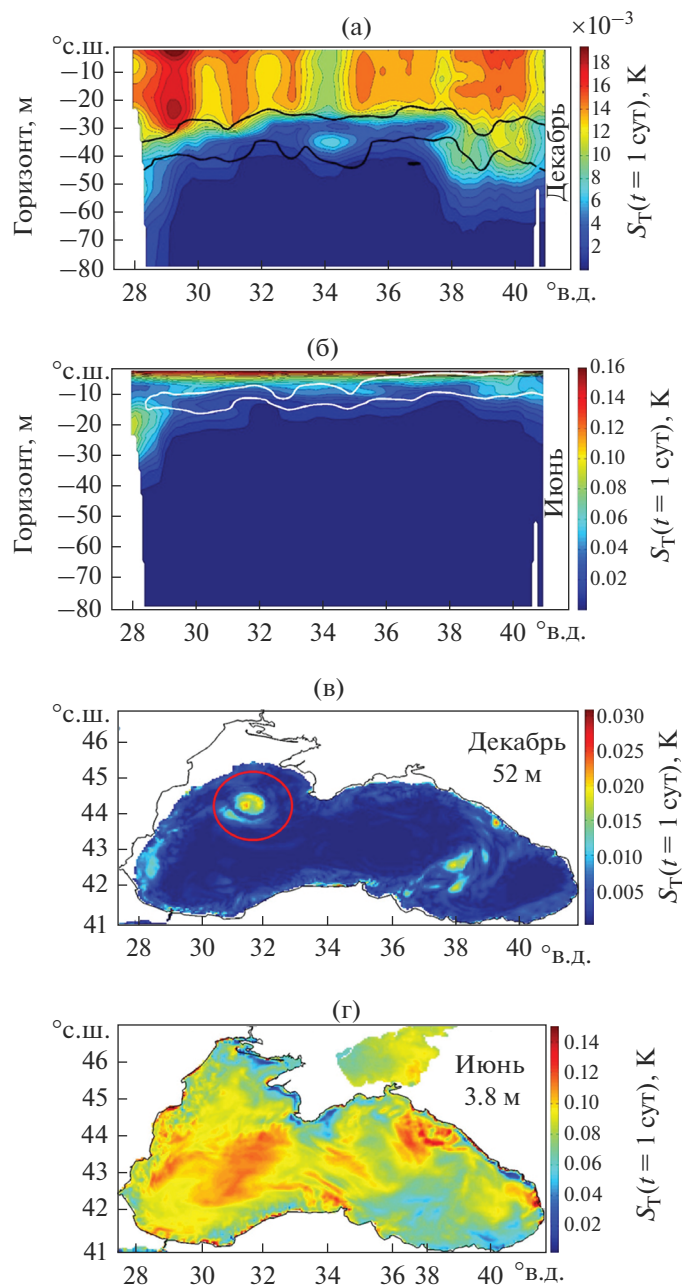


Рис. 10. Вертикальный разрез спектральной энергии суточных колебаний температуры ($T = 1$ сут) в Черном море вдоль параллели 43° с.ш.: декабрь (черная линия – примерная верхняя граница пикноклина) (а); июнь (белая линия – примерная верхняя граница пикноклина) (б); карта пространственного распределения спектральной энергии суточных колебаний температуры ($T = 1$ сут) в декабре на горизонте 52 м (красной окружностью выделена область антициклонического вихря) (в); карта пространственного распределения спектральной энергии суточных колебаний температуры ($T = 1$ сут) в июне на горизонте 3.8 м (г).

определялась спектральная энергии колебаний температуры, приходящаяся на период 1 сутки. Рассмотрим особенности вертикального распределения этого параметра вдоль параллели 43° с.ш. для зимнего и летнего периода (рис. 10а, 10б). На представленные диаграммы была нанесена при-

мерная верхняя граница залегания пикноклина (черная линия для декабря и белая линия для июня), полученная по рассчитанной для данного разреза максимальной частоте Брента-Вяйсяля. По диаграммам рис. 10а и 10б, хорошо видно, что нижняя граница, до которой обнаруживаются су-

точные колебания температуры, согласуется с изменением верхней границей пикноклина, и хорошо совпадает с толщиной ВКС. В теплый период года во время формирования термоклина они затрагивают лишь приповерхностный достаточно тонкий слой и не проникают ниже 10 м. Зимой пикноклин располагается на глубинах 30–45 м, выше которого суточный ход в той или иной мере проявляется. При этом отметим, что в центральной части бассейна глубина проникновения меньше (30–35 м), чем в районе континентального склона (35–45 м) (рис. 10а и 10б). Такие особенности также хорошо совпадают с пространственным распределением толщины ВКС в зимний период [34] и связаны с преобладающей циклонической циркуляцией Черного моря, в результате которой пикноклин подымается в центре моря, препятствуя перемешиванию. В то же время в областях даунвеллинга на континентальном склоне перемешанный слой занимает большие глубины. В результате этого и проникновение суточных колебаний также глубже на периферии бассейна.

Наибольшие величины ВКС (70–150 м) в Черном море зимой фиксируются в синоптических антициклонах, где нисходящие движения приводят к дополнительному опусканию пикноклина. Пример среднего пространственного распределения спектральной энергии суточных колебаний температуры в декабре на горизонте 52 м (рис. 10в) демонстрирует, что те же особенности характерны для суточных колебаний температуры. Основной особенностью на этой карте является район с ярко выраженным максимумом спектральной энергии (обведен на рисунке красной окружностью), где в этот период располагался интенсивный синоптический антициклон. В районе антициклона даже на таких больших глубинах фиксируются суточные колебания температуры с амплитудой до 0.03°C .

Для летнего периода, в частности для июня каких-либо ярко выраженных структур не наблюдается (рис. 10г). Имеют место локальные минимумы и максимумы энергии, их положение весьма хаотично и связано прежде всего с пространственными особенностями скорости ветра.

Таким образом проникновение суточного перемешивания в нижние слои наиболее интенсивно в слабостратифицированной жидкости. Резкие градиенты солености в зимний период и температуры в летний период препятствуют проникновению этих движения. Слой слабо стратифицированной жидкости с определенным приближением совпадает с ВКС, толщина которого в значительной степени соответствует глубине проникновения суточных колебаний температуры. Изменение толщины ВКС контролируется большим количеством процессов,

включающих турбулентное ветровое перемешивание, вертикальную адвекцию, влияющую на положение пикноклина и т.д. [34]. Проведенный анализ показывает, что эти процессы во многом влияют и на глубину проникновения суточных колебаний в толщу вод. С другой стороны, суточная динамика, связанная с совместным действием ночной конвекции и ветра, сама по себе является одним из важных процессов, которые поддерживают существование и обмен вод в ВКС.

Полученные результаты свидетельствуют, что суточная динамика, связанная с совместным действием ночной конвекции и ветра, является одним из важных процессов, которые поддерживают существование и обмен вод в ВКС.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе впервые выполнено исследование суточного хода температуры и особенностей его вертикального распределения в различные сезоны года для Черного моря на основе результатов расчета модели NEMO.

Сравнительный анализ данных моделирования и дистанционного зондирования показал, что данные NEMO достаточно хорошо воспроизводят суточный и сезонный ход температуры, а также особенности их пространственного распределения. Результаты расчета модели и спутниковые измерения показывают наличие выраженной линейной связи между амплитудой суточных колебаний и скоростью ветра. Для летних месяцев при скоростях ветра 1–3 м/с разность температур принимает максимальные значения и достигает 1.6°C . С увеличением скорости ветра величина разности температур уменьшается, и принимает наименьшие значения $\sim 0.2^{\circ}\text{C}$ при скоростях ветра более 5–6 м/с.

В работе рассмотрено вертикальное распределение суточного хода температуры для различных сезонов года. Отмечено наличие ярко выраженного минимума и максимума аномалий в течение суток для всех сезонов года. Наибольшее отклонение температуры в сторону ее уменьшения наблюдается в утренние часы с 04.00–5.00 до 6.00–8.00, период прогрева (максимальных положительных аномалий температуры) приходится на в среднем на 14.00–19.00. Величина отклонения температуры от среднесуточных значений в верхнем слое минимальна в холодный период года (ноябрь–март) – 0.04°C и максимальна в весенне-летний период со средней амплитудой $\sim 0.4^{\circ}\text{C}$. Однако, глубина проникновения суточного хода значительно выше зимой, чем летом – отклонения от среднесуточных значений температуры наблюдаются на горизонтах до 35 м. В холодный период года температура в слое 2.5 м в ночные и

вечерние часы оказывается ниже температуры следующего слоя. Летом при наличии устойчивой стратификации, суточный ход температуры наиболее ярко выражен в слое до ~6–7 м

Рассмотрены сезонные особенности событий значительного дневного прогрева. В марте наблюдается “скачкообразный” прогрев верхних слоев вод, который формируется в условиях, когда штилевые условия и значительный дневной прогрев предшествуют ночной конвекции и/или ветровому перемешиванию, которые способствуют опусканию теплых вод в более глубокие слои. В теплый период года из-за наличия устойчивой стратификации прогретые в течение суток воды остаются в приповерхностном достаточно тонком слое даже если ветровые условия схожи с теми, которые наблюдались при дневном прогреве в марте.

Анализ пространственно-временной изменчивости спектральной энергии суточных колебаний температуры показывает, что они охватывают весь ВКС. Изменение толщины ВКС определяется многими факторами: в летний период оно зависит в первую очередь от скорости ветра, а в зимний — от динамики вод, которые определяют положения плотностного барьера — пикноклина [34]. В результате этого в зимний период суточные колебания температуры в зонах даунвеллинга на периферии бассейна проникают глубже, чем в центре моря, а наибольшее их вертикальное проникновение наблюдается в районе синоптических антициклонов.

Непрерывное вертикальное движение вод в верхних слоях значительно влияет на протекание биологических процессов в океане, особенно в зимний период, определяя длительность временного интервала, в котором клетки фитопланктона находятся в слое достаточной освещенности [35, 36]. Полученные нами результаты свидетельствуют о том, что суточная изменчивость потоков тепла является важным фактором поддержки вертикального перемешивания и существования ВКС.

БЛАГОДАРНОСТИ

Оценка суточного хода температуры выполнена в рамках гранта РФФИ 20-35-70034. Валидация данных сканера SEVIRI и данных модели NEMO выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта 19-35-90084. Спектральный анализ суточных колебаний температуры выполнен в рамках государственного задания по теме № 0555-2021-0006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Marullo S., Minnett P. J., Santoleri R. et al.* The diurnal cycle of sea-surface temperature and estimation of the heat budget of the Mediterranean Sea // *J. Geophysical*

- Research: Oceans. 2016. V. 121. Is. 11. P.8351–8367. <https://doi.org/10.1002/2016JC012192>
2. *Stuart-Menteth A.C., Robinson I.S., Challenor P.G.* A global study of diurnal warming using satellite-derived sea surface temperature // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2003. V. 108. № C5. P. 1–16. <https://doi.org/10.1029/2002JC001534>
3. *Chelton D.B., Esbensen S.K., Schlax M.G. et al.* Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical Pacific // *J. Climate*. 2001. V. 14. №. 7. P. 1479–1498. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<1479:OOCBSW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<1479:OOCBSW>2.0.CO;2)
4. *Ефимов В.В., Барабанов В.С.* Бризовая циркуляция в Черноморском регионе // *Морской гидрофизический журн.* 2009. № 5. С. 23–36.
5. *Efimov V.V., Krupin A.V.* Breeze circulation in the Black Sea region // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2016. V. 41. Iss. 4. P. 240–246. <https://doi.org/10.3103/S1068373916040026>
6. *Mikaelyan A.S., Chasovnikov V.K., Kubryakov A.A. et al.* Phenology and drivers of the winter–spring phytoplankton bloom in the open Black Sea: The application of Sverdrup’s hypothesis and its refinements // *Progress in oceanography*. 2017. V. 151. P. 163–176. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.12.006>
7. *Castro S.L., Wick G.A., Buck J.J.H.* Comparison of diurnal warming estimates from unpumped Argo data and SEVIRI satellite observations // *Remote sensing of environment*. 2014. V. 140. P. 789–799. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.042>
8. *Gentemann C.L., Minnett P.J., Le Borgne P., Merchant C.J.* Multi-satellite measurements of large diurnal warming events // *Geophysical Research Letters*. 2008. V. 35. Iss. 22. L22602. <https://doi.org/10.1029/2008GL035730>
9. *Рубакина В.А., Кубряков А.А., Станичный С.В.* Сезонный и суточный ход температуры вод Черного моря по данным термопрофилирующих дрейфующих буев // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2019. Т. 16. №. 5. С. 268–281. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-5-268-281>
10. *Bernie D.J., Woolnough S.J., Slingo J.M. et al.* Modeling diurnal and intraseasonal variability of the ocean mixed layer // *J. climate*. 2005. V. 18. № 8. P. 1190–1202. <https://doi.org/10.1175/JCLI3319.1>
11. *Shinoda T., Hendon H.H.* Mixed layer modeling of intraseasonal variability in the tropical western Pacific and Indian Oceans // *J. Climate*. 1998. V. 11. № 10. P. 2668–2685. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<2668:MLMOIV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<2668:MLMOIV>2.0.CO;2)
12. *McCreary Jr J.P., Kohler K.E., Hood R.R. et al.* Influences of diurnal and intraseasonal forcing on mixed-layer and biological variability in the central Arabian Sea // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2001. V. 106. № C4. P. 7139–7155. <https://doi.org/10.1029/2000JC900156>

13. *Shinoda T.* Impact of the diurnal cycle of solar radiation on intraseasonal SST variability in the western equatorial Pacific // *J. Climate*. 2005. V. 18. № 14. P. 2628–2636. <https://doi.org/10.1175/JCLI3432.1>
14. *Rubakina V.A., Kubryakov A.A., Stanichny S.V.* Seasonal variability of the diurnal cycle of the Black Sea surface temperature from the SEVIRI satellite measurements // *Physical Oceanography*. 2019. V. 26. № 2. P. 157–169. <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2019-2-157-169>
15. *Рубакина В.А., Кубряков А.А., Станичный С.В.* Сезонная и суточная изменчивость характеристик термического скин-слоя на основе сопоставления спутниковых измерений SEVIRI и данных термопрофилирующих буев // *Исследования Земли из космоса*. 2021. № 3. С. 30–44. <https://doi.org/10.31857/S020596142102007X>
16. *Filipiak M.J., Merchant C.J., Kettle H. et al.* An empirical model for the statistics of sea surface diurnal warming // *Ocean Science*. 2012. V. 8. Iss. 2. P. 197–209. <https://doi.org/10.5194/os-8-197-2012>
17. *Marullo S., Santoleri R., Banzon V. et al.* A diurnal-cycle resolving sea surface temperature product for the tropical Atlantic // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2010. V. 115. Iss. 5. P. 1–18. <https://doi.org/10.1029/2009JC005466>
18. *Merchant C.J., Filipiak M.J., Le Borgne P. et al.* Diurnal warm-layer events in the western Mediterranean and European shelf seas // *Geophysical Research Letters*. 2008. V. 35. Iss. 4. P. 1–4. <https://doi.org/10.1029/2007GL033071>
19. *Pimentel S., Haines K., Nichols N.K.* Modeling the diurnal variability of sea surface temperatures // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2008. V. 113. № C11. <https://doi.org/10.1029/2007JC004607>
20. *Karagali I., Hoyer J.L., Donlon C.J.* Using a 1-D model to reproduce the diurnal variability of SST // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2017. V. 122. № 4. P. 2945–2959. <https://doi.org/10.1002/2016JC012542>
21. *Pimentel S., Tse W. H., Xu H. et al.* Modeling the Near-Surface Diurnal Cycle of Sea Surface Temperature in the Mediterranean Sea // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2019. V. 124. № 1. P. 171–183. <https://doi.org/10.1029/2018JC014289>
22. *Толстошеев А.П., Лунев Е.Г., Мотыжев В.С.* Развитие средств и методов дрейфтерной технологии применительно к проблеме изучения Черного моря // *Океанология*. 2008. Т. 48. № 1. С. 149–158.
23. *Толстошеев А.П., Лунев Е.Г., Мотыжев В.С.* Анализ результатов натуральных экспериментов с термопрофилирующими дрейфующими буями в Черном море и других районах Мирового океана // *Морской гидрофизический журн.* 2014. № 5. С. 9–32.
24. *Price J.F., Weller R.A., Pinkel R.* Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing // *J. Geophysical Research: Oceans*. 1986. V. 91. № C7. P. 8411–8427. <https://doi.org/10.1029/JC091iC07p08411>
25. *Clayson C.A., Weitlich D.* Variability of tropical diurnal sea surface temperature // *Journal of Climate*. 2007. V. 20. № 2. P. 334–352. <https://doi.org/10.1175/JCLI3999.1>
26. *Yablonsky R. M., Ginis I.* Limitation of one-dimensional ocean models for coupled hurricane–ocean model forecasts // *Monthly Weather Review*. 2009. V. 137. № 12. P. 4410–4419. <https://doi.org/10.1175/2009MWR2863.1>
27. *Mizyuk A.I., Korotaev G.K., Grigoriev A.V.* Long-Term variability of thermohaline characteristics of the Azov Sea based on the numerical eddy-resolving model // *Physical oceanography*. 2019. V. 26. № 5.
28. *Rodi W.* Examples of calculation methods for flow and mixing in stratified fluids // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1987. V. 92. № C5. P. 5305–5328. <https://doi.org/10.1029/JC092iC05p05305>
29. *Canuto V. M., Howard A., Cheng Y. et al.* Ocean turbulence. Part I: One-point closure model—Momentum and heat vertical diffusivities // *J. Physical Oceanography*. 2001. V. 31. № 6. P. 1413–1426. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<1413:ОТРИОР>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<1413:ОТРИОР>2.0.CO;2)
30. Copernicus Climate Change Service (C3S) ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate, Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS) // электронный источник <https://cds.climate.copernicus.eu/> (дата последнего обращения 22.08.2018 г.
31. *Large W.G., Yeager S.G.* Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: The data sets and flux climatologies. 2004.
32. *Акимов Е.А., Станичный С.В., Полонский А.Б.* Использование данных сканера SEVIRI для оценки температуры поверхностного слоя Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2014. № 6. С. 37–46.
33. *Saunders P.M.* Aerial measurement of sea surface temperature in the infrared // *J. Geophysical Research*. 1967. V. 72. № 16. P. 4109–4117. <https://doi.org/10.1029/JZ072i016p04109>
34. *Kubryakov A.A., Belokopytov V.N., Zatsepin A.G. et al.* The Black Sea mixed layer depth variability and its relation to the basin dynamics and atmospheric forcing // *Physical Oceanography*. 2019. V. 26. № 5. <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2019-5-397-413>
35. *Sverdrup H. U.* On conditions for the vernal blooming of phytoplankton // *J. Cons. Int. Explor. Mer*. 1953. V. 18. № 3. С. 287–295.
36. *Ferrari R., Merrifield S. T., Taylor J. R.* Shutdown of convection triggers increase of surface chlorophyll // *J. Marine Systems*. 2015. V. 147. P. 116–122. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.02.009>

Features of the Vertical Distribution of the Diurnal Temperature Range in Various Seasons in the Black Sea Based on the NEMO Model Data

V. A. Rubakina^{1, *}, A. A. Kubryakov¹, S. V. Stanichny¹, and A. I. Mizyuk¹

¹ Marine Hydrophysical Institute of RAS, 2 Kapitanskaya Str., Sevastopol, 299011 Russian Federation

*e-mail: valenru93@mail.ru

In this study, investigation of the features of the vertical distribution of the diurnal temperature variation in the Black Sea basin in 2015 year was made for different seasons of the year and their relationship with stratification based on the NEMO calculation results was studied. It is shown that the seasonal variability as well as spatial features of the temperature distribution according to the model calculation results quite well coincide with the measurements of the SEVIRI. It was determined that calculation results and satellite measurements demonstrate the presence of an apparent linear relationship between the diurnal fluctuations amplitude and wind speed. According to the modeling results, features of the seasonal variation of diurnal fluctuations were explored. Spectral analysis of the temperature vertical distribution showed that in the warm period of the year, the maximum diurnal energy fluctuations are recorded. These fluctuations are localized in the upper 0–10 m water layer. In the cold period of the year, the intensity of diurnal fluctuations are lower, however, the penetration depth of the diurnal temperature variation reaches 45–50 m. In March, there is an abrupt heating of rather deep layers, which is formed under conditions when night convection, which facilitates the sinking of warm waters, is preceded by calm conditions and significant daytime heating. In summer, in the presence of stable stratification, the waters warmed up during the day remain in the surface thin layer. In winter, diurnal temperature fluctuations in downwelling zones at the periphery of the basin penetrate deeper than in the centre of the sea. These spatial features qualitatively coincide with the position of the mixed layer, where stratification is weakly expressed and does not block night convection events.

Keywords: temperature diurnal cycle, Black Sea, NEMO, SEVIRI, spectral analysis, diurnal warming