— ФИЗИКА МОРЯ —

УДК 551.465

# ТЕПЛОЗАПАС ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ НА ПОЛИГОНЕ "ГЕЛЕНДЖИК" И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ В ТЕПЛЫЙ ПЕРИОД ГОДА

© 2024 г. А. Г. Зацепин, О. И. Подымов, К. П. Сильвестрова, Ю. В. Мурзакова

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия \* e-mail: huravela@yahoo.com Поступила в редакцию 29.07.2024 г.

После доработки 30.07. 2024 г. Принята к публикации 08.08.2024 г.

На основе данных СТD-зондирований, полученных в 2010–2023 гг. в северо-восточной части Черного моря на полигоне "Геленджик" ИО РАН, рассчитано относительное теплосодержание (теплозапас) деятельного слоя моря и его изменение в теплый период года, с апреля по ноябрь. Отдельно рассчитаны теплозапасы верхнего квазиоднородного слоя и сезонного термоклина, которые в сумме составляют деятельный слой. Оценки, полученные по реальным данным, сопоставлены с расчетами суммарного потока тепла по данным реанализов ERA5, NCEP CFSv2 и WHOI OAFlux. Показано, что наиболее близкий к реальному результат дает использование данных реанализа NCEP CFSv2.

**Ключевые слова:** Черное море, полигон "Геленджик" ИО РАН, многолетние данные CTD-зондирований, теплый период года, теплозапас деятельного слоя по данным измерений и различных реанализов.

DOI: 10.31857/S0030157424060014, EDN: FIVUVB

### введение

Деятельный слой (ДС) океанов и морей определяется как примыкающий к атмосфере слой воды, в котором происходит заметное сезонное изменение гидрологических параметров и, прежде всего, температуры [7]. ДС играет важную роль во взаимодействии океана и атмосферы, в формировании теплозапаса океана в теплый период года и в отдаче тепла в атмосферу – в холодный [8]. Описание этих закономерностей процессов – нагревания и остывания ДС, одновременно с эволюцией его термической структуры. является важной залачей физики океана. которая различными способами решается уже на протяжении многих десятилетий. Эти закономерности, обусловленные действием различных физических механизмов, еще недостаточно хорошо изучены [16, 30].

Термическая структура деятельного слоя Черного моря, вследствие его замкнутости и высокой горизонтальной (изопикнической) однородности водной массы, практически полностью определяется процессами вертикального теплообмена [6]. Это дает возможность ее базисного описания на основе использования суммарного потока тепла через границу раздела вода — воздух и закономерностей вертикального турбулентного теплообмена в стратифицированной водной среде.

Начиная с марта – апреля в Черном море формируются относительно тонкий и теплый верхний квазиоднородный слой (ВКС) и расположенный ниже сезонный термоклин (СТ), в котором температура уменьшается с глубиной, пока не достигает своих зимних значений на глубине залегания холодного промежуточного слоя (ХПС). ВКС и СТ совместно составляют ДС Черного моря. По мере весенне-летнего прогрева происходит увеличение температуры ВКС, которая достигает максимума к середине июля - первой половине августа. Во второй половине августа начинается охлаждение ВКС, его утолщение (заглубление) и постепенное разрушение термоклина. Такие характерные физические процессы и связанная с ними гидрологическая структура ДС, как отмечалось выше, оказывают существенное влияние на тепло- и массоперенос в верхнем 50-70 м слое Черного моря, на его первичную продуктивность и структуру биологических сообществ, на газообмен между морем и атмосферой (в том числе климатически важными парниковыми газами). Количественное описание закономерностей образования и эволюции гидрологической структуры ДС, а также ее влияния на физические, химические и биологические процессы в Черном море является насущной задачей, решение которой необходимо для дальнейших фундаментальных и прикладных исследований функционирования черноморской экосистемы, ее абиотической и биотической составляющих. В настоящее время эта задача является нерешенной.

В данной работе на основе анализа данных многолетних (2010-2023 гг.) СТД-зондирований, выполняемых ежегодно на полигоне "Геленджик" Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН) (далее – Полигон) [5] на мониторинговом разрезе [1, 13], рассчитано относительное теплосодержание (теплозапас) ДС моря и его изменение в теплый период года (с апреля по ноябрь). При этом использовались данные зондирований на мониторинговой станции с глубиной места 500 м. За ДС принималась область изменения температуры вод по вертикали от поверхности моря до изотермы 9°С. Приблизительно с этой температуры в рассматриваемый период лет начинался ежегодный летний прогрев водного слоя, имеющего зимой квазиоднородное распределение температуры по вертикали вплоть до глубины залегания перманентного пикно-халоклина. Теплозапас ДС рассчитывался интегрированием распределений температуры по вертикали за вычетом 9°С. Чтобы обеспечить расчеты данными измерений, проводилось их осреднение по 10-суточным интервалам (декадам), включающим данные всех рассматриваемых годов. Такого рода осреднение сделано как для охвата каждой декады данными наблюдений, так и для уменьшения влияния синоптической изменчивости профилей температуры. Кроме того, чтобы уменьшить флуктуации, связанные с относительно небольшим количеством данных в каждой из декад, выполнялось сглаживание расчета теплозапаса скользящим средним по пяти декадам. Многолетний тренд температуры ДС не учитывался.

Следует отметить, что усредненная вышеописанным образом термическая структура ДС сильно отличается от ее мгновенных состояний, формирующихся под действием сильно флуктуирующих внешних условий. Смысл в построении и исследовании подекадно осредненного состояния термической структуры ДС заключается, на наш взгляд, в следующем. Во-первых, знание среднего состояния позволяет оценивать амплитуду и характер отклонений от него мгновенных состояний и анализировать причины этих отклонений. Во-вторых, формирование среднедекадного состояния термической структуры ДС и его эволюция в теплый период года отражают совокупное влияние физических процессов и внешних факторов, участвующих в этом процессе. В-третьих, количественное представление среднедекадного состояния структуры ДС и его временной эволюции позволяет осуществить параметризацию этой структуры и описать ее универсальными функциями, что является предметом готовящейся к печати статьи того же коллектива авторов.

Как уже отмечалось выше, основным источником формирования термической структуры черноморских ВКС и СТ в теплый период года является поступление тепла сверху и турбулентное перемешивание в весенне-летний сезон. Углубление ВКС и поглощение им СТ осенью обусловлены оттоком тепла в атмосферу и, опять же, турбулентным перемешиванием вод. В данной работе оценивается усредненный за 14 лет реальный теплозапас деятельного слоя в различные декады, а затем проводится его сопоставление с виртуальным теплозапасом, рассчитанным интегрированием суммарного потока тепла через границу вода – воздух по времени за те же декады и усредненным за тот же 14-летний период (2010-2023 гг.) или за близкий 12-летний период (2012-2023 гг.), в зависимости от используемого реанализа.

Данное сопоставление отнюдь не гарантирует стопроцентного совпадения результатов, поскольку часть теплозапаса в море обеспечивается адвекцией тепла морскими течениями, апвеллингами и даунвеллингами, Кроме того, выбор изотермы 9°С в качестве нижней границы ПС тоже может являться источником расхождения, поскольку часть тепла, поступающего в море сверху, может проникать глубже залегания данной изотермы. Первоначально авторами рассматривался вариант выбора в качестве нижней границы ДС глубины нахождения T<sub>min</sub> – минимальной температуры в ХПС. В этом случае теплозапас ДС имел несколько большие значения. Однако, как известно из работ И.М. Овчинникова (см., например, [11]), обновленные воды ХПС образуются в феврале в областях циклонических круговоротов Черного моря и появляются благодаря адвекции в районе Полигона в мае. При этом они имеют температуру на 1-2°С более низкую, чем ее "зимние" значения в исследуемой нами прибрежной акватории [10]. Поэтому, с нашей точки зрения, использование глубины

залегания  $T_{min}$  в качестве нижней границы ДС менее предпочтительно, чем изотермы 9°С. Другой причиной расхождений в оценках теплозапаса деятельного слоя может быть неточность расчета потоков через границу раздела вода воздух. Мы не пытались проводить эти достаточно сложные расчеты по данным измерений *in situ*. В настоящее время имеется возможность использования баз данных различных атмосферных реанализов, таких как ERA5, NCEP-CFSR и др. При этом узел географической сетки баз данных реанализа выбирался наиболее близко расположенным к акватории Полигона в Черном море.

Описание методов обработки и анализа данных CTD-зондирований, определение толщины и теплозапаса ВКС и термоклина с апреля по ноябрь, методик работы с данными атмосферного реанализа, определения подекадного суммарного потока тепла через границу вода — воздух, его изменений в годовом цикле и в среднем за рассматриваемые 14 лет, а также других важных характеристик будет дано в следующем разделе статьи.

## ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИХ ОБРАБОТКИ

Для анализа временной изменчивости гидрологической структуры ДС северо-восточной части Черного моря используются данные измерений, полученные на Полигоне, где уже многие годы подряд проводятся комплексные исследования состояния морской экосистемы шельфово-склоновой зоны моря путем регулярных судовых наблюдений [1, 13], а также с помощью автоматических измерений, выполняемых автономными станциями [5, 24]. Для настоящего исследования использовались данные регулярного судового мониторинга, проводившегося с борта МНИС "Ашамба" на протяжении 14 лет: с 2010 по 2023 г. включительно. В рамках мониторинга, в теплый период года (апрель - ноябрь), приблизительно раз в 2 недели, на траверзе Голубой Бухты, г. Геленджик, выполнялся 9-мильный судовой разрез со станциями СТД-зондирования (рис. 1). Работы велись CTD-зондом SBE19plus, установленным на гидрофизический комплекс "Розетта" (SBE55), оснащенным шестью батометрами



**Рис. 1**. Схема мониторингового судового разреза на траверсе Голубой бухты (г. Геленджик) с 8-ю станциями CTD-зондирования. Центральная точка разреза с глубиной места 500 м отмечена цифрой 1. Узлы баз данных реанализа отмечены цифрами 2–4 на карте и имеют следующие координаты: 2–44.5° с.ш., 38° в.д. (ERA5); 3–44.2° с.ш., 37.8° в.д. (NCEP CFSv2); 4–44.5° с.ш., 37.5° в.д. (WHOI OAFlux).

Нискина для отбора гидрохимических проб и работающим в режиме онлайн через бортовой блок SBE33. На станциях с глубинами места 10–300 м зондирование проводилось до дна, на станциях с глубинами 500–1500 м – до глубины 300 м. Для каждой станции полученные данные по температуре, солености, потенциальной плотности и некоторым другим параметрам приводились к вертикальному шагу 1 м.

Для анализа временной изменчивости гидрологической структуры черноморского ДС использовались данные СТД-зондирований на станции, расположенной над изобатой 500 м (далее — станция 500 м). Выбор этой станции связан с тем, что она является достаточно "глубокой", т. е. полностью вмещает в себя ДС. Кроме того, она выполнялась практически каждый раз при проведении мониторингового разреза, тогда как более удаленные от берега станции выполнялись не всегда.

В данной работе нас не интересовала короткопериодная изменчивость гидрологической структуры, которая в исследуемом районе весьма значительна и обусловлена, главным образом. меандрами и вихрями Основного черноморского течения (ОЧТ), а также синоптической изменчивостью ветрового воздействия [3, 4, 14, 25]. Наоборот, мы стремились избавиться от ее влияния, равно как и от межгодовых различий. Поэтому было решено объединить вместе все 14 лет мониторинга и провести подекадную группировку данных. В результате в каждой декаде оказалось от 3 до 15 однотипных профилей характеристик. Каждый профиль был обработан отдельно, но результаты расчетов были осреднены подекадно. Данные действия позволили сосредоточить внимание на основных закономерностях междекадных и сезонных изменений гидрологической структуры ДС Черного моря.

Расчет теплозапаса по СТD-данным проводился как отдельно для ВКС и термоклина, так и суммарно для этих слоев. Нижняя граница ВКС (она же верхняя граница термоклина) определялась методом "разбиений и слияний" (split and merge) [29]. В отличие от стандартных "градиентных" (граничных) методов, метод разбиений и слияний позволяет более корректно определять реальную границу термоклина в тех случаях, когда у нас не наблюдается резкого "скачкового" перехода от ВКС к СТ. Тем не менее, чтобы исключить возможные расчетные ошибки, все полученные результаты также верифицировались визуально. Нижней границей СТ считалась изотерма 9°С. Все профили температуры приводились к вертикальному шагу в 1 м, и теплозапас рассчитывался как

$$\sum_{k=1}^{N} \left( T_k - 9 \right) dz \,, \tag{1}$$

где N – толщина слоя в метрах,  $T_k$  – значение температуры на каждом однометровом шаге, 9°С – температура на нижней границе ДС, dz = 1 м.

В данной работе первоначально для расчета суммарного потока тепла на поверхности моря предполагалось использовать данные реанализа ERA5 как наиболее современного. Реанализ охватывает временной период с 1940 г. по настоящее время с временной дискретностью 1 час [19]. Для исследования были выбраны ближайший

Таблица 1. Подекадная статистика обработанных профилей и суммарного теплозапаса по данным СТD-зондирований в 2010–2023 гг.

Номер декады (начиная с 1 апреля)	Число профилей в декаде	Средне- декадный теплозапас, ВКС + термо- клин (°С · м)	Стандартное отклонение теплозапаса		
1	3	56.5	38.7		
2	6	71.9	52.3		
3	8	81.5	51.7		
4	3	102.2	50.8		
5	8	127.4	52.2		
6	8	155.1	56.9		
7	15	177.0	46.0		
8	15	205.6	56.0		
9	14	246.2	63.1		
10	13	290.5	81.3		
11	10	334.2	92.1		
12	12	384.3	107.9		
13	9	434.2	106.7		
14	14	460.4	106.7		
15	9	462.6	105.0		
16	9	456.5	92.0		
17	8	459.0	84.6		
18	6	439.8	89.1		
19	9	414.1	92.9		
20	13	394.4	79.7		
21	6	375.1	80.9		
22	11	334.8	75.3		
23	6	314.6	65.0		
24	6	299.1	53.7		

к Полигону узел с координатами 44.5° с.ш., 38° в.д. и данные в этом узле за период 2010–2023 гг. Однако в ходе обработки данных выяснилось, что суммарный поток, рассчитанный по данным реанализа ERA5, не отражает реальной ситуации (см. далее раздел "Сравнение реанализов"), и для расчетов были взяты также данные реанализа NCEP CFSv2 в узле 44.2° с.ш., 37.8° в.д. за период с 2012 по 2023 г. [27] и данные проекта по потокам между атмосферой и океаном Вудсхольского океанографического института WHOI OAflux [31] в узле 44.5° с.ш., 37.5° в.д. Последние два скачивались с сайта Азиатско-Тихоокеанского исследовательского центра Гавайского университета [15].

Суммарный поток тепла  $Q_0$  определялся следующим образом:

$$Q_0 = Q_{sshf} + Q_{str} + Q_{slhf} + Q_{ssrd}, \qquad (2)$$

где  $Q_{sshf}$  — поток явного тепла,  $Q_{slhf}$  — поток скрытого тепла,  $Q_{str}$  — разница между потоком нисходящей на поверхность и исходящей от поверхности длинноволновой радиации,  $Q_{ssrd}$  — разница между потоком нисходящей на поверхность моря и исходящей вверх коротковолновой радиации.

При расчетах по формуле (2) были использованы часовые данные ERA5 и NCEP CFSv2 и суточные данные WHOI OAflux. Положительные значения обозначают поток тепла из атмосферы в океан, отрицательные — в противоположную сторону. Полученный ряд данных был осреднен по 24 декадам — с 1 апреля каждого года по 26 ноября. После осреднения данных по декадам были рассчитаны среднемноголетние значения суммарного потока для каждой декады.

Суммарный поток тепла через границу вода — воздух  $Q_0$  [Вт/м<sup>2</sup>] было решено пересчитать в поток "температуры"  $q_0$  [°С·м/с] для сравнения с данными измерений *in situ* по следующей формуле:

$$q_0 = Q_0 / (\rho \cdot c_p) = 2.42 \cdot 10^{-7} \cdot Q_0,$$
 (3)

где  $\rho$  — характерное значение плотности воды (1013 кг/м<sup>3</sup>),  $c_p$  — удельная теплоемкость морской воды (4080 Дж/(кг·°С). Рассчитанные значения  $q_0$  по данным NCEP CFSv2 показаны на рис. 2. Затем они были просуммированы в годовом цикле от декады к декаде с тем, чтобы рассчитать виртуальный теплозапас ДС и его временную изменчивость для акватории геленджикского района Черного моря.

## СРАВНЕНИЕ ПОТОКОВ ТЕПЛА ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗОВ ERA5, NCEP CFSV2 И ПРОЕКТА WHOI OAFLUX

Для анализа потоков тепла использовались данные с 2012 по 2023 г. — часовые для реанализов ERA5, NCEP CFSv2 и суточные для проекта WHOI OAFlux. Ниже в таблице 2 представлены результаты расчетов среднемноголетних среднемесячных



**Рис. 2.** Суммарный поток "температуры" через границу вода – воздух, рассчитанный по данным NCEP CFSv2 с использованием формулы (3).

потоков тепла через границу раздела вода — воздух для исследуемого района. Необходимо также дополнить, что в связи с отсутствием данных NCEP CFSv2 для сентября 2021 г. этот период не учитывался в расчетах.

Из таблицы 2 и рисунков 3а, б видно, что в среднегодовых значениях разница между тремя рядами данных невелика. Однако, рассмотрев посезонно и помесячно отдельные компоненты суммарного потока тепла, мы выявили следующие различия:

1) в осенней и зимний сезоны потоки явного и скрытого тепла по абсолютным значениям ниже для реанализа ERA5 и составляют  $-27 \text{ и} -59 \text{ Bt/m}^2$  соответственно, в отличие от  $-42 \text{ и} -87 \text{ Bt/m}^2$  для реанализа NCEP CFSv2, а также ERA5 дает чуть меньший поток длинноволновой радиации из океана в атмосферу;

2) весной и летом же, напротив, потоки явного и скрытого тепла из океана в атмосферу по

данным ERA5 значительно выше, чем для аналогичных сезонов по данным NCEP CFSv2 и WHOI OAFlux, в то время как поток коротковолновой радиации, являющийся основным фактором нагрева океана, в ERA5 ниже, чем в NCEP CFSv2. Проблемы с радиационными потоками в реанализах известны из-за различных параметризаций облачности. Таким образом, имеется большое различие в сезонных значениях суммарного потока, рассчитанного по вышеуказанным базам данных;

3) по данным реанализа NCEP CFSv2 имеем практически нулевой годовой баланс (1  $BT/M^2$ ), в то время как по данным реанализа ERA5 в районе исследования Черное море на акватории Полигона за год в среднем теряет тепло ( $-18 BT/M^2$ ).

Обращаясь к предыдущим исследованиям потока тепла для всего Черного моря [20, 23, 28], можно отметить, что среднегодовые значения суммарного потока тепла, полученные по NCEP

**Таблица 2.** Сопоставление среднемноголетних среднемесячных потоков тепла в точках, близких к Полигону, в период 2012–2023 гг. Для расчета суммарного потока в WHOI OAFlux длинноволновая и коротковолновая компоненты потока использовались из ERA5

Месяц	Суммарный поток, Вт/м <sup>2</sup>		Скрытое тепло, Вт/м <sup>2</sup>		Явное тепло, Вт/м <sup>2</sup>		Длинновол- новая радиа- ция, Вт/м <sup>2</sup>		Коротковол- новая радиа- ция, Вт/м <sup>2</sup>				
	ERA5	OAFlux+ ERA5	NCEP CFSv2	ERA5	OAFlux	NCEP CFSv2	ERA5	OAFlux	NCEP CFSv2	ERA5	NCEP CFSv2	ERA5	NCEP CFSv2
декабрь	-106	-165	-156	-64	-96	-93	-25	-52	-40	-64	—74	48	52
январь	-92	-161	-152	-59	-93	-92	-26	-61	—45	-59	—70	52	55
февраль	—58	-100	-94	-54	—75	-78	-29	—49	—39	-64	—72	89	95
зима	-85	-142	-134	-59	-88	-87	-27	-54	-42	-62	-72	63	67
март	2	-10	8	-52	-55	-61	—19	-28	-18	-66	-69	139	156
апрель	67	98	122	-51	-31	-36	-15	—4	2	-69	—71	202	228
май	88	130	171	-58	-30	-34	-17	-2	1	-67	-61	230	266
весна	52	73	100	-54	-39	-44	-17	-11	—5	-67	-67	190	217
июнь	83	124	168	-85	-58	-63	-18	—4	—1	-70	-66	255	298
июль	56	92	132	-105	-84	-95	-23	-8	-1	—75	-70	259	299
август	10	32	67	-120	-110	-127	-22	-11	-2	-79	—74	232	270
лето	50	83	122	-103	-84	-95	-21	-8	-1	-75	-70	249	289
сентябрь	-62	-85	-29	-121	-140	-141	-28	-31	-15	-82	-83	169	210
октябрь	—94	-127	-88	-98	-120	-114	-29	-40	-29	-80	-85	113	141
ноябрь	—107	-152	-132	—77	-103	-101	-28	—46	—34	-73	-82	70	84
осень	-88	-121	-83	-98	-121	-119	-28	-39	-26	-78	-83	117	145
Среднее	-18	-27	1	-79	-83	-86	-23	-28	-19	-71	-73	155	179
СКО	77	118	127	26	34	33	5	22	18	7	7	80	94



Рис. 3. Потоки тепла через границу вода – воздух по данным различных реанализов: а) явного тепла; б) скрытого тепла.

CFSv2 (1 Вт/м<sup>2</sup>), а также в [28] по данным ECMWF и в [23], где использовались определенная модель для длинноволновой и коротковолновой компонент и расчеты для турбулентных потоков по входящим данным из ERA40, также близки к нулевому балансу (3.5 Вт/м<sup>2</sup> и 0 Вт/м<sup>2</sup>). Однако есть довольно серьезные отличия по сезонным потокам тепла — как те, которые описаны выше для исследуемого нами района, так и в сравнении с другими работами для всего моря. Так, зимой и осенью суммарный поток тепла в районе Геленджика равен -85/-142/-134 BT/м<sup>2</sup> и -88/-121/-83 BT/м<sup>2</sup> (ERA5/WHOI OAFlux/NCEP соответственно), в то время как в работах [20, 28] зимой получается -87/-90 BT/м<sup>2</sup> и осенью -74/-81 BT/м<sup>2</sup>. Видно, что значения в WHOI OAFLux и NCEP значительно выше. Весной и летом у нас среднесезонные значения были 52/73/100 BT/м<sup>2</sup> и 50/83/122 BT/м<sup>2</sup> (ERA5/WHOI OAFlux/NCEP соответственно),

в [20, 28] получались близкие значения: 87/89 Bt/м<sup>2</sup> весной и 89/85 Bt/м<sup>2</sup> летом. Тут существенно ниже значения по данным ERA5 и выше по NCEP CFSv2.

Различия обусловлены выбором входных данных и используемых в них параметризаций. Для гидродинамического моделирования Черного моря эти различия являются довольно острым вопросом. Эта тема подробно обсуждается, например, в [21].

Потоки явного и скрытого тепла зависят от турбулентных процессов на границе океана и атмосферы, и, как известно, их изменчивость очень высока в зависимости от используемых методов оценки и параметризаций [26]. Определение этих потоков с использованием различных моделей до сих пор характеризуется большой неопределенностью. В проекте WHOI OAFlux, использующем математическую оптимизацию спутниковых данных и опорные станций для валидации расчетов, турбулентные потоки определяются точнее, и, если брать общую оценку для этих потоков, то реанализ NCEP CFSv2 выглядит предпочтительнее, чем ERA5 (рис. 3).

Таким образом, после сравнения с данными проекта WHOI OAFlux и с результатами сопоставления расчета виртуального теплозапаса ДС с данными судовых измерений, для дальнейшей работы было принято решение использовать реанализ NCEP CFSv2, который наиболее близко к реальности описывает суммарный поток тепла в теплый период года. Сравнение потоков в CFSv2 и ERA5 представляется важным в условиях частого обращения океанологов к современным базам данных и весомым аргументом для использования NCEP CFSv2 в других подобных исследованиях.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 4 представлены результаты сравнения "реального" теплозапаса по данным измерений и «виртуального" теплозапаса, рассчитанного интегрированием по времени суммарного потока тепла по данным различных реанализов. Из рисунка видно, что наиболее близким к реальному является виртуальный теплозапас, рассчитанный по данным реанализа NCEP CFSv2. Поэтому в дальнейшем мы будем анализировать потоки тепла между морем и атмосферой и виртуальный теплозапас ДС по данным этого реанализа.

С первой декады апреля реальный теплозапас ДС составляет около  $50^{\circ}$ С·м, что говорит о том, что температура воды в апреле в ВКС выше 9°С. Теплозапас растет вплоть до первой декады августа и затем выходит на плато, сохраняя величину около 460°С·м. Затем, в середине сентября теплозапас начинает постепенно снижаться до 300°С·м к концу ноября.

Виртуальный теплозапас к началу апреля также не является нулевой величиной, так как прогрев моря начинается уже в третьей декаде марта. Он также растет до середины августа до величины ~ $420^{\circ}C \cdot M$  и затем в сентябре начинает снижаться.



Рис. 4. Сравнение теплозапаса деятельного слоя по данным измерений с интегральным суммарным потоком тепла, рассчитанным по данным реанализов NCEP/CFSv2, ERA5 и проекта WHOI OAFlux.

Далее сопоставим особенности временной эволюции виртуального и реального теплозапасов ДС. С середины апреля и вплоть до середины июля реальный теплозапапас меньше, чем виртуальный, а с середины июля он превышает виртуальный вплоть до ноября включительно. Хотя отмеченные выше различия невелики и вполне могут быть обусловлены статистическими погрешностями, не исключено, что за ними кроется определенный физический смысл. Так, с апреля до июня включительно уменьшается и достигает минимума экмановская накачка циркуляции и ОЧТ ослабевает [2, 22]. При этом изопикны в прибрежной зоне поднимаются ближе к поверхности, что хорошо видно на рис. 5. Следует отметить, что при этом синфазным образом поднимается и нижняя часть сезонного термоклина [25]. Эта ситуация соответствует сезонному апвеллингу в прибрежной зоне моря, вследствие чего ДС охлаждается снизу. В июле начинается новый цикл усиления экмановской накачки и интенсификации ОЧТ, который продолжается до февраля – марта следующего года. Происходит опускание изопикн, что соответствует даунвеллингу в прибрежной зоне и способствует увеличению теплозапаса ДС. Кроме того, возможна адвекция тепла с юго-востока (за счет ОЧТ), поскольку эта часть моря прогревается летом сильнее, чем его северо-восточная

часть [17, 18, 28]. Для более точных оценок вкладов адвекции, сезонных апвеллингов и даунвеллингов в теплозапас ДС нужны дополнительные исследования.

Наряду с теплосодержанием ДС, имеет смысл оценить по отдельности теплосодержания ВКС и СТ и их временную эволюцию в теплый период года. Соответствующие графики приведены на рис. 6.

Из этих графиков следует, что, за исключением апреля, когда теплозапас СТ больше теплозапаса ВКС, в последующие месяцы теплозапас ВКС догоняет теплозапас СТ, и вплоть до середины июля (13-я декада) они оба нарастают. Затем теплозапас ВКС продолжает нарастать вплоть до середины сентября (17-я декада), а теплозапас СТ быстро убывает. В конце наблюдений теплозапас ВКС в 3.5 раза превышает теплозапас СТ (рис. 7).

Отметим, что поток тепла через границу вода — воздух становится отрицательным начиная с 16-й декады (с начала сентября, см. рис. 2), тогда как теплозапас ДС начинает убывать декадой позднее. Возможно, что поддержание теплозапаса ДС на протяжении этой декады происходит за счет даунвеллинга и адвекции тепла ОЧТ.

Важными характеристиками термической структуры ДС являются температура  $T_0$  ВКС и его толщина *Н*. Эти характеристики для всех



**Рис. 5**. Временная изменчивость скорости течения (А) и положения изопикны 15.4 кг/м<sup>3</sup> (Б) по данным зонда-профилографа "Аквалог" в 2016 г. (взято из [25]).

#### ЗАЦЕПИН и др.



**Рис. 6**. Декадная изменчивость запасов удельного тепла по данным измерений: ВКС (слева) и термоклина (справа). Значения сглажены по пяти точкам методом скользящего среднего.



Рис. 7. Отношение теплозапаса ВКС к теплозапасу термоклина (слева) и их абсолютная разница (справа). Величина обоих теплозапасов предварительно сглажена по пяти точкам методом скользящего среднего.



**Рис. 8**. Декадные значения температуры *T*<sub>0</sub> (слева) и толщина *H* BKC (справа) по данным гидрологических измерений. Значения сглажены по пяти точкам методом скользящего среднего.

24-х декад представлены на рис. 8. Заметим, что определенные нами значения среднедекадной толщины ВКС в апреле — мае несколько меньше, чем ранее опубликованные, в частности, в [9]. Это различие может быть связано с тем, что измерения на Полигоне выполнялись преимущественно в маловетреную погоду и в дневное время суток, когда в ВКС присутствует дневной прогрев и связанный с ним скачок температуры. В дальнейшем мы планируем уточнить данные по толщине и температуре ВКС, используя измерения заякоренных термокос, которые осуществляют круглосуточные и всепогодные измерения на протяжении длительных периодов времени [12].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данная работа имеет, в некоторой степени, прикладной характер. На протяжении многих лет теплый период года (апрель – ноябрь) является временем проведения мониторингового судового разреза на Полигоне ИО РАН. При этом одной из основных задач мониторинга является совместное и квазисинхронное определение значений абиотических и биотических параметров морской экосистемы и их вертикального распределения в водах шельфа и верхней части континентального склона 1-2 раза каждый месяц. Такого рода определение необходимо, например, для исследования влияния физических процессов на химические и биологические параметры экосистемы, которое до сих пор недостаточно изучено.

Анализ данных наблюдений на Полигоне показал, что все измеряемые параметры морской экосистемы являются весьма изменчивыми на синоптическом масштабе времени — от нескольких суток до двух-трех недель [4]. Стало очевидным, что эта изменчивость обусловлена, прежде всего, изменчивостью динамики вод, процессов внутреннего перемешивания, которые к тому же испытывают влияние атмосферных процессов. Однако для того чтобы количественным образом охарактеризовать эту изменчивость, необходимо знать среднее состояние параметров экосистемы и их вертикального распределения, которое эволюционирует на сезонном и внутрисезонном масштабах времени. Прежде всего, это относится к термическим характеристикам водной среды в деятельном слое моря. Для того чтобы определить термическое состояние ДС по дан-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 64 № 6 2024

ным многолетнего судового мониторинга, было осуществлено подекадное осреднение профилей температуры от поверхности моря до глубины залегания изотермы 9°С, которая в современный климатический период является своеобразным критерием "подошвы" термоклина. Данная процедура позволила уменьшить разброс данных, вызванных их синоптической и межгодовой изменчивостью, а сглаживание по пяти декадам устранило практически все случайные выбросы.

В результате были получены следующие среднедекадные характеристики, относящиеся к термической структуре черноморского ДС в период с апреля по ноябрь на акватории Полигона ИО РАН:

• относительный теплозапас ДС и его составных частей – ВКС и СТ.

• температура и глубина ВКС;

• глубина залегания нижней границы СТ (изотермы 9°С);

Кроме того, сопоставление реального теплозапаса ДС с виртуальным, рассчитанным по суммарному потоку тепла через границу вода — воздух (по данным различных реанализов), позволило выявить наиболее достоверную для Черного моря базу данных реанализа, которой оказался реанализ NCEP CFSv2. В дальнейшем планируется использовать текущие данные этого реанализа для оценки относительного теплозапаса ДС в различные периоды времени.

Полученные в работе среднедекадные значения параметров теплозапаса и термической структуры ДС будут в дальнейшем использованы для оценки величины аномалий, проявляющихся в данных текущих измерений, выявления природы этих аномалий и их взаимосвязи с химическими и биологическими параметрами прибрежной черноморской экосистемы на Полигоне ИО РАН. Установление таких взаимосвязей позволит уточнить закономерности влияния абиотических процессов на биотические, что является одной из наиболее важных задач современной океанологии.

Финансирование. Работа выполнена по темам ГЗ FMWE-2024-16 (Зацепин А.Г., Сильвестрова К.П.), FMWE-2024-27 (Подымов О.И.), FMWE-2023-01 (Мурзакова Ю.В.), а также при поддержке гранта РНФ 23-17-00056.

**Конфликт интересов.** Конфликт интересов у авторов отсутствует.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Арашкевич Е.Г., Луппова Н.Е., Никишина А.Б. и др. Судовой экологический мониторинг в шельфовой зоне Черного моря: оценка современного состояния пелагической экосистемы // Океанология. 2015. Т. 55. № 6. С. 964–970.
- 2. Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Пиотух В.Б. и др. Формирование прибрежного плотностного течения из-за пространственно-неоднородного ветрового воздействия // Океанология. 2008. Т. 48. № 2. С. 176–192.
- Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Поярков С.Г. и др. Влияние поля ветра на динамику вод Черного моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / под ред. А.Г. Зацепина и М.В. Флинта. М.: Наука, 2002. С. 91–105.
- Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др. О природе короткопериодных колебаний основного черноморского пикноклина, субмезомасштабных вихрях и реакции морской среды на катастрофический ливень 2012 г. // Известия РАН. ФАО. 2013. № 6. С. 717–732.
- 5. Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // Известия РАН. ФАО. 2014. № 1. С. 16–29.
- 6. *Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Черного моря. Севастополь, 2011. 212 с.
- Калацкий В.И. Моделирование вертикальной термической структуры деятельного слоя океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 215 с.
- 8. *Китайгородский С.А.* Физика взаимодействия атмосферы и океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 284 с.
- 9. Кубряков А.А., Белокопытов В.Н., Зацепин А.Г. и др. Изменчивость толщины перемешанного слоя в Черном море и ее связь с динамикой вод и атмосферным воздействием // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35. № 5. С. 449–468.
- Куклев С.Б., Зацепин А.Г., Подымов О.И. Динамика холодного промежуточного слоя в шельфово-склоновой зоне северо-восточной части Черного моря // Океанологические исследования. 2019. № 3. С. 58–71.
- 11. *Овчинников И.М., Попов Ю.И.* Формирование холодного промежуточного слоя в Черном море // Океанология. 1987. Т. 27. № 5. С. 739–746.
- Очередник В.В., Зацепин А.Г., Куклев С.Б. и др. Примеры подходов к исследованию температурной изменчивости вод шельфа Черного моря при помощи кластера термокос // Океанология. 2020. Т. 60. № 2. С. 173–185.
- Подымов О.И., Зацепин А.Г., Очередник В.В. Рост солености и температуры в деятельном слое северо-восточной части Черного моря с 2010 по 2020 г. // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37. № 3 (219). С. 279–287.

- Сильвестрова К.П., Мысленков С.А., Зацепин А.Г. и др. Возможности использования GPS-дрифтеров для исследования течений на шельфе Черного моря // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 159–166.
- Asia-Pacific Data Research Center [Электронный ресурс]. URL: https://apdrc.soest.hawaii.edu/ (Дата обращения: 19.07.2024)
- D'Asaro E. Turbulence in the upper mixed layer // Annu. Rev. Mar. Sci. 2014. № 6. P. 101–115.
- Cocar T. Spatial and temporal variability of the surface temperature in the Black Sea between 2000–2022 // COMU J. Mar. Sci. and Fish. 2023. V. 6. N
   № 2. P. 158–165.
- Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Sheremet N.A. Sea Surface Temperature Variability // The Handbook of Env. Chem. 2008. V. 5, Part Q. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. P. 255–275. https://doi.org/10.1007/698\_5 067
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2020. V. 146. № 730. P. 1999–2049.
- Kara A.B., Barron C.N. Comment on "Seasonal heat budgets of the Red and Black seas" by Matsoukas et al. // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. P. C12008. https://doi.org/10.1029/2008JC004760, 2008
- Kara A.B., Hurlburt H.E., Wallcraft A.J. et al. Black Sea mixed layer sensitivity to various wind and thermal forcing products on climatological time scales // Journal of Climate. 2005. V. 18. № 24. P. 5266–5293.
- Kubryakov A.A.; Stanichny S.V.; Zatsepin A.G. et al. Long-term variations of the Black Sea dynamics and their impact on the marine ecosystem // J. Mar. Syst. 2016. V. 163. P. 80–94.
- 23. *Matsoukas C., Banks A.C., Pavlakis K.G. et al.* Seasonal heat budgets of the Red and Black seas // J. Geophys. Res.: Oceans. 2007. V. 112. № C10. C10017.
- Ostrovskii A.G., Kochetov O.Y., Kremenetskiy V.V. et al. Automated tethered profiler for hydrophysical and bio-optical measurements in the Black Sea carbon observational site // J. Mar. Sci. Eng. 2022. V. 10. P. 322–339.
- 25. Podymov O.I., Ocherednik V.V., Silvestrova K.P. et al. Upwellings and downwellings caused by mesoscale water dynamics in the coastal zone of northeastern Black Sea // J. Mar. Sci. Eng. 2023. V. 11(8). P. 1628. https://doi.org/10.3390/jmse11081628
- 26. *Rai A., Saha S.*K. Evaluation of energy fluxes in the NCEP climate forecast system version 2.0 (CFSv2)//Clim. Dyn. 2018. V. 50. № 1–2. P. 101–114.
- 27. Saha S., Moorthi S., Pan H.-L. et al. The NCEP climate forecast system reanalysis // Bulletin of the American Meteorological Society. 2010. V. 91. № 8. P. 1015–1058.
- Schrum C., Staneva J., Stanev E. et al. Air–sea exchange in the Black Sea estimated from atmospheric analysis for the period 1979–1993 // J. Mar. Sys. 2001. V. 31. P. 3–19.

29. *Thomson R., Fine I.* Estimating mixed layer depth from oceanic profile data // J. Atm. and Ocean Tech. 2003. V. 20. № 2. P. 319–339. https://doi.org/10.1175/1520–0426(2003)020<0319: EMLDFO>2.0.CO;2

- 30. *Thorpe S*.A. An Introduction to Ocean Turbulence. Oxford: Cambridge University Press. 2007. 240 p.
- 31. WHOI OAFlux Project [Электронный ресурс]. URL: https://oaflux.whoi.edu/ (дата обращения: 19.07.2024).

# HEAT RESERVE OF THE ACTIVE LAYER IN THE BLACK SEA COASTAL ZONE AT THE GELENDZHIK STUDY SITE AND ITS EVOLUTION DURING WARM PERIOD

## A. G. Zatsepin, O. I. Podymov, K. P. Silvestrova, Yu. V. Murzakova

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia \*e-mail: huravela@yahoo.com

Based on the data of CTD-profiles, acquired in 2010–2023 in the northeastern part of the Black Sea, at the SIO RAS Gelendzhik study site, relative heat content of active layer was estimated, along with its changes during the warm period, from April to October. The heat content was also calculated individually for upper mixed layer and seasonal thermocline, which constitute the active layer. These real data estimations were compared with heat content calculations based on reanalysis datasets ERA5, NCEP CFSv2 and WHOI OAFlux. It was shown that NCEP CFSv2 provides the result closest to the real data.

**Keywords:** Black Sea, Gelendzhik study site, long-term CTD-soundings data, warm period of the year, heat reserve of the active layer according to measurement data and various reanalyses