Сопоставление температуры приповерхностного слоя Чёрного моря, измеренной СТД-зондом и спутниковыми радиометрами

А. Г. Зацепин¹, О. И. Подымов¹, Д. М. Соловьев²

¹ Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, 117997, Россия E-mails: zatsepin@ocean.ru, huravela@yahoo.com ² Морской гидрофизический институт, РАН, Севастополь, 299011, Россия E-mail: solmit@gmail.com

С целью получения более детальных знаний о вертикальной структуре мезомасштабных температурных аномалий, наблюдаемых на поверхности моря из космоса, а также уточнения механизмов их формирования проведён совместный анализ спутниковой температуры поверхности моря над северо-восточной частью Чёрного моря и данных гидрологических разрезов, полученных с борта НИС «Акванавт» в 1998-2007 гг. Сравнение спутниковой температуры поверхности моря с температурой воды, измеренной СТД-зондом на глубине порядка 1 м, показало, что расхождение данных в зимние месяцы ночью при небольшом временном лаге практически отсутствует и сопоставимо с точностью спутниковых измерений. Дневной прогрев верхнего слоя зимой в среднем даёт разницу в 0,25 °С в пользу спутниковой температуры. В летние месяцы наиболее близкие к судовым измерениям значения спутниковой температуры получаются при квазисинхронных ночных измерениях. Значительное превышение спутниковой температуры над судовыми измерениями (до 3 °C) наблюдается в дневные часы летом и вызвано развитием суточного термоклина. В среднем расхождение между спутниковой и зондовой температурой летом в 2-4 раза больше, чем зимой. При прочих равных условиях степень совпадения спутниковой и зондовой температуры приповерхностного слоя вдоль судового разреза зависит от интенсивности Основного черноморского течения (ОЧТ) и степени выраженности мезомасштабной изменчивости температуры приповерхностного слоя. При слабом ОЧТ и высоком уровне мезомасштабной изменчивости совпадение меньше, чем в противоположном случае. Обсуждается влияние циклонических и антициклонических черноморских мезомасштабных вихрей на температуру приповерхностного слоя моря. Показана тесная связь поверхностной температуры с вертикальной и горизонтальной адвекцией вод.

Ключевые слова: Чёрное море, судовые разрезы, станции СТD-зондирования, температура приповерхностного слоя, спутниковые измерения, температура поверхности моря, сопоставление данных

Одобрена к печати: 30.04.2021 DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-3-254-268

Введение

Широко известно, что выполнение судовых СТD-разрезов (*англ.* Conductivity, Temperature and Depth) и съёмок, а также комплексных судовых экспедиций целесообразно сопровождать получением и анализом квазисинхронных спутниковых изображений акватории, где проводятся натурные исследования (Федоров, Гинзбург, 1988). Спутниковая информация часто позволяет идентифицировать мезомасштабные и субмезомасштабные динамические структуры и ассоциировать с ними области повышенного/пониженного содержания хлорофилла и взвешенного вещества, пониженной или повышенной температуры поверхности моря (ТПМ) (Лаврова и др., 2011). Это позволяет проводить так называемые подспутниковые контактные измерения и отбор проб и по результатам этих измерений судить о влиянии динамики вод на физические, химические и биологические параметры и их вертикальное распределение.

Вместе с тем необходимо представлять себе степень соответствия данных спутниковых и судовых измерений, выполняющихся, как правило, с лагом по времени и имеющих разное пространственное разрешение. При наличии мезомасштабных и субмезомасштабных

пространственных неоднородностей температуры верхнего слоя моря с этим могут быть связаны различия в результатах спутниковых и контактных измерений, иногда настолько значительные, что теряется их соответствие друг другу.

Следует отметить, что теоретический анализ ошибок, связанных с сопоставлением ТПМ, полученной по спутниковым данным, и температуры приповерхностного слоя моря, измеренной дрейфующими буями, содержится в работе (Доценко, Холод, 2010).

В настоящей статье анализируется соответствие спутниковых и судовых измерений температуры приповерхностного слоя воды в северо-восточной части Чёрного моря. Исследование проводится на основе использования данных «стомильных», поперечных береry CTD-разрезов, выполненных с борта научно-исследовательского судна (НИС) «Акванавт» в 1998–2007 гг., а также близких по времени спутниковых изображений поля температуры поверхности моря, полученных с инфракрасных радиометров AVHRR (Advanced Very-High-Resolution Radiometer) и MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) спутников NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration — Национальное управление океанических и атмосферных исследований, США) и Aqua/Terra соответственно. Приводятся величины расхождения данных и анализируются возможные физические причины, вызывающие это расхождение. Уделяется внимание обсуждению влияния динамики вод на ТПМ. Показано, что некоторые мезомасштабные антициклонические вихри являются вихревыми линзами и за счёт апвеллинга в своей центральной части могут вызывать понижение ТПМ.

Использованные данные, методы их обработки и анализа

Основной массив обрабатываемых судовых данных составили 27 перпендикулярных берегу гидрофизических разрезов длиной 70–100 миль, выполненных СТD-зондом с борта НИС «Акванавт» в 1998–2007 гг. в северо-восточной части Чёрного моря в условиях малооблачной погоды, для которых удалось подобрать один или несколько квазисинхронных спутниковых снимков. Большая часть разрезов была выполнена на траверзе Голубой Бухты г. Геленджика (*puc. 1*).



Рис. 1. Карта восточной части Чёрного моря с нанесёнными станциями СТД-зондирования на 27 судовых (НИС «Акванавт») разрезах «берег – центр моря», выполненных в период с 1998 по 2007 г. в условиях малооблачной погоды

Время работы на каждом разрезе составляло в среднем около суток (табл. 1).

Время работы на разрезе	Число спутников	Время работы на разрезе	Число спутников
7-8 апреля 1998 г.	2	21-22 июня 2004 г.	5
2-3 июля 1998 г.		3-4 июля 2004 г.	
25-26 января 1999 г.	3	14 июля 2004 г.	3
8-9 апреля 1999 г.		1-2 сентября 2004 г.	
9-10 сентября 1999 г.	5	19-20 сентября 2004 г.	
4-7 октября 1999 г.		5-6 апреля 2005 г.	
5-6 апреля 2001 г.	1	20—21 июля 2005 г.	1
9-10 июня 2001 г.	4	7-8 октября 2005 г.	5
14-15 сентября 2001 г.	3	24—26 мая 2006 г.	1
28—29 марта 2002 г.	2	23—24 июня 2006 г.	
18—20 мая 2002 г.	4	22-23 ноября 2006 г.	
26—27 мая 2002 г.	3	19—20 июня 2007 г.	
19—20 июня 2002 г.		5-7 сентября 2007 г.	
13—14 мая 2004 г.			

Таблица 1. Даты выполнения черноморских стомильных разрезов, данные которых использовались в работе

В качестве источника спутниковой информации использовались данные радиометров AVHRR, установленных на искусственных спутниках Земли (ИСЗ) серии NOAA, запущенных на солнечно-синхронную орбиту и осуществлявших с помощью этого радиометра сканирование конкретных участков земной поверхности в строго определённые промежутки времени в зависимости от расписания пролётов над тем или иным участком. Орбитальное распределение по времени пролёта этих спутников позволяло получать ежедневно до 8–10 снимков как в тёмное, так и в светлое время суток. Начиная с 2002 г. в эксплуатацию были введены усовершенствованные сканирующие спектрорадиометры MODIS, установленные на спутниках Тегта и Aqua, которые по орбитальным характеристикам были близки к спутникам серии NOAA, а радиометр MODIS был улучшенным наследником радиометра AVHRR. Таким образом, появилась возможность получать при оптимальных условиях зондирования уже более десятка изображений в сутки (Лаврова и др., 2011).

Приём и первичная обработка изображений осуществлялись с использованием собственной приёмной станции Морского гидрофизического института и специально разработанного программного комплекса расчёта физических параметров и построения тематических карт. С помощью упомянутого комплекса проводилась первичная обработка всей поступающей информации, включая геокоррекцию и трансформацию в выбранную географическую проекцию с максимальным сохранением исходного разрешения прибора и привязкой изображения по данным наземной топографии к орбитальным параметрам. При трансформации в карту применялась прямоугольная цилиндрическая проекция с постоянным шагом, а размер выдаваемой карты определялся в соответствии с пространственными и спектральными характеристиками интересующих особенностей и районом наблюдения. При исходном пространственном разрешении приборов AVHRR или сканирующего спектрорадиометра MODIS около 1 км спутниковые карты для района проведения работ в северо-восточной части Чёрного моря интерполировались на более подробную сетку с разрешением около 0,5 км/пиксель. Для расчёта температуры на основе принятых исходных файлов был разработан двухканальный спектрально-угловой метод определения ТПМ по данным измерений сканирующим инфракрасным радиометром AVHRR со спутников серии NOAA в двух каналах с длинами волн 3,7 и 11 мкм. За основу была взята многоканальная методика (MCSST — Multichannel Sea Surface Temperature), которая позволяет определять ТПМ по измерениям с помощью

радиационной температуры в указанных каналах (Тимофеев и др., 1991). При этом погрешность измерения ТПМ по ряду тестовых измерений и калибровочных испытаний не превышала 0,5 °C, а зачастую находилась в пределах 0,1–0,2 °C в зависимости от конкретного спутника и используемых для расчёта коэффициентов преобразований в каналах. Что касается данных радиометра MODIS, то они были доступны на портале OceanColor, разработанном НАСА (Национальное управление по аэронавтике и исследованию космического пространства, *англ.* NASA — National Aeronautics and Space Administration), в виде пятиминутных фрагментов сканирования земной поверхности, доведённых до расчётных физических параметров с соответствующими географическими и радиометрическими характеристиками. Для получения готовых карт физических параметров с прибора MODIS был также разработан программный комплекс, осуществлявший оперативную обработку большого массива информации с выдачей конечного результата в виде графических карт интересующих параметров, градуированных по шкале псевдоцветов с наложением топографической основы, географической сетки и атрибутивной информации.

Массив спутниковых данных для последующей оцифровки вдоль избранных разрезов представлял собой набор геокодированных и калиброванных карт ТПМ в пользовательском формате с информацией о значении температуры в любой конкретной точке зондируемой поверхности, целиком покрывающей область проведения судовых измерений. Проблемой оказалось наличие сплошной облачности над исследуемым районом, характерной в основном для холодного времени года и непрозрачной для зондирования в инфракрасном диапазоне волн. По этой причине для существенной части судовых данных не удалось подобрать соответствующие данные спутниковой ТПМ. Для оцифровки оставшегося набора разрезов под безоблачные или малооблачные снимки был разработан специальный механизм автоматического формирования таблиц с координатами конкретной станции СTD-зондирования, значениями судовых измерений и значениями ТПМ по спутнику в реперных точках с близкими координатами, полученными в день выполнения разреза или в «соседние» дни. Для расчёта сезонной статистики разницы между судовой и спутниковой температурой для каждого разреза использовалась одна спутниковая съёмка, наиболее оптимально подходившая по времени к периоду выполнения станций СTD-зондирования.

Отобранные для сравнения со спутниковой ТПМ судовые данные по температуре приповерхностного слоя воды, полученные на станциях СТD-зондирования, были усреднены в приповерхностном слое толщиной 1 м. Сравнительные графики температуры поверхности моря были построены по всем соответствующим друг другу судовым и спутниковым данным (в рамках вышеуказанных условий). Кроме того, по данным СTD-зондирований рассчитывалась составляющая геострофической скорости, перпендикулярная разрезу, поверхностные значения которой использовались для анализа динамики вод.

Полученные результаты

Среднее различие между судовой температурой приповерхностного слоя (~1 м) и спутниковыми данными по ТПМ (°С) на стомильном разрезе с учётом сезонности и удаления от берега приведено в *табл. 2*.

Из *табл.* 2 видно, что нет существенного различия между значениями судовой и спутниковой температуры в различных зонах моря. Этот факт — удивительный, поскольку из физических соображений в зоне Основного черноморского течения (ОЧТ) с активной динамикой можно было бы ожидать больших различий между этими значениями, чем в центральной зоне моря со слабой динамикой вод.

Зато есть ярко выраженное различие между значениями судовой и спутниковой температуры в холодный (ноябрь – апрель) и тёплый (май – октябрь) периоды года. Это различие приблизительно в два раза больше в тёплый период.

Следует разобраться с причинами такого различия. Одна из достаточно очевидных причин — суточный ход температуры приповерхностного слоя моря, который летом значительно сильнее выражен, чем зимой (Федоров, Гинзбург, 1988). Поскольку CTD-станции судового разреза не синхронны со спутниковыми измерениями температуры, суточный ход температуры должен вносить различие между спутниковой и зондовой температурой тем больше, чем значительнее суточный ход и больше временной лаг между измерениями.

Таблица 2. Среднее различие между судовой температурой приповерхностного слоя (~1 м) и спутниковыми данными ТПМ (°С) на стомильном разрезе с учётом сезонности и удаления от берега. В скобках указано среднеквадратичное отклонение

Холодный период (ноябрь-апрель)			Тёплый период (май–октябрь)				
Все	Зона ОЧТ	Середина разреза	Центр моря	Все	Зона ОЧТ	Середина разреза	Центр моря
данные	(5—25 миль)	(40-60 миль)	(>80 миль)	данные	(5—25 миль)	(40-60 миль)	(>80 миль)
0,374	0,369	0,393	0,306	0,715	0,761	0,683	0,769
(0,360)	(0,394)	(0,363)	(0,252)	(0,779)	(0,555)	(0,575)	(0,766)

О справедливости последнего свидетельствует *табл. 3*, в которой приведены средние значения различия между судовой температурой приповерхностного слоя (1 м) и спутниковыми данными ТПМ (°C) на стомильном разрезе с учётом сезонности и разницы по времени между спутниковыми и судовыми измерениями.

Таблица 3. Среднее различие между судовой температурой приповерхностного слоя (1 м) и спутниковыми данными ТПМ (°С) на стомильном разрезе с учётом сезонности и разницы по времени между спутниковыми и судовыми измерениями. В скобках указано среднеквадратичное отклонение

≼1 ч	≼3ч	3—6 ч	6—12 ч	12—24 ч	≥24 ч		
Холодный период (ноябрь – апрель)							
0,067 (0,03)	0,130 (0,121)	0,255 (0,158)	0,261 (0,139)	0,382 (0,426)	0,487 (0,378)		
Тёплый период (май — октябрь)							
0,521 (0,236)	0,710 (0,526)	0,773 (0,606)	0,869 (0,739)	0,855 (1,129)	0,820 (0,469)		

Из *табл. 3* следует, что в холодный период года при близком совпадении времени проведения судовых и спутниковых измерений ($\Delta t \leq 3$ ч, где Δt — разница по модулю во времени между зондовыми и спутниковыми измерениями) различие не превышает ошибки спутниковых измерений, т.е. является малым. При увеличении временного лага между измерениями различие возрастает как в зимний, так и в летний период. Однако в летний период даже при близком совпадении времени измерений различие между спутниковой и зондовой температурой оказывается значительным и составляет в среднем 0,71 °C при $\Delta t \leq 3$ ч. Это означает, что наряду с временным лагом есть другие причины различия между спутниковой и зондовой температемпературой.

Одна из физических причин этого различия — наличие суточного термоклина (Федоров, Гинзбург, 1988). Суточный термоклин, возникающий в дневные часы из-за солнечного прогрева приповерхностного слоя моря, приводит к тому, что измеряемая со спутников ТПМ может быть на несколько градусов выше температуры воды на глубине порядка 1 м, что измеряется CTD-зондом. Очевидно, что суточный термоклин наиболее выражен летом. Об этом свидетельствует *рис. 2a* (см. с. 259), на котором отдельно представлена разница между зондовой и спутниковой температурой при $\Delta t < 6$ ч для тёплого сезона года в зависимости от времени суток. При этом в качестве времени суток для каждой пары измерений выбирается среднее значение между ними. На *рис. 2* выделяется несколько точек, относящихся к дневным часам в июне — июле, когда суточный термоклин наиболее развит. На этих точках зондовая температура меньше спутниковой температуры над зондовой составляет не более 1,0 °C. Да и это превышение может быть связано с тем, что суточный термоклин

не полностью разрушается ночью после жаркого дня и при маловетреной погоде. В зимний период расхождение между спутниковой и зондовой температурой минимально и укладывается в пределы ± 0.5 °C независимо от времени суток (*puc. 26*).



Рис. 2. Различие (Δ*T*) между зондовой температурой приповерхностного слоя моря и спутниковой ППМ в зависимости от времени суток для тёплого (*a*) и холодного (*б*) периодов года

Интерес представляет также выяснение причин превышения значений зондовой температуры над спутниковой, которое в тёплое время года достигает 1,5 °C (см. *рис. 2a*). В отсутствие устойчивой солёностной стратификации такое распределение температуры по вертикали гидростатически неустойчиво и должно сопровождаться конвективным перемешиванием, которое приводит к гомогенизации температуры. При этом спутниковая ТПМ может иметь более низкие значения по сравнению с зондовой из-за наличия тонкой (толщиной несколько миллиметров) «холодной плёнки» вблизи поверхности моря, возникающей вследствие ухода тепла в атмосферу за счёт испарения и длинноволнового излучения. Однако лабораторные исследования показывают, что перепад температуры в этой плёнке не превышает нескольких десятых градуса Цельсия (Федоров, Гинзбург, 1988).

Если же в приповерхностном слое существует устойчивая солёностная стратификация, связанная, например, с дождевыми осадками или речными плюмами, то в ночное время в весенние и осенние сезоны в этом слое вполне могут возникать инверсии температуры, вызванные выхолаживанием. Пример инверсии такого рода представлен на *рис. 3.* Следует отметить, что перепад температуры на этом инверсионном профиле составляет всего 0,3 °C и сосредоточен не в верхнем метре, а между глубинами 5 и 9 м. Выявлено ещё несколько

станций CTD-зондирования с наличием опреснения в верхнем слое и инверсионными профилями температуры, однако их число невелико.

Частые случаи регистрации более высоких значений зондовой температуры по сравнению со значениями спутниковой (равно как и наоборот) обусловлены временным лагом между измерениями и адвекцией вод с другими значениями температуры и солёности в промежуток времени между зондовыми и спутниковыми измерениями. Пример такой адвекции приведён на *рис. 4* (см. с. 260).

Рис. 3. Пример инверсии температуры в приповерхностном слое моря, вызванной ночным выхолаживанием в условиях устойчивой по плотности солёностной стратификации вод





Рис. 4. Пример адвекции тёплых и более пресных вод в приповерхностном слое в промежуток времени между спутниковым и зондовым измерениями как фактора формирования положительных значений ΔT на станции 40.5 NMi (international nautical mile — международная морская миля) (показана длинной стрелкой и обведена кружком). На врезке: профили температуры (чёрная линия) и солёности (серый пунктир) на станции 40.5 NMi в верхнем 10-метровом слое, полученные через 42 мин после пролёта спутника

Спутниковый снимок, приведённый на *рис.* 4, был сделан всего на 42 мин раньше, чем судовое CTD-зондирование на станции 40.5 NMi. На снимке видно, что точка станции зондирования находится на фронте, разделяющем менее тёплые и более тёплые поверхностные воды. За время, отделяющее спутниковое измерение и зондовое, тёплые воды «нахлынули» в точку станции, и зондирование зафиксировало наличие более тёплых и пресных вод в верхнем четырёхметровом слое (см. врезку на *рис.* 4). Поскольку в тёплый период года приповерхностный слой моря характеризуется термохалинными неоднородностями самого разного масштаба, этот фактор различия спутниковой и зондовой температуры весьма частый.

Следует отметить ещё один фактор, который способствует возникновению положительного значения ΔT . Он связан с наличием на снимке мелкомасштабной облачности, которую трудно отфильтровать. Такая облачность создаёт ложные пятна пониженной спутниковой ТПМ. Подобный пример приведён на *puc. 5* (см. с. 261). Здесь на обведённых овалами двух станциях судового разреза, выполнявшегося 1–2 сентября 2004 г., значения ΔT достигают 1,43 и 0,16 °C за счёт влияния мелкомасштабной облачности. Степень влияния такой облачности на ТПМ нуждается в специальном исследовании.

Ещё одним объектом обсуждения в настоящей статье выступает адекватность воспроизведения температуры приповерхностного слоя моря вдоль судового разреза в целом по спутниковым данным. Сравнивая между собой зондовые и спутниковые измерения, мы обнаружили любопытную закономерность, заключающуюся в том, что степень совпадения спутниковой ТПМ и зондовой температуры приповерхностного слоя вдоль судового разреза при прочих равных условиях зависит от интенсивности ОЧТ и выраженности мезомасштабной и субмезомасштабной динамики вод. При слабом ОЧТ и высоком уровне мезомасштабной и субмезомасштабной динамики совпадение ТПМ заметно меньше (*рис. 6*, см. с. 262), чем при сильном ОЧТ и подавленной вихревой динамике (*рис. 7*, см. с. 263).



Рис. 5. Пример положительных значений Δ*T* на станциях 54.2 NMi и 64.2 NMi (обведены овалами) судового разреза, выполнявшегося 1–2 сентября 2004 г., вызванных наличием мелкой облачности. На врезке: профили температуры и солёности в верхнем 10-метровом слое на станции 64.2 NMi, свидетельствующие о наличии опреснения (~0,4 psu) в этом слое и следов его ночного выхолаживания (~0,1 °C). В приповерхностном метровом слое распределение температуры и солёности однородно по вертикали и не должно оказывать влияния на различие зондовой и спутниковой температуры

Причина значительного расхождения спутниковых и зондовых измерений в первом случае (см. *рис. 6*) связана с тем, что наличие «температурных пятен», вызванных вихрями различного масштаба, и их адвекция обуславливают значительную временную изменчивость значений температуры приповерхностного слоя в точках станций СТD-зондирования на разрезе. Поскольку время выполнения этих станций и спутниковых измерений не совпадает, эта изменчивость выражается в несовпадении зондовых и спутниковых измерений температуры. Во втором случае (см. *рис.* 7) мезомасштабная пятнистость температуры на спутниковом снимке слабо выражена, поскольку при развитом ОЧТ вихревая динамика, как правило, подавлена (Комплексные..., 2002). Зато имеет место сильная изменчивость температуры приповерхностного слоя в зоне ОЧТ, температура высокая: 22-23 °C, а в центральной зоне дивергенции она значительно ниже: 15-18 °C. Такая динамическая структура достаточно стабильна и не изменяется существенно на протяжении многих суток.

Вместе с тем следует отметить, что наряду с пятнистостью температуры в первом случае (см. *рис. 6*) заметную роль в изменчивости спутниковой температуры играет её суточный ход, весьма значительный в июле (~2 °C). Во втором случае (см. *рис.* 7) он также проявляется и примерно в том же масштабе изменения температуры. Но поскольку во втором случае только один спутник совершал пролёт вечером после маловетреного дня (3 июля), когда эффект дневного прогрева был значительным, а остальные спутники делали снимки либо утром, либо на следующий день (4 июля), когда присутствовало волно-ветровое перемешивание, значения спутниковой температуры, измеренные различными спутниками, были близки друг другу.Температурные неоднородности в приповерхностном слое моря, связанные с вихревой динамикой, продуцируются либо посредством адвекции вод с другой температурой, вовлечённых в орбитальное вращение вихря на его периферии, либо посредством дивергенции/конвергенции — апвеллинга/даунвеллинга в ядре вихря.



б

Рис. 6. Пример плохого совпадения спутниковой ТПМ и зондовой температуры приповерхностного слоя вдоль судового разреза в случае неразвитого ОЧТ и наличия ярко выраженной мезомасштабной и субмезомасштабной изменчивости: a — спутниковая температура вдоль судового разреза по данным нескольких снимков, полученных 3–4 июля 2004 г., а также зондовая температура приповерхностного слоя моря по данным СТD-зондирования, чёрным пунктиром показана геострофическая скорость поверхностного течения; δ — спутниковый снимок ТПМ MODIS-TERRA от 5 июля 2004 г., 08:18 GMT с нанесёнными точками станций СТD-зондирования на судовом разрезе, выполненном 3–4 июля 2004 г.



б

Рис. 7. Пример хорошего совпадения спутниковой ТПМ и зондовой температуры приповерхностного слоя вдоль судового разреза в случае развитого ОЧТ и подавленной вихревой динамики вод: а — спутниковая температура вдоль судового разреза по данным нескольких снимков, полученных 6—9 октября 2005 г., а также зондовая температура приповерхностного слоя моря по данным СТD-зондирования, чёрным пунктиром показана геострофическая скорость поверхностного течения; б — спутниковий снимок ТПМ MODIS-Aqua от 9 октября 2005 г., 10:55 GMT с нанесёнными точками станций СТD-зондирования на судовом разрезе, выполненном 7—8 октября 2005 г.

Принято считать, что дивергенция вод и апвеллинг свойственны ядрам циклонических вихрей, тогда как конвергенция вод и даунвеллинг — ядрам антициклонических вихрей. Соответственно, в тёплый сезон года при наличии сезонного термоклина температура воды в ядре циклона должна быть пониженной, а в антициклоне — повышенной по сравнению с окружающими водами. При этом ветровое воздействие благодаря турбулентному вовлечению, более сильному при поднятом термоклине и слабому — при опущенном, усиливает температурный контраст между вихрем и окружающими водами.

Наблюдения показывают, что ядра черноморских циклонов на спутниковых снимках ТПМ практически всегда представлены более холодной водой. А вот с черноморскими антициклонами не всё так просто. Некоторые из них содержат в ядрах более тёплую воду, а другие — более холодную (*puc. 8*).



Рис. 8. Мезомасштабный антициклонический вихрь в поле ТПМ на спутниковом снимке NOAA-12, 12 июля 2004 г., 02:42 GMT. Точками отмечены станции СТD-зондирования на поперечном берегу разрезе, выполненном с борта НИС «Акванавт» 14 июля 2004 г. на траверсе г. Туапсе. Числа рядом с точками — номера станций

На *рис. 8* представлен спутниковый снимок с антициклоническим мезомасштабным вихрем диаметром 60—80 км, расположенным в северо-восточной части Чёрного моря на траверзе г. Туапсе. На ночном спутниковом снимке он проявляется как пятно холодной воды. Образование этого пятна обусловлено апвеллингом в центральной части вихря, связанного с тем, что зона максимальной орбитальной геострофической скорости вихря находится в области холодного промежуточного слоя (ХПС) на глубине 40—50 м, а сам вихрь представляет собой двояковыпуклую «вихревую линзу» (*рис. 9*, см. с. 265).

Черноморские антициклонические вихревые линзы — весьма распространённые явления. Они неоднократно регистрировались по данным судовых СТD-разрезов (Гинзбург и др., 2001; Зацепин и др., 2007; Комплексные..., 2002; Кривошея и др., 1997; Zatsepin et al., 2003). Было установлено, что в таких вихрях максимум геострофической скорости находится не на поверхности моря, а в области ХПС. В работе (Титов, 1999) было проведено исследование прибрежных антициклонических вихрей. Было обнаружено, что максимум скорости у таких вихрей расположен в среднем на глубине более 60 м.



Puc. 9. Судовой разрез от 14 июля 2004 г. в полях: *a* — геострофической скорости (см/с); *б* — температуры (°С); *в* — условной плотности (кг/м³); *г* — концентрации растворённого кислорода (%)

Механизм формирования черноморских антициклонических вихревых линз не вполне очевиден, хотя и связан, по-видимому, с бароклинной неустойчивостью общей циркуляции вод. Возможно, что он схож с механизмом образования вихревых линз восемнадцатиградусной воды в Северной Атлантике (Федоров и др., 1978). Этот механизм нуждается в специальных натурных, лабораторных и численных исследованиях. Неизвестны также количество антициклонических вихревых линз и их доля по отношению к «обыкновенным» антициклонам с максимумом орбитальной скорости вблизи поверхности Чёрного моря. В данной статье мы лишь хотим привлечь внимание к исследованию этой «загадочной» вихревой динамической структуры.

Выводы

- Сравнение спутниковой ТПМ с температурой воды, измеренной СТD-зондом на глубине ~1 м, показало, что расхождение данных в зимние месяцы при небольшом временном лаге (Δt < 3 ч) практически отсутствует (ΔT ≈ 0,1 °C, что сопоставимо с точностью спутниковых измерений). В летние месяцы наиболее близкие к судовым измерениям значения спутниковой ТПМ получаются при квазисинхронных ночных измерениях. Значительное превышение спутниковой ТПМ над судовыми измерениями (до 3 °C) наблюдается в дневные и вечерние часы летом при маловетреной погоде и вызвано развитием суточного термоклина. В среднем расхождение между спутниковой ТПМ и СТD-данными летом в 2–4 раза больше, чем зимой.
- 2. Разница между зондовой и спутниковой температурой часто имеет «гидростатически неустойчивое» положительное значение. Иногда это связано с наличием приповерхностного опреснённого слоя и его ночным выхолаживанием. Частой причиной такого различия становится временной лаг между спутниковыми и судовыми измерениями и наличие мезомасштабной и субмезомасштабной изменчивости температуры вод. Другая причина — наличие локальной мелкомасштабной облачности, которая вызывает артефакт понижения ТПМ под облаками.
- Степень совпадения спутниковой ТПМ и зондовой температуры приповерхностного слоя вдоль судового разреза зависит также от интенсивности ОЧТ и выраженности мезомасштабной изменчивости температуры приповерхностного слоя. При слабом ОЧТ и высоком уровне мезомасштабной изменчивости эта степень меньше, чем в противоположном случае.
- 4. Одна из причин наличия «холодных пятен» в открытой части Чёрного моря мезомасштабные вихри. В циклонических вихрях термоклин поднимается вверх, что вместе с ветровым турбулентным вовлечением способствует понижению ТПМ. Однако многие черноморские антициклонические вихри устроены как двояковыпуклые «вихревые линзы» и имеют максимум орбитальной скорости в области ХПС на глубине 40-80 м. Из-за геострофического приспособления они опускают пикноклин вниз, а термоклин поднимают вверх, облегчая выход на поверхность более холодной воды. Поэтому мезомасштабные вихри в целом способствуют охлаждению приповерхностного слоя снизу.

Работа выполнена в рамках тем госзаданий № 0128-2021-0002 и 0555-2021-0003, а также при финансовой поддержке гранта Российского фонда фундаментальных исследований № 20-05-00496.

Литература

- 1. Гинзбург А. И., Зацепин А. Г., Костяной А. Г., Кривошея В. Г., Скирта А. Ю., Соловьев Д.М, Станичный С. В., Шеремет Н.А., Шиганова Т.А., Якубенко В. Г., Грегуар М. Антициклонические вихри в глубоководной восточной части Черного моря летом-осенью 1999 г. (спутниковые и судовые наблюдения) // Исслед. Земли из космоса. 2001. № 5. С. 3–11.
- 2. Доценко С. В., Холод А. В. Оценка погрешности восстановления спутниковых измерений температуры морской поверхности // Вестн. Севастопольского нац. технич. ун-та. Вып. 401: Информатика, электроника, связь: сб. науч. тр. Севастополь: изд-во СевНТУ, 2010. С. 20–23.
- 3. Зацепин А. Г., Голенко Н. Н., Корж А. О., Кременецкий В. В., Пака В. Т., Поярков С. Г., Стунжас П. А. Влияние динамики течений на гидрофизическую структуру и вертикальный обмен в Черном море // Океанология. 2007. Т. 47. № 3. С. 327–339.
- 4. Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / отв. ред. Зацепин А.Г., Флинт М. В.: сб. ст. М.: Наука, 2002. 476 с.
- 5. *Кривошея В.Г., Москаленко Л.В., Овчинников И.М., Якубенко В.Г.* Особенности динамики вод и гидрологической структуры северо-восточной части Черного моря осенью 1993 г. // Океанология. 1997. Т. 37. № 3. С. 352–358.

- 6. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: ИКИ РАН, 2011. 472 с.
- 7. *Тимофеев Н.А., Иванчик М.В., Севостьянов А.И.* Спектрально-угловой метод восстановления ТПО по наблюдениям с ИСЗ NOAA // Исслед. Земли из космоса. 1991. № 3. С. 82–88
- 8. *Титов В.Б.* Структура геострофических течений в северо-восточной части Черного моря // Океанология. 1999. Т. 39. № 1. С. 46–50.
- 9. Федоров К. Н., Гинзбург А. И. Приповерхностный слой океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 303 с.
- 10. Федоров К. Н., Гинзбург А. И., Зацепин А. Г. О термохалинных возмущениях, сопровождающих вихри в Саргассовом море // Исслед. изменчивости физических процессов в океане. М.: ИО РАН им. П. П. Ширшова, 1978. С. 8–34.
- 11. Zatsepin A. G., Ginzburg, A. I., Kostianoy A. G., Kremenetsky V. V., Krivosheya V. G., Stanichny S. V., Poulain P.-M. Observation of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing // J. Geophysical Research. 2003. V. 108. Iss. C8. P. 1–27.

Comparison of sea surface temperature in the Black Sea measured by satellite radiometers and CTD-sensor

A. G. Zatsepin¹, O. I. Podymov¹, D. M. Soloviev²

 ¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow 117997, Russia E-mails: zatsepin@ocean.ru, huravela@yahoo.com
²Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol 299011, Russia E-mail: solmit@gmail.com

A joint analysis of satellite-measured sea surface temperature (SST) in the northeastern Black Sea and hydrological cross-sections studies, conducted by RV Akvanavt in 1998–2007, was carried out to provide an additional understanding of vertical structure of mesoscale temperature anomalies observed on the sea surface from space, as well as to clarify their generation mechanisms. Comparison of the satellite-measured SST with the CTD-measured temperature at about 1 m depth has demonstrated that discrepancies in the data are almost absent in the night during the winter months and match the satellite measurement precision. Daytime warming of the upper layer in winter results in the satellite temperature being 0.25 °C higher on average than CTD data. In summer months the satellite-measured SST is most close to the ship data during quasi-synchronous nighttime measurements. A significant increase of the satellite-measured SST over the CTD data (up to 3 °C) was observed during daytime in summer, being produced by a development of diurnal thermocline. On average, the difference between the satellite- and CTD-measured temperature is 2-4 times higher in summer, than in winter. With other things being equal, the discrepancies between the SST data produced by the satellite and CTD measurements along the cross-section depend on the Rim Current intensity and mesoscale variability of subsurface layer temperature. With weak Rim Current and high mesoscale variability, the discrepancies are higher than in the opposite case. The effect of cyclonic and anticyclonic mesoscale eddies in the Black Sea on the SST is discussed, with a demonstration of a close connection between the SST and water advection and convection.

Keywords: Black Sea, ship-borne cross-sections, CTD measurements, temperature of subsurface layer, satellite measurements, sea surface temperature, data comparison

Accepted: 30.04.2021 DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-3-254-268

References

1. Ginzburg A. I., Zatsepin A. G., Kostyanoy A. G., Krivosheya V. G., Skirta A. Yu., Soloviev D. M., Stanichny S. V., Sheremet N. A., Shiganova T. A., Yakubenko V. G., Greguar M., Anticyclonic eddies in the deep eastern Black Sea during summer and autumn 1999 (satellite and ship observations), *Issledovaniya Zemli iz kosmosa*, 2011, No. 5, pp. 3–11 (in Russian).

- 2. Dotsenko S. V., Kholod A. V., Estimation of recovery error of satellite-measured sea surface temperature, *Vestnik Sevastopol'skogo natsional'nogo tekhnicheskogo universtiteta. Vyp. 401: Informatika, elektronika, svyaz,* Sevastopol: SevNTU Publ. house, 2010, pp. 20–23 (in Russian).
- 3. Zatsepin A. G., Kremenetskii V. V., Poyarkov S. G., Stunzhas P. A., Golenko N. N., Korzh A. O., Paka V. T., Influence of the dynamics of currents on the hydrophysical structure of the waters and the vertical exchange in the active layer of the Black Sea, *Oceanology*, 2007, Vol. 47, No. 3, pp. 301–312 (in Russian).
- 4. *Kompleksnye issledovaniya severo-vostochnoi chasti Chernogo morya*, Zatsepin A.G., Flint M.V. (eds), Moscow: Nauka, 2002, 476 p. (in Russian).
- 5. Krivosheya V.G., Moskalenko L.V., Ovchinnikov I.M., Yakubenko V.G., Features of water dynamics and hydrological structure in the northeastern Black Sea in autumn, 1993, *Oceanology*, 1997, Vol. 37, No. 3, pp. 321–326 (in Russian).
- 6. Lavrova O. Yu., Kostyanoy A. G., Lebedev S. A., Mityagina M. I., Ginzburg A. I., Sheremet N. A., *Kompleksnyi sputnikovyi monitoring morei Rossii* (Complex Satellite Monitoring of the Russian Seas), Moscow: IKI RAN, 2011, 472 p. (in Russian).
- 7. Timofeev N.A., Ivanchik M.V., Sevost'yanov A.I., Spectral-angular method for reconstructing SST from observations from the NOAA satellites, *Issledovaniya Zemli iz kosmosa*, 1991, No. 3, pp. 82–88 (in Russian).
- 8. Titov V.B., Structure of the geostrophic currents in the northeastern Black Sea, *Oceanology*, 1999, Vol. 39, No. 1, pp. 38–41 (in Russian).
- 9. Fedorov K. N., Ginzburg A. I., *Pripoverkhnostnyi sloi okeana* (The near-surface layer of the ocean), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1988, 303 p. (in Russian).
- 10. Fedorov K. N., Ginzburg A. I., Zatsepin A. G., On thermohaline disturbances accompanying eddies in the Sargasso Sea, In: *Issledovanie izmenchivosti fizicheskikh protsessov v okeane*, Moscow: IO RAN im. P. P. Shirshova, 1978, pp 8–34 (in Russian).
- Zatsepin A. G., Ginzburg, A. I., Kostianoy A. G., Kremenetsky V. V., Krivosheya V. G., Stanichny S. V., Poulain P.-M., Observation of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing, *J. Geophysical Research*, 2003, Vol. 108, Issue C8, pp. 1–27.