

УДК 551.465

ПРОЯВЛЕНИЯ ОСНОВНОГО ЧЕРНОМОРСКОГО ТЕЧЕНИЯ, “ЦВЕТЕНИЯ” КОККОЛИТОФОРИД И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СТОКА В СРЕДНЕМЕСЯЧНЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯХ КОЭФФИЦИЕНТА ЯРКОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2015 г. Г. С. Карабашев, М. А. Евдошенко

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

e-mail: genkar@mail.ru

Поступила в редакцию 03.04.2013 г., после доработки 03.12.2013 г.

По данным сканера цвета океана MODIS-Aqua за 2003–2011 гг. построены среднемноголетние распределения коэффициента яркости Rrs Черного моря в апреле, мае, июне и сентябре ради определения вклада сезонных факторов в долгопериодную изменчивость изображений бассейна. В апреле ветвь Основного Черноморского Течения (ОЧТ) к западу от 34° в.д. визуализируется повышенными Rrs в разных участках видимого спектра, что связано с переносом взвешенных частиц вследствие интенсификации ОЧТ в зимне-весенний период. В период июньского “цветения” кокколитофорид среднемноголетний уровень Rrs в 2–3 раза превышает аналогичный показатель для предыдущих и последующих месяцев. Превышение максимально в открытом море, где июньское среднемноголетнее распределение Rrs отличается горизонтальной неоднородностью. Сезонный ход спектра Rrs на северо-западном шельфе Черного моря явно связан с годичным циклом распресненности вод региона, обусловленным влиянием континентального стока.

DOI: 10.7868/S0030157415010086

ВВЕДЕНИЕ

В течение последней декады быстро росло количество публикаций, нацеленных на изучение долгопериодной изменчивости водной среды по данным сканеров цвета океана (СЦО). К ним относится и настоящая работа. Она ставилась ради уточнения представлений о зависимости среднемноголетних распределений спектрального коэффициента яркости Rrs поверхности Черного моря от факторов сезонной изменчивости светопоглощающих и светорассеивающих веществ. Их влияние на оптические свойства вод Черного моря известно благодаря исследованиям российских и украинских морских экспедиций. Однако результаты судовых наблюдений слишком отрывочны для достоверной оценки структуры долгопериодных распределений характеристик состояния бассейна. Мы воспользовались массивами спектральных коэффициентов яркости моря Rrs , полученными с помощью СЦО MODIS-Aqua (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer на спутнике Aqua) в 2003–2011 гг. после репроцессинга 2009 г. и доступными на портале NASA (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/browse.pl?sen=am>).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Оценки Rrs для региона Черного моря на длинах волн λ 469, 488, 531, 547, 555, 645 нм были за-

гружены с указанного портала в виде стандартных продуктов уровня L2, обеспечивающих разрешение 1×1 км (размер элемента изображения (пикселя) при визировании моря в надир). Оно достаточно для различения основных элементов водобмена вне зоны первичного контакта морских вод с речными. Спутниковым изображениям внутренних морей в видимой области спектра, включая Черное море, присуща особо сложная и изменчивая структура. Поэтому мы ориентировались на визуальное сопоставление распределений Rrs и их статистический анализ как пространственных переменных для суждения о роли факторов, влияющих на изображение моря. Оценки $Rrs(\lambda)$ в виде атрибутов пикселей с произвольным шагом по координатам усреднялись в ячейках регулярной сетки, если ячейку населяли не менее двух пикселей приемлемого качества. На местности ячейки выглядели как квадраты 3.6×3.6 км с шагом $2'$ по широте и $2.7'$ по долготе. Та же сетка использовалась для осреднения данных по месяцам.

Анализировались данные Rrs за апрель, когда современный сток Дуная максимален [10], июнь (период “цветения” кокколитофорид [7, 12, 13]), май (интервал, промежуточный между паводком и “цветением”) и сентябрь как период без явного фаворита среди факторов сезонной изменчивости Черного моря. Период “цветения” диатомовых водорослей в феврале–марте не рассматри-

вался вследствие невозможности сформировать массивы исходных данных требуемой обеспеченности из-за кратного сокращения длительности солнечного сияния в это время года [8].

Изображения водоема, получаемые с помощью СЦО, часто портят пробелы из-за облачности и прочих помех. Они ставят перед выбором: строить среднесезонные распределения путем осреднения всех приемлемых данных, выигрывая в обеспеченности результата, или усреднять только лучшие изображения с минимальным числом пробелов и максимальным покрытием бассейна. Такие изображения в наименьшей степени искажены погрешностями атмосферной коррекции и наилучшим образом воспроизводят структуру изображений моря. Мы предпочли второй подход, чтобы выиграть в несмещенности оценок текущих и средних Rrs , и включали в выборки каждого месяца по три осредненных на сетке изображения, лучших в указанном смысле. Таким образом, среднемесячные изображения Черного моря на нескольких длинах волн строились для названных месяцев по выборкам пространственно-осредненных изображений объемом по 27 членов каждая (по три изображения за год с 2003 по 2011 гг.).

Такие распределения предполагалось использовать для выявления роли факторов долгопериодной изменчивости среды в масштабах бассейна в зависимости от времени года подобно тому, как это уже делалось в локальных масштабах [20]. Наш подход опирается на допущение, общее для всех СЦО: яркость восходящего солнечного излучения на орбите СЦО над морем зависит только от содержания и состава взвеси и окрашенных примесей в морской воде, если яркость нормализована, т.е. приведена к условиям, когда водная поверхность визируется в надир, влияние атмосферы исключено, а Солнце находится в зените [15]. По нормализованной яркости $nLw(\lambda)$ находят коэффициент яркости моря $Rrs(\lambda) = nLw(\lambda)/F_0(\lambda)$, где $F_0(\lambda)$ – солнечная постоянная. $Rrs(\lambda)$ связан с показателями обратного рассеяния $b_b(\lambda)$ и поглощения $a(\lambda)$ соотношением

$$Rrs(\lambda) \sim b_b(\lambda)/a(\lambda). \quad (1)$$

Спектральная селективность $b_b(\lambda)$ убывает с ростом размеров светорассеивающих частиц d относительно длины волны λ . Отношение d/λ широко варьирует в Мировом Океане, но воды внутренних морей обычно богаты сравнительно крупной взвесью ($d \gg \lambda$), и потому сильная селективность $b_b(\lambda)$ здесь маловероятна. Селективность $a(\lambda)$ определяется прежде всего окрашенными растворенными органическими веществами (ОРОВ) естественного происхождения и собственным поглощением воды. Последнее доминирует в желто-красной области видимого спектра и пренебрежимо мало в сине-фиолетовой. Здесь ОРОВ являются глав-

ым фактором изменчивости поглощения света, их светопоглощение экспоненциально растет с уменьшением длины волны излучения [19]. Как следствие, естественная изменчивость длинноволновой яркости моря определяется только обилием и размерным составом взвешенных частиц (вклад воды в поглощение всюду одинаков), тогда как коротковолновая яркость прямо зависит от концентрации частиц и обратно – от концентрации ОРОВ.

Оценки этих составляющих, найденные по Rrs посредством стандартных расчетных алгоритмов, доступны так же, как и сами Rrs , но они ненадежны в условиях Черного моря, так как стандартные алгоритмы игнорируют специфику окраинных морей. Она учитывается локальными алгоритмами, однако они до сих пор не проверялись на применимость к многолетним рядам наблюдений Rrs . По этим причинам мы предпочли стандартные определения спектральных Rrs , поскольку они в наименьшей мере зависят от расчетных процедур и способны служить индикаторами различных событий в водной среде благодаря зависимости от концентрации и состава оптически значимых примесей. Определения $Rrs(645)$ использовались для индикации неоднородности коэффициента яркости, обусловленных взвесью в приповерхностном слое не глубже 2–3 м. Такова максимальная мощность слоя формирования восходящей длинноволновой яркости в водах любой прозрачности (рис. 1 в [6]).

На рис. 1 показаны особенности черноморского бассейна и меридиональные разрезы, на которых строились профили спектральных Rrs . Анализ профилей, дополняя анализ карт, позволил минимизировать неоднозначность восприятия структуры распределений, связанную с использованием ограниченного числа градаций при картировании Rrs . Разрез на 31° в.д. проложен так, чтобы его северная часть находилась на минимальном расстоянии от придунайской области, а центральная и южная части были достаточно далеки от западной излучины континентального склона (рис. 1). Разрез на 33° в.д. соответствует ситуации на максимальном расстоянии от дельты Дуная и излучины там, где континентальный склон отступает на север относительно своего генерального направления к западу от 34° в.д. (рис. 1). Разрез на 36° в.д. позволяет судить о меридиональном ходе Rrs на востоке котловины.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 2 показаны распределения Rrs на длинах волн 488, 555 и 645 нм в апреле, июне и сентябре в Черном море, осредненные в ячейках регулярной сетки за период с 2003 по 2011 гг. Майское распределение оказалось промежуточным по амплитуде и конфигурации неоднородностей

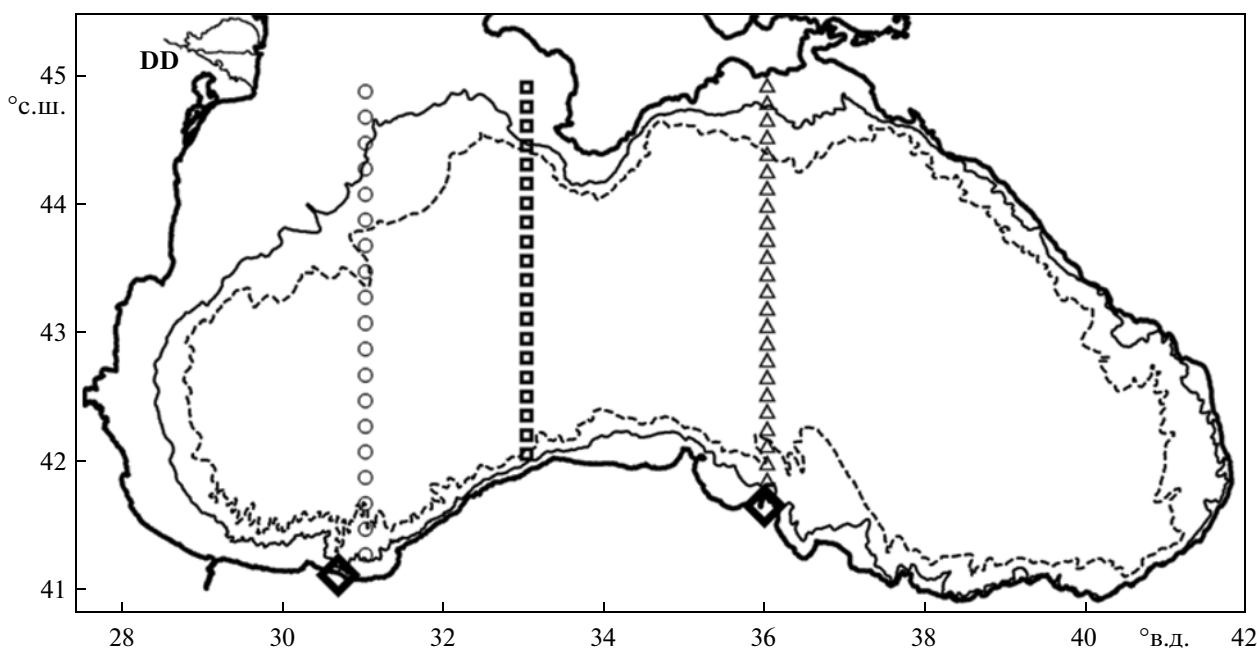


Рис. 1. Очертания Черного моря (сплошной жирный контур) и изобат 200 м (сплошной тонкий) и 1400 м (пунктирный), представляющих положение континентального склона. DD – основные русла дельты Дуная; ромбы – положение устьев рек Сакарья (на западе) и Кызыл-Ирмак (на востоке). Меридиональные разрезы на 31°, 33° и 36° в.д. представлены кружками, квадратами и треугольниками соответственно.

между апрельским и июньским распределениями и потому не приводится. Градации Rrs на картах выбирались так, чтобы визуализировать структуру распределения в границах континентального склона. Это условие не позволяет использовать единую шкалу градаций для спектрально-одинаковых распределений из-за сильной сезонной изменчивости оценок Rrs .

В пределах 200-метровой изобаты оценки средних Rrs на всех длинах волн в июне в два-три раза превышали соответствующие оценки в апреле и сентябре, исключая район юго-западной излучины континентального склона. Наибольшие Rrs в апреле тяготели к континентальному склону; в июне глубоководную котловину заняли старшие градации Rrs , причем восточнее 34° в.д. наибольшие Rrs пришлись на северную часть котловины. В придунайском регионе прослеживается тенденция роста площади приустьевого побережья, занятого максимальными оценками Rrs , с переходом от $Rrs(488)$ через $Rrs(555)$ к $Rrs(645)$. Обособленный локальный максимум $Rrs(645)$, амплитуда и площадь которого убывали с апреля по сентябрь, заметен близ устья р. Сакарья (около 31° в.д., см. рис. 1).

В апреле оценки среднеголетних Rrs среднего уровня образуют почти замкнутую квазиэллиптическую фигуру (КЭФ). В основном, она не выходит за пределы 200-метровой изобаты, сливается с вдольбереговой полосой повышенных Rrs над крутым подводным склоном на востоке и юге моря, но отделена от побережья полосой по-

ниженных Rrs в западной части моря с обширным шельфом и относительно пологим подводным склоном. Здесь КЭФ выглядит скорее как серия пятен вдоль склона, нежели как сплошное образование. Четкость картины убывает с переходом от $Rrs(488)$ к $Rrs(645)$.

Рис. 3 демонстрирует соотношение апрельских и сентябрьских профилей Rrs с июньскими профилями повышенной амплитуды, обусловленной “цветением” кокколитофорид. Июньские профили Rrs разной спектральной принадлежности на 36° в.д. были подобны по форме (проходили через минимум южнее 43.5° с.ш. и через максимум – к северу от 43.5° с.ш.). На 33° в.д. широтная зависимость профилей $Rrs(\lambda)$ была слабой, а на 31° в.д. форма профилей менялась с длиной волны, в среднем существенно превосходя апрельский и сентябрьский профили по амплитуде.

Апрельский и сентябрьский профили, построенные в собственных пределах изменчивости, но аналогично рис. 3 (не представлены здесь ради экономии места), показали, что амплитуда сентябрьских профилей Rrs подобна или уступает амплитуде апрельских и, тем более, июньских профилей Rrs в границах 200-метровой изобаты. При этом максимумы $Rrs(488)$ и $Rrs(555)$ над северным и южным склонами черноморской впадины на профилях по 31° и 33° в.д. выглядят как сравнительно слабые, но воспроизводимые аномалии Rrs в средне- и коротковолновой области спектра. Напротив, на 36° в.д. апрельские Rrs лю-

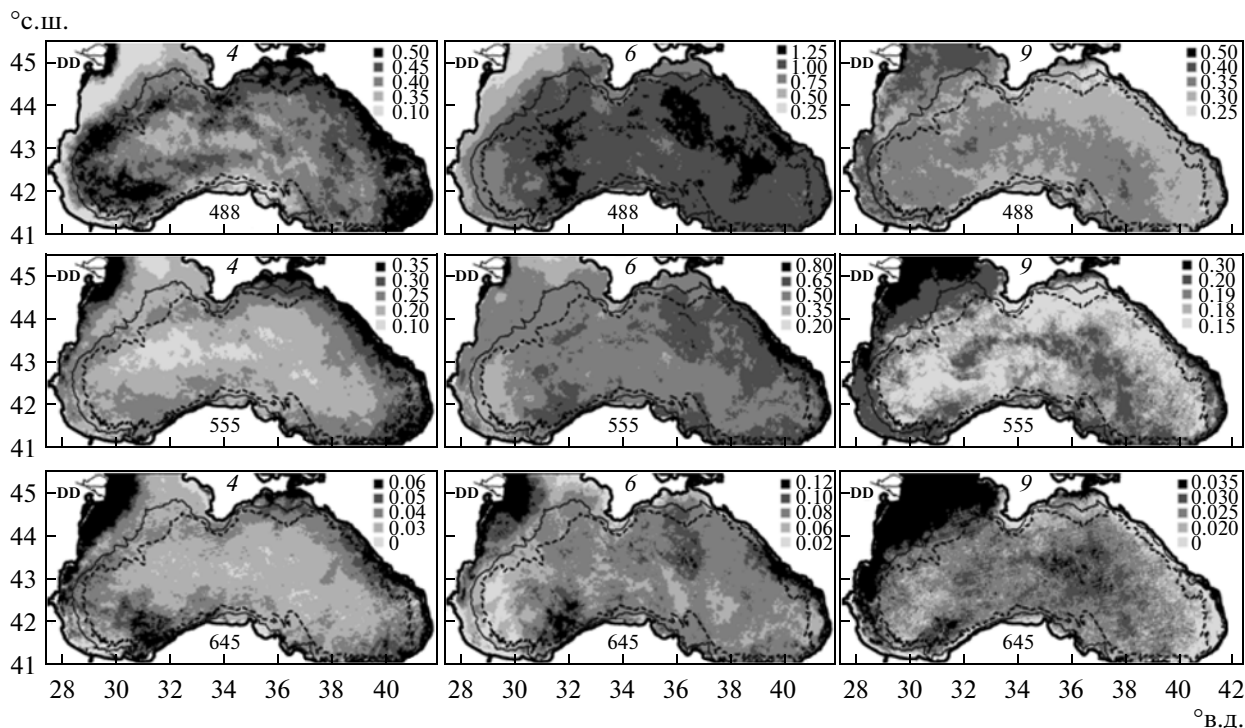


Рис. 2. Распределения коэффициентов яркости $Rrs\%$ на длинах волн 488, 555 и 645 нм в апреле (4), июне (6) и сентябре (9) в Черном море, осредненных в ячейках регулярной сетки 3.6×3.6 км за период 2003–2011 гг. DD – основные русла дельты Дуная. Сплошной и пунктирный контуры обозначают 200- и 1400-метровые изобаты как ориентировочные границы континентального склона.

бой спектральной принадлежности росли с юга на север на фоне почти постоянных сентябрьских профилей с их скачкообразным усилением на северной оконечности разреза.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Роль речного стока. Проявления водообмена река–море в среднемноголетних распределениях Rrs зависят от местных условий. На картах 4 (рис. 2) видно, что яркостная “ложбина” между дельтой Дуная и континентальным склоном (изобаты 200 и 1400 м), заметная на длине волны $\lambda = 488$ нм, исчезает к западу от 32° в.д. на длине волны $\lambda = 645$ нм. Последнее соответствует случаю, когда поле Rrs не зависит от содержания ОРОВ и определяется концентрацией взвешенных частиц в толще не глубже 2–3 м, вмещающий слой распространения речного стока. Здесь видно также, что градиент $Rrs(645)$ направлен в сторону котловины, однако нет признаков проникновения речной взвеси восточнее континентального склона. Эта картина согласуется с заключением в [14] о распространении наносов из устьев Дуная преимущественно в южном направлении вдоль берега. Следовательно, плюмы восточных направлений протяженностью до десятков километров, исходящие из дельты Дуная на спутниковых изображениях региона, оказывают лишь ограниченное влияние на сезон-

ный ход среднемноголетних распределений Rrs на северо-западе Черного моря.

Гипотетически, максимум $Rrs(645)$ близ устья р. Сакарья (рис. 1 и 2) также мог быть следствием локального влияния речного стока на распределение примесей в Черном море. Смещение максимума относительно устья реки согласуется с направлением циклонического Основного Черноморского Течения (ОЧТ) вдоль южного берега моря. Вместе с тем область близ устья р. Кызыл-Ирмак на 36° в.д. (рис. 1), сравнимой с р. Сакарья по расходу (ежегодный сток соответственно 5.9 и 5.6 км^3 [18]) лишена аналогичных максимумов на всех картах рис. 2. Данная область является запретным пространством для ОЧТ после прохождения им 35° в.д., что благоприятствует вихреобразованию к востоку от мыса. Здесь же начинается подводный хребет Архангельского. Он тянется на северо-запад в противоход ОЧТ и может быть причиной орографического апвеллинга. Эти факторы способствуют местной интенсификации горизонтального водообмена в разных направлениях, и потому распределения Rrs оказываются здесь сглаженными по сравнению с приустьевой акваторией с направленным переносом вод.

На большей части Черного моря $Rrs(488)$ превосходили оценки коэффициента яркости иной спектральной принадлежности по величине, от-

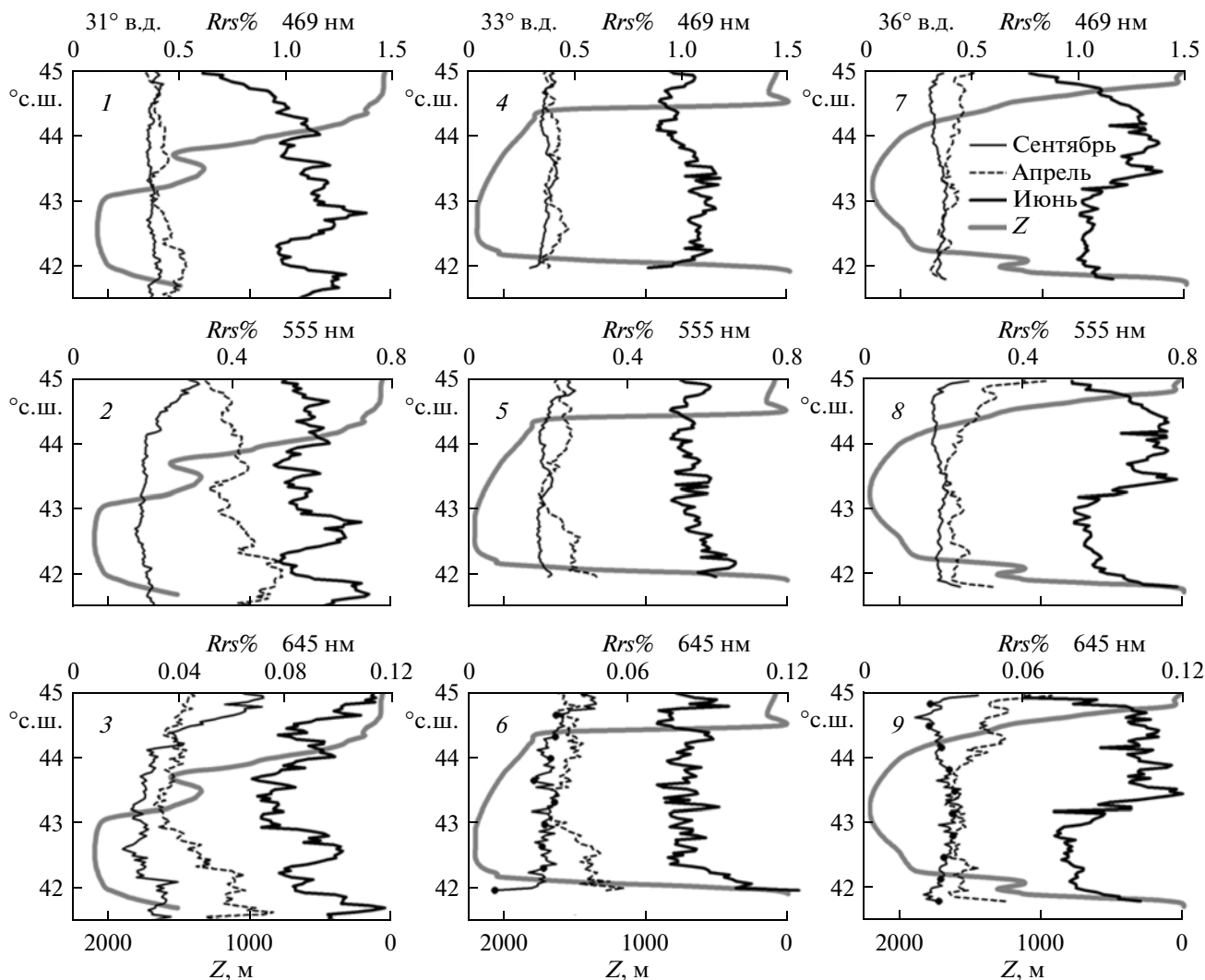


Рис. 3. Профили Rrs на длинах волн 488 (1, 4, 7), 555 (2, 5, 8) и 645 (3, 6, 9) нм вдоль меридианов 31° в.д. (1–3), 33° в.д. (4–6) и 36° в.д. (7–9), построенные по среднемноголетним оценкам Rrs за сентябрь, апрель и июнь с использованием тех же данных, по которым строились распределения на рис. 2. Z , м – глубина моря вдоль профиля. Масштаб осей ординат одинаков на графиках Rrs одинаковой спектральной принадлежности и выбран в соответствии с размахом июньского профиля максимальной амплитуды.

личаясь наилучшим отношением сигнала к шуму, важным для четкости изображений моря. Но нельзя ли улучшить четкость визуализации структуры изображения, если картировать не собственно Rrs , а индексы цвета, т.е. отношения спектральных оценок коэффициентов яркости? Индексы цвета несут информацию о форме спектров $Rrs(\lambda)$ и широко используются в эмпирических алгоритмах восстановления концентраций хлорофилла и прочих примесей по данным сканеров цвета океана. Очевидно, идея может сработать там, где структура изображений зависит от соотношения светорассеивающих частиц (числитель в (1)) и ОРОВ как основной светопоглощающей примеси (знаменатель в (1)), если в индексе цвета одна из яркостей почти или вовсе не зависит от изменчивости светопоглощения, но оно влияет на другую

яркость. Возрастание ошибок атмосферной коррекции с переходом от середины видимой области спектра к его краям препятствует применению Rrs при $\lambda < 488$ и $\lambda > 555$ нм. Использование индекса цвета $I_{bg} = Rrs(555)/Rrs(488)$ в Черном море оправдано еще и тем, что интервал 488–555 нм почти покрывает диапазон возможных длин волн максимума спектров $Rrs(\lambda)$, включая предустьевые районы крупных рек с предельно высоким содержанием ОРОВ.

Среднемноголетние распределения индекса I_{bg} были построены для апреля, мая, июня и сентября по данным, использованным для построения вышеприведенных карт и профилей, и представлены в виде карт на рис. 4 отдельно для пелагиали моря (а) и его северо-западного шельфа с придунайским регионом (б). Нетрудно убедиться в

том, что изменчивость индекса в пелагиали не выходит за пределы 15–20% от среднего I_{bg} , тогда как на северо-западном шельфе индекс менялся более чем втрое. Изображения пелагиали в градациях индекса I_{bg} лишены признаков ОЧТ в апреле и, что самое поразительное, “не замечают” последствий июньского цветения кокколитофорид, когда $Rrs(488)$ и $Rrs(555)$ возрастали в 2–3 раза относительно уровня в апреле и сентябре (рис. 3). При этом они демонстрируют тенденцию сокращения площади, занятой младшей градацией I_{bg} , с весны по осень и тяготение этой градации к западной части пелагиали. Эта градация соответствует условиям, при которых максимум $Rrs(\lambda)$ предельно близок к $\lambda = 488$ нм и, следовательно, ОРОВ в наименьшей степени поглощает солнечную радиацию в слое формирования восходящей яркости моря. Вместе с тем, диапазон изменчивости I_{bg} в пелагиали весьма узок при радикальном и сходном изменении структур распределений $Rrs(488)$ и $Rrs(555)$ с апреля по сентябрь. Это указывает на неоднородности распределения водной взвеси (числитель в (1)) как главного фактора визуализации этих структур и ничтожность вклада неоднородностей ОРОВ в структуру изображений моря вне шельфа и прибрежий Черного моря.

Влияние поглощения света на структуру распределений Rrs в полной мере проявилось на северо-западном шельфе Черного моря с водами, распресненными стоками Днестра, Дуная и Дуная. Их влияние заметно на картах 4 рис. 2, где на переходе от дельты Дуная к границе шельфа (изобата 200 м) $Rrs(555)$ и $Rrs(645)$ монотонно убывают, тогда как $Rrs(488)$ проходит через минимум в водах внутреннего шельфа, обогащенных ОРОВ. Карты Б на рис. 4 демонстрируют постепенное продвижение старших и средних градаций индекса I_{bg} из прибрежья и внутреннего шельфа к кромке внешнего шельфа. Это объяснимо сезонным усилением водообмена между побережьем и внутренним шельфом, с одной стороны, и областью внешнего шельфа и континентального склона – с другой, поскольку смещение максимума спектра Rrs к $\lambda = 555$ нм связано здесь с ОРОВ автотонного и речного происхождения.

Распределения на рис. 4 убеждают в том, что использование индексов цвета вместо оценок Rrs для визуализации сезонных явлений на декадных временных интервалах не имеет перспектив в пелагиали Черного моря. Напротив, индекс цвета может оказаться полезным при анализе сезонных явлений в зонах смешения речных вод с морскими, например, на северо-западном шельфе Черного моря. Здесь среднемноголетний сезонный ход I_{bg} качественно соответствует пространственным изменениям распресненности вод в областях, где изохалины среднемноголетней солёности, пониженной относительно уровня $S \geq 18\text{‰}$,

свойственного пелагиали, мигрируют на восток из внутреннего шельфа и придунайского региона вплоть до континентального склона с февраля по август, а затем смещаются в обратном направлении в ноябре (см. рис. 2.7 в [2]).

Роль ОЧТ. Эволюция и взаимодействие ОЧТ и мезомасштабных вихрей во многом определяют состояние и эволюцию верхнего слоя Черного моря [4]. ОЧТ поддерживает циклонический перенос примесей над континентальным склоном, тогда как вихри транспортируют примеси из прибрежий и струи ОЧТ в разных направлениях, в том числе в сторону котловин Черного моря. Соотношение вкладов ОЧТ и вихрей в перенос примесей зависит от особенностей поля ветра над черноморским регионом в течение годового цикла, а межгодовая изменчивость поля ветра приводит к тому, что годы с четко выраженным ОЧТ и слабым вихреобразованием перемежаются с годами преобладания вихревого переноса на фоне едва заметного ОЧТ [4]. Проблемам ОЧТ посвящено множество отечественных и зарубежных публикаций, однако нам неизвестны работы с примерами визуализации проявлений этого потока на среднемноголетних распределениях оптических характеристик Черного моря, построенных по данным традиционных или спутниковых наблюдений.

Эллиптичность формы КЭФ, ее приуроченность к континентальному склону и размер сечения северной ветви КЭФ западнее Крыма прямо указывали на ее родственность ОЧТ по форме и расположению, если исходить из представлений об ОЧТ в целом и результатов прямых определений скорости течения [21] и численного моделирования [22]. Эти же свойства КЭФ не позволяют увязывать появление ее северной ветви со стоком Дуная или более удаленных рек.

Чтобы убедиться в воспроизводимости КЭФ, мы нашли среднее распределение Rrs по черноморским данным СЦО MERIS (спутник ENVISAT) уровня L2 с разрешением 1×1 км для апреля за тот же период с 2003 по 2011 гг., загрузив их с портала NASA в виде цифровых изображений. Пользуясь визуальной отбраковкой, мы выбрали 94 апрельских снимка Черного моря приемлемого качества и рассчитали среднемноголетнее распределение Rrs за апрель, пользуясь той же регулярной сеткой ячеек 3.6×3.6 км.

На рис. 5 сравниваются среднеапрельские распределения Rrs за 2003–2011 гг., рассчитанные по данным MODIS (488 нм) и MERIS (490 нм). Там же приведено неосредненное изображение Черного моря от 22 апреля 2011 г. по MODIS'у на 488 нм. Оно служит примером “мгновенного” распределения Rrs с максимумом приблизительно над континентальным склоном от 38° в.д. на северо-востоке до 31° в.д. на юго-западе моря, т.е. там, где на

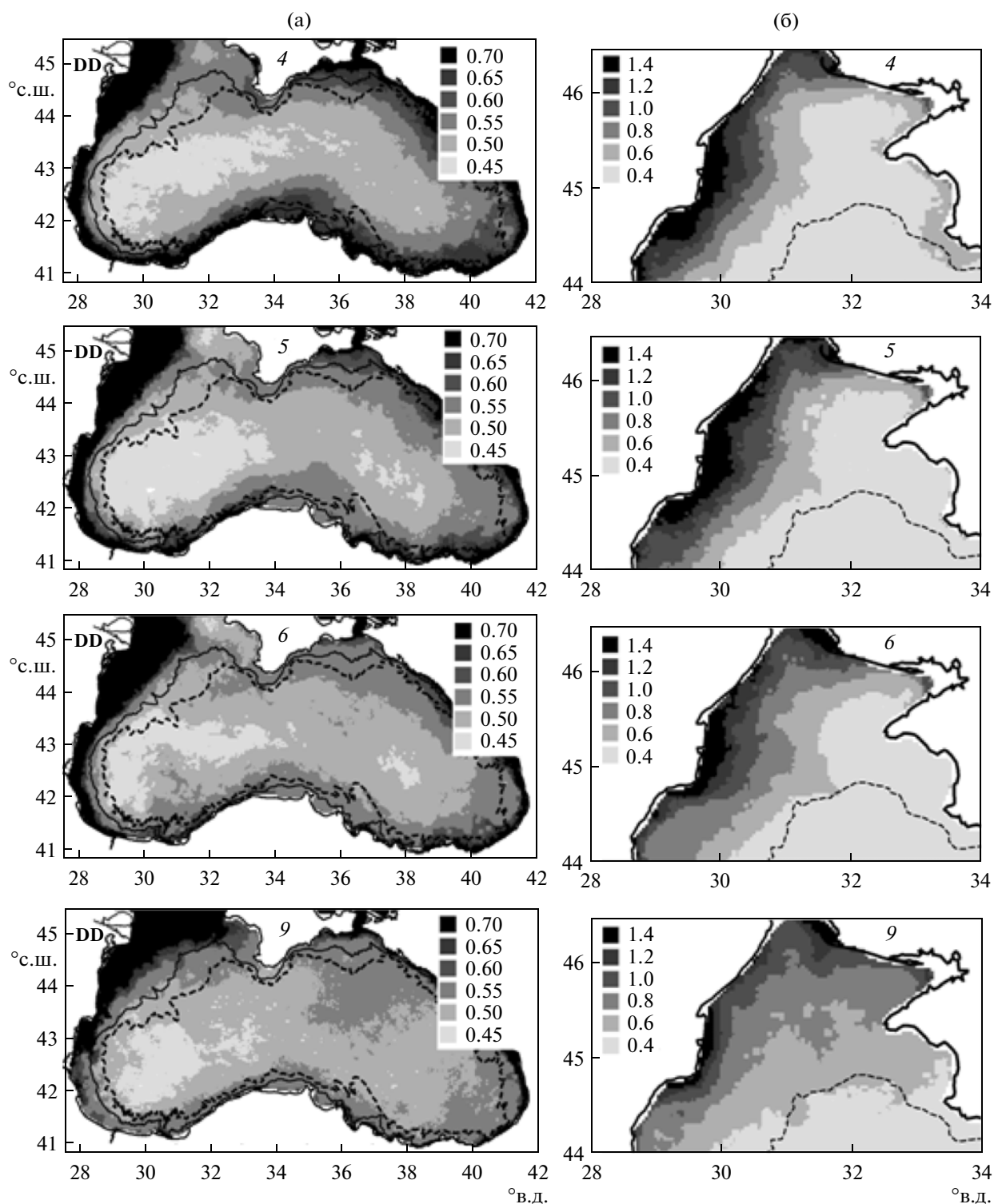


Рис. 4. Среднеголетние распределения отношения $Rrs(555)/Rrs(488)$ в открытой части (а) и на северо-западе (б) Черного моря в апреле (4), мае (5), июне (6) и сентябре (9). DD – основные русла дельты Дуная. Сплошной и пунктирный контуры обозначают 200- и 1400-метровые изобаты как ориентировочные границы континентального склона.

распределениях 1 и 2 (рис. 5) КЭФ заметна по уровню Rrs , повышенному относительно вод со стороны впадины и шельфа. Несмотря на различия способов осреднения и несколько меньший

средний уровень сигнала MERIS по сравнению с сигналом MODIS, изображения 1 и 2 подобны друг другу по наличию КЭФ к западу от 34° в.д. и некоторым деталям (минимум между Крымом и южным

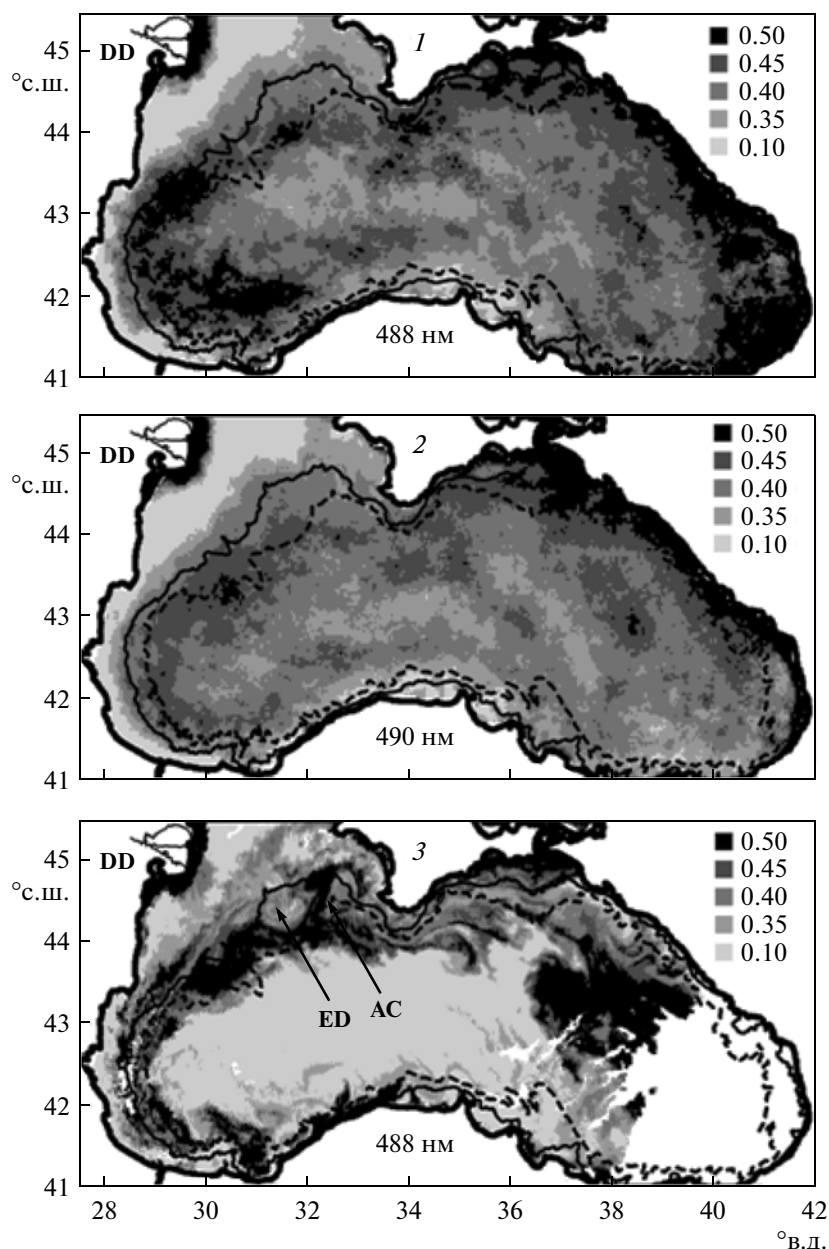


Рис. 5. Сравнение среднеапрельских распределений Rrs за 2003–2011 гг. по данным MODIS (1, канал 488 нм) и MERIS (2, канал 490 нм), осредненным на сетке ячеек 3.6×3.6 км. 3 – распределение $Rrs(488)$, зарегистрированное MODIS 22.04.2011 г. и осредненное по пространству на той же сетке. Стрелками обозначены местоположения антициклонического запрпятственного вихря (AC) и вихревого диполя (ED). DD – основные русла дельты Дуная. Сплошной и пунктирный контуры обозначают 200- и 1400-метровые изобаты как ориентировочные границы континентального склона.

берегом моря, яркостная “ложбина” между дельтой Дуная и КЭФ, отклонение КЭФ к северу от континентального склона в районе м. Синоп и др.).

Максимум на изображении 3 подобен КЭФ на картах 1 и 2 (рис. 5) по локализации и форме, отличаясь гораздо большей контрастностью, сплошностью и элементами структуры в виде завихрений и меандров. Поэтому он похож скорее на струю с признаками неустойчивости, нежели на последовательность пятен, представляющих КЭФ на кар-

тах 1 и 2. Наличие запрпятственного антициклона и вихревого диполя, направленного на юго-восток (AC и ED на карте 3 рис. 5) подтверждает струйное происхождение неоднородности, визуализированной обсуждаемым максимумом.

Изображения, подобные струеподобной фигуре над континентальным склоном по очертаниям и локализации (3 на рис. 5), составляли не более четверти от выборки апрельских изображений. Очевидно, что даже если бы все они были подоб-

ны этой картине, результатом их осреднение на принятой нами сетке оказалось бы распределение *Rrs*, лишенное непостоянных деталей, связанных с неустойчивостью и меандрированием струи. На самом деле большая часть изображений, по которым найдены распределения на рис. 2, не обнаруживали сходства с КЭФ и не все их них покрывали область к западу от 34° в.д., важную для опознания КЭФ. Естественно заключить, что “пятнистость” КЭФ есть следствие осреднения распределений, сформированных под действием многих факторов, включая некую тенденцию, а “струя” на изображении 3 рис. 5 — это проявление той же тенденции в условиях относительной слабости прочих факторов. Реальность КЭФ, т.е. обусловленность природными явлениями, подтверждается ее воспроизводимостью в результатах осреднения данных разных сканеров разными способами.

По всем признакам, КЭФ, трассируемая градиациями *Rrs* среднего уровня, является проявлением ОЧТ в поле яркости поверхности Черного моря. Здесь, как и в большинстве бассейнов, яркость моря растет вслед за содержанием взвеси с приближением к побережьям. Поэтому наилучшие условия для проявления ОЧТ в поле яркости должны реализоваться там, где континентальный склон, к которому в среднем приурочено ОЧТ, удален от берега. Это условие соблюдается вдоль дуги КЭФ от южной оконечности Крыма на севере до 32° в.д. на юге. Восточнее 34° в.д. южный шельф почти всюду крайне узок, и градиации *Rrs*, свойственные приосевой области КЭФ, соответствуют середине интервала роста яркости от котловины к побережью, что затрудняет опознание КЭФ. Таким образом, часть КЭФ к западу от 34° в.д. гораздо представительнее как индикатор процессов вне побережий, нежели ее половина на востоке моря. Поэтому дальнейшее обсуждение связки КЭФ-ОЧТ будет опираться преимущественно на распределения *Rrs* к западу от 34° в.д.

Максимум *Rrs* на оси КЭФ может быть связан с повышенным содержанием светорассеивающей взвеси или относительным дефицитом светопоглощающих веществ. Последнее маловероятно, так как западнее 34° в.д. действуют наиболее мощные внешние источники таких веществ (ОРОВ и светопоглощающая взвесь из дельты Дуная, устьев Днестра и обширного высокопродуктивного северо-западного шельфа). Те же устья рек и шельф поставляют массу наносов. Однако 90% этой взвеси из ближайшего и самого мощного источника (устья Дуная) сносится прибрежными течениями на юго-запад [14], не достигая кромки шельфа. Этот факт хорошо согласуется с наличием минимума *Rrs* между дельтой Дуная и 200-метровой изобатой (рис. 2). Тот же минимум указывает на недостаточность вклада альтернативного механизма переноса наносов из дельты в сторону котловины посредством мезомасштаб-

ных вихрей и/или плюмов при формировании среднесезонных распределений, несмотря на то, что эти элементы водообмена сравнительно часто встречаются на неусредненных спутниковых изображениях региона.

Можно допустить, что северная ветвь КЭФ к западу от Крыма трассируется светорассеивающими частицами, которые ОЧТ несет из верхнего слоя восточных побережий с водами, обогащенными водной взвесью при водообмене с Азовским морем через Керченский пролив. Однако усиление яркости КЭФ к западу от 31° в.д. относительно интервала 31°–34° в.д. (рис. 2, 4 при 488 и 555 нм) противоречит такому объяснению и для истолкования хода *Rrs* вдоль КЭФ необходим иной механизм.

Согласно прямым измерениям профилей течения в Черном море в апреле 1993 г. к западу от 34° в.д. [21], для ОЧТ характерен сильный сдвиг вектора скорости по модулю и направлению в верхней 200-метровой толще при скорости течения в ядре более 60 см/с. В этих условиях неизбежна турбулизация потока и ускоренный транспорт мелкодисперсных примесей к поверхности благодаря турбулентной диффузии. К апрелю заканчивается весеннее “цветение” диатомовых и вместе с тем еще не сформирован сезонный пикноклин, препятствующий вертикальному обмену. Поэтому в это время условия для фотосинтеза в среднем оказываются более благоприятными вдоль трассы ОЧТ относительно смежных акваторий, лишенных турбулентной подпитки верхнего слоя биогенными элементами. Как следствие, воды ОЧТ обогащаются биогенной взвесью относительно смежных вод. Более того, картины поля скорости в [21] свидетельствуют о вероятности взмучивания донных отложений на континентальном склоне под действием ОЧТ. Склон покрыт илами [5] с пороговой скоростью взмучивания около 2 см/с. Скорость гравитационного оседания частиц такой размерности невелика и, возможно, они также поддерживают избыток взвеси в толще формирования восходящей яркости моря на трассе ОЧТ благодаря механизму турбулентной подпитки.

Слабость (май) или отсутствие (июнь, сентябрь) признаков КЭФ в соответствующих распределениях *Rrs* согласуется с результатами исследования динамики Черного моря с помощью вихреразрешающей численной модели [22]. Ее авторы подчеркивают факт двукратного превышения скорости ОЧТ в апреле по сравнению с июлем и сентябрем и объясняют его слабой плотностной стратификацией вод и усиленным ветровым воздействием в зимне-весенний период. По всем признакам КЭФ апрельских распределений *Rrs* является проявлением ОЧТ в поле восходящей яркости, связанным с избытком взвеси в по-

верхностном слое моря по трассе ОЧТ. Судя по профилям на рис. 3, в среднем этот избыток не превышает 20–30% над фоновым (сентябрьским) уровнем даже во время апрельской интенсификации ОЧТ. Поэтому трассировку ОЧТ повышенными оценками Rrs следует признать сугубо весенним событием, а появление изображений моря, подобных картине 3 на рис. 5, в иные сезоны года можно рассматривать как нечто аномальное.

“Цветение” кокколитофорид. Более чем двукратный рост среднемноголетних Rrs на фоне радикальной перестройки структуры изображений моря в июне по сравнению с предшествующим и последующим периодами (распределения на рис. 2 и профили на рис. 3) естественно объяснить влиянием бурного размножения (“цветения”) кокколитофорид, известного благодаря исследованиям морской биоты [11] и спутниковым наблюдениям [12, 13]. В Черном море он связан с общим свойством кокколитофорид “цвести” там, где максимально острый сезонный пикноклин залегает на минимальной глубине в период наибольшей инсоляции вод [17]. Для Черного моря это правило подтвердилось при сопоставлении спутниковых и гидрологических данных на разрезе в северо-восточной части бассейна [7], а его действенность подтверждается сильной обратной корреляцией между среднефевральской температурой поверхности и среднеиюньскими оценками показателя обратного рассеяния света взвесью [1]. Крупномасштабную пятнистость распределений на картах 6 (рис. 2) резонно трактовать как следствие неоднородности условий реализации связи “цветения” с факторами среды, воспроизводимой на декадных периодах в масштабах бассейна.

В Черном море толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) убывает от десятков метров в зимний период до 4–6 м в летнее время [3], а скопления взвеси тяготеют к сезонному пикноклину и проявляются как максимумы показателя ослабления света в подножии ВКС [9]. Согласно [16], 90% восходящей яркости водоема формируется в приповерхностном слое толщиной $Z_{or} = 1/K_d$, где K_d – показатель вертикального ослабления солнечного излучения. Мы сравнили среднемноголетние оценки толщины ВКС для теплого времени года на картах рис. 2.28 в [3] с распределениями среднеиюньских оценок $Z_{or} = 1/K_d$ в прямоугольнике между 31° и 38° в.д. от 42.3° до 44° с.ш. Он вписывается в 200-метровую изобату Черного моря и почти полностью покрывает его пелагиаль. Использовались оценки $K_d(490)$, рассчитанные по стандартному алгоритму NASA по данным сканера SeaWiFS за 2001 и 2002 гг. и осредненные на регулярной сетке 9×9 км средствами портала GIOVANNI (<http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/>). Эти данные относятся к годам отсутствия (2001 г.) и умеренно интенсивного (2002 г.) кокколитофо-

ридного “цветения” [7]. Гистограммы величины Z_{or} выглядели как слабо перекрывающиеся одновершинные распределения с абсциссами максимумов 7 м при полуширине 2.2 м (2001 г.) и 13 м при 3.2 м (2002 г.). Следовательно, в летнее время вертикальная стратификация взвеси способна влиять на структуру изображений глубоководных акваторий бассейна, поскольку слой формирования восходящей яркости в “окне прозрачности” (490–555 нм) вмещает ВКС вместе с возможными скоплениями взвеси у его подножия. Вопрос о влиянии стратификации вод на пятнистость распределений Rrs требует постановки специальных исследований.

Июньские карты (6 на рис. 2) и профили (рис. 4) позволяют следующим образом описать среднемноголетнее распределение Rrs в Черном море в период “цветения” кокколитофорид. Область котловины моря делится на три подобласти: восточную, где максимальные Rrs занимают наибольшую площадь; западную, где они распространены в меньшей степени; центральную (от 33° до 35° в.д.), где максимальные Rrs не представлены вовсе. Области различаются также формой меридионального хода среднемноголетних Rrs . На востоке максимальные Rrs тяготеют к северному сегменту континентального склона и меридиональный профиль Rrs на 36° в.д. при любых λ демонстрирует переход от минимальных Rrs на юге к максимальным на севере на отрезке профиля близ оси котловины (рис. 3, графики 7–9). Аналогичный профиль в центральной области не имеет четко выраженной структуры также при любых λ (рис. 3, графики 4–6). Форма профилей в западной подобласти явно менялась с длиной волны (рис. 3, графики 1–3). На картах 6 (рис. 2) заметны два региона, в минимальной степени затронутые июньским повышением яркости: между 31° в.д. и Крымом (внутренний северо-западный шельф и придунайский регион) и в западной излучине континентального склона.

Уже первые спутниковые наблюдения “цветения” кокколитофорид в Черном море выявили сильную межгодовую переменяемость этого явления по амплитуде и акватории моря [7, 13]. Видимо, проявление крупномасштабной неоднородности “цветения”, выражающееся в росте его интенсивности с юга на север в восточной части пелагиали Черного моря подобно ходу Rrs на графиках 7–9 рис. 3, было впервые задокументировано в данных площадной съемки глубины Z видимости белого диска в 1992 г. по всему бассейну в период массового развития кокколитофорид [9], когда величина Z составляла там всего 2–4 м на северо-востоке против 5–9 м на юго-западе (рис. 3.11 в [9]). Напомним, что Z определяется яркостным контрастом между диском и фоном, а контраст неизбежно убывает с ростом содержания частиц в слое формирования восходящей яр-

кости. Подобие локализации крупномасштабных аномалий Z и Rrs , зависящих от обилия светорассеивающей взвеси и зарегистрированных независимо друг от друга в период активности ее источника, подтверждает реальность крупномасштабной пятнистости распределений коэффициента яркости пелагиали Черного моря в период цветения кокколитофорид, выявленной путем анализа спутниковых данных.

Таким образом, структура среднесезонного распределения Rrs в период раннелетнего “цветения” кокколитофорид в Черном море радикально отличается от структуры предшествующих и последующих периодов появлением предельно высоких оценок Rrs и неоднородностью их распределения в пределах 200-метровой изобаты. Неоднородность проявляется, в частности, в том, что меридиональный ход Rrs по-разному зависит от длины волны в восточном и западном регионах бассейна, а также в наличии локальных участков моря с пониженным уровнем Rrs на любых λ . Можно ли исчерпывающе объяснить эти закономерности указанным “цветением” или здесь значим вклад некоколитофоридных составляющих, связанный с сезонностью поступления взвеси из внешних источников?

Реальны лишь два таких источника: континентальный сток и эоловая взвесь из пустынь Северной Африки, Ближнего и Среднего востока, несомая ветрами в северном направлении. Безусловно, крупные реки на северо-западе региона поддерживают повышенную мутность поверхностных вод северо-западного шельфа, которые взаимодействуют с водами над континентальным склоном и котловиной. Если бы это взаимодействие способствовало долговременной тенденции роста Rrs в пределах котловины, в секторе между Крымом и 32° в.д. был бы виден спад Rrs в направлении от шельфа к котловине. Однако карта 6/645 на рис. 2, представляющая указанные воды, демонстрирует спад в обратном направлении. Явный спад Rrs от побережья к котловине виден на той же карте близ устья р. Сакарья, но он “не в счет” как сугубо локальное явление. Что касается эоловой взвеси, то признанию ее роли мешает смещенность максимальных Rrs к северу от центральной части восточной котловины, т.е. в сторону, противоположную направлению на указанные пустыни.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. ОЧТ проявилось в апрельском среднесезонном распределении коэффициента яркости моря в виде полосы повышенных оценок Rrs над континентальным склоном. Скорее всего, избыток светорассеяния, трассирующий ОЧТ на изображениях моря, есть следствие сдвиговой природы этого течения. Сдвиг скорости порождает турбулентный перенос биогенных элементов к

поверхности моря, способствующий росту концентрации светорассеивающих биогенных частиц в слое формирования восходящей яркости по трассе ОЧТ. Тот же перенос доставляет в этот слой частицы донных отложений, взмученных ОЧТ на континентальном склоне. Отсутствие сезонного пикноклина в апреле благоприятствует такому переносу взвеси. Наше истолкование согласуется с данными о структуре ОЧТ на западе Черного моря [21] и результатами моделирования ОЧТ [22].

2. Полученные оценки среднесезонных Rrs уточняют представления о роли кокколитофоридного цветения в оптике Черного моря: оно проявляется как сезонное возмущение поля яркости в границах континентального склона, не затрагивает северо-западный шельф, достигает максимума в северной части пелагиали моря восточнее 34° в.д. и отличается крупномасштабной пятнистостью. Предположительно, последняя обусловлена неоднородностью среднесезонных характеристик сезонного пикноклина как одной из предпосылок “цветения” кокколитофорид [7, 17].

3. Структура среднесезонных распределений Rrs не обнаруживает явных признаков проникновения речного стока в область внутри континентального склона даже в период весеннего паводка рек бассейна, включая Дунай. По распределениям Rrs видно, что их сток в среднем проникает не далее 20–30 м от берега и распространяется вдоль шельфа, что согласуется с представлением об ОЧТ как препятствии прямому контакту вод открытого моря с распресненными водами шельфа.

4. Индекс цвета $I_{bg} = Rrs(555)/Rrs(488)$ полезен как индикатор распреснения морских вод на шельфе северо-запада Черного моря. Для спутникового слежения за этим процессом по индексу I_{bg} необходимо установить его зависимость от солёности вод в регионе. Узость диапазона изменчивости I_{bg} вне шельфа свидетельствует о малости вклада светопоглощения в контрасты спутниковых изображений пелагиали Черного моря по сравнению с вкладом светорассеяния оптически крупной взвесью.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-00441-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буренков В.И., Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Вазюля С.В. Сезонные и межгодовые изменения биооптических характеристик Черного моря по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 4. С. 190–199.
2. Гертман И.Ф. Характеристики климатических полей солёности и температуры воды. Поле солёности // Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологи-

- ческие условия / Ред. Симонов А.И., Альтман Е.Н. СПб.: Гидрометеиздат, 1991. С. 148–158.
3. *Гертман И.Ф.* Структура вод моря. Поверхности раздела в структуре деятельного слоя моря // Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Ред. Симонов А.И., Альтман Е.Н. СПб.: Гидрометеиздат, 1991. С. 170–175.
 4. *Гинзбург А.И., Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Пиотух В.Б.* Мезомасштабная динамика вод Черного моря // Океанология на старте XXI века. М.: Наука, 2008. С. 11–42.
 5. *Зенкович В.П.* Черное и Азовское моря // Океанологическая энциклопедия. Л.: Гидрометеиздат, 1974. С. 583–588.
 6. *Карабашев Г.С., Евдосенко М.А., Шеберстов С.В.* Анализ проявлений мезомасштабного обмена на спутниковых снимках морской поверхности // Океанология. 2005. Т. 45. № 2. С. 195–205.
 7. *Карабашев Г.С., Шеберстов С.В., Якубенко В.Г.* Июньский максимум нормализованной яркости и его связь с гидрологическими условиями и цветением кокколитофорид в Черном море // Океанология. 2006. Т. 46. № 3. С. 331–343.
 8. *Макеева Л.П.* Облачность и солнечное сияние // Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. т. IV. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Ред. Симонов А.И., Альтман Е.Н. СПб.: Гидрометеиздат, 1991. С. 57–68.
 9. *Маньковский В.И., Соловьев М.В., Маньковская Е.В.* Гидрооптические характеристики Черного моря. Справочник. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2009. 90 с.
 10. *Михайлова М.В., Михайлов В.Н., Морозов В.Н.* Экстремальные гидрологические явления в бассейне Дуная в последние десятилетия // Водные ресурсы. 2012. Т. 39. № 2. с. 146–164.
 11. *Паутова Л.А., Микаэлян А.С., Силкин В.А.* Структура планктонных фитоценов шельфовых вод северо-восточной части Черного моря в период массового развития *Emiliania huxleyi* в 2002–2005 гг. // Океанология. 2007. Т. 47. № 3. С. 408–417.
 12. *Burenkov V.I., Kopelevich O.V., Pautova L.V. et al.* Possible causes of the increased content of suspended particles in the north-eastern part of the Black Sea in June // Oceanology. 2005. V.45. Suppl. 1. P. S39–S50.
 13. *Cokacar T., Oguz T., Kubilay N.* Satellite-detected early summer coccolithophore blooms and their interannual variability in the Black Sea // Deep-Sea Res. 2004. Part I. V. 51. P. 1017–1031.
 14. *Giosan L., Donnekky J.P., Vespremeanu E. et al.* River Delta Morphodynamics: Examples from the Danube Delta // River Deltas—Concepts, Models, and Examples. SEPM (Society for Sedimentary Geology). Special Publication. № 83. 2005. P. 393–411.
 15. *Gordon H.R., Brown O.B., Evans R.H. et al.* A Semianalytic Radiance Model of Ocean Color // J. Geoph. Res. 1988. V. 93. № D9. P. 10909–10924.
 16. *Gordon H.R., McCluney W.R.* Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing // Appl. Optics. 1975. V. 14. № 2. P. 413–416, <http://dx.doi.org/10.1364/AO.14.000413>.
 17. *Iglesias-Rodriguez M.D., Brown C.W., Doney S.C. et al.* Representing key phytoplankton functional groups in ocean carbon cycle models: Coccolithophorids // Global Biogeochemical Cycles. 2002. V. 16. № 4. 1100, doi:10.1029/2001GB001454, 2002.
 18. *Jaoshvili Sh.* The rivers of the Black Sea. European Environmental Agency. Technical report no. 71. 2002, 58 p.
 19. *Jerlov N.G.* Marine Optics. Amsterdam: Elsevier, 1976. 231 p.
 20. *Karabashev G.S., Evdoshenko M.A.* Influence of the wind field on the radiance of a marine shallow: evidence from the Caspian Sea // Oceanologia. 2012. V. 54. № 4. P. 655–673. doi:10.5697/oc.54-4.655.
 21. *Oguz T., Besiktepe S.* Observations on the Rim Current structure, CIW formation and transport in the western Black Sea // Deep-Sea Res. Part I. 1999. V. 46. P. 1733–1753.
 22. *Staneva J.V., Dietrich D.E., Stanev E.V., Bowman M.J.* Rim current and coastal eddy mechanisms in an eddy-resolving Black Sea general circulation model // J. of Marine Systems. 2001. V. 31. P. 137–157.

Manifestations of the Rim Current, Coccolithophores Blooms, and Continental Runoff in the Long-term Monthly Mean Distributions of Satellite Reflectance Coefficient of the Black Sea

G. S. Karabashev, M. A. Evdoshenko

Based on the archived data of the ocean color scanner MODIS-Aqua for 2003–2011, we constructed the long-term monthly-mean distributions of reflectance Rrs of the Black Sea for April, May, June, and September in order to visualize the contributions of seasonal factors into the long-term variability of basin's images. In April, the Rim Current's branch west of 34° E is visualized by higher Rrs in different regions of the visible spectrum due to the transport of suspended matter caused by intensification of the Rim Current during the winter-spring period. During the June coccolithophore "blooms", the long-term Rrs level is 2–3 times higher when compared to the previous and subsequent months. This excess is particularly considerable outside the shelf and coastal areas. The open sea Rrs distribution in June features horizontal inhomogeneity. The seasonal trend of the Rrs spectra in the Black Sea NW shelf is explicitly related to the annual cycle of the continental runoff effects.