

УДК 551.465

## ДЛИНА ВОЛНЫ МАКСИМУМА СПЕКТРА КОЭФФИЦИЕНТА ЯРКОСТИ МОРЯ КАК ДИСТАНЦИОННЫЙ ПОКАЗАТЕЛЬ ВОДООБМЕНА МЕЖДУ ЭКОЛОГИЧЕСКИ РАЗЛИЧНЫМИ АКВАТОРИЯМИ

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

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

e-mail: genkar@mail.ru

Поступила в редакцию 18.07.2014 г., после доработки 01.10.2014 г.

Исследуется применимость длины волны  $\lambda_{\max}$  максимума спектра коэффициента яркости  $Rrs$  морской поверхности как дистанционного индикатора водообмена в проливах, прибрежьях и других переходных зонах. Величина  $\lambda_{\max}$  рассчитывалась по данным каналов сканера MODIS-Aqua на 469, 488, 531, 547 и 555 нм посредством сплайн-интерполяции для пикселей изображений пролива Скагеррак и Северного Каспия, выбранных в качестве тест-полигонов с интенсивным водообменом. Распределения  $Rrs(555)$  и индекса цвета  $Q = Rrs(555)/Rrs(488)$ , построенные по тем же данным, использовались для сравнения  $\lambda_{\max}$  с освоенными индикаторами. Показано, что новый индикатор  $\lambda_{\max}$ , будучи показателем цветности природных вод, предпочтителен там, где водообмен сопровождается перераспределением окрашенных растворенных органических веществ естественного происхождения. В прибрежных регионах  $\lambda_{\max}$  может быть полезен как дистанционный индикатор дефицита солености.

DOI: 10.7868/S0030157415030065

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Определения коэффициентов яркости  $Rrs$  поверхности моря давно используются при изучении водообмена между экологически различными акваториями [10, 17, 21] благодаря зависимости спектрально-яркостных контрастов их изображений от состава и концентрации оптически значимых примесей в природных водах. Такие определения достигли подлинной массовости благодаря спутниковым сканерам цвета океана (СЦО), начиная с первого из них CZCS (Coastal Zone Color Scanner, 1978–1984) вплоть до ныне действующих Aqua- и Terra-MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer).

Различия вод по составу оптически значимых примесей отражает зависимость (спектр) коэффициента яркости моря  $Rrs$  от длины волны солнечного излучения  $\lambda$ . Рис. 1 дает представление об изменении формы спектра  $Rrs(\lambda)$  во всем диапазоне океанологических ситуаций от внутренних морей и прибрежий до открытого океана. Здесь очевидна главная тенденция: при переходе из акваторий, богатых светопоглощающими и светорассеивающими примесями (кривые 5 и 7) к открытому океану (кривые 4 и 6) спектр смещается в коротковолновую область (уменьшается длина волны максимума спектра  $\lambda_{\max}$ ), усиливается его коротковолновое крыло, и в прозрачных водах открытого океана  $\lambda_{\max}$  оказывается настолько смещенной, что в видимой области спектр  $Rrs(\lambda)$  выглядит

как кривая, монотонно убывающая с длиной волны излучения до уровня шумов на 550–600 нм.

Все СЦО, обеспечивающие получение массовых синоптических изображений морей и океанов, строятся как мультиспектральные фотометры для регистрации  $Rrs$  в 6–9 участках видимого спектра, что явно недостаточно для достоверного восстановления  $Rrs(\lambda)$  во всем их разнообразии. Использование индексов цвета, т.е. отношений  $Rrs$  разных спектральных каналов, решает проблему освоения спектральной информации лишь частично. Недавно появились гиперспектральные СЦО, например, NICO (Hyperspectral Imager for the Coastal Ocean, или гиперспектральный визуализатор для прибрежной зоны океана), но их гораздо более высокие спектральное и пространственное разрешения существенно затрудняют достижение синоптической наблюдений, доступной мультиспектральным СЦО. Последнее стимулирует попытки совершенствования обработки и анализа данных мультиспектральных СЦО для повышения информативности спутникового зондирования океана.

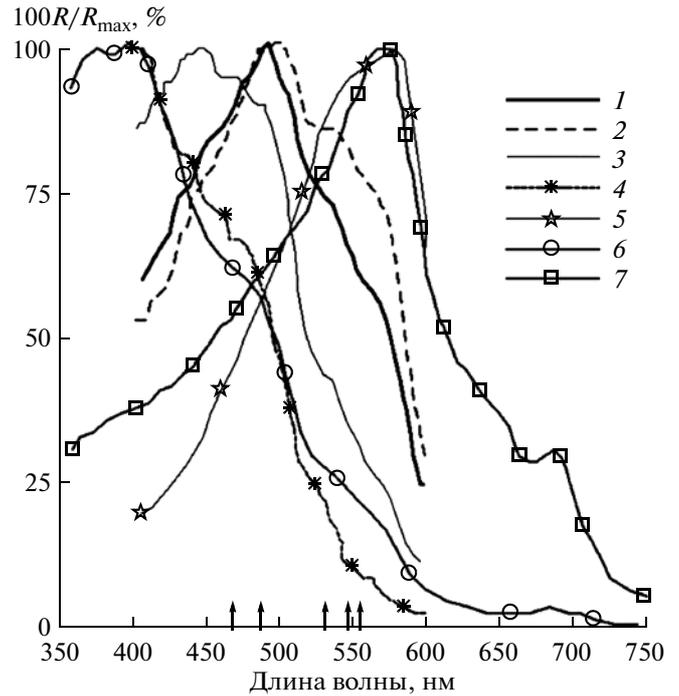
Настоящая работа принадлежит этому направлению. Она оказалась возможной благодаря появлению дополнительных спектральных каналов СЦО Aqua-MODIS на длинах волн 469, 488, 531, 547, 555 нм против прежних 488, 531 и 551 нм (рис. 1). Данные новых каналов за все время эксплуатации этого СЦО с 2002 г. доступны на портале NASA после репроцессинга 2009–2010 гг. и принадлежат той части видимой области, к которой относятся спек-

тры  $Rrs(\lambda)$ , промежуточные между спектрами вод, сильно- и слабо-поглощающими солнечное излучение. Все это делает целесообразным оценку длины волны максимума  $\lambda_{max}$  спектра  $Rrs(\lambda)$  путем интерполяции спектральных яркостей 469–555 нм каждого элемента изображения и использование оценок  $\lambda_{max}$  в качестве диагностического признака. Он был бы равноценен уже освоенным продуктам СЦО по пространственно-временному разрешению, представляя самостоятельную ценность как характеристика цветности морских акваторий.

В отличие от  $Rrs$  и индексов цвета,  $\lambda_{max}$  является физической характеристикой цветности излучения. Форма спектра  $Rrs(\lambda)$  определяется отношением  $b(\lambda)/(b(\lambda) + a(\lambda))$ , где  $b(\lambda)$  – спектр коэффициента рассеяния и  $a(\lambda)$  – спектр коэффициента поглощения света [19]. Рассеяние слабо зависит от длины волны излучения и почти не влияет на форму  $Rrs(\lambda)$ , если в воде преобладают частицы с поперечником  $d \gg \lambda$ , но оно быстро растет с уменьшением  $\lambda$  там, где доминируют мелкие неоднородности показателя преломления, т.е.  $d \ll \lambda$  [14].

Спектр поглощения обычно представляют в виде суммы  $a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{CDOM}(\lambda) + a_{phyt}(\lambda)$ , слагаемые которой суть поглощения света собственно водой (w), природными окрашенными растворенными органическими веществами (ОРОВ или CDOM (Colored Dissolved Organic Matter) в международной нотации) и пигментами фитопланктона (phyt). Поглощение главного из пигментов – хлорофилла – характеризуется коротковолновой ( $\lambda_{max} \approx 440$  нм) и длинноволновой ( $\lambda_{max} \approx 678$  нм) полосами. Поскольку  $a_{phyt}(\lambda)$  фигурирует в знаменателе, поглощение пигментов должно проявляться в спектре  $Rrs(\lambda)$  в виде минимумов, приуроченных к  $\lambda_{max}$  полос поглощения хлорофилла. Однако спектры с такими минимумами наблюдаются крайне редко, и потому пигментная составляющая поглощения не представляет интереса при обсуждении постоянно действующих факторов изменчивости формы  $Rrs(\lambda)$ .

Составляющая  $a_w(\lambda)$  является собственным свойством воды, растет с длиной волны излучения, практически неизменна во времени и пространстве и служит длинноволновым пределом вариаций  $Rrs$  за счет изменчивости светопоглощающих примесей, начиная с красной области спектра. Напротив, спектр  $a_{CDOM}(\lambda)$  минимален в длинноволновой области и экспоненциально растет с уменьшением длины волны [14]. В результате минимум суммы  $a_w(\lambda) + a_{CDOM}(\lambda)$  (“окно прозрачности”) смещается к красной границе спектра с ростом содержания окрашенной органики, пока ее поглощение превосходит или сравнимо с  $a_w(\lambda)$ . Уменьшение концентрации CDOM способствует росту вклада светорассеяния на мелкой взвеси в коротковолновое крыло спектра  $Rrs(\lambda)$  и смещению “окна прозрачности” к границе между ультрафиолетовым (УФ) и видимым



**Рис. 1.** Спектры  $Rrs(\lambda)$ , нормированные на максимум, по данным измерений с помощью спектрорадиометров (1–5) и численного моделирования (6, 7). 1, 2 – восток и центр Черного моря соответственно, 3 – Эгейское море [2]; 4 – Северная Атлантика, 68°10' з.д., 39°20' с.ш. [8]; 5 – Балтийское море [9]; 6 и 7 – образцы спектров вод 1-го (Case 1, открытый океан) и 2-го (Case 2, побережье) типов, рассчитанные с помощью численной модели переноса солнечного излучения в море “Hydrolight” с использованием соответствующих значений характеристик водной среды [19]. Стрелки – номинальные длины волн частиц каналов СЦО MODIS-Aqua.

излучением. Положения максимумов спектров  $Rrs(\lambda)$  6 и 7 на рис. 1 в точности соответствует положению минимумов суммарного поглощения на графиках рис. 4 в [19], представляющих вклады составляющих морской воды, использованные при моделировании этих спектров.

Очевидно, форма  $Rrs(\lambda)$  контролируется главным образом концентрацией CDOM и содержанием и размерным спектром светорассеивающей взвеси. Исследование состава взвешенных частиц в 241 пробе воды, взятых на севере пролива Ла-Манш, юго-западе Балтийского моря, юге Северного моря, юге и севере западной части Средиземного моря, а также в Атлантике к западу от Иберийского полуострова выявило слабую (слабее, чем  $\lambda^{-1}$ ) спектральную селективность  $b(\lambda)$  в верхнем слое обследованных акваторий [6]. Этот результат согласуется с представлениями о малости спектральной селективности светорассеяния на акваториях с высоким и умеренным содержанием терригенной и биогенной взвеси [14].

Известно также, что в водах, бедных такой взвесью (олиготрофные акватории и глубинные слои), селективность светорассеяния приближается к  $\lambda^{-4}$  в силу закономерностей светорассеяния на оптически мелких частицах и флуктуациях плотности воды [14]. Таким водам свойственны также предельно низкие концентрации CDOM. Оба фактора способствуют смещению максимума  $Rrs(\lambda)$  в сине-фиолетовую и ближнюю УФ области спектра. Примером тому служит спектр 4, полученный на периферии Саргассова моря (рис. 1).

Таким образом, группа уплотненных спектральных каналов СЦО MODIS-Aqua занимает часть видимого спектра, на которую приходится  $\lambda_{\max}$  вод с умеренным и высоким содержанием оптически значимых примесей. В этих водах  $\lambda_{\max}$  контролируется соотношением  $a_w(\lambda)$  и  $a_{CDOM}(\lambda)$  вне связи со светорассеянием вследствие его слабой спектральной селективности, свойственной таким водам. Опираясь на определения спектров  $Rrs(\lambda)$  в Черном море посредством судового спектрорадиометра, мы убедились в том, что интерполяция  $Rrs(469)–Rrs(555)$  кубическими сплайнами, известная хорошими аппроксимативными свойствами [1], позволяет находить интервальные оценки  $\lambda_{\max}$  для каждого элемента изображения при ширине интервала 10–15 нм. Это дает возможность строить карты  $\lambda_{\max}$  в 6–8 градациях, достаточных для визуального сравнения распределений  $\lambda_{\max}$  с распределениями традиционных океанологических характеристик. Первый опыт реализации такого подхода был получен на Черном море и позволил обнаружить неизвестную ранее сезонность оценок  $\lambda_{\max}$  [5].

Цель настоящей работы состоит в проверке информативности предлагаемых спутниковых определений  $\lambda_{\max}$  в океанологически различных регионах интенсивного водообмена по сравнению с информативностью освоенных спутниковых определений спектральных  $Rrs$  и их производных. Критерий информативности – обнаружение элементов gross-структуры распределений  $\lambda_{\max}$ , частично или полностью несовпадающих с элементами структуры распределений  $Rrs$  и других освоенных производных величин, найденных по одним и тем же исходным массивам спутниковых данных. Несовпадения возможны лишь постольку, поскольку вариации  $\lambda_{\max}$  действительно зависят только от изменчивости  $a_{CDOM}(\lambda)$ , тогда как сами  $Rrs$  связаны с поглощением и светорассеянием, носители которых неодинаковы по своей природе, источникам, стокам, стойкости и прочим характеристикам, от которых зависит структура распределения примесей в морской среде.

Отметим, что определение информативности спутниковых  $\lambda_{\max}$  путем их сравнения с контактными определениями  $a_{CDOM}(\lambda)$  и гидрофизических характеристик невозможно без крайне затратных

подспутниковых океанологических наблюдений, результаты которых безнадежно уступают спутниковым данным по статистической обеспеченности. Сравнительный анализ gross-структур распределений величин, зарегистрированных в хорошо изученных регионах, представляется оптимальным на начальном этапе освоения новой спутниковой характеристики морской среды. Результаты нашей проверки будут полезны при поиске более строгих решений.

## 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В качестве тест-регионов были выбраны пролив Скагеррак и Северный Каспий (рис. 2). Скагеррак замечателен как место смешения крайне разнородных вод [11]. Богатые взвесью и ОРОВ воды Балтики поступают в него через мелководный пролив Каттегат. Умеренно прозрачные воды Атлантики проникают в Скагеррак, огибая южный берег Норвегии. Воды реки Гломма (расход 720 м<sup>3</sup>/с) через Осло-фиорд вливаются в Скагеррак с севера. С ЮЗ приходят воды Северного моря, обогащенные примесями из его ЮВ прибрежий. Время от времени в Скагерраке случается массовое развитие (“цветение”) фитопланктона, резко меняющее оптические характеристики вод. Все это порождает разнообразие структур спутниковых изображений акватории пролива, благоприятное для реализации градаций  $\lambda_{\max}$  во всем интервале 469–555 нм.

Состояние Северного Каспия во многом определяется смешением стока крупной равнинной реки Волга с умеренно солеными водами моря. Сезонность смешения неплохо изучена благодаря наблюдениям солёности в доспутниковые времена [3]. Поэтому здесь есть возможность сопоставить среднемесячные распределения спутниковых величин за 2003–2013 гг. с известными закономерностями сезонного хода солёности в Северном Каспии как локальным объективным показателем смешения речных вод с морскими.

В соответствии с изложенными соображениями материалы СЦО Aqua-MODIS загружались в виде цифровых изображений тест-регионов на длинах волн 469, 488, 531, 547, 555, 645 нм с портала NASA (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>) в виде стандартных продуктов уровня L2 с разрешением 1 × 1 км в надир.

Проверка информативности  $\lambda_{\max}$  в проливе Скагеррак выполнялась на примере его изображений от 02.06.2003 г., 01.06.2004 г. и 03.06.2004 г. Они получены в одно и то же время года при малооблачной погоде. Два последних снимка относятся к периоду короткого, но мощного “цветения” кокколитофорид *Emiliania huxleyi* ([20] со ссылкой на отчет [18]), а первый – к периоду “нормального” состояния акватории в тот же сезон. Поэтому первый снимок служит здесь реперным изображением пролива для

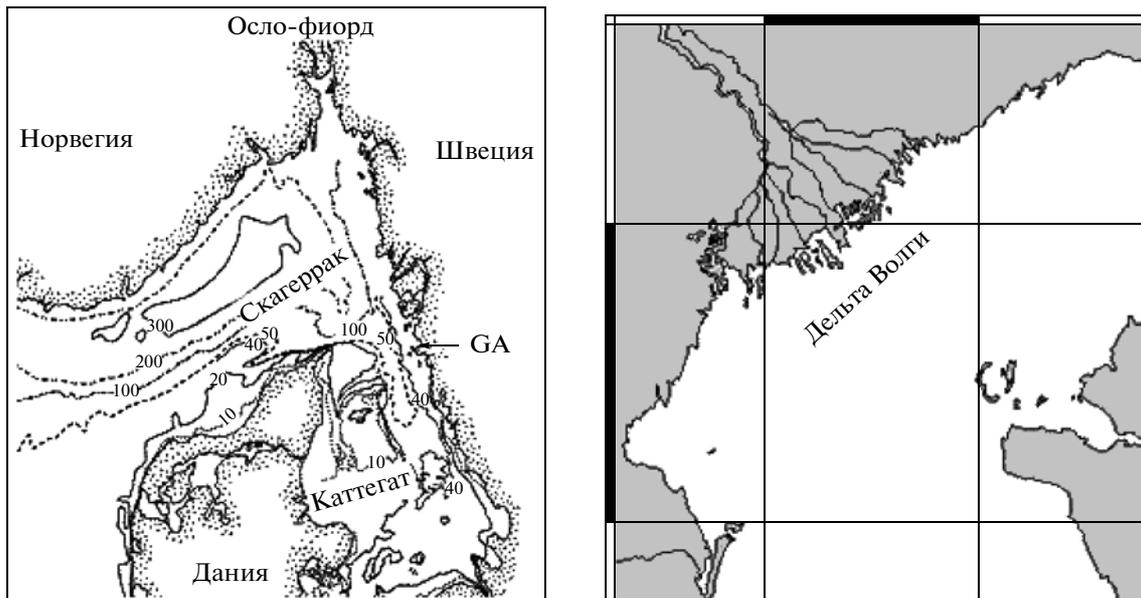


Рис. 2. Карты районов исследования. Слева: схема проливов Скагеррак и Каттегат. GA – устье р. Гота-Эльв. Справа: Северный Каспий с дельтой Волги.

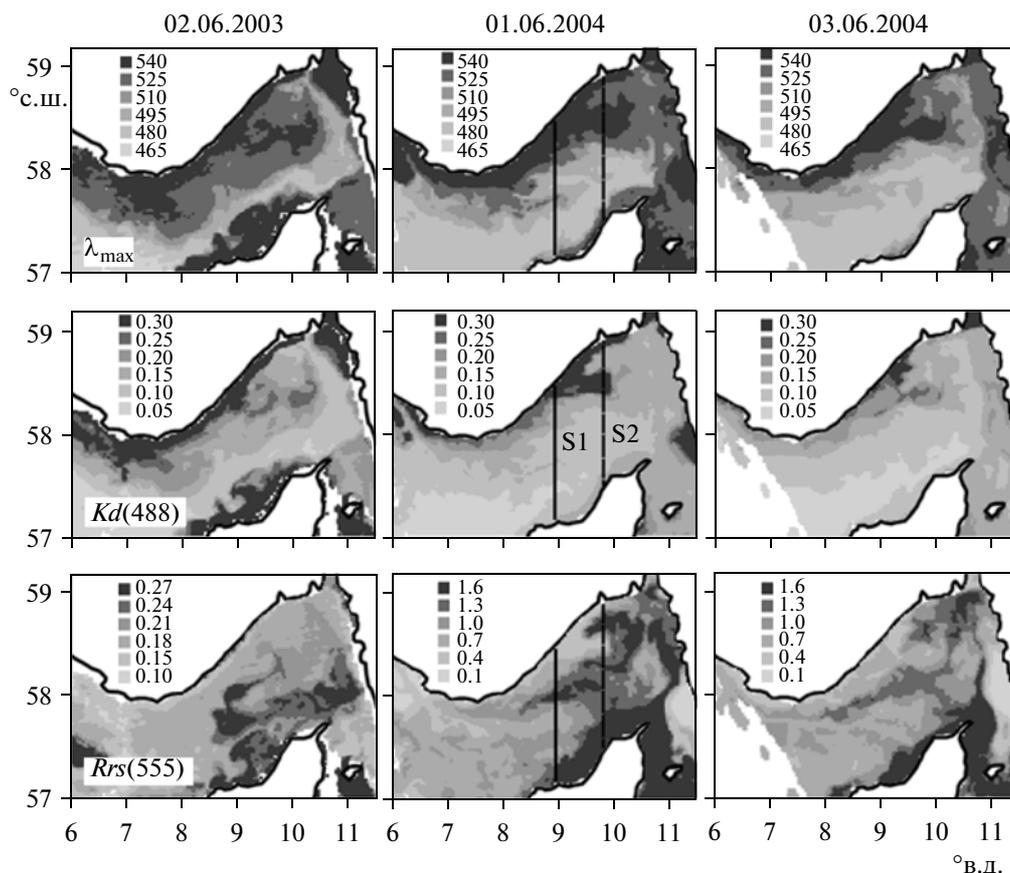
суждения о вкладе “цветения” в июньские картины 2004 г. Оригинальные изображения сглаживались на регулярной сетке с ячейками  $3.6 \times 3.6$  км с тем, чтобы уменьшить влияние случайностей и обеспечить одинаковую размерность сравниваемых изображений. Затем, применяя сплайн-интерполяцию, по средним значениям  $Rrs(469)–Rrs(555)$  в ячейке находили оценки  $\lambda_{max}$  и коэффициента яркости  $Rm$  на этой длине волны, привязанные к географическим координатам центра ячейки подобно остальным ее атрибутам. В целом эта процедура обеспечила географически единообразное представление данных в виде растровых распределений (карт), элементами изображения которых служили ячейки одной и той же регулярной сетки с атрибутом на дату съемки.

Мы использовали изображения Северного Каспия к северу от  $43^{\circ}30'$  с.ш., полученные СЦО Aqua-MODIS в 2003–2013 гг. с апреля по октябрь включительно (данные за ноябрь–май не использовались ввиду их малочисленности и вероятности льда в зимний период), если доброкачественные пиксели занимали на снимке не менее 25% акватории. Средний объем месячной выборки приемлемых снимков составлял 10–12 членов. Индивидуальные изображения региона осреднялись на сетке ячеек  $3.6 \times 3.6$  км, после чего они использовались для получения среднемесячных распределений  $Rrs$  на той же сетке за время с 2003 по 2013 гг. Многолетние среднемесячные значения спектральных  $Rrs(469–555)$  в ячейках сетки интерполировались кубическими сплайнами с шагом 2 нм для определения соответствующих  $\lambda_{max}$  и коэффициента яркости  $Rm$  на длине волны  $\lambda_{max}$ .

Вспомогательные данные включали оценки коэффициента ослабления солнечного излучения в море на длине волны 490 нм  $Kd(490)$ , определения приводного ветра и данные о глубине в пределах тест-регионов.

Оценки  $Kd(490)$ , рассчитанные с помощью алгоритма с использованием индекса цвета  $Rrs(488)/Rrs(555)$ , входят в набор стандартных продуктов проекта MODIS-Aqua и загружались вместе с  $Rrs(469–555)$  как атрибуты пикселей изображений пролива Скагеррак. Судя по табличным данным [14],  $Kd(490)$  лишь на 10–20% превышают  $a(490)$ . Поскольку ОРОВ является главным фактором поглощения солнечной радиации в сине-голубой области спектра, коэффициент  $Kd(490)$  может быть полезен как ориентировочный репер при сравнительном анализе распределений  $\lambda_{max}$  и  $Rrs$ . Для этого распределения  $Kd(490)$  осреднялись и визуализировались аналогично сравниваемым характеристикам. Вместе с тем спутниковые  $Kd(490)$  по стандартному алгоритму теряют достоверность в водах прибрежий и мелководий [13], и потому коэффициент  $Kd(490)$  не использовался в Северном Каспии, где они занимают значительную площадь.

С сервера <http://ferret.pmel.noaa.gov/LAS/>) загружались данные о приводном ветре. Они использовались для расчета среднемесячных полуденных распределений ветра за период с 2003 по 2011 гг. на Северном Каспии ради сравнения с аналогичными распределениями оптических характеристик. Ветровые данные по Скагерраку загружались с 31 мая по 3 июня 2004 г. с 6-часовым интервалом с тем, чтобы получить представление о зависимости эволюции полей оптических харак-



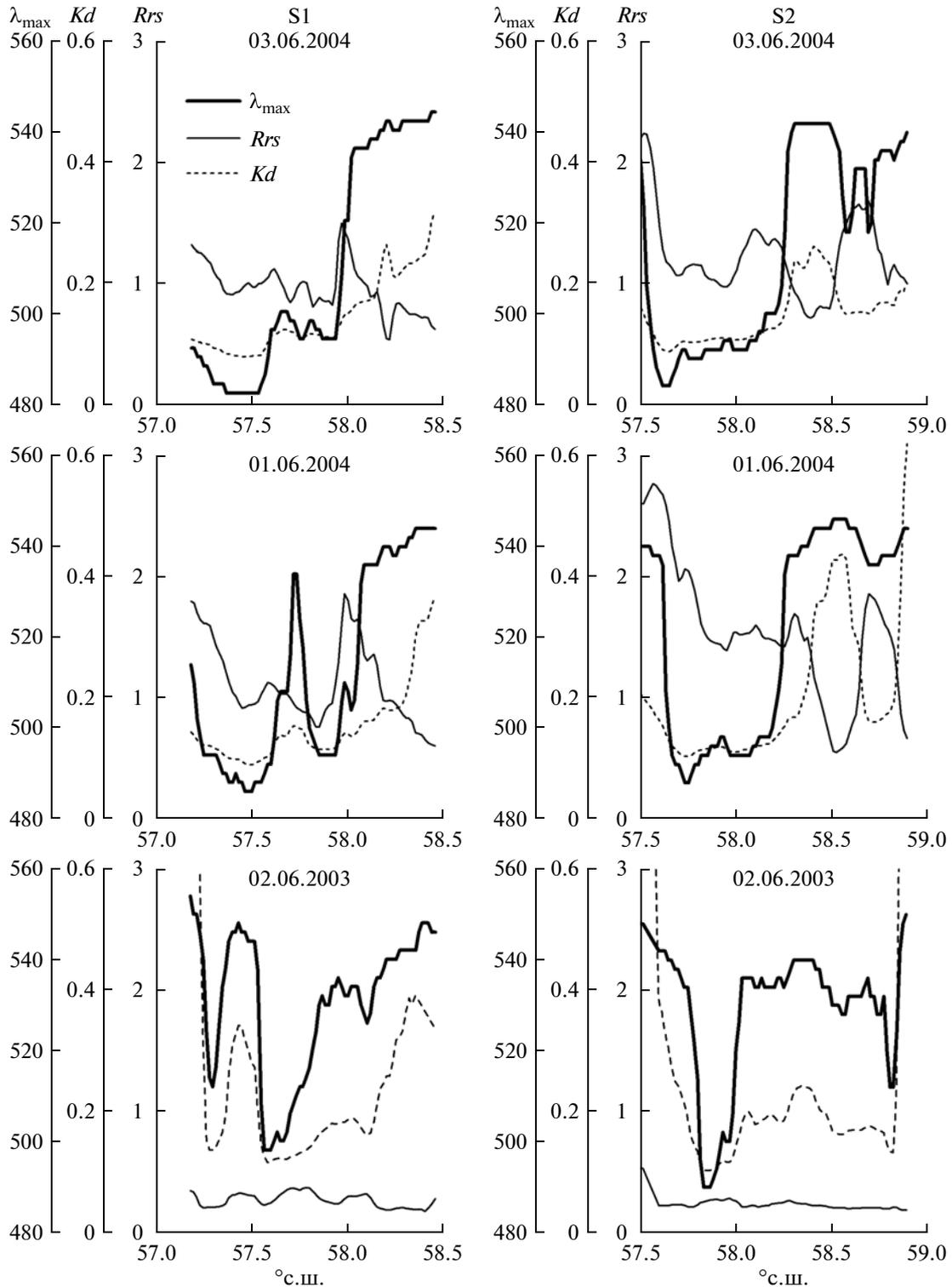
**Рис. 3.** Распределения  $\lambda_{\max}$ , нм,  $Kd(490)$ ,  $m^{-1}$ , и  $Rrs(555)$ ,  $\% sr^{-1}$ , в проливе Скагеррак, построенные по данным СЦО MODIS-Aqua от 02.06.2003 г., 01.06.2004 г. и 03.06.2004 г. Линии S1 и S2 на картах показывают положение профилей тех же величин на рис. 4. Подробности см. в тексте.

теристик от изменений поля ветра. Изобаты рельефа дна Северного Каспия строились при уровне моря  $-27$  м согласно цифровой батиметрической модели Casp30 Лаборатории динамики моря и водохозяйственного баланса бассейна Каспия Института водных проблем РАН (<http://caspi.ru>).

### 3. РЕЗУЛЬТАТЫ

**Пролив Скагеррак.** Растровые изображения пролива Скагеррак от 02.06.2003 г., 01.06.2004 г. и 03.06.2004 г. приведены на рис. 3 в градациях трех характеристик: длины волны максимума  $\lambda_{\max}$  спектра  $Rrs(\lambda)$ , нм, коэффициента ослабления солнечного света  $Kd(488)$ ,  $m^{-1}$ , и коэффициента яркости моря  $Rrs(555)$ ,  $\% sr^{-1}$ . Аналогичные изображения были построены для  $Rrs(645)$  и  $Rm$  (коэффициент яркости на длине волны  $\lambda_{\max}$ ), однако их структура мало отличалась от структуры распределений  $Rrs(555)$  и потому они не приводятся ради экономии места. Изображения построены в шести равномерных градациях, покрывающих диапазон изменчивости соответствующей величины, что позволяет напрямую сравнивать структуру их распределений.

Заслуживают внимания следующие особенности. (1) По данным от 02.06.2003 распределения  $\lambda_{\max}$  и  $Kd$  сходны между собой по структуре в большей степени, чем с распределением  $Rrs(555)$ . (2) Значения  $Rrs(555)$  на реперной карте 02.06.2003 в среднем в несколько раз ниже, чем на картах 01.06.2004 г. и 03.06.2004 г., что характерно для соотношения яркостей акваторий в “нормальном” состоянии и в условиях “цветения” кокколитофорид. (3) В период цветения соотношения структур распределений  $\lambda_{\max}$  и  $Kd$  между собой и с  $Rrs(555)$  остались тем же, что и в отсутствие кокколитофоридного возмущения 02.06.2003 г. (4) Площадь, занятая максимальными градациями  $Rrs(555)$ , заметно уменьшилась при переходе от распределения 01.06 к 03.06.2004 г., а это значит, что соответствующие изображения были получены на спаде “цветения” кокколитофорид. (5) На распределениях 01.06.2004 г. имеются локальные максимумы  $\lambda_{\max}$  и  $Kd$  наряду с минимумом  $Rrs(555)$  там, где вероятно появление пюма р. Гота-Эльв (см. схему на рис. 2). (6) В ряде мест несходство распределений становится явным и градиенты сравниваемых величин оказываются противоположными по знаку.



**Рис. 4.** Профили  $\lambda_{\max}$ , нм,  $Kd$ ,  $m^{-1}$ , и  $Rrs(555)$ , %  $sr^{-1}$  на меридиональных разрезах S1 и S2 (см. рис. 3), построенные по данным СЦО MODIS-Aqua от 02.06.2003 г., 01.06.2004 г. и 03.06.2004 г.

Меридиональные профили обсуждаемых характеристик на рис. 4 уточняют эти соотношения. Предельно четкий пример противоположного хода характеристик имеется на профиле S2 01.06.2004 г., где

близ отметки 58.5° с.ш. наблюдался минимум  $Rrs(555)$  на фоне столь же острого максимума  $Kd$  и относительно размытого максимума  $\lambda_{\max}$ . Спустя два дня (03.06.2004) картина осталась прежней, при

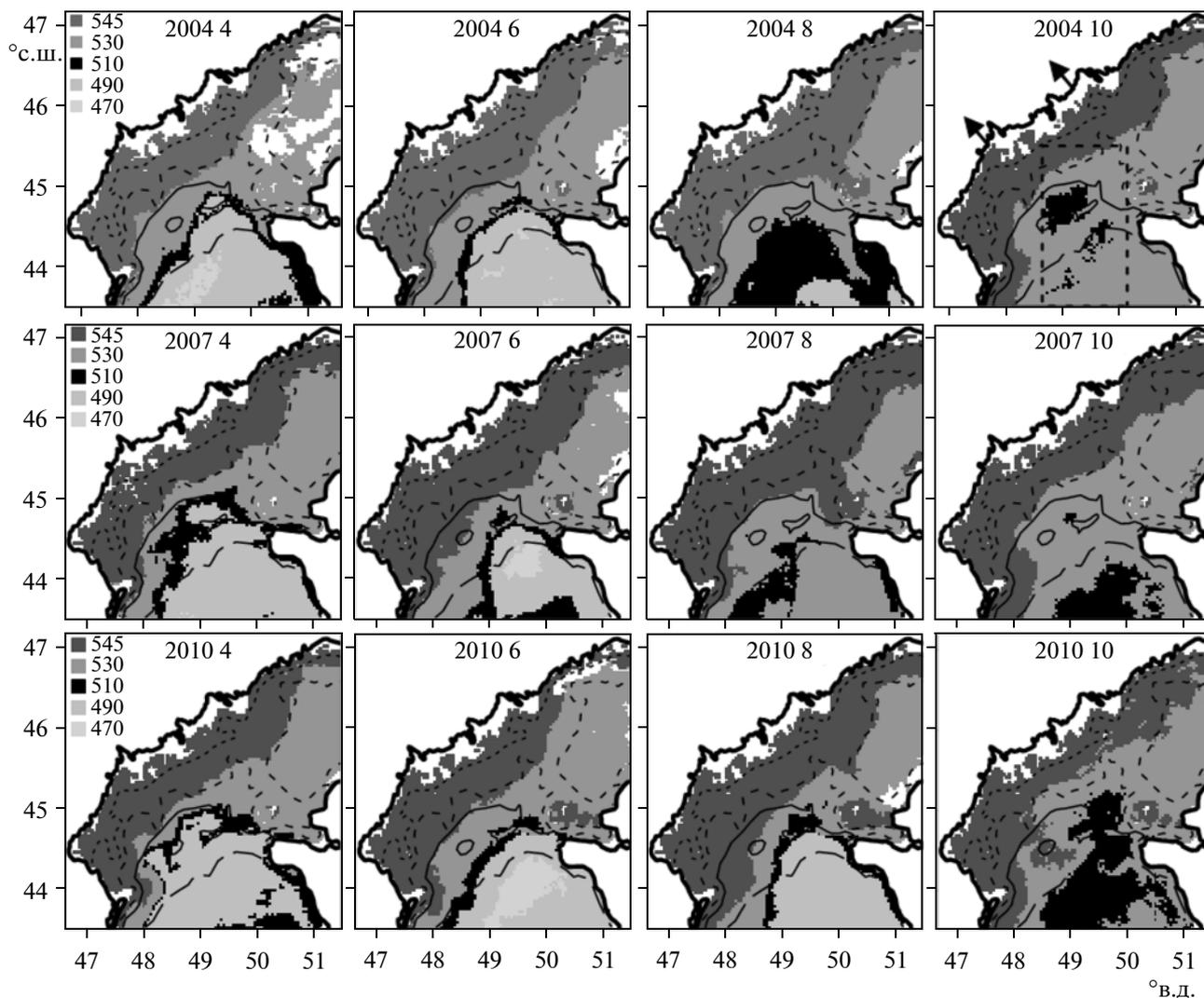


Рис. 5. Распределения  $\lambda_{\max}$ , нм, севернее  $43^{\circ}30'$  с.ш. в Каспийском море, построенные с осреднением на сетке  $3.6 \times 3.6$  км по данным СЦО Aqua-MODIS за 2004 г., 2007 и 2010 гг. в апреле (4), июне (6), августе (8) и октябре (10). Изобаты 2, 5, и 25 м обозначены мелким, средним и крупным пунктиром, сплошная – изобата 10 м. Градации цвета выбраны так, чтобы выделить среднюю из них. Пунктирный прямоугольник на карте  $\lambda_{\max}$ -2004 10 оконтуривает область данных, по которым построены гистограммы на рис. 7.

вдвое меньшей амплитуде экстремумов  $Kd$  и  $Rrs(555)$ . Профиль S1 от 01.06.2004 демонстрирует практически независимый друг от друга ход  $\lambda_{\max}$  и  $Rrs(555)$  при наличии четко выраженных максимумов, отстоящих друг от друга на 33 км по меридиану. По картам  $\lambda_{\max}$  и  $Rrs(555)$  от 01.06.2004 г. на рис. 3 видно, что максимум  $Rrs(555)$  на рис. 4 связан с “языком” повышенных  $Rrs$ , направленным на запад, а максимум  $\lambda_{\max}$  обусловлен противоположно ориентированным “языком” повышенных  $\lambda_{\max}$ .

**Северный Каспий.** Сезонный ход распределений  $\lambda_{\max}$  и  $Rm$  на акватории Северного Каспия представлен на рис. 5 и рис. 6. Ради экономии места мы ограничились данными 2004, 2007 и 2010 гг. за апрель, июнь, август и октябрь, намереваясь использовать

исходные данные в полном объеме для расчета гистограмм как более компактного средства описания изменчивости характеристик (рис. 7).

В апреле исследуемая акватория подразделялась на северную область повышенных и южную области пониженных  $\lambda_{\max}$  с узкой полосой  $\lambda_{\max}$  промежуточного уровня между изобатами 10 и 25 м. Позднее происходило вырождение пониженных  $\lambda_{\max}$  на юге акватории вплоть до их полного исчезновения к октябрю. При этом темп вырождения менялся от года к году, будучи максимальным в 2007 г. и минимальным в 2010 г. Ширина вдольбереговой полосы наибольших  $\lambda_{\max}$  достигала максимума в июне–августе.

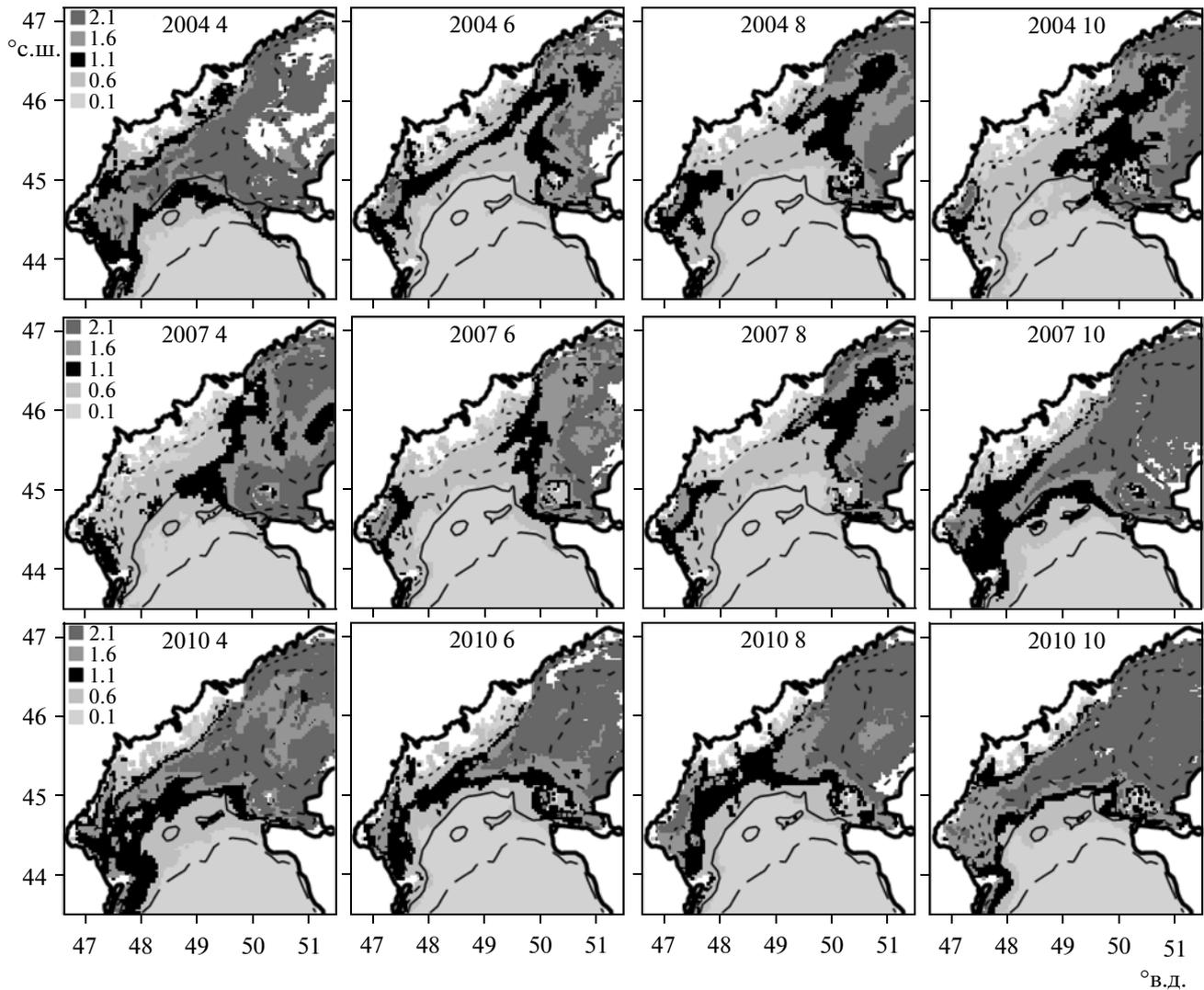
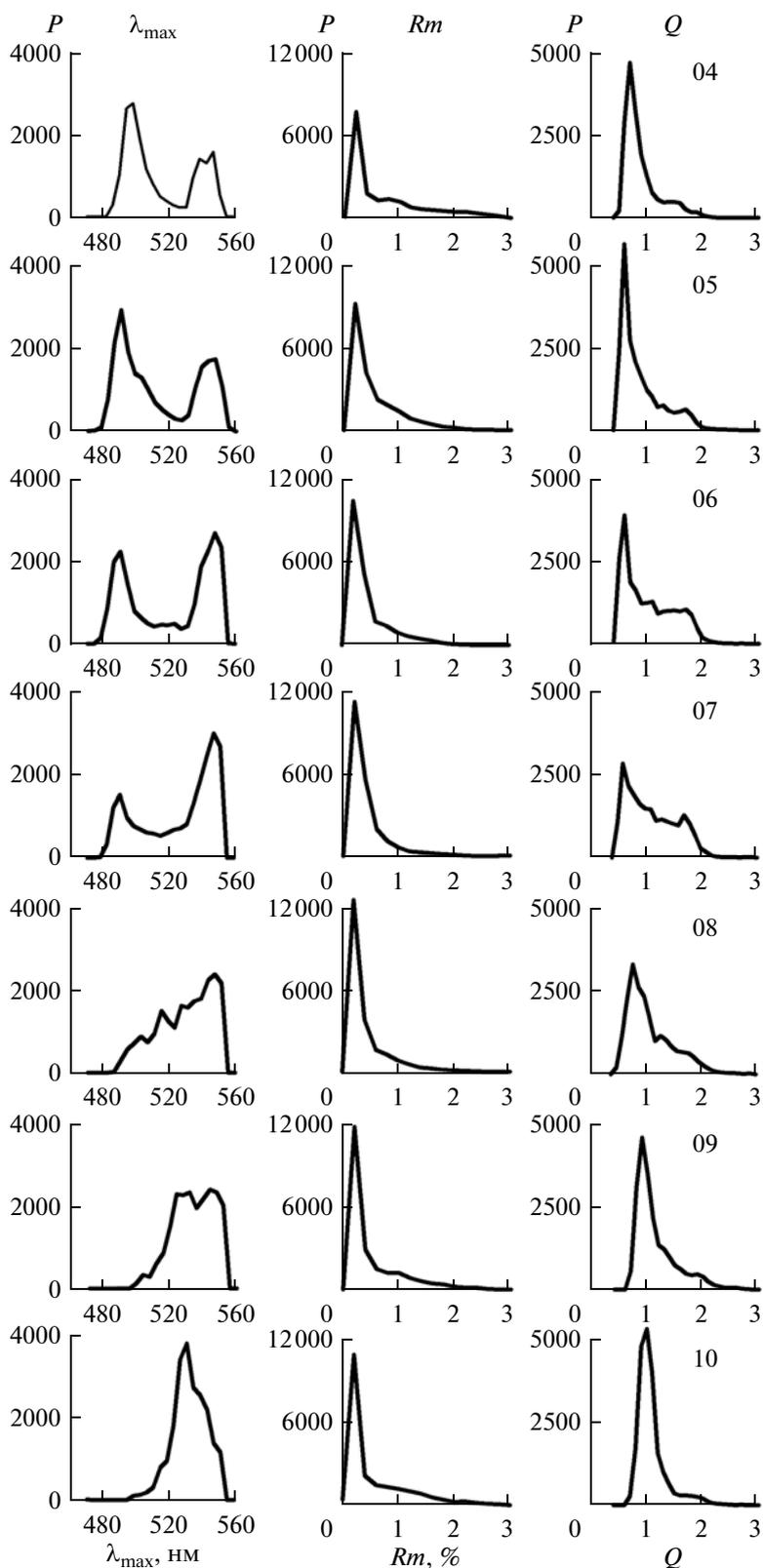


Рис. 6. То же, что и на рис. 5, но для  $R_m$ .

Рис. 6 демонстрирует радикальные отличия структуры поля коэффициента  $R_m$  от структуры распределения длины волны  $\lambda_{max}$  при том, что эти характеристики рассчитывались по одним и тем же данным и алгоритмам, исключая конечные формулы. Обширный максимум  $R_m$  на северо-восточном мелководье и сравнительно скромный максимум  $R_m$  в западном прибрежье между  $44^\circ$ – $45^\circ$  с.ш. соединяет перемычка оценок  $R_m$  среднего уровня с минимальными  $R_m$  по его сторонам. Она отличается непостоянством формы и амплитуды  $R_m$ . Карта 2004 6 на рис. 6 показывает наиболее четкую среднюю реализацию такой структуры. Естественно, перемычка характерна и для несредненых распределений  $Rrs$  в Северном Каспии. Подобные структуры поля  $Rrs$  на Северном Каспии известны также по публикациям других авторов (<http://optics.ocean.ru/styled-10/styled-25/styled-365/index.html>).

По своей протяженности перемычки относятся к элементам gross-структуры спутниковых изображений Северного Каспия в поле  $Rrs$ . Подобные элементы отсутствуют в среднемесячных распределения оценок  $\lambda_{max}$  (рис. 5), найденных по  $Rrs$ .

Распределения на рис. 5 и 6 показывают, что наиболее заметные сезонные изменения структуры изображений акватории Северного Каспия происходят в области пунктирного прямоугольника на карте  $\lambda_{max}$  2004 10 (рис. 5), за что он и был выбран в качестве тест-площадки для построения гистограмм как средства выявления связи между видимыми вариациями gross-структуры распределений рассматриваемых характеристик и их амплитудными распределениями. Отсечение исходных данных за пределами тест-площадки повысило достоверность конечного результата, поскольку погрешности оценок  $Rrs$  растут с переходом от откры-



**Рис. 7.** Гистограммы распределений оценок среднемесячных величин  $\lambda_{\max}$ ,  $Rm$  и  $Q$  с апреля (04) по октябрь (10), рассчитанные по данным СПО Aqua-MODIS за 2003–2013 гг. в пределах тест-площадки (пунктирный прямоугольник на карте  $\lambda_{\max}$ -2004 10 на рис. 5). Пояснения см. в тексте.

того моря к побережьям [4]. Наряду с гистограммами  $\lambda_{\max}$  и  $Rm$  рассчитывались гистограммы индекса цвета  $Q = Rrs(555)/Rrs(488)$  как простого показателя смещенности  $\lambda_{\max}$  относительно середины интервала 488–555 нм ( $\lambda_{\max} \approx 521$  нм при  $Q \approx 1$ ,  $\lambda_{\max} < 521$  нм при  $Q < 1$  и  $\lambda_{\max} > 521$  нм при  $Q > 1$ ).

Для построения гистограмм коэффициенты яркости  $Rrs(469)–Rrs(555)$  пикселей изображений тест-площадки усредняли на сетке ячеек  $3.6 \times 3.6$  км, на той же сетке рассчитывали среднемесячные значения этих коэффициентов за каждый год 11-летнего периода, формировали сводные таблицы для каждого месяца с апреля по октябрь и, применяя сплайн-интерполяцию к среднемесячным оценкам  $Rrs(469)–Rrs(555)$  в сводных таблицах, находили совокупность оценок  $\lambda_{\max}$  в ячейках сетки для каждого месяца за весь 11-летний период. Эти совокупности использовались для подсчета числа  $P$  оценок  $\lambda_{\max}$  того или иного уровня в интервалах шириной 4 нм на оси длин волн от 470 до 560 нм. Гистограммы  $\lambda_{\max}$  на рис. 7 построены по результатам такого подсчета. Гистограммы величин  $Rm$  и  $Q$  на рис. 7 рассчитаны аналогичным образом, но для диапазона оценок от 0.4 до 3 при интервале 0.1.

Гистограммы  $\lambda_{\max}$  демонстрируют явную тенденцию перехода от двумодального распределения весной к одномодальному осенью. Переход сопровождался уменьшением доли оценок  $\lambda_{\max} < 520$  нм и ростом доли  $\lambda_{\max} > 520$  нм. В августе гистограмма оказалась одномодальной с максимумом около 540–550 нм и положим коротковолновым крылом вплоть до 480–490 нм, в сентябре крыло укоротилось и гистограмма приняла вид плосковершинного слабо-асимметричного распределения, а в октябре вернулось четко выраженное одновершинное распределение с максимумом, смещенным в коротковолновую область относительно главных максимумов гистограмм июня–сентября (рис. 7), свидетельствуя о начале обратного хода.

Поведение гистограмм  $\lambda_{\max}$  согласуется с визуальным восприятием распределений этой характеристики в области тест-площадки на карте 2004 10 рис. 5. Нетрудно заметить, что промежуточная градация 510–530 нм занимает минимальную часть площадки по сравнению с более высокими и низкими градациями  $\lambda_{\max}$  на апрельских и июньских картах. Именно к этой градации приурочен минимум на двумодальных апрельско-июльских гистограммах на рис. 7. Осеннее вырождение младших градаций  $\lambda_{\max}$  на картах рис. 5 отражается как переход к одномодальной форме гистограмм с максимумами на длинах волн  $\lambda > 520$  нм, начиная с августа. Количественное представление визуально обнаружимых эффектов в форме компактных гистограмм улучшило временное разре-

шение нашего анализа и дает основание предположить, что реальное сезонное изменение формы распределений величины  $\lambda_{\max}$  происходит непрерывно.

Все гистограммы оценок  $Rm$  оказались одномодальными и асимметричными из-за длинного “крыла” за счет оценок, превышающих моду. Можно отметить некоторое увеличение доли  $Rm < 0.5$  с июля по сентябрь, однако гистограммы  $Rm$  на рис. 7 не дают оснований утверждать, что этой величине свойственна столь же явная среднемноголетняя сезонность, как и оценкам величины  $\lambda_{\max}$ . В соответствии с определением (см. выше), гистограммы индекса цвета  $Q$  достигали максимума при  $Q \approx 1$ , когда оценки  $\lambda_{\max}$ , близкие к 520 нм, были достаточно многочисленны (графики 09 и 10 на рис. 7). Максимальный разброс оценок  $Q$  относительно единицы имел место в июне–августе, когда возрастала доля оценок  $\lambda_{\max}$ , далеких от 520 нм (рис. 7).

Характеристики поля восходящего излучения близ верхней границы водной толщи  $Rm$  и  $\lambda_{\max}$ , найденные по спутниковым данным, ранее не определялись и не исследовались. Рассмотрим, как соотносятся их пространственные вариации с пространственной изменчивостью спектральных коэффициентов яркости, которые служат исходным материалом для восстановления любых океанологических характеристик по данным СЦО. Для оценки пространственных соотношений коэффициентов  $Rrs(469–645)$  и оценок  $Rm$  и  $\lambda_{\max}$  мы воспользовались табулированными среднемесячными данными, по которым строились карты на рис. 5 и рис. 6, и рассчитали коэффициенты парной корреляции  $Cr$  характеристик в границах тест-площадки для апреля, июня, августа и октября 2004 и 2007 гг. Эти годы были выбраны из-за различий сроков сезонной перестройки поля  $\lambda_{\max}$ : она началась на 1–2 месяца раньше в 2007 г. относительно 2004 г. (рис. 5). Результаты расчетов были сведены в таблицу (здесь не приводится ради экономии места). Они были получены по выборкам данных объемом около 2000 членов, и потому различия оценок статистически значимы в третьем знаке с вероятностью 0.99, если  $Cr > 0.06$ .

Близость оценок  $Cr(Rm-Rrs(531–555))$  к 1 указывает на высокую степень подобия структуры распределений коэффициентов яркостей  $Rm$  и  $Rrs(531–555)$  на тест-площадке. Несколько меньшие  $Cr(Rm-Rrs(469–488))$  свидетельствуют о незначительных расхождениях в деталях при сохранении сходства gross-структуры соответствующих распределений. Пониженные  $Cr(Rm-Rrs(645))$  указывают на более существенные различия распределений  $Rrs(645)$  и  $Rm$ , причем в обеих ситуациях 2004 и 2007 гг. подобие структур этих распределений несколько усиливается в августе–сентябре по сравнению с апрелем–июнем. Приближаясь к нулю с уменьшением длины волны излучения,

оценки  $Cr(\lambda_{\max}-Rrs)$  теснее всего связаны с  $Rrs(645)$ , но и в этом случае они, в основном, соответствуют корреляционной связи средней силы, при которой сходство gross-структуры пространственных распределений неочевидно. Еще ниже оценки  $Cr(\lambda_{\max}-Rm)$ . Оценки  $Cr(\lambda_{\max}-Q)$  отличаются наибольшим разбросом.

#### 4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характерная черта гидрологии Скагеррака – приток больших объемов распресненной воды из Балтики и южной части Северного моря вместе с пресной водой из местных рек. Расчеты показали [11], что распресненная вода скапливается главным образом вдоль шведского и норвежского побережий и вовлечена в рециркуляцию в границах Скагеррака благодаря адвективно-дисперсионным воздействиям на ее запасы вдоль норвежского берега. Эта средняя картина хорошо согласуется с распределениями на рис. 3: максимальные градации величин  $\lambda_{\max}$  и  $Kd$ , растущих с содержанием ОРОВ, явно тяготеют к норвежскому побережью с водами, богатыми растворенной органикой в силу своего происхождения, независимо от концентрации светорассеивающих частиц даже в условиях цветения кокколитофорид. Напротив, максимумы ОРОВ–независимого  $Rrs(555)$  наблюдались вдоль берега Дании и во внутреннем Скагерраке к югу от Осло-фиорда (рис. 2 и рис. 3).

Распределения на рис. 3 характеризуются также неоднородностями широтного простирания вне собственно прибрежий. Оценки направления и силы ветра с 00:00 31.05.2004 г. по 12:00 03.06.2004 г. показали, что вплоть до 12:00 01.06.2004 в Скагерраке дули умеренные восточные ветры, а в остальное время – южные и юго-восточные. Они могли способствовать возникновению подобных неоднородностей в начале срока и сглаживанию распределений примесей в течение всего периода наблюдений. Взаимно-смещенные максимумы  $\lambda_{\max}$  и  $Rrs(555)$  на разрезе S1 01.06.2004 г. на рис. 4 и соответствующие “языки” на картах 01.06.2004 г. (рис. 3) дают представление о масштабах указанных неоднородностей.

Локальные максимумы  $\lambda_{\max}$  и  $Kd$  в сочетании с минимумом  $Rrs(555)$  на распределениях от 01.06.2004 г. рис. 3 там, где находится устье р. Гота-Эльв (GA на рис. 2), указывают на несовместимость “цветения” кокколитофорид с речным плюмом. Ситуация аналогична картине на разрезе S2 (рис. 4), где максимумы  $Kd$  и  $\lambda_{\max}$  совпали с минимумом  $Rrs(555)$  на отметке 58.5° с.ш. вне побережья. В обоих случаях эти экстремумы имели место на участках с пониженной соленостью (речной сток в первом и вынос распресненной воды из норвежского побережья во втором), однако соленость не может быть причиной несовместимости, т.к. *Emiliana huxleyi* относится к эври-

галинным водорослям [22]. Вместе с тем кокколитофориды светолитовы [12], а повышенное содержание светопоглощающих ОРОВ в распресненных поверхностных водах способно снижать темп деления клеток вследствие затенения нижележащей толщи относительно смежных незатененных участков акватории. Скорее всего, именно в этом причина малости  $Rrs(555)$  в плюме GA на рис. 3 и на отметке 58.5° с.ш. на разрезе S2 рис. 4. Высокий предельный темп “цветения” клеток *Emiliana huxleyi*, достигающий 2.8 делений в сутки [22], означает, что “цветение” способно отслеживать вариации ОРОВ в верхнем слое с запаздыванием до нескольких часов.

Изначально предполагалось сравнить оценки среднегодовалого сезонного хода величин  $\lambda_{\max}$  и  $Rm$  в Северном Каспии с распределениями векторов приводного ветра, осредненных на тех же периодах. Сопоставление среднемесячных распределений ветра на Северном Каспии, загруженных с сервера LAS, и картин на рис. 5 показало несостоятельность наших ожиданий в том, что касается связи структуры и сезонного хода распределений  $\lambda_{\max}$  и поля ветра при осреднении данных за 11-летний период. При всех недостатках ветровых данных (случаи явно ошибочных оценок направления и силы ветра в прибрежье и на мелководьях), у нас нет оснований не доверять им в целом, тем более что грубые ошибки определений ветра отсутствовали в границах тест-площадки, где среднегодовалый сезонный тренд изменений  $\lambda_{\max}$  проявлялся наиболее явным образом. Скорее всего, тренд формировался в слое происхождения восходящего солнечного излучения благодаря изменениям состава вод под влиянием сезонных факторов, специфичных для Северного Каспия, независимо от сезонности ветрового режима. Такое предположение относительно сезонности  $\lambda_{\max}$  соответствует представлениям о том, что среднегодовалый сезонный ход солености в Северном Каспии определяется не столько ветровым режимом, сколько водным балансом, и что при его нарушении большое значение приобретают морфометрические характеристики водоема и площади сечений, через которые осуществляется водо- и солеобмен между регионами Северного Каспия, а также между ним и Средним Каспием [3].

Соответствия дефицита солености и оценок  $\lambda_{\max}$  проявляются и в сезонных особенностях распределений этих характеристик. По сезонным вариациям солености в Северном Каспии выделяются: устьевое взморье Волги до глубины 1.5 м; зона сильного влияния речного стока с максимумом опреснения в июне–августе (70–75% площади Северного Каспия); северо-восточное мелководье с сильными ветровыми течениями, нивелирующими влияние речного стока [3]. Наши данные относятся только ко второй зоне, и именно здесь наблюдается наиболь-

шее распределение в июне—августе, когда мористая кромка вдольбереговой полосы наибольших оценок  $\lambda_{\max}$  максимально удаляется от берега (рис. 5), а длинноволновые пики гистограмм на рис. 7 достигают максимальной амплитуды (т.е. доля тест-площадки с  $\lambda_{\max} > 530$  нм оказывается наибольшей). Похоже на то, что форма гистограмм оценок солёности в границах тест-площадки менялась бы аналогично сезонному тренду  $\lambda_{\max}$  на рис. 6, но с обратным знаком, если бы оценки солёности были сравнимы с оценками  $\lambda_{\max}$  по пространственно-временному разрешению и объёму.

Сильная обратная корреляция солёности с флуоресценцией и светопоглощением ОРОВ была установлена более полувека тому назад в Балтийском море [15, 16], где верхний водный слой распределяется речным стоком. С тех пор она неоднократно подтверждалась экспериментально в самых разнообразных зонах контакта река—море, а в последние годы активно исследуется как основа определений солёности по данным дистанционного зондирования в видимой области спектра. Примером тому служит работа [7], где демонстрируется жесткая обратная линейная зависимость показателя поглощения ОРОВ на длине волны 440 нм от солёности в диапазоне от 0 до 33 е.п.с.

Распределения  $Rm$  на рис. 6 лишены признаков сезонного хода, аналогичного сезонности распределений  $\lambda_{\max}$  на рис. 5 и соответствующего литературным данным о сезонных колебаниях солёности к северу от  $43^{\circ}30'$  в Каспийском море. Вместе с тем в структуре распределений  $Rm$  имеются крупномасштабные образования, отсутствующие в распределениях  $\lambda_{\max}$ . Это протяженные максимумы вдоль изобат 2 и 5 м (“перемычки”). Скорее всего, они обусловлены рассеянием света на частицах донных отложений, взмученных придонными движениями вод. На это указывает их сильная изменчивость по форме и амплитуде.

Значительность видимых различий распределений  $\lambda_{\max}$  и  $Rm$  на рис. 5 и 6 отчасти связана с тем, что они охватывают акватории с крайне разнообразными природными условиями. Отсечение прибрежий и мелководий при расчете коэффициентов корреляции всех рассматриваемых величин позволило усилить объективную составляющую их оценок, связанную с природой соответствующих примесей. Первый вывод состоит в том, что пространственные вариации  $Rm$  и  $Rrs(531)–Rrs(555)$  практически неразличимы независимо от времени года. Несколько менее тесная связь характерна для корреляции  $Rm$  с  $Rrs(469)–Rrs(488)$ . Заметно более слабая связь  $Rm$  с  $Rrs(645)$  скорее всего связана с тем, что  $Rrs(645)$  принадлежит спектральному интервалу, где коэффициент яркости формируется в приповерхностном слое глубиной около 2 м против 5–10-метровой толщи формирования  $Rrs(469–555)$ , в силу чего  $Rrs(645)$  и  $Rrs(469–555)$  вместе с  $Rm$  по-

разному реагируют на оптическую стратификацию вод, например, на взмучивание донных отложений течениями. В целом, оценки корреляции послужили объективным подтверждением различий физической природы величин  $Rm$  и  $\lambda_{\max}$ , лежащих в основе несходства их среднемноголетних распределений и самостоятельной ценности каждой из них как диагностического признака.

## 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Длина волны максимума спектра коэффициента яркости является физической характеристикой водной поверхности в отличие от более доступных индексов цвета моря (отношений спектральных  $Rrs$ ). Черноморский опыт [5] и результаты настоящей работы дают основание утверждать, что оценки длины волны максимума  $\lambda_{\max}$  спектра  $Rrs(\lambda)$  по данным мультиспектрального СЦО полезны как показатель качественного состава вод морских акваторий, несущий информацию о среде, ускользающую от имеющихся индикаторов. По существу, речь идет о реализации дистанционного объективного индикатора цветности морских вод, роль которого до сих пор играла шкала Фореля-Уле для визуального определения цветности. Заметим, что большая часть градаций цветности этой шкалы охватывает цветные оттенки от сине-голубого до зеленого, соответствующие интервалу длины волны 469–555 нм. Совместное применение определений  $\lambda_{\max}$  и океанологических характеристик, восстановленных по данным мультиспектральных СЦО, усилит диагностический потенциал дистанционного зондирования океана в видимой области спектра.

Как индикатор цветности, оценки  $\lambda_{\max}$  могут быть полезны безотносительно к проблеме водообмена, например, для экспрессной дифференциации мелководий в зависимости от светоотражательных свойств донного грунта и/или донной растительности. Другая доступная перспектива – расширение диапазона длин волн вплоть до фиолетовой области спектра. Практически все современные СЦО имеют здесь дополнительные каналы. Мы не использовали их из опасения чрезмерных ошибок атмосферной коррекции, характерных для коротковолновых  $Rrs$  в замкнутых бассейнах и прибрежьях.

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айвазян С.А., Енюков И.С., Мешалкин Л.Д. Прикладная статистика. Исследование зависимостей. М.: Финансы и статистика, 1985. 488 с.
2. Артемьев В.А., Буренков В.И., Возняк С.Б. и др. Подспутниковые измерения цвета океана: натуральный эксперимент в Черном и Эгейском морях // Океанология. 2000. Т. 40. № 2. С. 192–198.

3. *Гертман И.Ф.* Соленость // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Проект "Моря СССР". Т. VI. Каспийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 359 с. С. 94–107.
4. *Карабашев Г.С., Евдошенко М.А.* Об информативности съемки морских побережий спутниковыми сканерами цвета океана // Океанология. 2013. Т. 53. № 6. С. 750–757.
5. *Карабашев Г.С., Евдошенко М.А.* О сезонной изменчивости максимума спектра коэффициента яркости Черного моря по спутниковым данным // Океанология. 2015. Т. 55. № 2.
6. *Babin M., Morel A., Fournier-Sicre V. et al.* Light scattering properties of marine particles in coastal and open ocean waters as related to the particle mass concentration // *Limnol. Oceanogr.* 2003. V. 48. № 2. P. 843–859.
7. *Bowers D.G., Evans D., Thomas D.N. et al.* Interpreting the color of an estuary // *Estuarine, Coastal and Shelf Science.* 2004. V. 59. P. 13–20. doi:10.1016/j.ecss.2003.06.001.
8. *Clarke G.L., Ewing, G.C., Lorenzen C.J.* Spectra of backscattered light from the sea obtained from aircraft as a measure of chlorophyll concentration // *Science.* 1970. V. 167. № 3921. P. 1119–1121.
9. *Ficek D., Zapadka T., Dera J.* Remote sensing reflectance of Pomeranian lakes and the Baltic // *Oceanologia.* 2011. V. 53. № 4. P. 959–970.
10. *Fiedler P.C., Laurs R.M.* Variability of the Columbia River plume observed in visible and infrared satellite imagery // *International Journal of Remote Sensing.* 1990. V. 11. № 6. P. 999–1010. DOI: 10.1080/01431169008955072
11. *Gustafsson B., Stiggebrandt A.* Dynamics of the freshwater influenced surface layers in the Skagerrak // *J. of Sea Res.* 1996. V. 35. № 1–3. P. 39–53.
12. *Iglesias-Rodriguez, M.D., Brown W., Doney S.C. et al.* Representing key phytoplankton functional groups in ocean carbon cycle models: coccolithophorids // *Global Biogeochem. Cycles.* 2002. V. 16. № 4. P. 47–1–47–20. doi:10.1029/2001GB001454.
13. *Jamet C., Loisel H., Dessailly D.* Empirical nonlinear determination of the diffuse attenuation coefficient  $K_d(490)$  in coastal waters from ocean color images // *Proc. SPIE* 7858, Remote Sensing of the Coastal Ocean, Land, and Atmosphere Environment, 785806 (November 03, 2010); doi:10.1117/12.869730;
14. *Jerlov N.G.* *Marine Optics.* Amsterdam: Elsevier, 1976. 231 p.
15. *Kalle K.* Fluoreszenz und Gelbstoff im Bottnischen und Finnischen Meerbusen // *Deutsche Hydrographische Zeitschrift.* 1949. V. 2. P. 117–123.
16. *Kalle K.* Ueber das Verhalten und die Herkunft der in der Gewässern und in die Atmosphäre immer vorhandenen himmelblauen Fluoreszenz // *Deutsche Hydrographische Zeitschrift.* 1963. V. 16. № 4. P. 153–166.
17. *Karabashev G.S., Evdoshenko M.A., Sheberstov S.V.* Penetration of coastal waters into the Eastern Mediterranean Sea using the SeaWiFS data // *Oceanologica Acta.* 2002. V. 25. P. 31–38.
18. *Karlsson A.* SMHI Årsrapport Hydrografi 2004 // Rapport Nr. 2005-7, ISBN 91-85293-05-9. 23 P.
19. *Mobley C.D.* Radiative transfer in the ocean // *Encyclopedia of Ocean Sciences / Eds. Steele J.H. et al.* San Diego: Academic Press, 2001. P. 2321–2330.
20. *Stolpe B., Hasselöv M.* Nanofibrils and other colloidal biopolymers binding trace elements in coastal seawater: Significance for variations in element size distributions // *Limnol. Oceanogr.* 2010. V. 55. № 1. P. 187–202.
21. *Thomas A.C., Weatherbee R.A.* Satellite-measured temporal variability of the Columbia River plume // *Remote Sensing of Environment.* 2006. V. 100. № 2. P. 167–178.
22. *Tyrrell T., Merico A.* *Emiliania huxleyi*: bloom observations and the conditions that induce them // *In Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact / Eds. Thierstein H.R., Young J.R.* Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 2004. P. 76–97.

## Wavelength of Spectral Maximum of Remotely-Sensed Reflectance as a Satellite Parameter of Water Exchange in Marine Environment

G. S. Karabashev, M. A. Evdoshenko

Based on the data of the MODIS-Aqua color scanner, we examined the prospects of the wavelength  $\lambda_{\max}$  of remotely sensed reflectance spectrum maximum as a new tool for diagnostics of water exchange in straits, coastal zone and other marine transitional areas. Earlier it has been established that reflectances from MODIS channels at 469, 488, 531, 547, and 555 nm are suitable for estimating  $\lambda_{\max}$  of such areas by means of spline interpolation to the accuracy acceptable for mapping. In transitional areas,  $\lambda_{\max}$  is controlled mainly by content of light-absorbing CDOM in water rather than by particle scatterance while the reflectance  $Rrs$  is influenced by both absorbance and scatterance. Hence, the discordance between the  $\lambda_{\max}$  and  $Rrs$  distributions, constructed from one and the same initial data, points to the ability of the  $\lambda_{\max}$  estimates to bear information which is beyond the reach of the  $Rrs$  determinations. The behavior of the  $\lambda_{\max}$  and  $Rrs$  in both areas complied with this criterion even at the strongest scatterance induced by the coccolithophore bloom in the Skagerrak.