# Оценка по спутниковым данным показателей поглощения окрашенного органического вещества и диффузного ослабления солнечного излучения в водах Белого и Карского морей

# С.В. Вазюля, О.В. Копелевич, С.В. Шеберстов, В.А. Артемьев

# Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, 117997, Россия E-mail: svershova@mail.ru

Показатель поглощения  $a_g$  окрашенного растворенного органического вещества (OPOB) – важнейший оптический параметр, обусловливающий поглощение света морской водой и характеризующий содержание окрашенной органики. Для большинства вод его величина вносит существенный вклад в значение показателя диффузного ослабления подводной облученности  $K_d$ , определяющего проникновение солнечного излучения в водную толщу. Показатель  $a_g$  также заметно влияет на спектр коэффициента яркости моря  $R_{rs}$ , что определяет возможность оценки  $a_g$  по данным спутниковых сканеров цвета.

Однако корректная оценка величины  $a_g$  по спутниковым данным все еще остается нерешенной проблемой, в первую очередь из-за ошибок атмосферной коррекции в каналах 412 и 443 нм, где поглощение ОРОВ сильнее всего проявляется. В работе предлагается модификация полуаналитического алгоритма решения обратной задачи, суть которой заключается, во-первых, в использовании диапазона длин волн  $\geq$ 488 нм, вовторых, в последующей экстраполяции спектрального показателя  $K_d(\lambda)$ , а затем и показателя  $a_g(\lambda)$ , в коротковолновую часть спектра с помощью ранее выведенной системы базисных функций для аппроксимации  $K_d(\lambda)$ .

Разработка и валидация алгоритма проводилась, прежде всего, по данным судовых измерений показателя  $K_d$  и коэффициента яркости водной толщи  $\rho(\lambda)$ ; которые не содержат ошибок атмосферной коррекции, неизбежно присутствующих при использовании спутниковых данных. Тестирование алгоритма по судовым и спутниковым данным для Белого и Карского морей показало вполне приемлемые результаты.

**Ключевые слова:** спутниковый алгоритм, окрашенное органическое вещество, ослабление подводной облученности, Белое и Карское моря, валидация.

#### 1. Введение

Показатель поглощения  $a_g(\lambda)$  окрашенного растворенного органического вещества (OPOB) – важнейший оптический параметр, обусловливающий поглощение света морской водой и характеризующий содержание окрашенной органики; это эффективный индикатор распространения речного стока и качества воды в прибрежной зоне. Для большинства вод его величина вносит существенный вклад в значение показателя диффузного ослабления подводной облученности  $K_d(\lambda)$ , определяющего проникновение солнечного излучения в водную толщу, в частности фотосинтетически активной радиации (ФАР), одного из главных факторов, обусловливающих создание первичной биопродукции.

Показатель  $a_g(\lambda)$  также заметно влияет на спектр коэффициента яркости моря  $R_{rs}(\lambda)$ , что определяет возможность оценки  $a_g$  по данным спутниковых сканеров цвета. В настоящее время в число стандартных продуктов обработки спутниковых данных сканера MODIS-Aqua входит "cdom\_index", который показывает изменение соотношения между содержанием ОРОВ и хлорофилла (http://oceancolor.gsfc.nasa.gov), однако корректная оценка величины  $a_g$  все еще остается нерешенной проблемой.

#### 2. Используемые данные

## 2.1. Судовые данные

Разработка и валидация разработанного алгоритма проводилась, прежде всего, по данным судовых измерений показателя  $K_d$  и коэффициента яркости водной толщи  $\rho(\lambda)$ ; которые не содержат ошибок атмосферной коррекции, неизбежно присутствующих при использовании спутниковых данных.

Измерения  $K_d$  проводились посредством измерителя светового режима на поверхности и в водной толще. Прибор позволяет измерять в 4-х спектральных каналах (443, 490, 555 и 625 нм) поверхностную и подводную облученность на глубинах до 100 м (Khrapko et al., 2007). Ошибка измерений существенно зависит от погодных условий (волнение, облачность, высота Солнца) и от измеряемых оптических характеристик воды (абсолютные значения, стратификация). В прозрачных и однородных океанских водах ошибка  $\Delta K_d(\lambda)$  может быть меньше 0,01 м<sup>-1</sup>, при значениях  $K_d > 1$  м<sup>-1</sup> может возрастать до 0,1 м<sup>-1</sup> и более.

Для определения спектрального коэффициента яркости  $\rho(\lambda)$  использовался плавающий спектрорадиометр (Артемьев и др., 2000). Спектральный диапазон измерений - 390-700 нм, разрешение – 2,5 нм. Точность измерения - 5%.

К сожалению, одновременно измеренные данные для спектральных величин  $K_d$  и коэффициента  $\rho(\lambda)$ , приемлемые для валидации алгоритма, имелись только для четырех станций: 4939 в Белом море (53-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», 01.09.2007, вблизи Терского берега (Система Белого моря, 2013); 5021, 5025 и 5046 в Карском море (59-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», сентябрь 2011 г.; 5021 вблизи устья Енисея, 5025 - в центральной части моря, 5046 - вблизи северной оконечности Новой Земли (Кузнецова и др., 2013).

# 2.2 Спутниковые данные

В качестве исходных данных для расчета биооптических параметров подповерхностного слоя использовались величины коэффициента яркости моря  $R_{rs}(\lambda)$ , измеренные спутниковым сканером MODIS-Aqua; данные 2-го уровня с пространственным разрешением 1 км скачивались с сайта (http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/).

Спутниковые значения  $R_{rs}(\lambda_i)$  и величины коэффициента яркости водной толщи  $\rho(\lambda_i)$  по данным судовых измерений выражаются друг через друга формулами, выведенными Lee et al. (1998).

Использовались средние значения для доступных пикселей из 9 ближайших к точке судовых измерений; временной интервал между натурными измерениями и съемкой спутникового сканера цвета не превышал 36 часов.

К сожалению, из-за плохих погодных условий прямая валидация алгоритма по данным судовых измерений  $K_d$  оказалась возможной только для трех станций в Карском море в сентябре 2013 г.: 12539 (75,65N, 63,71E), 12551(72,44N, 57,26E) и 12558 (71,92N, 56,96E). Спутниковые спектры  $R_{rs}(\lambda_i)$  по данным сканера MODIS-Aqua для трех указанных выше станций показаны на *puc. 1a,6*.



Рис. 1. Спектры  $R_{rs}(\lambda_i)$  по данным сканера MODIS-Aqua, измеренные над станцией 12539 (а) и над станциями 12551 и 12558 (б)

Для ст.12539 (14.09.2013) доступны данные пяти пролетов (*puc. 1a*, за 13.09.2013 и 14.09.2013), для ст.12551 – двух пролетов, 12558 – одного (*puc.16*), первая из них была выполнена 18.09.2013, вторая – 20.09.2013; пролеты MODIS – 19.09.2013. Из *puc. 16* хорошо видно, что значения  $R_{rs}$  для спектральных каналов 412 и 443 нм явно ошибочны и не могут быть использованы для расчета показателей  $a_g$  и  $K_d$ .

Косвенная валидация алгоритма по спутниковым данным для Белого моря проводилась по данным натурных измерений концентрации взвешенного вещества (ВВ) в 2002-2010 гг. (см. раздел 4).

# 3. Модифицированный алгоритм и его тестирование по судовым данным

#### 3.1. Базовый алгоритм и его модификация #1

Для оценки  $a_g$  по величинам спектрального коэффициента яркости  $\rho(\lambda)$  обычно используется полуаналитический алгоритм (Буренков и др., 2001; Копелевич и др., 2006); в настоящей работе этот алгоритм рассматривается как базовый. Его существенный недостаток применительно к спутниковым данным заключается в том, что при высоком содержании ОРОВ прямое использование коротковолнового участка спектра (каналы 412 и 443 нм) часто невозможно из-за ошибок атмосферной коррекции, хотя ОРОВ сильнее всего влияет на значения  $\rho(\lambda)$  как раз в этих каналах.

Предлагаемая в нашей работе модификация #1 заключается в использовании для решения обратной задачи лишь семи спектральных каналов сканера MODIS (488, 531, 547, 555, 645, 667 и 678 нм). Для связи между спектральными величинами  $\rho(\lambda)$  и показателями поглощения  $a(\lambda)$  и рассеяния назад  $b_b(\lambda)$  морской воды, как и ранее, используется формула (Morel, Gentili, 1993):  $\rho(\lambda) = 0,0922 \pi b_b(\lambda)/a(\lambda)$ .

Обратная задача нахождения показателей a и  $b_b$  решается с использованием малопараметрических моделей (Копелевич, 2014), в которых показатели  $a(\lambda)$  и  $b_b(\lambda)$  морской воды представляются как суперпозиция вкладов основных компонентов. В частности:

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_g(\lambda) + a_{ph}(\lambda), \tag{1}$$

где  $a_w(\lambda)$ ,  $a_g(\lambda)$ ,  $a_{ph}(\lambda)$  – показатели поглощения чистой морской водой, ОРОВ и пигментами фитопланктона.

Спектральная зависимость поглощения ОРОВ *a<sub>g</sub>*(λ) описывается экспоненциальной зависимостью:

$$a_g(\lambda) = a_g \exp[-S(\lambda - \lambda_0)], \qquad (2)$$

где  $a_g$  – поглощение ОРОВ («желтым веществом») на длине волны  $\lambda_0$ ; *S* – характеризует наклон спектра поглощения желтым веществом. Использовалась модель с двумя разными наклонами:  $S_1$  для  $\lambda \le 500$  нм и  $S_2$  для  $\lambda > 500$  нм; значение  $S_2$  принималось равным 0,011 нм<sup>-1</sup> (Копелевич и др., 1989); проблема выбора  $S_1$  обсуждается ниже.

Чтобы минимизировать ошибки, концентрация хлорофилла рассчитывалась независимо, посредством региональных алгоритмов, разработанных ранее для Белого и Карского морей (http://optics.ocean.ru; Кузнецова и др., 2013); для спектральной зависимости поглощения пигментами использовалась модель Bricaud et al. (1995).

Показатель  $b_b(\lambda)$  задается как суперпозиция рассеяния назад чистой морской водой  $b_{\text{bw}}(\lambda)$  и взвешенными частицами  $b_{\text{bp}}(\lambda)$ ; спектральная зависимость  $b_{\text{bp}}(\lambda)$  аппроксимируется степенным законом с показателем степени n = -0.5.

В результате решения обратной задачи рассчитываются два неизвестных параметра  $-a_{\rm g} = a_{\rm g}(440)$  и  $b_{\rm bp} = b_{\rm bp}(555)$ . Эти параметры используются для расчета спектральных значений показателей  $a(\lambda)$  и  $b_{\rm b}(\lambda)$ , а затем показателя  $K_{\rm d}(\lambda)$  по формуле (Gordon, 1989):

$$K_{\rm d} = 1,04 \ D_0 \ (a + b_{\rm b}),\tag{3}$$

где  $D_0$  зависит от высоты Солнца и доли диффузного излучения в общем потоке излучения, падающего на поверхность. В работе (Gordon, 1989) ключевые значения  $D_0$  затабулированы.

Возможность использования предлагаемой модификации зависит от того, насколько заметно проявляется влияние ОРОВ в используемых длинноволновых каналах. Такая оценка была выполнена на основе модели (1)-(2) для четырех станций, отличающихся по оптическим характеристикам воды: в частности, по значениям показателя  $K_d(443)$ : 1,50 м<sup>-1</sup> на ст. 4939, 1,41 м<sup>-1</sup> на ст. 5021, 0,96 м<sup>-1</sup> на ст. 5025 и 0,10 м<sup>-1</sup> на ст. 5046 (Кузнецова и др., 2013). Оценивались вклады показателя  $a_g$ , во-первых, в общий показатель поглощения a, во-вторых, в показатель поглощения вещества  $a_g+a_{ph}$ . Оценки показали, что для исследуемых вод во всех каналах вклад поглощения ОРОВ заметен и даже доминирует. Это относится даже к ст. 5046, которая располагалась вблизи северной оконечности Новой Земли вдали от Оби и Енисея.

Важнейшая проблема применения полуаналитического алгоритма – правильный выбор наклона  $S_1$  спектральной зависимости поглощения ОРОВ  $a_g(\lambda)$ . Эта проблема исследовалась путем сопоставления результатов расчета показателя  $K_d(\lambda_i)$  для  $\lambda_i = 443$ , 490, 555 и 625 нм с измеренными величинами  $K_d(\lambda_i)$  для четырех вышеуказанных станций. На *рис.* 2 показаны зависимости величины ошибки расчета  $\Delta K_d(443)$  от выбора наклона  $S_1$ . На *рис.* 2*а* также сравниваются ошибки при использовании 7-ми и 10-ти спектральных каналов.

Как видно из *рис. 2a*, для ст.4939 при использовании 7-ми спектральных каналов приемлемая ошибка получается только при наклоне 0,011 нм<sup>-1</sup>, а при 10-ти каналах – при наклонах 0,013 и 0,014 нм<sup>-1</sup>. Интересно, что при меньших значениях  $S_1$  ошибка при 10-ти каналах становится отрицательной и больше по абсолютной величине, чем при 7-ми каналах. Предположительно, это связано с ошибками измерений в коротковолновых каналах плавающим спектрорадиометром.

Ст.5021 в Карском море близка по значениям  $K_d(\lambda_i)$  станции 4939; как видно, и зависимости  $\Delta K_d(443)$  от  $S_1$  на этих станциях похожи, однако ошибки на ст.5021 гораздо ниже. Приемлемая величина  $\Delta K_d(443)$  на ст. 5021 получается при наклонах 0,011-0,015 нм<sup>-1</sup>. На станции 5025 диапазон приемлемых значений наклона  $S_1$  еще более расширился – 0,012 – 0,018 нм<sup>-1</sup>, а на ст. 5046 ошибки для всех наклонов находятся в пределах 0,02 м<sup>-1</sup>.



Рис.2. Зависимость ошибки  $\Delta K_d(443)$  от выбора наклона  $S_1$  спектральной зависимости  $a_g(\lambda)$  при  $\lambda \leq 500$  нм. А, Белое море, ст.4939,  $K_d(443)=1,50$  м<sup>-1</sup>. Сплошная кривая рассчитана при использовании 7-ми спектральных каналов, пунктир – по 10-ти. Б, Карское море. Сплошная кривая – ст.5021,  $K_d(443)=1,41$  м<sup>-1</sup>, пунктир – ст.5025,  $K_d(443)=1,25$  м<sup>-1</sup>, штрих-пунктирная – ст.5046,  $K_d(443)=0,10$  м<sup>-1</sup>

Проведенное тестирование модификации # 1 показало, что приемлемые результаты оценки  $a_g$  и  $K_d(\lambda_i)$  можно получить и без использования коротковолновых спектральных каналов, однако необходим правильный выбор наклона  $S_1$ . Результаты нашего регионального исследования показывают, что для вод с высоким содержанием ОРОВ указанный наклон соответствует значениям 0,011-0,013 нм<sup>-1</sup>, при более низком содержании ОРОВ – 0,015-0,016 нм<sup>-1</sup>.

# 3.2. Модификация # 2

В модификации # 2 предлагается итеративный подход для улучшения точности оценки спектральных величин показателя  $K_d(\lambda_i)$ , основанный на использовании имеющейся статистики для этой величины. На основе архива данных NOMAD (NASA bio-Optical Marine Algorithm Data set) выведены системы базисных функций  $\overline{K_d(\lambda_i)}$ ,  $\psi_j(\lambda_i)$  для расчета спектральных величин  $K_d(\lambda_i)$  (Khrapko et al., 2007):

$$K_d(\lambda_i) = \overline{K_d(\lambda_i)} + \sum_{1}^{2} c_j \psi_j(\lambda_i), \qquad (4)$$

где  $c_j$  - коэффициенты разложения;  $\lambda_i = 411, 443, 489, 510, 555, 590, 625, 670, 683$  нм. Такие системы базисных функций были выведены для трех наборов, подразделенных, исходя из значений  $K_d(555)$ , на «чистые воды» -  $K_d(555) < 0,12$  м<sup>-1</sup> (49 реализаций), «промежуточные» - 0,12  $\leq K_d(555) < 0,65 \text{ м}^{-1}$  (69 реализаций), «мутные» -  $K_d(555) \geq 0,65 \text{ M}^{-1}$  (204). Средние ошибки аппроксимации  $K_d(\lambda)$  с помощью таких систем при использовании двух собственных функций  $\psi_1(\lambda)$ ,  $\psi_2(\lambda)$  оказались меньше 1% для «чистых» вод, ~2% - для «промежуточных», ~6% - для «мутных». На практике коэффициенты разложения  $c_1$ ,  $c_2$ можно находить непосредственно по значениям  $K_d(\lambda_i)$  для двух и более длин волн.

В модификации # 2 применялась следующая процедура:

1. использовалась модификация # 1 с  $S_1$ =0,015 нм<sup>-1</sup> и рассчитывались значения  $K_d(\lambda_i)$  для  $\lambda_i = 443, 490, 555$  и 625 нм;

2. по найденным значениям  $K_d$  для 490, 555 и 625 нм определялись значения коэффициентов  $c_1$ ,  $c_2$  в разложении (4);

3. используя полученные значения коэффициентов  $c_1$ ,  $c_2$ , по формуле (4) рассчитывались значения  $K_d(\lambda_i)$  для девяти вышеуказанных длин волн  $\lambda_i$ ;

4. используя формулу (3) для  $K_d$  и полученные значения  $K_d(\lambda)$  для каналов 412, 443 и 489 нм, а так же  $b_{bp}$  и *Chl*, рассчитывались значения  $a_g(\lambda)$  для 412, 443 и 489 нм. Аппроксимируя полученные значения  $a_g(\lambda)$  экспонентой, рассчитывался новый показатель  $S_1$  и значение  $a_g$ .

В *табл.* 1 показаны результаты сравнения значений  $K_d$ , измеренных и рассчитанных по модификациям # 1 и # 2 для четырех рассматриваемых станций 4939, 5021, 5025 и 5046, для четырех спектральных каналов. Как видно из Таблицы 1, предлагаемый подход позволяет заметно уменьшить ошибку оценки  $K_d$ (443) для станций 4939 и 5021 с высоким содержанием ОРОВ.

Спектральные	Ст.4939, Белое море				Ст.5021, Карское море			
каналы	443	490	555	625	443	490	555	625
<i>K</i> <sub>d</sub> _изм, м <sup>-1</sup>	1,50	0,88	0,42	0,53	1,41	0,93	0,42	0,52
<i>K</i> <sub>d_</sub> мод1, м <sup>-1</sup>	2,00	1,03	0,55	0,62	1,57	0,81	0,45	0,54
<i>К</i> <sub>d_</sub> мод2, м <sup>-1</sup>	1,69	1,03	0,55	0,62	1,33	0,81	0,45	0,54
	Cm	n.5025, Ka	арское м	ope	Ст.5046, Карское море			
<i>K</i> <sub>d</sub> _изм, м <sup>-1</sup>	0,96	0,62	0,32	0,46	0,100	0,090	0,120	0,37
<i>K</i> <sub>d_</sub> мод1, м <sup>-1</sup>	0,94	0,49	0,29	0,46	0,084	0,064	0,091	0,36
<i>К</i> <sub>d</sub> _мод2, м <sup>-1</sup>	0,80	0,49	0,29	0,46	0,081	0,064	0,091	0,36

Таблица 1. Сравнение значений *K*<sub>d</sub>, измеренных (*K*<sub>d</sub>\_изм) и рассчитанных по судовым данным: модификация # 1 (*K*<sub>d</sub>\_мод1) и модификация # 2 (*K*<sub>d</sub>\_мод2)

# 4. Тестирование алгоритма по спутниковым данным

# 4.1 Карское море, сравнение рассчитанных и измеренных значений K<sub>d</sub>

Результаты сравнения рассчитанных по спутниковым данным значений *K*<sub>d</sub> с измеренными значениями показаны в *табл. 2*, аналогичной *табл. 1*.

Таблица 2. Сравнение значений *K*<sub>d</sub>, измеренных (*K*<sub>d</sub>\_изм) и рассчитанных по спутниковым данным: модификация # 1 (*K*<sub>d</sub>\_мод1) и модификация # 2 (*K*<sub>d</sub>\_мод2)

Спектральные	Cm.	Ст.12539, пролет 6:55 GMT						
каналы	443	490	555	625	443	490	555	625
$K_{\rm d}$ _ИЗМ, м <sup>-1</sup>	0,26	0,22	0,19	0,45	0,26	0,22	0,19	0,45
<i>К</i> <sub>d_</sub> мод1, м <sup>-1</sup>	0,22	0,15	0,15	0,44	0,25	0,16	0,15	0,43
<i>К</i> <sub>d_</sub> мод2, м <sup>-1</sup>	0,18	0,15	0,15	0,44	0,21	0,16	0,15	0,43
	C	m.12551, d	два пролен	Ст.12558, один пролет				
<i>K</i> <sub>d</sub> _изм, м <sup>-1</sup>	0,14	0,09	0,10	0,34	0,14	0,09	0,10	0,34
<i>K</i> <sub>d_</sub> мод1, м <sup>-1</sup>	0,18/0,17	0,12/0,11	0,12/0,11	0,38/0,38	0,17	0,11	0,11	0,38
<i>К</i> <sub>d_</sub> мод2, м <sup>-1</sup>	0,18/0,16	0,12/0,11	0,12/0,11	0,38/0,38	0,15	0,11	0,11	0,38

Как видно из Таблицы 2, ни одна из приведенных станций не отличается повышенным содержанием ОРОВ, и для всех станций наблюдается вполне приемлемое совпадение рассчитанных и измеренных значений *K*<sub>d</sub>.

Значения  $K_d(490)$ , рассчитанные по стандартному алгоритму НАСА, хорошо соответствуют измеренным для станций 12551 и 12558 (0,085/0,092 и 0,087 м<sup>-1</sup>, соответственно), для станции 12539, где измеренное значение  $K_d(490) = 0,22$  м<sup>-1</sup>, стандартное значение занижено (0,100 и 0,105 м<sup>-1</sup>).

#### 4.2. Белое море, сравнение с измеренными значениями концентрации ВВ

Для проверки алгоритма использовался массив данных судовых измерений 2002-2010 гг. концентрации взвешенного вещества (*BB*) и спутниковых определений оптических параметров (185 пар данных). На *рис. 3* показано сопоставление измеренных значений *BB*, со значениями  $a_g$  и  $b_{bp}$ , рассчитанными по данным MODIS.

Рассчитанные показатели хорошо коррелируют с данными измерений. Квадрат коэффициента корреляции  $r^2 = 0,72$  и 0,82 для  $a_g$  и  $b_{bp}$  соответственно (N = 183, 2 точки выбыли, т.к. для них получилось  $a_g < 0$ ).

Как видно, корреляция с *BB* для обоих показателей достаточно высокая - для  $b_{bp} r^2$  даже выше, чем для регрессии, используемой в Атласе, там  $r^2=0.70$  (http://optics.ocean.ru).

Высокая корреляция между *BB* и *a*<sub>g</sub> объясняется тем, что и у взвеси, и у ОРОВ в Белом море один и тот же источник – речной сток.



Рис. 3. Сопоставление значений концентрации взвешенного вещества (ВВ), полученных в результате натурных измерений, со значениями показателя поглощения OPOB (А) и показателя обратного рассеяния взвеси (Б), рассчитанных по данным MODIS

#### 5. Заключение

Разработана модификация полуаналитического алгоритма для расчета по спутниковым данным показателей диффузного ослабления  $K_d$  и поглощения ОРОВ  $a_g$ , основанная на использовании диапазона длин волн  $\geq 488$  нм и экстраполяции спектрального показателя  $K_d(\lambda)$  в коротковолновую часть спектра с помощью ранее выведенной системы базисных функций. Проведенная валидация алгоритма по судовым и спутниковым данным показала перспективность его дальнейшего развития.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-17-00800), предоставленного через Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН.

#### Литература

<sup>1.</sup> Артемьев В.А., Буренков В.И., Вортман М.И., Григорьев А.В., Копелевич О.В., Храпко А.Н. Подспутниковые измерения цвета океана: новый плавающий спектрорадиометр и его метрология // Океанология. 2000. Т. 40. № 1. С. 148-155.

<sup>2.</sup> Буренков В.И., Ведерников В.И., Ершова С.В., Копелевич О.В., Шеберстов С.В. Использование данных спутникового сканера цвета океана SeaWiFS для оценки биооптических характеристик вод Баренцева моря // Океанология. 2001. Т. 41. № 4. С. 485-490.

Копелевич О.В. Оптические свойства вод океанов и морей // Мировой океан. М.: Научный мир. 2014. Т. 2. С. 58-82.

- 4. Копелевич О.В., Люцарев С.В., Родионов В.В. Спектральное поглощение света «желтым веществом» океанской воды // Океанология. 1989. Т. 29. № 3. С. 409–414.
- 5. Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Буренков В.И., Вазюля С.В., Набиуллина М.В. Оценка объемного поглощения солнечного излучения в водной толще по спутниковым данным // Фундаментальные исследования океанов и морей: М.: Наука, 2006. Книга 1. С.109-126
- 6. *Кузнецова О.А., Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Буренков В.И., Мошаров С.А., Демидов А.Б.* Оценка концентрации хлорофилла в Карском море по данным спутникового сканера MODIS-Aqua // Исследование Земли из космоса. 2013. № 5. С. 21-31.
- 7. Система Белого моря. М.: Научный мир, 2013. Т. 3. 668 с.
- 8. *Bricaud A., Babin M., Morel A., Claustre H.* Variability in the chlorophyll–specific absorption coefficients of natural phytoplankton: Analysis and parameterization // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. P. 13321–13332.
- 9. *Gordon H.R.* Can the Lambert–Beer law be applied to the diffuse attenuation coefficient of ocean water? // Limnol. Oceanogr. 1989. Vol. 34. No. 8. P. 1389–1409.
- Khrapko A.N., Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Grigoriev A.V., Terekhova A.A. New instrument for measuring surface and underwater irradiances // Proceedings of IV International Conference «Current Problems in Optics of Natural Waters» (ONW'2007). 2007. Nizhny-Novgorod. Sept. 2007. P. 271–275.
- 11. Lee Z., Carder K.L., Mobley C.D., Steward R.G., Patch J.S. Hyperspectral remote sensing for shallow waters. 1. A semianalytical model // Appl. Opt. 1998. V. 37. No. 27. P. 6329-6338.
- 12. *Morel A., Gentili B.* Diffuse reflectance of oceanic waters. II. Bidirectional aspects // Appl. Opt. 1993. Vol. 32. P. 6864–6879.

# Satellite estimation of the coefficients of CDOM absorption and diffuse attenuation in the White and Kara Seas

S.V. Vazyulya, O.V. Kopelevich, S.V. Sheberstov, V.A. Artemiev

Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, 117997, Russia E-mail: svershova@mail.ru

The CDOM absorption coefficient  $a_g$  is an important optical parameter characterizing seawater light absorption and content of colored organic matter. For most waters, its value makes significant contribution to the diffuse attenuation coefficient  $K_d$ , which determines the penetration of solar radiation in the water column. The CDOM absorption significantly affects the spectral values of the remote sensing reflectance  $R_{rs}$ , which determines the possibility of assessment of  $a_g$  from satellite ocean color data. But a correct satellite estimate of the  $a_g$  still remains a problem in the first place due to errors of the atmospheric correction in the spectral bands of 412 and 443 nm, where the CDOM absorption is most pronounced.

This paper proposes a modification of the semi-analytical algorithm for solving the inverse problem, which uses the wavelength range  $\geq$ 488 nm and then the extrapolation of the spectral values of  $K_d$  to the short-wave part of the spectrum by using the previously derived system of the basis functions. Development and validation of the algorithm was primarily carried out with data from ship measurements which do not contain errors of the atmospheric correction; the algorithm testing on both the ship and satellite data showed acceptable results.

**Keywords:** satellite algorithm, colored dissolved organic matter, diffuse attenuation coefficient, White and Kara Seas, validation.

#### References

- 1. Artem'ev V.A., Burenkov V.I., Vortman M.I., Grigor'ev A.V., Kopelevich O.V., Khrapko A.N., Podsputnikovye izmereniya tsveta okeana: novyi plavayushchii spektroradiometr i ego metrologiya (Subsatellite measurements of ocean color: a new floating spectroradiometer and its metrology), *Okeanologiya*, 2000, Vol. 40, No. 1, pp. 148-155.
- Burenkov V.I., Vedernikov V.I., Ershova S.V., Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Ispol'zovanie dannykh sputnikovogo skanera tsveta okeana SeaWiFS dlya otsenki bioopticheskikh kharakteristik vod Barentseva morya (Use of data from satellite ocean color scanner SeaWiFS for assessment of bio-optical characteristics of the Barents Sea), *Okeanologiya*, 2001, Vol. 41, No. 4, pp. 485-490.

- 3. Kopelevich O.V., Opticheskie svoistva vod okeanov i morei (The optical properties of the ocean and sea water), In: *Mirovoi ocean* (World oceans), Moscow: Nauchnyi mir, 2014, Vol. 2, pp. 58-82.
- 4. Kopelevich O.V., Lyutsarev S.V., Rodionov V.V., Spektral'noe pogloshchenie sveta «zheltym veshchestvom» okeanskoi vody (Light spectral absorption by yellow substance of ocean water), *Okeanologiya*, 1989, Vol. 29, No. 3, pp. 409–414.
- 5. Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Burenkov V.I., Vazyulya S.V., Nabiullina M.V., Otsenka ob"emnogo pogloshcheniya solnechnogo izlucheniya v vodnoi tolshche po sputnikovym dannym (Assessment of the absorption of solar radiation at the water column from satellite data), In: *Fundamental'nye issledovaniya okeanov i morei* (Fundamental studies of the oceans and seas), Moscow: Nauka, 2006, Vol. 1, pp.109-126.
- 6. Kuznetsova O.A., Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Burenkov V.I., Mosharov S.A., Demidov A.B., Otsenka kontsentratsii khlorofilla v Karskom more po dannym sputnikovogo skanera MODIS-Aqua (Evaluation of the chlorophyll concentration in the Kara Sea from data of satellite scanner MODIS-Aqua), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2013, No. 5, pp. 21-31.
- 7. Sistema Belogo moray (System of the White Sea), Moscow: Nauchnyi mir, 2013, Vol. 3, 668 p.
- 8. Bricaud A., Babin M., Morel A., Claustre H., Variability in the chlorophyll–specific absorption coefficients of natural phytoplankton: Analysis and parameterization, *J. Geophys. Res.*, 1995, Vol. 100, pp. 13321–13332.
- 9. Gordon H.R., Can the Lambert–Beer law be applied to the diffuse attenuation coefficient of ocean water?, *Limnol. Oceanogr.*, 1989, Vol. 34, No. 8, pp. 1389–1409.
- Khrapko A.N., Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Grigoriev A.V., Terekhova A.A., New instrument for measuring surface and underwater irradiances, *Proceedings of IV International Conference «Current Problems in Optics of Natural Waters» (ONW'2007)*, 2007, Nizhny-Novgorod, Sept. 2007, pp. 271–275.
- 11. Lee Z., Carder K.L., Mobley C.D., Steward R.G., Patch J.S., Hyperspectral remote sensing for shallow waters. 1. A semianalytical model, *Appl. Opt.*, 1998, Vol. 37, No. 27, pp. 6329-6338.
- 12. Morel A., Gentili B., Diffuse reflectance of oceanic waters. II. Bidirectional aspects, *Appl. Opt.*, 1993, Vol. 32, pp. 6864–6879.