

## Оценка баланса солнечного излучения видимого диапазона в Черном море по данным спутниковых сканеров цвета

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

Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, Россия, oleg@ocean.ru

Представлен алгоритм расчета баланса солнечного излучения в видимой области спектра на поверхности моря и в водной толще по данным спутниковых сканеров цвета. Алгоритм основан на нахождении по имеющимся спутниковым и сопутствующим данным для известной геометрии наблюдений пяти неизвестных параметров, определяющих распространение солнечного излучения в системе атмосфера-океан. Алгоритм проверялся по данным натурных измерений вблизи российского побережья Черного моря.

### Введение

В настоящей работе рассматривается солнечное излучение видимого диапазона – так называемая “фотосинтетически активная радиация” (ФАР), которая способна проникать в водную толщу. Количественная оценка баланса ФАР в системе атмосфера-океан необходима для исследования двух важных проблем: во-первых, утилизации солнечного излучения при создании первичной продукции фитопланктона; во-вторых, влияния объемного поглощения солнечного излучения в водной толще на термическую структуру и теплосодержание поверхностного слоя. Для выполнения такой оценки необходимо иметь данные измерений величин ФАР, падающей на поверхность моря, восходящей от поверхности и проникающей на различные глубины в водной толще. Однако такие измерения проводятся редко, а если и проводятся, то лишь в отдельных точках, что не позволяет оценить пространственную и временную изменчивость утилизируемой ФАР и исследовать влияние на нее различных факторов. Единственная возможность для выполнения таких исследований – использование данных спутниковых наблюдений, которые проводятся регулярно в течение многих лет и охватывают одновременно большие акватории.

В Лаборатории оптики океана ИОРАН создан комплекс алгоритмов для расчета по данным спутниковых сканеров цвета основных составляющих баланса ФАР (падающей, отраженной и вышедшей из водной толщи) на уровне поверхности моря [1] и оценки объемного поглощения солнечного излучения в приповерхностном слое [2, 3]. На примере Баренцева моря показана применимость этих алгоритмов для морей высоких широт.

В настоящей статье приведены примеры расчетов для Черного моря по данным спутникового сканера цвета MODIS в сравнении с оценками баланса ФАР и объемного поглощения, рассчитанными по данным натурных подспутниковых измерений, проведенных в марте 2009 г. вблизи российского побережья Черного моря во время 100-го рейса НИС «Профессор Штокман».

### Методика расчетов

Основные формулы и необходимые параметры

Фотосинтетически активное излучение (будем обозначать его  $F$ ) охватывает спектральный диапазон от 400 до 700 нм:

$$F = \int_{400}^{700} E(\lambda) d\lambda, \quad (1)$$

где  $E(\lambda)$  – спектральная плотность нисходящего ( $E_d$ ) или восходящего ( $E_u$ ) потоков солнечного излучения. Соответственно, ФАР в зависимости от глубины  $z$  в нисходящем потоке будем обозначать  $F_d(z)$ , в восходящем –  $F_u(z)$ .

Будем использовать те же формулы, что и в предыдущих работах [1-3]. Для спектральных величин подводной облученности сверху  $E_d(z)$  принимается экспоненциальный закон ослабления с глубиной:

$$E_d(z) = E_d(0^-) \exp[-K_d z], \quad (2)$$

где  $E_d(0^-)$  – облученность сверху непосредственно под поверхностью моря,  $K_d$  – спектральный показатель диффузного ослабления подводной облученности (для простоты, длину волны  $\lambda$  здесь и в последующих формулах будем, по возможности, опускать).

Величина  $E_d(0^-)$  вычисляется исходя из предположения об отсутствии поглощения при прохождении излучения через поверхность:

$$E_d(0^-) - E_u(0^-) = E_d(0^+) - E_{ref} - E_w \quad (3)$$

Здесь  $E_u(0^-)$  – облученность снизу непосредственно под поверхностью воды;  $E_d(0^+)$  – облученность сверху над поверхностью воды;  $E_{ref}$  и  $E_w$  – облученности снизу непосредственно над поверхностью воды, создаваемые, соответственно отраженным от поверхности и вышедшим из водной толщи потоками излучения.

Алгоритмы расчета величин  $E_d(0^+)$  и  $E_{ref}$ ,  $E_w$  подробно описаны в [1]. Величина  $E_u(z)$  рассчитывается через величину  $E_d(z)$  посредством соотношения:

$$E_u(z) = R \cdot E_d(z), \quad (4)$$

где  $R$  – коэффициент диффузного отражения водной толщи.

Спектральный коэффициент диффузного отражения водной толщи  $R(\lambda)$  предполагается неизменным по глубине и рассчитывается через спектральный коэффициент яркости моря  $\rho(\lambda)$ :

$$R(\lambda) = \rho(\lambda) \cdot Q(\lambda) / \pi. \quad (5)$$

Значения  $Q(\lambda)$  для различных спектральных каналов в зависимости от высоты Солнца и концентрации хлорофилла можно найти в [4].

Из формул (3) и (4) следует:

$$E_d(0^-) = [E_d(0^+) - E_{ref} - E_w] / [1 - R], \quad (6)$$

где  $R$  рассчитывается по формуле (5).

Объемное поглощение в водной толще рассчитывается, исходя из баланса лучистой энергии в рассматриваемом слое  $\Delta z = z_2 - z_1$ :

$$E_{abs}(\Delta z) = E_d(z_1) - E_d(z_2) + E_u(z_2) - E_u(z_1), \quad (7)$$

где  $E_d(z_1)$ ,  $E_d(z_2)$  – величины подводной облученности сверху на горизонтах  $z_1$  и  $z_2$ ;  $E_u(z_2)$ ,  $E_u(z_1)$  – величины облученности снизу на этих горизонтах.

#### Расчет требуемых параметров

Алгоритм определения спектральных величин показателя вертикального ослабления подводной облученности  $K_d$  основан на формуле, предложенной Гордоном [5]:

$$K_d = 1.04 D_o (a + b_b), \quad (8)$$

$$D_o = (1-g) / \cos \theta_{ow} + 1.197 g, \quad (9)$$

где  $a$  и  $b_b$  – спектральные показатели поглощения и рассеяния назад;  $\theta_{ow}$  – угол преломления прямых солнечных лучей,  $g$  – доля диффузного излучения в общем потоке излучения, падающего на поверхность.

В формулах (8)-(9) значение  $\theta_{ow}$  можно считать известным; спектральные значения  $g$  берутся из данных атмосферных расчетов; необходимо определить величины спектральных показателей поглощения и рассеяния назад  $a$  и  $b_b$ .

Расчет этих величин возможен по спутниковым данным о цвете вод с помощью полуаналитического алгоритма [6]. Для расчетов используются значения спектрального коэффициента яркости моря  $\rho(\lambda)$ , полученные в результате атмосферной коррекции [7].

Алгоритм атмосферной коррекции ИОРАН [7] основан на одновременном определении аэрозольного вклада  $\rho_a(\lambda_i)$  и искомого спектрального коэффициента яркости моря  $\rho(\lambda_i)$  по измеренным значениям коэффициента яркости  $\rho_i(\lambda_i)$  восходящего излучения на верхней границе атмосферы в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах. Если учтены вклады солнечных бликов и пены, то задача атмосферной коррекции сводится к тому, чтобы разделить вклады аэрозоля и воды, используя различия их спектральных зависимостей. В алгоритме ИОРАН используется параметризация спектральных функций  $\rho_a(\lambda_i)$  и  $\rho_w(\lambda_i)$  посредством нескольких базисных функций. При таком подходе проблема сводится к нахождению весовых коэффициентов при вышеупомянутых базисных функциях, исходя из наилучшего соответствия измеренных и рассчитанных спектральных значений  $\rho_i(\lambda_i)$ . Такой алгоритм работает наилучшим образом при наличии региональной системы базисных функций, как было показано для северной половины Каспийского моря [8]. Но для Черного моря пока такой региональной системы нет, к сожалению.

Полуаналитический биооптический алгоритм основан на соотношении [9] между величиной коэффициента яркости моря  $\rho(\lambda)$  и показателями  $a$  и  $b_b$  морской воды:

$$\rho(\lambda) = 0.0922 \pi b_b(\lambda) / a(\lambda). \quad (10)$$

Показатели  $a(\lambda)$  и  $b_b(\lambda)$  представляются в следующем виде:

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_g(\lambda) + a_{ph}(\lambda), \quad (11)$$

$$b_b(\lambda) = b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(\lambda), \quad (12)$$

где  $a_w(\lambda)$  и  $b_{bw}(\lambda)$  – известные показатели поглощения и обратного рассеяния чистой морской водой (для них использовались данные, приведенные в [10, 11]);  $a_g(\lambda)$  – поглощение растворенным органическим веществом (РОВ);  $a_{ph}(\lambda)$  – спектральное поглощение пигментами фитопланктона;  $b_{bp}(\lambda)$  – показатель обратного рассеяния взвесью.

Спектральная зависимость поглощения РОВ  $a_g(\lambda)$  описывается экспоненциальной зависимостью:

$$a_g(\lambda) = a_g \exp[-S(\lambda - 443)], \quad (13)$$

где  $a_g$  – поглощение желтым веществом на длине волны  $\lambda = 443$  нм;  $S$  – характеризует наклон спектра поглощения желтым веществом (согласно [12], он равен 0.017 при  $\lambda \leq 500$  нм и 0.011 при  $\lambda > 500$  нм).

Поглощение пигментами фитопланктона представляется в виде  $a_{ph}(\lambda) = Chl f_{ph}(\lambda)$ , где  $f_{ph}(\lambda)$  – удельное поглощение пигментами, которое задается степенной функцией:  $f_{ph}(\lambda) = A(\lambda) \cdot Chl^{-B(\lambda)}$ , где  $A$  и  $B$  – зависящие от длины волны параметры, значения которых приведены в [13]. Концентрация  $Chl$  характеризует суммарную концентрацию хлорофилла  $a$  и его производных.

Спектральная зависимость обратного рассеяния взвешенными частицами задается степенной функцией  $b_{bp}(\lambda) = b_{bp} \cdot (\lambda/555)^n$ , где  $b_{bp}$  – показатель обратного рассеяния частицами на длине волны 555 нм,  $n$  характеризует наклон спектральной зависимости  $b_{bp}(\lambda)$ . Для Черного моря было выбрано значение  $n = 0.5$ .

Благодаря использованию малопараметрических моделей, решение обратной задачи сводится к определению трех неизвестных параметров: концентрации хлорофилла  $Chl$ , показателя поглощения желтым веществом  $a_g$  и показателя обратного рассеяния частицами  $b_{bp}$ . Нелинейная задача минимизации квадратичной невязки для определения этих параметров через значения коэффициента яркости восходящего излучения  $\rho(\lambda)$  для шести спектральных каналов MODIS (412, 443, 488, 531, 551, 667 нм) решалась с помощью программы LSQNONLIN из пакета программ Optimization Toolbox системы MATLAB, где для нелинейной оптимизации используется метод доверительных подпространств. При этом ставилось условие положительности всех искомым параметров.

## Результаты расчетов в сравнении с данными натурных измерений

### Расчет ФАР по данным натурных измерений

Натурные измерения проводились с помощью измерителя светового режима на поверхности и в водной толще [14], который измерял абсолютные величины облученности сверху в четырех спектральных каналах: 443, 490, 555 и 625 нм. Однако для расчета ФАР нужны спектральные значения  $E_d(\lambda)$  во всем видимом диапазоне от 400 до 700 нм – формула (1).

Методика расчета спектральных величин облученности описана в [14]. На первом этапе по данным измерений рассчитываются спектральные величины поверхностной облученности  $E_d(\lambda, 0^+)$  и спектральные коэффициенты диффузного ослабления  $K_d(\lambda)$  по формуле:

$$K_d(\lambda_i) = \overline{K_d(\lambda_i)} + \sum_1^2 c_j \psi_j(\lambda_i) \quad (14)$$

где  $\overline{K_d(\lambda_i)}$  и  $\psi_j(\lambda_i)$  – известные функции [14],  $c_j$  ( $j = 1, 2$ ) – неизвестные коэффициенты, которые определяются по измеренным значениям  $K_d(\lambda)$  для четырех спектральных каналов используемого измерителя [14].

Зная спектральные значения  $E_d(\lambda, 0^+)$  и  $K_d(\lambda)$  по формулам (2), (6) можно рассчитать спектральные значения  $E_d(\lambda, z)$  в зависимости от глубины  $z$ .

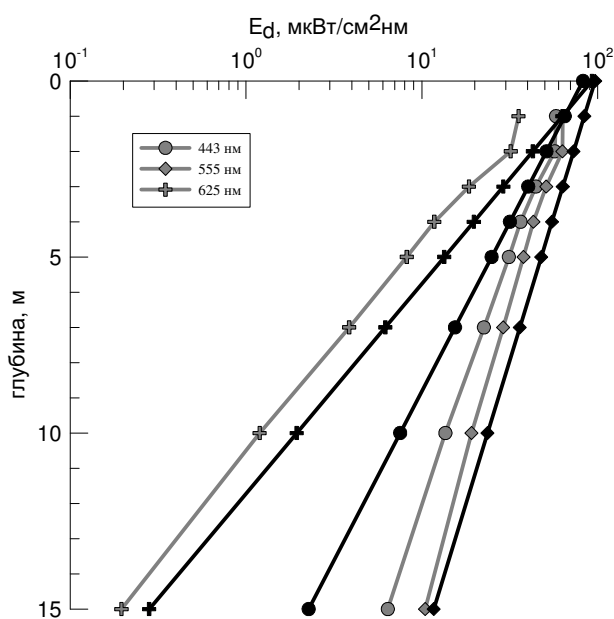


Рис.1. Спектральные величины облученности на станции 2, 2009. Серые линии - измеренные значения, черные – рассчитанные по спутниковым данным. Кружки – 443 нм, ромбики – 555 нм, крестики – 625 нм.

### Результаты сравнения

Для проверки алгоритма оценки баланса ФАР по данным спутниковых сканеров цвета были проведены соответствующие расчеты для подспутниковых станций, выполненных в марте 2009 г. вблизи российского побережья Черного моря во время 100-го рейса НИС «Профессор Штокман». К сожалению, только на двух из них удалось получить «безоблачные» спутниковые

данные, но даже на этих станциях во время натурных измерений была разорванная облачность.

В Таблице 1 сравниваются спектральные величины показателя вертикального ослабления подводной облученности  $K_d$ , рассчитанные по спутниковым данным для станции 2 (выполнена 9 марта 2009; координаты: 43.37° с.ш., 36.7° в.д.), и по данным натурных измерений в приповерхностном слое 0-15 м на этой станции.

Таблица 1. Спектральные величины показателя вертикального ослабления подводной облученности  $K_d$  для станции 2, 2009.

Длина волны, нм	По спутниковым данным	По данным измерений <i>in situ</i>
443	0.234	0.163
490	0.127	0.115
555	0.131	0.134
625	0.392	0.382

Совпадение этих величин можно признать удовлетворительным, учитывая различия между данными в точке (натурные измерения) и, усредненными по площади пикселя (спутниковые данные). Наибольшее различие наблюдается для спектрального канала 443 нм, что может быть связано с ошибками в атмосферной коррекции.

На рис. 1 представлены результаты сравнения профилей спектральной облученности сверху  $E_d(\lambda, z)$ , измеренных *in situ* и рассчитанных по спутниковым данным для станции 2, 2009. Заметные различия для спектрального канала 443 нм являются следствием существенных различий в величине показателя вертикального ослабления подводной облученности  $K_d$  в этом канале, но эта длина волны вносит малый вклад в итоговую интегральную величину ФАР.

На рис. 2 показаны величины ФАР в нисходящем потоке  $F_d(z)$  для той же станции, оцененные по данным спутникового сканера цвета, и по данным измерений. Как видно, совпадение этих оценок вполне удовлетворительное. Завышенные значения поверхностного ФАР  $F_d(0)$  обусловлено наличием «разорванной облачности» во время измерений *in situ*, алгоритм не позволяет учитывать такие условия наблюдения.

В Таблице 2 дано сравнение оценок объемного поглощения ФАР в разных слоях водной толщи, полученных по спутниковым данным и результатам измерений *in situ*.

Расхождение результатов для самого верхнего слоя 0 - 1м составляет примерно 50%, что связано в основном с наличием «разорванной облачности» во время измерений *in situ*.

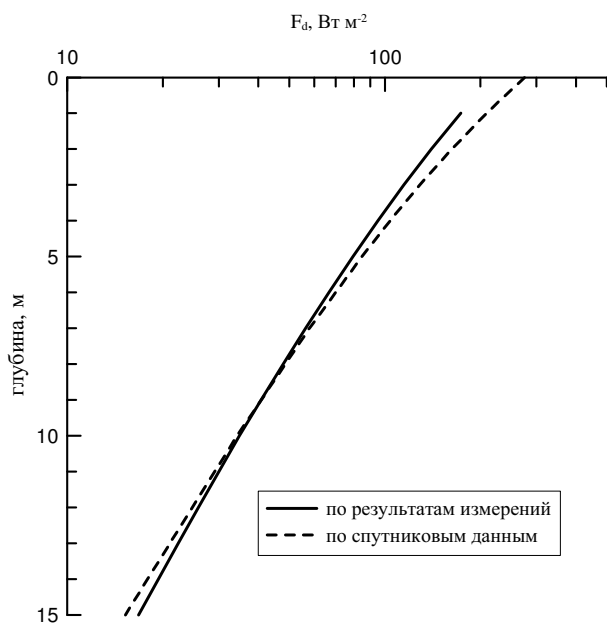


Рис.2. ФАР в нисходящем потоке излучения на станций 2, 2009. Сплошные линии – рассчитанные по результатам измерений, пунктирные – рассчитанные по спутниковым данным.

**Таблица 2.**  
**Объемное поглощение ФАР в разных слоях (Вт м<sup>-2</sup>) для станции 2, 2009.**

Слой, м	По спутниковым данным	По данным измерений <i>in situ</i>
0 - 1	65.1	43.4
1 - 2	45.5	32.2
2 - 3	32.8	24.5
3 - 4	24.4	19.0
4 - 5	18.6	15.0
5 - 7	26.0	21.9
7 - 10	22.9	20.5
10 - 15	18.4	16.7

### Заключение

Представленные результаты показывают, что предложенный метод оценки баланса солнечного излучения в видимой области спектра на поверхности моря и в водной толще по данным спутниковых сканеров цвета даже при плохих условиях измерения позволяет

получить приемлемые результаты, но, конечно, еще нуждается в дальнейшей верификации по данным натуральных измерений.

### ЛИТЕРАТУРА

- [1] Копелевич О.В., В.И. Буренков, С.В. Вазюля и др. "Оценка баланса ФАР в Баренцевом море по данным спутникового сканера цвета SeaWiFS", *Океанология*, 2003, Т.43, № 6. С. 834-845
- [2] 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* (ред. Н.П. Лаверов), книга 1, М.: Наука, 2006, С.109-126
- [3] Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Burenkov V.I. et al. "Assessment of underwater irradiance and the absorption of solar radiation at the water column from satellite data", *Remote Sensing, Laser Probing, and Imagery in Natural Waters*, edited by Iosif M. Levin, Gary D. Gilbert, Charles C. Trees, *Proceeding of SPIE Vol.6615* (SPIE Bellingham, WA, 2007), 661507.
- [4] Morel A, Mueller J. "Normalized Water-Leaving Radiance and Remote Sensing Reflectance: Bidirectional Reflectance and Other Factors", *NASA, TM-2003-211621, Rev4 - Vol.III, 2003*, pp 32-59.
- [5] 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.
- [6] Burenkov V.I., Kopelevich O.V., Sheberstov S.V. et al. "Bio-optical characteristics retrieved from satellite ocean color data", *The Eastern Mediterranean as a Laboratory Basin for the Assessment of Contrasting Ecosystems*, P. Malanotte-Rizzoli and V.N.Eremeev (eds), Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 1999, pp 313-326.
- [7] Kopelevich O.V., S.V.Sheberstov, S.Vazyulya et al. "New approach to atmospheric correction of satellite ocean color data", *Proc. SPIE. Vol.6615, 661502* (Apr.13, 2007).
- [8] Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Sheberstov S.V. "A regional algorithm for the atmospheric correction of satellite ocean color data", *Proceedings of the International Conference "Current Problems in Optics of Natural Waters"*, St. Petersburg, 2009, pp 44-49.
- [9] Morel A., Gentili B. "Diffuse reflectance of oceanic waters. II. Bidirectional aspects", *Appl. Opt.*, 1993, V. 32, pp 6864-6879.
- [10] Pope R.M., Fry E.S. "Absorption spectrum (380-700 nm) of pure water. 1. Integrating cavity measurements", *Appl. Opt.*, 1997, V. 36, № 33, pp 8710-8723.
- [11] Shifrin K.S. "Physical optics of ocean water", *AIP Translation Series, Amer. Inst. Phys., New York*, 1988, 285 p.
- [12] Копелевич О.В., Люцарев С.В., Родионов В.В. "Спектральное поглощение света «желтым веществом» океанской воды", *Океанология*, 1989, Т. 29, № 3, С. 409-414.
- [13] 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, No. C7, pp 13321-13332.
- [14] Khrapko A.N., Kopelevich O.V., Burenkov V.I. et al. "New instrument for measuring surface and underwater irradiances", *Proceedings of IV International Conference "Current Problems in Optics of Natural Waters (ONW'2007)"*, Nizhny Novgorod, 2007, pp 271-275.