

УДК 551.463.5

© Д. И. Глуховец^{*1,2}, С. В. Шеберстов¹, 2024

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова, РАН, 117997, Нахимовский пр., д. 36, Москва

²Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), 141701, Институтский пер., 9, г. Долгопрудный, Московская область

*glukhovets@ocean.ru

ВЛИЯНИЕ ФИТОПЛАНКТОНА НА АЛЬБЕДО ОКЕАНА

Статья поступила в редакцию 02.04.2024, после доработки 10.09.2024, принята в печать 18.09.2024

Аннотация

С использованием численных методов решения уравнения переноса излучения рассчитаны значения альбедо океана для набора биооптических характеристик, соответствующих ситуациям с различной концентрацией хлорофилла (1 мкг/л и 10 мкг/л) и случаю интенсивного кокколитофоридного цветения (8–12 млн кл./л). Расчеты проводились в спектральном интервале 280–2800 нм для случаев безоблачного неба при различных скоростях приводного ветра и пропускания атмосферы. Показано, что для вод первого оптического типа изменение концентрации хлорофилла от 1 до 10 мкг/л не приводит к изменениям альбедо. В случае интенсивного кокколитофоридного цветения альбедо океана может увеличиваться более, чем в три раза. Расчет среднемесячных значений альбедо для выбранных точек в Баренцевом и Черном морях показал, что наличие интенсивного кокколитофоридного цветения существенно увеличивает среднемесячные значения альбедо. Выполненный для этих точек расчет величин поглощенного в толще морской воды излучения в зависимости от времени суток продемонстрировал, что наличие цветения существенно уменьшает величины поглощенной радиации. Показано, что принятый в современной циркуляционной модели NEMO вклад в альбедо выходящего из воды излучения, составляющий $0,005 \pm 0,0005$, соответствует только водам первого оптического типа. Интенсивное цветение кокколитофорид может привести к увеличению этого вклада более чем в 14 раз. Предложена простая формула для коррекции значений альбедо с учетом влияния биооптических характеристик.

Ключевые слова: альбедо океана, поглощение солнечной радиации, гидрооптическое моделирование, хлорофилл, кокколитофоридное цветение, Черное море, Баренцево море

UDC 551.463.5

© D. I. Glukhovets^{*1,2}, S. V. Sheberstov¹, 2024

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 117997, Nakhimovsky pr., 36, Moscow, Russia

²Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), 141701, Institutskiy per., 9, Dolgoprudny, Moscow Region, Russia

*glukhovets@ocean.ru

INFLUENCE OF PHYTOPLANKTON ON OCEAN ALBEDO

Received 02.04.2024, Revised 10.09.2024, Accepted 18.09.2024

Abstract

Using numerical methods for solving the radiation transfer equation, ocean albedo values were calculated for a set of bio-optical characteristics corresponding to situations with different chlorophyll concentrations (1 $\mu\text{g/L}$ and 10 $\mu\text{g/L}$) and the case of intense coccolithophore bloom (8–12 million cells/L). Calculations were carried out in the spectral range of 280–2800 nm for cases of cloudless sky at various wind speeds and atmospheric transmission. It has been shown that for Case 1 waters, a change in chlorophyll concentration from 1 to 10 $\mu\text{g/L}$ does not lead to changes in albedo. In the case of intense coccolithophore blooms, the ocean albedo can increase more than threefold. Calculation of average monthly albedo values for selected points in the Barents and Black seas showed that the presence of intense coccolithophore blooms significantly increases average monthly albedo values. The calculation of the values of radiation absorbed in the seawater column depending on the time of day, carried out for these points, demonstrated that the presence of blooms significantly reduces the values of absorbed radiation. It is shown that the contribution

Ссылка для цитирования: Глуховец Д.И., Шеберстов С.В. Влияние фитопланктона на альбедо океана // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2024. Т. 17, № 3. С. 73–83. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-6

For citation: Glukhovets D.I., Sheberstov S.V. Influence of Phytoplankton on Ocean Albedo. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2024;17(3):73–83. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-6

to the albedo of radiation emerging from water used in the state-of-the-art NEMO numerical ocean model, amounting to $0.005 \pm \pm 0.0005$, corresponds only to Case 1 waters. Intense coccolithophore blooms can increase this contribution by more than 14 times. A simple formula is proposed for correcting albedo values taking into account the influence of bio-optical characteristics.

Keywords: ocean albedo, solar radiation absorption, hydrooptical modeling, chlorophyll, coccolithophore bloom, Black Sea, Barents Sea

1. Введение

В океанологии традиционно незаслуженно мало внимания уделяется влиянию гидрооптических характеристик морской воды на альbedo океана. В частности, в монографии [1], посвященной радиационному режиму океанов, прозрачность и цветность морской воды лишь упоминаются в контексте влияния волнения на значения альbedo. При этом альbedo является одним из важнейших параметров для расчета радиационного баланса Земли [2, 3], а его вариации оказывают влияние на изменчивость состояния всей климатической системы Земли [4].

В ряде работ [5–7] внимание исследователей сосредоточено на альbedo системы атмосфера-океан (т. н. «Top of the Atmosphere Albedo»¹). Это внимание связано с тем, что планетарное альbedo в среднем на 88 % обусловлено отражением излучения атмосферой [8]. При такой постановке задачи вклад подстилающей поверхности в большинстве случаев незначителен, что вполне объясняет упомянутое выше малое внимание исследователей к роли гидрооптических характеристик. Однако для решения некоторых задач, в частности, оценок величин поглощенной в толще морской воды солнечной радиации необходимы именно значения альbedo океана [9].

В современной циркуляционной модели NEMO [10] используются результаты работы [11], в которой вклад выходящего из воды излучения фиксирован. Принимается, что для интервала длин волн 280–2800 нм этот вклад составляет $0,005 \pm 0,0005$. При этом считается, что такое значение соответствует большинству вод Мирового океана. Детальный анализ роли основных факторов, влияющих на альbedo океана: зенитного угла Солнца, скорости ветра, пропускания атмосферы (как газами, аэрозолем, так и облаками) и концентрации хлорофилла, выполнен в работе [12]. По результатам численного решения уравнения переноса излучения, валидированным по данным прямых измерений альbedo с океанографической платформы, установленной в 25 км от города Вирджиния-Бич (Атлантическое побережье США), для каждого из исследуемых факторов представлены таблицы. В относительно недавней статье [13] предложена учитывающая упомянутые выше факторы схема расчета альbedo океана и представлены результаты включения этой схемы в атмосферную модель RRTMG_SW Министерства энергетики США. Сопоставление результатов моделирования с данными различных натурных экспериментов показало хорошее согласие. Отметим, что в обоих упомянутых исследованиях расчеты проводились в предположении вод первого оптического типа (Case 1), когда для описания оптических характеристик морской воды используется лишь концентрация хлорофилла. Ясно, что такой подход должен приводить к ошибкам во многих акваториях Мирового океана, где корреляция концентрации хлорофилла со значениями гидрооптических характеристик отсутствует, в частности, в областях влияния речного стока и массовых цветений кокколитофорид [14]. В работе [15] показано значимое влияние кокколитофоридного цветения на альbedo океана. При этом использовался ограниченный спектральный диапазон и не проводилось учета влияния ветра и пропускания атмосферы. Настоящая работа лишена этих недостатков. В ней показана обусловленная влиянием гидрооптических характеристик природных вод с различными сообществами фитопланктона изменчивость альbedo океана в соответствующем спектральному диапазону достигающей поверхности Земли солнечной радиации 280–2800 нм при различных скоростях приводного ветра и оптической толщины аэрозоля. Рассмотрены примеры интенсивных кокколитофоридных цветений в Черном и Баренцевом морях, гидрооптические и биологические характеристики которых получены в экспедициях ИО РАН.

2. Методика

Для расчета альbedo океана использовались численные методы решения уравнения переноса излучения в системе атмосфера-океан, в первую очередь метод матричного оператора [16] основанный на применении рекуррентных формул к операторам отражения R и пропускания T для однородных плоскопараллельных слоев. В нашей работе используется модификация метода, подробно описанная в [17].

Для атмосферы мы используем трёхслойную модель: верхний слой — нерассеивающий поглощающий слой озона (300 DU), второй — рэлеевская атмосфера, третий слой — аэрозоль с модельной индикатрисой

¹<https://ceres.larc.nasa.gov/resources/images/>

Гордона и Кастаньо [18] и оптической толщиной $\tau_a(\lambda) = \tau_a(869) \left(\frac{869}{\lambda} \right)^{1,6}$, $\tau_a(869) = 0,2$. В инфракрасной области спектра существенное влияние на коэффициент пропускания атмосферы оказывает поглощение водяным паром. Мы использовали данные HITRAN для спектральной зависимости показателей поглощения водяным паром и озоном, размещенные на сайте [19] Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН.

Поверхность рассматривается как отдельный слой. Формулы для гладкой поверхности можно найти в работе [17], для взволнованной — использовались результаты [20].

Для оценки первичных гидрооптических характеристик водных слоёв использовалась однопараметрическая модель Case I new [21, 22], в которой все оптические характеристики однозначно определяются через концентрацию хлорофилла (Хл); в случае кокколитофоридного цветения рассеяние описывалось двухпараметрической моделью Копелевича [23]. При вычислении поглощения и рассеяния чистой водой в спектральном интервале 280–2800 нм использовались данные [24].

Для вычисления операторов отражения и пропускания отдельных слоев использовался метод дискретных ординат DISORT [25].

Кроме того, для расчетов использована программа HydroLight [21]. Использовались модели Case I new и Case 2 new в случае безоблачного неба и отсутствия ветра. Эффекты неупругого рассеяния не моделировались.

При моделировании кокколитофоридного цветения использовались типичные значения гидрооптических характеристик, полученные в судовых экспедициях в Баренцевом и Черном морях [26]. Отношение между показателем рассеяния назад и полным показателем рассеяния b_b/b принималось равным 0,02 в соответствии с работой [27]; показатель ослабления света морской водой на длине волны 530 нм $c(530)$ выбран равным 3 м^{-1} , что соответствует интенсивному цветению с концентрацией кокколитофорид 8–12 млн. кл/л [26]. Спектральная зависимость показателя рассеяния принята следующей:

$$b(\lambda) = c(\lambda) - a(\lambda) = c(530) \frac{530}{\lambda} - a(\lambda). \quad (1)$$

Спектральные значения альbedo рассчитывались по формуле:

$$A(\lambda) = \frac{E_u(\lambda)}{E_d(\lambda)}, \quad (2)$$

где $E_d(\lambda)$ — спектральная облученность над поверхностью воды, создаваемая потоком нисходящего излучения, $E_u(\lambda)$ — спектральная облученность над поверхностью воды, создаваемая потоком восходящего излучения.

Средние для интервала 280–2800 нм значения альbedo рассчитывались по формуле:

$$A(\theta_0) = \frac{\int_{280}^{2800} E_u(\lambda, \theta_0) d\lambda}{\int_{280}^{2800} E_d(\lambda, \theta_0) d\lambda}, \quad (3)$$

где θ_0 — зенитный угол солнца.

Пропускание атмосферой определялось как:

$$T(\theta_0) = \frac{\int_{280}^{2800} E_d(\lambda, \theta_0) d\lambda}{\cos(\theta_0) \int_{280}^{2800} F_0(\lambda) d\lambda}, \quad (4)$$

где $F_0(\lambda)$ — солнечная постоянная.

Расчет среднесуточных значений альbedo проводился в соответствии с выражением:

$$\bar{A} = \frac{\bar{E}_u}{\bar{E}_d} = \frac{\sum_i \int_{280}^{2800} A(\lambda, \theta_0^i) E_u(\lambda, \theta_0^i) d\lambda}{\sum_i \int_{280}^{2800} E_d(\lambda, \theta_0^i) d\lambda}, \quad (5)$$

где индекс i означает дискретные по времени значения входящих в выражение величин. При расчетах среднесуточных альbedo использовались ежечасные значения зенитного угла Солнца, вычисленные для выбранных точек в Баренцевом и Черном морях. Остальные величины интерполировались по данным проведенных расчётов.

3. Результаты

Спектральные значения коэффициента яркости моря $R_{rs}(\lambda)$ и альbedo $A(\lambda)$, полученные с помощью HydroLight для различных зенитных углов солнца θ_0 в видимом диапазоне спектра, где влияние связанных с вариацией параметров фитопланктона гидрооптических характеристик морской воды наиболее ярко выражено, представлены на рис. 1. При расчетах использовалось приближение Case 1 new с двумя концентрациями хлорофилла — 1 и 10 мкг/л. Отметим малую изменчивость значений $R_{rs}(\lambda)$ при вариации θ_0 . Она связана с использованием при расчете этой величины нормализованной яркости выходящего из воды излучения. Такая устойчивость к изменениям условий освещения обуславливает широкое использование $R_{rs}(\lambda)$ в дистанционном зондировании. Значения альbedo океана изменяются при вариации зенитного угла Солнца существенно больше. Причина этой изменчивости заключается в росте коэффициента отражения поверхности воды с увеличением угла падения в соответствии с законом Френеля. Результаты выполненных для случая вод первого типа расчетов показывают, что вклад отраженного от поверхности излучения в значения $A(\lambda)$ существенно больше вклада выходящей из толщи морской воды радиации даже при относительно высокой для вод Мирового океана концентрации Хл = 10 мкг/л. Такая концентрация лишь оказывает характерное влияние на формы спектров $A(\lambda)$, практически не приводя к изменчивости их средних уровней (рис. 1, справа).

Аналогичные расчеты в полном спектральном диапазоне 280–2800 нм выполнены с помощью программного обеспечения, разработанного на основе метода дискретных ординат (DISORT) [17]. Осредненные в этом спектральном интервале значения альbedo, полученные для различных ситуаций, показаны на рис. 2 слева. Помимо упомянутых выше примеров вод первого типа представлены результаты, полученные

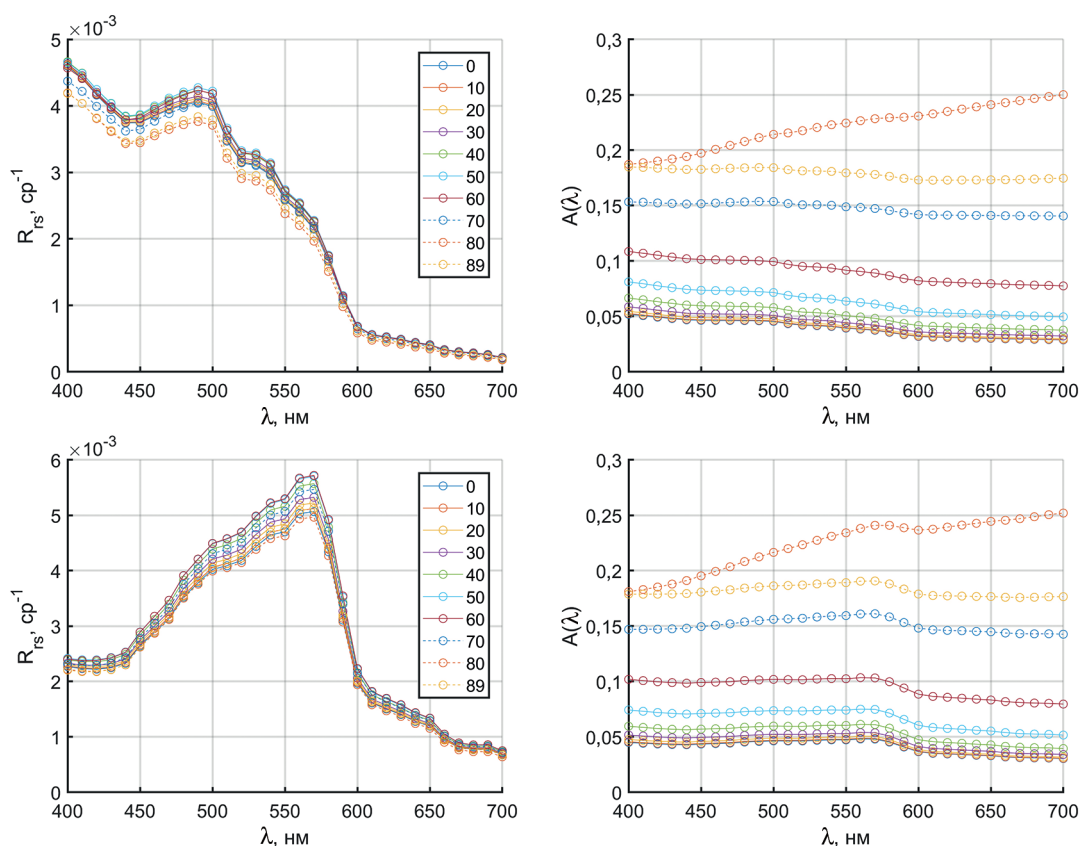


Рис. 1. Спектральные значения коэффициента яркости моря (левый столбец) и альbedo (правый столбец), полученные с помощью HydroLight для различных зенитных углов солнца θ_0 . Модель Case 1, Хл = 1 мкг/л (верхний ряд) и Хл = 10 мкг/л (нижний ряд)

Fig. 1. Spectral values of the sea remote sensing reflectance (left column) and albedo (right column), obtained using HydroLight for various solar zenith angles θ_0 . Case 1 model, with $Chl = 1 \mu\text{g/L}$ (top row) and $Chl = 10 \mu\text{g/L}$ (bottom row)

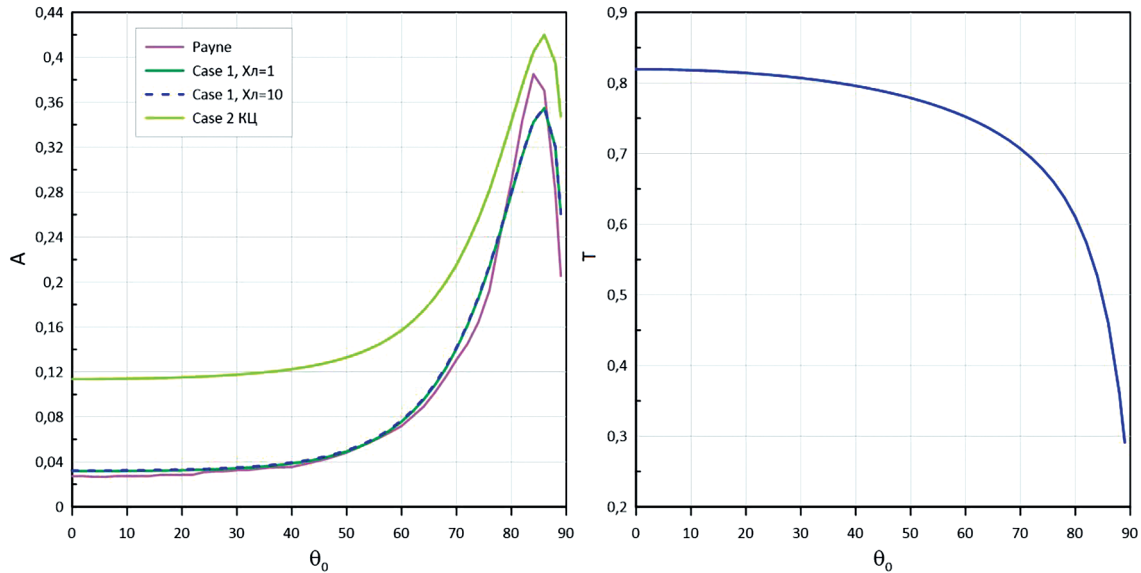


Рис. 2. Слева: осредненные в интервале 280–2800 нм значения альbedo, полученные с помощью DISORT для различных ситуаций: $X_l = 1$ мкг/л; $X_l = 10$ мкг/л; кокколитофоридное цветение, $c(530) = 3 \text{ м}^{-1}$. Для сравнения представлены данные из работы [11]. Справа: зависимость пропускания атмосферы для различных зенитных углов солнца θ_0

Fig. 2. Left: Averaged albedo values in the range of 280–2800 nm, obtained using DISORT for various scenarios: $Chl = 1 \text{ } \mu\text{g/L}$; $Chl = 10 \text{ } \mu\text{g/L}$; coccolithophore bloom, $c(530) = 3 \text{ m}^{-1}$. For comparison, data from work [11] are presented. Right: Atmospheric transmittance dependence for various solar zenith angles θ_0

для случая интенсивного кокколитофоридного цветения (Case 2). Для вод первого типа изменчивость X_l от 1 до 10 мкг/л не приводит к изменениям A . Это связано с совокупным изменением показателей поглощения и рассеяния. В случае же кокколитофоридного цветения альbedo океана может увеличиваться более, чем в три раза. Для сравнения на график добавлены значения альbedo из работы [11]. Для этого помимо зенитного угла солнца учитывалась изменчивость пропускания атмосферы, также рассчитанная при моделировании (рис. 2 справа). Результаты показывают, что общепринятая модель не учитывает существенного увеличения выходящего из воды рассеянного излучения, характерного для кокколитофоридного цветения, а также несколько завышает значения $A(\theta_0)$ при углах больше 80° для случая вод первого типа.

Среднемесячные значения альbedo океана для выбранных точек в Баренцевом (70° с.ш. , 40° в.д.) и Черном ($44,5^\circ \text{ с.ш.}$, 38° в.д. — Черноморский полигон ИО РАН) морях для месяцев, в которые происходят регулярные кокколитофоридные цветения, представлены в табл. 1. Расчеты выполнены в предположении вод второго оптического типа (Case 2). Эти величины получены осреднением среднесуточных альbedo, рассчитанных в соответствии с формулой 5 для всех дней месяца. Для сравнения расчеты выполнены и в предположении отсутствия цветения — для вод первого типа. Значения альbedo для вод, свободных от цветения кокколитофорид, вполне соответствуют классическим результатам [11]: расхождение составляет около 15 % для Баренцева моря и около 10 % для Черного. Наличие интенсивного кокколитофоридного цветения

Таблица 1

Table 1

Среднемесячные значения A в интервале 280–2800 нм для периода кокколитофоридного цветения в случае цветения и без, а также данные из работы [11]

Monthly average values of A in the 280–2800 nm range for the period of coccolithophore bloom in cases with (CB) and without its presence, as well as data from study [11]

	Case 1, $X_l = 1 \text{ мкг/л}$	Case 2, КЦ	Payne, 1972 [11]
Баренцево море, август	0,106	0,156	0,09
Черное море, июнь	0,054	0,108	0,06

существенно увеличивает среднемесячные значения альбедо: в полтора раза в Баренцевом море и вдвое в Черном. Различие влияния цветений объясняется большими зенитными углами Солнца в высоких широтах, что приводит к снижению вклада выходящего из воды излучения в величину альбедо.

4. Обсуждение

Вклады поглощенного в толще морской воды солнечного излучения в зависимости от времени суток в случае интенсивного кокколитофоридного цветения и без для точки на Черноморском полигоне ИО РАН показаны на рис. 3. Существенные различия обусловлены значительной изменчивостью альбедо (рис. 2). Необходимо отметить, что вклад рассветных и закатных часов в общее поглощение в этом случае составляет 0,32 % (для Баренцева моря доля составляет 0,4 %). Это объясняется тем, что на величину поглощенной в толще воды энергии существенно сильнее влияют условия освещения, чем значения альбедо. В рассветные и закатные часы значения зенитного угла солнца превышают 80° . Поэтому неточности оценок альбедо, приведенные в работе [11], в частности после 80° , не приводят к заметным ошибкам в расчетах дневного потока поглощенной в толще морской воды радиации. Аналогичные результаты получены для точки в Баренцевом море.

Зависимость альбедо океана от зенитного угла Солнца при различных скоростях ветра для случая $X_l = 1$ мкг/л представлена на рис. 4. При малых зенитных углах Солнца значения альбедо при взволнованной поверхности несколько выше, чем в штилевом случае. Это связано с тем, что падающие лучи будут сильнее отражаться от наклонной, а не от горизонтальной поверхности. При больших зенитных углах Солнца шероховатость поверхности уменьшает альбедо, поскольку лучи с большей вероятностью входят в толщу морской воды. С увеличением скорости ветра альбедо в области зенитных углов больше 60° уменьшается сильнее.

Выше показано, что альбедо океана в видимом диапазоне спектра может быть в значительной степени подвержено влиянию гидрооптических характеристик морской воды, связанных с изменчивостью структурных и количественных показателей фитопланктона. Несмотря на то, что видимый интервал занимает

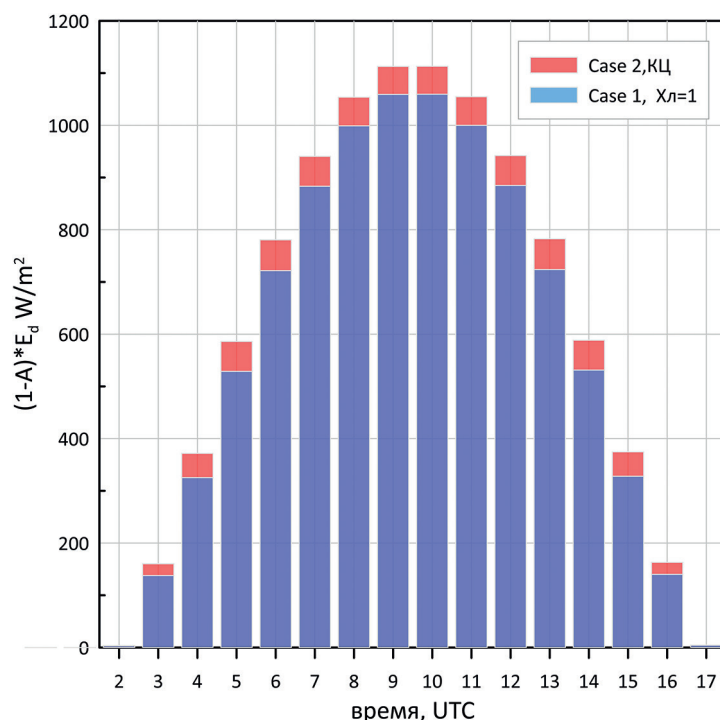


Рис. 3. Зависимость величин поглощенного в толще морской воды излучения от времени суток в случае интенсивного кокколитофоридного цветения и без, Черное море, 15 июня

Fig. 3. The relationship between the amounts of radiation absorbed in the water column and the time of day, during and without intense coccolithophore blooms, Black Sea, June 15

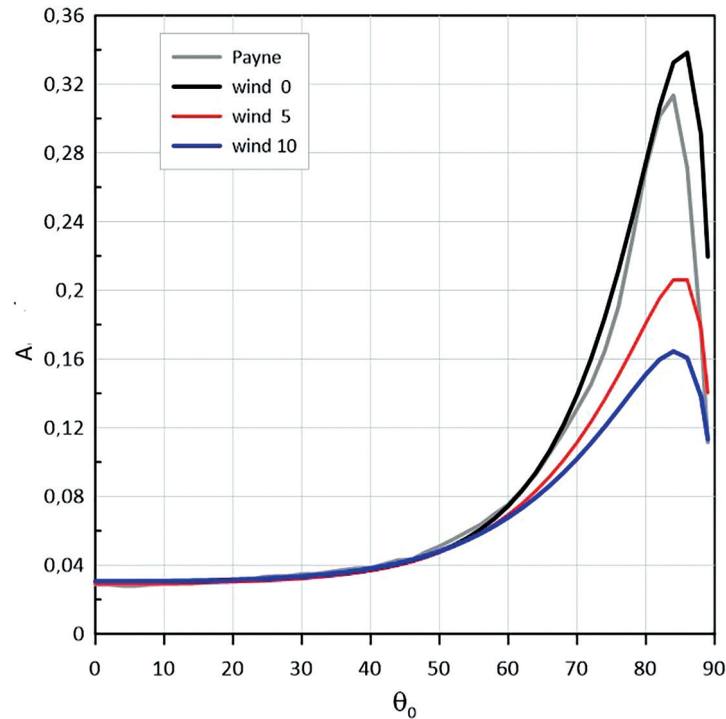


Рис. 4. Зависимость альbedo океана от зенитного угла Солнца при различных скоростях ветра

Fig. 4. The relationship between ocean albedo and solar zenith angle at different wind speeds

только часть спектра, проявляющаяся в нем изменчивость биооптических характеристик влияет на значения A во всем интервале. Для проверки тезиса работы [11] о том, что вклад выходящего из воды излучения в альbedo (A_w) составляет $0,005 \pm 0,0005$, ограничимся расчетами в более узком спектральном диапазоне. Поскольку в ближнем ИК из-за высокого поглощения морской воды излучение из ее толщи не выходит, а излучение с длинами волн менее 300 нм практически не проходит через озоновый слой атмосферы, достаточно рассмотреть диапазон 300–1000 нм, вне которого гидрооптические характеристики не оказывают влияние на альbedo. Для расчета доли альbedo, сформированной водной толщей использовано следующее выражение:

$$A_w = \pi \frac{\int_{300}^{1000} R_{rs}(\lambda) E_d(\lambda) d\lambda}{\int_{300}^{1000} E_d(\lambda) d\lambda}. \quad (6)$$

Для случая вод первого типа при концентрации хлорофилла 1 мкг/л значение $A_w = 0,0054$, что полностью соответствует данным [11]. В случае же интенсивного кокколитофоридного цветения эта величина становится равной $A_w = 0,077$, что более чем в 14 раз выше соответствующего значения для отсутствия цветения. Именно эта компонента альbedo отвечает за показанные в таблице 1 расхождения. Такое различие хорошо согласуется с результатами работы [27], авторы которой моделировали влияние кокколитофоридного цветения на альbedo, задавая значения концентрации кальцита. Для модельных значений $X_l = 0,75$ мкг/л, $\theta_0 = 45^\circ$, скорости ветра 5 м/с, 25 % облачности доля выходящего из воды излучения увеличивается с 0,4 % до 5,2 % при добавлении 300 мг $\text{CaCO}_3\text{--C м}^{-3}$.

Полученный результат показывает важность учета связанных с изменчивостью структурных и количественных показателей фитопланктона гидрооптических характеристик при расчетах альbedo океана. Соответствующая поправка может быть сделана с использованием формулы (6) на основе стандартного продукта сканеров цвета океана о коэффициенте яркости моря $R_{rs}(\lambda)$. Важность такого учета связана с тем, что кокколитофоридные цветения регулярно занимают значительные площади в Мировом океане и продолжаются на временном интервале порядка месяца [14].

На рис. 5 представлена зависимость альбедо океана и пропускания атмосферы от оптической толщины аэрозольной компоненты для модели аэрозольных оптических свойств, представленной в разделе 2. Как можно видеть, увеличение оптической толщины в пределах от 0,05 до 0,3 приводит к сглаживанию угловой зависимости альбедо и незначительному ($< 0,5\%$) изменению среднего за день альбедо. Вместе с тем, изменение дневного потока поглощенной за сутки в толще морской воды радиации составляет около 5 %.

Дальнейшее развитие работы должно учитывать облачность. При этом важно выбрать наиболее точный источник данных о средней плотности и оптических характеристиках облаков. По-видимому, такой выбор представляет собой непростую задачу. В работе [28] показано, что даже годовой ход полушарно-средней облачности над океаном, определенный по различным спутниковым данным, наблюдениям, а также реанализам, может отличаться почти вдвое. Более простой задачей представляется анализ влияния различий биооптических характеристик морской воды на альбедо дневного безоблачного неба («Top of the Atmosphere Clear-sky Albedo»²), при расчете которого исключается вклад облаков, но учитывается влияние атмосферы.

Кроме того, многообещающим продолжением исследований является детальное рассмотрение областей, подверженных влиянию речного стока. Примером акватории, значительная площадь которой подвержена такому влиянию, может служить Карское море [29]. Ожидается, что на величину альбедо океана будут оказывать воздействие два противоположных фактора: рассеяние излучения взвешенными частицами будет стремиться увеличить его значения, а поглощение окрашенным растворенным органическим веществом — уменьшать. Пример воздействия этих факторов можно найти в табл. 1 работы [30], где приведены значения альбедо для вод различных рек.

5. Выводы

На основе численного решения уравнения переноса излучения в системе атмосфера-взволнованная поверхность-океан показана обусловленная влиянием фитопланктона изменчивость альбедо океана. Расчеты проводились в спектральном интервале 280–2800 нм, что соответствует достигающему поверхности Земли солнечному излучению, для случаев безоблачного неба при различных скоростях приводного ветра и пропускания атмосферы. Изменение концентрации хлорофилла от 1 до 10 мкг/л не приводит к изменениям A , в то же время в случае интенсивного кокколитофоридного цветения альбедо океана может увеличиваться более чем втрое. Это не учитывается в широко используемом источнике данных об альбедо океана

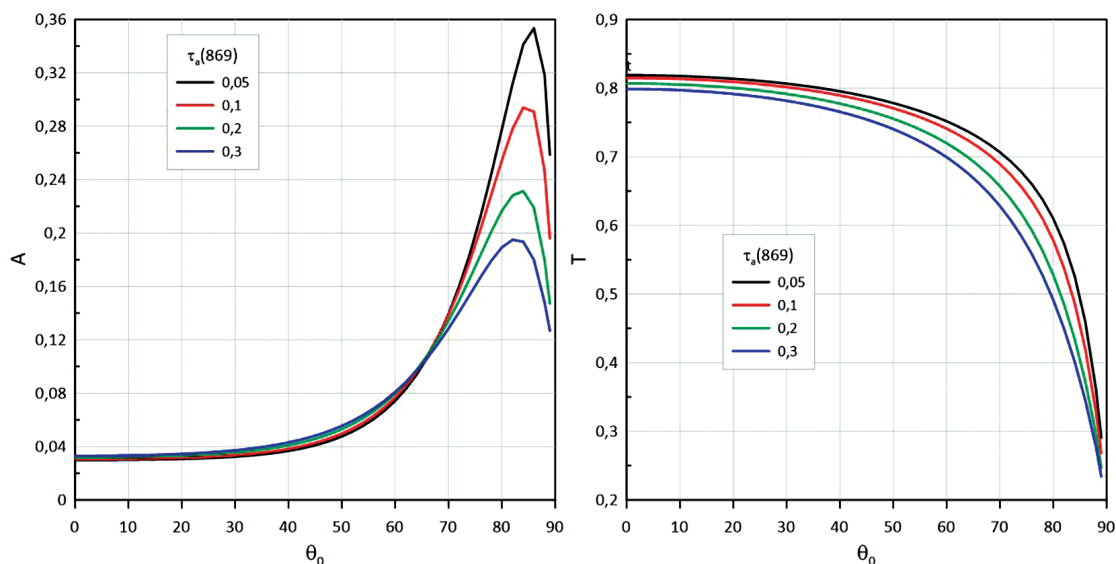


Рис. 5. Зависимость альбедо океана (слева) и пропускания атмосферы (справа) от зенитного угла Солнца при различных значениях оптической толщины аэрозоля

Fig. 5. The relationship between ocean albedo (left) and atmospheric transmittance (right) as a function of solar zenith angle at different values of aerosol optical thickness

² <https://ceres.larc.nasa.gov/resources/images/>

[11]. Показано, что неточности определения A при больших зенитных углах солнца не приводят к заметным ошибкам в расчетах дневного потока поглощенной в толще морской воды радиации в летние месяцы как в Черном, так и в Баренцевом морях. Полученные результаты подтверждают важность учета биооптических характеристик при расчетах альbedo океана, в частности, в областях цветения кокколитофорид, для оценки роли которых в Баренцевом и Черном морях в дальнейшем планируется использовать материалы Атласа биооптических характеристик ИО РАН [14].

Финансирование

Гидрооптическое моделирование выполнено в рамках соглашения № 169-15-2023-002, анализ полученных результатов — в рамках государственного задания ИО РАН по теме № FMWE-2024-0015. Авторы благодарят чл.- корр. РАН С.К. Гулева за полезные обсуждения.

Funding

Hydro-optical modeling was conducted under agreement No. 169-15-2023-002, and the analysis of the results was performed as part of the state assignment of the IO RAS on the topic No. FMWE-2024-0015. The authors would like to thank Corresponding Member of the RAS S.K. Gulev for valuable discussions.

Литература

1. Тимофеев Н.А. Радиационный режим океанов. Киев: Наукова думка, 1983. 247 с.
2. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. Л.: Гидрометеиздат, 1956. 255 с.
3. Brooks D.R., Harrison E.F., Minnis P. et al. Development of algorithms for understanding the temporal and spatial variability of the Earth's radiation balance // *Reviews of Geophysics*. 1986. Vol. 24, N 2. P. 422–438. doi:10.1029/RG024i002p00422
4. Gulev S.K., Thorne P.W., Ahn J. et al. Changing state of the climate system // *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 2021. P. 287–422.
5. Богданов М.Б., Червяков М.Ю., Кошель А.А. Десятилетний ряд глобального распределения альbedo по данным ИСЗ «Метеор-М» // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2022. Т. 19, № 2. С. 243–251. doi:10.21046/2070-7401-2022-19-2-243-251
6. Червяков М.Ю., Котума А.И., Спирихина А.А. Атлас альbedo по данным измерений отраженных потоков коротковолновой радиации, полученных с помощью гидрометеорологического спутника «Метеор-М» № 1. Саратов: Изд-во Саратов. Ун-та, 2017, 57 с. URL: http://elibrary.sgu.ru/uch_lit/1859.pdf (дата обращения: 30.03.2024).
7. Rutan D., Rose F., Roman M. et al. Development and assessment of broadband surface albedo from Clouds and the Earth's Radiant Energy System Clouds and Radiation Swath data product // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2009. Vol. 27. 114(D8). doi:10.1029/2008JD010669
8. Donohoe A., Battisti D.S. Atmospheric and surface contributions to planetary albedo // *Journal of Climate*. 2011. Vol. 24, N 16. P. 4402–4418. doi:10.1175/2011JCLI3946.1
9. Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Буренков В.И. и др. Оценка объемного поглощения солнечного излучения в водной толще по спутниковым данным // *Фундаментальные исследования океанов и морей*. М.: Наука, 2006. С. 109–126.
10. Madec G., Bourdallé-Badie R., Bouttier P.A. et al. NEMO Ocean engine. 2017. doi:10.5281/zenodo.6334656
11. Payne R.E. Albedo of the sea surface // *Journal of Atmospheric Sciences*. 1972. Vol. 29, N 5. P. 959–970. doi:10.1175/1520-0469(1972)029<0959: AOTSS>2.0.CO;2
12. Jin Z., Charlock T.P., Smith Jr. W.L., Rutledge K. A parameterization of ocean surface albedo // *Geophysical research letters*. 2004. Vol. 31, N 22. doi:10.1029/2004GL021180
13. Wei J., Ren T., Yang P. et al. An improved ocean surface albedo computational scheme: Structure and Performance // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2021. Vol. 126, N 8. doi:10.1029/2020JC016958
14. Копелевич О.В., Салинг И.В., Вазюля С.В. и др. Биооптические характеристики морей, омывающих берега западной половины России, по данным спутниковых сканеров цвета 1998–2017 гг. // *Институт океанологии имени П.П. Ширикова РАН. Ответственный редактор д. ф.-м. н. О.В. Копелевич*. Москва, 2018. 140 с. URL: https://optics.ocean.ru/Atlas_2019/8_Monography_2018.pdf (дата обращения: 30.03.2024).

15. Глуховец Д.И., Шеберстов С.В. Влияние первичных гидрооптических характеристик на альbedo океана // Труды XII Всероссийской конференции с международным участием «Современные проблемы оптики естественных вод», Санкт-Петербург: ИО РАН, 2023. С. 64–69.
16. Plass G.N., Kattawar G.W., Catchings, F.E. Matrix operator theory of radiative transfer. 1: Rayleigh scattering // *Applied Optics* 1973. Vol. 12. P. 314–329. doi:10.1364/AO.12.000314
17. Kopelevich O., Sheberstov S., Vazyulya S. Effect of a Coccolithophore Bloom on the Underwater Light Field and the Albedo of the Water Column // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2020. Vol. 8. 456. doi:10.3390/jmse8060456
18. Gordon H.R., Castaño D.J. Aerosol analysis with Coastal Zone Color Scanner. A simple method for including multiple scattering effects // *Applied Optics*. 1989. Vol. 28. P. 1320–1326. doi:10.1364/AO.28.001320
19. HITRAN on the Web <https://hitran.iao.ru/home.sim-theory.sp-function> (дата обращения: 30.03.2024).
20. Gordon H.R., Wang M., Surface-roughness considerations for atmospheric correction of ocean color sensors. I: The Rayleigh-scattering component // *Applied Optics*. 1992. Vol. 32, P. 4247–4260. doi:10.1364/AO.31.004247
21. Mobley C.D., Hedley J.D. Hydrolight 6.0 Ecolight 6.0 Technical Documentation. Numerical Optics Ltd. 2021. Belmont House, 19 West Street Tiverton, EX16 8AA, UK 131 p.
22. Morel A., Antoine D., and Gentili B., Bidirectional reflectance of oceanic waters: accounting for Raman emission and varying particle scattering phase function 2002 // *Applied Optics*. Vol. 41. N 30. P. 6289–6306. doi:10.1364/AO.41.006289
23. Копелевич О.В. Малопараметрическая модель оптических свойств морской воды // *Оптика океана*. М.: Наука, 1983. Т. 1. С. 208–234.
24. Segelstein D.J. The complex refractive index of water // Doctoral dissertation, University of Missouri-Kansas City. 1981.
25. Stamnes K., Tsay S.-C., Wiscombe W., Jayaweera K. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media // *Applied Optics*. 1988. Vol. 27. P. 2502–2509. doi:10.1364/AO.27.002502
26. Vazyulya S., Deryagin D., Glukhovets D. et al. Regional Algorithm for Estimating High Coccolithophore Concentration in the Northeastern Part of the Black Sea // *Remote Sensing*. 2023. Vol. 15, N 9. 2219. doi:10.3390/rs15092219
27. Tyrrel T., Holligan P.M., Mobley C. Optical impacts of oceanic coccolithophore blooms // *Journal Geophysical Research Oceans*. 1999. V. 104. P. 3223–3241. doi:10.1029/1998JC900052
28. Чернокульский А.В., Мохов И.И. Сравнительный анализ характеристик глобальной и зональной облачности по различным спутниковым и наземным наблюдениям // *Исследование Земли из космоса*. 2010. № 3. С. 12–29.
29. Glukhovets D.I., Goldin Yu.A. Surface desalinated layer distribution in the Kara Sea determined by shipboard and satellite data // *Oceanologia*. 2020. Vol. 62, N 3. P. 364–373. doi:10.1016/j.oceano.2020.04.002
30. McMahon A., Moore R.D. Influence of turbidity and aeration on the albedo of mountain streams // *Hydrological Processes*. 2017. Vol. 31, N 25. P. 4477–4491. doi:10.1002/hyp.11370

References

1. Timofeev N.A. *Radiation regime of the oceans*. Kiev: Naukova dumka; 1983. 247 p. (in Russian).
2. Budyko M.I. *Heat balance of the earth's surface*. Leningrad: Gidrometeoizdat; 1956. 255 p. (in Russian).
3. Brooks D.R., Harrison E.F., Minnis P. et al. Development of algorithms for understanding the temporal and spatial variability of the Earth's radiation balance. *Reviews of Geophysics*. 1986;24(2):422–438. doi:10.1029/RG024i002p00422
4. Gulev S.K., Thorne P.W., Ahn J. et al. Changing state of the climate system. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press: 2021. 287–422 p.
5. Bogdanov M.B., Chervyakov M. Yu., Koshel A.A. Ten-year series of global albedo distribution according to the Meteor-M satellite data. *Sovremennye Problemy Distancionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa*. 2022;19(2):243–251. doi:10.21046/2070-7401-2022-19-2-243-251
6. Chervyakov M. Yu., Kotuma A.I., Spiriyakhina A.A. Atlas of albedo based on measurements of reflected shortwave radiation fluxes obtained using the hydrometeorological satellite Meteor-M No. 1. URL: http://elibrary.sgu.ru/uch_lit/1859.pdf (date of access: 30.03.2024) (in Russian).
7. Rutan D., Rose F., Roman M. et al. Development and assessment of broadband surface albedo from Clouds and the Earth's Radiant Energy System Clouds and Radiation Swath data product. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2009;27:114(D8). doi:10.1029/2008JD010669
8. Donohoe A., Battisti D.S. Atmospheric and surface contributions to planetary albedo. *Journal of Climate*. 2011;24(16):4402–4418. doi:10.1175/2011JCLI3946.1
9. Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Burenkov V.I. et al. Estimation of volumetric absorption of solar radiation in the water column using satellite data. *Fundamental'nye Issledovaniya Okeanov i Morej*. М.: Nauka; 2006. 109–126 p. (in Russian).

10. Madec G., Bourdallé-Badie R., Bouttier P.A. et al. *NEMO Ocean engine*. 2017. doi:10.5281/zenodo.6334656
11. Payne R.E. Albedo of the sea surface. *Journal of Atmospheric Sciences*. 1972;29(5):959–70. doi:10.1175/1520-0469(1972)029<0959: AOTSS>2.0.CO;2
12. Jin Z., Charlock T.P., Smith Jr. W.L., Rutledge K. A parameterization of ocean surface albedo. *Geophysical Research Letters*. 2004;31:22. doi:10.1029/2004GL021180
13. Wei J., Ren T., Yang P. et al. An improved ocean surface albedo computational scheme: Structure and Performance. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2021;126:8. doi:10.1029/2020JC016958
14. Kopelevich O.V., Sahling I.V., Vazyulya S.V. et al. Bio-optical characteristics of the seas washing the shores of the western half of Russia, according to satellite color scanner data from 1998–2017. Moscow: IO RAS; 2018. 140 p. URL: https://optics.ocean.ru/Atlas_2019/8_Monography_2018.pdf (date of access: 30.03.2024) (in Russian).
15. Glukhovets D.I., Sheberstov S.V. Influence of primary hydro-optical characteristics on ocean albedo. *Proceedings of X Anniversary All-Russia Conference «Current problems in optics of natural waters» (ONW'2019)*. Saint-Petersburg: JSC “Izd. “KHIMIZDAT”; 2019. P. 64–69 (in Russian).
16. Plass G.N., Kattawar G.W., Catchings, F.E. Matrix operator theory of radiative transfer. 1: Rayleigh scattering. *Applied Optics*. 1973;12:314–329. doi:10.1364/AO.12.000314
17. Kopelevich O., Sheberstov S., Vazyulya S. Effect of a Coccolithophore Bloom on the Underwater Light Field and the Albedo of the Water Column. *Journal of Marine Science and Engineering*. 2020;8:456. doi:10.3390/jmse8060456
18. Gordon H.R., Castaño D.J. Aerosol analysis with Coastal Zone Color Scanner. A simple method for including multiple scattering effects. *Applied Optics*. 1989;28:1320–1326. doi:10.1364/AO.28.001320
19. HITRAN on the Web <https://hitran.iao.ru/home.sim-theory.sp-function> (date of access: 30.03.2024).
20. Gordon H.R., Wang M. Surface-roughness considerations for atmospheric correction of ocean color sensors. I: The Rayleigh-scattering component. *Applied Optics*. 1992;32:4247–4260. doi:10.1364/AO.31.004247
21. Mobley C.D., Hedley J.D. Hydrolight 6.0 Ecolight 6.0 Technical Documentation. Numerical Optics Ltd. 2021. Belmont House, 19 West Street Tiverton, EX16 8AA, UK 131 p.
22. Morel A., Antoine D., Gentili B. Bidirectional reflectance of oceanic waters: accounting for Raman emission and varying particle scattering phase function. *Applied Optics*. 2002;41(30):6289–6306. doi:10.1364/AO.41.006289
23. Kopelevich O.V. *Low-parameter model of the optical properties of sea water*. *Optika Okeana*. M.: Nauka; 1983. Vol. 1, P. 208–234.
24. Segelstein D.J. *The complex refractive index of water*. *Doctoral dissertation*. University of Missouri-Kansas City: 1981.
25. Stamnes K., Tsay S.-C., Wiscombe W., Jayaweera K. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Applied Optics*. 1988;27:2502–2509. doi:10.1364/AO.27.002502
26. Vazyulya S., Deryagin D., Glukhovets D. et al. Regional Algorithm for Estimating High Coccolithophore Concentration in the Northeastern Part of the Black Sea. *Remote Sensing*. 2023;15(9):2219. doi:10.3390/rs15092219
27. Tyrrel T., Holligan P.M., Mobley C. Optical impacts of oceanic coccolithophore blooms. *Journal Geophysical Research Oceans*. 1999;104:3223–3241. doi:10.1029/1998JC900052
28. Chernokulsky A.V., Mokhov I.I. Intercomparison of Global and Zonal Cloudiness Characteristics from Different Satellite and Ground-Based Data. *Issledovanie Zemli iz Kosmosa*. 2010;3:12–29.
29. Glukhovets D.I., Goldin Yu.A. Surface desalinated layer distribution in the Kara Sea determined by shipboard and satellite data. *Oceanologia*. 2020;62(3):364–373. doi:10.1016/j.oceano.2020.04.002
30. McMahon A., Moore R.D. Influence of turbidity and aeration on the albedo of mountain streams. *Hydrological Processes*. 2017;31(25):4477–4491. doi:10.1002/hyp.11370

Об авторах

ГЛУХОВЕЦ Дмитрий Ильич, кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник ИО РАН, доцент Московского физико-технического института (национального исследовательского университета), ORCID: 0000-0001-5641-4227, Scopus AuthorID: 57193736311, SPIN-код (РИНЦ): 6755-2450, e-mail: glukhovets@ocean.ru

ШЕБЕРСТОВ Сергей Валентинович, старший научный сотрудник ИО РАН, ORCID: 0000-0001-8489-2859, WoS ResearcherID: G-1566-2014, Scopus Author ID: 6602841753, SPIN-код (РИНЦ): 6493-8190, e-mail: sheberst@yandex.ru