

УДК 551.465

© И.М.Левин, Т.М.Радомысльская, В.В.Савченко, 2012

Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им.П.П.Ширшова РАН
osopt@yandex.ru

ВИДИМОСТЬ НЕФТЯНЫХ ПЛЕНОК НА ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ ИЗ КОСМОСА

Приведены алгоритм и результаты расчета видимого контраста нефтяной пленки на поверхности моря при наблюдении из космоса в видимой, ультрафиолетовой и ближней инфракрасной областях спектра (300–800 нм). Расчеты проведены для различных типов вод и океанической атмосферы различной мутности при изменении высоты Солнца и скорости приводного ветра. Показано, что при использовании нескольких спектральных каналов возможно наблюдение нефтяных пленок на поверхности воды при скоростях ветра от 6 до 20 м/с и зенитных углах Солнца от 0 до 45 градусов. При этом наибольшие значения контраста соответствуют более высоким скоростям ветра и более высокому Солнцу.

Ключевые слова: нефтяные пленки, поверхность моря, контраст.

Проблема лидарного дистанционного зондирования нефтяных пленок на поверхности океана была всесторонне исследована в работах В.Ю.Осадчего, К.С.Шифрина и И.Я.Гуревич [1, 2]. Было показано, что при зондировании в надир эффект гашения волнения пленкой воды приводит к увеличению яркости пленки, так как в нефтяном слике больше перпендикулярных к излучению площадок, чем в незагрязненной поверхности. Соответственно контраст пленка–вода для лидарного наблюдения всегда положительный (коэффициент отражения нефти больше, чем воды).

В случае телевизионного или фотографического наблюдения пленок при естественном освещении картина существенно усложняется. В этом случае гашение волнения пленкой может как увеличить, так и уменьшить яркость отраженного от пленки излучения в зависимости от скорости ветра, зенитного угла Солнца и направления наблюдения. Соответственно контраст может быть как положительным, так и отрицательным. Поэтому важно проанализировать зависимость контраста от этих параметров, с тем чтобы получить возможность выбора оптимальной области спектра для наблюдения нефтяных пленок на поверхности при заданных условиях наблюдения.

Здесь будет рассмотрен видимый контраст пленки на фоне воды при телевизионных или фотографических наблюдениях из космоса в надир в видимой, ультрафиолетовой и инфракрасной областях спектра для океанической атмосферы различной мутности и в различных типах океанских вод. В качестве исходных данных для расчета вклада в контраст яркости выходящего из воды обратно рассеянного излучения используются классические измерения Мореля и Прийера спектральных коэффициентов диффузного отражения (альбедо) воды $R(\lambda)$ в видимой области спектра в различных районах Мирового океана [3]. Пересчет этих данных на УФ и ИК области спектра проводился с использованием оптической модели океанской воды О.В.Копелевича.

На основании этих же спектров $R(\lambda)$ была оценена видимость нефтяных пленок с корабля или низколетящего авианосителя (без учета атмосферы) в работе [4].

Алгоритм расчета яркости восходящего излучения. Выразим контраст нефтяной пленки на поверхности воды в виде

$$C = \frac{L_t^f - L_t}{\max\{L_t^f, L_t\}},$$

где L_t^f – полная (total) яркость восходящего излучения на верхней границе атмосферы при визировании на пленку; L_t – полная яркость восходящего излучения на верхней границе атмосферы при визировании на чистую поверхность.

Видимая яркость L_t складывается из компонентов, определяемых светом, рассеянным назад толщей воды и ослабленным в атмосфере (L_w), светом, отраженным от поверхности и ослабленным в атмосфере (L_s), и светом, рассеянным назад в атмосфере без взаимодействия с поверхностью (L_A), а видимая яркость пленки L_t^f – той же величиной L_A и светом, отраженным от пленки (L_s^f): $L_t = L_A + L_s + L_w$, $L_t^f = L_A + L_s^f$.

При записи последней формулы предполагается, что нефтяная пленка непрозрачна для выходящего из толщи воды света. Это условие накладывает ограничения на толщину пленки. По данным работы [5], посвященной изучению оптических свойств нефти, в видимой области спектра для «типичной» нефти из Канибадамской скважины показатель поглощения a находится в пределах $(1-5) \cdot 10^6 \text{ м}^{-1}$. Отсюда следует, что условие непрозрачности пленки для восходящего излучения и результаты проведенных расчетов справедливы при толщине пленки, большей 10–20 мкм. При пленках меньшей толщины положительный контраст будет несколько больше, а отрицательный несколько меньше рассчитанного.

Рассмотрим последовательно каждую из составляющих яркости.

Яркость излучения, рассеянного назад толщей атмосферы. Для расчета составляющей L_A – яркости атмосферы с черным дном – мы используем известную формулу В.В.Соболева [6], которую мы уточнили с помощью эмпирических поправок (M_1 и M_2). Эти поправки, как показали расчеты методом Монте-Карло [7], повышают точность формулы Соболева с 15–20 до 1–2 %.

Для общего случая наблюдения в произвольном направлении уточненная формула Соболева имеет вид

$$\rho_A = M_1 \{ \rho_1^0 [P(\vartheta) - 3\mu_0^2 + x_1 \mu \mu_0] + [0.25(3 - x_1)T(\mu_0)\tau \exp(-\tau/\mu)] + [0.5(1 + 1.5\mu_0 - T(\mu_0)) - 0.75\mu T(\mu_0)][1 - \exp(-\tau/\mu)] \}, \quad (1)$$

где $\rho_A = \pi L_A / E_0$ – коэффициент яркости атмосферы, учитывающий многократное рассеяние; E_0 – облученность на верхней границе атмосферы; M_1 – эмпирический коэффициент (определяется ниже);

$$\rho_1^0 = \frac{1}{4(\mu_0 + \mu)} \{ 1 - \exp[-\tau(\mu_0^{-1} + \mu^{-1})] \} \quad (2)$$

– коэффициент яркости, определяемый только однократным рассеянием (при $P \equiv 1$); $P(\vartheta)$ – индикатриса рассеяния атмосферы, нормированная по условию

$$\int_0^\pi P(\vartheta) \sin \vartheta d\vartheta = 2 \quad (3)$$

и определяемая как аэрозольным, так и рэлеевским рассеянием; x_1 – первый член разложения индикатрисы $P(\vartheta)$ по полиномам Лежандра ($x_1 = 3\langle \cos \vartheta \rangle$, $\langle \cos \vartheta \rangle$ – средний косинус индикатрисы, ϑ – угол рассеяния, $\cos \vartheta = -\cos \theta_0 \cos \theta + \sin \theta_0 \sin \theta \cos \phi$, ϕ – азимутальный угол между солнечным вертикалом и вертикальной плоскостью, содержащей направление наблюдения, θ – угол наблюдения (сканирования), θ_0 – зенитный угол Солнца); $\mu_0 = \cos \theta_0$, $\mu = \cos \theta$; τ – общая оптическая толщина атмосферы;

$$T(\mu) = t(\mu) \cdot M_2(\tau_a, \mu), \quad T(\mu_0) = t(\mu_0) \cdot M_2(\tau_a, \mu_0), \quad (4)$$

$$t(\mu) = \frac{1 + 1.5\mu + (1 - 1.5\mu) \exp(-\tau/\mu)}{2 + 0.5(3 - x_1)\tau}. \quad (5)$$

Функции $T(\mu)$ и $T(\mu_0)$ описывают также ослабление яркости и облученности в атмосфере, т.е.

$$T(\mu) = L / L', \quad T(\mu_0) = E / E_0, \quad (6)$$

где L' – яркость изотропного излучателя на поверхности океана; L – видимая яркость этого излучателя в направлении μ , E – облученность на поверхности (без учета поглощения атмосферными газами).

Эмпирические коэффициенты M_1 и M_2 имеют следующий вид:

$$M_1(\tau_a, \mu_0) = 1 + 0.37(1 - \mu_0^3)\tau_a, \quad (7)$$

$$M_2(\tau_a, \mu) = \frac{1 + 0.715\tau_a(1 - \sqrt{\mu})}{1 + 0.12\tau_a}. \quad (8)$$

Монте-Карло-моделирование функций L_A / E_d и $T(\mu)$, на основании которого были найдены эти коэффициенты, проводилось для рэлеевского и аэрозольного рассеяния, экспоненциально уменьшающегося с высотой, и для аэрозольной индикатрисы рассеяния Хеньи–Гринстейна. Оптическая аэрозольная толщина τ_a менялась от 0.05 до 0.4 при зенитном угле Солнца θ_0 , равным от 0 до 60°. Рассматривался случай наблюдения в нади́р ($\mu = 1$). Поэтому коэффициенты M_1 и M_2 справедливы только для этих условий.

Как видно из (1)–(8), для расчета яркости излучения, рассеянного назад в толще атмосферы, при наблюдении в нади́р необходимо знать зенитный угол Солнца θ_0 , облученность на верхней границе атмосферы $E_0 = S \cos \theta_0$ (S – солнечная постоянная), индикатрису рассеяния атмосферы $P(\vartheta)$, ее полную τ и аэрозольную τ_a оптическую толщину. Подробные таблицы солнечной постоянной приведены в [8]. Спектральная оптическая толщина атмосферы представляется в виде суммы аэрозольной и рэлеевской составляющих $\tau(\lambda) = \tau_a(\lambda) + \tau_p(\lambda)$, где, согласно [8], $\tau_p(\lambda) = [115.64\lambda^4 - 1.335\lambda^2]^{-1}$ (длина волны λ в мкм), а $\tau_a(\lambda) = \tau_a(550) \left(\frac{550}{\lambda} \right)^m$.

Величину $\tau_a(550)$ для длины волны 550 нм и параметр Ангстрема m можно определить из оптической модели океанской атмосферы, построенной по данным многолетних измерений функций $\tau(\lambda)$, проведенных лабораторией оптики СПбФ ИО РАН в различных районах Мирового океана и обобщенных К.С. Шифриным [9] (табл.1).

Таблица 1

**Значение аэрозольной оптической толщины $\tau_a(550)$
и параметра Ангстрема m в различных океанских районах**

Район	$\tau_a(550)$	m
Наиболее чистая океаническая атмосфера	0.05	0.35
Центрально-океанический район	0.07	0.40
Прибрежный район	0.2	0.90
«Море Мрака»	0.4	0.45

Индикатриса рассеяния атмосферы определяется как

$$P(\lambda, \vartheta) = (\tau_a(\lambda) / \tau(\lambda)) P_a(\vartheta) + (\tau_p(\lambda) / \tau(\lambda)) P_p(\vartheta),$$

где $P_p(\vartheta) = 0.75(1.017 + 0.948 \cos 2\vartheta)$ – рэлеевская индикатриса рассеяния. В качестве аэрозольной индикатрисы используем индикатрису Хеньи–Гринштейна для морского аэрозоля, рекомендованную в [10, 11]:

$$\left. \begin{aligned} P_a(\vartheta) &= \alpha f(\vartheta, g_1) + (1 - \alpha) f(\vartheta, g_2) \\ f(\vartheta, g) &= \frac{1 - g^2}{(1 + g^2 - 2g \cos \vartheta)^{3/2}} \end{aligned} \right\}$$

с параметрами $\alpha = 0.983$, $g_1 = 0.82$, $g_2 = -0.55$;

Величина x_1 для этой индикатрисы равна 2.39.

Яркость излучения, отраженного от чистой и покрытой пленкой поверхности моря. Для расчета составляющей L_s , яркости, обусловленной светом, отраженным от незагрязненной поверхности, мы используем соотношение, полученное в [12]:

$$L_s = \pi^{-1} E^{\text{dif}} \rho_s^{\text{dif}} T(\mu) + \pi^{-1} E^{\text{dir}} R_s^{\text{dir}} [T(\mu) - \exp(-\tau/\mu)] + \pi^{-1} E^{\text{dir}} \rho_s^{\text{dir}} \exp(-\tau/\mu), \quad (9)$$

где E^{dir} и E^{dif} – составляющие облученности поверхности, обусловленные прямой и диффузной радиацией; ρ_s^{dir} и ρ_s^{dif} – коэффициенты яркости поверхности для прямой и рассеянной радиации; R_s^{dir} – альbedo поверхности для прямой радиации. При выводе формулы (9) предполагалось, что все фотоны, достигшие приемника после отражения от поверхности, можно представить в виде суммы четырех частей: $L_s = L_{00} + L_{01} + L_{10} + L_{11}$. Первый индекс указывает судьбу фотонов на пути к поверхности, второй – на пути от поверхности к приемнику. Значение индекса 1 означает, что фотоны испытали хотя бы одно рассеяние, 0 – фотоны не рассеивались. В формуле (9) первое слагаемое соответствует составляющей яркости, обусловленной фотонами, которые рассеялись не менее одного раза на пути к поверхности ($L_{10} + L_{11}$), второе – фотонами, не рассеянными на пути к поверхности, но рассеянными на пути от поверхности к приемнику (L_{01}), третье – фотонами, дошедшими до приемника вообще без рассеяния (L_{11}). В этой формуле учтены не изотропный характер отражения света от поверхности океана и разное ослабление в атмосфере прямого и рассеянного света.

Учитывая (6) и введя обозначения для ослабления прямой радиации

$$T^{\text{dir}}(\mu) = \exp(-\tau/\mu)$$

и коэффициента яркости поверхности на верхней границе атмосферы

$$\rho_s^A = L_s \pi / E_0,$$

перепишем уравнение (9) в виде

$$L_s = \frac{E_0}{\pi} \rho_s^A; \rho_s^A = [T(\mu_0) - T^{\text{dir}}(\mu_0)]T(\mu)\rho_s^{\text{dif}} + [T(\mu) - T^{\text{dir}}(\mu)]T^{\text{dir}}(\mu_0)R_s^{\text{dir}} + T^{\text{dir}}(\mu)T^{\text{dir}}(\mu_0)\rho_s^{\text{dir}}. \quad (10)$$

Для чистой поверхности коэффициенты яркости и отражения в видимой области слабо зависят от длины волны и рассчитываются на основе распределения уклонов Кокса–Манка [13] по формулам Мулламаа [14], позволяющими определить ρ_s^{dir} для любых значений скорости ветра (V), зенитного угла Солнца (θ_0) и азимута ветра (ϕ_v). Для ряда фиксированных значений V , θ_0 и ϕ_v значения ρ_s^{dir} и R_s^{dir} приведены в книге [15]. Некоторые значения ρ_s^{dir} показаны в табл.2. Для не слишком больших зенитных углов $\theta_0 \leq 45^\circ$ и скорости ветра $V > 4$ м/с значения R_s^{dir} и ρ_s^{dif} меняются незначительно: $R_s^{\text{dir}} \cong 0.021 - 0.035$, $\rho_s^{\text{dif}} \cong 0.021$ [14].

Таблица 2

**Коэффициенты яркости чистой поверхности ρ_s^{dir}
(усредненные по азимуту ветра)**

$\theta_0, ^\circ$	$V, \text{ м/с}$				
	2	5	10	15	20
0	0.42	0.20	0.10	0.072	0.054
20	0.036	0.064	0.061	0.051	0.043
45	0.0001	0.0016	0.008	0.014	0.018

Видимая яркость пленки на верхней границе атмосферы L_s^f выражается формулой (10) при замене L_s на L_s^f , ρ_s^A на ρ_f^A , R_s^{dir} на R_f^{dir} , ρ_s^{dif} на ρ_f^{dif} и ρ_s^{dir} на ρ_f^{dir} , где R_f^{dir} , ρ_f^{dif} , ρ_f^{dir} – коэффициенты отражения и яркости при прямом и диффузном освещении для поверхности, покрытой пленкой.

Френелевский коэффициент отражения толстой нефтяной пленки в видимой области спектра с точностью около 10 % не зависит от длины волны, и его среднее значение равно 0.04, в то время как для воды в видимой области спектра френелевский коэффициент отражения равен ≈ 0.02 . Известно также [1, 2], что загрязненная морская поверхность может рассматриваться как случайная поверхность, имеющая распределение уклонов Кокса–Манка, но с дисперсией, примерно в 3 раза меньшей, чем в распределении уклонов чистой поверхности. Это соответствует трехкратному уменьшению скорости ветра. Поэтому можно предположить, что

$$\left. \begin{aligned} R_f^{\text{dir}} &\approx 2R_s^{\text{dir}}(\theta_0, V/3) \\ \rho_f^{\text{dif}} &\approx 2\rho_s^{\text{dif}} = 0.042 \\ \rho_f^{\text{dir}} &\approx 2\rho_s^{\text{dir}}(\theta_0, V/3) \end{aligned} \right\}.$$

Яркость выходящего из моря излучения на верхней границе атмосферы. Яркость света, рассеянного назад толщей воды и ослабленного в атмосфере L_w , можно записать в виде

$$L_w = 0.533 \pi^{-1} \rho_w T(\mu) E,$$

где 0.533 – коэффициент, учитывающий изменение яркости на границе раздела вода/воздух; ρ_w – коэффициент яркости воды (под поверхностью).

Как показано в [16, 17], коэффициент яркости моря мало зависит от условий освещения и с точностью $\pm 5\%$ может быть принят равным

$$\rho_w = 0.275X, \quad (11)$$

где $X = b_b / (a + b_b)$, a и b_b – показатели поглощения и обратного рассеяния света в воде.

Расчет величины L_w ведется на базе экспериментальных данных Мореля и Приера по спектрам коэффициентов отражения толщи воды, представленных в [3], в виде зависимостей $R(\lambda)$ в видимой области спектра ($\lambda = 400\text{--}700$ нм) для нескольких типов вод: «голубых» (наиболее чистые воды открытого океана) и «зеленых» – типа 1 и типа 2 по классификации Мореля. Поэтому естественно принять используемую этими авторами модель

$$R = 0.33b_b / a \approx 0.33X. \quad (12)$$

Отсюда требуемая величина ρ_w может быть определена из (11) и (12) как

$$\rho_w = 0.83R. \quad (13)$$

Для расчета яркости L_w и контраста в ИК- и УФ-областях спектра мы экстраполировали на эту область экспериментальные данные Мореля и Приера по $R(\lambda)$, используя формулу (12). Для расчета показателей поглощения a и обратного рассеяния b_b используем модель Копелевича оптических свойств воды [18]:

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_y(\lambda) + a_c(\lambda), \quad (14)$$

$$b_b(\lambda) = 0.5b_w(\lambda) + b_{bp}(\lambda), \quad (15)$$

где a_w , a_y , a_c (1/м) – показатели поглощения чистой воды, желтого вещества и хлорофилла соответственно; b_w – показатель рассеяния чистой воды, b_{bp} – показатель обратного рассеяния взвеси. Данные о $a_w(\lambda)$ и $b_w(\lambda)$ мы брали из работ [19, 20] соответственно. Остальные параметры рассчитывались по формулам [18, 21, 22]:

$$a_y(\lambda) = a_y(\lambda_0) \exp[-0.014(\lambda - \lambda_0)], \quad (16)$$

$$a_c(\lambda_0) = a_c(440\text{нм}) a_c^*(\lambda_0), \quad (17)$$

$$a_c(440) = \begin{cases} 0.018C & (C < 1 \text{ мг/м}^3) \\ 0.07C & (C > 1 \text{ мг/м}^3) \end{cases} \quad (18)$$

$$b_{bp}(\lambda) = b_{bp}(\lambda_0)(\lambda_0 / \lambda), \quad (19)$$

где C – концентрация хлорофилла (в мг/м³); безразмерные коэффициенты a_c^* для $\lambda = 400\text{--}700$ нм содержатся в таблицах [21]; $\lambda_0 = 400$ нм при экстраполяции на УФ-область и $\lambda_0 = 700$ нм при экстраполяции на ИК-область.

Для «зеленых» вод (типа 1 и 2 по классификации Мореля) экстраполяция производилась по следующему алгоритму: из [3] брали экспериментальные значения R

(400 нм), C , $a(400 \text{ нм})$ и $b_{bp}(400 \text{ нм})$ для различных станций. Далее, следуя [18], предполагали, что $a_c(300 < \lambda < 400) = a_c(400)$. После этого, пользуясь таблицами для $a_w(\lambda)$ [19] и $b_w(\lambda)$ [20] и для $a_c^*(\lambda)$ [21], а также формулами (12)–(19), получали значения R и ρ_w для УФ-области ($300 \text{ нм} < \lambda < 400 \text{ нм}$).

Для «голубых» (по классификации Мореля) вод алгоритм упрощается, так как в этом случае мы предполагаем, что $a_y = a_c = 0$.

Данные по R на ИК-область экстраполируются по тому же алгоритму с тем же предположением, что $a_y = a_c = 0$, но с той лишь разницей, что значение $\lambda_0 = 400 \text{ нм}$ заменяется на $\lambda_0 = 700 \text{ нм}$.

Результаты расчетов. Результаты расчетов контрастов в спектральном диапазоне 300–800 нм для различных типов вод, мутности атмосферы, высоты Солнца и скорости приводного ветра по приведенному выше алгоритму показаны на рис.1–6.

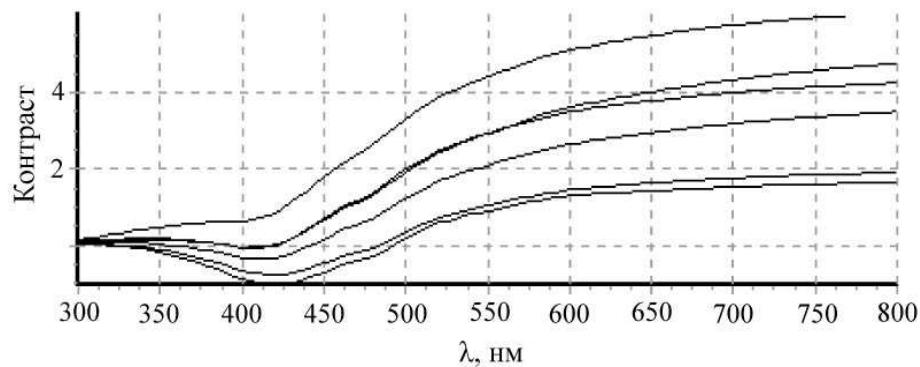


Рис.1. Спектральная зависимость контраста нефтяной пленки при наблюдении из космоса для «голубых» вод. Зенитный угол Солнца 45°.

Кривые сверху вниз (здесь и на рис.2–6) относятся к следующим значениям скорости ветра V и оптической плотности атмосферы τ_a : 1) $V = 6 \text{ м/с}$, $\tau_a = 0.4$; 2) $V = 10 \text{ м/с}$, $\tau_a = 0.4$; 3) $V = 20 \text{ м/с}$, $\tau_a = 0.4$; 4) $V = 6 \text{ м/с}$, $\tau_a = 0.07$; 5) $V = 10 \text{ м/с}$, $\tau_a = 0.07$; 6) $V = 20 \text{ м/с}$, $\tau_a = 0.07$.

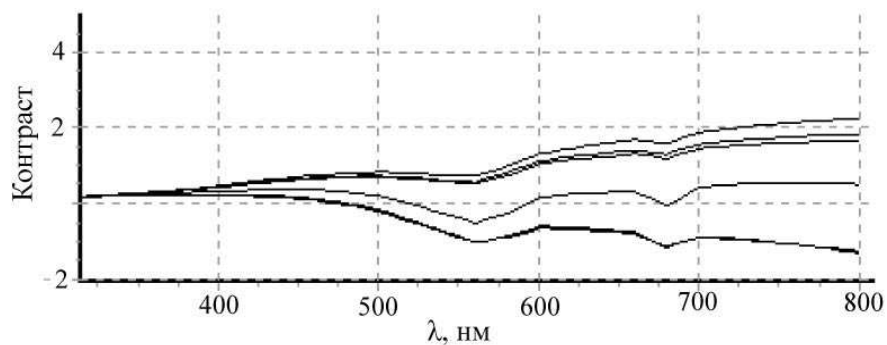


Рис.2. Спектральная зависимость контраста нефтяной пленки при наблюдении из космоса для «голубых» вод. Зенитный угол Солнца 20°.

1) $V = 20 \text{ м/с}$, $\tau_a = 0.07$; 2) $V = 20 \text{ м/с}$, $\tau_a = 0.4$; 3) $V = 10 \text{ м/с}$, $\tau_a = 0.07$; 4) $V = 10 \text{ м/с}$, $\tau_a = 0.4$; 5) $V = 6 \text{ м/с}$, $\tau_a = 0.4$; 6) $V = 6 \text{ м/с}$, $\tau_a = 0.07$.

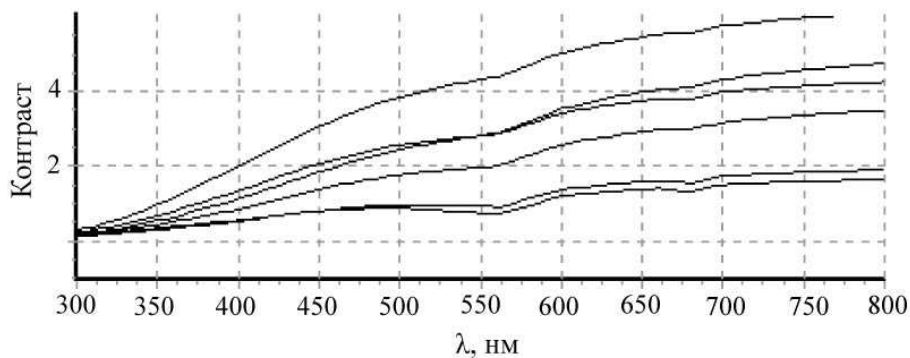


Рис.3. Спектральная зависимость контраста нефтяной пленки при наблюдении из космоса для «зеленых» вод «Case 1» по классификации Мореля и Приера. Зенитный угол Солнца 45°. 1) $V = 6$ м/с, $\tau_a = 0.4$; 2) $V = 10$ м/с, $\tau_a = 0.4$; 3) $V = 20$ м/с, $\tau_a = 0.4$; 4) $V = 6$ м/с, $\tau_a = 0.07$; 5) $V = 10$ м/с, $\tau_a = 0.07$; 6) $V = 20$ м/с, $\tau_a = 0.07$.

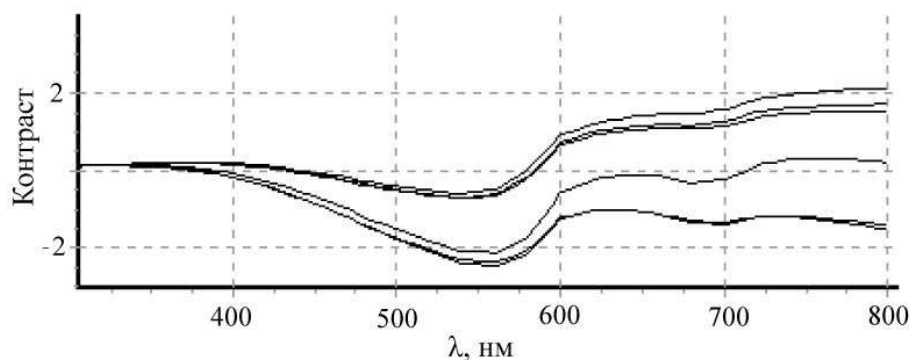


Рис.4. Спектральная зависимость контраста нефтяной пленки при наблюдении из космоса для «зеленых» вод «Case 1» по классификации Мореля и Приера. Зенитный угол Солнца 20°. 1) $V = 20$ м/с, $\tau_a = 0.07$; 2) $V = 20$ м/с, $\tau_a = 0.4$; 3) $V = 10$ м/с, $\tau_a = 0.07$; 4) $V = 10$ м/с, $\tau_a = 0.4$; 5) $V = 6$ м/с, $\tau_a = 0.4$; 6) $V = 6$ м/с, $\tau_a = 0.07$.

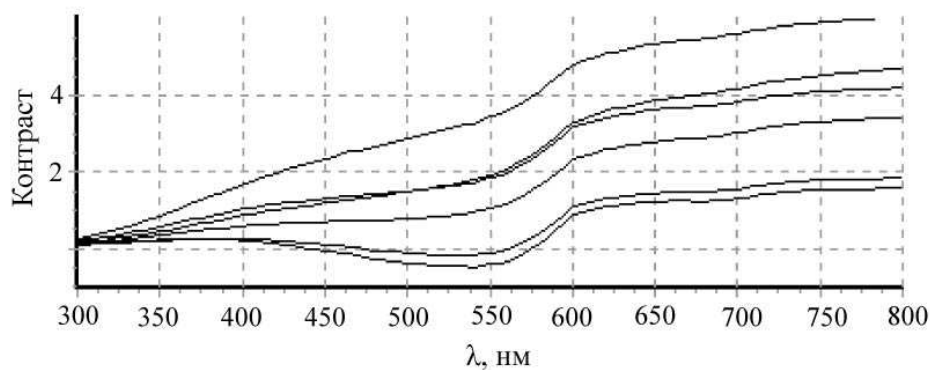


Рис.5. Спектральная зависимость контраста нефтяной пленки при наблюдении из космоса для «зеленых» вод «Case 2» по классификации Мореля и Приера. Зенитный угол Солнца 45°. 1) $V = 6$ м/с, $\tau_a = 0.4$; 2) $V = 10$ м/с, $\tau_a = 0.4$; 3) $V = 20$ м/с, $\tau_a = 0.4$; 4) $V = 6$ м/с, $\tau_a = 0.07$; 5) $V = 10$ м/с, $\tau_a = 0.07$; 6) $V = 20$ м/с, $\tau_a = 0.07$.

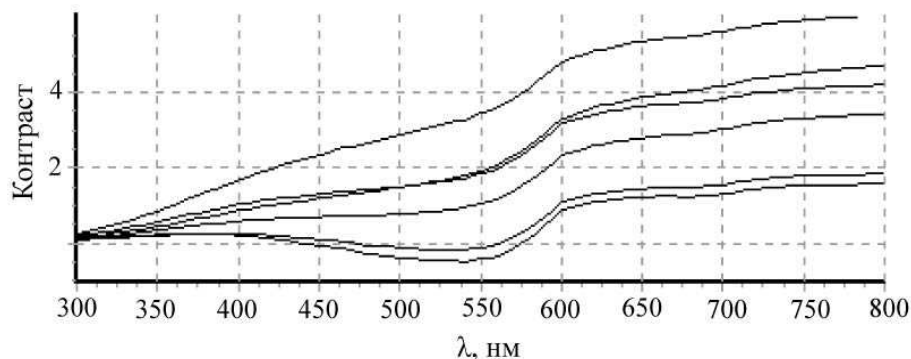


Рис.6. Спектральная зависимость контраста нефтяной пленки при наблюдении из космоса для «зеленых» вод типа «Case 2» по классификации Мореля и Приера. Зенитный угол Солнца 20° .

- 1) $V = 20$ м/с, $\tau_a = 0.07$; 2) $V = 20$ м/с, $\tau_a = 0.4$; 3) $V = 10$ м/с, $\tau_a = 0.07$; 4) $V = 10$ м/с, $\tau_a = 0.4$;
5) $V = 6$ м/с, $\tau_a = 0.4$; 6) $V = 6$ м/с, $\tau_a = 0.07$.

Из рис.1–6 можно сделать следующие выводы.

1. Для всех типов вод контраст при уходе в УФ-область уменьшается и стремится к нулю при $\lambda \rightarrow 300$ нм. Причина этого очевидна: сильное возрастание атмосферной составляющей сигнала при уменьшении длины волны.
2. Максимальные значения контраста во всех случаях находятся в длинноволновой области спектра (600–700 нм), причем для зенитных углов Солнца 20° , как правило, контраст выше, чем для 45° .
3. При зенитных углах Солнца 45° изменение мутности аэрозольной атмосферы от $\tau_a = 0.07$ до 0.4 в длинноволновой области спектра приводит к изменению знака контраста, т.е. при некоторой мутности атмосферы контраст окажется равным нулю.

Результаты расчетов показали, что при наблюдении нефтяных загрязнений поверхности моря из космоса во всех случаях предпочтение следует отдавать наблюдению при высоком Солнце. Контраст пленка–вода меняет знак при изменении скорости ветра и при изменении мутности атмосферы либо в длинноволновой, либо в коротковолновой области спектра, но не одновременно по всему спектру. Поэтому во избежание нулевых контрастов необходимо проводить наблюдения на менее чем в двух областях, например при 600–700 и вокруг 450 нм. Абсолютная величина контрастов хотя бы в одном из участков спектра всегда достаточно велика, поэтому можно утверждать, что при использовании нескольких спектральных каналов возможно наблюдение нефтяных пленок на поверхности воды при скоростях ветра от 6 до 20 м/с и зенитных углах Солнца от 0 до 45° . При этом наибольшие значения контраста соответствуют более высоким скоростям ветра и более высокому Солнцу.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 10-05-00311.

Литература

1. Osadchy V.U., Shifrin K.S., Gurevich I.Ya. Remote sensing and measurement of the thickness of oil films on the sea surface using the reflectivity contrast// SPIE Proceed. Ocean Optics XII. 1994. V.2258. P.747–758.
2. Osadchy V.U., Shifrin K.S., Gurevich I.Ya. The airborne identification of oil films at the Caspian sea surface using CO₂ lidar //Oceanol. Acta. 1999. V.22, N 1. P.51–56.
3. Morel A., Prieur L. Analysis of variation in ocean color // Limnol. Oceanogr. 1977. V.22, N 4. P.709–722, 1977.

4. *Levin I.M.* Spectral contrast of oil films on the sea surface: influence of water type, wind velocity, and solar altitude // SPIE proceed. Ocean Optics XII. 1994. V.2258. P.759–767.
5. *Золотарев В., Китушина И., Сутовский С.* Оптические постоянные нефтей в диапазоне 0.4–15 мкм // Океанология. 1977. Т.17, № 6. С.1113–1117.
6. *Соболев В.В.* Перенос лучистой энергии в атмосферах звезд и планет. М.: ГИТТЛ, 1956.
7. *Levin I.M., Radomyslskaya T.M., Sheberstov S.V.* Simple optical model of atmosphere radiance for the problem of bottom imaging from air // Proc. of III International Conf. «Current Problems in Optics of Natural Waters». St. Petersburg, 2005. P.164–169.
8. *Gregg W.W., Carder K.L.* A simple spectral solar irradiance model for cloudless maritime atmospheres // Limnol. Oceanogr. 1990. V.35, N 8. P.1657–1675.
9. *Шифрин К.С.* Оптические свойства атмосферы над океаном // Рассеяние и поглощение света в природных и искусственных дисперсных средах. Минск, 1991. С.277–288.
10. *Gordon H.R., Castano D.J.* Aerosol analysis with the Coastal Zone Color Scanner: a simple method for including multiple scattering effects // Applied Optics. 1989. V.28, N 7. P.1320–1326.
11. *Ignatov A.* Estimation of the aerosol phase function from simultaneous satellite and sun-photometer measurements // J. Appl. Meteor. 1997. V.36, N 6. P.688–694.
12. *Левин И.М., Радомысльская Т.М., Шифрин К.С.* К расчету яркости системы океан–атмосфера при дистанционном зондировании // Исследования Земли из космоса. 1987. № 5. С.25–29
13. *Cox C., Munk W.H.* Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter// Scripps Inst. of Oceanogr. Bull. 1956. V.6, N 9. P.401–479.
14. *Мулламаа Ю.-А.Р.* Атлас оптических характеристик взволнованной поверхности моря. Тарту, 1964.
15. *Долин Л.С., Левин И.М.* Справочник по теории подводного видения. Л.: Гидрометеиздат, 1991.
16. *Левин И.М.* Коэффициент яркости моря: оценка точности квазиоднократного приближения // Океанология. 1998. Т.38, № 6. С.946–949.
17. *Dolin L., Gilbert G., Levin I., Luchinin A.* Theory of imaging through wavy sea surface. N.Novgorod: Institute of Applied Physics publ., 2006.
18. *Копелевич О.В.* Малопараметрическая модель оптических свойств морской воды // Оптика океана. М.: Наука, 1983. С.208–236.
19. *Pope R.M., Fry E.S.* Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements // Applied Optics. 1997. V.36, N 33. P.8710–8723.
20. *Smith R.C., Baker K.S.* Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm) // Appl. Opt. 1981.V.20, N 2. P.177–184.
21. *Prieur L., Sathyendranath S.* An optical classification of coastal and oceanic waters based on the specific spectral absorption of phytoplankton pigments, dissolved organic matter and other particulate materials // Limnol. and Oceanogr. 1981.V.26, N 4. P.671–689.
22. *Sathyendranath S., Prieur L., Morel A.* A three-component model of ocean colour and its application to remote sensing of phytoplankton pigments in coastal waters // Int. J. Remote Sensing. 1989. V.10, N 8. P.1373–1394.

Статья поступила в редакцию 24.02.2012 г.

