

УДК 551.465

И.М.Левин¹, Л.С.Долин², Т.М.Радомысльская¹

ДАЛЬНОСТЬ ВИДИМОСТИ КРУПНЫХ ПОДВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ ПРИ ВИЗУАЛЬНОМ НАБЛЮДЕНИИ ИЗ ВОЗДУХА ЧЕРЕЗ ВЗВОЛНОВАННУЮ ПОВЕРХНОСТЬ МОРЯ

Рассмотрена задача расчета видимости достаточно крупного объекта, находящегося в толще воды, при визуальном наблюдении с заданной высоты над поверхностью моря. Предполагалось, что известен минимальный набор данных об условиях наблюдения: параметры объекта, высота Солнца, метеорологическая дальность видимости, скорость ветра и прозрачность воды по диску Секки. Приведена методика расчета по этим данным дальности видимости с учетом влияния на нее поверхностного волнения. Даны примеры расчета дальности видимости объектов с минимальным размером 10 и 20 м для заданных метеорологических условий.

Теория инструментального (телевизионного, лазерного) видения подводных объектов, в том числе видение из атмосферы, разработана достаточно подробно и отражена в многочисленных статьях, монографиях [1, 2] и обзорах [3, 4]. В настоящей статье мы впервые применяем эту теорию к случаю визуального наблюдения из атмосферы (с авианосителя) через взволнованную поверхность моря.

Наблюдение подводных объектов (в частности, шельфа) с авианосителя, с одной стороны, имеет существенные преимущества по сравнению с подводным или корабельным наблюдением, так как обеспечивает гораздо большую производительность осмотра. Действительно, при том же угле обзора системы площадь участка дна, попадающего в поле зрения с высоты H , примерно в $(H/z)^2$ раз больше, чем при наблюдении с поверхности моря. Так как H измеряется в километрах, а z (глубина, на которой виден объект) - в лучшем случае в десятках метров, а скорость движения авианосителя гораздо больше, чем подводного аппарата или корабля, то выигрыш в производительности осмотра (следовательно, и в экономии топлива и других ресурсов) оказывается очень большим. С другой стороны, взволнованная поверхность моря является источником дополнительных шумов, возникающих из-за флуктуаций поступающего на приемник светового излучения от объекта, толщи воды и отраженного от поверхности света, вызванных волнением и, кроме того, она приводит к существенным искажениям изображения из-за преломления отраженного от объекта света на участках поверхности, имеющих случайный наклон.

Визуальное наблюдение отличается от инструментального не только особенностями глаза как приемника излучения, но и способностью глаза осуществлять фильтрацию изображения, уменьшающую флуктуации изображения, вызванные волнением. Для объектов относительно малых размеров искажения изображения из-за преломления отраженного от объекта света на случайно ориентированных участках поверхности моря могут до неузнаваемости исказить структуру изображения, так что наблюдение становится невозможным даже с небольшой высоты. Поэтому здесь мы ограничиваемся рассмотрением случаев наблюдения достаточно крупных (минимальный размер 10 м) объектов.

Основным параметром, характеризующим процесс наблюдения подводного объекта, является дальность видимости $z_{np}(\psi)$ - расстояние в воде, на котором еще различимы элементы объекта данной пространственной частоты ψ . Именно этой величине уделяется основное внимание в данной статье.

¹ Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им.П.П.Ширшова РАН

² Институт прикладной физики РАН (Нижний Новгород)

© Левин И.М., Долин Л.С., Радомысльская Т.М., 2009

Связь дальности видимости с контрастной чувствительностью глаза. При визуальном наблюдении видимость определяется контрастом изображения и пороговой контрастной чувствительностью глаза $K'_{\text{пр}}$. При этом под контрастом обычно понимают величину:

$$K' = (L_1 - L_2) / L_1,$$

где L_1 и L_2 – видимые яркости соседних элементов наблюдаемого объекта, тогда как в теории инструментального видения контрастом называют величину:

$$K = (L_1 - L_2) / (L_1 + L_2). \quad (1)$$

Значения K и K' связаны соотношением:

$$K' = 2K / (1 + K). \quad (2)$$

Пороговая контрастная чувствительность глаза $K'_{\text{пр}}$ (минимальный видимый контраст, при котором глаз распознает объект) зависит от яркости фона и угловой пространственной частоты.

В литературе можно встретить различные значения $K'_{\text{пр}}$. В классической теории горизонтальной видимости в атмосфере [5, 6] принята величина $K'_{\text{пр}} = 0.02$. В некоторых работах, касающихся теории видимости диска Секки, используются значения $K'_{\text{пр}} = 0.007$ [7] и даже $K'_{\text{пр}} = 0.003$ [8]. Однако, мы считаем эти величины заведомо заниженными. По-видимому, наиболее подробное и адекватное описание зависимости порогового контраста глаза от яркости фона, на котором объект наблюдается, и от размеров разрешаемых элементов дано в монографии [9]. На рис. 1, заимствованном из [9], показана экспериментальная зависимость $K'_{\text{пр}}$ от яркости фона и угловой пространственной частоты $\psi = z/2l$ (1/рад) (z – расстояние наблюдения, l – размер разрешаемого элемента на объекте). Из рисунка следует, если яркость фона более 30 кд/м^2 и $\psi < 100 \text{ рад}^{-1}$, то $K'_{\text{пр}} = \text{const} = 0.01$.

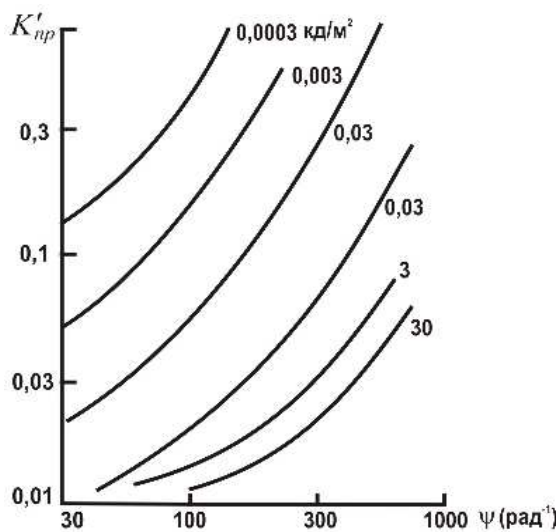


Рис. 1. Зависимость контрастной чувствительности глаза $K'_{\text{пр}}$ от угловой пространственной частоты $\psi = z/2l$ при различной яркости фона (цифры у кривых) [9]

Яркость фона 30 кд/м^2 соответствует при наблюдении моря облученности поверхности $E_0 = 1000\text{--}2000 \text{ лк}$. Согласно [10], даже при сплошной дождевой облачности облученность при высоте Солнца более 5° (зенитный угол $\theta_0 < 85^\circ$) $E_0 > 3000 \text{ лк}$. Вряд ли можно рассчитывать на то, что наблюдение будет проводиться на рассвете или закате (при $\theta_0 > 80^\circ$ солнечные лучи почти полностью отражаются от поверхности и не проходят вглубь моря). Поэтому в дальнейшем полагаем, что яркость фона составляет более 30 кд/м^2 и не ограничивает контрастную чувствительность глаза.

Мы будем оценивать видимость крупных прямоугольных объектов с минимальным размером $d_{\text{min}} = 10 \text{ м}$ и произвольным максимальным размером $d_{\text{max}} \gg d_{\text{min}}$. В телевидении считается, что на минимальный размер объекта должно приходиться 5 элементов разрешения. В соответствии с критерием Джонсона [11], для уверенного обнаружения объекта достаточно иметь 2 элемента на минимальном размере объекта, а для распознавания – 8. Известно также, что при наблюдении узких протяженных объектов ($d_{\text{min}} \ll d_{\text{max}}$) глаз производит пространственную фильтрацию и распознает такие объекты лучше, чем объекты с близкими размерами d_{min} и d_{max} . Учитывая вышесказанное, будем считать, что для уверенного обнаружения нашего объек-

та достаточно иметь 2 элемента на его минимальном размере. Таким образом, для объекта с $d_{\min} = 10$ м размер элемента разрешения $l = 5$ м.

При наблюдении из-под поверхности в надир угловая пространственная частота $\psi > 100 \text{ рад}^{-1}$ соответствует глубине погружения объекта $z = 2l\psi > 1000$ м. При наблюдении из атмосферы с высоты H пространственная частота ψ_A определяется как [1]:

$$\psi_A = (H + z/n)/2l, \quad (3)$$

где $n = 1.33$ – показатель преломления воды.

Поскольку обычно $z \ll H$, ψ_A зависит в основном от высоты наблюдения. Для высоты наблюдателя $H < 3$ км и предельной глубины видимости $z < 50$ м, получим из (3), что $\psi_A = 100\text{-}300 \text{ рад}^{-1}$. Из рис. 1 следует, что для такой частоты $K'_{\text{пр}} \cong 0.01\text{-}0.02$.

Пороговые контрасты глаза, приведенные на рис. 1, соответствуют стабильным условиям освещения. Величина $K'_{\text{пр}} = 0.01$ при достаточной облученности и невысокой пространственной частоте получена и в лабораторных условиях при достаточном времени адаптации глаза наблюдателя [1]. Мы полагаем, что в естественных условиях, при наблюдении на флуктуирующем фоне и без адаптации, порог контрастной чувствительности зрения даже при малых пространственных частотах ближе к величине $K'_{\text{пр}} = 0.02$, принятой в классической теории видимости в атмосфере [5, 6]. Поэтому при $H < 3$ км целесообразно принять $K'_{\text{пр}} = 0.02$ независимо от высоты наблюдения, а при $H > 3$ км пользоваться формулой (3) и данными рис. 1.

Итак, под дальностью видимости $z_{\text{пр}}(\psi)$ и разрешающей способностью $\psi_{\text{пр}}(z)$ мы понимаем максимальное расстояние, на котором на данном объекте различимы элементы заданного размера (данной пространственной частоты), и максимальную пространственную частоту (минимальный размер элемента), которая различима на заданном расстоянии.

Для определения $z_{\text{пр}}$ и $\psi_{\text{пр}}$ при визуальном наблюдении надо найти зависимость видимого контраста K' от z и ψ , а затем решить относительно z или ψ (при фиксированной другой переменной) уравнение:

$$K'(z, \psi) = K'_{\text{пр}}. \quad (4)$$

Видимый контраст подводного объекта при наблюдении из атмосферы. Видимый контраст элементов объекта выражается соотношением [1]:

$$K = \frac{K_0 k(\psi, z) k_s(\psi, z, H)}{F(1 + L_{\phi} / L_{об})}, \quad (5)$$

$$\text{где } \frac{L_{\phi}}{L_{об}} = \frac{(0.533\rho + \rho_s)T_A(H) + \rho_A / T_A^{\downarrow}(H)}{0.533T(z)RF_{np} \exp(-az)T_A(H)}; \quad (6)$$

K_0 – истинный контраст элементов объекта; $k(\psi, z)$ – частотно-контрастная характеристика (ЧКХ) воды; $k_s(\psi, z, H)$ – изменение контраста из-за поверхностных волн; F – интеграл от функции рассеяния по поверхности объекта; L_{ϕ} – видимая яркость фона, на котором виден объект; $L_{об}$ – видимая яркость объекта, коэффициент 0.533 учитывает изменение яркости при двойном прохождении излучения через границу раздела вода-воздух; $T(z)$ – ослабление горизонтальной облученности в море с глубиной; $T_A(H)$ и $T_A^{\downarrow}(H)$ – пропускание слоя атмосферы высотой H для восходящего и нисходящего излучения; R – средний коэффициент отражения объекта; a – показатель поглощения света водой; ρ – коэффициент яркости моря; ρ_s – коэффициент яркости поверхности моря:

$$\rho_s = (1 - y)\rho_s^{dir} + y\rho_s^{dif}; \quad (7)$$

y – доля диффузного света неба в облученности поверхности; ρ_s^{dir} и ρ_s^{dif} – коэффициенты яркости поверхности для прямого и диффузного света ($\rho_s^{dif} = 0.02$ [1]); ρ_A – коэффициент яркости атмосферной дымки.

Заметим, что величина K в формуле (5) выражается формулой (1) и при сравнении ее с пороговым контрастом глаза $K'_{\text{пр}}$ следует пересчитать K в K' , пользуясь формулой (2).

Реальные объекты обычно бывают видимы за счет объемных деталей, дающих тени в изображении, что хорошо видно на фотографиях реальных подводных объектов. Тогда $K_0 = 1$, ЧКХ воды выражается простым соотношением [1]:

$$k(\psi, z) = \exp(-Abz), \quad (8)$$

$$A = 1 - (\psi^*)^{-1} \ln \left[\psi^* + \sqrt{1 + (\psi^*)^2} \right], \quad (9)$$

где b – показатель рассеяния света в воде; $\psi^* = 2\pi q\psi$ – приведенная пространственная частота; q – параметр аппроксимации индикатрисы рассеяния воды. Интеграл от функции рассеяния по поверхности объекта выражается соотношением [1]:

$$F(bz, q\theta_{об}) = (q\theta_{об}) \exp(-bz) \int_0^\infty (x + \sqrt{1+x^2})^{bz/x} J_1(q\theta_{об}x) x dx. \quad (10)$$

Здесь $2\theta_{об}$ – угловой размер (d/z) круглого объекта, $J_1(.)$ – функция Бесселя 1 рода.

Пересчет приведенных значений $F(bz, q\theta_{об})$ для круглого объекта на значения $F_{\text{пр}}(bz, q\theta_{об}^{\min}, q\theta_{об}^{\max})$ для прямоугольного объекта с размерами $d_{\min}$ и $d_{\max}$, и угловыми размерами $2\theta_{об}^{\min} = d_{\min}/z$ и $2\theta_{об}^{\max} = d_{\max}/z$ можно провести по следующей приближенной формуле:

$$F_{\text{пр}} = F(bz, q\theta_{об}^{\min}) + \frac{4}{\pi} [F(bz, q\theta_{об}^{\max}) - F(bz, q\theta_{об}^{\min})] (d_{\max}/d_{\min} + 1)^{-1}, \quad (11)$$

где функция $F(.)$ определяется по (10) или табл. 1 с заменой $\theta_{об}$ на $\theta_{об}^{\min}$.

Таблица 1

Коэффициенты яркости поверхности ρ_s^{dir} (наблюдение в надир)

Зенитный угол Солнца θ_0°	Скорость ветра V , м/с				
	0	2	5	10	15
0	1000	0.423	0.197	0.105	0.072
5	0	0.361	0.190	0.106	0.074
10	0	0.221	0.161	0.101	0.074
15	0	0.098	0.119	0.091	0.071
20	0	0.033	0.077	0.076	0.066
44	0	0	$1.5 \cdot 10^{-3}$	0.01	0.021
59	0	0	0	$4.9 \cdot 10^{-4}$	0.003

Для расчета входящих в формулу (6) параметров светового поля в воде (ослабление облученности в море $T(z)$ и коэффициент яркости моря ρ) удобно использовать решение уравнения переноса излучения в так называемом «квазиоднократном» приближении (КОП), предложенным независимо американским и российскими авторами [1]:

$$T(z) = \exp[-D_d(a + b_b)z], \quad (12)$$

где b_b – показатель обратного рассеяния, а коэффициент D_d [12]:

$$D_d = 1.04[(1-y)/\cos\theta'_0 + 1.2y], \quad (13)$$

где θ'_0 – угол преломления солнечного света в воде ($\sin\theta'_0 = \sin\theta_0/n$, θ_0 – зенитный угол Солнца; n – показатель преломления воды). Для прямого солнечного излучения в (13) следует положить $y = 0$, а для диффузного света неба $y = 1$.

Как показали расчеты методом Монте-Карло [1], точность КОП достаточно высока до оптических глубин $\tau = cz = 5-7$, а с увеличением τ его погрешность возрастает. Поэтому формулы (12), (13) в основном применяются для расчетов ослабления облученности в приповерхностном слое моря.

Вторая характеристика естественного светового поля, необходимая для расчета контраста, – коэффициент яркости моря $\rho = \pi L_u / E(0)$. Здесь L_u – восходящая яркость в точке наблюдения (непосредственно под поверхностью моря), $E(0)$ – нисходящая облученность в той же точке.

Как показали расчеты методом Монте-Карло и натурные эксперименты, величина ρ может быть с достаточно высокой точностью рассчитана также в КОП: $\rho = A_p b_b / (a + b_b)$. Коэффициент A_p зависит от направления наблюдения, высоты Солнца и доли молекулярного рассеяния чистой водой в показателе рассеяния назад b_b . Формула для A_p , учитывающая все эти факторы и проверенная расчетом методом Монте-Карло, приведена в [13]. Однако как показано там же, среднее значение $A_p = 0.275$ с разбросом $\pm 5\%$ справедливо для любых условий освещения. Другие авторы теоретически и экспериментально нашли близкие средние значения A_p : 0.298 [14], 0.295 [15]. Далее будем пользоваться формулой:

$$\rho = 0.275 b_b / (a + b_b) \quad (14)$$

независимо от условий освещения.

В дальнейшем мы предполагаем, что ось визирования направлена в нади́р. Все формулы и результаты расчета при этом останутся справедливыми при небольших ($\vartheta < 20^\circ$) углах визирования. Мы не рассматриваем случаи наблюдения при больших ($\vartheta > 20^\circ$) углах визирования, так как, во-первых, при наблюдении из атмосферы поперечное сечение угла зрения на глубине нахождения объекта достаточно велико (по сравнению со случаем наблюдения из-под поверхности) и при вертикальном визировании. Во-вторых, при увеличении угла визирования увеличивается просматриваемая толщина атмосферы и, соответственно, яркость атмосферной дымки, уменьшающая дальность видения.

Формулы (5)–(14) пригодны как при плоской, так и при взволнованной поверхности. Разными в этих двух случаях будут только значения коэффициента яркости поверхности и коэффициента k_s .

При плоской поверхности $k_s = 1$, а величина ρ_s определяется только отражением света неба: прямой свет Солнца не попадает в поле зрения наблюдателя (мы не рассматриваем случай, когда Солнце близко к зениту, так как в этом случае солнечные блики могут сделать наблюдение невозможным). Тогда $\rho_s^{dir} = 0$ и (7) принимает простой вид:

$$\rho_s = y \rho_s^{dif} = 0.02 y.$$

При наличии волнения следует учитывать также коэффициент яркости взволнованной поверхности ρ_s^{dif} и дополнительное уменьшение контраста из-за флуктуаций яркости, вызванных волнением. Влияние волнения на видимость будет рассмотрено ниже.

Таким образом, для расчета контраста и ДВ при наблюдении из атмосферы, кроме параметров объекта и условий наблюдения, необходимо знать первичные гидрооптические характеристики воды (ПГХ): показатели поглощения (a), рассеяния (b) и обратного рассеяния (b_b), параметр индикатрисы рассеяния воды (q), а также характеристики светового поля в океанической атмосфере: пропускание слоя атмосферы $TA(H)$ и $T_A^\downarrow(H)$, коэффициент яркости атмосферной дымки $\rho_A(H)$ и отношение диффузной и полной облученностей поверхности моря y .

Для определения перечисленных оптических параметров были разработаны простые оптические модели океана и океанической атмосферы.

Оптические модели морской воды и океанической атмосферы. Все ПГХ и параметры светового поля в атмосфере, необходимые для расчета контраста, являются функциями длины волны λ . Однако, расчет визуальной видимости диска невооруженным глазом и при наблюдении через спектральные фильтры для вод различной мутности [16] пока-

зал, что для всех случаев визуальная («интегральная») дальность видимости невооруженным глазом (полученная интегрированием по спектру с учетом кривой видности глаза) с точностью в несколько процентов совпадает с дальностью видимости в точке 550 нм. Это означает, что в теории визуальной видимости мы можем использовать ПГХ и оптические параметры атмосферы, соответствующие длине волны $\lambda = 550$ нм.

Модель оптических характеристик морской воды. Несмотря на то, что изучению ПГХ в океане посвящено много работ, они изучены недостаточно, приборов для их измерения мало, а стандартных приборов вообще не существует. Единственной хорошо изученной характеристикой воды является не требующая специальных приборов и поэтому легко измеряемая прозрачность по диску Секи (z_d). В литературе имеются подробные карты и атласы распределения z_d по Мировому океану для зимнего и летнего периодов [17, 18]. Поэтому с точки зрения возможности расчета контраста и ДВ в заданной точке Мирового океана важно иметь такую оптическую модель морской воды, которая позволяла бы находить все необходимые для расчета ПГХ, пользуясь только величиной z_d . Такая модель, входом в которую является прозрачность по диску Секки z_d , была разработана и описана ниже.

Приближенная связь между z_d и показателем ослабления $c(550)$ [16]:

$$cz_d = (1 + F_1 D_d)^{-1} \ln(9.5 \cdot 10^{-4} y + 6.875 \cdot 10^{-3} F_2 / F_1). \quad (15)$$

Коэффициенты F_1 и F_2 в формуле (15) зависят от типа воды. Для прибрежных вод типа «Case 2» по классификации Мореля:

$$F_1 = 0.074 + 0.048/c, \quad F_2 = 0.018; \quad (16)$$

для чистых океанских вод типа «Case 1»:

$$F_1 = 0.0654 + 0.04845/c, \quad F_2 = 0.0094 + 0.00045/c. \quad (17)$$

Уравнения (15)–(17) позволяют определить коэффициент ослабления $c(550)$ по известным прозрачности по диску Секки, зенитному углу Солнца θ_0 , доле диффузного света в облученности поверхности y .

Заметим, что точность изложенной теории диска Секки (порядка 10%) подтверждена экспериментами (одновременное измерение z_d и $c(550)$ в Черном море). [16]

По найденному из уравнений (15)–(17) значению $c(550)$ другие параметры воды для $\lambda = 550$ нм определяются из корреляционных уравнений, найденных на основании 70 измерений в различных точках Мирового океана и позволяющих выразить все нужные для расчета видимости ПГХ через показатель ослабления c в точке 550 нм [19]:

$$b(550) = 0.944 c(550) - 0.048, \quad (18)$$

$$b_b(550) = 0.018 c(550), \quad (19)$$

$$b_b(550) = 0.0183 c(550) - 0.0094 b. \quad (20)$$

$$q = \sqrt{2(0.021 + 0.7656 b_b / b)^{-1}} \quad (21)$$

Формула (19) относится к прибрежным водам («Case 2»), формула (20) – к чистым океанским водам («Case 1»). Приближенно можно считать, что граница между этими двумя типами вод лежит в районе $z_d \approx 15\text{--}20$ м ($c \approx 0.4\text{--}0.5$ м⁻¹).

Оптическая модель океанической атмосферы. Выше было показано, что для расчета контраста и ДВ необходимо знать следующие характеристики светового поля в океанической атмосфере: пропускание слоя атмосферы $T_A(H)$ и $T_A^\downarrow(H)$, коэффициент яркости атмосферной дымки $\rho_A(H)$ и отношение диффузной и полной облученностей поверхности моря y при длине волны $\lambda = 550$ нм. Все они являются функциями первичных оптических характеристик атмосферы: показателя рассеяния и индикатрисы рассеяния для аэрозольной и рэлеевской составляющих и их изменения с высотой (поглощением в атмосфере при $\lambda = 550$ нм можно пренебречь). В течение последних нескольких десятков лет в связи с

развитием спутниковых «датчиков цвета» было разработано много моделей светового поля в атмосфере, от самой простой, учитывающей только однократное рассеяние [20], до очень сложных [21], основанных на модели аэрозоля Шеттла и Фенна, требующей послойного задания относительной влажности и распределения аэрозольных частиц по размерам.

Мы предлагаем использовать для расчета обратно рассеянной яркости и пропускания океанической атмосферы значительно более простую, но достаточно точную модель, учитывающую многократное рассеяние, пригодную для решения задач видения и дистанционного зондирования. Эта модель основана на классической формуле Соболева [22], уточненной эмпирическими коэффициентами, полученными обработкой результатов расчетов методом Монте-Карло [2].

Опуская формульное описание этой модели (она подробно изложена в обзорной статье, помещенной в первом выпуске данного сборника [23]), отметим ее основные особенности.

Входом в модель является наиболее распространенная и изученная характеристика атмосферы - метеорологическая дальность видимости (МДВ), связанная с аэрозольной оптической толщиной атмосферы τ_{0a} соотношением [1]:

$$\tau_{0a}(550) = 3.9/\text{МДВ} - 0.012.$$

По многолетним измерениям лаборатории оптики СПб Филиала ИО РАН, для $\lambda = 550$ нм $\tau_{0a} = 0.07 \pm 0.02$ в открытом океане и 0.20 ± 0.10 в прибрежных районах и внутренних морях (рэлеевская оптическая толщина $\tau_{0r}(550) = 0.098$). Коэффициент яркости атмосферной дымки $\rho_A(H)$ и пропускание слоя атмосферы $T_A(H)$ и $T_A^\downarrow(H)$ выражаются в этой модели через оптическую толщину $\tau_H = \tau_a + \tau_r$ слоя атмосферы толщиной H (сумма аэрозольной и рэлеевской компонент), аэрозольную индикатрису рассеяния Хеньи-Гринштейна с параметрами, рекомендованными для океанической атмосферы, и известную рэлеевскую индикатрису. Оптические толщины слоя τ_a и τ_r выражаются через оптические толщины всей атмосферы τ_{0a} , τ_{0r} по экспоненциальной модели Шифрина-Минина [24]. Отношение диффузной и полной облученностей y для $\lambda = 550$ нм, рассчитанное по нашей модели, слабо меняется с высотой Солнца, и для стандартной морской атмосферы в ясную погоду для $\theta_0 = 20, 40$ и 60° $y = 0.16, 0.18, 0.21$, что согласуется с экспериментальными данными [25].

Учет поверхностного волнения. Волнение поверхности при наблюдении подводных объектов из атмосферы приводит к следующим эффектам:

- кроме света неба, отраженного от поверхности, появляется засветка, обусловленная попаданием в глаз прямого света солнца, отраженного от поверхности. Эта составляющая яркости определяется коэффициентом яркости взволнованной поверхности ρ_s^{dir} ;
- при наблюдении через взволнованную поверхность происходит искажение изображения, вызванное преломлением идущего от объекта света на наклонных участках поверхности;
- в воспринимаемой яркости появляются дополнительные внешние шумы, вызванные случайными колебаниями помехи обратного рассеяния.

Рассмотрим, как учитываются перечисленные эффекты.

Коэффициенты яркости взволнованной поверхности от прямого солнечного света (ρ_s^{dir}), рассчитанные по формулам Мулламаа [26] для разных скоростей ветра и зенитных углов Солнца, приведены в табл. 1 [1]. При расчете контраста величина ρ_s рассчитывается по формуле (7), где значения ρ_s^{dir} берутся из данной таблицы.

Искажение изображения поверхностным волнением. Величина k_s – изменение контраста из-за поверхностных волн – выражается простой зависимостью от ψ , V , z и H

[27], если время наблюдения t превышает 5–10 с. Однако при визуальном наблюдении, когда $t \approx 0.1$ с, зависимость контраста от волнения значительно сложнее. Теоретические [28] и экспериментальные [29] исследования показали, что при наблюдении мелких деталей объекта волнение может до неузнаваемости исказить его структуру. Однако, как показано в [1], при наблюдении крупных объектов искажения можно не учитывать, если выполняется условие - максимальное смещение изображения из-за волнения меньше размера разрешаемого элемента:

$$l \gg 0.035z\sqrt{V}.$$

Для $V = 10$ м/с и $z = 20$ м искажением изображения можно пренебречь, если $l \gg 2$ м. Поэтому в этом случае при размере элемента 5 и 10 м искажение изображения можно не учитывать.

Учет внешних шумов не меняет значения визуального контраста K' , но изменяет пороговый контраст и, следовательно, дальность видимости.

По данным [1], дисперсия флуктуаций яркости, обусловленных волнением, выражается формулой:

$$\alpha_g^2 \approx 5 \cdot 10^{-3} \cdot [b^{(H)}]_{x_0}^2 \int_{x_0}^{\infty} e^{-x^2} \frac{dx}{x} \quad (22)$$

$$\text{через параметр} \quad x_0 = \Omega_0 H^2 q_0^2 / 2\pi, \quad (23)$$

где $\Omega_0 = 9 \cdot 10^{-8}$ - телесный угол, определяющий разрешение глаза; q_0 - параметр спектра волнения Пирсона-Московица:

$$q_0^2 = 0.74 \cdot g^2 / V^4; \quad (24)$$

$g = 9.81$ м/с² и коэффициент $b^{(H)}$, пропорциональный градиенту яркости неба, для случая наблюдения в надир равный

$$b^{(H)} = \frac{4 \cos^2 \theta_0}{\operatorname{tg} \theta_0 (1 + \cos^2 \theta_0)}. \quad (25)$$

При наблюдении глазом происходит процесс фильтрации, который уменьшает флуктуации, так что результирующая величина:

$$\tilde{\alpha}^2 = \alpha_g^2 \cdot f. \quad (26)$$

К сожалению, в настоящее время нет достаточно строгой теории и экспериментов, позволяющих рассчитать коэффициент уменьшения флуктуаций при пространственной фильтрации (f). Вместе с тем, есть основания полагать, что этот коэффициент не должен сильно отличаться от параметра

$$f(V, d_{\min}) = \left[\int_{d_{\min}}^{\infty} \exp \left[-\frac{0.74(9.8)^2 \lambda^2}{4\pi^2 V^4} \right] \frac{d\lambda}{\lambda} \right] \cdot \left[\int_{0.1}^{\infty} \exp \left[-\frac{0.74(9.8)^2 \lambda^2}{4\pi^2 V^4} \right] \frac{d\lambda}{\lambda} \right]^{-1},$$

который характеризует относительный вклад волн с длинами $\lambda > d_{\min}$ в дисперсию уклонов поверхности. Результаты расчета функции f для $d_{\min} = 10$ и 20 м показаны на рис. 2.

В соответствии с [1], влияние внешних шумов сказывается в изменении контрастной чувствительности глаза, выражаемой формулой:

$$\tilde{K}'_{np} = \sqrt{K'^2_{np} + \tilde{\alpha}^2} = K'_{np} \sqrt{1 + \frac{\tilde{\alpha}^2}{K'^2_{np}}}. \quad (27)$$

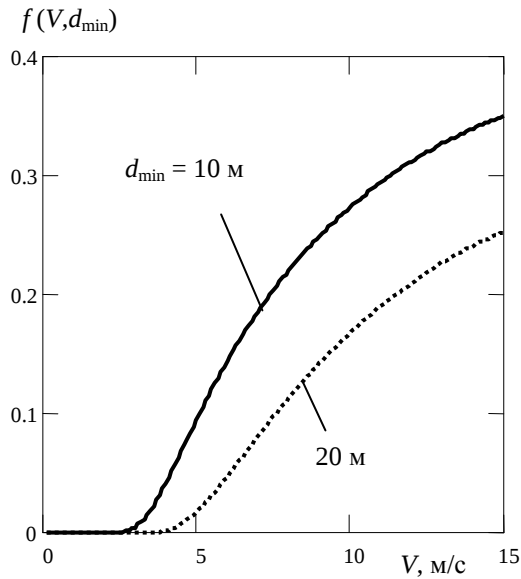


Рис. 2. Коэффициент уменьшения флуктуаций в результате пространственной фильтрации в зависимости от скорости ветра V

параметры светового поля в атмосфере – по описанной выше модели и оказались равны: коэффициент яркости атмосферной дымки $\rho_A(H) = 0.011$, а пропускание слоя атмосферы $T_A(H) = 0.981$ и $T_A^\downarrow(H) = 0.972$. Рассчитанный контраст K пересчитывался в визуальный контраст K' по (2). Результаты расчета приведены на рис. 3 и 4.

Пример расчета дальности видимости при наблюдении через взволнованную поверхность. Зададимся зенитным углом Солнца $\theta_0 = 40^\circ$, (соответственно, доля света неба в облученности поверхности $y = 0.18$), скоростью ветра $V = 5$ и 10 м/с, высотой наблюдателя над поверхностью моря $H = 1.5$ км, прозрачностью по диску Секки $z_d = 20$ м, минимальным размером объекта $d_{\min} = 10$ и 20 м (размер элемента разрешения $l = 5$ и 10 м соответственно), $d_{\max} = 100$ м, тип воды – Case 2, МДВ = 18 км ($\tau_{0a}(550) = 0.2$). Вычисляем контраст K для разных глубин погружения объекта z по формулам (5)-(7) со значениями ρ_s^{dir} , взятыми из табл. 1, (8), (9) при $\psi = z/(2l)$, (10), (11)-(14). Входящие в эти формулы ПГХ – показатели c , b , $a = c - b$, b_b , q рассчитывались по формулам (15), (16), (18), (19), (21), а па-

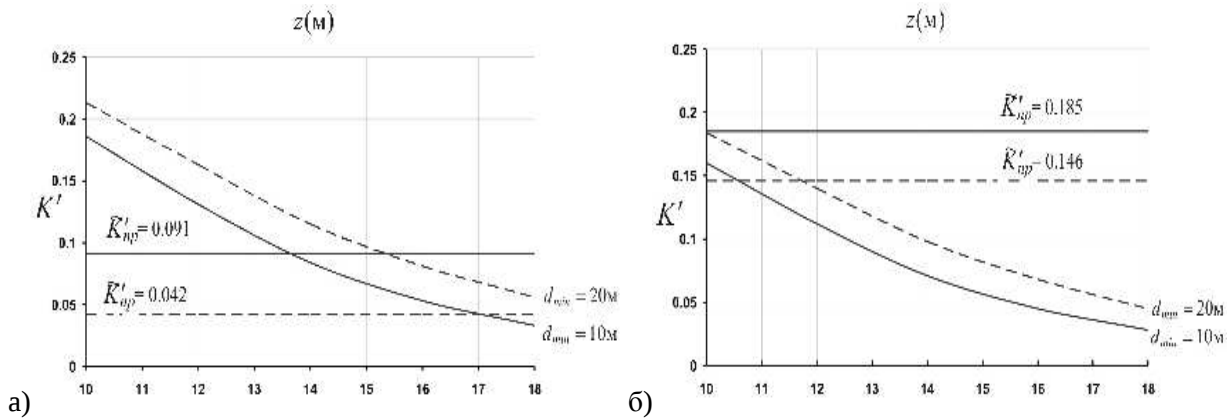


Рис. 3. Визуальный контраст K' (кривые) и пороговая контрастная чувствительность зрения $\tilde{K}'_{np}$ (прямые) для минимального размера объекта $d_{\min} = 10$ м (сплошные линии) и $d_{\min} = 20$ м (пунктир) в зависимости от глубины погружения объекта z при наблюдении с высоты 1.5 км и скорости ветра $V = 5$ м/с (а) и $V = 10$ м/с (б)

Горизонтальные прямые на этих рисунках соответствуют значениям порогового контраста $\tilde{K}'_{np}$, рассчитанного с учетом поверхностного волнения по формулам (27), (22)-(26) и значениям f из рис. 2. Из сравнения пороговых значений $\tilde{K}'_{np}$ с контрастами из рис. 3 видно, что предельная дальность видимости с учетом флуктуаций яркости, вызванных волнением, при $\theta_0 = 40^\circ$, $V = 5$ м/с и $H = 1.5$ км составляет около 13 м при $d_{\min} = 10$ м

и около 19 м при $d_{\min} = 20$ м ($V = 5$ м/с); около 10 м при $d_{\min} = 10$ м и около 12 м при $d_{\min} = 20$ м ($V = 10$ м/с).

Чтобы представить, насколько волнение уменьшает дальность видимости, рассчитаем контраст при тех же условиях, что в предыдущем примере, но при наблюдении через гладкую поверхность ($\rho_s^{dir} = 0$). Результаты расчета показаны на рис. 4, прямые линии на котором соответствуют пороговой контрастной чувствительности глаза в отсутствие волнения $K'_{пр} = 0.02$. Из рисунка видно, что при $K' = K'_{пр} = 0.02$, $z_{пр} = 21$ м для $d_{\min} = 10$ м и $z_{пр} = 24$ м для $d_{\min} = 20$ м.

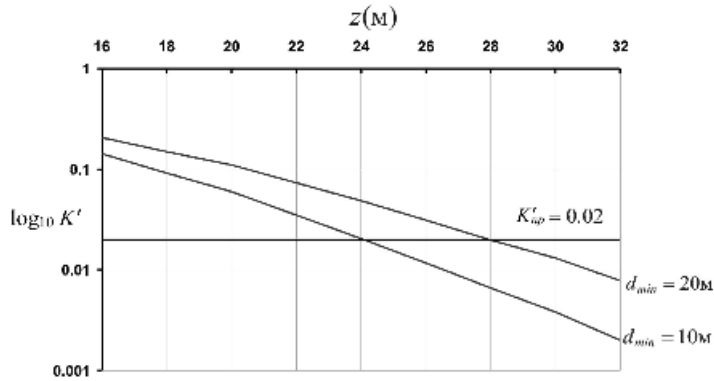


Рис. 4. Визуальный контраст K' (кривые) и пороговая контрастная чувствительность зрения $\tilde{K}'_{пр}$ (прямая) в зависимости от глубины погружения z объекта при наблюдении с высоты 1.5 км через гладкую поверхность

Рассчитанные в примере дальности видимости сведены в табл. 2.

Таблица 2

Дальность видимости подводного объекта $z_{пр}$ с минимальным размером $d_{\min}$ с высоты 1.5 км при скорости ветра V и прозрачности воды $z_d = 20$ м

V , м/с	$d_{\min}$, м	
	10	20
0	21	24
5	13	19
10	9	12

Некоторые рекомендации по стратегии наблюдения через взволнованную поверхность. В недавно опубликованных работах [2] показано, что влияние поверхностных волн на качество изображения при наблюдении из воздуха зависит не только от высоты Солнца и скорости ветра, но и от направления движения носителя по отношению к направлению ветра и положению Солнца.

Проведенное [2] математическое моделирование изображений морского дна с учетом рассеяния и поглощения света в воде и взаимодействия излучения с взволнованной поверхностью показало:

1. При наблюдении через плоскую поверхность видимость дна ухудшается с увеличением зенитного угла Солнца θ_0 . В то же время при наблюдении через взволнованную поверхность в вертикальном направлении (в надир) увеличение θ_0 улучшает видимость дна.

2. Качество изображения улучшается, когда плоскость солнечного вертикала перпендикулярна направлению ветра.

3. Оптимальные условия наблюдения соответствуют направлению движения носителя на Солнце и против Солнца, когда ветровые волны перпендикулярны направлению носителя и направлению на Солнце.

4. Наихудшие условия наблюдения соответствуют случаю, когда направление солнечных лучей и ветровых волн одно и то же и перпендикулярно к направлению полета.

Указанные закономерности следует учитывать при планировании полета для наблюдения через взволнованную поверхность.

* * *

При наблюдении крупных подводных объектов через взволнованную поверхность моря дальность видимости уменьшается тем больше, чем сильнее волнение. При сильном ветре (10 м/с) дальность видимости в воде с прозрачностью по диску Секки 20 м может быть вдвое меньше, чем при наблюдении через плоскую поверхность. Тем не менее, производительность поиска при наблюдении с авианосителя существенно больше, чем при наблюдении с поверхности, даже при уменьшении дальности видимости. При наблюдении подводных объектов через взволнованную поверхность следует выбирать стратегию наблюдения в соответствии с приведенными рекомендациями.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 07-05-00099.

Литература

1. Долин Л. С., Левин И. М. Справочник по теории подводного видения. Л.: Гидрометеиздат, 1991.
2. Dolin L., Gilbert G., Levin I., Luchinin A. Theory of imaging through wavy sea surface. N.Novgorod: Institute of Applied Physics publ., 2006.
3. Dolin L. S., Levin I. M. Optics, Underwater // Encyclopedia of Applied Physics. V. 12. New York: VCH Publ., 1995. P.571-601.
4. Dolin L. S., Levin I. M. Underwater optics // The Optics Encyclopedia. V.5. Weinheim: Wiley-VCH Publ., 2004. P.3237-3271.
5. Оптика в военном деле. Т.1. / Под ред. С.И.Вавилова и М.В.Севастьяновой. М.-Л.: Изд-во АН, 1945.
6. Bohren C. Optics, atmospheric // Encyclopedia of Applied Physics. V.12. New York: VCH Publ., 1995. P.405-434.
7. Hojerslev N. Visibility of the sea with special reference to the Secchi disk // SPIE Pros. Ocean Optics VIII. 1986. V.637. P.294-305.
8. Preizendorfer R. Hydrologic Optics. Honolulu: NOAA, 1976.
9. Роуз А. Зрение человека и электронное зрение. М.: Мир, 1977.
10. Таблицы для расчета природной освещенности и видимости. Под ред. Шаронова В.В. М.-Л: Изд-во АН, 1945.
11. Зеке Э.П., Кацев И.Л. Дальность видения подводных объектов // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т.5. № 8. С. 789-811.
12. Gordon H. Can the Lambert – Beer law be applied to the diffuse attenuation coefficient of the ocean water? // Limnology and Oceanography. 1989. V.34. No 8. P.1389-1409.
13. Левин И.М. О коэффициенте яркости моря: учет молекулярного рассеяния // Океанология. 1997. Т.37. № 2. С.192-194.
14. Gordon H.R., Brown O.B., Evans R.H., Brown J.W., Smith R.C., Baker K.S., Clark D.K. A semianalytic radiance model of ocean color // Journal of Geophysical Research. 1988. V.93. No D 2, P.10,909-10,924.
15. Sydor M., Arnone R.A. Effect of suspended particulate and dissolved organic matter on remote sensing of coastal and riverine waters // Applied Optics. 1997. V.36. No 27. P.6905-6912.
16. Levin I. M., Radomyslskaya T. M. Secchi disk theory: a reexamination // Current Research on Remote Sensing, laser Probing, and Imagery in Natural Waters, edited by I.M.Levin. G.D. Gilbert, V.I. Haltrin, and Ch.C. Trees. // Proceeding of SPIE. 2007. V.6615. 66150O (11 pages).
17. Войтов В.И. Оптические характеристики поверхностных вод. В кн. «Оптика океана». Т.2. / Под ред. А.С.Монина. М.: Наука, 1983. С.16-26.
18. Simonot J.-Y., Trout H. A climatological field of mean optical properties of the World ocean // Journal of Geophysical Research. 1986. V.91. No C5. P.6642-6646.
19. Левин И.М., Конелевич О.В. Корреляционные соотношения между первичными гидрооптическими характеристиками в спектральном диапазоне около 550 нм // Океанология. 2007. Т.47. № 3. С.344-348.
20. Gordon H. R., Clark D.K., Brown J.W., Evans R.H., Broenkow W.W. Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic Bight: comparison of ship determinations and CZCS estimates // Applied Optics. 1983. V.22. No 1. P.20-36.

21. *Gordon H.R.* Atmospheric correction in ocean color imagery in the Earth Observing System era // *Journal of Geophysical Research*. 1997. V.102. No D14. P.17,081-17,106.
22. *Соболев В.В.* Рассеяние света в атмосферах планет. М.: Наука, 1972.
23. *Левин И.М.* Перспективные направления развития оптических дистанционных методов исследования океана // Сб.науч.тр. «Фундаментальная и прикладная гидрофизика». СПб: Наука, 2008. № 1. С.14-47.
24. *Шифрин К.С., Минин И.Н.* К теории негоризонтальной видимости // Труды ГГО. 1957. Т.68. С.5-75.
25. *Пелевин В.Н.* Солнечное излучение в океане. В кн. «Оптика океана». Т.1. / Под ред. *А.С.Монина*. М.: Наука, 1983. С.249-307.
26. *Мулламаа Ю.-А.Р.* Атлас оптических характеристик взволнованной поверхности моря. Тарту: АН Эстонской ССР, 1964.
27. *Мулламаа Ю.-А.Р.* Влияние взволнованной поверхности моря на видимость подводных объектов // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1975. Т.11. № 2. С.199-205.
28. *Долин Л.С., Лучинин А.Г., Турлаев Д.Г.* Алгоритм восстановления изображений подводных объектов, искаженных поверхностным волнением // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т.40. № 6. С.842-850.
29. *Савченко В.В., Осадчий В.Ю., Левин И.М.* Коррекция изображений подводных объектов, искаженных поверхностным волнением // *Океанология*. 2008. Т.48. № 5. С.28-31.

Статья поступила в редакцию 27.09.2008 г.