

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ БИОЛОГИИ ЮЖНЫХ МОРЕЙ им. А. О. КОВАЛЕВСКОГО

ISSN 0203-4646

ЭКОЛОГИЯ МОРЕЯ

1871



ИНБЮМ

32

1989

РЕСПУБЛИКАНСКИЙ
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ СБОРНИК
НАУЧНЫХ ТРУДОВ

ЭКОЛОГИЯ МОРЕЯ

Основан в 1980 г.

Выпуск 32

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА 1989

ЭКОСИСТЕМЫ ПЕЛАГИАЛИ

УДК 535.361:581.5

А. Ф. СИДЬКО, В. А. ВАСИЛЬЕВ

ГИДРООПТИЧЕСКИЕ И ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЭКВАТОРИАЛЬНЫХ РАЙОНАХ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Знание оптических свойств в различных районах Мирового океана оказывается весьма полезным при исследовании гидрофизических и химико-биологических полей. Практика показывает, что оптические характеристики служат хорошими индикаторами при выделении водных масс и структурных полей океана [2, 5].

В настоящее время точный состав взвешенных и растворенных веществ и их характеристики, определяющие оптические свойства морской воды, недостаточно изучены, поэтому рациональный путь решения проблемы — прямые комплексные измерения в океане.

Статья посвящена изложению результатов изучения оптических свойств воды в тропической части Индийского океана.

Методика и аппаратура исследований. При выполнении гидрооптических и гидробиологических исследований использовались дифференциальный спектрофотометр для гидрооптических исследований ДСФГ [1], полевой дифференциальный спектрофотометр ПДСФ [7], погружаемый флюориметр ПФл-2 [9].

Спектральные показатели вертикального ослабления горизонтальной облученности α , определялись с помощью измерителя подводной облученности (ИПО) в трех областях спектра: фиолетовой ($\lambda \leq 440$ нм), зеленой ($\lambda_{\max} = 550$ нм), красной ($\lambda \geq 620$ нм), а также в области ФАР ($\lambda = 380-710$ нм). Конструкция ИПО выполнена в виде герметичного цилиндра, на иллюминаторах которого закреплены два диска с филь-

Институт биологии
Южных морей АН УССР

БИБЛИОТЕКА

3

© Издательство «Наукова думка», 1989

трами, что позволяет одновременно измерять интенсивность падающей и выходящей радиации. В корпусе ИПО расположены два фотоприемника типа ФЭС-Т и электрические схемы, позволяющие преобразовать фототок в электрический сигнал, пропорциональный облученности $E_{\downarrow}$. Регистрация сигнала осуществляется на стрелочном индикаторе (или самописце). Измерение подводной облученности с дискретностью 5 м проводилось до глубин 120 м.

Показатели вертикального ослабления горизонтальной облученности $\alpha_{\downarrow\lambda}$ определяются равенствами

$$\alpha_{\downarrow\lambda} = \frac{1}{z} \lg \frac{E_{\downarrow\lambda}^0}{E_{\downarrow\lambda}^z}, \quad (1)$$

$$\alpha_{\downarrow\lambda} = \frac{1}{z_2 - z_1} \lg \frac{E_{\downarrow\lambda}^{z_1}}{E_{\downarrow\lambda}^{z_2}}, \quad (2)$$

где $E_{\downarrow\lambda}^0$, $E_{\downarrow\lambda}^z$, $E_{\downarrow\lambda}^{z_1}$ и $E_{\downarrow\lambda}^{z_2}$ — облученности сверху в надповерхностном слое ($z=0$ м) и на глубине z , z_1 , z_2 соответственно.

Для оценки приходящей за день фотосинтетически активной радиации на поверхность моря люксметром Ю-116 измеряли освещенность с интервалом 30 мин. При переходе от освещенности к облученности в области ФАР использовался энергетический эквивалент килолюмена, равный 4,03 Вт/к.лм.

Приходящая за день на поверхность моря ФАР вычислялась с учетом дневного хода облученности $E_{\downarrow}^0(t)$ по формуле

$$F = \sum_t E_{\downarrow}^0(t) \Delta t, \quad (3)$$

где $E_{\downarrow}^0(t)$ — облученность в момент t ; Δt — временной интервал суммирования.

Параллельно с прямыми измерениями ослабления горизонтальной облученности последняя вычислялась с использованием спектров «поглощения» воды, записанных на дифференциальном спектрофотометре ДСФГ в диапазоне длин волн $\lambda=400 \div 820$ нм. Эти спектры (которые условно можно назвать спектрами «поглощения», или «инструментальными» спектрами поглощения) проб воды записывались с использованием специальной 40-сантиметровой цилиндрической кюветы, позволяющей регистрировать наряду с параллельным световым потоком и значительную часть рассеянной вперед радиации. Однако не вся рассеянная радиация регистрируется приемником излучения, поэтому значения показателей «поглощения» ($\kappa_{\text{инстр}}$), определенных указанным способом, превышают истинные показатели поглощения κ . Это учитывается при оценке облученностей на различных глубинах z .

Регистрация спектров коэффициентов яркости (СКЯ) производилась с помощью спектрофотометра ПДСФ с борта (носа) судна на гидробиологических станциях полигонов и на ходу судна, при этом объективы спектрофотометра были направлены в надир [8]. Спектры коэффициентов яркости записывались в ясную солнечную погоду в период с 10.00 до 17.00 в штилевую погоду или при морском волнении до 3 баллов.

Известно, что спектральный коэффициент яркости моря ρ_λ (при наблюдении в надир) с достаточной точностью пропорционален отношению объемных показателей рассеяния назад σ_λ^H к показателям поглощения κ_λ [4]

$$\rho_\lambda = \frac{B}{B_0} = A \frac{\sigma_\lambda^H}{\kappa_\lambda} + \rho_z, \quad (4)$$

где A — коэффициент пропорциональности; B и B_0 — яркости поверхности моря и эталона — идеально отражающей поверхности соответственно; ρ_z — зеркальная составляющая.

Ослабление интенсивности падающего света I можно представить соотношением

$$-dI = (x_v + x_{\text{пигм}} + \sigma_v^n + \sigma_r^n) I dl, \quad (5)$$

где x_v и $x_{\text{пигм}}$ — натуральные показатели поглощения воды и пигментов фитопланктона; σ_v^n и σ_r^n — натуральные показатели рассеяния назад воды и гидрозольных частиц; l — длина пути.

Ранее проведенные исследования показали, что на регистрируемых кривых СКЯ многих акваторий четко регистрируются полосы поглощения хлорофилла a фитопланктона в областях спектра $\lambda_{\text{max}} = 435$ нм и $\lambda_{\text{max}} = 680$ нм [8]. Величина пика поглощения хлорофилла ΔD_λ на кривой СКЯ пропорциональна концентрации хлорофилла:

$$\Delta D_\lambda = \lg \frac{B(C_{\text{хл}} = 0)}{B(C_{\text{хл}} = C)} \sim x_{\text{хл}} \simeq K_\lambda^{\text{уд}} C_{\text{хл}}, \quad (6)$$

или, в более общем виде:

$$\Delta D_\lambda = K C_{\text{хл}}, \quad (7)$$

где $K_\lambda^{\text{уд}}$ — удельный показатель поглощения нативного хлорофилла; K — коэффициент пропорциональности.

Результаты. В настоящем разделе приводятся результаты гидрооптических исследований в районах взаимодействия экваториального противотечения с северо-восточным муссонным течением и южной субэкваториальной дивергенции.

Измерения суточного прихода радиации, проводимые на исследуемых полигонах, показали, что максимальная освещенность поверхности моря в экваториальных районах Индийского океана в полуденные часы (с 11.00 до 15.00) достигала 100—125 клк, что соответствовало облученности 400—500 Вт·м⁻² ФАР. Необходимо отметить, что нарастание и спад облученности в области ФАР в экваториальных районах происходит значительно быстрее, чем в умеренных широтах. Суммарная приходящая радиация в области ФАР (F) в течение светового дня на поверхность исследуемых полигонов принимала следующие значения: в ясную безоблачную погоду 1950—2250 ккал·м⁻² в сутки и в облачную — 900—1200 ккал·м⁻² в сутки. Результаты настоящих исследований согласуются с данными, полученными В. А. Рутковской и В. Н. Пелевиным в этих районах в 1975 г. [6].

Ослабление света толщей воды вследствие избирательного поглощения воды, растворенных веществ, взвесей гидрозольных частиц биологического и терригенного происхождения описывается соответствующими спектральными показателями ослабления горизонтальной облученности. Средние значения показателей ослабления горизонтальной облученности α_{λ} для отдельных областей видимого спектра для исследуемых полигонов представлены в таблице.

Кривые ослабления света показаны на рис. 1. Измерение показателей вертикального ослабления подводной облученности и спектров ослабления проб воды проводилось на всех трех полигонах параллельно с определением пространственного распределения хлорофилла a фитопланктона. Всего на трех полигонах получено 400 кривых вертикального ослабления горизонтальной облученности и записано 420 спектров ослабления света в пробах воды, взятых с различных горизонтов. Типичные спектры ослабления воды, полученные на исследуемых полигонах, представлены на рис. 2.

Из рис. 1 и таблицы видно, что значения показателей ослабления горизонтальной облученности α_{λ} на 2 полигоне меньше, чем на 1. Это

Значения спектральных показателей вертикального ослабления $\alpha_{\downarrow \lambda}$ на исследуемых полигонах

Станция	$\alpha_{\downarrow \lambda}, \text{ м}^{-1}$		
	$\lambda=380-500 \text{ нм}$	$\lambda=500-600 \text{ нм}$	$\lambda>620 \text{ нм}$
1931	0,023	0,0318	0,132
1935	0,0209	0,0240	0,125
1936	0,0218	0,0238	0,128
1952	0,022	0,025	0,124
1954	0,0197	0,0239	0,127
1955	0,0208	0,0252	0,129
2008	0,0185	0,021	0,121
2009	0,0205	0,023	0,124
2010	0,019	0,0228	0,122
2012	0,0187	0,0225	0,121
2013	0,019	0,0226	0,123
2014	0,0181	0,0224	0,121

схожесть этих районов по оптическим свойствам. Относительно низкие значения показателей $\alpha_{\downarrow \lambda}$ указывают на относительно низкое содержание фитопланктона, органики и др. и относительно высокую прозрачность исследуемых районов.

Так, условная прозрачность по стандартному белому диску z_0 составляла примерно 45 м. Эти районы являются сугубо олиготрофными. Полученные результаты согласуются с данными проводимых исследований (например, [3]).

Показатели ослабления проб воды на исследуемых полигонах мало отличаются друг от друга — отличие в коротковолновой области спектра составляло не более $0,025 \text{ м}^{-1}$. Как правило, значения показателей $\alpha_{\downarrow \lambda}$ выше в поверхностном слое и уменьшаются с глубиной. Спектры коэффициентов яркости акваторий Индийского океана приведены на рис. 3, а. Из рис. 3, а видно, что на кривых СКЯ четко проявляются полосы поглощения хлорофилла *a* фитопланктона в области $\lambda_{\max} = 435 \text{ нм}$ и $\lambda_{\max} = 680 \text{ нм}$. Например, в спектрах величины $\lg \frac{1}{\rho_{\lambda}}$, представленных на рис. 3, а, пики поглощения хлорофилла *a* соответствуют

объясняется тем, что содержание взвешенных частиц, в том числе и фитопланктона, на 1 полигоне выше, чем на 2. Так, интегральное содержание хлорофилла *a* в верхнем 100-метровом слое на 1 полигоне для приведенных в таблице станций в среднем на 3—4 $\text{мг} \cdot \text{мм}^2$ выше, чем на 2 полигоне. Однако средние значения показателей $\alpha_{\downarrow \lambda}$ 1 полигона не превышают более чем на 20% показатели $\alpha_{\downarrow \lambda}$ для 2 полигона, что указывает на большую

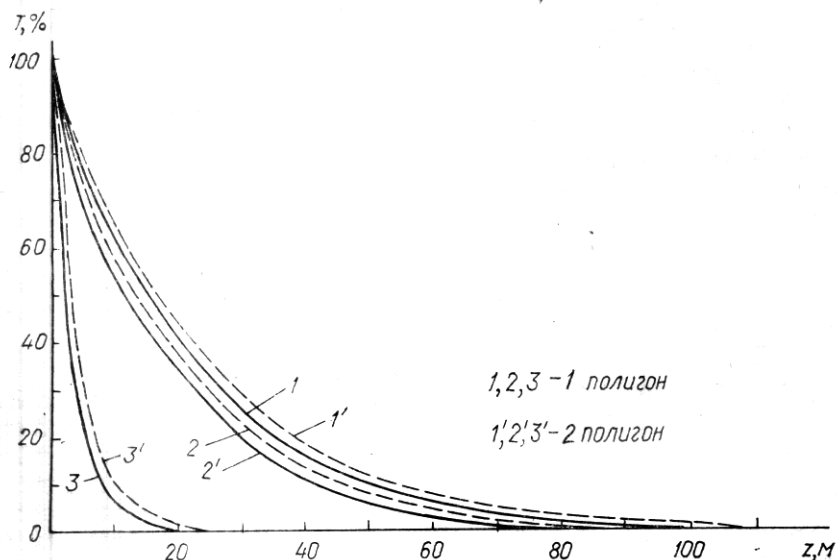


Рис. 1. Кривые ослабления горизонтальной облученности в толще воды в областях спектра:
1 — 380—500 нм, 2 — 500—600, 3 — >620 нм

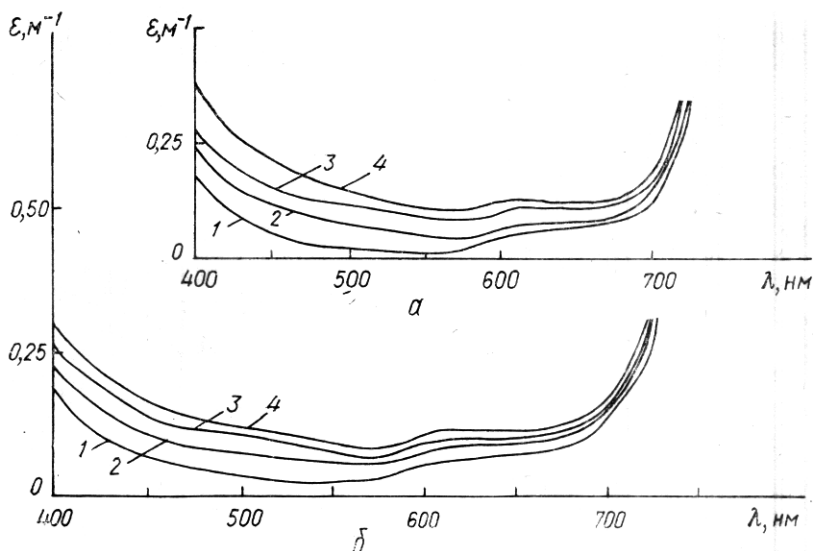


Рис. 2. Спектры ослабления проб воды на 1 полигоне (а): 1 — ст. 1927 ($z=45$ м), 2 — ст. 1949 ($z=40$ м), 3 — ст. 1903 ($z=20$ м), 4 — ст. 1930 ($z=31$ м); на 2 полигоне (б): 1 — ст. 1974 ($z=45$ м), 2 — ст. 2000 ($z=45$ м), 3 — ст. 1984 ($z=55$ м), 4 — ст. 1957 ($z=70$ м)

концентрациям $C_{\text{хл}}=0,03$ мг·м⁻³ (кривая 2) и $C_{\text{хл}}=0,09$ мг·м⁻³ (кривая 1). Максимум яркости приходится на коротковолновую область ($\lambda=400-440$ нм), минимум находится в длинноволновой области спектра. Это является следствием низкого содержания гидрозольных частиц, высокой прозрачности воды. Аналогичные результаты были получены ранее в открытых районах Тихого океана (рис. 3, б, кривые 4 и 5).

Величина ΔD_{λ} определяется по кривым СКЯ, записанным в областях поглощения хлорофилла a при высокой чувствительности (рис. 3, в). Ход спектральных кривых ρ_{λ} и их абсолютные значения наглядно показывают, что спектры величины $\lg \frac{1}{\rho_{\lambda}}$ мало отличаются друг от дру-

га, следовательно, районы исследований были примерно одинаковы. Показатели вертикального ослабления горизонтальной облученности α_{λ} в этих районах также мало отличаются друг от друга. Так, в открытой части Индийского океана (рис. 3, а, кривая 2) в момент проведения исследований условная прозрачность z_0 составляла 35 м, показатель $\alpha_{440}=0,025$ м⁻¹, в Аденомском заливе (рис. 3, а, кривая 1) $z_0 < 30$ м, $\alpha_{440}=0,0285$ м⁻¹. С увеличением показателя ослабления и уменьшением прозрачности яркость возрастает. Для высокопрозрачных открытых районов и заливов $z_0 \geq 30$ м, максимум отражения находится в области $\lambda=400-440$ нм и коэффициенты яркости, как правило, не превышают 3—4%.

Оценка корреляционной связи между концентрацией хлорофилла a , определяемой из проб воды, и регистрируемыми величинами полос поглощения хлорофилла a с помощью ПДСФ (рис. 3, в) по двумерному критерию распределения случайных величин показала, что коэффициент корреляции r для районов с высокой прозрачностью ($z_0 \geq 30$ м) в области полос поглощения хлорофилла $\lambda=680$ нм и $\lambda=435$ нм не превышает 0,75. В олиготрофных районах, как правило, с высокой прозрачностью ($z_0 > 30$ м) максимум концентрации хлорофилла a фитопланктона находится не в поверхностном слое, а на глубинах 20—40 м и более, основную информацию о содержании и распределении хлорофилла a несут лучи, отраженные от больших толщ воды, поэтому на кривых СКЯ более четко регистрируется полоса поглощения хлорофилла a в сине-фиолетовой области ($\lambda_{\text{max}}=435$ нм), где показатели вер-

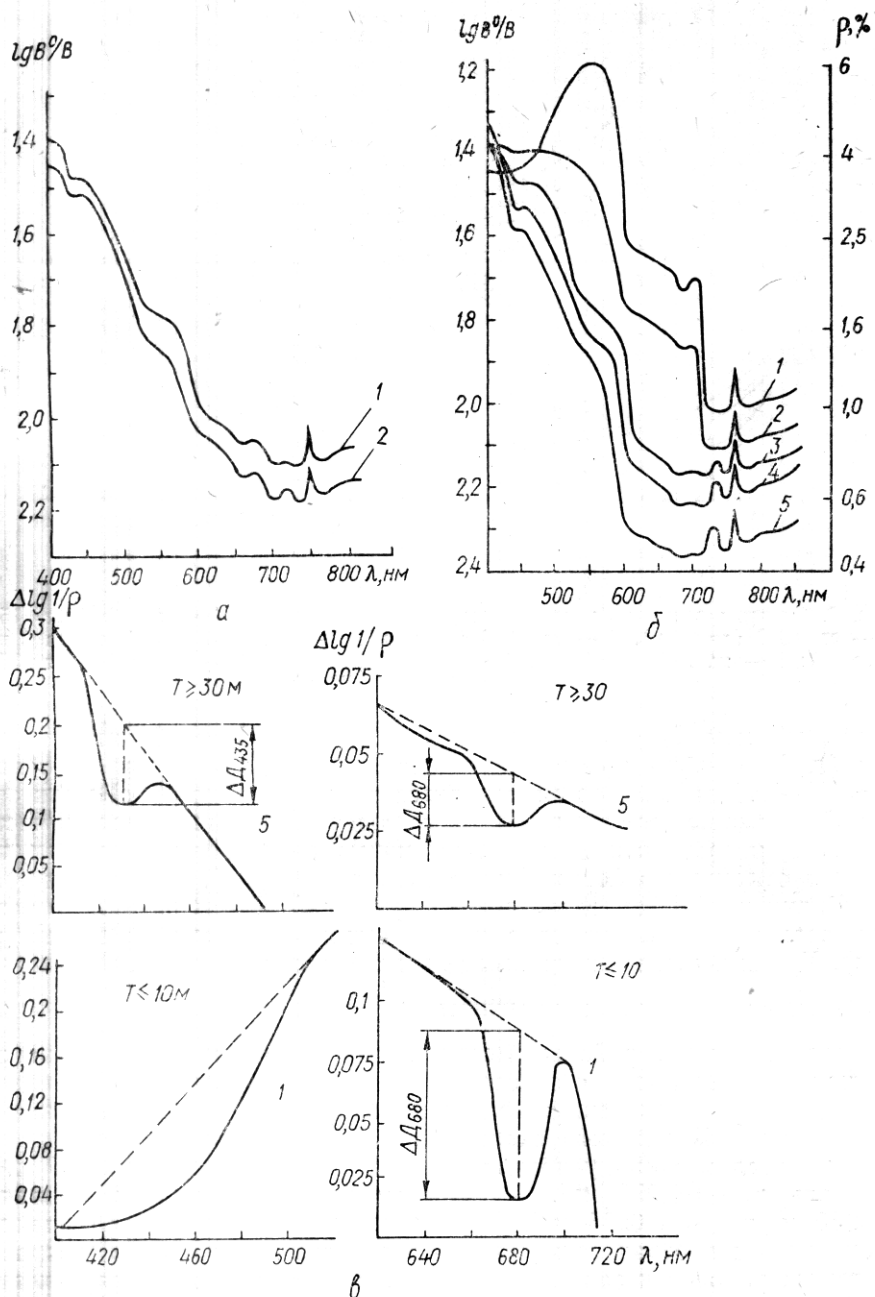


Рис. 3. Коэффициенты спектральной яркости водной поверхности а: 1 — центральная часть Аденского залива, 2 — открытая часть Индийского океана ст. 2014; б: 1 — прибрежная часть Японского моря, 2 — центральная часть Японского моря — банка Ямато, 3 — центральная часть Тихого океана, вход в течение Кюросо, 4 — Филиппинское море, 5 — центральная часть Тихого океана; в: фрагменты спектров коэффициентов яркости водной поверхности (рис. 3, б) при большой чувствительности: 1 — кривая 1, 5 — кривая 5

тикального ослабления горизонтальной облученности принимают наименьшие значения и свет отражается от больших глубин. Уменьшение коэффициента корреляции между $C_{хл}$ и ΔD_{λ} в этой области связано с влиянием поглощения «желтого вещества», влиянием зеркальной составляющей и др.

Выводы. Результаты исследований радиационного режима в экваториальных районах Индийского океана показали, что максимум про-

пускания естественного света в области ФАР приходится на синезеленую область спектра $\lambda=400-500$ нм, показатели ослабления горизонтальной облученности $\alpha_{\perp}$ принимают значения, не превышающие $0,025 \text{ м}^{-1}$.

Показатели ослабления $\alpha_{\perp}$ и ϵ_{λ} в среднем на первом полигоне были несколько выше, чем на втором, что указывает на то, что количество взвесей терригенного и биогенного происхождения на втором полигоне было ниже, чем на первом. В целом, оптические свойства исследуемых районов, несмотря на гидрологические различия, мало отличались друг от друга. Исследования радиационного режима в фотическом слое указывают, что данные полигоны относятся к олиготрофным высокопрозрачным акваториям Индийского океана.

Установлено, что спектральная яркость коррелирует с условной прозрачностью, показателями вертикального ослабления горизонтальной облученности, содержанием гидрозольных частиц. Показана возможность оценки хлорофилла a фитопланктона в поверхностном слое воды дистанционным оптическим методом по кривым спектральной яркости. Наиболее информативными областями спектра для олиготрофных районов (высокопрозрачных районов) является коротковолновая ($\lambda=340-440$ нм).

1. Апонасенко А. Д., Франк Н. А., Сидько Ф. Я. Спектрофотометр для гидрооптических исследований ДСФГ-2 // Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов. — Новосибирск: Наука, 1979. — С. 294—297.
2. Ерлов Н. Г. Оптическая океанография. — М.: Мир, 1970. — 224 с.
3. Ефименко И. Д., Пелевин В. Н., Светлых А. А., Халемский Э. Н. Облученность естественным светом в водах Индийского океана // Гидрофизические и оптические исследования в Индийском океане. — М.: Наука, 1975. — С. 104—109.
4. Оптика океана / Под общ. ред. А. С. Монина. — М.: Наука, 1983. — Т. 1. Физическая оптика океана. — 370 с.
5. Романкевич Е. А. Геохимия органического вещества в океане. — М.: Наука, 1977. — 256 с.
6. Рутковская В. А., Пелевин В. Н. Суммарная фотосинтетически активная радиация над океаном // Гидрофизические и оптические исследования в Индийском океане. — М.: Наука, 1975. — С. 188—199.
7. Сидько А. Ф., Филимонов В. С., Рубцов И. Д., Сидько Ф. Я. Полевой двухлучевой дифференциальный спектрофотометр // Журн. прикл. спектроскопии. — 1978. — 29, вып. 5. — С. 943—948.
8. Оптические методы изучения растительных ценозов суши и моря / Ф. Я. Сидько, А. Д. Апонасенко, В. С. Филимонов и др. // Исслед. Земли из космоса. — 1980. — № 3. — С. 41—50.
9. Франк Н. А., Сидько Ф. Я., Луканев А. Д., Апонасенко А. Д. Погружные одно- и двухлучевые флюориметры ПФЛ-1 и ПФЛ-2 // Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов. — Новосибирск: Наука, 1979. — С. 300—303.

Ин-т биофизики СО АН СССР, Красноярск

Получено 18.06.87

A. F. SIDKO, V. A. VASILYEV

HYDROOPTICAL AND HYDROBIOLOGICAL INVESTIGATIONS IN EQUATORIAL REGIONS OF THE INDIAN OCEAN

Summary

Spectral indices of vertical attenuation of horizontal irradiance ($\alpha_{\perp}$) in the visible zone have been determined. Light transmittance maximum in PAR region lies within the range of $\lambda=400-500$ nm. The values of $\alpha_{\perp}$ do not exceed 0.025 м^{-1} in this region. Optical properties of the investigated regions show that they are typical of the open regions of the oceans. The possibility to determine phytoplankton chlorophyll a concentration in the surface water layer by means of the distance optical methods on the basis of spectral brightness curves has been shown. The most informative spectrum zone for high transmittance region is the short-wave spectrum zone, i. e. $\lambda=400-440$ nm.