

УДК 551.463

В. Е. ШЕМШУРА, З. З. ФИНЕНКО

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ СУММАРНОЙ ФОТОСИНТЕТИЧЕСКОЙ АКТИВНОЙ РАДИАЦИИ В МОРЕ ПО ГЛУБИНЕ ВИДИМОСТИ БЕЛОГО ДИСКА

На основании экспериментальных данных, полученных в различных районах Мирового океана, разработан алгоритм восстановления вертикального профиля суммарной фотосинтетически активной радиации в море по глубине видимости белого стандартного диска. Приведены уравнения регрессии, характеризующиеся коэффициентами корреляции больше 0,9 и изменением относительной прозрачности по белому диску от 0,6 до 61,5 м.

При изучении первичной продукции морского фитопланктона необходимо знание величины энергии суммарной фотосинтетически активной радиации (ФАР) на разных глубинах в пределах эвфотной зоны. Измерения ФАР *in situ* в практике отечественной гидробиологии проводятся сравнительно редко. Это объясняется отсутствием серийно выпускаемой унифицированной зондирующей оптико-электронной аппаратуры, ее сложностью, а также ограниченным техническим оснащением многих научно-исследовательских судов. В этой связи разработка косвенных методов, позволяющих экспрессно и с достаточной достоверностью оценивать уровень ФАР, достигшей определенного горизонта, приобретает практическое значение. В предлагаемой работе на основании эмпирических данных, полученных в различных районах Мирового океана, обосновывается алгоритм восстановления вертикального профиля суммарной ФАР по глубине видимости белого диска, или относительной прозрачности z_t , м. Для решения поставленной задачи предварительно рассмотрим основные закономерности распространения естественной радиации в море.

Естественная радиация в атмосфере над морем и ее распространение в водной толще. На поверхность моря падает поток излучения, состоящий из прямого света Солнца (не претерпевшего рассеяние в атмосфере) и света неба (излучения, рассеянного атмосферой). Пусть $E^+(\lambda, 0^+)$ — спектральная плотность энергетической облученности (СПЭО) сверху непосредственно над водной поверхностью ($z=0^+$), Вт/м²·нм. СПЭО создается числом квантов $N(\lambda) = E^+(\lambda, 0^+)/h\nu$, где $h=6,626 \cdot 10^{-34}$ Дж·с — постоянная Планка; $c=3 \cdot 10^{17}$ нм/с — скорость света; λ — длина волны, нм. Тогда суммарные энергетическая ($E^+(0^+)$, Вт/м²) и квантовая ($Q^+(0^+)$, квантов/м²·с) облученности в области ФАР будут определяться следующим образом:

$$E^+(0^+) = \int_{350 \text{ нм}}^{700 \text{ нм}} E^+(\lambda, 0^+) d\lambda, \quad (1)$$

$$Q^+(0^+) = (1/hc) \int_{350 \text{ нм}}^{700 \text{ нм}} E^+(\lambda, 0^+) \lambda d\lambda. \quad (2)$$

Здесь диапазон 350—700 нм выбран согласно рекомендациям РГ № 15 [24].

© В. Е. Шемшюра, З. З. Финенко, 1992

Наиболее часто измерения естественной радиации производятся с помощью пиранометра. Теоретические расчеты, выполненные в [1] для модели стандартной атмосферы, показывают, что

$$E^+(0^+) = (0,43 \pm 0,03) E_{\pi}(350-3000, 0^+) \quad (3)$$

при изменении высоты Солнца от 19 до 75°. Здесь $E_{\pi}(350-3000, 0^+)$ Вт/м² — облученность сверху на поверхности моря в области 350—3000 нм, измеренная с помощью пиранометра. Используя это уравнение и соотношение

$$Q^+(0^+) = 2,75 \cdot 10^{18} \cdot E^+(0^+), \quad (4)$$

справедливое для релеевской атмосферы и высоких положений Солнца, но мало меняющееся с изменением замутненности воздуха, нетрудно связать суммарную квантовую облученность и показания пиранометра [13]:

$$Q^+(0^+) = 1,2 \cdot 10^{18} E_{\pi}(350-3000, 0^+). \quad (5)$$

Справедливость формул (3) — (5) подтверждается результатами натуральных экспериментов [4, 16, 21]. Так, в [4] показано, что непосредственно под ($z=0^-$) водной поверхностью суммарная энергетическая облученность сверху в области ФАР ($E(0^-)$ Вт/м²) соотносится с данными пиранометра следующим образом:

$$E^-(0^-) = (0,44 \pm 0,02) E_{\pi}(290-2700, 0^+). \quad (3a)$$

Расчет регрессии, проведенный автором [4] по результатам всех наблюдений ($n=1212$), показывает, что

$$E^-(0^-) = 0,44 E_{\pi}(290-2700, 0^+) - 1,51 \quad (36)$$

с коэффициентом корреляции $r=0,94$. Для спектрального диапазона 400—700 нм в [12] получено

$$Q^+(0^+) = (2,77 \pm 0,02) \cdot 10^{18} E^+(0^+). \quad (4a)$$

Согласно [16], имеет место уравнение регрессии

$$Q^+(0^+) = 1,176 \cdot 10^{18} E_{\pi}(300-2800, 0^+) \quad (5a)$$

при $n=67$, $r=0,99$. Из соотношений (4a) и (5a) получаем

$$E^+(0^+) = 0,425 E_{\pi}(300-2800, 0^+). \quad (3в)$$

Следует подчеркнуть, что приведенные выше эмпирические соотношения практически не зависят от высоты Солнца ($h \odot \geq 20^\circ$) и метеорологических условий наблюдения [4, 16, 21].

В работах [12, 18, 21] анализировалось изменение с глубиной (z , м) отношения $E^+(z)/Q^+(z)$, которое, как выяснилось, с увеличением z приближается к своему постоянному значению. В прозрачных водах, лучше пропускающих коротковолновое излучение, наблюдается некоторое увеличение E^+/Q^+ от поверхности до $z \sim 20$ м; для прибрежных вод, характеризующихся максимальным пропусканием света в зеленом диапазоне, изменения данного отношения незначительны [13]. В целом можно считать, что суммарные квантовая и энергетическая облученности сверху в области ФАР с точностью до $\pm 10\%$ пропорциональны друг другу независимо от типа вод и рассматриваемой глубины. Это означает, что различия в показателях вертикального ослабления для указанных облученностей незначительны и их изменения с глубиной будет происходить одинаково

$$E^+(z) = TE^+(0^+) \exp[-\alpha(0-z)z], \quad (6)$$

$$Q^+(z) = TQ^+(0^+) \exp[-\alpha(0-z)z], \quad (7)$$

где $\alpha(0-z)$, 1/м — показатель вертикального ослабления, осредненный по слою воды ($0-z$, м); T — коэффициент пропускания суммарной

ФАР водной поверхностью. Согласно [6, 15], в среднем $T=0,96$. Следовательно, для показателя вертикального ослабления можем записать

$$\alpha(0-z) = -\ln[E^+(z)/E^+(0^-)]/z = -\ln[Q^+(z)/Q^+(0^-)]/z, \quad (8)$$

где $E^+(0^-) = TE^+(0^+)$, $Q^+(0^-) = TQ^+(0^+)$. Если на глубине ($z_x\%$, м) суммарная облученность сверху в области ФАР составляет $x\%$ своего поверхностного значения, то

$$\alpha(0-z_x\%) = \ln(100/x\%)/z_x\%, \quad (8a)$$

откуда

$$z_x\% = \ln(100/x\%)/\alpha(0-z_x\%). \quad (9)$$

Следует отметить, что показатель вертикального ослабления, как относящийся к вторичным гидрооптическим характеристикам, зависит не только от свойств самой воды, но и от условий освещения морской поверхности. Однако первая группа факторов оказывается определяющей [6, 15].

Восстановление вертикального профиля суммарной ФАР по глубине видимости белого диска. Имеется большое количество работ, посвященных данной проблеме (см. обзоры [8, 25]). Обычно прогнозируемым параметром является показатель вертикального ослабления $\alpha(0-z_1\%)$, осредненный по всей фотической зоне, нижней границей которой принято считать глубину ($x_1\%$, м), где облученность составляет 1% поверхностной. Подразумевается, что при расчете $z_x\%$ по уравнению (9) для одного и того же значения z_6 показателя $\alpha(0-z_x\%)$ и $\alpha(0-z_1\%)$ равны между собой. В этом случае

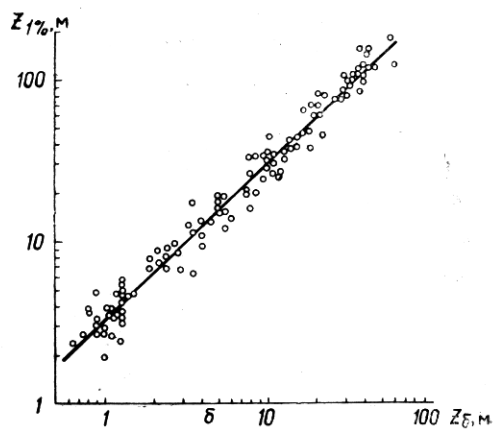
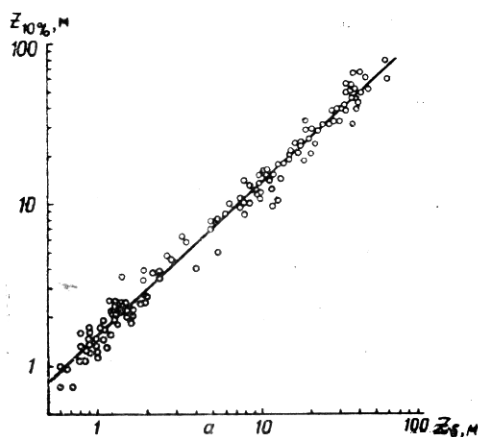
$$z_x\% \approx \ln(100/x\%)/\alpha(0-z_1\%) = [\ln(100/x\%)/\ln 100] z_1\%. \quad (10)$$

Подобного рода задача впервые рассматривалась в [22], согласно которой $\alpha(0-20)$ $z_6=1,7$ при $n=14$ и $6,5 \leq z_6 \leq 22$ м (измерения проводились в Английском Канале). Это соотношение до сих пор широко используется в практике гидробиологических исследований в качестве основы для расчета $z_x\%$:

$$z_x\% \approx \ln(100/x\%) z_6/1,7.$$

В действительности даже в гомогенных водах показатель вертикального ослабления не является постоянной величиной, а изменяется с увеличением глубины, стремясь к некоторому своему предельному значению, которое достигается при наступлении глубинного светового режима [3]. Если проанализировать, например, изменение с глубиной облученностей $Q^+(z)$ и $E^+(z)$ для различных типов вод (см. рис. 73 и 130 из [2]), то во всех случаях наблюдается более быстрое их уменьшение с увеличением z в верхних слоях моря по сравнению с нижележащими. Это объясняется сужением спектрального диапазона вследствие интенсивного поглощения водой длинноволновой радиации (в мутных водах следует также учитывать и поглощение коротковолнового света), сокращением коллимированного потока света и ростом его диффузной части. Сужение первоначально широкой полосы 350—700 нм при возрастании глубины происходит до тех пор, пока на нижней границе фотической зоны большинство квантов не будет принадлежать к области длин волн, соответствующей максимуму пропускания. Причем нелинейный характер кривых $\ln Q^+(z)$ и $\ln E^+(z)$ проявляется тем сильнее, чем прозрачнее вода. Свой вклад в вариацию показателя вертикального ослабления вносит также и неоднородность водных масс по глубине. Следовательно, для корректного решения поставленной задачи необходим послойный расчет показателя вертикального ослабления по относительной прозрачности.

Предварительно рассмотрим возможность непосредственного определения глубин $z_{10}\%$ и $z_1\%$ по известной величине z_6 . С этой целью



Взаимосвязь между глубинами $z_{10\%}$ (а) и $z_{1\%}$ (б), где суммарная облученность сверху в области ФАР составляет 10% (а) и 1% (б) своего поверхностного значения, и относительной прозрачностью z_σ

нами привлечен обширный экспериментальный материал, охватывающий различные акватории Мирового океана (включая пресноводные водоемы) и представленный на графиках (рисунок). Его необходимая характеристика дана в табл. 1. Как видно из приведенных рисунков, между логарифмами входных параметров наблюдаются ярко выраженные линейные зависимости при относительно небольшом разбросе точек, обусловленном погрешностями эксперимента и расчета. Проведенный корреляционный анализ показывает, что

$$\lg z_{10\%} = 0,188 + 0,930 \lg z_\sigma \quad (11)$$

при $n=149$; $r=0,992$; $S_{yx}=0,075$; $0,74 \leq z_{10\%} \leq 77$ м; $0,60 \leq z_\sigma \leq 61,5$ м;

$$\lg z_{1\%} = 0,519 + 0,956 \lg z_\sigma \quad (12)$$

при $n=128$; $r=0,989$; $S_{yx}=0,085$; $1,9 \leq z_{1\%} \leq 184$ м; $0,65 \leq z_\sigma \leq 61,5$ м. Здесь S_{yx} — стандартная ошибка регрессии. Обобщение всего числового массива при расчетах уравнений (11) и (12) стало возможным вследствие хорошего соответствия друг другу групп точек, относящихся к различным пунктам табл. 1. Определенный интерес представляют обратные зависимости: $\lg z_\sigma = -0,187 + 1,057 \lg z_{10\%}$ при $S_{yx}=0,080$ и $\lg z_\sigma = -0,513 + 1,022 \lg z_{1\%}$ при $S_{yx}=0,088$. Сплошные линии на рисунке — графическое изображение уравнений (11) и (12) соответственно. В потенцированном виде

$$z_{10\%} = 1,542 (z_\sigma)^{0,930}; \quad (11a)$$

$$z_{1\%} = 3,304 (z_\sigma)^{0,956}. \quad (12a)$$

Отметим, что по независимому массиву данных для австралийских вод получено следующее соотношение [26]:

$$\lg \alpha(0 - z_{1\%}) = 0,14 - 0,95 \lg z_\sigma$$

$$(n=300; r=-0,985; 0,23 \leq z_\sigma \leq 30 \text{ м}),$$

откуда

$$\lg z_{1\%} = 0,52 + 0,95 \lg z_\sigma \quad (13)$$

или

$$z_{1\%} = 3,31 (z_\sigma)^{0,95}. \quad (13a)$$

Нетрудно убедиться, что в диапазоне изменения относительной прозрачности от 0,2 до 60 м результаты расчетов $z_{1\%}$ по формулам (12a) и (13a) практически совпадают между собой. Если $z_\sigma=0,2$ м, то $z_{1\%}$ по

Таблица 1. Характеристика экспериментального материала, взятого для анализа взаимосвязи между глубинами $z_{10}\%$, $z_1\%$, где суммарная облученность сверху в области ФАР составляет 10 и 1% своего поверхностного значения соответственно, и относительной прозрачностью z_σ

Исследуемая акватория, источник исходных данных	$z_{10} \% = f(z_{\sigma})$			$z_1 \% = f(z_{\sigma})$			Метод расчета глубин $z_{10} \%, z_1 \%$
	Диапазон изменения			Диапазон изменения			
	$z_{10} \%$	z_{σ}	n	$z_1 \%$	z_{σ}	n	
Атлантический, Тихий океаны, в том числе Перуанский апвеллинг [20]	4—28	4—21	20	9,5—70	4—21	16	Приведены значения $z_{10} \%, z_1 \%$
Саргассово море, Тихий океан [5]	31—60	25—61,5	5	76—123	29—61,5	2	По $E^+(z)$
Исландский шельф [11]	9,7—14	8—13	4	25—33	8—13	4	По $Q^+(z)$
Английский Канал [22]	10—24	6,5—22	14	33—48	10—22	10	$z_{10} \%$ — по $\alpha(0-z_{\sigma})$ $z_1 \%$ — по $\alpha(0-40)$
Тропический эстуарий [23]	0,74—2,5	0,6—1,5	40	2,4—5,8	0,65—1,5	34	$z_{10} \%$ — по $\alpha(0-2)$ $z_1 \%$ — по $\alpha(0-4)$
Юго-западная часть северной Атлантики [9]	17—55	13—47	25	35—124	13—47	25	$z_{10} \%$ — по $\alpha(0-z_{\sigma})$ $z_1 \%$ — по α^*
Прибрежные воды [10]	3,4—12	1,9—12	13	6,9—25	1,9—12	13	То же
Пресноводные и прибрежные воды [17]	1,2—16	1—11	3	1,9—7,5	1—2,2	2	По $Q^+(z)$
Озера Камеруна [19]	—	—	—	2,5—31	0,75—11	17	$z_1 \%$ — по α^*
Тихий океан [7]	38—77	30—60	5	87—184	30—60	5	$z_{10} \%$ — по $\alpha(0-z_{\sigma})$ $z_1 \%$ — по α^*
Прибрежные воды [27]	1,7—3,6	1,06—2	20	—	—	—	Приведены значения $z_{10} \%$

* Показатель вертикального ослабления α , осредненный по всей зоне фотосинтеза (значения приведены в цитируемых работах).

формулам (12a) и (13a) соответственно равны 0,71 и 0,72 м; при $z_\sigma = 60$ м в первом случае $z_1 = 166$ м, а во втором — 162 м.

Ранее было показано, что глубина $z_{10}\%$, являясь серединой фотической зоны, тесно связана со значениями $z_{30}\%$ и $z_3\%$:

$$z_{30}\% = 0,50 z_{10}\% - 2,3 \cdot 10^{-3} (z_{10}\%)^2; \quad (14)$$

$$z_3\% = 1,65 z_{10}\%. \quad (15)$$

Уравнения (14), (15), представленные в [14], получены на основе анализа большого числа измерений $Q^+(z)$, выполненных в водах различной трофности — от Саргассова моря до продуктивных районов Западной Африки. В [14] подчеркивается, что восстановление $z_{30}\%$ и $z_3\%$ по величине $z_{10}\%$ производится с достаточной для большинства практических целей точностью, а разброс точек на соответствующих графиках является следствием случайных ошибок измерений. Следовательно, с учетом выражения (11a) для $z_{30}\%$, $z_3\% = f(z_\sigma)$ имеем

Таблица 2. Глубины (z_x %, м), на которых суммарная облученность в

z_0 , м	z_x %, м						
	$x=80\%$ по			$x=40\%$ по			
	(20a)	(10б)	(10a)	(20a)	(10б)	(10a)	(11a)
0,5	0,07	0,08	0,07	0,31	0,34	0,27	0,81
1	0,14	0,16	0,13	0,58	0,66	0,54	1,54
5	0,62	0,75	0,66	2,54	3,06	2,69	6,89
10	1,14	1,45	1,31	4,69	5,95	5,39	13,1
20	2,05	2,81	2,63	8,41	11,5	10,8	25,0
30	2,81	4,13	3,94	11,5	17,0	16,2	36,5
40	3,44	5,45	5,25	14,1	22,4	21,4	47,6
50	3,96	6,74	6,56	16,3	27,7	26,9	58,6
60	4,37	8,02	7,88	19,9	32,9	32,3	69,5

* Расчет проведен по разработанному алгоритму и формулам (10 а), (10 б).

$$z_{30} \% = 0,771 (z_0)^{0,930} - 5,5 \cdot 10^{-3} (z_0)^{1,860}; \quad (16)$$

$$z_3 \% = 2,544 (z_0)^{0,930}. \quad (17)$$

Таким образом, в фотической зоне мы выделяем четыре слоя: от поверхности до $z_{30} \%$, от $z_{30} \%$ до $z_{10} \%$, от $z_{10} \%$ до $z_3 \%$ и от $z_3 \%$ до $z_1 \%$. В общем виде показатель вертикального ослабления, осредненный по какому-либо из них, будет определяться выражением

$$\alpha(z_{11} \% - z_K \%) = \ln(n \% / k \%) / (z_K \% - z_H \%). \quad (18)$$

Здесь глубины $z_H \%$ и $z_K \%$ являются верхней и нижней границами слоя, где суммарная облученность сверху в области ФАР составляет соответственно $n \%$ и $k \%$ от поверхностной. Тогда для промежуточного уровня ($z_x \%$, м) можно записать

$$z_x \% = \ln(n \% / x \%) / \alpha(z_H \% - z_K \%) + z_H \%. \quad (19)$$

При $n=100\%$ величина $z_H \% = 0$ и выражение (19) преобразуется в (9), а выражение (18) — в (8а). Подставляя выражение (18) в (19), получаем

$$z_x \% = [\ln(n \% / x \%) / \ln(n \% / k \%)] (z_K \% - z_H \%) + z_H \%. \quad (20)$$

В итоге:

$$1. 0 \leq z_x \% \leq z_{30} \%, \text{ м } (30 \leq x \leq 100\%), \\ z_x \% = [\ln(100/x \%) / \ln(100/30)] z_{30} \%; \quad (20a)$$

$$2. z_{30} \% \leq z_x \% \leq z_{10} \%, \text{ м } (10 \leq x \leq 30\%), \\ z_x \% = [\ln(30/x \%) / \ln(30/10)] (z_{10} \% - z_{30} \%) + z_{30} \%; \quad (20б)$$

$$3. z_{10} \% \leq z_x \% \leq z_3 \%, \text{ м } (3 \leq x \leq 10\%), \\ z_x \% = [\ln(10/x \%) / \ln(10/3)] (z_3 \% - z_{10} \%) + z_{10} \%; \quad (20в)$$

$$4. z_3 \% \leq z_x \% \leq z_1 \%, \text{ м } (1 \leq x \leq 3\%), \\ z_x \% = [\ln(3/x \%) / \ln 3] (z_1 \% - z_3 \%) + z_3 \%. \quad (20г)$$

Здесь глубины $z_{30} \%$, $z_{10} \%$, $z_3 \%$ и $z_1 \%$ в аналитической форме связаны с относительной прозрачностью формулами (16), (11а), (17) и (12а) соответственно.

В табл. 2 приведены численные значения величин z_x , рассчитанных по разработанному алгоритму, формуле (10а) и соотношению

$$z_x \% = 3,304 [\ln(100/x \%) / \ln 100] (z_0)^{0,956}, \quad (10б)$$

получаемому путем подстановки выражения (12а) в (10). Как видим, отличия между z_x тем больше, чем, во-первых, больше $x \%$ и, во-вторых, больше глубина видимости белого диска (при сравнительно небольшом расхождении между глубинами z_x , рассчитанными по формулам (10а) и (10б). Таким образом, пренебрежение изменчивостью с

$x=10\%$ по		$x=3\%$ по			$x=1\%$ по		
(105)	(10a)	(17)	(10б)	(10a)	(12a)	(10б)	(10a)
0,85	0,68	1,34	1,29	1,03	1,70	1,70	1,35
1,65	1,35	2,54	2,51	2,06	3,30	3,30	2,71
7,70	6,77	11,4	11,7	10,3	15,4	15,4	13,5
15,0	13,5	21,7	22,8	20,6	29,9	29,9	27,1
29,0	27,1	41,3	44,1	41,3	57,9	57,9	54,2
42,7	40,6	60,2	65,0	61,9	85,3	85,3	81,3
56,2	54,2	78,6	85,6	82,5	112,4	112,4	108,4
69,6	67,7	96,7	105,9	103,1	139,1	139,1	135,4
82,8	81,3	114,6	126,1	123,8	165,6	165,6	162,5

глубиной показателя вертикального ослабления в ряде случаев может привести к существенному завышению искомого уровня z_x %.

В заключение отметим, что полученные соотношения позволяют восстанавливать вертикальный профиль суммарной ФАР, нормированный на свое поверхностное значение, по глубине видимости белого стандартного диска с точностью до 20%. При одновременном с z_0 измерении с помощью пиранометра падающей на поверхность моря естественной радиации вертикальный профиль суммарной ФАР может быть восстановлен в абсолютных (энергетических или квантовых) единицах, используя с этой целью формулы (3), (5).

1. Авасте О., Молдау Х., Шифрин К. С. Спектральное распределение прямой и рассеянной радиации // Исследования по физике атмосферы ИФА АН ЭССР. — 1962. — № 3. — С. 23—71.
2. Ерлов Н. Г. Оптика моря. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 247 с.
3. Иванов А. П. Физические основы гидрооптики. — Минск: Наука и техника, 1975. — 503 с.
4. Очаковский Ю. Е. Примерный расчет проникающей в воды океана фотосинтетически активной радиации и ее спектрального состава на различных глубинах // Океанология. — 1984. — 24, вып. 4. — С. 605—610.
5. Очаковский Ю. Е., Пелевин В. Н., Карлсен Г. Г. и др. Распространение естественного излучения в океане // Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. — М.: Наука, 1974. — С. 166—190.
6. Пелевин В. Н. Солнечное излучение в океане // Оптика океана. — М.: Наука, 1983. — Т. 1. — С. 249—307.
7. Рутковская В. А., Коновалов Б. В. Некоторые результаты актинометрических измерений в водах Тихого океана // Оптика океана и атмосферы. — Л.: Наука, 1972. — С. 193—198.
8. Чехин Л. П. Световой режим водоемов. — Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1987. — 130 с.
9. Clarke G. L. Observations on transparency in the Southwestern section of the North Atlantic ocean // J. Marine Res. — 1941. — 4, N 3. — P. 221—230.
10. Holmes R. W. The Secchi disk in turbid coastal waters // Limnol. Oceanogr. — 1970. — 15, N 5. — P. 688—694.
11. Hojerslev N., Lundgren B. Inherent and apparent optical properties of Icelandic waters // Rep. Inst. Fys. Oceanogr., Univ. Copenhagen. — 1977. — N 33. — 63 p.
12. Jerlov N. G., Nygard K. A. A quanta and energy meter for photosynthetic studies // Ibid. — 1969. — N 10. — 29 p.
13. Jerlov N. G. A simple method for measuring quanta irradiance in the ocean // Ibid. — 1974. — N 24. — 10 p.
14. Jerlov N. G. Classification of sea water in terms of quanta irradiance // J. Cons. Int. Explor. Mer. — 1977. — 37, N 3. — P. 281—287.
15. Jerlov N. G. The optical classification of sea water in the euphotic zone // Rep. Inst. Fys. Oceanogr., Univ. Copenhagen. — 1978. — N 36. — 46 p.
16. Jitts H. R., Morel A., Saijo Y. The relation of oceanic primary production to available photosynthetic irradiance // Austr. J. Marine and Freshwater Res. — 1976. — 27, N 3. — P. 441—454.
17. Kishino M., Booth C. R., Okamu N. Underwater radiand energy absorbed by phytoplankton, detritus, dissolved organic matter, and pure water // Limnol. Oceanogr. — 1984. — 29, N 2. — P. 340—349.
18. Kishino M., Okamu N. Light utilization efficiency and quantum yield of phytoplankton in thermally stratified sea // Ibid. — 1986. — 31, N 3. — P. 557—566.

19. *Kling G. W.* Comparative transparency, depth of mixing, and stability of stratification in lakes of Cameroon, West Africa // *Ibid.* — 1988. — **33**, N 1. — P. 27—40.
20. *Kullenberg G.* Relationships between optical parameters in different oceanic areas // *Rep. Inst. Fys. Oceanogr. Univ. Copenhagen.* — 1980. — N 42. — P. 57—79.
21. *Morel A., Smith R. C.* Relation between total quanta and total energy for aquatic photosynthesis // *Limnol. Oceanogr.* — 1974. — **19**, N 4. — P. 591—600.
22. *Poole H. H., Atkins W. R. G.* Photo-electric measurements of submarine illumination through out the year // *J. Mar. Biol. Ass. U. K.* — 1929. — **16**, N 1. — P. 297—324.
23. *Qasim S. Z., Bhattathiri P. M. A., Abidi S. A.* Solar radiation and its penetration in a tropical estuary // *J. Exper. Marine Biology and Ecology.* — 1968. — **2**, N 1. — P. 87—103.
24. *Report of the first meeting of the joint group of experts on phytosynthetic radiant energy* // *UNESCO technical papers in marine science.* — 1965. — N 2. — P. 47—56.
25. *Walker T. A.* A correction to the Poole and Atkins Secchi disk/light-attenuation formula // *J. Mar. Biol. Ass. U. K.* — 1980. — **60**, N 3. — P. 769—771.
26. *Walker T. A.* Use of a secchi disc to measure attenuation of underwater light for photosynthesis // *J. Appl. Ecology.* — 1982. — **19**, N 2. — P. 539—544.
27. *Weidemann A. D., Bannister T. T.* Absorption and scattering coefficients in Irondequoit Bay // *Limnol. Oceanogr.* — 1986. — **31**, N 3. — P. 567—583.

Ин-т биологии юж. морей им. А. О. Ковалевского
АН Украины, Севастополь

Получено
29.11.90

B. E. SHEMSHURA, Z. Z. FINENKO

RESTORATION OF A VERTICAL PROFILE OF TOTAL PHOTOSYNTHETICALLY ACTIVE RADIATION IN THE SEA BY THE DEPTH OF WHITE DISK VISIBILITY

Summary

An algorithm for restoration of a vertical profile of total photosynthetically active radiation (PAR) in the sea by the depth of the white disc visibility or relative transparency (z_6, m) has been developed from experimental data obtained in different areas of the World ocean. Interrelation between the depths ($z_{10}\%, m$), ($z_1\%, m$) where the total downward irradiance in the PAR range is 10%, 1% of its surface value, respectively and value z_w is considered preliminarily. The carried out correlational analysis has shown that: $\lg z_{10}\% = 0.188 + 0.930 \lg z_6$ for the number of points $n=149$, correlation coefficient $r=0.992$, regression error $S_{yx}=0.075$ and $0.74 \leq z_{10}\% \leq 77$ m, $0.60 \leq z_6 \leq 61.5$ m; $\lg z_1\% = 0.519 + 0.956 \lg z_6$ for $n=128$; $r=0.989$, $S_{yx}=0.085$ and $1.9 \leq z_1\% \leq 184$ m, $0.65 \leq z_6 \leq 61.5$.