

# Лекция 1

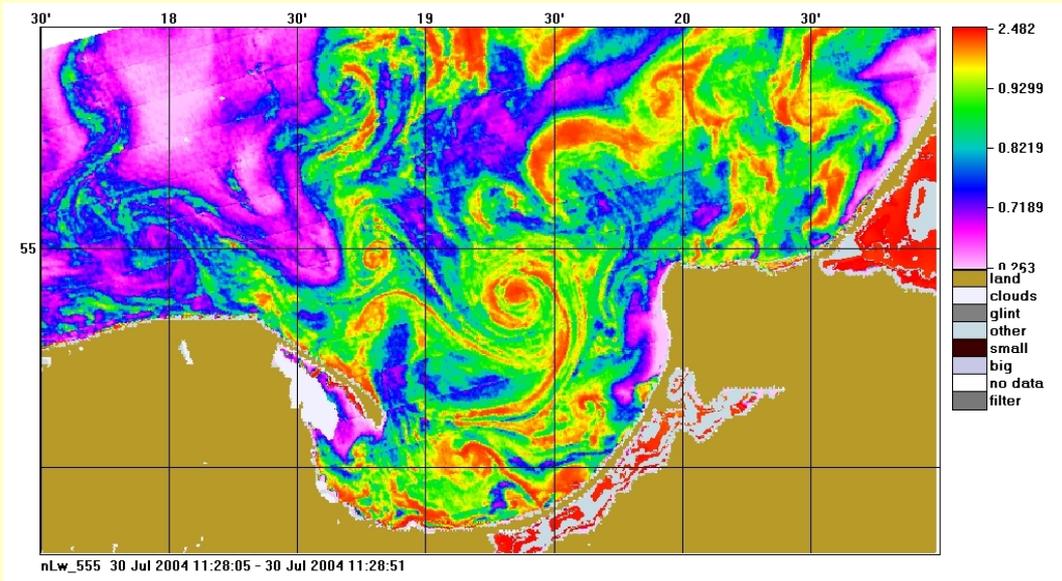
## Основы спутниковых наблюдений цвета океана

**Копелевич Олег Викторович,  
зав. Лаб. оптики океана Института океанологии РАН, д. ф.-м. н.**

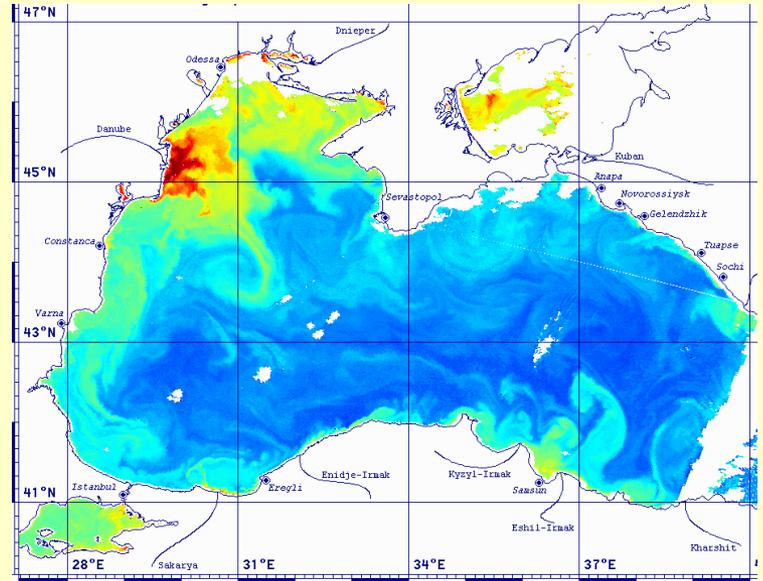
# Содержание

1. Введение
2. Фотометрические величины и оптические характеристики среды
3. Факторы, формирующие сигнал, измеряемый спутниковым датчиком
4. Главные этапы обработки данных спутниковых сканеров цвета
5. Рэлеевская и аэрозольная атмосферы. Модели аэрозоля.
6. Солнечный блик
7. Отражение пеной
8. Направленное и диффузное пропускание атмосферы
9. Биооптические алгоритмы
10. Регрессионные алгоритмы
11. Полуаналитические алгоритмы
12. Учет влияния отражения от дна на мелководье

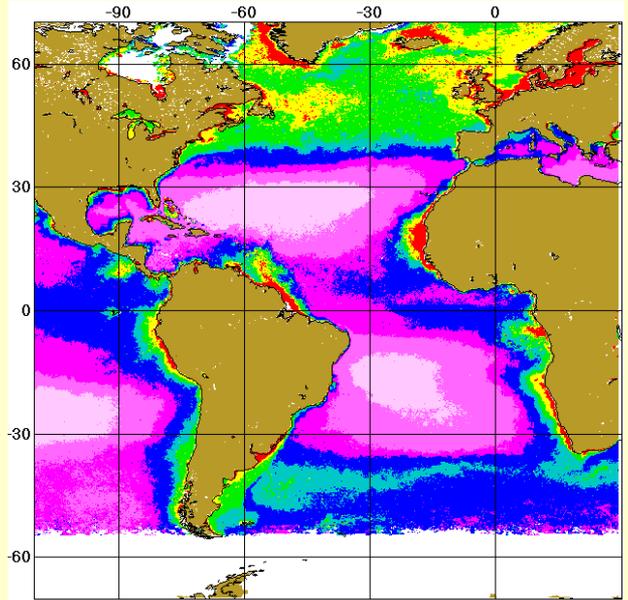
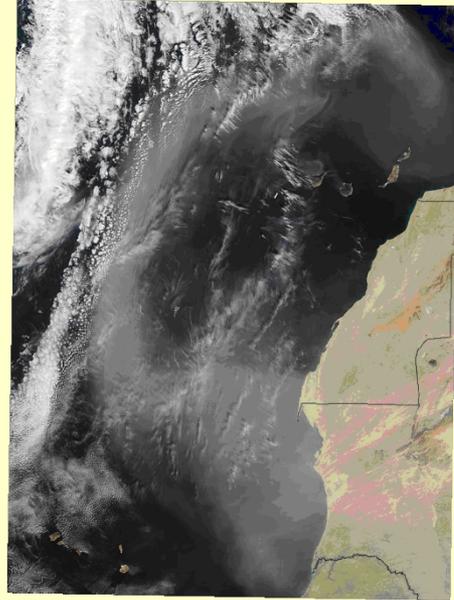
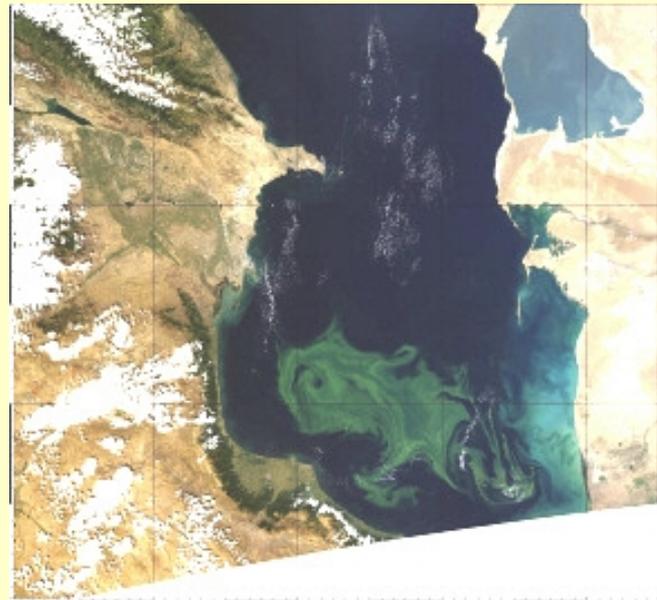
# Примеры результатов, полученных со сканеров цвета



Мезомасштабная динамика в Балтийском море



Черное море



Каспийское море. Цветение Nodularia

Пылевая буря. Атлант. океан

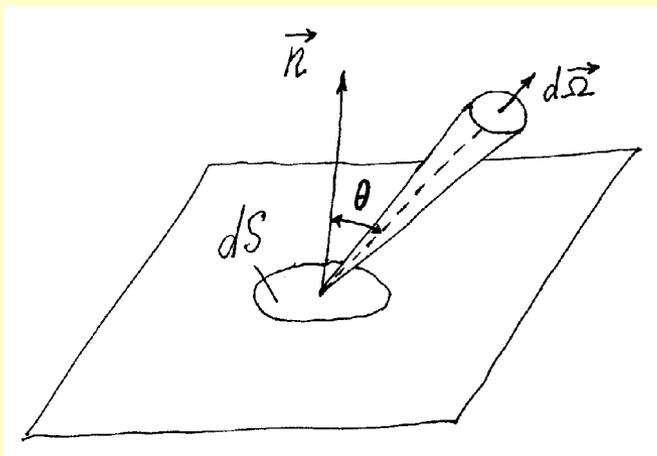
Атлантический океан. Хл. Май. 98-07.

# Основные фотометрические величины

Поток излучения:  $F = Q/t$ , [Вт]

Облученность:  $E(S) = dF/dS$ ,  $\langle E \rangle = \int_{(S)} E(S)dS / \int_{(S)} dS = F / S$ , [Вт·м<sup>-2</sup>]

Яркость:  $L = d^2F / d\Omega \cdot dS \cdot \cos\theta$ , [Вт·м<sup>-2</sup>·ср<sup>-1</sup>]



Яркость  $L(r, \theta, \varphi)$  зависит от положения рассматриваемой точки и направления, которое определяется зенитным  $\theta$  и азимутальным  $\varphi$  углами. Рассматриваемая поверхность может быть реальной (например, поверхность моря или морское дно) или воображаемой, построенной умозрительно внутри рассматриваемой среды. Благодаря этому, можно рассматривать облученность или яркость в любой произвольной точке среды.

**Яркость – основная характеристика, которая полностью (если не учитывать поляризацию) описывает распространение светового излучения («световое поле»), поскольку позволяет рассчитать все другие фотометрические величины.**

**Например, облученность:  $E = \int_{(2\pi)} L(\theta, \varphi) \cdot \cos\theta \cdot d\Omega$ .**

Так как  $L(\theta, \varphi) = [dE(\theta, \varphi)/\cos\theta] / d\Omega$ ;  $dE(\theta, \varphi) = L(\theta, \varphi) \cdot \cos\theta \cdot d\Omega$ .

# Характеристики оптических свойств морской воды

Показатель преломления:  
(refraction coefficient)

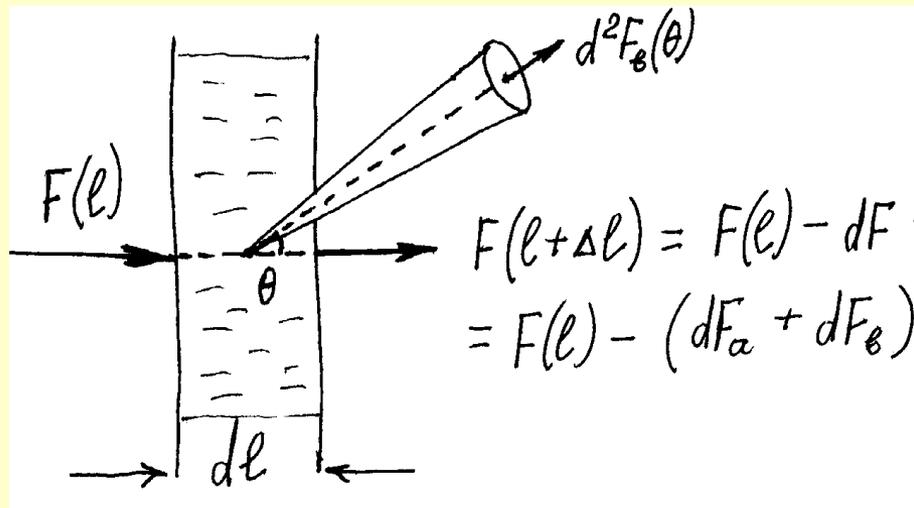
$$m = n - i n';$$
$$n = c / v; \quad n' = a \cdot \lambda / 4\pi;$$

Показатель поглощения:  
(Absorption coefficient)

$$dF_a = - a F dl;$$
$$a = - dF_a / F dl, \quad [m^{-1}];$$

Показатель рассеяния:  
(Scattering coefficient)

$$dF_b = - b F dl;$$
$$b = - dF_b / F dl, \quad [m^{-1}]$$



## Показатель рассеяния в данном направлении (Volume scattering function):

$$d^2 F_b(\theta) = -\beta(\theta) \cdot F \cdot dl \cdot d\Omega;$$

$$\beta(\theta) = -d^2 F_b(\theta) / F \cdot dl \cdot d\Omega, \quad [\text{м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}];$$

$$b = \int_{(4\pi)} \beta(\theta) d\Omega = 2\pi \int_0^\pi \beta(\theta) \sin\theta d\theta;$$

## Индикатриса рассеяния (Scattering phase function):

$$P(\theta) = \beta(\theta)/b; \quad \int_{(4\pi)} P(\theta) d\Omega = 1.$$

$a$ ,  $b$ ,  $P(\theta)$  представляют полный набор характеристик для описания оптических свойств морской воды без учета поляризации.

**Показатель рассеяния вперед (Forward scattering coefficient):**

$$b_f = 2\pi \int_0^{\pi/2} \beta(\theta) \sin\theta \, d\theta, \quad [M^{-1}];$$

**Показатель рассеяния назад (Backscattering coefficient):**

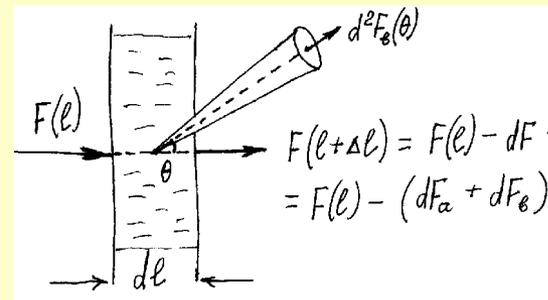
$$b_b = 2\pi \int_{\pi/2}^{\pi} \beta(\theta) \sin\theta \, d\theta; \quad [M^{-1}];$$

**Средний косинус однократного рассеяния (Average cosine):**

$$g = \langle \cos\theta \rangle = 2\pi \int_0^{\pi} \cos\theta P(\theta) \sin\theta \, d\theta.$$

**Показатель ослабления (Beam attenuation coefficient):**

$$dF_c = -(dF_a + dF_b) = -c \cdot F \cdot dl; \quad c = -dF_c / F \cdot dl = a + b;$$



$$F(l) = F(0) \cdot \exp\left[-\int_0^l c(l') dl'\right] = F(0) \cdot \exp[-\tau(l)];$$

$\tau$  - оптическая толщина слоя  $l$ .

Закон Бугера:  $F(l) = F(0) e^{-cl}$  ;

Пропускание слоя:

$$T = F(l) / F(0) = e^{-\tau} ;$$

Вероятность выживания фотона

(Single-scattering albedo):  $\omega_0 = b / c$ ;

$c, \omega_0, P(\theta)$  - другой вариант полного набора характеристик для описания оптических свойств морской воды без учета поляризации.

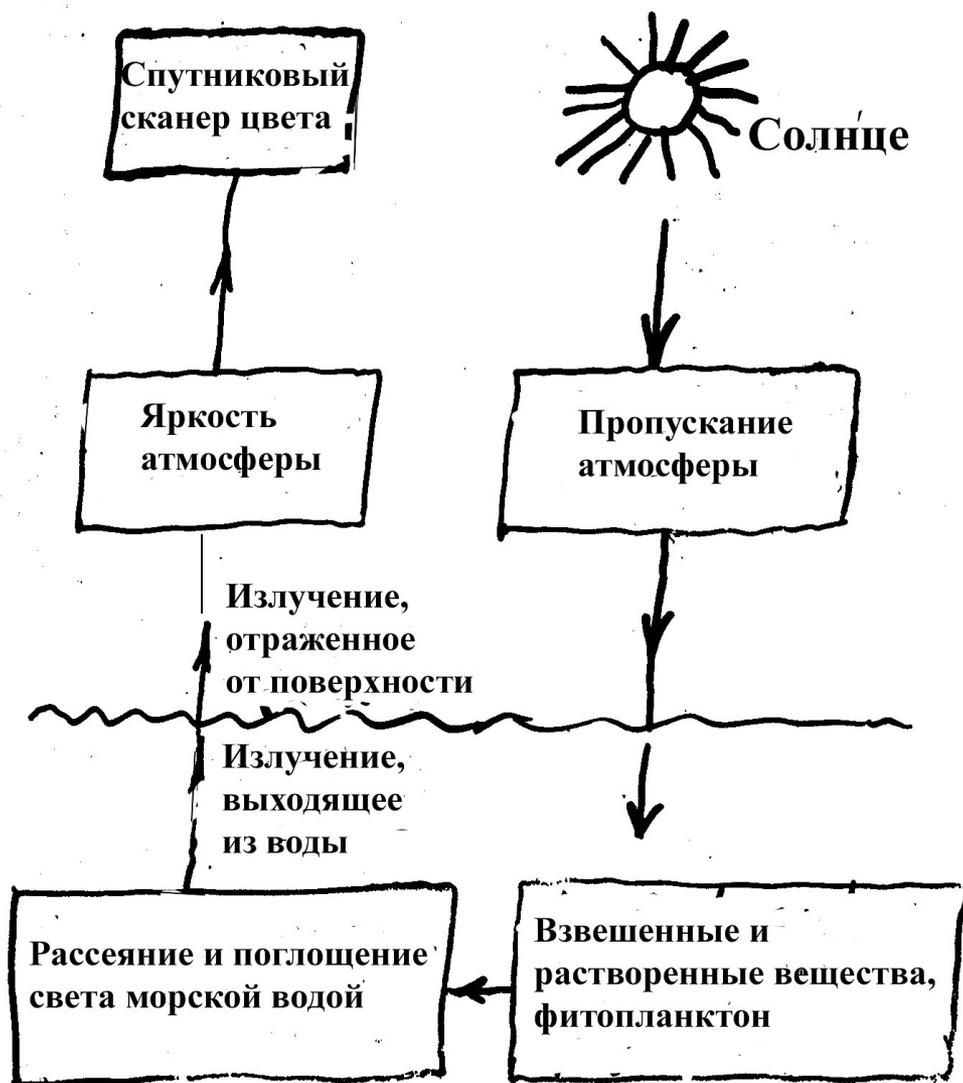
Все вышеназванные характеристики зависят от длины волны излучения  $\lambda$  :

$m(\lambda), n(\lambda), n'(\lambda), a(\lambda), b(\lambda), \beta(\theta, \lambda), b_f(\lambda), b_b(\lambda), g(\lambda), c(\lambda), \omega_0(\lambda)$ .

$$K = - dE/E \cdot dz = - d \ln E / dz; \quad E(z) = E(0) \cdot e^{-Kz}.$$

$K(\lambda, z)$  – показатель диффузного ослабления потока излучения.

## Факторы, формирующие спектральную яркость восходящего излучения, измеряемую спутниковым датчиком цвета



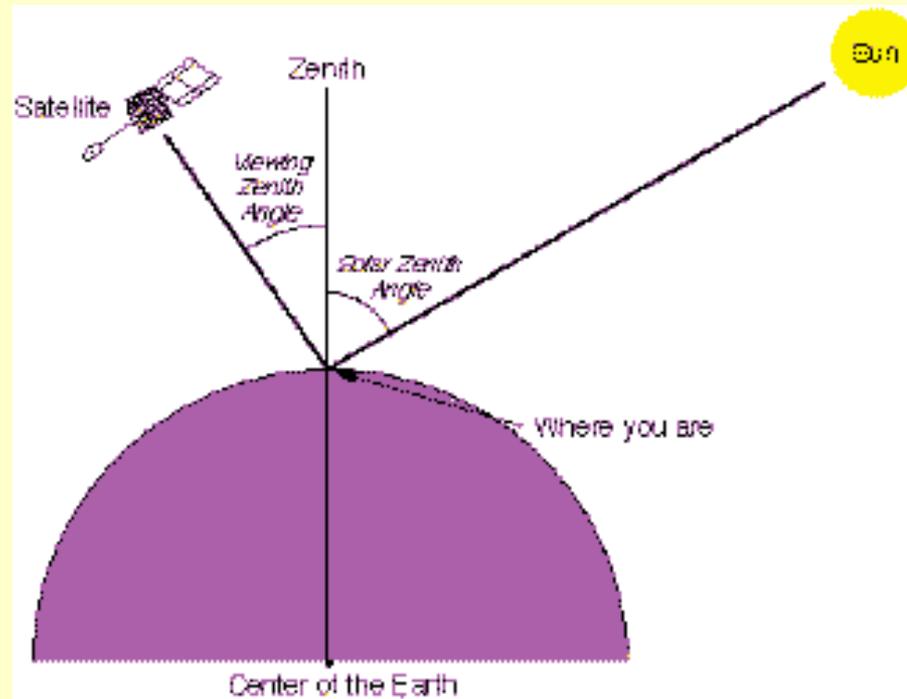
Спутниковый датчик измеряет спектральную яркость восходящего излучения на верхней границе атмосферы, которая в значительной степени определяется вкладами атмосферы и отражения от поверхности.

Спектральная яркость выходящего из воды излучения определяется оптическими свойствами морской воды, которые зависят от количественного и качественного состава содержащегося в морской воде вещества.

# Геометрия наблюдений:

**solz:** зенитный угол Солнца – угол между вертикальной осью и направлением на Солнце;

**sola:** азимутальный угол Солнца;



**senz:** зенитный угол спутникового датчика;

**sena:** азимутальный угол спутникового датчика;

**height:** высота спутникового датчика над уровнем моря, м.

# Составляющие яркости восходящего излучения

## на верхней границе атмосферы

$L_t(\lambda_i)$  – спектральная яркость восходящего излучения на верхней границе атмосферы, измеряемая спутниковым датчиком:

$$L_t(\lambda_i) = L_r(\lambda_i) + L_a(\lambda_i) + T(\lambda_i) \cdot L_g(\lambda_i) + t(\lambda_i) \cdot L_{wc}(\lambda_i) + t(\lambda_i) \cdot L_w(\lambda_i),$$

где  $L_r(\lambda_i)$  и  $L_a(\lambda_i)$  – яркости, обусловленные, соответственно, рэлеевским рассеянием и многократным рассеянием аэрозолем;

$L_g(\lambda_i)$  и  $L_{wc}(\lambda_i)$  – яркости, обусловленные, соответственно, солнечными бликами и диффузным отражением пеной;

$T(\lambda_i)$  и  $t(\lambda_i)$  – направленное и диффузное пропускание излучения атмосферой;

$L_w(\lambda_i)$  – искомая яркость излучения, вышедшего из водной толщи.

Вышеперечисленные яркости зависят от зенитного и азимутального углов Солнца  $\theta_0, \varphi_0$  и наблюдения  $\theta, \varphi$ .

Пример вкладов разных составляющих в суммарную яркость восходящего излучения  $L_t(\lambda_i)$  на верхней границе атмосферы:

$L_r(\lambda_i)$  – рэлеевское рассеяние;  $L_a(\lambda_i)$  – аэрозольное расеяние (включая взаимодействие рэлеевского и аэрозольного рассеяния);

$TL_g(\lambda_i)$  – солнечный блик;  $tL_{wc}(\lambda_i)$  – диффузное отражение пеной;

$tL_w(\lambda_i)$  – излучение, вышедшее из водной толщи.

Данные SeaWiFS для района около Гавайских островов, 16 июля 1998;

даны значения яркости в мВт/см<sup>2</sup>/мкм/ср.

$\lambda_i$ , нм	412	443	490	510	555	670	765	865
$L_t(\lambda_i)$	9.134	8.234	6.220	5.218	3.952	2.344	1.484	1.236
$L_r(\lambda_i)$	6.739	5.625	3.775	3.123	2.114	0.836	0.361	0.206
$L_a(\lambda_i)$	0.449	0.533	0.578	0.568	0.565	0.505	0.377	0.342
$TL_g(\lambda_i)$	0.634	0.830	0.990	0.997	1.032	0.978	0.742	0.685
$tL_{wc}(\lambda_i)$	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002	0.001
$tL_w(\lambda_i)$	1.311	1.246	0.890	0.516	0.232	0.023	0.002	0.001

## Два главных этапа обработки данных спутниковых сканеров цвета

1. Атмосферная коррекция – определение спектральных значений яркости  $L_{\text{п}}(\lambda_i)$  излучения, вышедшего из водной толщи, по спектральным значениям яркости  $L_i(\lambda_i)$  восходящего излучения на верхней границе атмосферы, измеренным спутниковым датчиком.
2. Расчет биооптических параметров воды по спектральным значениям яркости  $L_{\text{п}}(\lambda_i)$  излучения, вышедшего из водной толщи. В случае мелкого моря с учетом отражения ото дна.

Трёхслойная оптическая модель  
атмосферы

---

озон:  $\tau_{O_3} = k_{O_3} \cdot \rho_{O_3}$ ;  $\omega_{O_3} = 0$

---

Релеевская атмосфера:

$$\tau_R; \omega_R = 1; P_R(\theta)$$

---

аэрозольная атмосфера:

$$\tau_a; \omega_a; P_a(\theta)$$

---

поверхность

# Рэлеевская атмосфера

$$\rho_R(\theta) = \frac{\beta_R(\theta)}{\theta_R} \approx 0,0608 \cdot (1 + 0,9324 \cos^2 \theta)$$

$$\tau_R(\lambda) \sim \frac{0,008}{\lambda^4}, \quad \lambda \text{ в } \mu\text{км}; \quad \rho = 1 \text{ атм.}$$

$\tau_R(\lambda)$

$\lambda$

0,613

0,35  $\mu\text{км}$ ;

0,095

0,55  $\mu\text{км}$ ;

0,016

0,85  $\mu\text{км}$ .

# Модели аэрозоля

Две базовые модели: тропосферный и океанический аэрозоль.

Тропосферный аэрозоль континентального происхождения

$$r_m = 0.03\mu; \sigma = 0.35 \mu.$$

Океанический аэрозоль – обводненные солевые частицы

$$r_m = 0.30\mu; \sigma = 0.4 \mu.$$

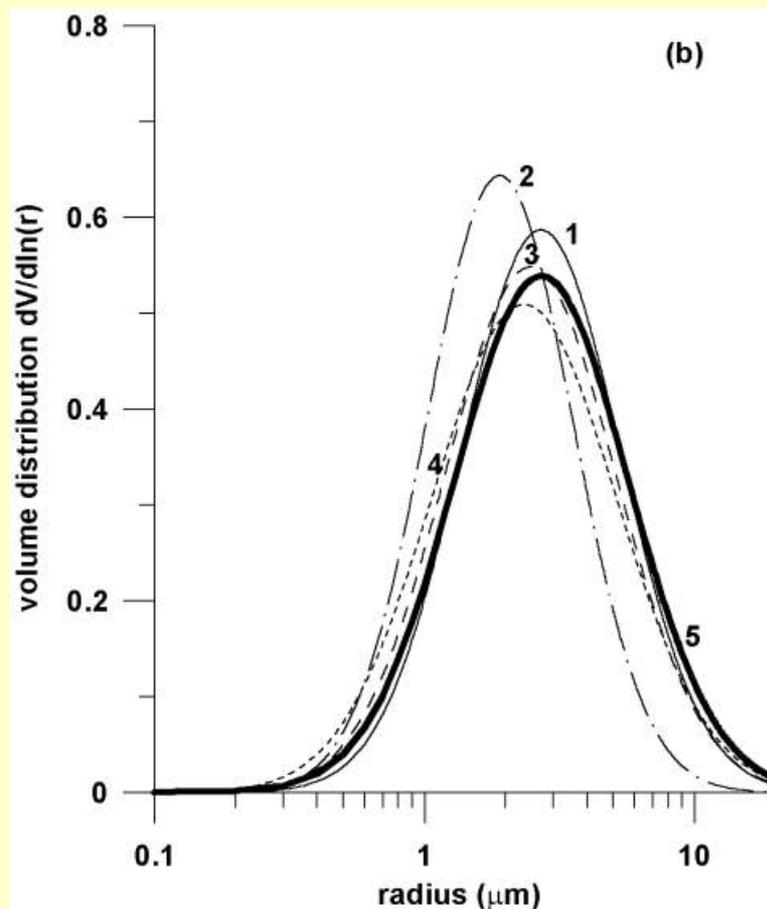
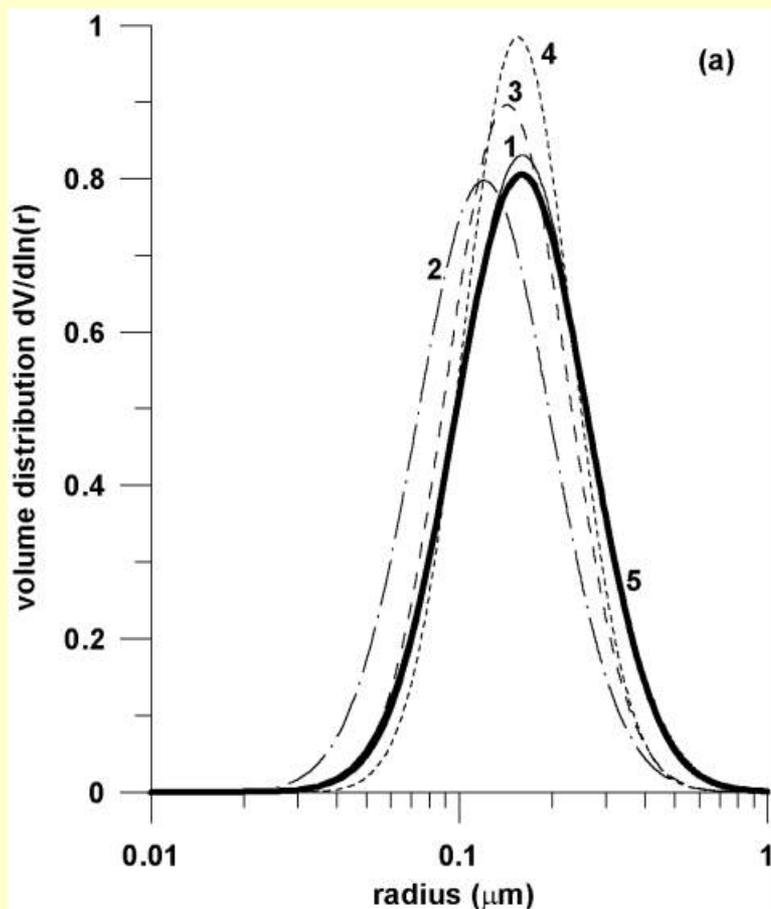
Морской аэрозоль (maritime aerosol):

смесь 99% тропосферного и 1% океанического аэрозолей;

Прибрежный аэрозоль (coastal aerosol):

смесь 99.5 % тропосферного и 0.5% океанического аэрозолей.

## Оптическая модель атмосферного аэрозоля



Объемные распределения аэрозольных частиц мелкой (a) и крупной (b) фракций, нормированные на общую объемную концентрацию каждой из фракций.

1 – Ланаи (Гавайские о-ва); 2 – острова Зеленого мыса; 3 – Бермудские острова, 4 – Каасиджу (Мальдивские о-ва), 5 – средние распределения.

Спектральные зависимости аэрозольной яркости, нормированной на ее значение при 858 нм, для различных моделей аэрозоля

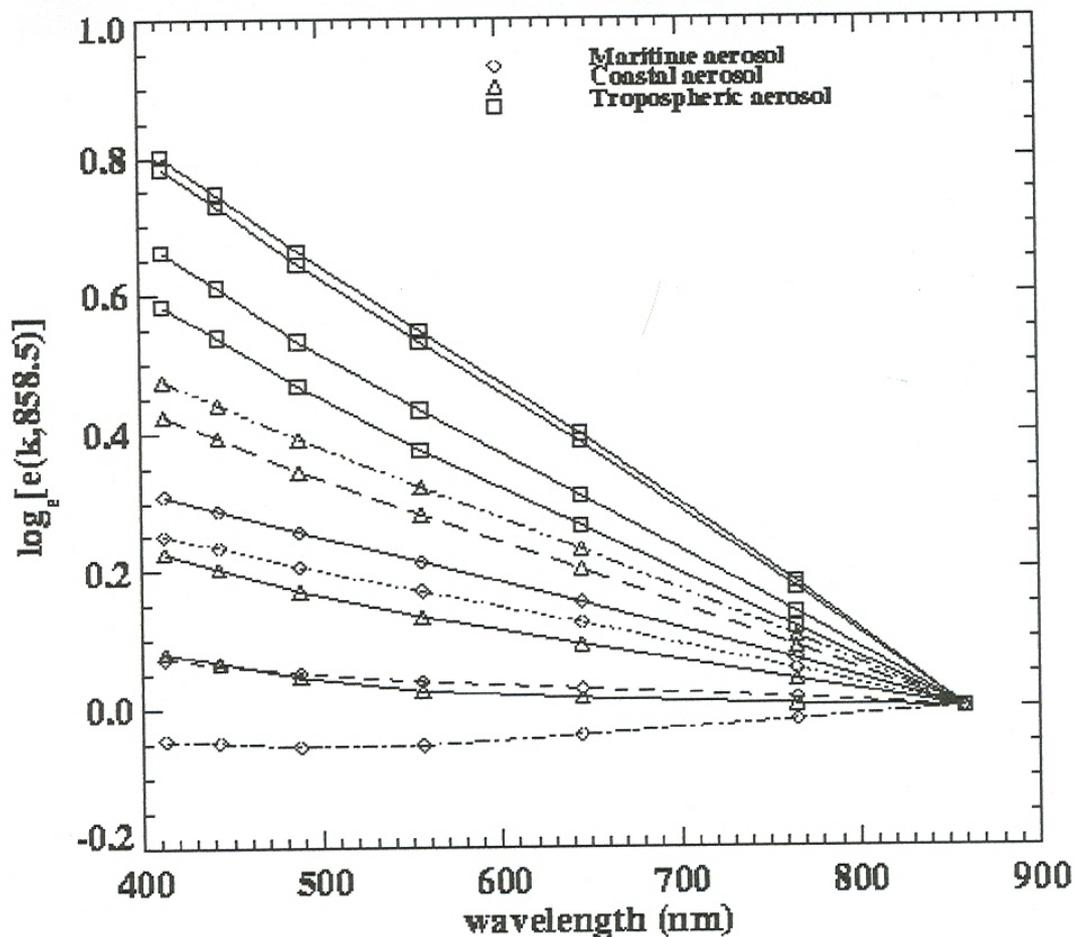


Figure 7c. Values of  $\epsilon(\lambda, \lambda_{858})$  for nadir viewing with  $\theta_0=60^\circ$  for the maritime, coastal, and tropospheric aerosol models. For each model, the relative humidity values are 50, 70, 90, and 99% from the top to the bottom curves.

Пример вкладов разных составляющих в суммарную яркость восходящего излучения  $L_t(\lambda_i)$  на верхней границе атмосферы:

$L_r(\lambda_i)$  – рэлеевское рассеяние;  $L_a(\lambda_i)$  – аэрозольное расеяние (включая взаимодействие рэлеевского и аэрозольного рассеяния);

$TL_g(\lambda_i)$  – солнечный блик;  $tL_{wc}(\lambda_i)$  – диффузное отражение пеной;

$tL_w(\lambda_i)$  – излучение, вышедшее из водной толщи.

Данные SeaWiFS для района около Гавайских островов, 16 июля 1998;

даны значения яркости в мВт/см<sup>2</sup>/мкм/ср.

$\lambda_i$ , нм	<b>412</b>	<b>443</b>	<b>490</b>	<b>510</b>	<b>555</b>	<b>670</b>	<b>765</b>	<b>865</b>
$L_t(\lambda_i)$	9.134	8.234	6.220	5.218	3.952	2.344	1.484	1.236
$L_r(\lambda_i)$	6.739	5.625	3.775	3.123	2.114	0.836	0.361	0.206
$L_a(\lambda_i)$	0.449	0.533	0.578	0.568	0.565	0.505	0.377	0.342
$TL_g(\lambda_i)$	0.634	0.830	0.990	0.997	1.032	0.978	0.742	0.685
$tL_{wc}(\lambda_i)$	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002	0.001
$tL_w(\lambda_i)$	1.311	1.246	0.890	0.516	0.232	0.023	0.002	0.001

## Солнечный блик

Солнечный блик зависит от характеристик поверхностного волнения и геометрии наблюдения. Предполагается, что вероятность того, что солнечный блик от элементарной площадки на поверхности, наблюдаемой спутниковым датчиком («пикселя»), попадет в спутниковый приемник, определяется распределением уклонов площадок, направлением на Солнце, определяемого углами  $(\theta_0, \phi_0)$ , и направлением наблюдения  $(\theta, \phi)$ :

$$P = \frac{1}{\pi\sigma^2} \exp\left[-\frac{2(1 + \cos\theta \cos\theta_0 + \sin\theta \sin\theta_0 \cos(\phi - \phi_0)) - (\cos\theta + \cos\theta_0)^2}{\sigma^2 (\cos\theta + \cos\theta_0)^2}\right]$$

$\sigma^2$  – средний квадрат уклона, который определяется скоростью ветра (Cox and Munk, 1954)

$$\sigma^2 = 0.003 + 0.00512 W_s$$

$W_s$  – скорость ветра.

## Вклад солнечных бликов в яркость восходящего излучения

Коэффициент яркости солнечных бликов  $\rho_g = L_g / \pi F_0$ , где  $F_0$  – облученность, создаваемая солнечным излучением на верхней границе атмосферы, равен:

$$\rho_g(\theta, \phi; \theta_0, \phi_0) = \frac{\pi r(\omega)}{4 \cos \theta_0 \cos \theta \cos^4 \beta} p(z'_x, z'_y)$$

$r(\omega)$  – френелевский коэффициент отражения неполяризованного излучения под углом  $\omega$ , который определяется углами  $(\theta_0, \phi_0)$  и  $(\theta, \phi)$ .

$$\tau_f = \tau_0 \cdot f(\lambda) ; \quad \rho_f(w) = \tau_0 \cdot f(\lambda) \cdot A(w)$$

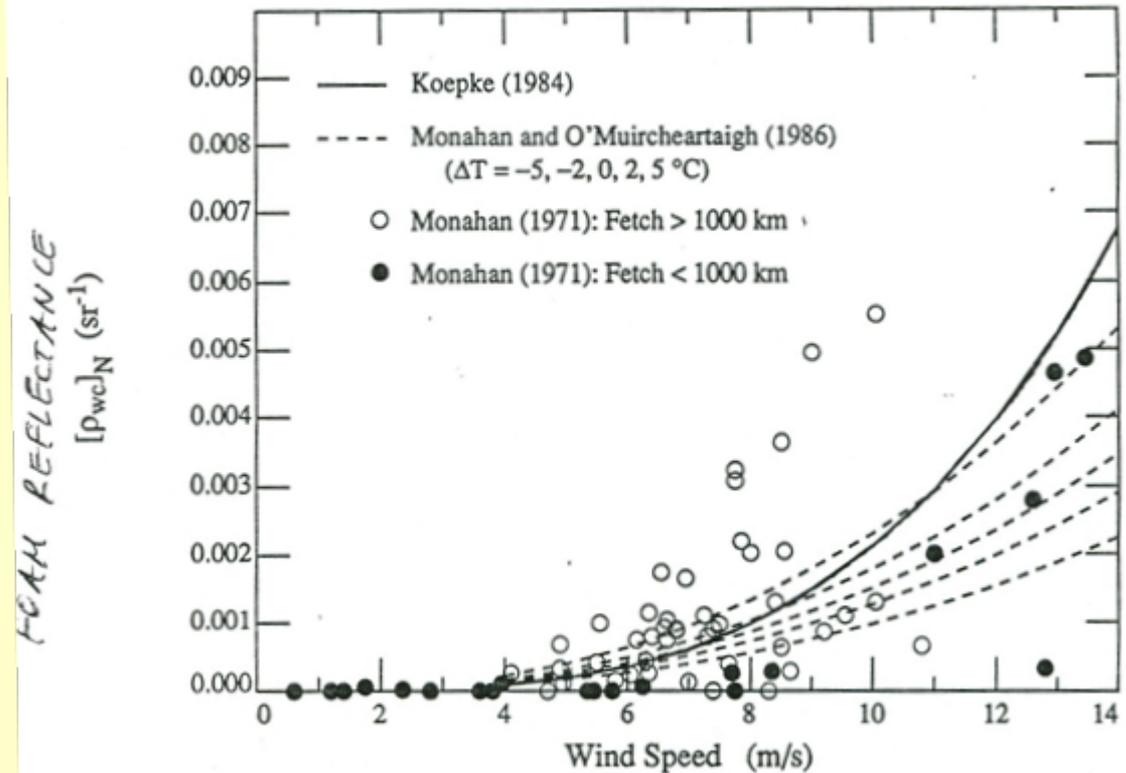
$$\tau_0 = 0.22 \pm 0.11$$

(Koepe, 1984) ;

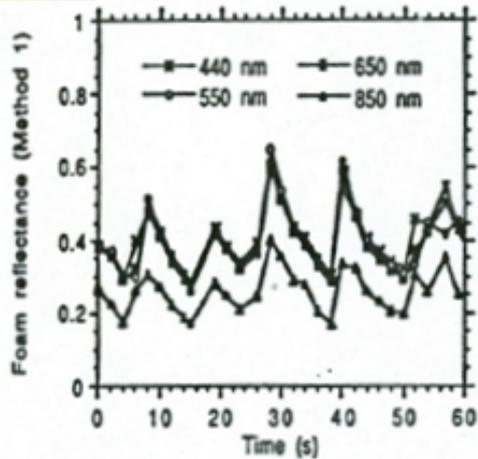
$$f(\lambda) \approx 1, \quad 400-900 \text{ nm} \quad (\text{Whitlock et al., 1981})$$

$$A \approx 2.95 \cdot 10^{-6} \cdot w^{3.52}, \quad w - \text{m/s}$$

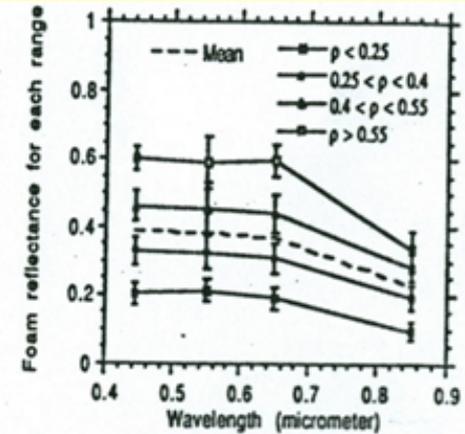
## Отражение пеной



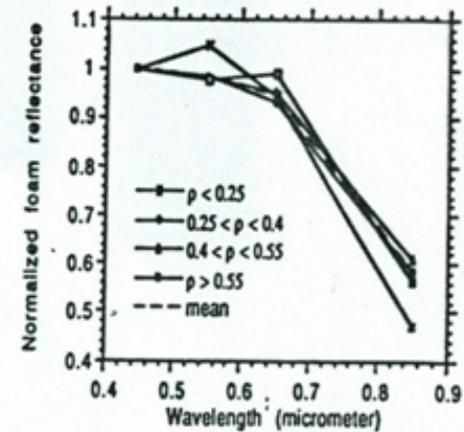
# Спектральная зависимость отражения пеной



**Figure 2:** Derived foam reflectances: a) Time series of the foam reflectance derived from the MIR measurements of Fig. 1 at 0.44, 0.55, 0.65, and 0.85  $\mu\text{m}$ , using Method 1.



b)



**Figure 3:** Spectral reflectances from MIR, split in 4 ranges according to their values at 0.44  $\mu\text{m}$ . — Range 1:  $\rho_f < 0.25$  — Range 2:  $0.25 < \rho_f < 0.4$  — Range 3:  $0.4 < \rho_f < 0.55$  — Range 4:  $0.55 < \rho_f$ . a) Means and standard deviations of each range of reflectance. - b) Spectral dependences normalized at 0.44  $\mu\text{m}$ .

# Составляющие яркости восходящего излучения

## на верхней границе атмосферы

$L_i(\lambda_i)$  – спектральная яркость восходящего излучения на верхней границе атмосферы, измеряемая спутниковым датчиком:

$$L_i(\lambda_i) = L_r(\lambda_i) + L_a(\lambda_i) + T(\lambda_i) \cdot L_g(\lambda_i) + t(\lambda_i) \cdot L_{wc}(\lambda_i) + t(\lambda_i) \cdot L_w(\lambda_i),$$

где  $L_r(\lambda_i)$  и  $L_a(\lambda_i)$  – яркости, обусловленные, соответственно, рэлеевским рассеянием и многократным рассеянием аэрозолями;

$L_g(\lambda_i)$  и  $L_{wc}(\lambda_i)$  – яркости, обусловленные, соответственно, солнечными бликами и диффузным отражением пеной;

$T(\lambda_i)$  и  $t(\lambda_i)$  – направленное и диффузное пропускание излучения атмосферой;

$L_w(\lambda_i)$  – искомая яркость излучения, вышедшего из водной толщи.

Вышеперечисленные яркости зависят от зенитного и азимутального углов Солнца  $\theta_0, \varphi_0$  и наблюдения  $\theta, \varphi$ .

# Пропускание атмосферой направленного излучения

Пропускание атмосферой  $T$  направленного излучения, создаваемого солнечным бликом, выражается формулой

$$T = \exp \left[ -\tau \left( \frac{1}{\cos \theta} + \frac{1}{\cos \theta_0} \right) \right]$$

где  $\tau$  - полная оптическая толщина атмосферы.

Соответственно, коэффициент яркости солнечного блика на верхней границе атмосферы  $T\rho_g$  равен

$$T\rho_g = \rho_g \exp \left[ -\tau \left( \frac{1}{\cos \theta} + \frac{1}{\cos \theta_0} \right) \right],$$

# Пропускание атмосферой диффузного излучения

$$t_{\downarrow\uparrow} = \exp \left[ -\tau^* \left( \frac{1}{\cos \theta} + \frac{1}{\cos \theta_0} \right) \right],$$

$$\tau^* = \sum \tau_i^*, \quad \tau_i^* = [1 - \omega_i \cdot f_i] \cdot \underline{\tau_i},$$

$\omega_i$  - single scattering albedo;

$f_i$  - forward scattering probability.

Ozone and gaseous components:

$$\omega_i = 0;$$

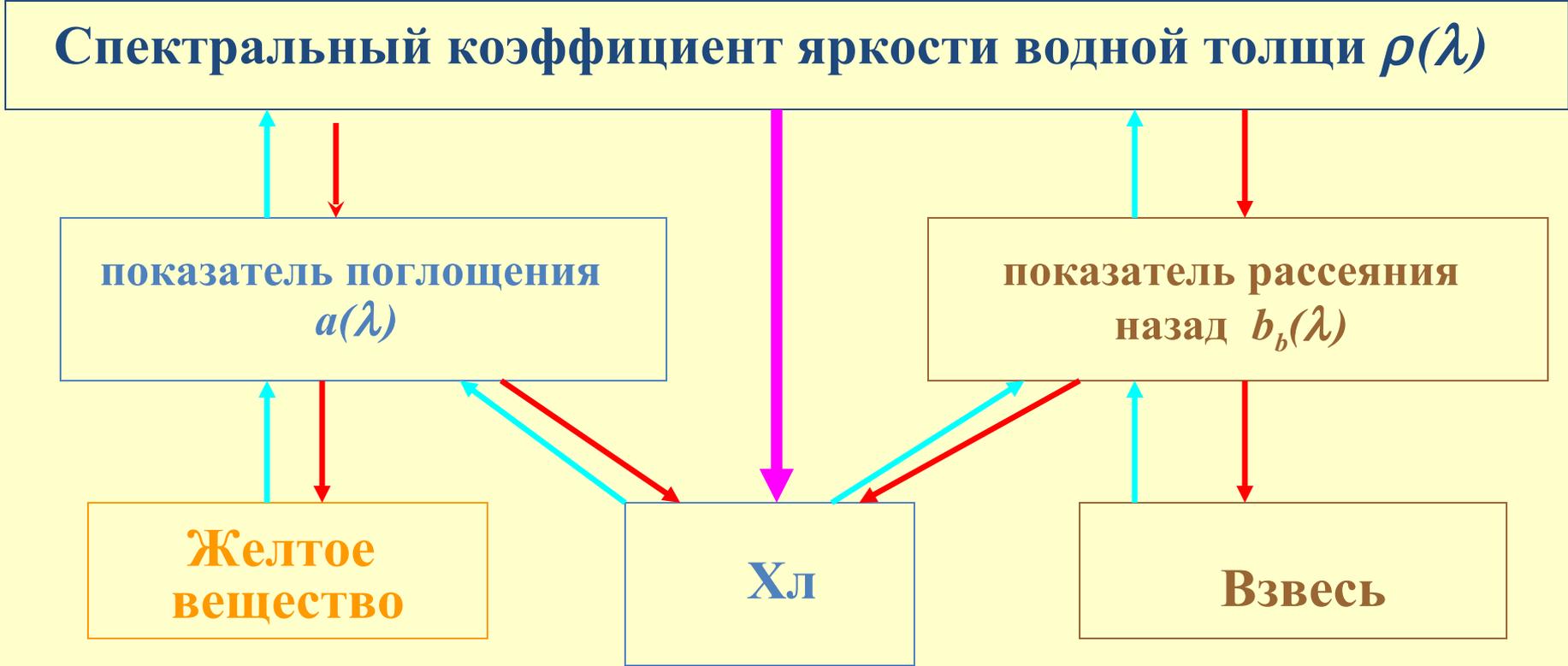
Rayleigh atmosphere:

$$\omega_R = 1; \quad f_R = \frac{1}{2};$$

Aerosol atmosphere:

$$\omega_a, \quad f_a$$

# Биооптические алгоритмы



Полуаналитический алгоритм:

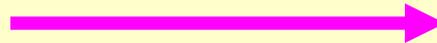


- прямая задача



- обратная задача

Регрессионный алгоритм:



Коэффициент яркости водной толщи  $\rho(\lambda)$  определяется как:

$$\rho(\lambda) = \pi \cdot Lu(\lambda, 0^-) / Ed(\lambda, 0^-),$$

где  $Lu(\lambda, 0^-)$  и  $Ed(\lambda, 0^-)$  - яркость восходящего излучения и облученность, создаваемая нисходящим потоком излучения, непосредственно под поверхностью моря.

или

$$r_{RS}(\lambda, \theta, \varphi, 0^-) = L_u(\lambda, \theta, \varphi, 0^-) / E_d(\lambda, 0^-).$$

Коэффициент яркости моря

$$R_{RS}(\lambda, \theta, \varphi, 0^+) = L_u(\lambda, \theta, \varphi, 0^+) / E_d(\lambda, 0^+)$$

Нормализованная яркость моря  $L_{WN} = R_{RS} F_0$  ;

$$L_w = t_0 L_{WN} \cos\theta_0.$$

## Связь между коэффициентами яркости моря $R_{RS}$ и водной толщи $r_{RS}$

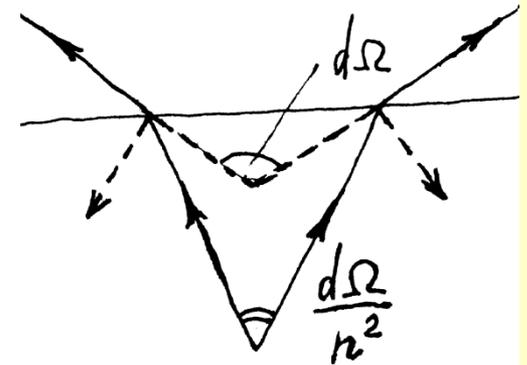
$$R_{RS}(\lambda, \theta, \varphi, 0^+) = L_u(\lambda, \theta, \varphi, 0^+) / E_d(\lambda, 0^+);$$

$$L_u(0^+) = (t / n^2) \cdot L_u(0^-); \quad E_d(0^+) = (1 - \gamma R) \cdot E_d(0^-) / t_+;$$

$$R_{RS} = (t \cdot t_+ / n^2) \cdot r_{RS} / (1 - \gamma R); \quad R_{RS} = \zeta r_{RS} / (1 - \Gamma \cdot r_{RS});$$

$$\zeta = t \cdot t_+ / n^2; \quad \Gamma = \gamma Q.$$

$$R = \frac{E_u(0^-)}{E_d(0^+)} = Q r_{RS}.$$



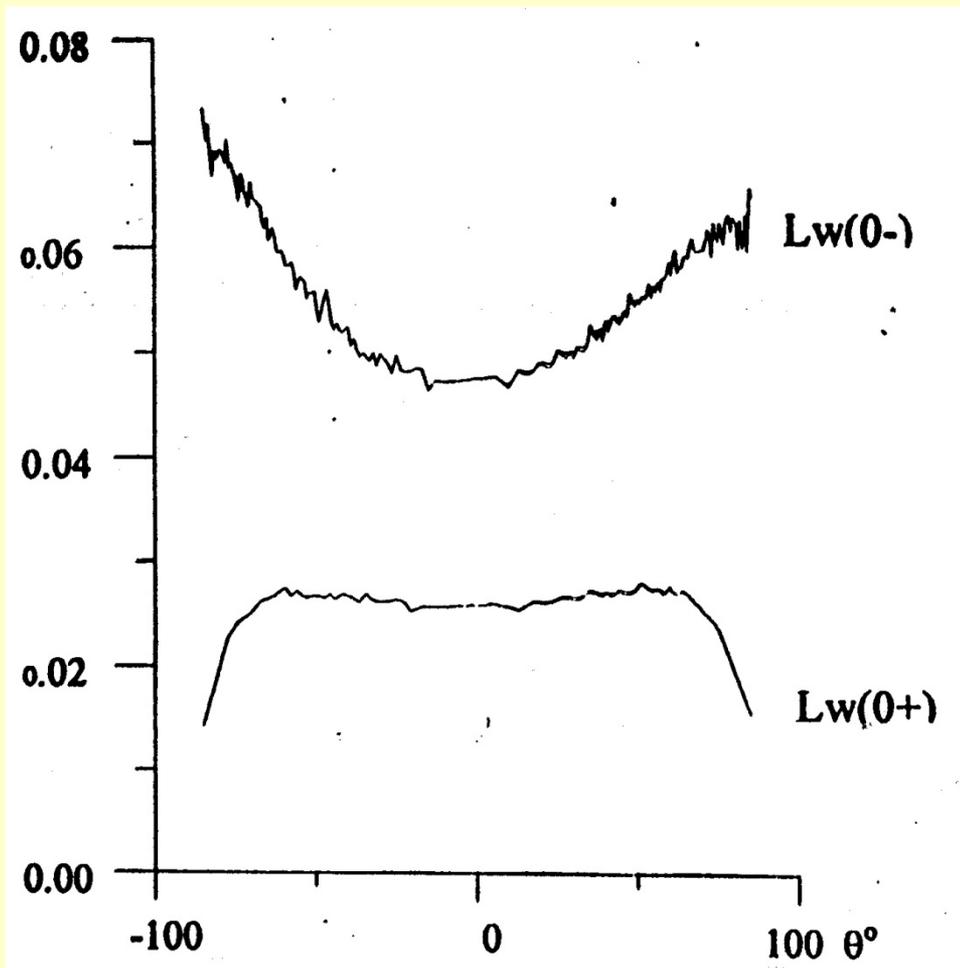
При наблюдении в надир:  **$\zeta \approx 0.518$ ,  $\Gamma \approx 1.562$ , (Lee et al. 1998).**

$Q = \pi$  - при изотропном угловом распределении;  
в реальных условиях  $Q = 3.5 - 4.2$ .

Спектральный коэффициент яркости моря  $\rho(\lambda)$  рассчитывается через величину нормализованной яркости  $L_{WN}(\lambda)$ , вычисляемую по спутниковым данным:

$$L_{WN}(\lambda) = F_0(\lambda) 0.165 \rho(\lambda) / [1 - 0.497 \rho(\lambda)],$$

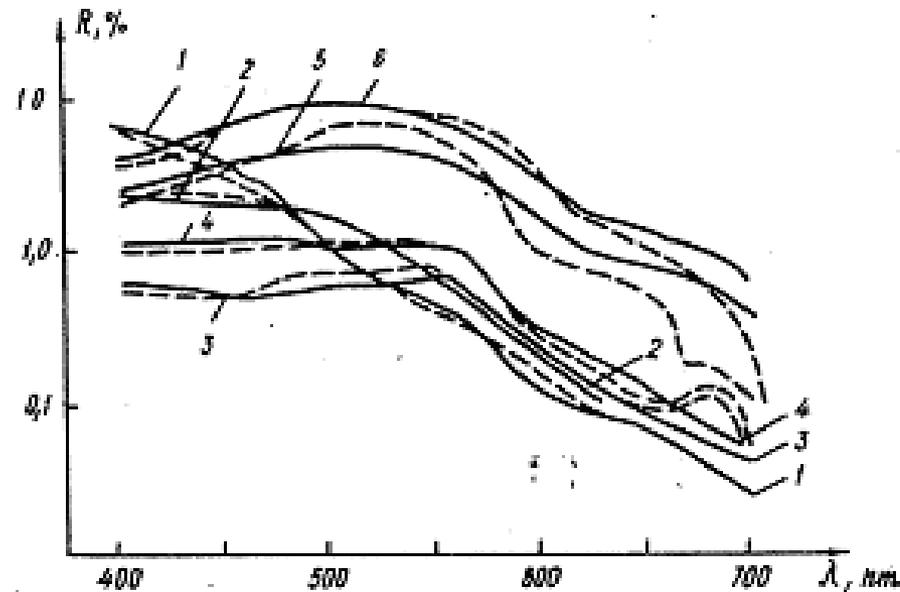
$F_0(\lambda)$  - значение солнечной постоянной.



Угловые распределения яркости восходящего излучения  $L_w(0^-)$  непосредственно под поверхностью и  $L_w(0^+)$  непосредственно над Поверхностью.

## Use of semianalytic formula

$$R(\lambda) = 0.33 b_b(\lambda) / a(\lambda) \quad \text{Morel and Prieur 1977;}$$



Comparison between calculated and measured spectral dependencies of  $R(\lambda)$ :

1.	Chl = 0.02 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ ,	$b_b = 0.0009 \text{ m}^{-1}$ ;
2.	0.33	0.003
3.	7.7	0.006
4.	4.9	0.01
5.	6.4	0.045
6.	1.8	0.067.

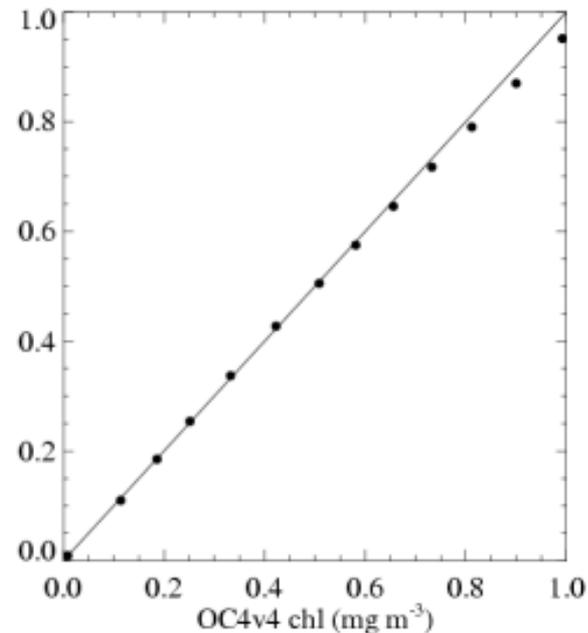
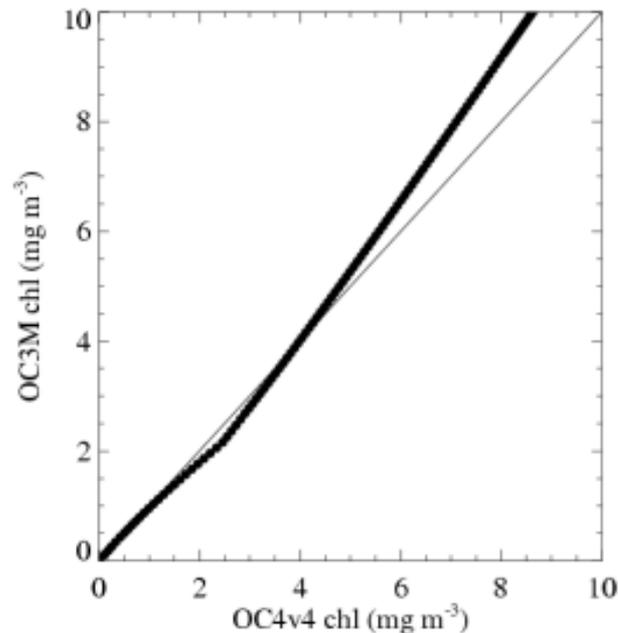
# Эмпирические (регрессионные) алгоритмы определения концентрации хлорофилла по данным сканеров цвета SeaWiFS и MODIS

OC4v4 (SeaWiFS):

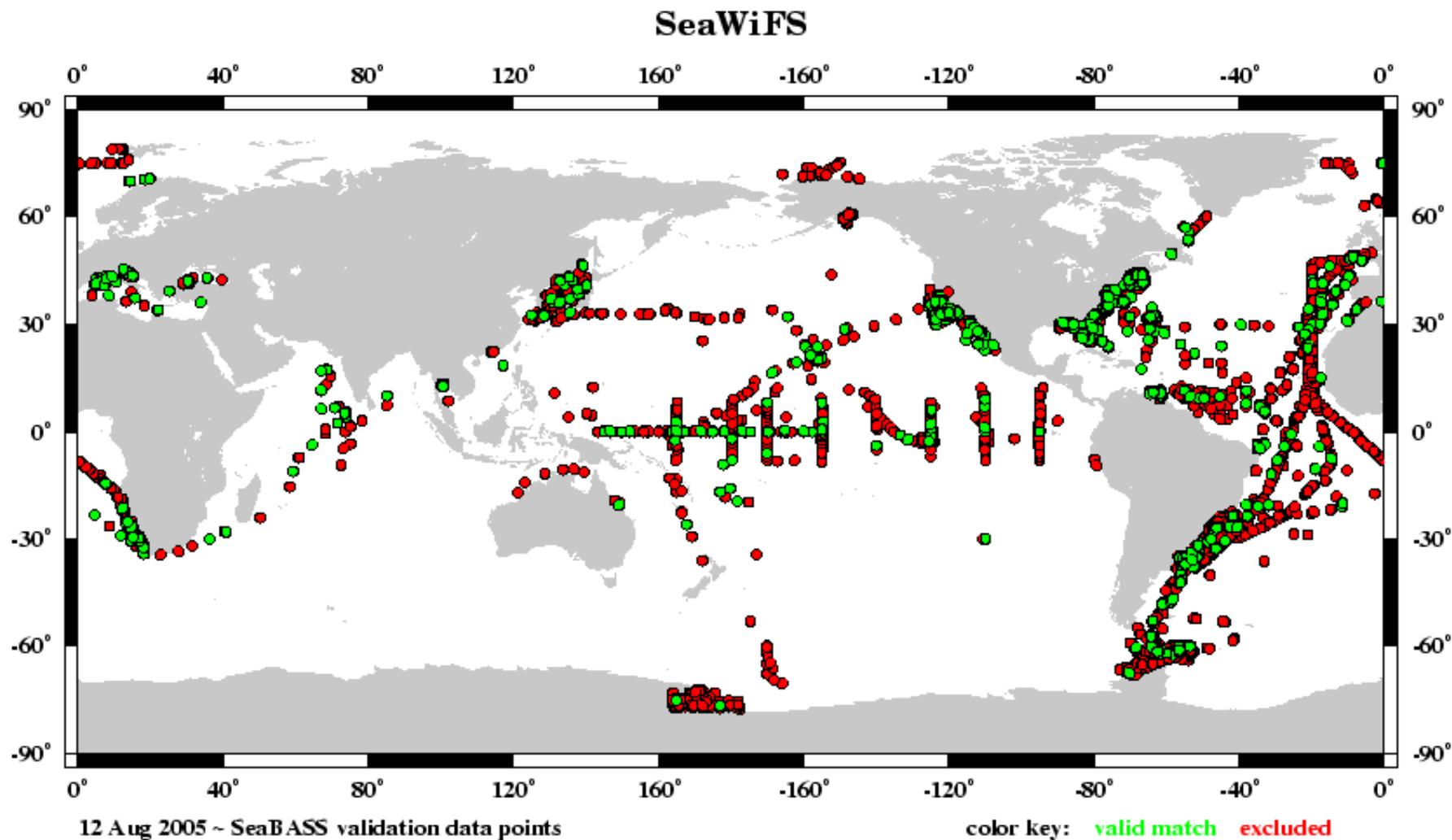
$$C_a = 10^{0.366 - 3.067R + 1.930R^2 + 0.649R^3 - 1.532R^4}, \text{ where } R = \log_{10} \left( \frac{R_{rs443} > R_{rs490} > R_{rs510}}{R_{rs555}} \right)$$

OC3M (MODIS):

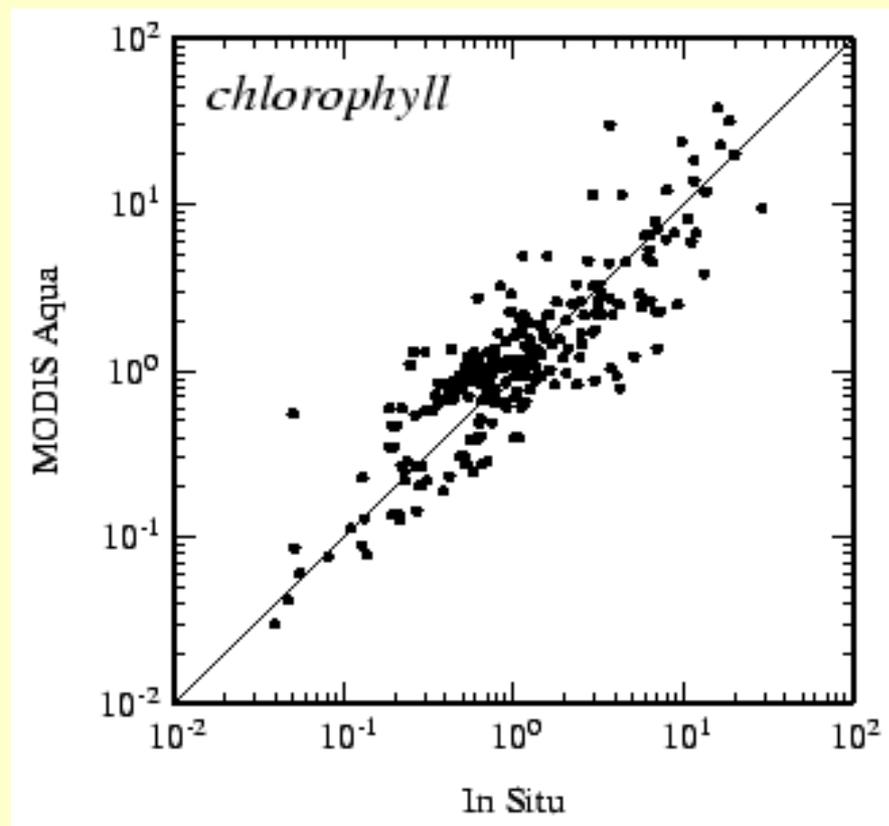
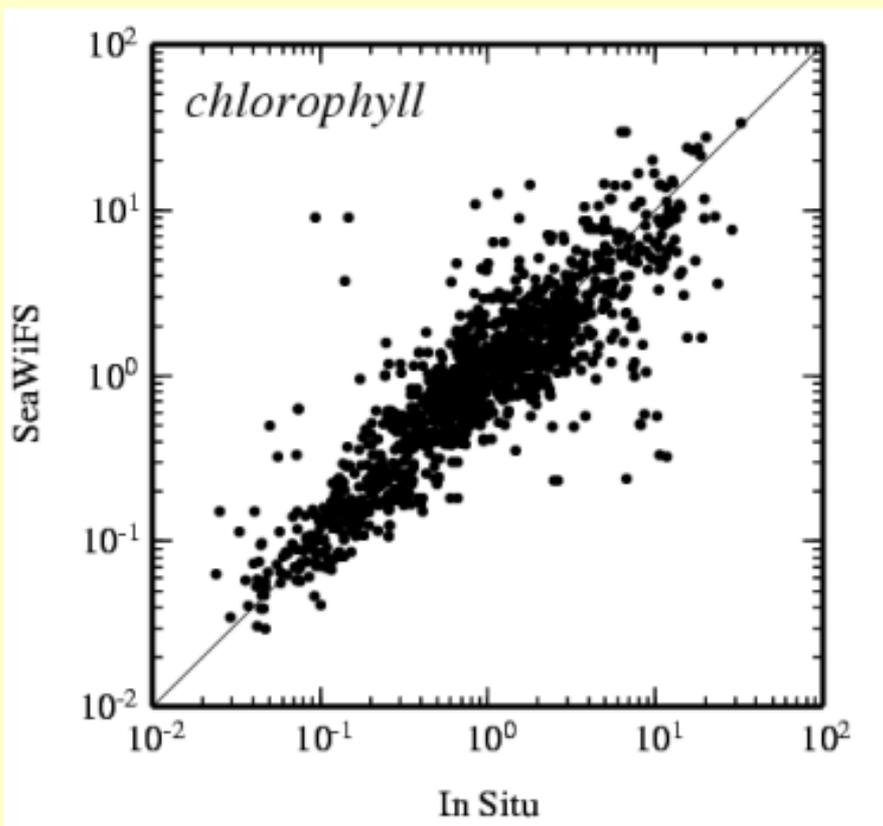
$$C_a = 10^{0.283 - 2.753R + 1.457R^2 + 0.659R^3 - 1.403R^4}, \text{ where } R = \log_{10} \left( \frac{R_{rs443} > R_{rs488}}{R_{rs551}} \right)$$

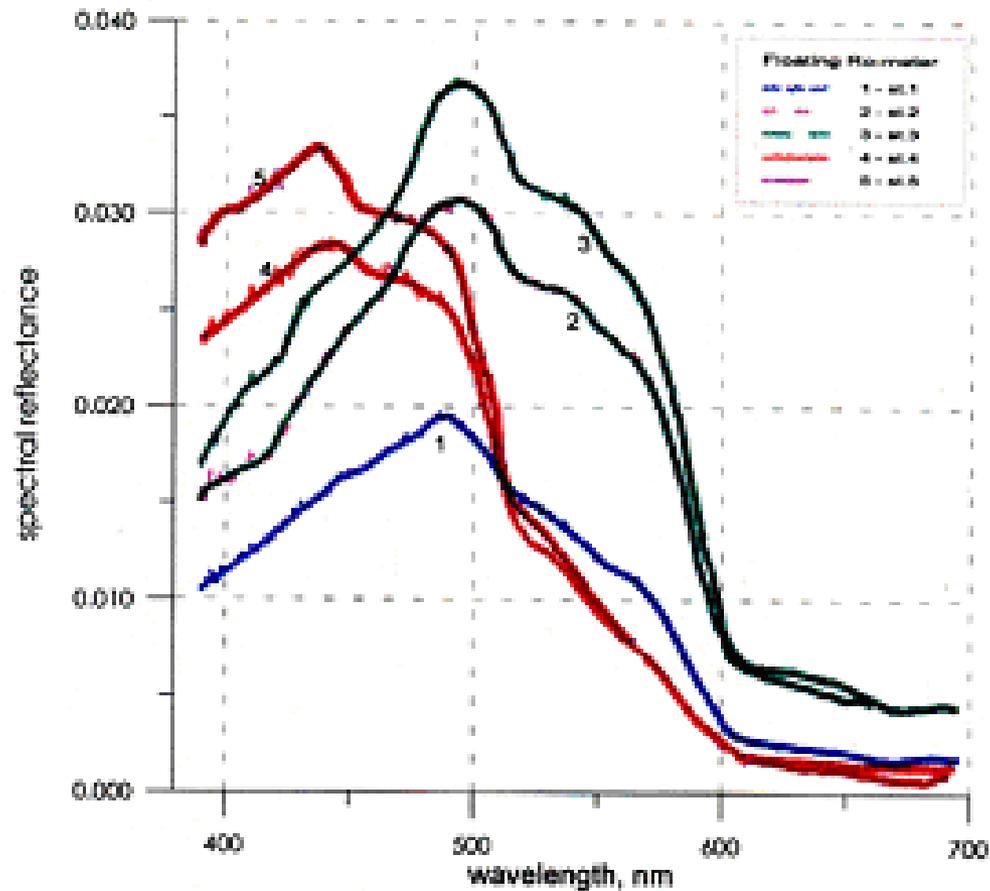


# Валидация алгоритма расчета концентрации хлорофилла по данным натуральных измерений



**Сравнение значений концентраций хлорофилла *a*, рассчитанных по данным спутниковых сканеров цвета SeaWiFS (слева) и MODIS-Aqua (справа) с измеренными на пробах методом высокоэффективной жидкостной хроматографии HPLC**





In situ measured spectra of water radiance reflectance:  
 Black Sea - green and blue;  
 Aegean Sea - red.

# Регрессионные алгоритмы

Для определения концентрации хлорофилла использовались регрессионные алгоритмы, разработанные на основе данных натуральных измерений. По этим данным были рассчитаны уравнение регрессии между концентрацией хлорофилла  $C_{chl}$  и отношением нормализованных яркостей  $L_{WN}(510)/L_{WN}(555)$  для спектральных каналов SeaWiFS 510 и 555 нм, где рассчитанные нормализованные яркости  $L_{WN}(\lambda)$  совпадают с измеренными *in situ* с приемлемой точностью

$$Chl = A [L_{WN}(510)/L_{WN}(555)]^{-B}.$$

Для Баренцева моря  $A=0.34$ ,  $B=1.39$ ; для Черного – 0.88 и 2.26.

Для Северного и Среднего Каспия – 0.38 и 3.65.

$$Chl = 0.34 [L_{WN}(510)/L_{WN}(555)]^{-1.39}.$$

$$Chl = 0.88 [L_{WN}(510)/L_{WN}(555)]^{-2.26}.$$

Алгоритм для расчета показателя рассеяния назад взвесью основан на расчете показателя рассеяния назад морской воды  $b_b(555)$  через значения параметра  $X(555)$  и показателя диффузного ослабления  $K_d(555)$  через отношение  $L_{WN}(510)/L_{WN}(555)$  для каналов 510 и 555 нм.

# ПОЛУАНАЛИТИЧЕСКИЙ БИО-ОПТИЧЕСКИЙ АЛГОРИТМ

Основан на использовании аналитической формулы для коэффициента яркости водной толщи  $\rho(\lambda)$  и малопараметрических моделей для показателей поглощения  $a(\lambda_i)$  и рассеяния назад  $b_b(\lambda_i)$  морской воды:

$$\rho(\lambda) = \pi (0.070 + 0.155 X^{0.752}) \cdot X, \quad \text{где } X = b_b(\lambda_i) / [a(\lambda_i) + b_b(\lambda_i)];$$

$$a(\lambda) = \exp[-S(\lambda - 440)] \cdot a_y(440) + a_{ph}^*(\lambda) \cdot a_{ph}(440) + a_w(\lambda);$$

$$b_b(\lambda) = 0.5b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(550) \cdot (550/\lambda)^n;$$

где  $a_w(\lambda)$  и  $b_{bw}(\lambda)$  - известные показатели поглощения и обратного рассеяния чистой морской водой;  $a_{ph}(\lambda)$  - спектральное поглощение пигментами фитопланктона;  $a_g(\lambda)$  - поглощение растворенным органическим веществом (РОВ), в которое включено также поглощение детритом;  $b_{bp}(\lambda)$  - показатель обратного рассеяния взвешенными частицами. S и n – наклоны спектральных кривых поглощения «желтым веществом» и рассеяния назад взвешенными частицами.

Вообще говоря 5 неизвестных:  $a(440)$ ,  $a_{ph}(440)$ ,  $b_{bp}(550)$ ; S, n.

## Метод наименьших квадратов

$$\sum_i \{X(\lambda_i) - b_b(\lambda_i)/[a(\lambda_i) + b_b(\lambda_i)]\}^2 \equiv \min;$$

$$a(\lambda_i) = \exp[-S(\lambda_i - 440)] \cdot a_y(440) + a_{ph}^*(\lambda_i) \cdot a_{ph}(440) + a_w(\lambda)$$

$$b_b(\lambda_i) = 0.5b_{aw}(\lambda_i) + b_{bp}(550) \cdot (550/\lambda_i)^n;$$

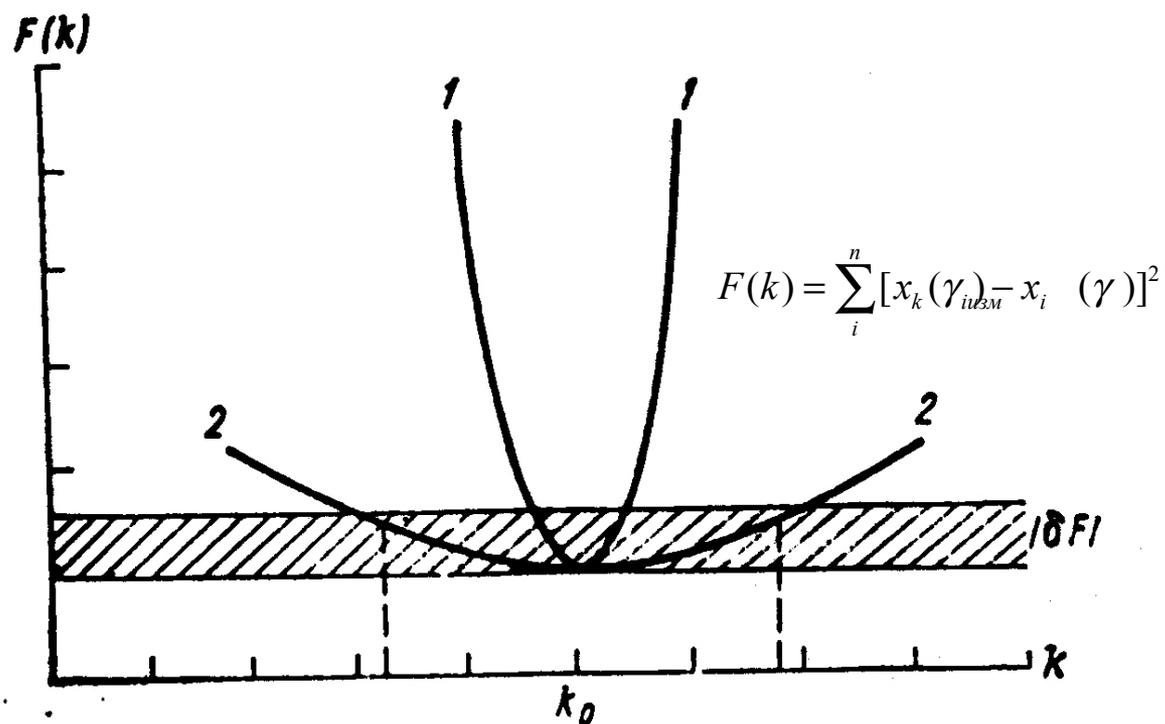
$$a_y(440), \quad a_{ph}(440), \quad b_{bp}(550);$$

$$S, \quad n.$$

# Метод наименьших квадратов

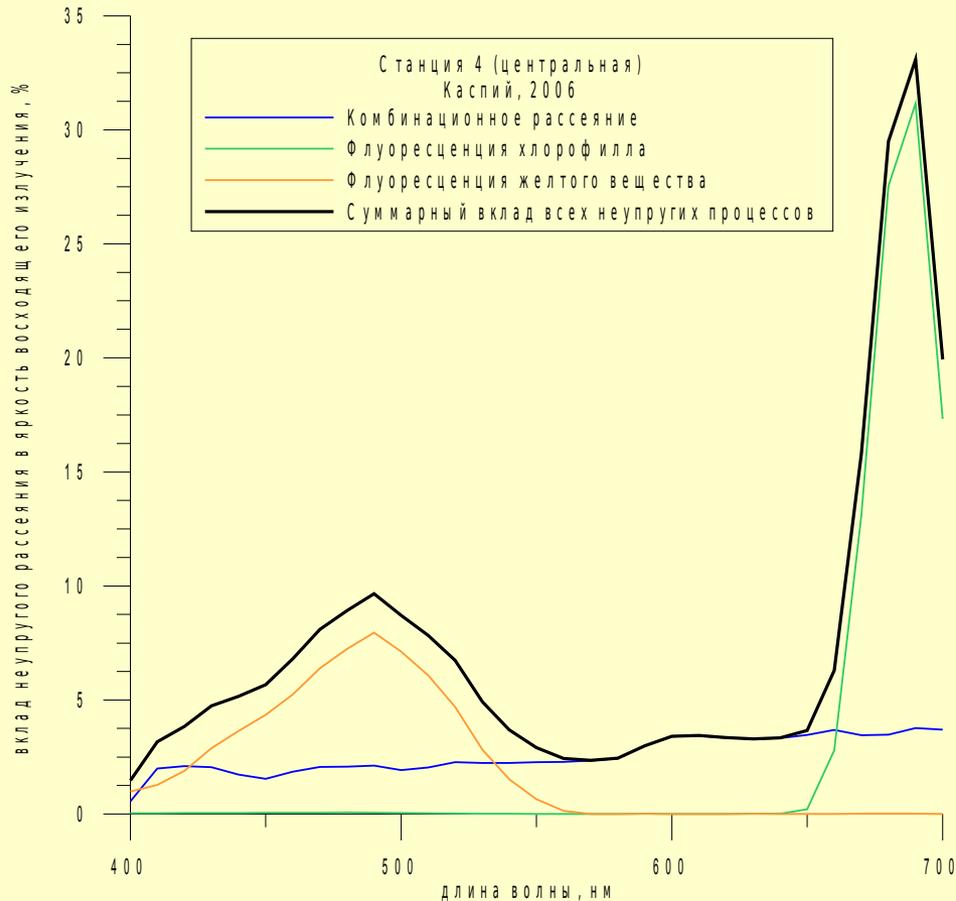
Минимизация квадратичной формы:

$$F(k) = \sum_i^n [x_k(\gamma_{iузм}) - x_i(\gamma)]^2$$



Два характерных типа формы кривой «расстояния» между реальным и модельным распределениями.

# Учет неупругого рассеяния



Вклад комбинационного рассеяния присутствует на всех длинах волн видимого диапазона 400-700 нм и растёт с увеличением длины волны. Если для  $\lambda=410$  нм он составляет 2%, то для 690 нм уже 3.8%. Максимальный вклад флуоресценции РОВ достигается вблизи 490 нм - 8 %, для длин волн более 550 нм вклад флуоресценции растворенной органики равен нулю. Наибольших значений достигает вклад флуоресценции пигментами хлорофилла-а вблизи 685 нм, для длинноволнового канала SeaWiFS 670 нм вклад флуоресценции пигментами хлорофилла-а ~ 13%.

## Коррекция спектральных величин яркости излучения, выходящего из воды, на отражение ото дна на мелководье

Для глубокого моря:

$$\rho_{dp} = 0.0922 \pi X / (1-X),$$

где  $X = b_b / (a + b_b)$ ,  $a$  и  $b_b$  – показатели поглощения и рассеяния назад морской воды.

Для мелководья:

$$\rho_{sh}(\lambda) = \rho_{dp} [1 - \exp(-2K_d(\lambda) H)] + \rho_B(\lambda) \exp(-2K_d(\lambda) H),$$

где  $K_d(\lambda)$  – спектральный показатель диффузного ослабления подводной облученности,  $H$  – глубина,  $\rho_B(\lambda)$  – спектральный коэффициент отражения ото дна.

# Коррекция спектральных величин яркости излучения, выходящего из воды, на отражение ото дна на мелководье

Для глубокого моря:

$$\rho_{dp} = 0.0922 \pi X / (1-X),$$

где  $X = b_b / (a + b_b)$ ,  $a$  и  $b_b$  – показатели поглощения и рассеяния назад морской воды.

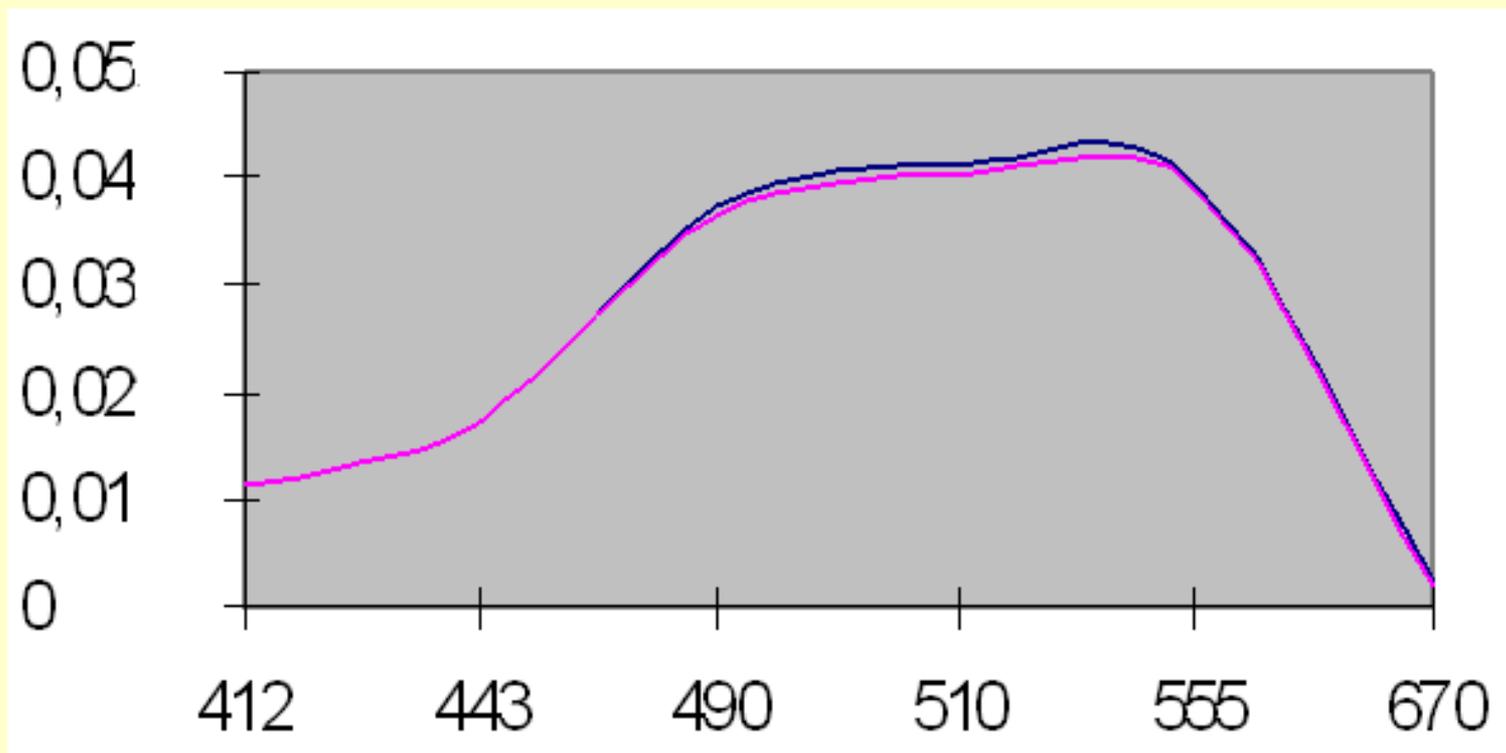
Для мелководья:

$$\rho_{sh}(\lambda) = \rho_{dp} + [\rho_B(\lambda) - \rho_{dp}] \exp(-2K_d(\lambda)H),$$

где  $K_d(\lambda)$  – спектральный показатель диффузного ослабления подводной облученности,  $H$  – глубина,

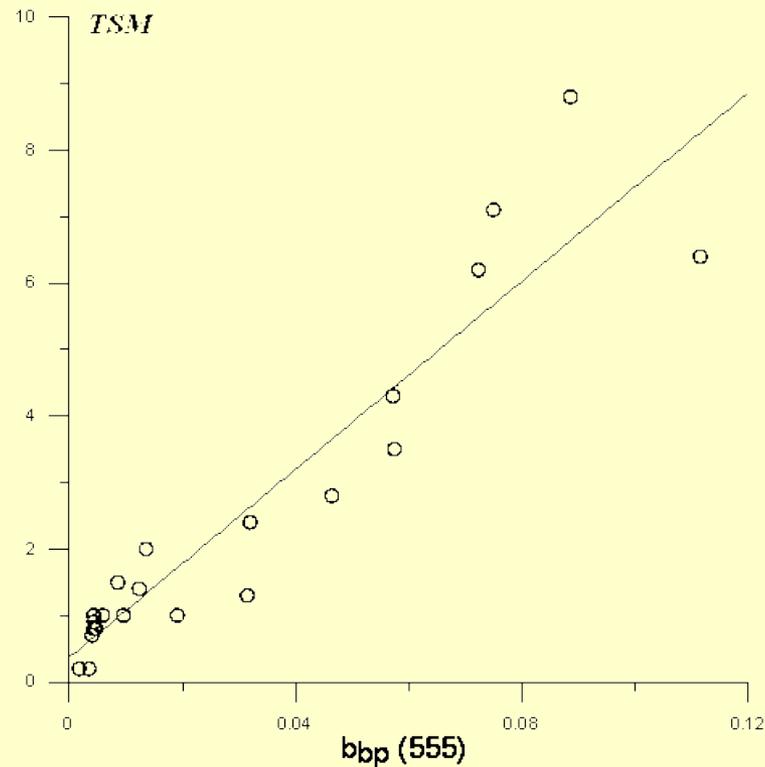
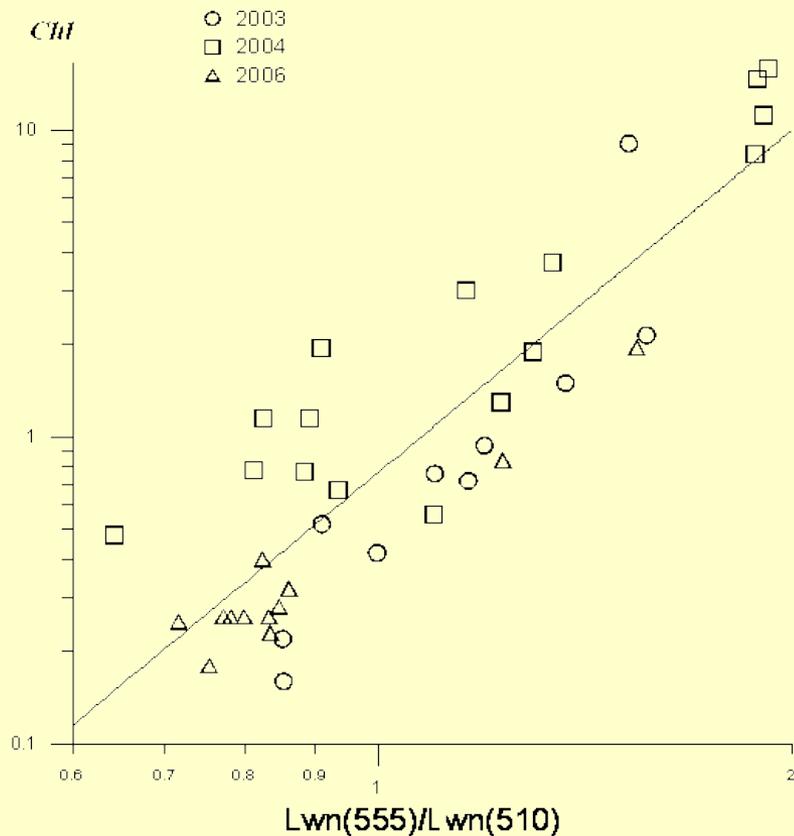
$\rho_B(\lambda)$  – спектральный коэффициент отражения ото дна.

## Оценка точности приближенной формулы (красная) путем сравнения с расчетами точным методом (черная)



Расчеты выполнены для оптических характеристик воды на ст.13 экспедиции 2004 г., глубина 10м. Значение альbedo дна взято для белого песка  $R_B = 0.22$ . Точность приближенной формулы зависит от оптических характеристик воды: для относительно чистых вод ошибка не превышает 2 %, для более мутных — увеличивается (на краях спектра) до 15 %;

# Расчет концентрации хлорофилла и взвеси



Уравнения регрессии для расчета концентрации хлорофилла (слева) и взвеси (справа) для северной половины Каспийского моря, выведенные на основе данных натуральных измерений с коррекцией на отражение от дна на мелководье.