

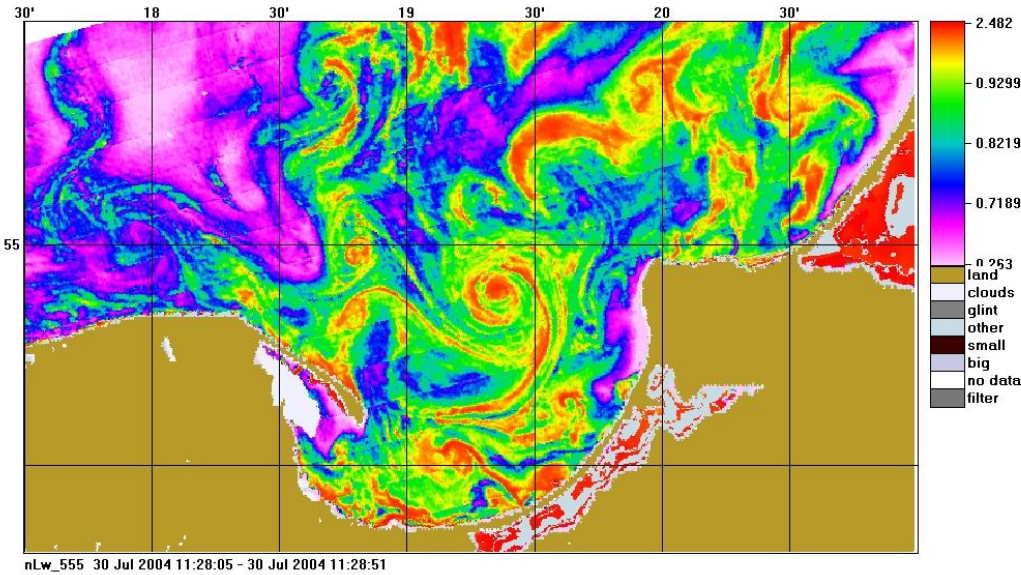
Спутниковые наблюдения цвета океана

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

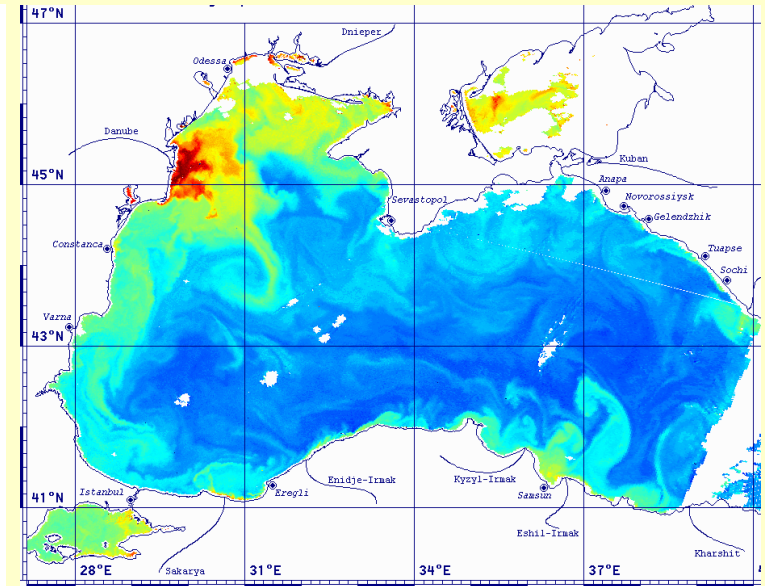
Содержание

1. Достоинства и недостатки сканеров цвета
2. Факторы, формирующие сигнал, измеряемый спутниковым датчиком
3. Главные этапы обработки данных спутниковых сканеров цвета
4. Требования к характеристикам сканеров цвета
5. Организация системы спутниковых наблюдений и контроля данных
6. Полуаналитические и регрессионные алгоритмы
7. Необходимость разработки региональных алгоритмов
8. Примеры использования спутниковых данных о цвете вод.

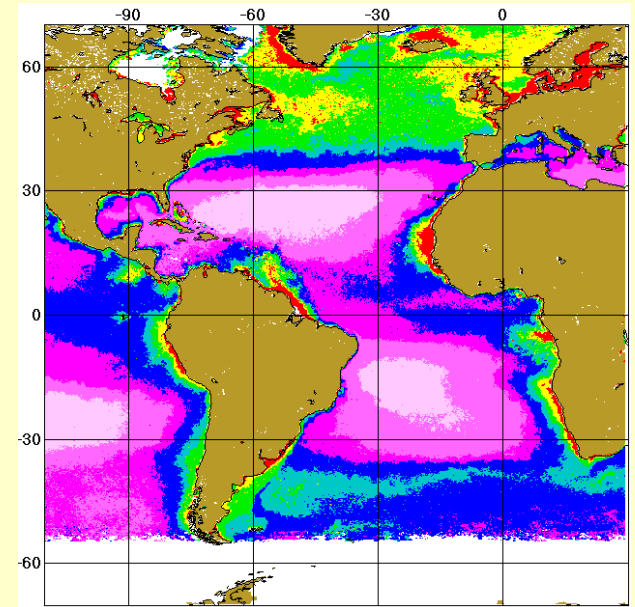
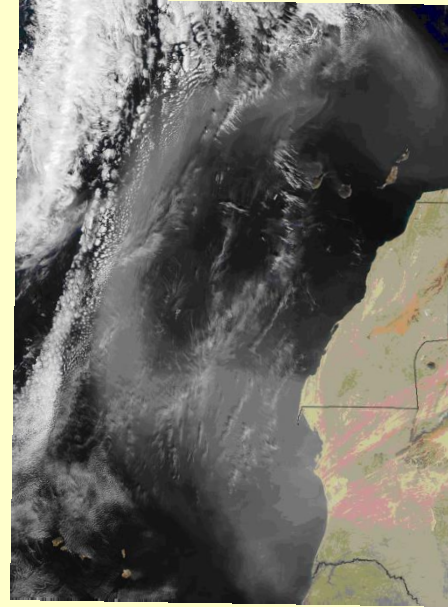
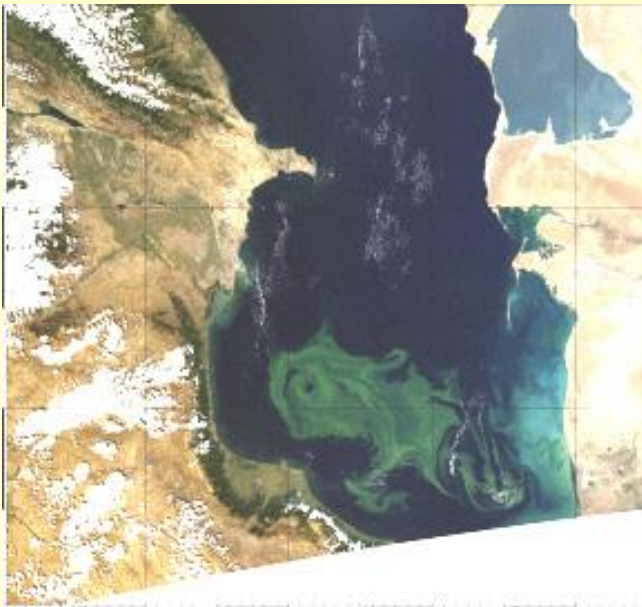
Примеры результатов, полученных со сканеров цвета



Мезомасштабная динамика в Балтийском море



Черное море



Каспийское море. Цветение Nodularia Пылевая буря. Атлант. океан

Атлантический океан. Хл. Май. 98-07.

Достоинства сканеров цвета

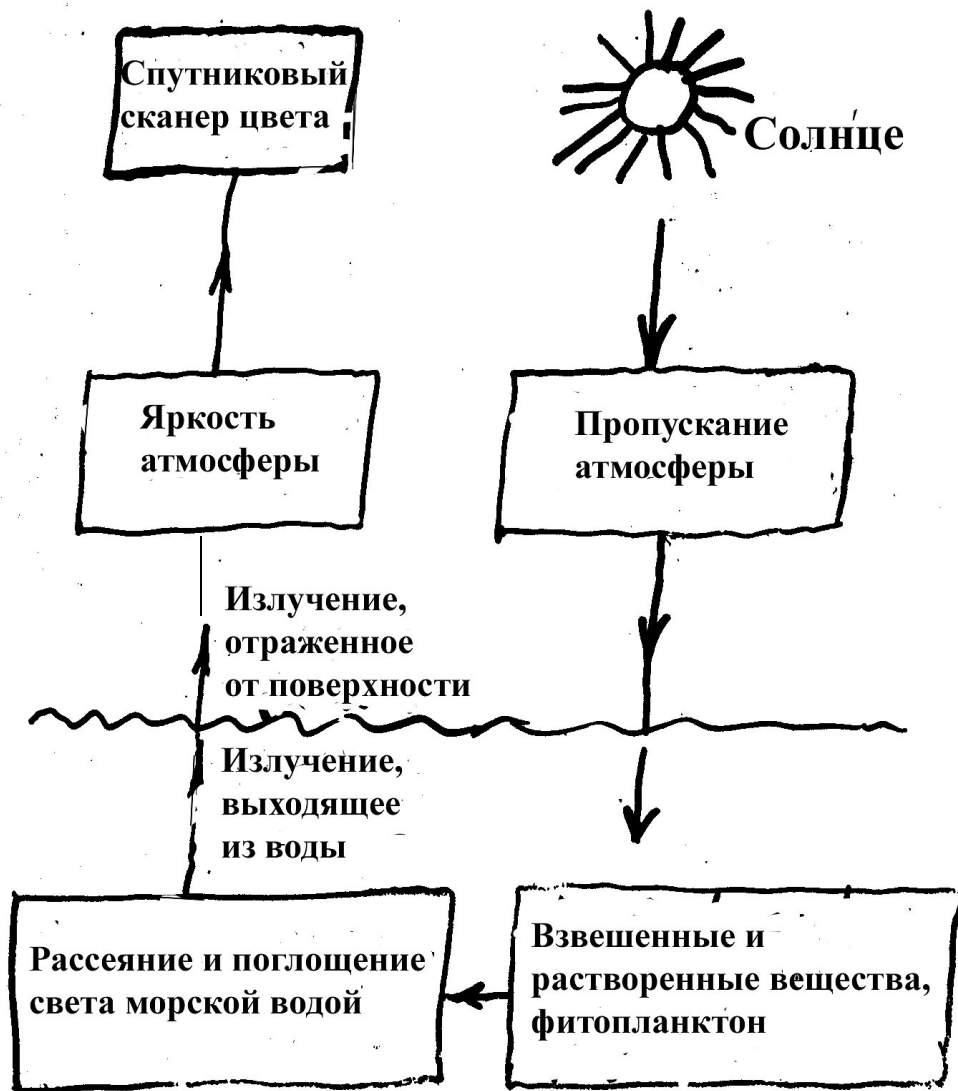
- Только излучение видимой области спектра способно проходить с малыми потерями(и выходить обратно) через поверхность раздела атмосфера-океан.
- Излучение, вышедшее из водной толщи, содержит информацию о характеристиках подповерхностного слоя океана и процессах, происходящих в этом слое.
- Спутниковые сканеры цвета, наряду с ИК-радиометрами, наиболее эффективны с экономической точки зрения.
- Данные спутниковых сканеров цвета, также как ИК - радиометров, можно совершенно бесплатно получать через Интернет в течение суток после измерений.
- Полоса обзора большинства спутниковых сканеров цвета составляет порядка 1500 км при пространственном разрешении – 250 м – 1 км.

Недостаток: облачность – непреодолимое препятствие.

Основные характеристики океана и атмосферы, рассчитываемые по данным спутниковых сканеров цвета

Параметр	Использование
Спектральный коэффициент яркости водной толщи	Пространственно–временная изменчивость поверхностного слоя (распространение речных стоков, примесей, мезомасштабные вихри, фронтальные зоны и т.п.)
Концентрация хлорофилла	Биомасса фитопланктона; расчет первичной продукции
Характеристики атмосферного аэрозоля	Пропускание солнечной и уходящей радиации, микрофизика облаков.
Параметры облаков	Важнейший метеорологический фактор
Спектральная облученность поверхности	Важный фактор, определяющий первичную продукцию и тепловой баланс океана
Показатель вертикального ослабления подводной облученности	Расчет светового режима в водной толще, альбедо океана и объемное поглощение солнечной энергии в верхнем слое
Первичная продукция	Биоресурсы океана, глобальные потоки углерода в системе атмосфера–океан
Показатель поглощения окрашенного органического вещества	Поглощение света в воде, содержание окрашенной органики, качество воды в прибрежной зоне, параметр мониторинга
Показатель рассеяния морской взвеси*	Альбедо водной толщи, содержание взвеси, параметр мониторинга

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.

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;

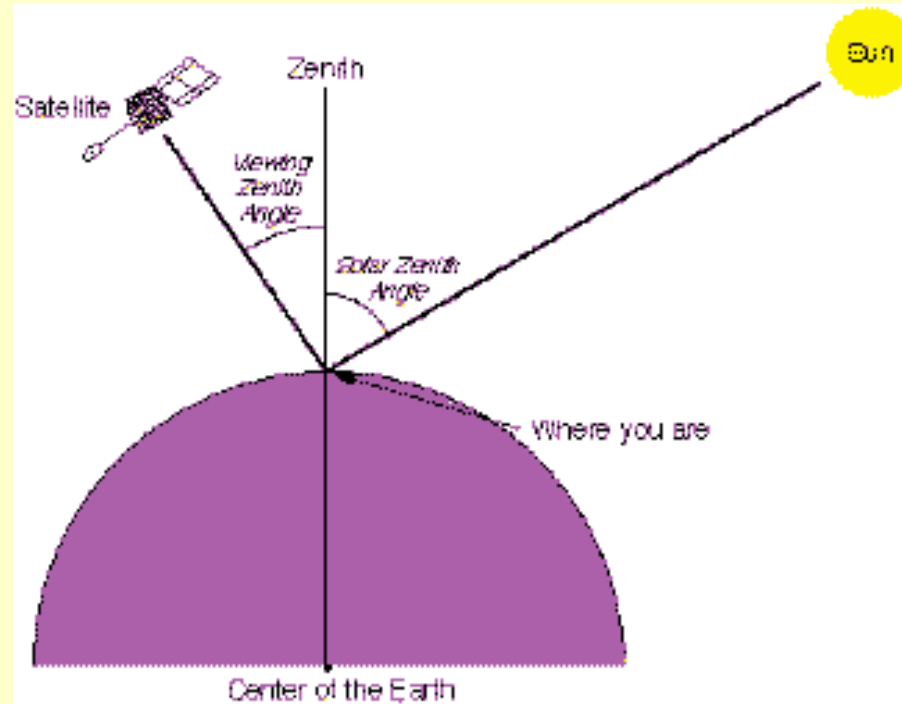
$T(\lambda_i)$ и $t(\lambda_i)$ – направленное и диффузное пропускание излучения атмосферой;

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

Вышеперечисленные яркости зависят от зенитного и азимутального углов Солнца θ_0, φ_0 и наблюдения θ, φ .

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.

Два главных этапа обработки данных спутниковых сканеров цвета

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

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 рассеяние (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.

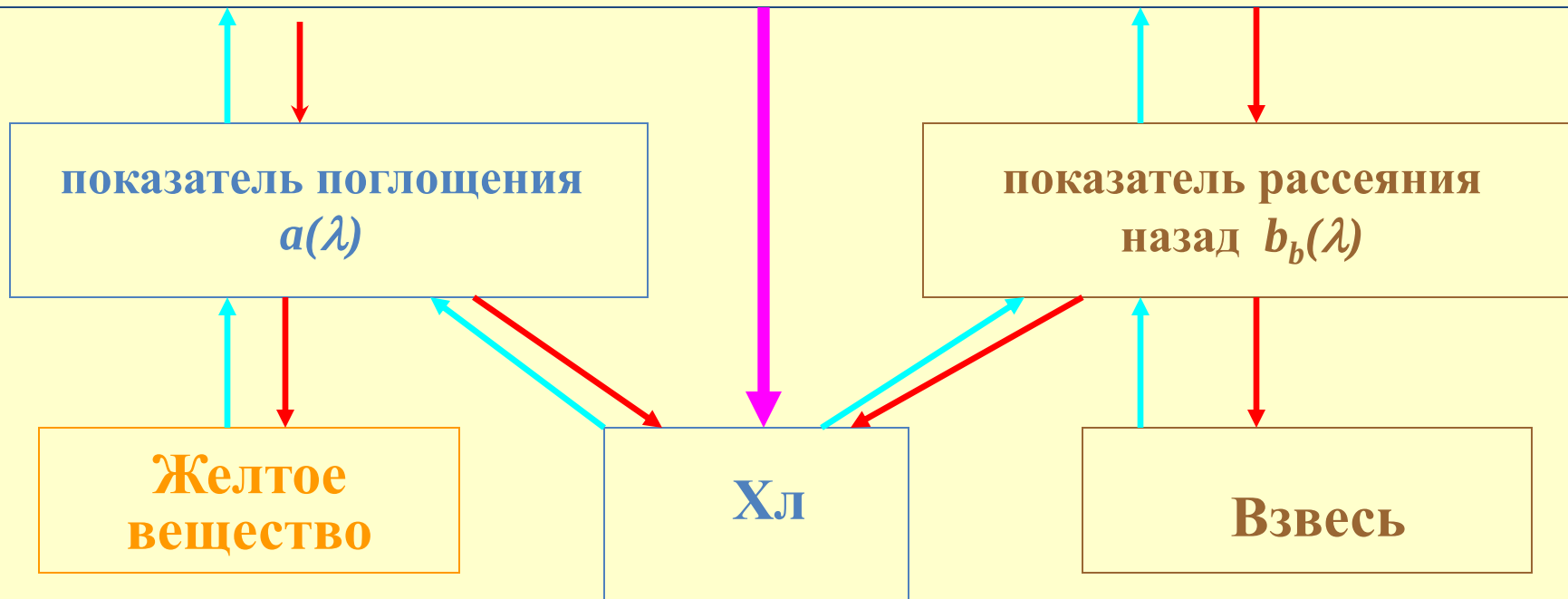
Данные SeaWiFS для района около Гавайских островов, 16 июля 1998;

даны значения яркости в мВт/см²/мкм/ср.

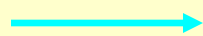
λ_i , нм	412	443	490	510	555	670	765	865
$L_t(\lambda_i)$	9.134	8.234	6.220	5.218	3.952	2.344	1.484	1.236
$L_r(\lambda_i)$	6.739	5.625	3.775	3.123	2.114	0.836	0.361	0.206
$L_a(\lambda_i)$	0.449	0.533	0.578	0.568	0.565	0.505	0.377	0.342
$TL_g(\lambda_i)$	0.634	0.830	0.990	0.997	1.032	0.978	0.742	0.685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

Биооптические алгоритмы

Спектральный коэффициент яркости водной толщи $\rho(\lambda)$



Полуаналитический алгоритм:

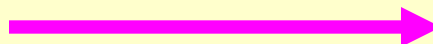


- прямая задача



- обратная задача

Регрессионный алгоритм:



Необходимые условия получения качественных геофизических продуктов:

1. Выполнение требований к характеристикам спектральных каналов спутникового датчика;
2. Обеспечение радиометрической точности измерений не хуже 5% для определения абсолютных значений и 1% для относительных изменений;
3. Контроль калибровки спутникового датчика в период работы на орбите посредством бортовых и приводных измерений;
4. Разработка алгоритмов атмосферной коррекции и биооптических алгоритмов, адаптированных к особенностям прибора и его техническим характеристикам;
5. Обеспечение необходимой дополнительной информации для обработки спутниковых данных (данные о содержании озона, атмосферном давлении, относительной влажности, скорости ветра);
6. Верификация алгоритмов по данным натурных измерений для различных гидрометеорологических и океанологических условий; оценка точности рассчитываемых геофизических продуктов.

# 0	1024 – 1064 nm	width	30 nm
			(possible width 40 nm)
# 1	855 – 890 nm	width	20 nm
			(possible width 35 nm)
# 2	744 – 757 nm	width	14 nm
# 3	704 – 713 nm	width	10 nm
# 4	550 – 565 nm	width	10 nm
# 5	485 – 495 nm	width	10 nm
# 6	438 – 448 nm	width	10 nm
# 7	407 – 417 nm	width	10 nm

Требования к спектральным каналам спутникового сканера цвета

Minimum requirements for
an Operational Ocean-Colour
Sensor for the Open Ocean.
*Reports of the International
Ocean-Colour Coordinating
Group, No.1.* IOCCG, Dartmouth,
Canada, 46 pp. 1998.

C1 = Channels	1, 2, 4, 5
C2 = Channels	1, 2, 4, 5, 6
C3 = Channels	1, 2, 4, 5, 6, 7
C4 = Channels	1, 2, 3, 4, 5, 6
C5 = Channels	0, 1, 2, 4, 5, 6
C6 = Channels	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7
C7 = Channels	0, 1, 2, 3, + n channels in the visible part of the spectrum

Основные параметры и характеристики спутникового сканера цвета Sea WiFS

Спектральные каналы прибора		Радиометрические характеристики		
№ канала	Спектральный диапазон, нм (по полуширине)	Яркость насыщения, мВт/см ² ·мкм·ср	Типичная яркость, мВт/см ² ·мкм·ср	Отношение сигнал/шум (SNR)
1	402-422	13.63	9.10	499
2	433-453	13.25	8.41	674
3	480-500	10.50	6.56	667
4	500-520	9.08	5.64	640
5	545-565	7.44	4.57	596
6	660-680	4.20	2.46	442
7	745-785	3.00	1.61	455
8	845-885	2.13	1.09	467
Точность измерений				
Абсолютная ошибка измерений		<5% для каждого канала		
Относительная ошибка измерений		<1% для каждого канала		
Ошибка за счет поляризации		<2% для всех углов		
Разрешение в надир		1.1км LAC; 4.5 км GAC		

Спектральные каналы прибора MODIS

Предназначение Предназначение	№ канала	Ширина канала ¹	Спектральная яркость ²	Требуемое отношение сигнал/шум ³
Суша/Облака/Границы аэрозоля	1	620 - 670	21.8	128
	2	841 - 876	24.7	201
Суша/Облака/Свойства аэрозоля	3	459 - 479	35.3	243
	4	545 - 565	29.0	228
	5	1230 - 1250	5.4	74
	6	1628 - 1652	7.3	275
	7	2105 - 2155	1.0	110
Цвет океана/фитопланктон/ Биогеохимия	8	405 - 420	44.9	880
	9	438 - 448	41.9	838
	10	483 - 493	32.1	802
	11	526 - 536	27.9	754
	12	546 - 556	21.0	750
	13	662 - 672	9.5	910
	14	673 - 683	8.7	1087
	15	743 - 753	10.2	586
	16	862 - 877	6.2	516

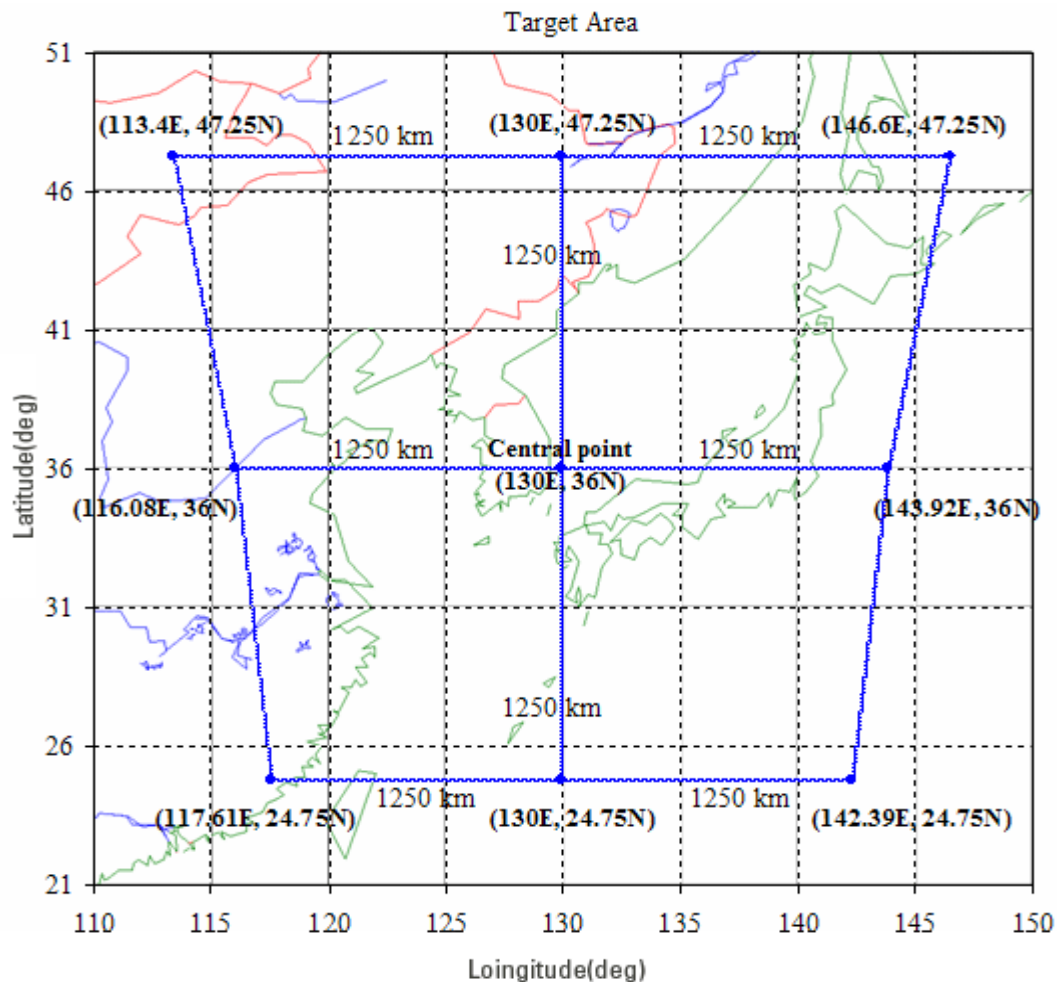
Действующие спутниковые сканеры цвета

(http://www.iocccg.org/sensors_iocccg.html)

Сканер	Агенство	Спутник	Дата запуска	Полоса обзора (км)	Разрешение (м)	Число каналов	Спектр. диапазон (нм)	Орбита
<u>COCTS CZI</u>	CNSA (Китай)	HY-1B (Китай)	11/04/2007	2400 500	1100 250	10 4	402 - 12,500 433 - 695	полярная
<u>GOCI</u>	KARI /KORDI (Южная Корея)	COMS	26/06/10	2500	500	8	400-885	геостацио- -нарная
<u>HICO</u>	ONR-DOD (США)	Японский эксперим. модуль (JEM-EF)	18/09/09	50	100	124	380 - 1000	51.6°
<u>MERSI</u>	CNSA (Китай)	FY-3A (Китай)	27/05/2008	2400	250/1000	20	402-2155	полярная
<u>MERSI</u>	CNSA (Китай)	FY-3B (Китай)	05/11/2010	2400	250/1000	20	402-2155	полярная
<u>MODIS-Aqua</u>	NASA (США)	Aqua (EOS-PM1)	04/05/02	2330	1000	36	405-14,385	полярная
<u>MODIS-Terra</u>	NASA (США)	Terra (США)	18/12/99	2330	1000	36	405-14,385	полярная
<u>OCM</u>	ISRO (Индия)	IRS-P4 (Индия)	26/05/99	1420	350	8	402-885	полярная
<u>OCM-2</u>	ISRO (Индия)	Oceansat-2 (Индия)	23/09/09	1420	360/4000	8	400 - 900	полярная
<u>POLDER-3</u>	CNES (Франция)	Parasol (Франция)	18/12/04	2100	6000	9	443-1020	полярная
<u>VIIRS</u>	NOAA/NASA (США)	NPP	28 Oct. 2011	3000	370 / 740	22	402 - 11,800	полярная

Первый геостационарный сканер цвета GOCI

запущен на спутнике COMS 27 июня 2010 г. с космодрома Куру
(Французская Гвиана)



Охватываемая площадь
наблюдений:
2500 x 2500 км;

Пространственное
разрешение: 500 м;

Частота наблюдений:
ежечасно в светлое
время суток.

8 спектральных каналов
в видимой и ближней
инфракрасной области
спектра.

Планируемые сканеры цвета

Сканер	Агентство	Спутник	Год запуска	Полоса обзора (км)	Пространст. разрешение (м)	Число каналов	Спектр. диапазон (нм)	Орбита
OLCI	ESA/ EUMETSAT	GMES-Sentinel 3A	2013	1270	300/1200	21	400 - 1020	полярная
HSI	DLR (Германия)	EnMAP	2015	30	30	228	420 - 2450	полярная
SGLI	JAXA (Япония)	GCOM-C	2015	1150 - 1400	250/1000	19	375 - 12,500	полярная
COCTS CZI	CNSA (Китай)	HY-1C/D (Китай)	2014	2900 1000	1100 250	10 10	402 - 12,500 433 -885	полярная
Multi-spectral Optical Camera	INPE / CONAE	SABIA-MAR	2017	200/ 2200	200/1100	16	380 - 11,800	полярная
OC Scanner Coastal Zone Scanner	ROSCOSMOS (Россия)	Метеор-3М(3)	2015	3000 800	1000 80	8 6	402 – 885 410 – 786	полярная
VIIRS	NOAA /NASA (США)	JPSS-1	2015	3000	370/740	22	402 - 11,800	полярная

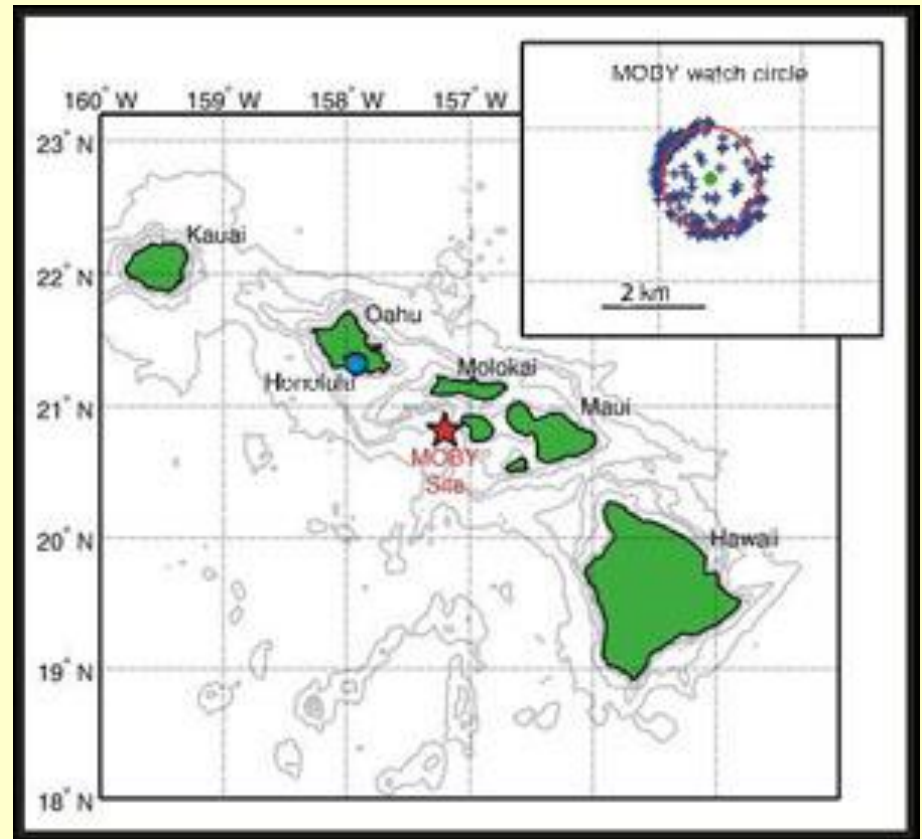
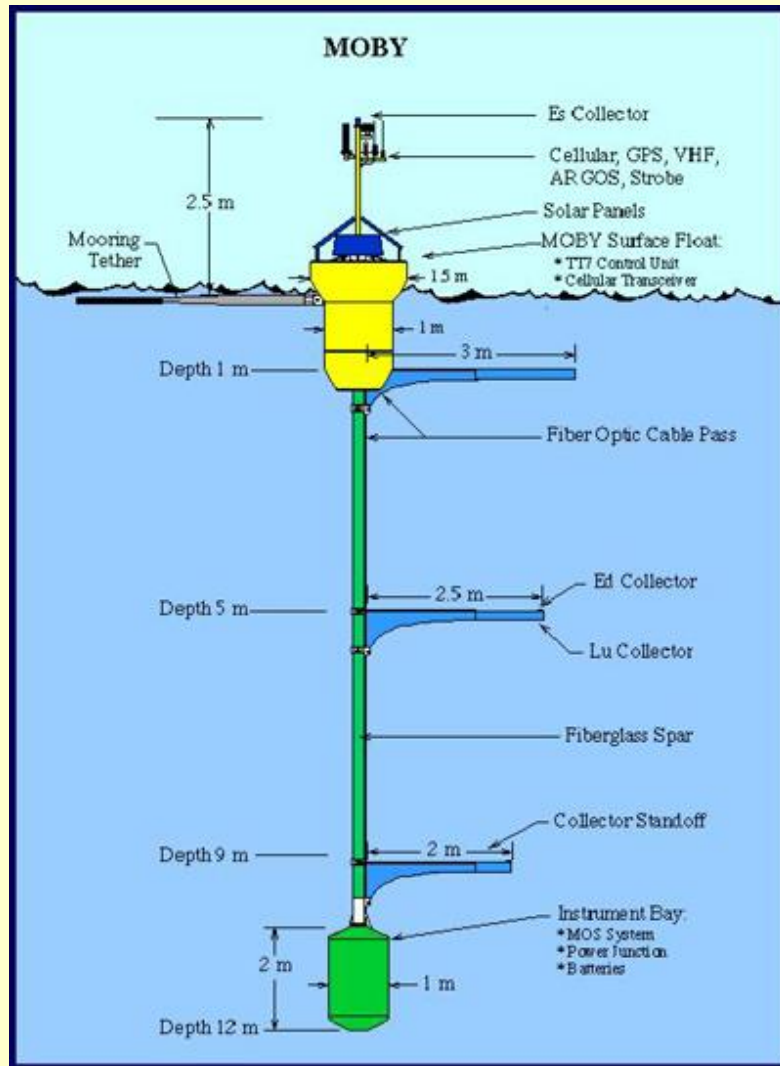
Спектральные каналы планируемого сканера цвета OLCI

$\lambda_{эфф.}$, нм	412.5	442.5	490	510	560	620	665
полуширина, нм	10	10	10	10	10	10	10
$\lambda_{эфф.}$, нм	681.25	708.75	753.75	761.25	778.75	865	885
полуширина, нм	7.5	10	7.5	2.5	15	20	10
$\lambda_{эфф.}$, нм	900	400	673.75	764.375	767.5	940	1020
полуширина, нм	10	15	7.5	3.75	2.5	20	40

OLCI - улучшенный вариант известного европейского сканера MERIS (работал на спутнике Envisat с марта 2002 по май 2012 г.). В частности, добавлены шесть дополнительных, по сравнению с MERIS, спектральных каналов (выделены синим).

Четыре из шести дополнительных каналов предназначены для улучшения атмосферной коррекции, канал 673.75 нм – для флуоресценции, индуцированной солнечным излучением, 767.5 нм – для определения атмосферного давления на верхней границе облаков.

Оптический буй MOBY для контроля калибровки Спутникового датчика и верификации алгоритмов



Местоположение MOBY:

13 морских миль от острова Ланаи
на глубине 1200 м.

Кружок на врезке показывает «блуждание» буй
относительно точки его закрепления.

Организация получения, обработки и верификации данных

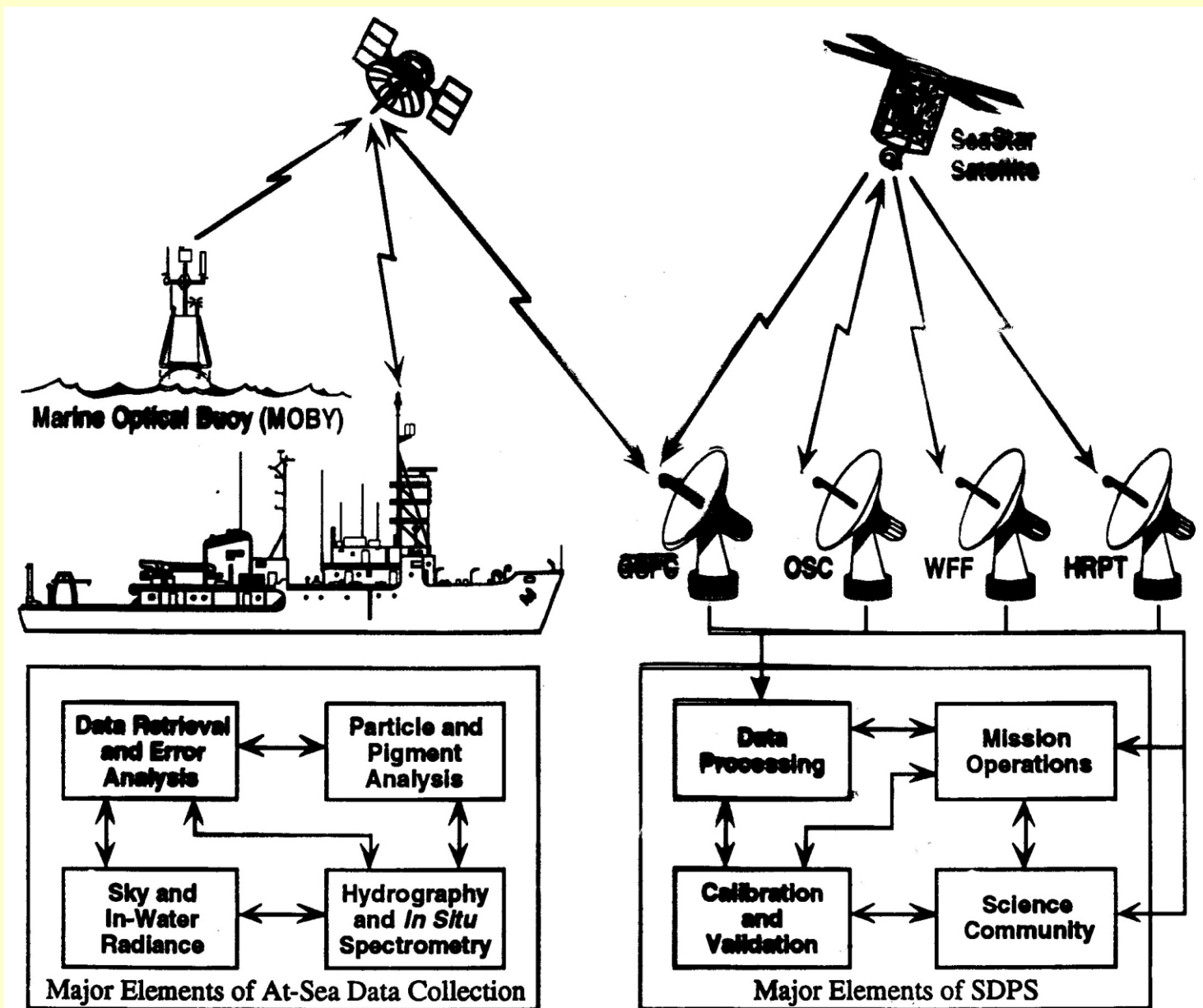
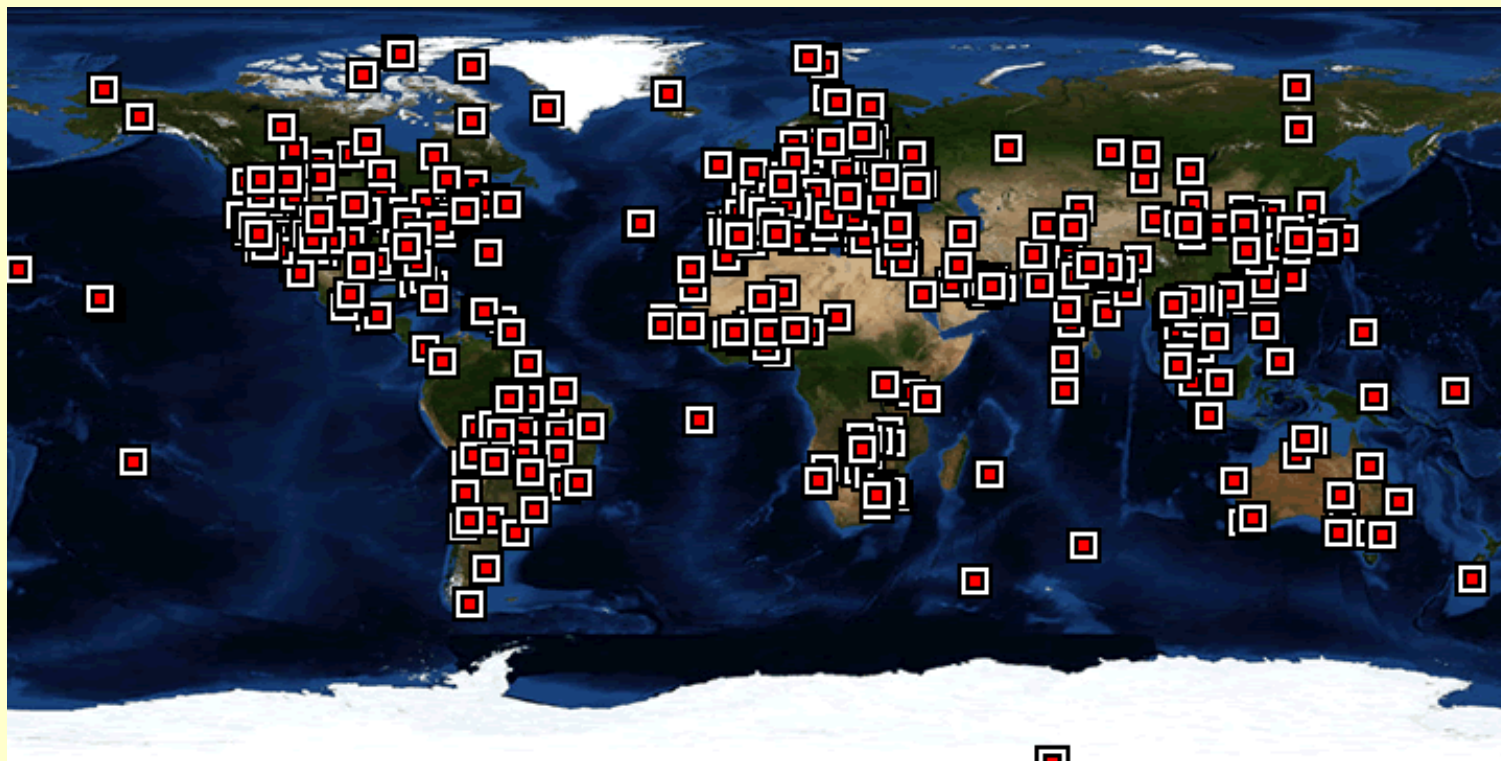


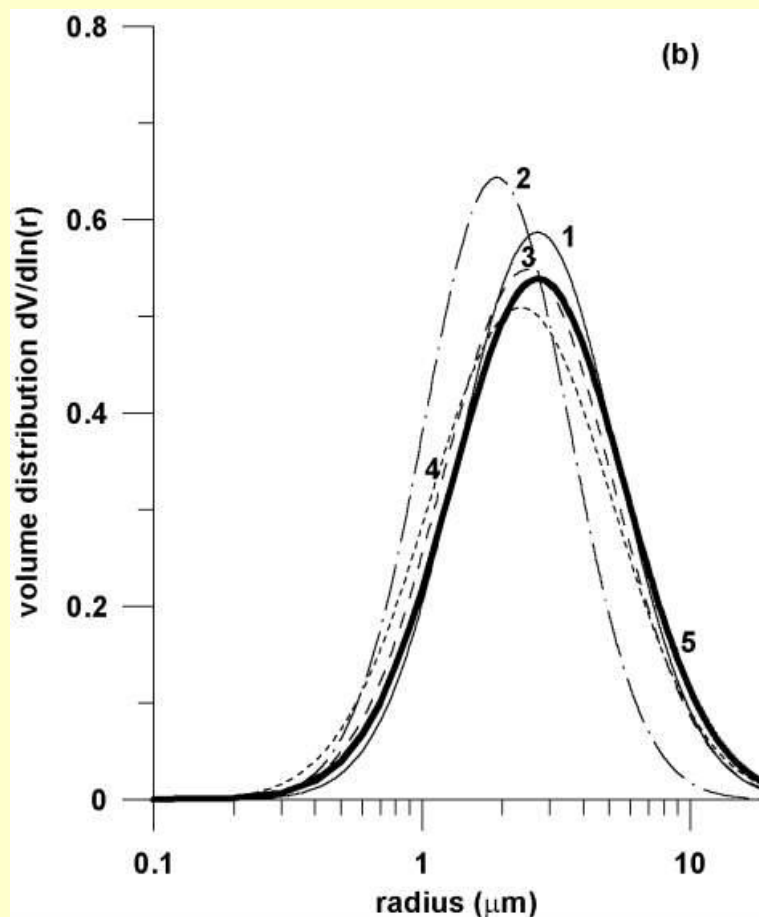
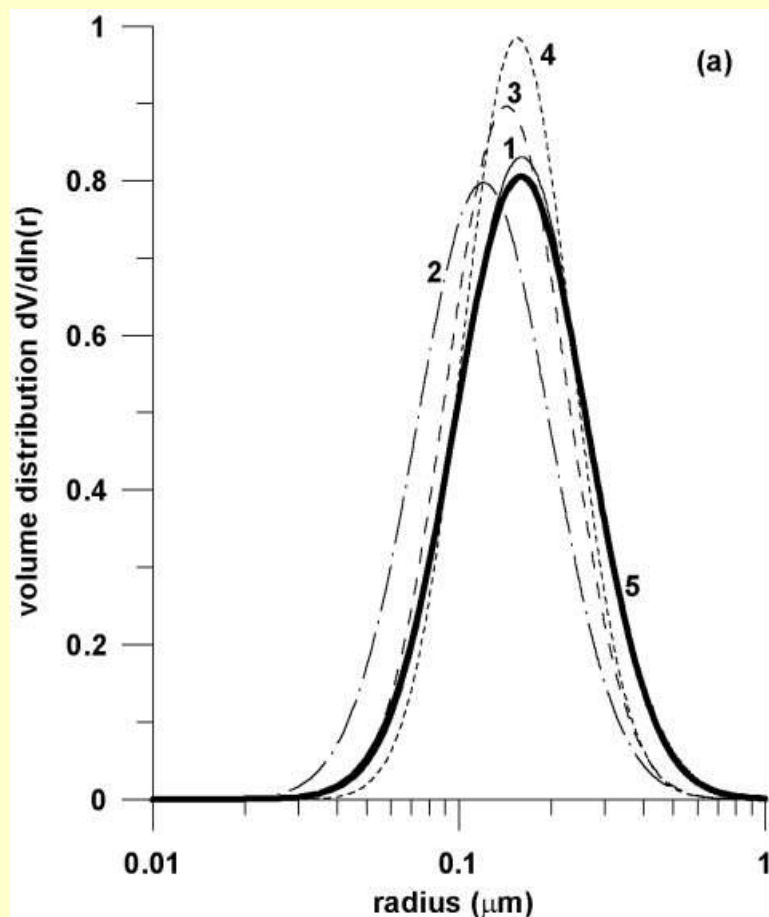
Fig. 2. SeaWiFS Project schematic showing major elements of shore and at-sea data processing.

Сеть станций для измерения характеристик аэрозоля AERONET



На станциях AERONET установлены сканирующие спектрорадиометры, которые в автоматическом режиме измеряют спектральную яркость прямого и рассеянного солнечного излучения. Разработано программное обеспечение, позволяющее по данным измерений рассчитывать спектральную оптическую толщину аэрозоля и распределение по размерам аэрозольных частиц (Dubovik, King, 2000).

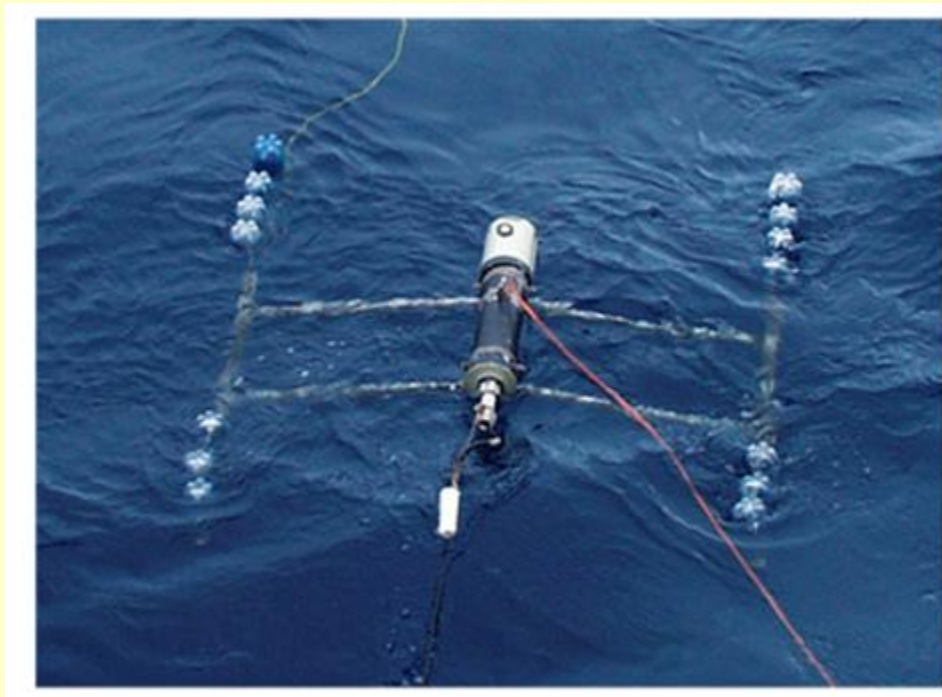
Оптическая модель атмосферного аэрозоля



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.

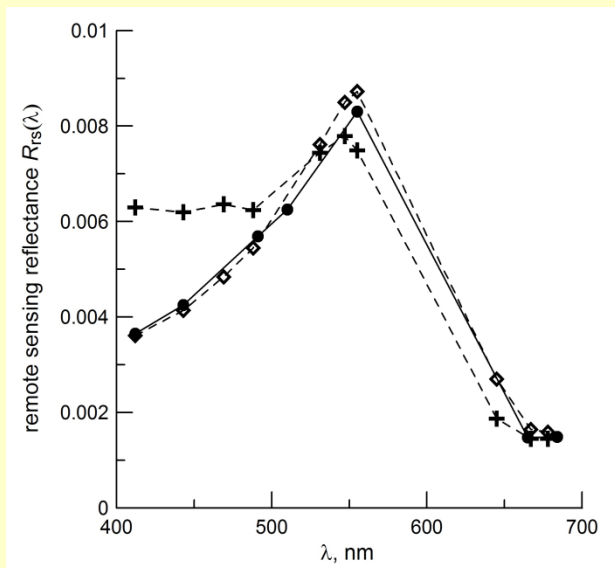
Валидация алгоритмов по данным натурных измерений



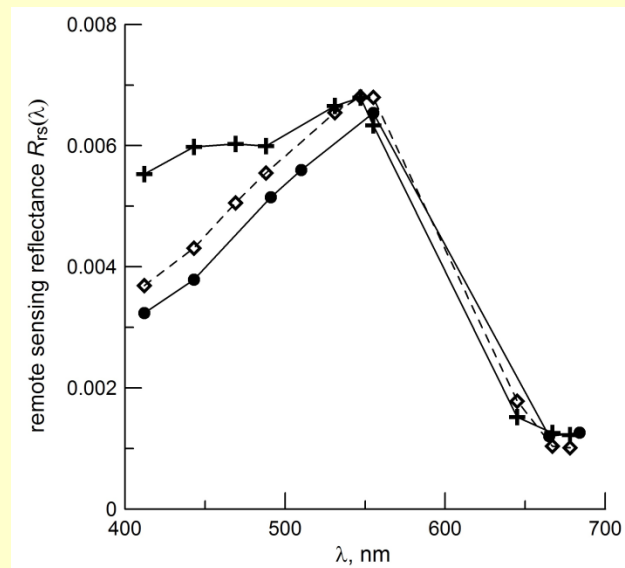
Плавающий спектрорадиометр – основной прибор для разработки и верификации спутниковых алгоритмов. Измеряет спектральную облученность поверхности и яркость выходящего из воды излучения под поверхностью.

Минимальный набор данных измерений для валидации алгоритма определения концентрации хлорофилла включает спектральные величины коэффициента яркости $\rho(\lambda)$ и непосредственно измеренную концентрацию хлорофилла.

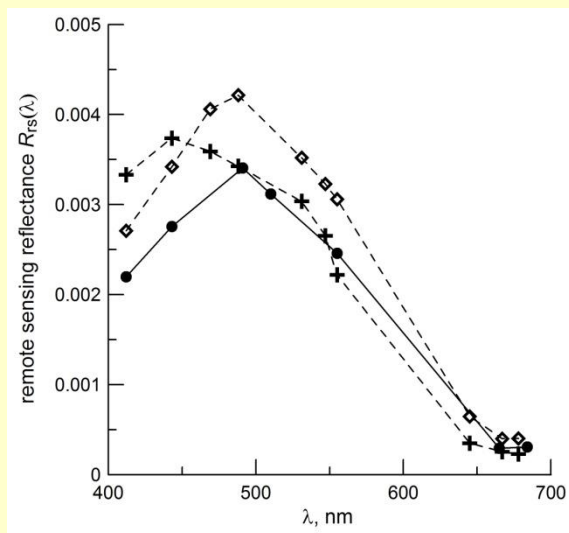
Примеры результатов атмосферной коррекции в с-з части Черного моря



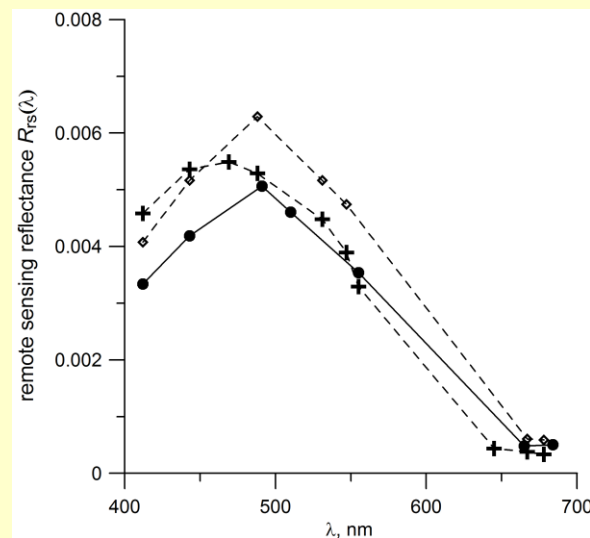
a. St.13 (44.84N, 30.28E), 2 July 2011



b. St.29 (44.59N, 29.33E), 4 July 2011



c. St.04 (42.23N, 28.51E), 9 July 2011



d. St. 18 (43.64N, 21.84E), 11 July 2011

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 $L_{WN} = R_{RS} F_0$;

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

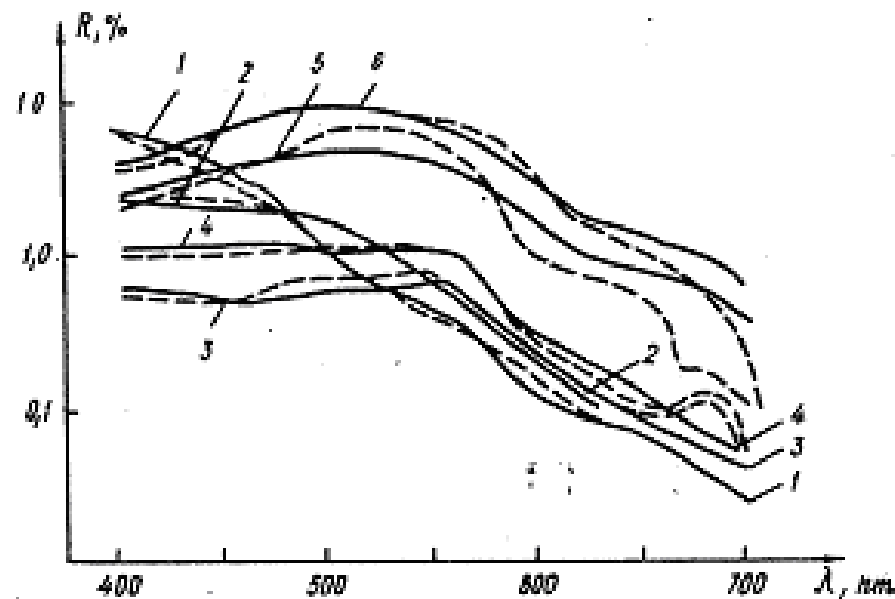
Спектральный коэффициент яркости моря $\rho(\lambda)$ рассчитывается через величину нормализованной яркости $L_{WN}(\lambda)$, вычисляемую по спутниковым данным:

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

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

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.

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: $a_y(440)$, $a_{ph}(440)$, $b_{bp}(550)$; S, n.

Трудности решения обратной задачи:

Условия практической разрешимости обратной задачи:

- существование решения;
- однозначность;
- устойчивость.

Пример неустойчивости:

$$\begin{cases} x - (1 + 10^{-m}) \cdot y = a \\ x - y = b \end{cases}$$

$$\Delta = 10^{-m} \neq 0.$$

Для решения некорректных (неустойчивых) обратных задач необходимо привлечение дополнительной информации о решении

- **регуляризация.**

Метод наименьших квадратов

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

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

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

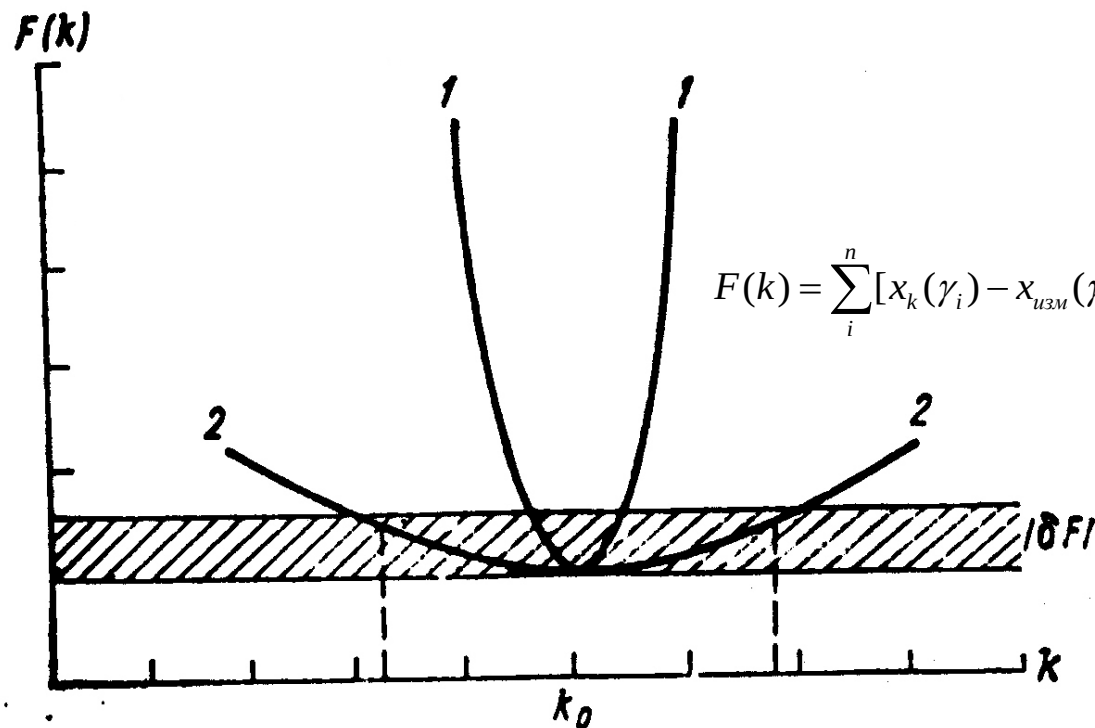
$$a_y(440), \quad a_{ph}(440), \quad b_{bp}(550);$$

$$S, \quad n.$$

Метод наименьших квадратов

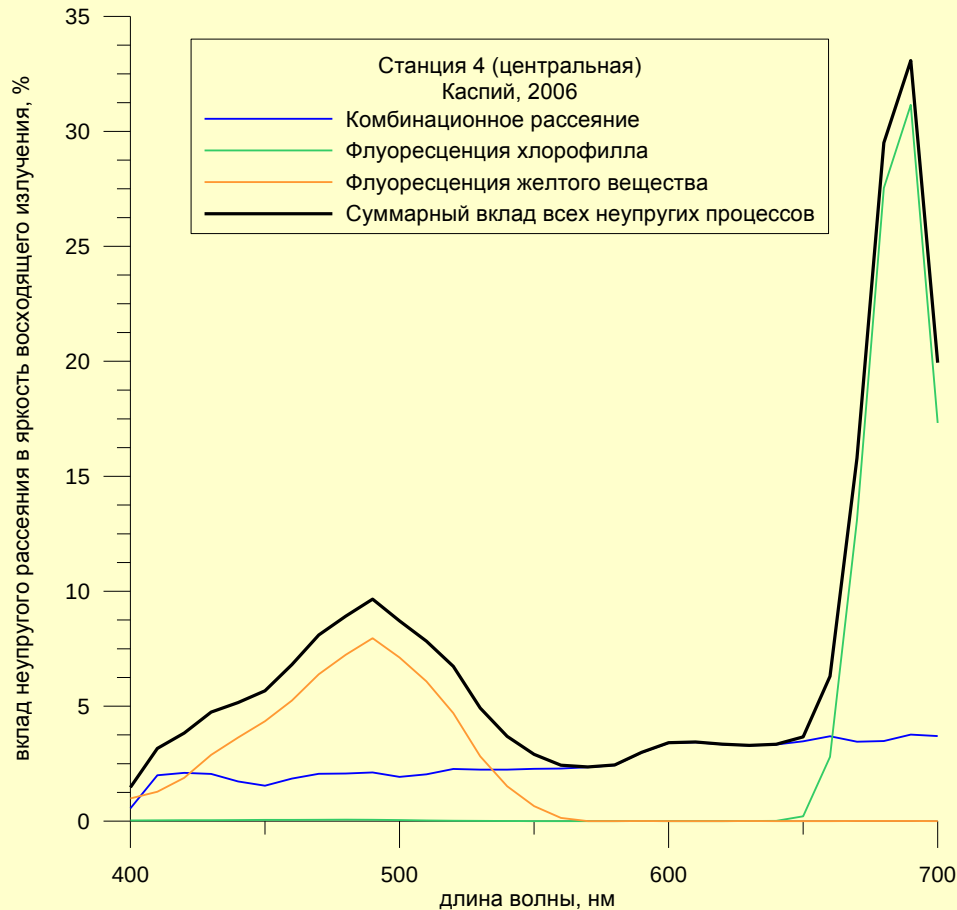
Минимизация квадратичной формы:

$$F(k) = \sum_i^n [x_k(\gamma_i) - x_{\text{изм}}(\gamma_i)]^2$$



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

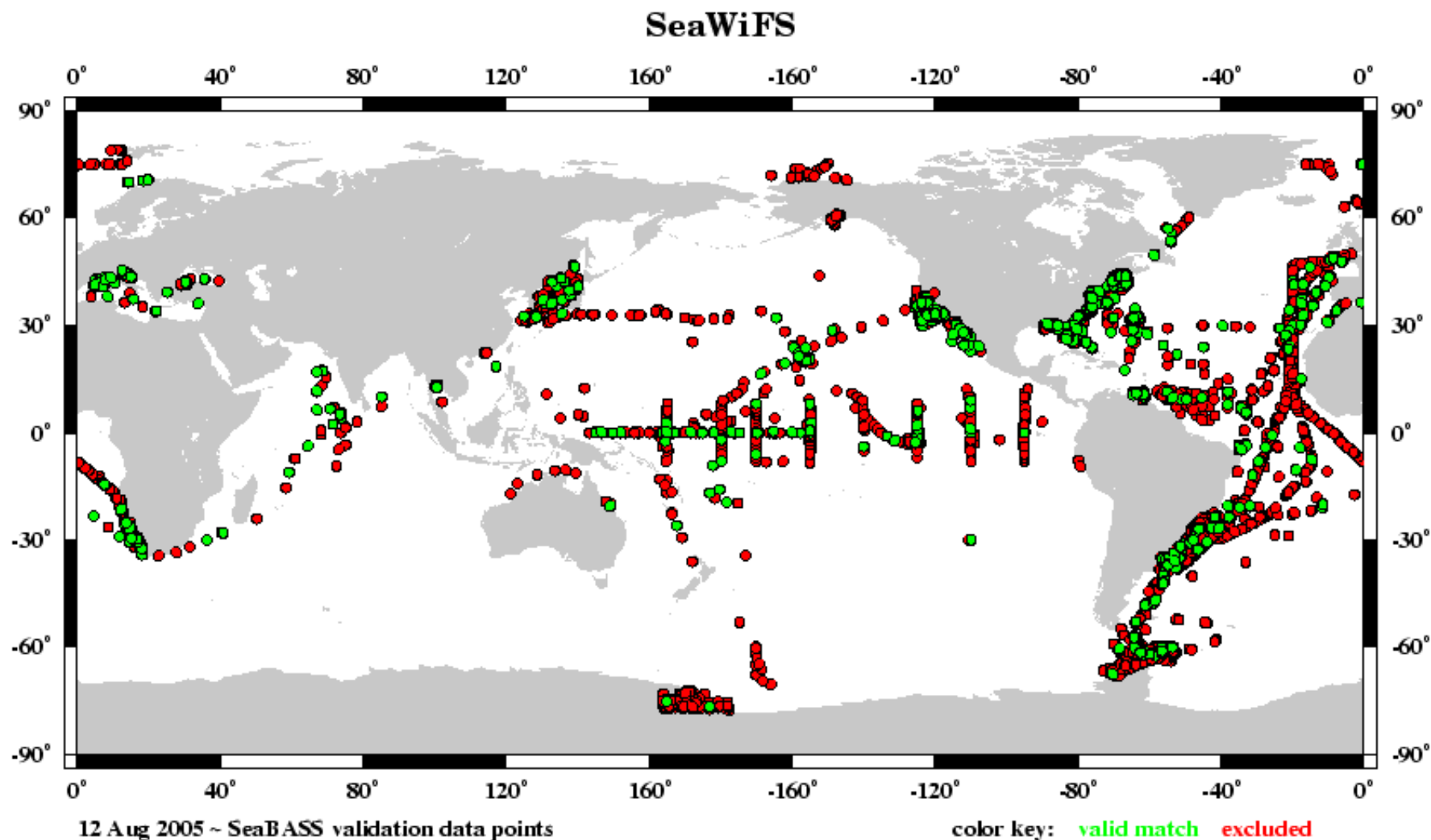
Учет неупругого рассеяния



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%.

Валидация алгоритма расчета концентрации хлорофилла по данным натурных измерений



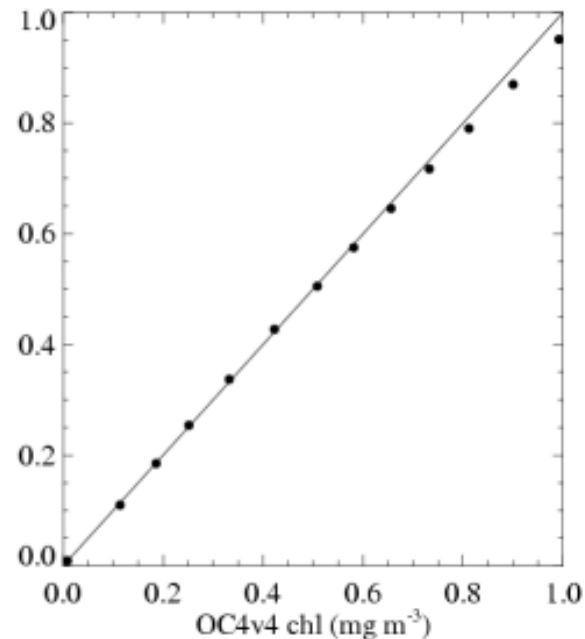
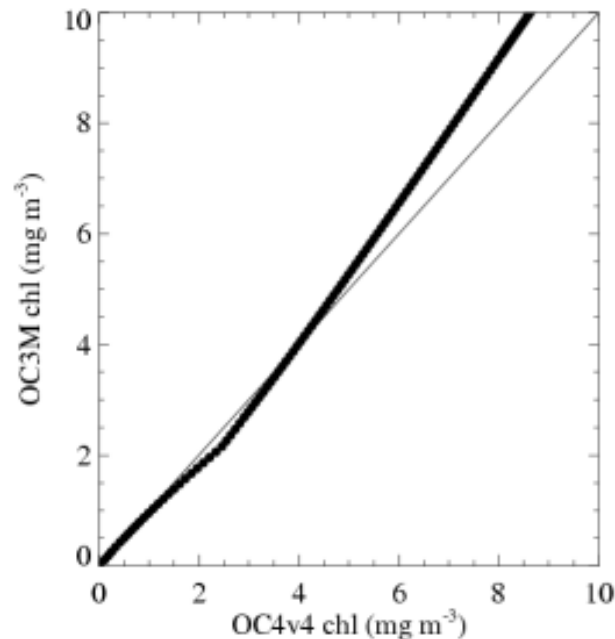
Эмпирические (регрессионные) алгоритмы определения концентрации хлорофилла по данным сканеров цвета SeaWiFS и MODIS

OC4v4 (SeaWiFS):

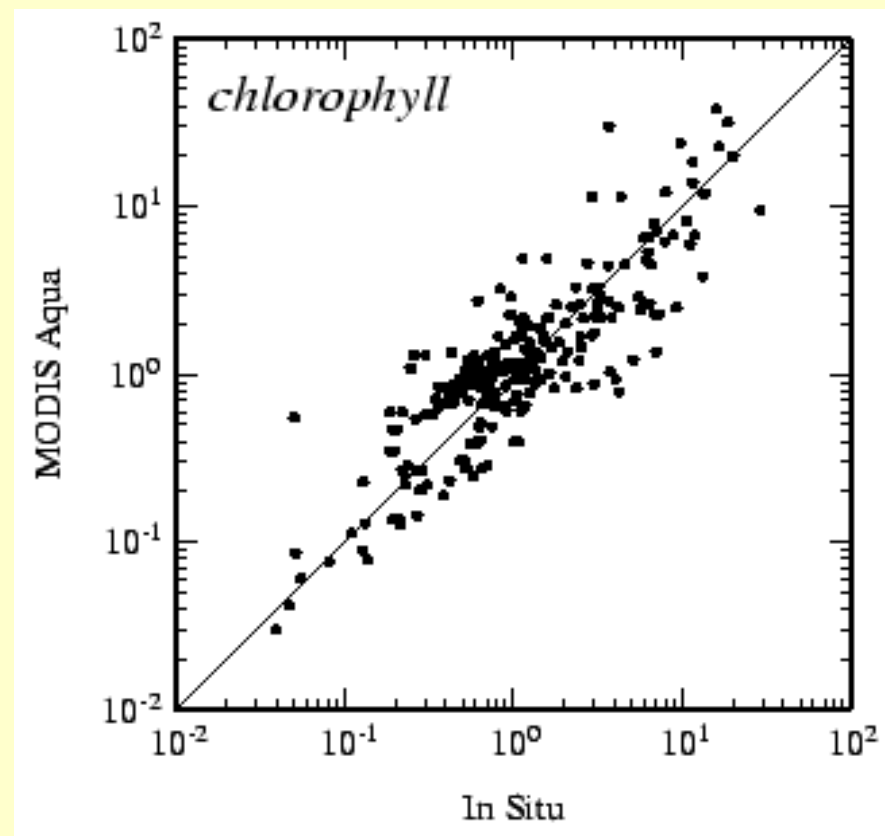
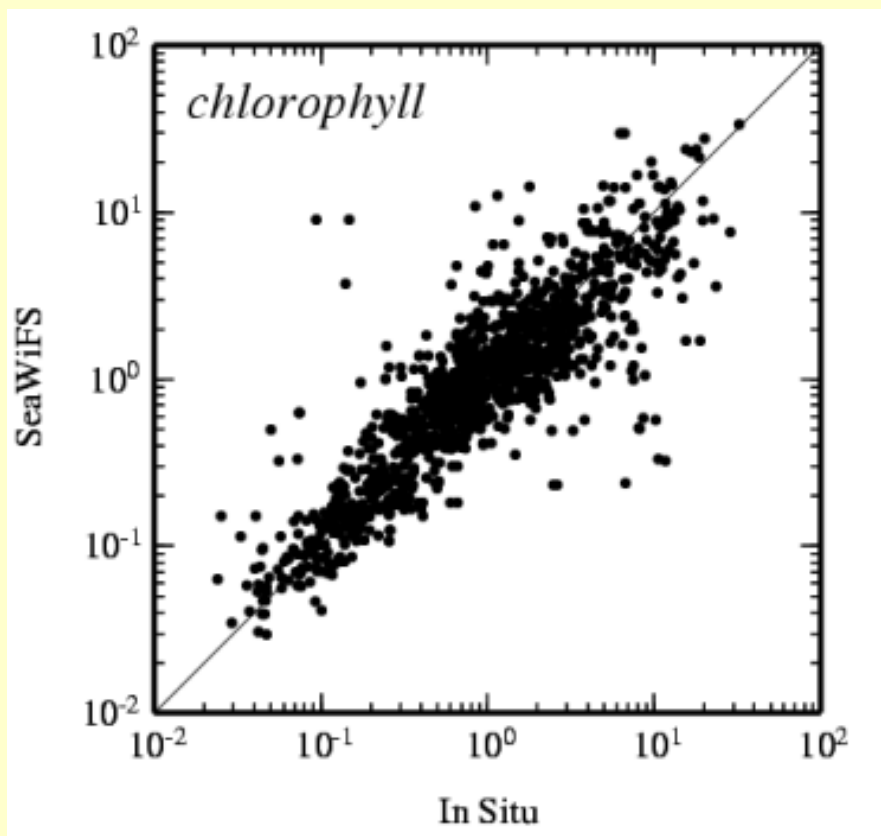
$$C_a = 10^{0.366 - 3.067R + 1.930R^2 + 0.649R^3 - 1.532R^4}, \text{ where } R = \log_{10} \left(\frac{R_{rs443} > R_{rs490} > R_{rs510}}{R_{rs555}} \right)$$

OC3M (MODIS):

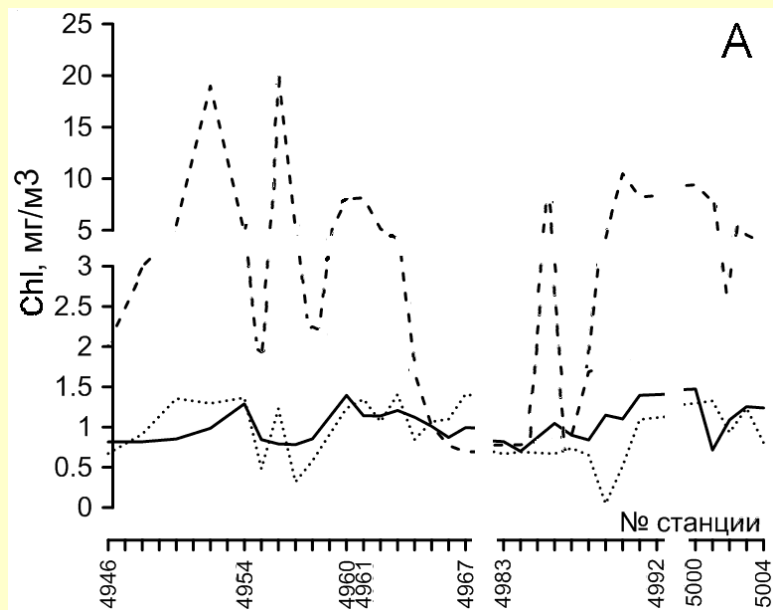
$$C_a = 10^{0.283 - 2.753R + 1.457R^2 + 0.659R^3 - 1.403R^4}, \text{ where } R = \log_{10} \left(\frac{R_{rs443} > R_{rs488}}{R_{rs551}} \right)$$



**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**

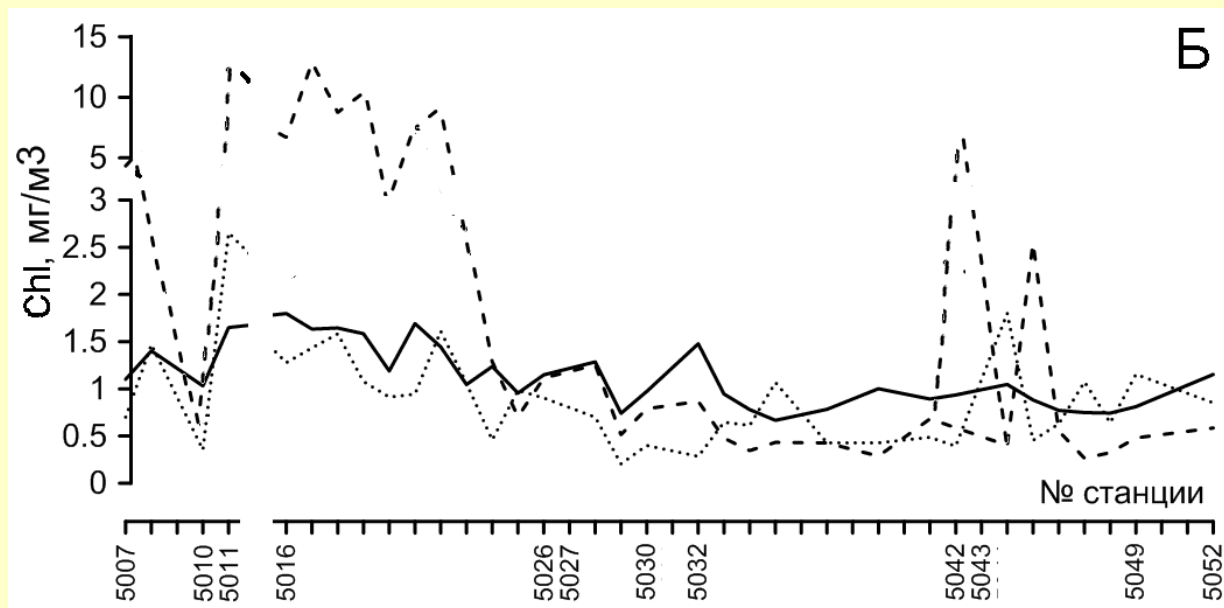


Сопоставление значений концентрации хлорофилла в Карском море, спутниковых и измеренных

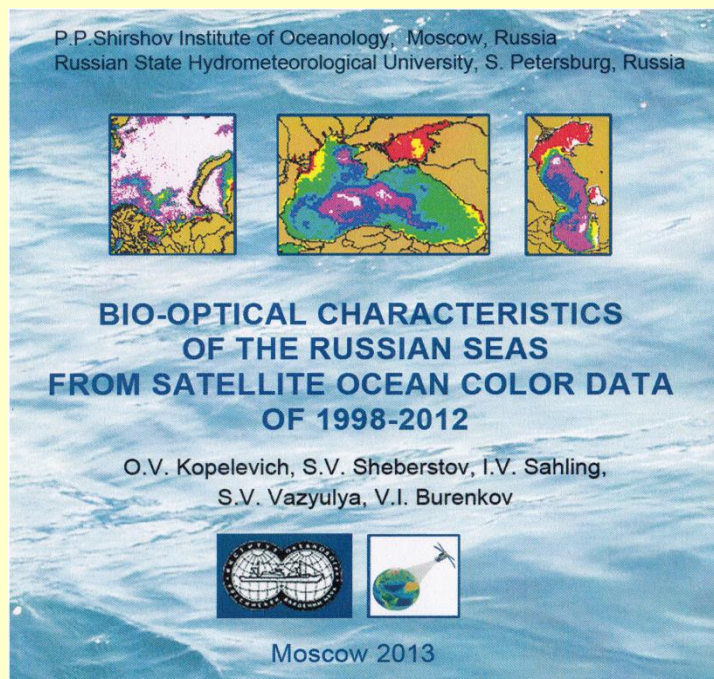


Изменения концентрации хлорофилла по маршруту НИС “Академик Мстислав Келдыш”: *а* – в 2007 г. и *б* – 2011 г.

Точечная линия – данные прямых определений; сплошная – расчет по спутниковым данным посредством нового регионального алгоритма; пунктир – посредством стандартного алгоритма MODIS.



Электронный Атлас биооптических характеристик морей России по данным спутниковых сканеров цвета за период 1998-2012 гг.

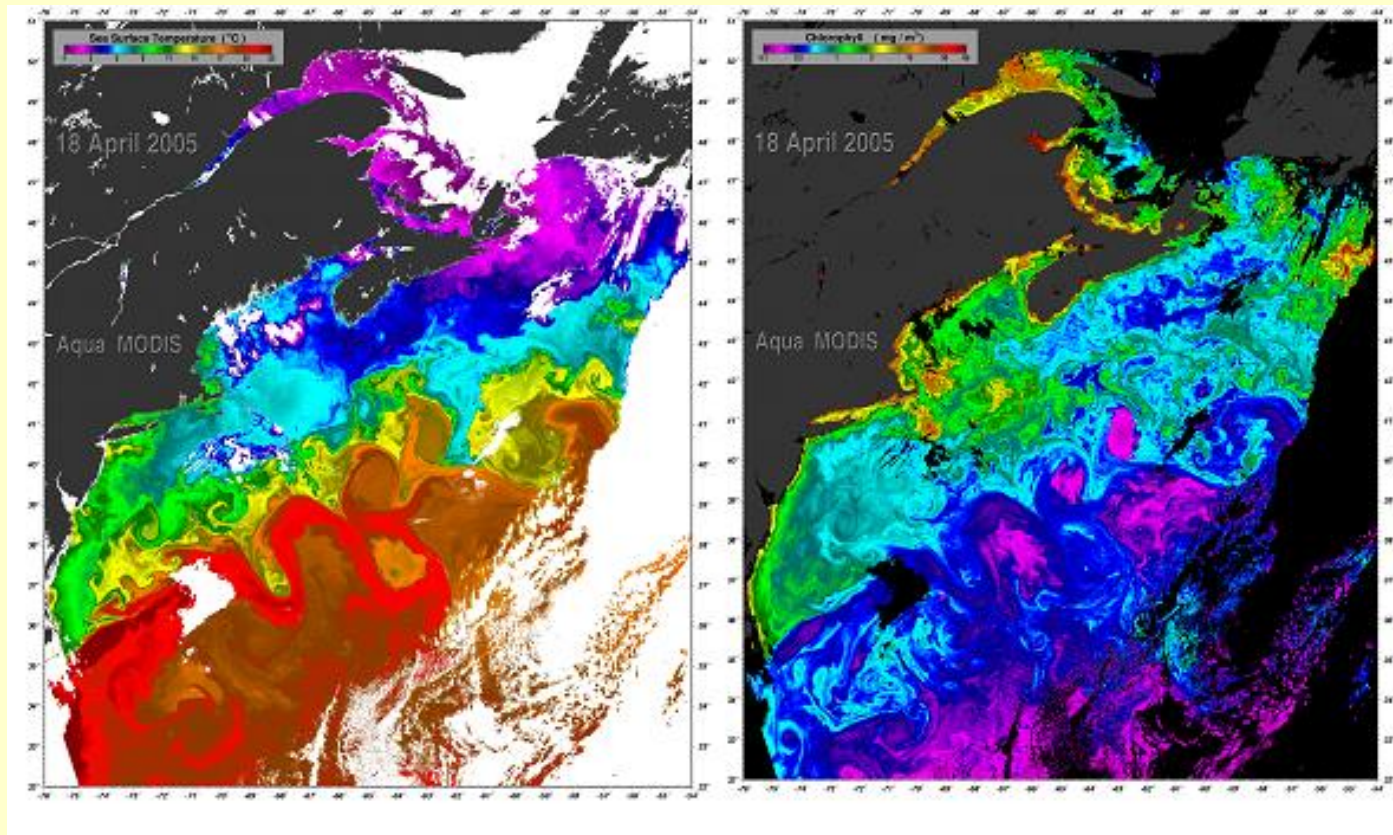


Титульная страница Атласа

Новый, 7-й (первый был выпущен в 2002 г.), выпуск Атласа, как и все предыдущие, содержит цветные карты среднемесячных распределений концентраций хлорофилла и взвеси, показателей рассеяния назад взвешенными частицами и поглощения окрашенным органическим веществом, а также температуры поверхности моря (ТПМ) для Баренцева, Белого, Черного и Каспийского морей; диаграммы, показывающие изменчивость вышеназванных характеристик в различных регионах и субрегионах; таблицы параметров межгодовой изменчивости этих характеристик.

Проблемы, которые приходится решать почти перед каждым новым выпуском, - это пересчет данных в связи репроцессингом, который время от времени проводит НАСА; другая проблема - стыковка данных разных сканеров (в частности, SeaWiFS, которые использовались для 1998-2002 гг. и MODIS-Aqua - с 2002 по настоящее время).

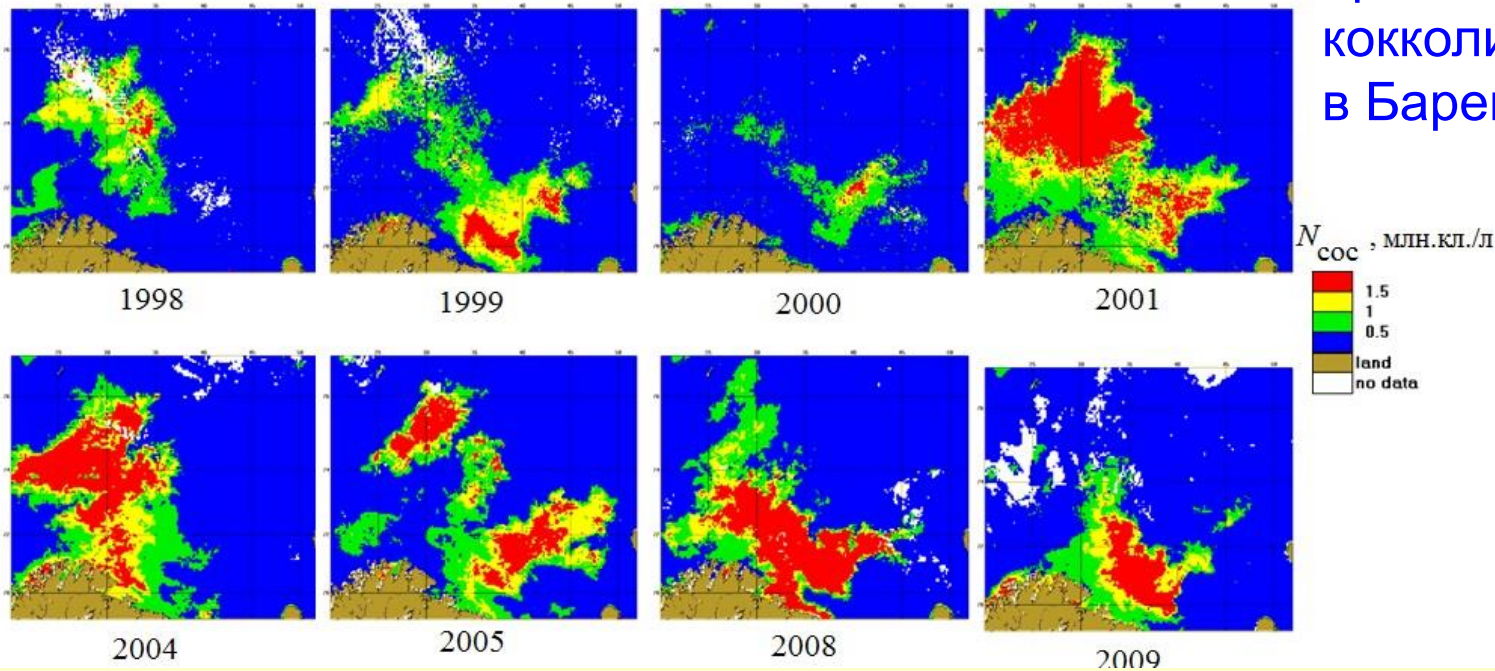
Мезомасштабная динамика



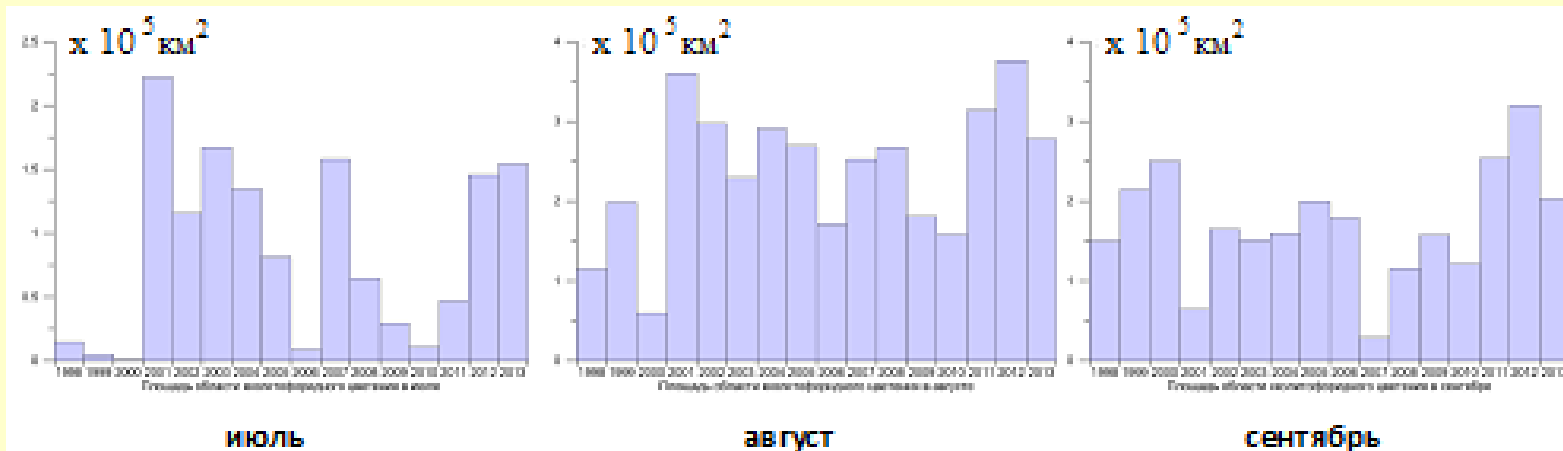
Распределения поверхностной температуры ТПО (слева) и концентрации хлорофилла (справа) в западной части Атлантического океана между 32° и 48° с.ш. по данным сканера MODIS-Aqua 18 апреля 2005 г.

Хорошо видна меандрирующая струя Гольфстрима (красный цвет - ТПО > 20°C); к северу от нее ТПО ниже 10°C. На правом рисунке видно, что распределение концентрации хлорофилла (Хл) соответствует наблюдаемой мезомасштабной динамике вод: в самой струе и к югу от нее Хл ниже 0.3 мг/л, к северу превышает 1 мг/л.

Цветения кокколитофорид в Баренцевом море



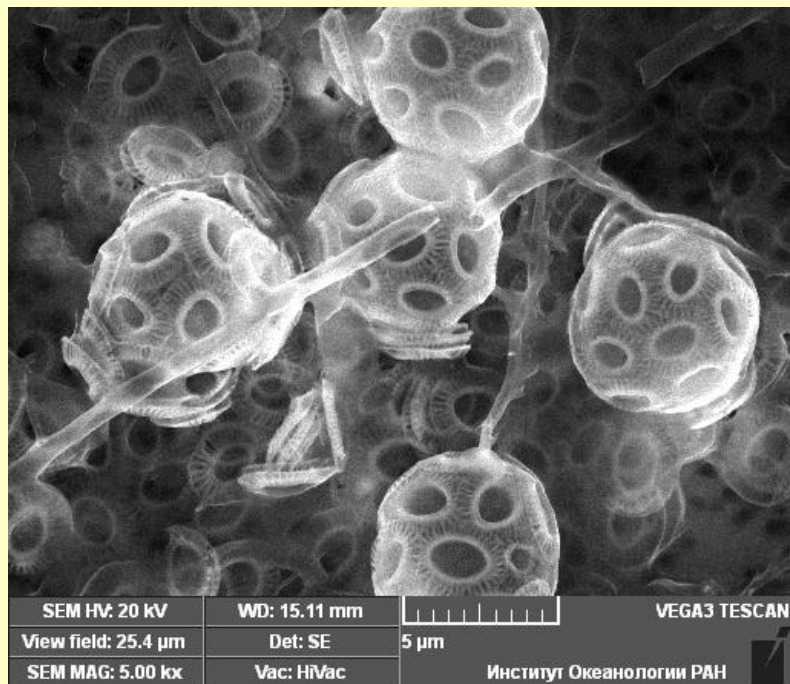
Примеры кокколитофоридных цветений в Баренцевом море в разные годы



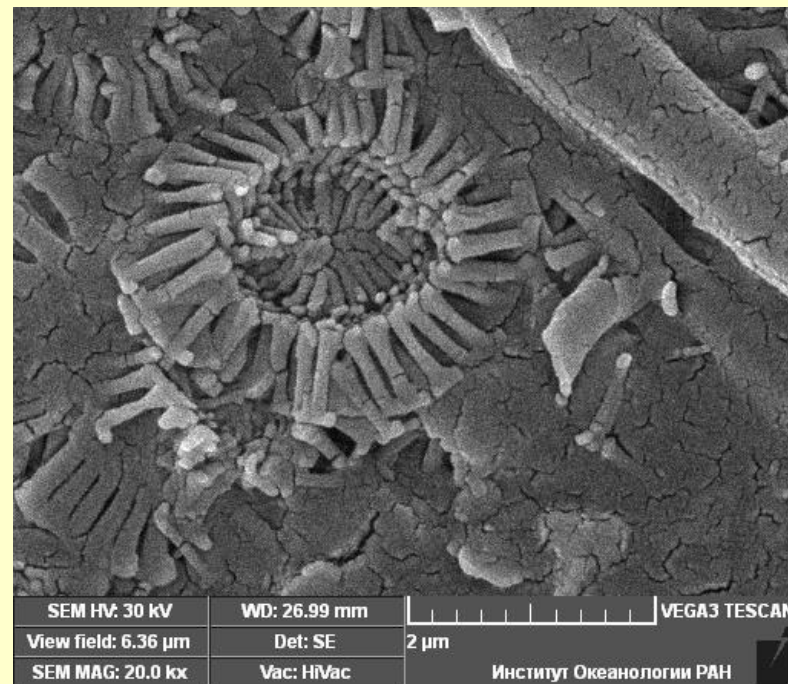
Межгодовые изменения среднемесячных площадей кокколитофоридных цветений в Баренцевом море в июле, августе и сентябре 1998-2013 гг.

Спасибо за внимание!

Кокколитофориды



А



Б

Черноморские кокколитофориды *Emiliana huxleyi*

А – клетки кокколитофорид, покрытые кокколитами;

Б – отделившиеся кокколиты.

Регрессионные алгоритмы

Для определения концентрации хлорофилла использовались регрессионные алгоритмы, разработанные на основе данных натурных измерений. По этим данным были рассчитаны уравнения 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.

Трёхслойная оптическая модель атмосферы

озон: $\tau_{02} = k_{02} \cdot \mu; \quad \omega_{02} = 0$

Релеевская атмосфера:

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

аэрозольная атмосфера:

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

поверхность

Рэлеевская атмосфера

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

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

$\tau_R(\lambda)$	λ
-------------------	-----------

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.

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

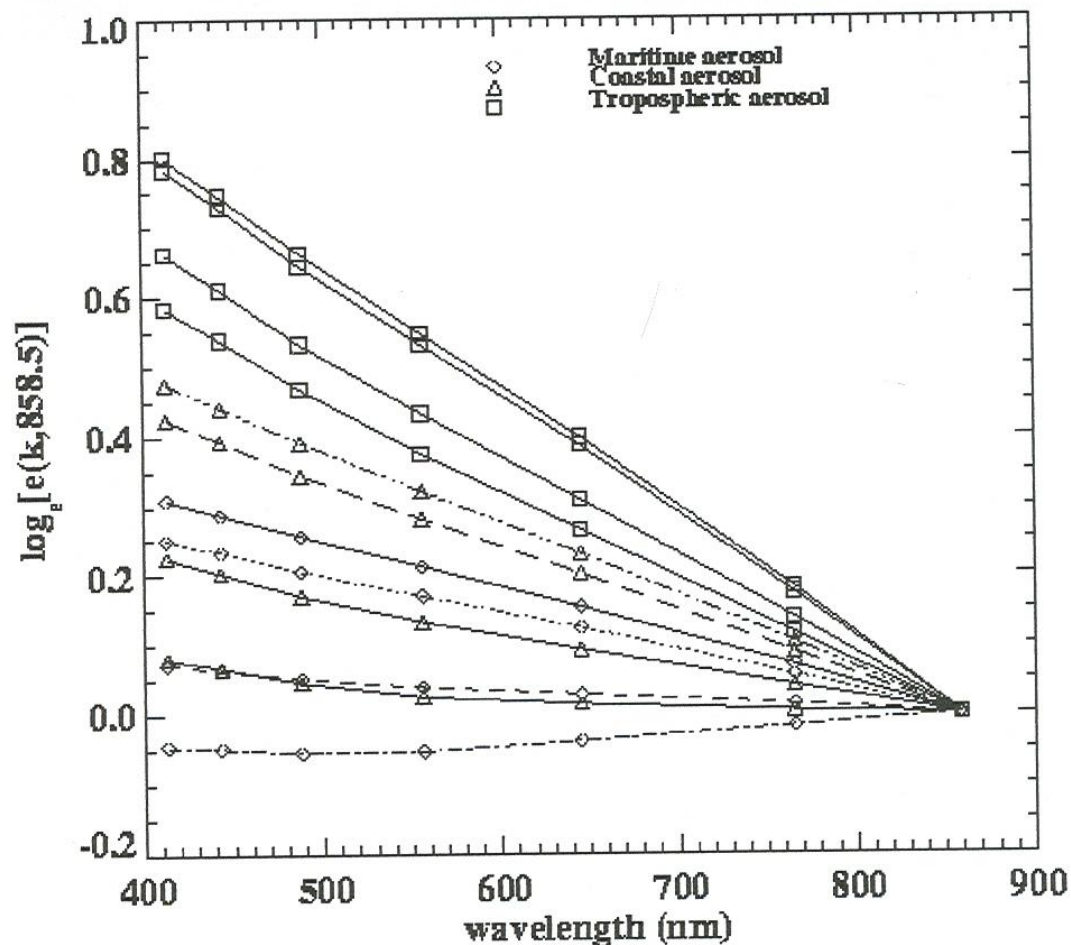


Figure 7c. Values of $\epsilon(\lambda, \lambda_{858})$ for nadir viewing with $\theta_0=60^\circ$ for the maritime, coastal, and tropospheric aerosol models. For each model, the relative humidity values are 50, 70, 90, and 99% from the top to the bottom curves.

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/см²/мкм/ср.

λ_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

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 (θ_0, ϕ_0) , и направлением наблюдения (θ, ϕ) :

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

σ^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 ω , который определяется углами (θ_0, ϕ_0) и (θ, ϕ) .

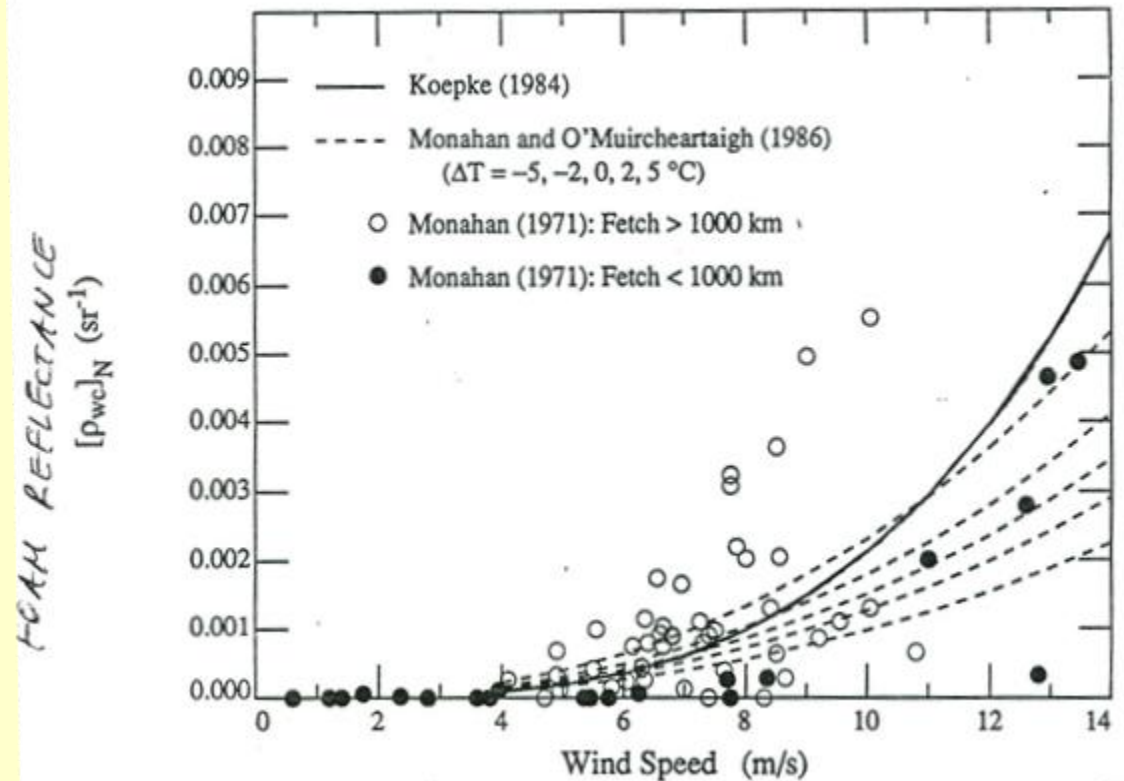
$$r_f = r_0 \cdot f(\lambda) ; \quad p_f(w) = r_0 \cdot f(\lambda) \cdot A(w).$$

$$r_0 = 0.22 \pm 0.11 \quad (\text{Koepke, 1984}) ;$$

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

$$A \simeq 2.95 \cdot 10^{-6} \cdot W^{3.52}, \quad W - \text{m/s}.$$

Отражение пеной



Спектральная зависимость отражения пеной

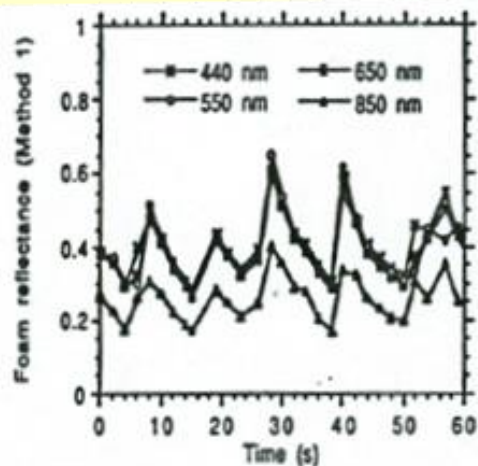
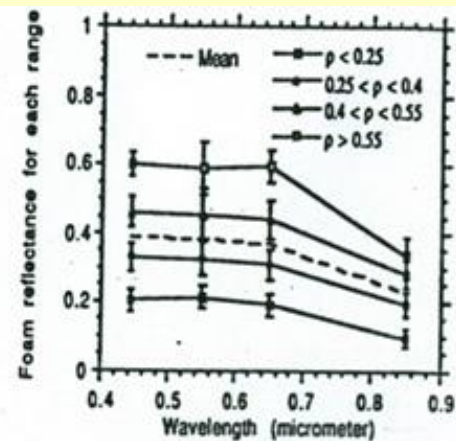


Figure 2: Derived foam reflectances: a) Time series of the foam reflectance derived from the MIR measurements of Fig. 1 at 0.44, 0.55, 0.65, and 0.85 μm , using Method 1.



b)

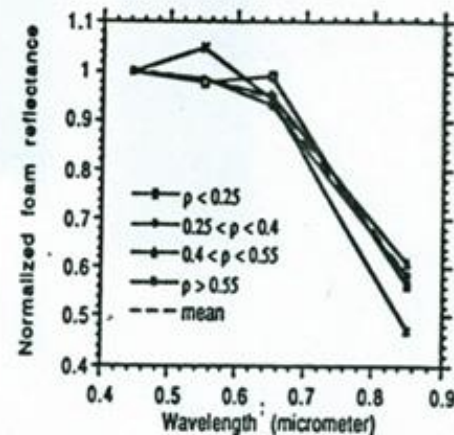


Figure 3: Spectral reflectances from MIR, split in 4 ranges according to their values at 0.44 μm . — Range 1: $p_f < 0.25$ — Range 2: $0.25 < p_f < 0.4$ — Range 3: $0.4 < p_f < 0.55$ — Range 4: $0.55 < p_f$: a) Means and standard deviations of each range of reflectance. - b) Spectral dependences normalized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

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 θ_0, φ_0 и наблюдения θ, φ .

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 τ - 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

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

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

ω_i — single scattering albedo;

f_i — forward scattering probability.

Ozone and gaseous components:

$$\omega_i = 0;$$

Rayleigh atmosphere: $\omega_R = 1$; $f_R = 1/2$;

Aerosol atmosphere: ω_a, f_a .

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.

Трудности решения обратной задачи:

Условия практической разрешимости обратной задачи:

- существование решения;
- однозначность;
- устойчивость.

Пример неустойчивости:

$$\begin{cases} x - (1 + 10^{-m}) \cdot y = a \\ x - y = b \end{cases}$$

$$\Delta = 10^{-m} \neq 0.$$

Для решения некорректных (неустойчивых) обратных задач необходимо привлечение дополнительной информации о решении

- **регуляризация.**

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.

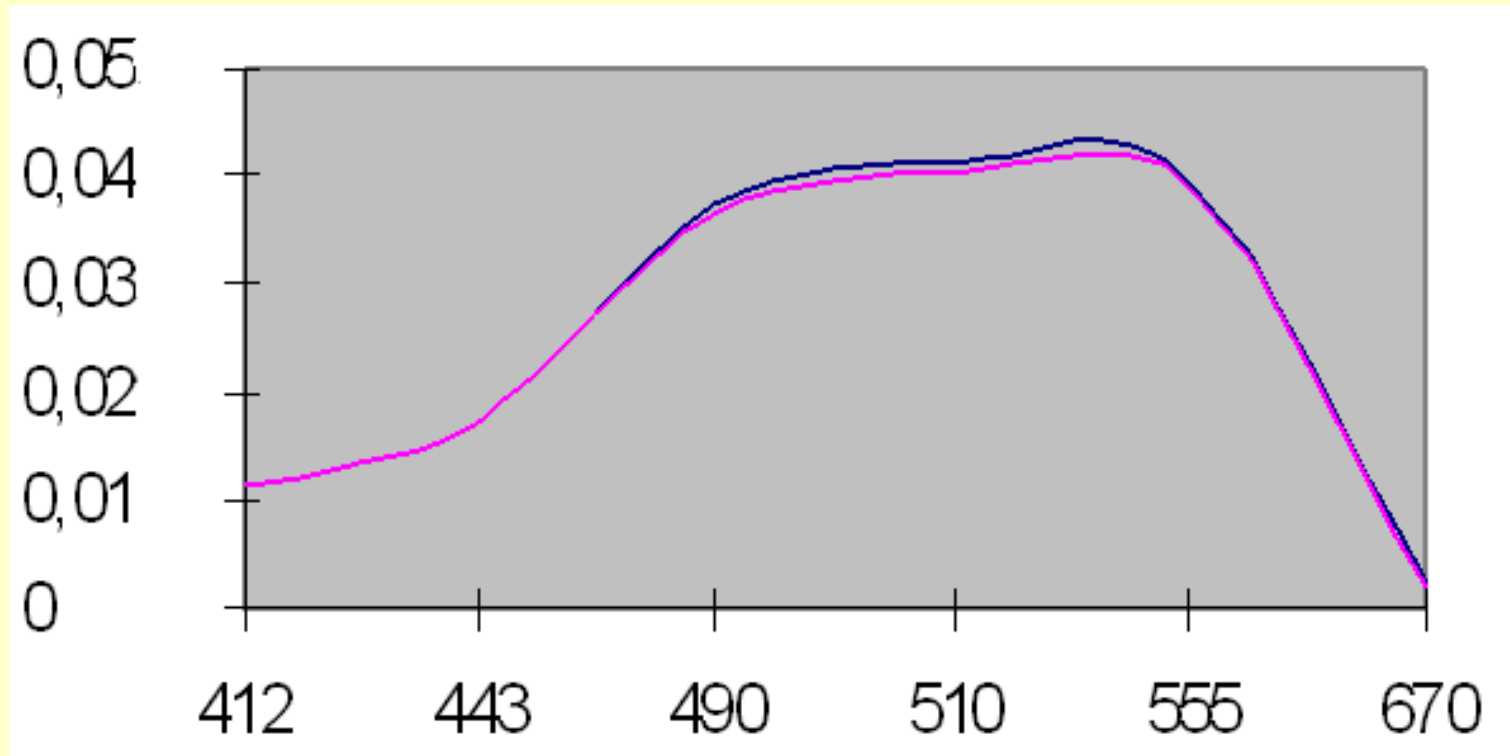
Для мелководья:

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

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

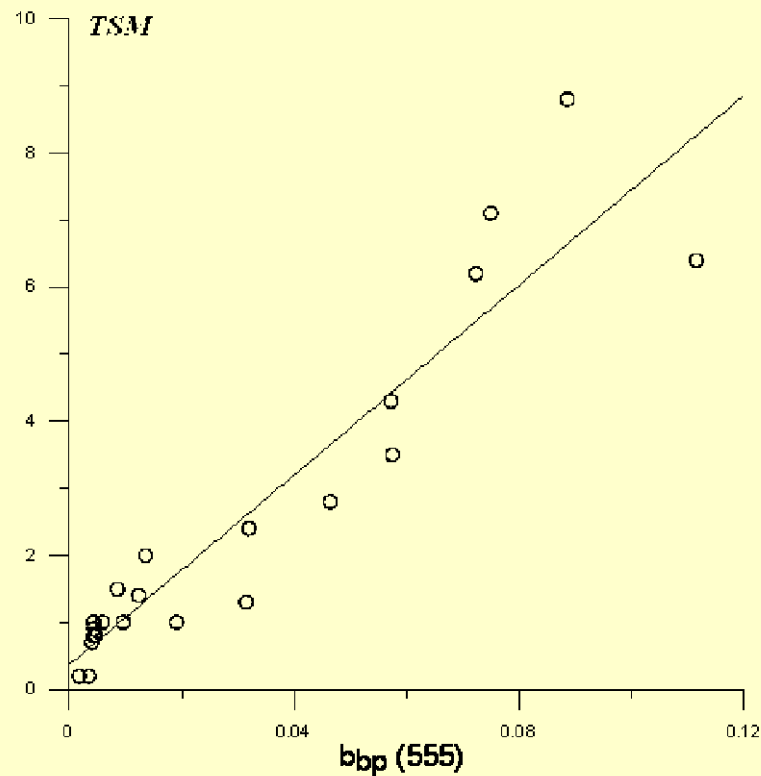
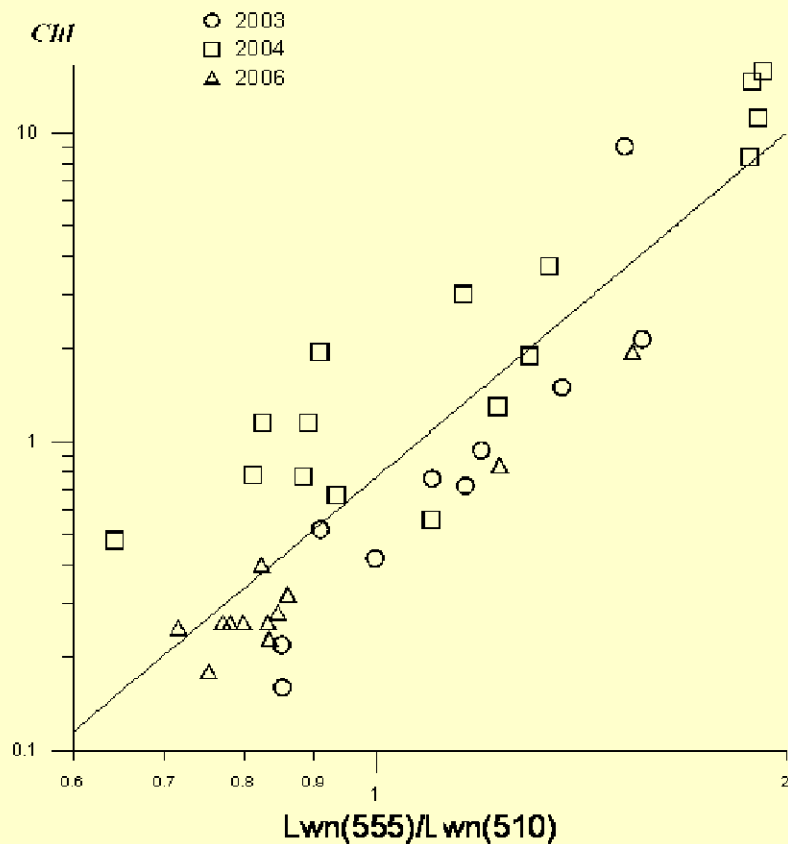
$\rho_B(\lambda)$ – спектральный коэффициент отражения ото дна.

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 альбедо 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



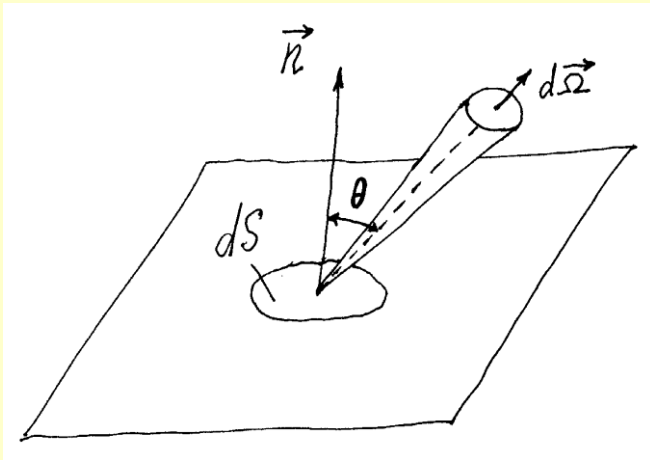
Уравнения регрессии для расчета концентрации хлорофилла (слева) и взвеси (справа) для северной половины Каспийского моря, выведенные на основе данных натурных измерений с коррекцией на отражение от дна на мелководье.

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⁻²]

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



Яркость $L(r, \theta, \varphi)$ зависит от положения рассматриваемой точки и направления, которое определяется зенитным θ и азимутальным φ 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.

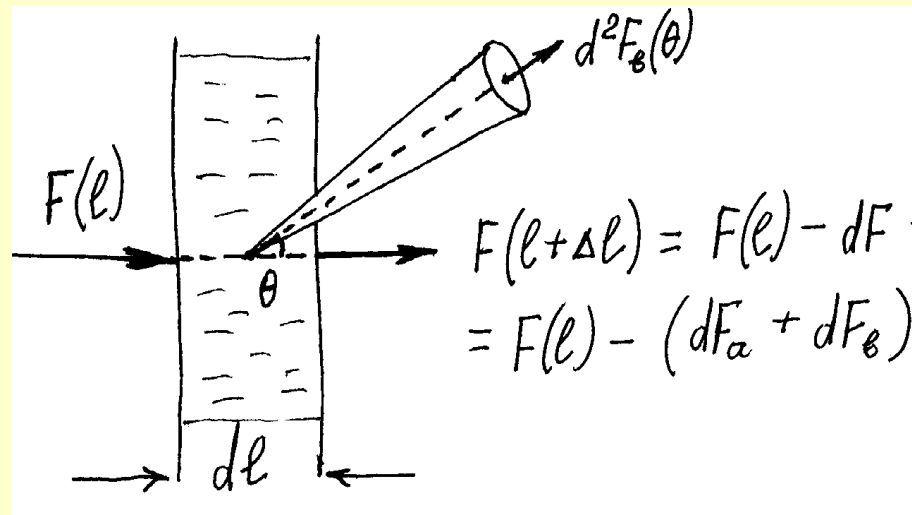
Яркость – основная характеристика, которая полностью (если не учитывать поляризацию) описывает распространение светового излучения («световое поле»), поскольку позволяет рассчитать все другие фотометрические величины.

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):

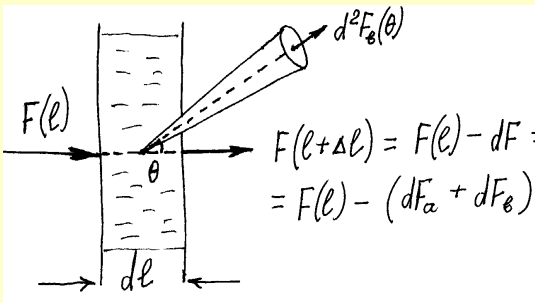
$$b_b = 2\pi \int_{\pi/2}^{\pi} \beta(\theta) \sin\theta \, d\theta; \quad [M^{-1}]; \quad /$$

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):

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



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

τ - 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 λ :

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

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

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