

# Разработка региональных алгоритмов атмосферной коррекции данных спутниковых сканеров цвета

О.В. Копелевич, В.И. Буренков, С.В. Шеберстов, О.В. Прохоренко

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН  
117997 Москва, Нахимовский проспект, 36  
E-mail: [oleg@ocean.ru](mailto:oleg@ocean.ru)*

Разработан и практически реализован для вод северной половины Каспийского моря новый региональный подход к решению задачи атмосферной коррекции данных спутниковых сканеров цвета. Подход основан на одновременном определении вклада аэрозольного рассеяния и яркости излучения, вышедшего из водной толщи, используя представление спектральных зависимостей вышеуказанных величин в виде линейных комбинаций базисных функций, вследствие чего задача сводится к определению нескольких неизвестных коэффициентов разложения. Системы базисных функций для коэффициента яркости моря рассчитаны для «мелководной» и «глубоководной» выборок данных натуральных измерений, выполненных в экспедициях ИОРАН; система базисных функций для мелководья учитывает вклад отражения от дна. Даны примеры применения разработанного алгоритма в сравнении с данными натуральных измерений и результатами, получающимися при использовании стандартного алгоритма атмосферной коррекции.

**Ключевые слова:** спутниковый сканер цвета, атмосферная коррекция, базисные функции, верификация, отражение от дна.

## Введение

Учет региональной специфики при создании алгоритмов обработки данных спутниковых сканеров цвета необходим не только для биооптических алгоритмов [1], но и для алгоритмов атмосферной коррекции. В настоящей работе описывается региональный подход к решению задачи атмосферной коррекции, основанный на совместном использовании данных как спутниковых, так и натуральных измерений и учитывающий специфические особенности рассматриваемого региона. Подход практически реализован для северной половины Каспийского моря.

Как и ранее, подход основан на одновременном определении вклада аэрозольного рассеяния и яркости излучения, вышедшего из водной толщи, используя представление спектральных зависимостей вышеуказанных величин в виде линейных комбинаций базисных функций, вследствие чего задача сводится к определению нескольких неизвестных коэффициентов разложения [2]. Учет региональной специфики заключался в следующем:

- по спутниковым данным оценивалась статистическая однородность рассматриваемой акватории с целью определения региона, для которого можно использовать разработанный алгоритм;
- по данным натуральных измерений, выполненных в экспедициях ИОРАН, рассчитывались системы базисных функций для коэффициента яркости моря. Эти системы рассчитаны отдельно для «мелководной» и «глубоководной» выборок данных; система базисных функций для мелководья учитывает вклад отражения от дна.

Даны примеры применения разработанного алгоритма в сравнении с данными натуральных измерений и результатами, получающимися при использовании стандартного алгоритма атмосферной коррекции.

## Статистический анализ спутниковых данных

### Исходные данные и анализируемые характеристики

Для анализа использовались данные спутникового сканера цвета SeaWiFS (<http://seadas.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/>) за 2006 и 2007 гг. в период с июня по октябрь для трех точек в северной половине Каспийского моря. Выбор северной половины Каспийского моря определялся тем, что для этого района мы располагали данными судовых измерений, полученными в экспедициях 2003, 2004 и 2006 гг. Биооптические характеристики в районе исследований изменялись в широких пределах: глубина видимости белого диска  $Z_b$  - от 2 до 12 м, показатель ослабления света  $c(530)$  для длины волны 530 нм - от 0.37 до 5.7  $\text{м}^{-1}$ , концентрация хлорофилла «а»  $Chl$  - от 0.18 до 11.2  $\text{мг}\cdot\text{м}^{-3}$ .

Точки выбирались исходя из двух соображений: во-первых, они значительно отличались друг от друга по своим характеристикам, во-вторых, для них были выполнены станции, одновременные со спутниковыми измерениями. Первая точка – мелководье (глубина  $\approx 7$  м), вторая – вблизи границы между Северным и Средним Каспием (глубина  $\approx 25$  м), третья – в Среднем Каспии (глубина  $\approx 60$  м).

Для указанных точек были отобраны данные SeaWiFS, для которых углы наблюдения не превышали  $45^\circ$ , а область вокруг рассматриваемой точки была свободна от облаков в радиусе не менее 12 км от этой точки. В качестве стандартного продукта обработки данных сканера цвета SeaWiFS выдаются значения так называемой «нормализованной яркости»  $L_{WN}(\lambda)$  [3]. Однако вместо яркости  $L$  удобно рассматривать коэффициент яркости  $\rho$  [4]:

$$\rho = \pi L / F_o \cos \theta_o, \quad (1)$$

где  $F_o \cdot \cos \theta_o$  – облученность, создаваемая солнечным излучением на верхней границе атмосферы.

В предположении суперпозиции вкладов, формирующих яркость восходящего излучения на верхней границе атмосферы, можно написать:

$$\rho_t(\lambda_i) = \rho_r(\lambda_i) + \rho_a(\lambda_i) + T(\lambda_i) \rho_g(\lambda_i) + t(\lambda_i) \rho_{wc}(\lambda_i) + t(\lambda_i) \rho_w(\lambda_i); \quad (2)$$

где  $\rho_r(\lambda_i)$ ,  $\rho_a(\lambda_i)$ ,  $\rho_g(\lambda_i)$ ,  $\rho_{wc}(\lambda_i)$  и  $\rho_w(\lambda_i)$  – коэффициенты яркости, во-первых, на верхней границе атмосферы, а далее обусловленные, соответственно, рэлеевским рассеянием, многократным рассеянием аэрозолем и взаимодействием рэлеевского и аэрозольного рассеяния, солнечными бликами, диффузным отражением пеной, излучением, вышедшим из водной толщи;  $T(\lambda_i)$  и  $t(\lambda_i)$  – направленное и диффузное пропускание излучения атмосферой на пути от поверхности моря до спутникового датчика.

Натурные измерения коэффициента яркости выполнялись посредством плавающего спектро радиометра [5], по данным которого рассчитывались значения коэффициента яркости водной толщи под поверхностью моря  $\rho(\lambda, \theta)$ :

$$\rho(\lambda, \theta) = \pi L_u(\lambda, \theta) / E_d(\lambda, \theta), \quad (3)$$

где  $L_u(\lambda, \theta)$  – спектральная яркость восходящего излучения (которая измерялась в надир),  $E_d(\lambda, \theta)$  – спектральная облученность, создаваемая нисходящим потоком излучения (обе непосредственно под поверхностью моря).

Нормализованная яркость  $L_{WN}(\lambda)$ , рассчитываемая по спутниковым данным, связана со спектральным коэффициентом яркости водной толщи  $\rho(\lambda)$  формулой [6]:

$$L_{WN}(\lambda) = F_o(\lambda) 0.165 \rho(\lambda) / (1 - 0.497 \rho(\lambda)), \quad (4)$$

здесь  $\rho(\lambda) = \rho(\lambda, \theta)$  (такое обозначение мы сохраним и далее).

Можно показать, что величина  $\rho(\lambda, \theta)$ , измеряемая непосредственно под поверхностью моря, примерно вдвое больше, чем  $\rho_w$ , которая измеряется непосредственно над поверхностью моря.

Для каждого отобранного изображения SeaWiFS с помощью программного обеспечения SeaDAS [http://seadas.gsfc.nasa.gov] рассчитывались значения  $(\rho_t - \rho_r)$ ,  $\rho_a$  и  $\rho_w$  для 8 спектральных каналов сканера SeaWiFS (412, 443, 490, 510, 555, 670, 765 и 865 нм). Затем для каждой из выборок данных  $(\rho_t - \rho_r)$ ,  $\rho_a$  и  $\rho_w$  за 2006 и 2007 гг. рассчитывались средние спектральные величины, среднеквадратические отклонения, ковариационные и корреляционные матрицы, собственные числа и собственные векторы ковариационных матриц, факторные нагрузки. Поскольку заметных отличий между годами обнаружено не было, данные объединены в общие массивы за 2006-2007 гг. для каждой из трех точек.

### Анализ статистической однородности рассматриваемой акватории

У сканера SeaWiFS плоскость сканирования может отклоняться от солнечных бликов в пределах  $\pm 20^\circ$ , благодаря чему вклад последних в суммарную яркость  $\rho_t(\lambda_i)$  обычно невелик; при нормальных условиях наблюдения также невелик и вклад диффузного отражения пенной. Приблизительно можно считать, что изменчивость  $(\rho_t - \rho_r)$  обусловлена в основном изменчивостью  $\rho_a$  и  $\rho_w$ . Анализ временных зависимостей обнаружил существенное различие их вкладов в  $(\rho_t - \rho_r)$  для мелководной точки 1 и условно глубоководных точек 2 и 3. Для точки 1 преобладающий вклад в суммарную яркость  $(\rho_t - \rho_r)$  вносит яркость водной толщи  $\rho_w$ ; здесь наблюдается существенное одновременное возрастание и  $\rho_w$  и  $(\rho_t - \rho_r)$  в осенний период, что может быть связано как с штормовыми условиями, вызывающими взмучивание донных осадков, так и с проникновением в этот район более мутных волжских вод.

Для точек 2 и 3 ситуация противоположная – преобладает вклад атмосферной дымки. Временное распределение  $\rho_w$  достаточно однородно, а изменчивость  $(\rho_t - \rho_r)$  связана главным образом с изменчивостью  $\rho_a$ . Для этой величины время от времени наблюдаются ярко выраженные пики, что может быть обусловлено периодическим выносом пыли из пустынь Средней Азии.

Особенности наблюдаемых временных зависимостей отражаются в статистических характеристиках анализируемых параметров. На рисунке 1 видно, что средние спектральные величины  $(\rho_t - \rho_r)$  для точек 2 и 3 практически совпадают друг с другом и резко отличны от точки 1, тогда как средние спектральные величины  $\rho_a(\lambda_i)$  близки для всех трех выбранных точек. То же самое наблюдается для зависимости  $\rho_a(\lambda_i)$  по другим статистическим характеристикам.

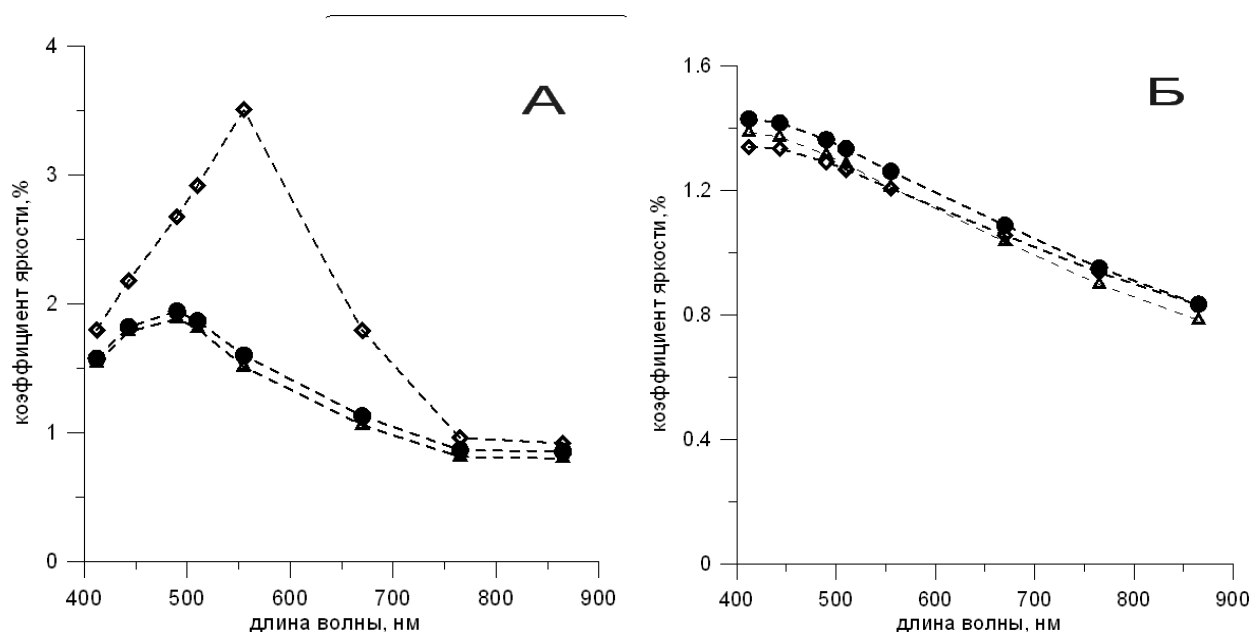


Рис. 1. Средние спектральные величины  $(\rho_t - \rho_r)$  (А) и  $\rho_a$  (Б) по спутниковым данным. Ромбы – точка 1, кружочки – точка 2, треугольники – точка 3

Полученные результаты позволяют сделать вывод о статистической однородности поля атмосферного аэрозоля для всей рассматриваемой акватории и о статистической однородности поля коэффициента яркости вышедшего из воды излучения районов вблизи точек 2 и 3.

Анализ ковариационных матриц и их собственных значений (равный вклад соответствующего собственного вектора в суммарную дисперсию [7]) показывает, что для всех рассматриваемых величин ( $\rho_t - \rho_r$ ),  $\rho_a$  и  $\rho_w$  вклад первого собственного вектора ковариационной матрицы значительно преобладает над остальными. Особенно он велик для  $\rho_a$  - 97.5–98.5% от суммарной дисперсии. Для  $\rho_w$  он составляет 87-97%, для ( $\rho_t - \rho_r$ ) - 94-95.5%.

Для  $\rho_a$  суммарные дисперсии примерно одинаковы для всех трех точек ( $2.7, 2.3$  и  $2.2 \cdot 10^{-4}$ ), тогда как для  $\rho_t - \rho_r$  суммарная дисперсия для точки 1 примерно в 5 раз больше, чем для точек 2 и 3 ( $10.8$  и  $\sim 2.2 \cdot 10^{-4}$ ), а для  $\rho_w$  различие составляет 20-40 раз ( $11.5$  и  $0.3-0.5 \cdot 10^{-4}$ ).

Для точки 1 среднее значение  $\rho_w$  для длины волны 765 нм составляет по всем данным  $1.5 \cdot 10^{-3}$ , а в отдельные дни достигает  $6 \cdot 10^{-3}$ , т.е. не является пренебрежимо малым (таковым мы считаем значения  $\rho_w$  меньше 0.001). Таким образом предположение о том, что океан является «черным» для ИК-каналов, для точки 1 не соответствует действительности.

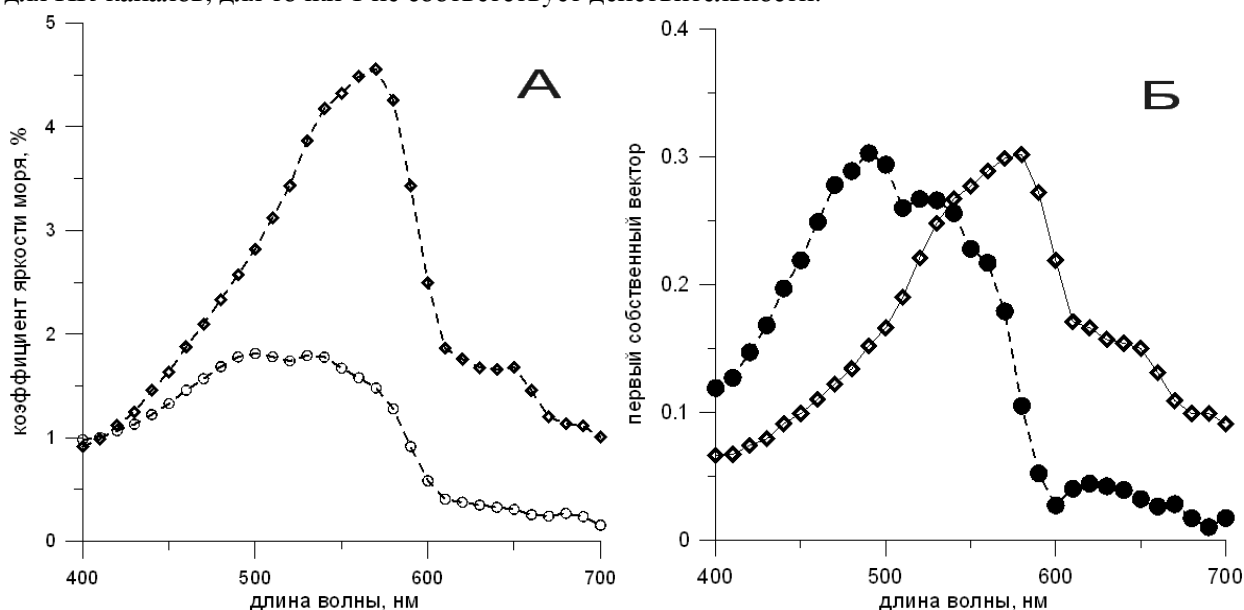


Рис. 2. Средние спектральные зависимости коэффициента яркости выходящего из воды излучения (А) и первого собственного вектора ковариационной матрицы (Б) по данным судовых измерений за 2003-2006 гг.: ромбы – данные для мелководных станций с глубинами < 13 м, кружки – данные для глубоководных станций

Собственные значения не полностью характеризуют роль различных факторов в изменчивости исследуемых зависимостей, поскольку какой-то фактор, дающий малый процентный вклад в суммарную дисперсию, может проявлять себя ощутимым образом для одной или нескольких длин волн. Исследование спектральной зависимости факторной нагрузки  $f_k(\lambda_i)$  для  $k$ -го фактора показало, что определяемые по спутниковым данным спектральные величины ( $\rho_t - \rho_r$ ) содержат информацию об изменчивости трех независимых факторов только для точки 1, а для точек 2 и 3 – лишь двух факторов.

Построение региональных алгоритмов возможно только на основе данных проведенных натурных измерений. Статистическая обработка данных судовых экспедиций ИОРАН в Каспийском море выполнялась аналогично обработке данных спутниковых измерений. Массив данных судовых измерений был условно разделен на мелководную (с глубинами меньше 13м, 17 точек) и глубоководную (20 точек) выборки.

На рисунке 2 показаны средние спектральные зависимости коэффициента яркости и первый собственный вектор ковариационной матрицы для выходящего из воды излучения, рассчитанные по данным судовых измерений за 2003-2006 гг.

Статистические характеристики судовых и спутниковых наблюдений (с учетом различия в специфике измерений и в спектральных диапазонах, для которых рассчитывались статистические характеристики) достаточно хорошо согласуются. В частности, хорошо проявляются отличия между спектральными зависимостями средних значений  $\rho$  для мелководных и глубоководных районов.

## **Региональные алгоритмы атмосферной коррекции для северной половины Каспийского моря**

### *Системы базисных функций для «мелководной» и «глубоководной» выборок данных*

Алгоритм атмосферной коррекции ИОРАН [2] основан на одновременном определении аэрозольного вклада  $\rho_a(\lambda)$  и искомого спектрального коэффициента яркости моря  $\rho_w(\lambda)$  по измеренным значениям коэффициента яркости  $\rho_t(\lambda)$  восходящего излучения на верхней границе атмосферы в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах. Если учтены вклады солнечных бликов и пены, то задача атмосферной коррекции сводится к тому, чтобы разделить вклады аэрозоля и воды, используя различия их спектральных зависимостей. В алгоритме ИОРАН используется параметризация спектральных функций  $\rho_a(\lambda)$  и  $\rho_w(\lambda)$  посредством нескольких базисных функций. При таком подходе проблема сводится к нахождению весовых коэффициентов при вышеупомянутых базисных функциях, исходя из наилучшего соответствия измеренных и рассчитанных спектральных значений  $\rho_t(\lambda)$ .

Как было показано выше, системы базисных функций для спектрального коэффициента яркости излучения, выходящего из водной толщи, существенно различны для «мелководной» и «глубоководной» выборок данных. Поскольку расчеты проводились по данным натурных измерений, система базисных функций для мелководья учитывает вклад отражения от дна.

Измерения коэффициента яркости  $\rho(\lambda)$  для вод Каспийского моря проводились в спектральном диапазоне 400-700нм, однако для реализации алгоритма атмосферной коррекции необходимы также данные для длинноволновых каналов. Поэтому выполнялась экстраполяция данных измерений коэффициента яркости на эти каналы.

Использовалась следующая методика. По данным натурных измерений коэффициента яркости методом нелинейной оптимизации определялись значения биооптических параметров (концентрации хлорофилла, поглощения растворенной органикой  $a_g$  и показателя обратного рассеяния взвесью  $b_{bp}$ ) в видимом диапазоне спектра. Для экстраполяции на длинноволновые каналы использовались только значения  $b_{bp}$ , поскольку поглощение фитопланктоном и растворенной органикой в длинноволновых каналах пренебрежимо мало по сравнению с поглощением чистой водой. Для экстраполяции значений  $b_{bp}$  использовалась спектральная зависимость  $\lambda^{-0.5}$ , что в целом соответствует данным для достаточно мутных вод Каспийского моря. Для расчетов значений коэффициента яркости использовалась формула [8]:

$$\rho(\lambda) = 0.29 (b_{bp} + b_{bw})/a_w, (5)$$

где  $a_w$  и  $b_{bw}$  – известные значения показателя поглощения и рассеяния назад чистой водой.

Далее статистические расчеты выполнялись с использованием стандартных программных продуктов.

Рассчитанные таким образом «мелководная» и «глубоководная» системы базисных функций представлены в Таблице 1. Трех собственных функций  $\Psi_1(\lambda)$ ,  $\Psi_2(\lambda)$  и  $\Psi_3(\lambda)$  во всех случаях вполне достаточно для аппроксимации коэффициента яркости  $\rho(\lambda)$ , а для «глубоководных» районов обычно достаточно и двух.

Таблица 1. «Мелководная» и «глубоководная» системы базисных функций для северной половины Каспийского моря ( $\langle \rho(\lambda) \rangle \cdot 10^2$ ) - средние значения,  $\Psi_1(\lambda)$ ,  $\Psi_2(\lambda)$  и  $\Psi_3(\lambda)$  – первый, второй и третий собственные векторы ковариационных матриц

$\lambda$ , нм	«Мелководная» система базисных функций				«Глубоководная» система базисных функций			
	$\langle \rho(\lambda) \rangle$	$\Psi_1(\lambda)$	$\Psi_2(\lambda)$	$\Psi_3(\lambda)$	$\langle \rho(\lambda) \rangle$	$\Psi_1(\lambda)$	$\Psi_2(\lambda)$	$\Psi_3(\lambda)$
412	1,01	0,193	-0,285	0,647	1,02	0,26	-0,55	0,556
443	1,511	0,257	-0,304	0,257	1,255	0,402	-0,416	0,101
490	2,574	0,412	-0,443	-0,016	1,778	0,597	-0,113	-0,473
510	3,122	0,492	-0,226	-0,21	1,785	0,501	0,198	-0,214
555	4,405	0,66	0,473	-0,235	1,626	0,402	0,685	0,458
670	1,201	0,217	0,571	0,594	0,245	0,043	0,049	0,441
765	0,228	0,039	0,118	0,095	0,042	0,012	0,018	0,068
865	0,127	0,022	0,066	0,053	0,024	0,006	0,01	0,038

Тестирование, выполненное на спектральных коэффициентах яркости, измеренных в 2008 г. на мелководных и глубоководных станциях в северной половине Каспийского моря, показало вполне удовлетворительную точность аппроксимации с помощью рассчитанных систем базовых функций (спектры, измеренные в 2008 г., не входили в выборки данных, по которым рассчитывались системы базовых функций).

#### Система базисных функций для аэрозольной яркости

Для коэффициента аэрозольной яркости  $\rho_a(\lambda_i)$  используется следующая двухпараметрическая модель:

$$\rho_a(\lambda_i) = c_{af} \rho_{af}(\lambda_i) + c_{ac} \rho_{ac}(\lambda_i), \quad (6)$$

где  $\rho_{af}(\lambda_i)$  и  $\rho_{ac}(\lambda_i)$  – базисные функции, соответствующие удельным коэффициентам мелкой (“fine”) и крупной (“coarse”) фракциям аэрозоля,  $c_{af}$  и  $c_{ac}$  – весовые коэффициенты.

Модель разработана на основе данных AERONET и верифицирована по данным SeaWiFS [2]. Величины  $\rho_{af}(\lambda_i)$  и  $\rho_{ac}(\lambda_i)$  для различных геометрий наблюдения рассчитаны точным методом и представлены в виде таблиц (так называемых «look-up-tables»).

Проводилась непосредственная оценка применимости разложения (6) к аэрозольной яркости  $L_a(\lambda_i)$  для северной половины Каспийского моря, рассчитанной как разность между суммарной яркостью на верхней границе атмосферы  $L_t(\lambda_i)$ , измеряемой спутниковым датчиком, и ее «не аэрозольными» компонентами. Яркости  $L_r(\lambda_i)$ ,  $L_g(\lambda_i)$ ,  $L_{wc}(\lambda_i)$  рассчитывались с использованием программного обеспечения SeaDAS [<http://seadas.gsfc.nasa.gov>]; яркость  $L_w(\lambda_i)$  рассчитывалась через нормализованную яркость  $L_{WN}(\lambda_i)$ , определяемую по данным судовых измерений посредством формулы (4). Оказалось, что модель хорошо аппроксимирует рассчитанные спектры аэрозольной яркости как для мелководных, так и глубоководных станций. При разложении  $\rho_a(\lambda)$  с помощью (6) составляющие модели оставались практически неизменными для всех трех точек, что подтверждает статистическую однородность атмосферного аэрозоля для всей рассматриваемой акватории, которая отмечалась выше.

## Применение нового алгоритма

Основное отличие нового алгоритма атмосферной коррекции от алгоритмов, разработанных ранее, заключается в использовании региональных систем базисных функций, основанных на данных натурных измерений и различных для «мелководных» и «глубоководных» районов. Примеры применения нового алгоритма для северной половины Каспийского моря приведены на рисунке 3.

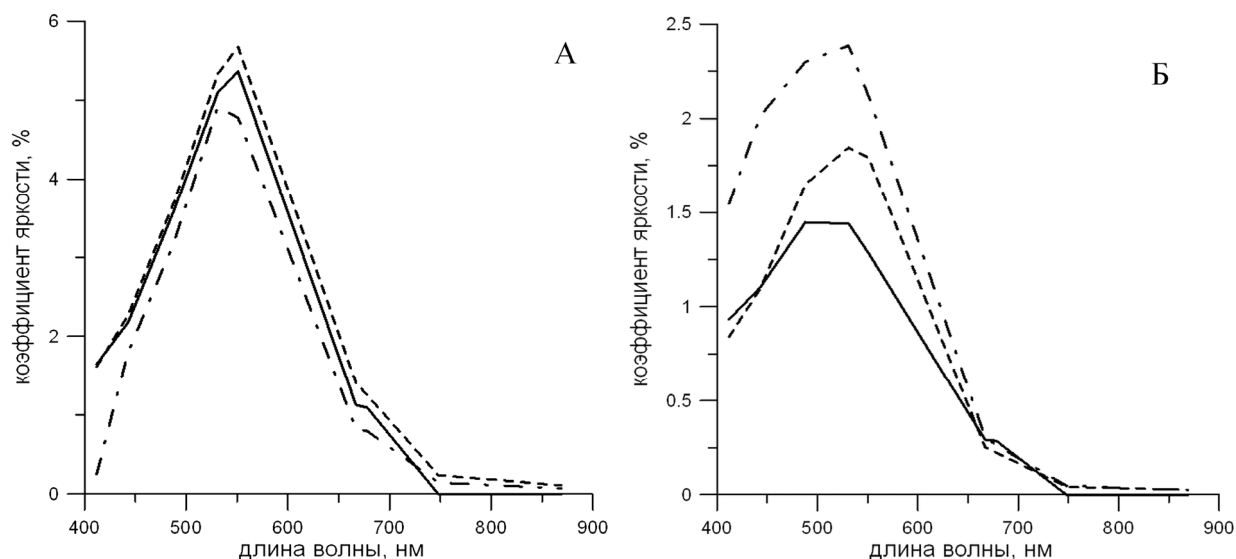


Рис. 3. Сравнение результатов атмосферной коррекции с данными измерений *in situ* в северной половине Каспийского моря. Сплошные кривые - измерения *in situ*; штрихпунктирные – алгоритм SeaDAS; штриховые – наш алгоритм. А – ст. 27, 3 августа 2008 г., глубина 6,5 м. Б – ст.5, июль 2008 г., глубина 33 м

Видно, что новый алгоритм дает гораздо лучшие результаты, чем стандартный алгоритм SeaDAS, особенно в коротковолновой части спектра. Для мелководных станций результаты атмосферной коррекции лучше, чем для глубоководных: например, для мелководной ст.27 максимальное отклонение равно  $3.2 \cdot 10^{-3}$ , тогда как для глубоководной ст.5 -  $5.1 \cdot 10^{-3}$ . Причина больших различий для глубоководных станций, по-видимому, в том, что для этих станций излучение, выходящее из-под воды, вносит существенно меньший вклад в яркость, измеряемую спутниковым датчиком, чем для мелководных станций.

В большинстве случаев наибольший эффект использования нового алгоритма проявляется для коротковолновых каналов 412 и 443 нм, тогда как для каналов 510 и 555 нм различия между результатами атмосферной коррекции посредством нового и стандартного алгоритма SeaDAS малозаметны (Рисунок 4). Как видно из рисунка, стандартный алгоритм для каналов 412 и 443 нм дает даже отрицательные значения яркости (темно-коричневый цвет на рисунке 4 Б).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 07-05-00799а и Программы фундаментальных исследований №17 Президиума РАН.

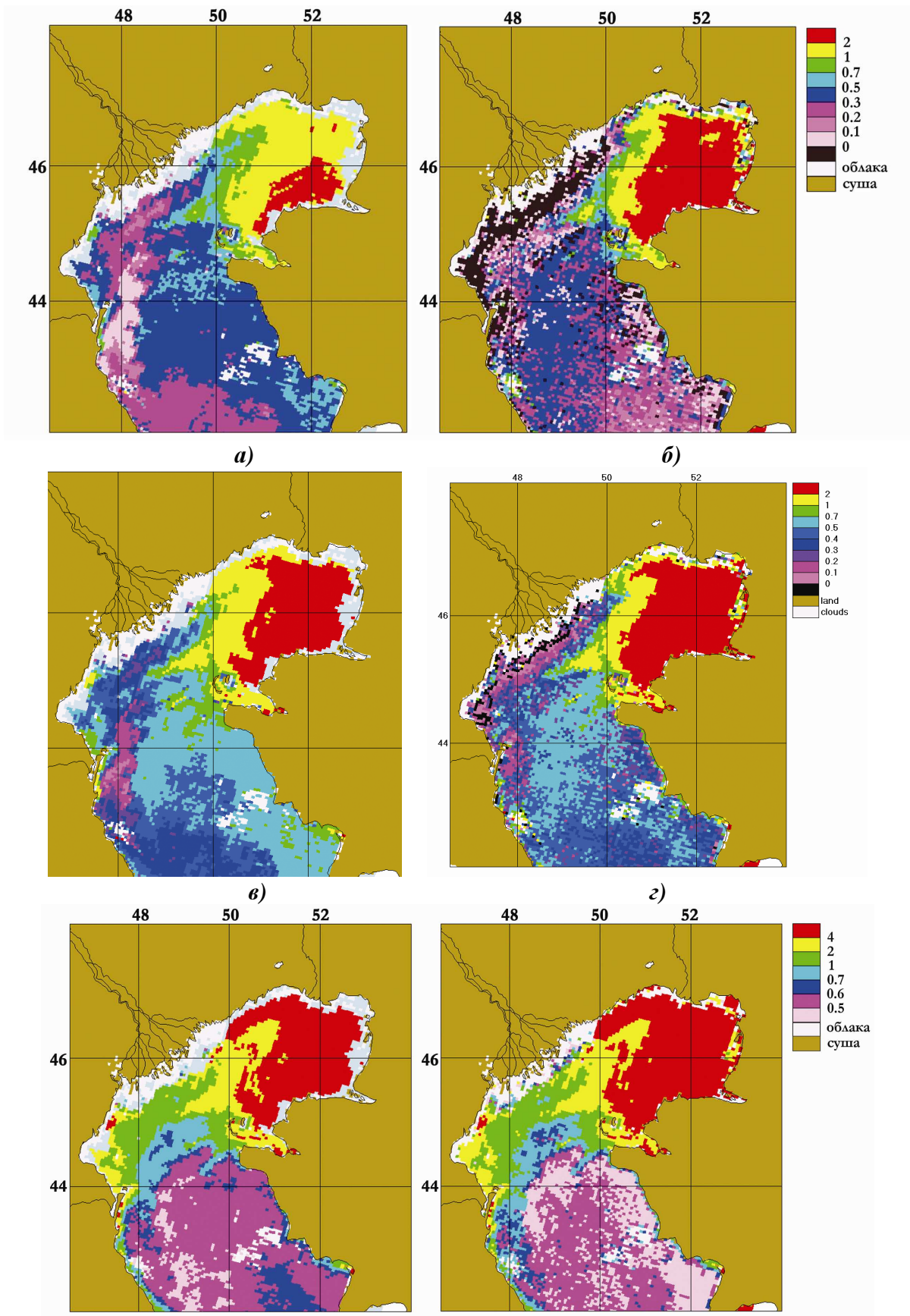


Рис. 4. Распределения коэффициента яркости излучения, выходящего из воды, рассчитанные по данным сканера цвета SeaWiFS 1 августа 2008 г. для каналов 412 нм (А, Б), 443 (В, Г) и 555 нм (Д, Е) посредством нового алгоритма (А, В, Д) и стандартного алгоритма SeaDAS (Б, Г, Е)



## Литература

1. Копелевич О.В., Буренков В.И., Шеберстов С.В. Разработка и использование региональных алгоритмов для расчета биооптических характеристик морей России по данным спутниковых сканеров цвета // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных объектов и явлений. Сб. научн. статей. М.: ООО «Азбука-2000», 2006. Т. II. С. 99-105.
2. Kopelevich O.V., Sheberstov, S.V., Vazyulya, S.V., Zolotov., I.G., Bailey, S.W. New approach to atmospheric correction of satellite ocean color data // Proc. SPIE. Vol.6615. 661502 (Apr.13, 2007).
3. Gordon H. R., Brown O. B., Evans R. H., et al. A semianalytical radiance model of ocean color // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93. P. 10,909–10,924.
4. Gordon H.R. and Wang M. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm // Appl. Opt. 1994. Vol.33. P. 443–452.
5. Артемьев В.А., Буренков В.И., Вортман М.И. и др. Подспутниковые измерения цвета океана: новый плавающий спектрорадиометр и его метрология // Океанология, 2000. Т. 40. №1. С. 148-155.
6. Lee Z., Carder K.L., Mobley C.D. et al. Hyperspectral remote sensing for shallow waters. 1. A semianalytical model // Appl. Opt. 1998. V. 37. № 27. P. 6329-6338.
7. Мещерская А.В., Руховец Л.В., Юдин М.И., Яковлева Н.И. Естественные составляющие метеорологических полей. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 200 с.
8. Morel A., Gentili B. Diffuse reflectance of oceanic waters. II. Bidirectional aspects // Appl. Opt. 1993. V. 32. P. 6864-6879.

## Development of regional algorithms for the atmospheric correction of satellite ocean color data

O.V. Kopelevich, V.I. Burenkov, S.V. Sheberstov, O.V. Prokhorenko

*Shirshov Institute of Oceanology RAS (SIO RAS)*

*117997 Moscow, Nakhimovsky prospect, 36*

*E-mail: [oleg@ocean.ru](mailto:oleg@ocean.ru)*

New regional approach to a problem of the atmospheric correction of satellite ocean color data has been developed and realized for the northern half of the Caspian Sea. The approach consists in a concurrent retrieval of the aerosol contribution and of the water-leaving radiance by using the presentation of the above mentioned spectral dependences as linear combinations of several basis functions; as a result the problem boils down to finding the unknown expansion coefficients. The systems of basis functions for the water radiance reflectance were derived for the "shallow" and "deep" data sets measured in situ during the SIO RAS expeditions; the "shallow" system takes into account the contribution arising from the bottom reflection. Examples of application of the developed algorithm are given in comparison with in situ measured data and results from the standard algorithm of the atmospheric correction.

**Keywords:** satellite ocean color scanner, atmospheric correction, basis functions, algorithm validation, bottom reflection.