

Д.А. Петренко, Д.В. Поздняков, Л.Х. Петтерссон, Л.Н. Карлин

**ОЦЕНКА АДЕКВАТНОСТИ АЛГОРИТМОВ ДИСТАНЦИОННОГО
ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕРВИЧНОЙ ПРОДУКЦИИ В АРКТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ
ПО ДАННЫМ SEAWIFS И MODIS-AQUA**

D.A. Petrenko, D.V. Pozdnyakov, L.H. Pettersson, L.N. Karlin.

**ASSESSMENT OF THE ADEQUACY OF ALGORITHMS OF THE RETRIEVAL
OF PRIMARY PRODUCTION IN THE ARCTIC FROM SATELLITE OCEAN
COLOUR DATA.**

*В данной работе авторами были протестированы три алгоритма восстановления ПП в Арктике по данным дистанционного зондирования: а) Бехренфелда и др., 1997 б) Бехренфелда и др., 2005 в) Марра и др., 2003. Валидации алгоритмов произведена по обширной базе данных *in situ* в Арктике. Выявлена несомненная предпочтительность алгоритма Бехренфелда и др., 1997, а также необходимость использования специализированных биооптических алгоритмов на основе многомерной оптимизации Левенберга-Марквардта для восстановления концентрации хлорофилла в шельфовой зоне и зонах цветения кокколитофоров.*

Ключевые слова: Северный Ледовитый Океан, первичная продукция, дистанционное зондирование, алгоритмы восстановления первичной продукции, гидрооптический алгоритм.

*In this paper, the authors have tested three well known algorithms for quantification of primary production from space: a) Behrenfeld and Falkowski, 1997 b) Behrenfeld at. al., 2005 c) Marra at. al., 2003. The algorithm validations were effected using an extensive database of *in situ* data on the Arctic. Unambiguously is showed the prevailing efficiency of the algorithm by Behrenfeld and Falkowski, 1997. The research has also revealed the necessity of using dedicated bio-optical algorithms based on the Levenberg-Marquardt multivariate optimization procedure for the retrieval of the phytoplankton chlorophyll in the shelf zone.*

Key words: Arctic Ocean, primary production, phytoplankton chlorophyll, remote sensing, primary production retrieval algorithms, hydro-optical algorithms.

1. Введение

В настоящее время широко распространено мнение, прочно опирающееся на множество наблюдений, что как в настоящем и, так и в будущем, по крайней мере в течение 21 века, высокие широты гораздо более подвержены влиянию глобального потепления, чем более низкие широты [30].

В связи с изменениями в обмене CO_2 между атмосферой и океаном и последующей ацидификацией вод океана [11, 28], в сочетании с другими сопутствующими глобальному потеплению физическими изменениями следует ожидать изменения в доступности питательных веществ, скорости клеточного метаболизма, видовом составе фитопланктона, увеличении скорости первичного продуцирования в водной толще.

В свою очередь, изменения в скорости образования первичной продукции в Арктике влечет за собой неизбежные сдвиги в цикле углерода в системе атмосфера-океан, что, в конечном счете, через механизм обратной связи приводит к изменению климата в глобальном масштабе.

До наступления потепления в Арктике, Арктический океан не рассматривался в качестве значительного источника углерода, поскольку (1) обширный ледяной покров ограничивал обмен между атмосферой и океаном, и (2) уровни биологической продуктивности под многолетним льдом считались низкими [25]. Тем не менее, в более теплых условиях можно ожидать увеличение количества углерода, поглощаемого Северным Ледовитым океаном. Таким образом, адекватная оценка этого роста имеет особо важное значение.

Для изучения огромной акватории Северного Ледовитого океана и значительных пространственных и временных изменений роста фитопланктона в течение вегетационного сезона целесообразно использовать спутниковые измерения.

Однако публикации, появившиеся до сих пор (еще в очень небольшом числе), демонстрируют значительную неопределенность в определении реальной тенденции первичной продукции (ПП) за последнее десятилетие в Арктике [7]. Предположительно, это связано с рядом факторов, в первую очередь, неполной адекватности алгоритмов восстановления ПП по спутниковым данным. К настоящему времени, предложен целый ряд таких алгоритмов, однако, в большинстве случаев они непосредственно не предназначены для применения к водам Арктики/высоким широтам [5, 6, 9, 14, 15, 22, 29, 36, 58, 59, 61, 80]. Среди наиболее часто цитируемых и применяемых к высокоширотным морским акваториям являются алгоритмы, предложенные в [47, 12, 13].

Следует отметить, что в прошлом было предпринято несколько попыток оценки эффективности алгоритмов восстановления ПП [20, 27, 35], однако они проводились (а) не для Северного Ледовитого океана и (б) без обширного банка данных *in situ*.

В данном исследовании мы анализируем эффективность трех вышеупомянутых алгоритмов, с использованием данных спектрорадиометров SeaWiFS и MODIS и собранной нами базы данных измерений *in situ* по ПП.

2. Район исследования/общая характеристика Северного Ледовитого Океана (СЛО)

Хотя детальные границы Арктического бассейна, разумеется, известны [1], однако мы, следуя утвердившейся практике в дистанционном зондировании, приняли в настоящем исследовании Северный Ледовитый океан, как район, лежащий севернее широты 65°N [57].

СЛО является самым маленьким и мелководным океаном на планете. Бассейн Арктики может быть разделен по морфометрическим характеристикам на шельфовую и пелагиальную зоны (см. рис.1) [79]. К шельфовой зоне Арктики относятся те области, которые лежат в пределах изолинии, соответствующей 200 метровой глубине, а пелагиальной, соответственно, остальная площадь с глубинами выше 200 м. Пелагиальная и шельфовая зоны, как известно, существенно отличаются по оптическим свойствам воды [66]. Следовательно, алгоритмы восстановления параметров качества воды должны быть специализированы для обоих типов вод.

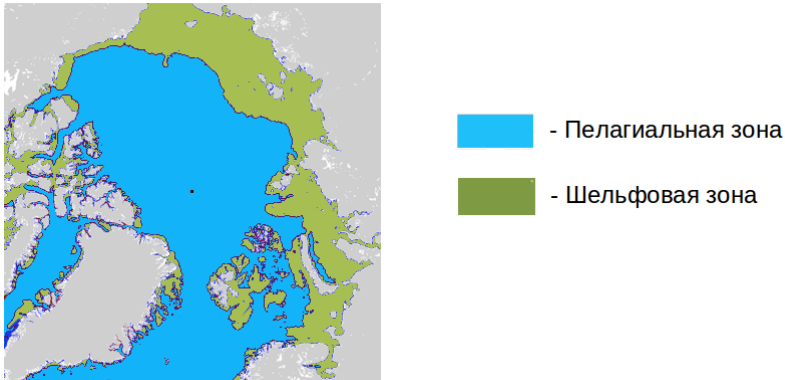


Рис. 1. Шельфовая и пелагиальная зоны Арктики [78].

3. Используемые данные

3.1. Данные *in situ*

Общее число судовых измерений ПП, на различных станциях в СЛО (рис.2), собранное в нашей базе данных, составляет более восьми тысяч. Созданная база данных охватывает период 1958-2005 (рис. 2) и включает данные, опубликованные в различных отечественных и зарубежных публикациях [4, 20, 33, 35, 40, 41, 43, 44, 64, 72, 73, 74, 75, 76, 77, 78], а так же данные, полученные по линии личных контактов (такие данные были предоставлены: Арктическим и Антарктическим научно-исследовательским институтом, Россия; Институтом биологии моря, Россия; Национальным центром океанографических данных, США, Британским Центром Океанографических Данных, Великобритания). Более поздние данные *in situ* по ПП на данный момент оказываются либо недоступными для свободного доступа или они не сопровождаются полной сопутствующей информацией, такой как точное географическое местоположение, глубина забора проб/вертикальный профиль и т.д. На Рис 2а представлено пространственно временное распределение всех станций в нашей базе данных. Рис. 2б и 3 иллюстрируют временное распределение данных, использованных для верификации алгоритмов восстановления ПП. Основными критериями выбора данных *in situ* были: близость максимума хлорофилла (chl) фитопланктона к поверхности воды, а также наименьшая разница во времени между контактном измерением и пролетом датчика цвета океана. Эти требования существенно сузили круг судовых данных пригодных для исследования алгоритмов восстановления ПП.

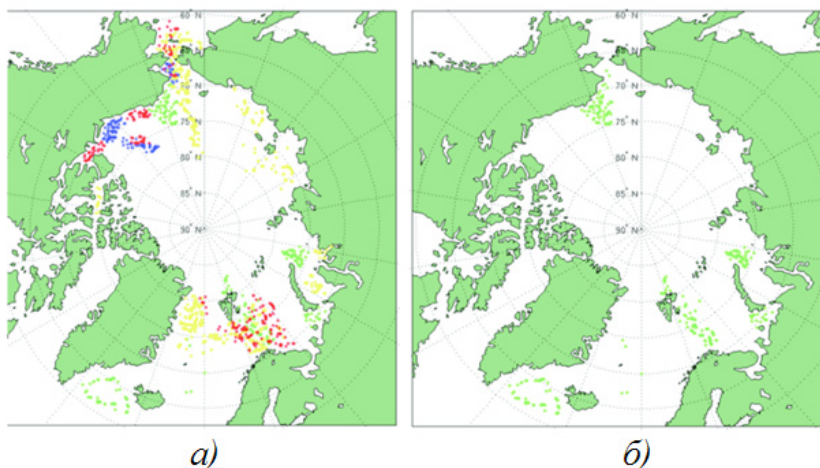


Рис. 2. Пространственное распределение данных *in situ*, собранных в базу данных а) все собранные данные *in situ* по ПП (цвета соответствуют годам: синие точки <1977, красные точки 1977-1987, желтые точки 1987-1997, зеленые точки >1997) и б) данные *in situ* (1998-2005), используемые для валидации алгоритмов восстановления ПП.

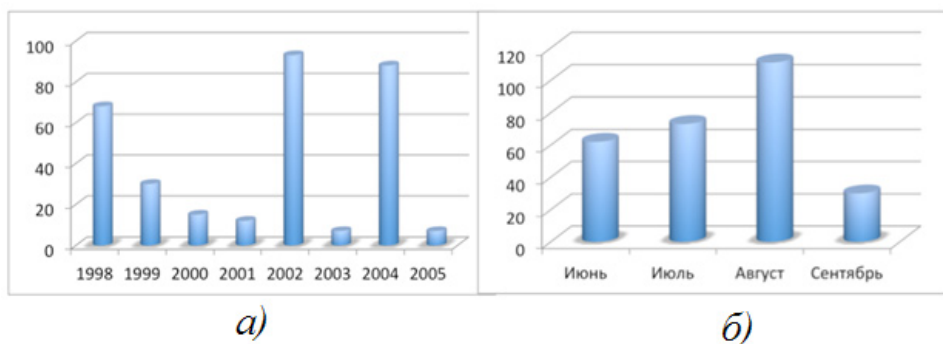


Рис. 3. а) межгодовое и б) помесечное распределение количества станций контактных измерений за период 1998- 2005гг, вошедших в базу данных.

В дополнение к данным по ПП в поверхностном слое, были так же собраны вертикальные профили ПП. По возможности собирались данные, и о так называемых связанных показателях, отражающих биохимические и физические переменные: скорость углеродной продукции, μ , концентрация хлорофилла (chl), температура поверхности моря (ТПМ), концентрации биогенов, освещенность водной поверхности в диапазоне фотосинтетически активной радиации (ФАР), т.е. в спектральной области 400-700 нм, коэффициент диффузного ослабления ФАР, глубина эфотической зоны, коэффициент отражения дистанционного зондирования, глубина перемешанного слоя (ГПС), профили температуры и солёности воды.

Как видно из рис. 2, собранные данные охватывают не только пелагиальную область (например, свободную ото льда поверхность Северной Атлантики, русский сектор Центральной Арктики, канадский бассейн), но и периферические моря: Гренландское, Баренцево, Белое, Печорское, Карское, Лаптевых, Чукотское, Бофорта. Количество и пространственно-временное распределение указанных выше данных, по сравнению с данными по ПП, значительно меньше. Некоторые из этих данных были использованы для валидации тестируемых алгоритмов, а также для проверки соответствующих спутниковых данных и качественного рассмотрения/контроля согласованности полученных результатов.

3.2. Данные дистанционного зондирования

В данной работе использовались концентрации хл фитопланктона, полученные из исходных данных спектрорадиометров SeaWiFS и MODIS-Aqua, с применением следующих алгоритмов: а) стандартные алгоритмы OceanColourSeaDAS OC3Mv6/OC4v6, б) алгоритм Garver-Siegel-Maritorena (GSM), использовались так же в) данные проекта OceanColour MEASURES Project data. Последние (далее упоминаемые как MEASURES) получены с помощью алгоритма GSM и специальной процедуры отфильтровывания облачности (<http://adsabs.harvard.edu/abs/2008AGUFMIN51B1156M>). Все три набора представляют собой среднемесячные данные 3 уровня, приведенные к одной проекции с пространственным разрешением 4 км.

Собранные данные из указанных трех источников были подвергнуты предварительному сравнительному анализу для того, чтобы в конечном итоге выбрать тот источник, который представляет наиболее надежную и достоверную информацию.

Помимо концентраций хл фитопланктона, собирались данные по спектральным коэффициентам дистанционного зондирования 3 уровня, спектральному коэффициенту диффузного ослабления на длине волны $\lambda = 490$ нм, а так же коэффициенту поглощения и обратного рассеяния хл на длине волны $\lambda = 490$ нм (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>).

3.3. Данные численного моделирования

Данные по ГПС, получены из пилотного реанализа с применением программного продукта TOPAZ 4 [65]. TOPAZ – это ассимиляционная модель ледового покрытия в Северной Атлантике и Арктике с горизонтальным разрешением 12-16 км.

TOPAZ представляет собой основное рабочее ядро центра морского прогноза проекта MyOcean (<http://www.myocean.eu.org>). Модель использует гибридную координатную систему, принятую в программе НУСОМ [16] в сочетании с моделью морского льда [31]. Термодинамический блок предложен [24]. Модель ассимилирует ТПМ, альтиметрию, а так же сплоченность и дрейф льда и доступные контактные измерения с применением фильтра Калмана [26].

4. Алгоритмы

4.1. Алгоритмы восстановления ПП

Как указано во Введении, в пелагиальной и шельфовой зонах СЛО были протестированы следующие алгоритмы восстановления ПП: Марра и др. [47]; Бехренфелда и др., 1997 [12]; и Бехренфелда и др., 2005 [13]. Кратко эти алгоритмы описаны ниже.

Алгоритм Марра и др., 2003.

Основываясь на работах [10] а так же [37], Марра и др., параметризовали дневную ПП по глубине Z следующим образом:

$$PP(z) = \varphi \cdot a_{chl}^* \cdot chl \cdot E_{par}(z), \quad (1)$$

где φ - квантовый выход фотосинтеза (моль C -моль фотонов $^{-1}$); a_{chl}^* - удельный коэффициент поглощения фитопланктона [$m^2 \cdot mg \cdot chl^{-1}$]; chl - концентрация хлорофилла фитопланктона ($mg \cdot m^{-3}$); E_{par} - фотосинтетически активная радиации (моль фотонов $\cdot m^{-2} \cdot день^{-1}$),

Основываясь на данных многочисленных измерений *in situ* [47], в этом алгоритме предполагается, что удельный коэффициент a_{chl}^* (1) не изменяется с глубиной в зоне фотосинтеза, и (2) при ТПМ < 12 °C практически постоянен [17] и равен $\sim 0.01 m^2 mg \cdot chl^{-1}$. Не обладая данными о типичных значениях φ для Арктического бассейна, Марра и др. придали параметру φ самое высокое наблюдаемое значение: $0,125 molsO_2$ (моль фотонов $^{-1}$). Для оценки вертикального профиля нисходящего ФАР используется величина коэффициента диффузного ослабления, K_d , которая в этом алгоритме принимается постоянной и равной $0,85 m^{-1}$.

Используя свои оценки зависимости ГПС-ПП в Мировом океане, в том числе и в Атлантическом океане, Марра и др. предполагают, что величина ГПС может быть вынесена из рассмотрения при определении ПП из космоса.

ПП в столбе воды рассчитывается путем интегрирования ПП по продолжительности дня и эфотической зоне, причем последняя, определяется величиной K_d :

$$PP = \iint PP(z) dt dz. \quad (2)$$

Алгоритм Бехренфелда и др., 1997.

Это вертикально обобщенная/глубинно интегрированная модель (Vertically Generalized Production Model). Ключевым в этой модели является параметр оптимальной эффективности ассимиляции профиля продуктивности, P_{opt}^B . Входные переменными являются: концентрация chl в приповерхностном слое, ФАР и ТПМ.

Вместо использования гаусовеного распределения chl с глубиной (например, параметризованного в работе [50] для вод различной трофности), Бехренфелд и др., 1997 просто умножают параметр фиксации углерода, P_{ξ}^B , являющегося функцией оптической глубины ζ , на значение chl при P_{opt}^B (т.е. chl_{opt}). Это было сделано исходя

из предыдущих исследований, которые показали, что точность восстановления первичной продуктивности в фотической зоне, PP_{eu} , оказывается статистически независимой от учета или не учета вертикальных профилей chl , chl_z . Таким образом, chl_z заменяется на chl_{opt} .

Исходя из этого предположения, ПП во всей зоне фотосинтеза может быть рассчитана следующим образом:

$$PP_{eu} = 0.66125 \cdot P_{opt}^B \cdot \left[E_o / (E_o + 4.1) \right] z_{eu} \cdot chl_{opt} \cdot DL, \quad (3)$$

где $P_{opt}^B = -3.27 \cdot 10^{-8} \cdot T^7 + 3.4132 \cdot 10^{-6} \cdot T^6 + 1.348 \cdot 10^{-4} \cdot T^5 + 2.462 \cdot 10^{-3} \cdot T^4 - 0.0205 \cdot T^3 + 0.0617 \cdot T^2 + 0.2749 \cdot T + 1.2956$ (мгС·мгХл⁻¹·ч⁻¹) – эмпирически установленная взаимосвязь между средним P_{opt}^B и температурой воды, T (это соотношение выполняется в диапазоне ТПМ от -1 до 29 °С).

Стоит отметить, что в модели Бехренфелда и др., 1997 соотношение между P_{opt}^B и T отличается от соотношения, предложенного [27], у которого оно описывает экспоненциальный рост P_{opt}^B с ТПМ, тогда как в модели Бехренфелда и др., 1997, P_{opt}^B начинает уменьшаться при ТПМ > 20 °С. Кроме того, модель [27] использует максимальный наклон для удельной скорости роста, $\mu = \frac{1}{C} \frac{dC}{dt}$ (удвоение в день), в то время как в модели Бехренфелда и др., 1997 используется среднее значение параметра фотоадаптации, P_{opt}^B . Фактор 0,66125 является объединяющим коэффициентом для C_z и $E_o = \Phi AP$ (Einstein·м⁻²·д⁻¹), $z_{eu} = \ln(0.01)/K_d(490)$ (м), где K_d - диффузный коэффициент ослабления излучения на $\lambda = 490$ нм (м⁻¹), DL- дневная продолжительность солнечного сияния (ч).

Имеющиеся данные *in situ* свидетельствуют, что значение chl_{opt} тесно связано с дистанционно определяемой концентрацией chl , т.е. chl_{sat} ($r^2=0.96$). Учитывая, что в подавляющем числе случаев P_{opt}^B ($\zeta_{opt} < 1.3$) достигается в приповерхностных слоях водного столба, в модели Бехренфелда и др., 1997 предполагается, что $chl_{opt} = chl_{sat}$.

Алгоритм Бехренфелда и др., 2005.

В отличие от модели Бехренфелда и др., 1997, в модели Бехренфелда 2005 в место chl_{sat} используется отношение $(chl:C)_{sat}$, которое, как сообщается, отражает более адекватно, нежели при использовании chl_{sat} , физиологическую акклиматизацию фитопланктона к изменениям в освещенности водной поверхности, наличии биогенов и температурного режима в толще воды. Это утверждение основано на наблюдениях за малопродуктивными водами, в которых биомасса фитопланктона остается неизменной, тогда как концентрация chl претерпевает существенные изменения в ответ на изменения внутриводных и атмосферных условий. Напротив, в высокопродуктивных водах chl и биомасса фитопланктона устойчиво коррелируют.

Для учета выявленной особенности, в модели коэффициент обратного рассеяния, b_b , на длине волны 440 нм используется в качестве меры биомассы фитопланктона. Соотношение между углеродом фитопланктона, C (мгС·м⁻³) и $b_b(440)$ (м⁻¹) параметризовано следующим образом:

$$C = 1300(b_b - 0.00035), \quad (4)$$

где вычитаемое число (0,00035) представляет собой фоновое значение b_b , наблюдаемое в непродуктивных водах, в которых изменения chl не связаны с вариациями биомассы фитопланктона, а обусловлены внутриклеточными изменениями в пигментном комплексе. Коэффициент 13000 ($mgC \cdot m^{-2}$) является скалярной, экспериментально установленной, величиной обеспечивающей согласованность между $(chl:C)_{sat}$ и результатами лабораторных исследований среднего вклада фитопланктона в общее количество частиц углерода ($\sim 30\%$).

Среднемесячная освещенность ГПС (E_{MLD}) оцениваются в модели с помощью выражения:

$$E_{MLD} = E_o \cdot \exp(-K_d(490)MLD / 2), \quad (5)$$

где E_o - освещенность водной поверхности, и $K_d(490)$ коэффициент диффузного ослабления излучения на длине волны $\lambda = 490$ нм. Как $K_d(490)$ так и chl , E_o могут быть восстановлены по данным дистанционного зондирования с использованием полуэмпирического алгоритма GSM [45].

Скорость роста (деления в день) клеток фитопланктона, μ является функцией освещенности, E_z , биогенов (N) и ТПМ, и пропорциональна μ_{max} . На основе экспериментальных данных, μ_{max} принимается равной 2 деления day^{-1} , и таким образом μ параметризуется следующим образом:

$$\mu = 2 \cdot (chl / C)_{sat} / [0.002 + (0.045 - 0.022) \exp(-3E_{MLD})] \cdot [1 - \exp(-3E_{MLD})]. \quad (6)$$

Формула (6) является результатом нормализации μ на потенциально максимально возможное значение $chl:C$ [т. е. $chl/C_{N,Tmax}$] при данной освещенности, E_{MLD} . Это значение $chl/C_{N,Tmax}$ экспериментально установлено по спутниковым определениям значений отношения $chl:C$.

ПП равняется произведению биомассы углерода фитопланктона на скорость роста:

$$PP = C \cdot \mu \cdot z_{eu} \cdot E_z(PAR), \quad (7)$$

где z_{eu} , как и выше, равна $\ln(0.01)/K_d(490)$.

Как видно из приведенных соотношений описывающих C , μE_z , и $K_d(490)$, все четыре переменные могут быть получены на основе спутниковых данных. Вводя комбинированный коэффициент, учитывающий изменчивость C и P_{opt}^B по глубине водного столба (см. формулу. 3), Бехренфелд и др., 2005 предлагают следующее выражение для восстановления суточной ПП в водном столбе ($mgC \cdot m^{-2} \cdot day^{-1}$):

$$PP = C_{sat} [2 \text{ cell divisions day}^{-1} N_0 [(chl : C)_{sat} / [0.22 + (0.045 - 0.022) e^{-3E_{MLD}}] [-\ln(0.01) / K_d(490)] [0.66125 \cdot E_o / (E_o + 4.1)]. \quad (8)$$

В табл. 1 перечислены входные параметры, необходимые для восстановления ПП различными моделями. Из табл. 1 видно, что для всех тестируемых алгоритмов дистанционного определения ПП требуются данные о chl , ФАР и ТПМ.

В данном исследовании мы провели сравнение результатов применения всех трех алгоритмов ПП для восстановления ПП в Арктике.

Таблица 1.

Параметры необходимые для запуска тестируемых моделей ПП

Алгоритм	Параметр						
	chl	ФАР	ТПМ	$K_d(490)$	DL	$b_{b,p}$	ГПС
Марра	+	+	+		+		
Бехренфелд 1997	+	+	+	+	+		
Бехренфелд 2005	+	+	+	+	+	+	+

4.2. Алгоритмы восстановления chl

В соответствии с принятым разделением СЛО (рис. 1) на шельфовую и пелагиальную зоны, для восстановления концентрации chl в *шельфовой* зоне мы применили специальный алгоритм BOREALI.

4.2.1. Алгоритм BOREALI

Из-за значительного влияния поверхностного и речного стока, прибрежные воды, по сравнению с пелагиальными, как правило, являются оптически сложными, в результате присутствия в них в дополнение к фитопланктону, взвешенных минеральных веществ (МВ) и окрашенной фракции растворенного органического вещества (РОВ). Стандартные биооптические алгоритмы NASA работают более успешно в пелагиальных зонах- оптически простых водах и оказываются практически неприменимыми к оптически сложным водам [32]. Чтобы обойти эту сложность, мы восстанавливали концентрации chl (а также МВ и РОВ) по данным 3 уровня NASA SeaWiFS и MODIS-Aqua с использованием алгоритма BOREALI.

На основании процедуры многомерной оптимизации Левенберга-Марквардта, алгоритм BOREALI был разработан специально для прибрежных/оптически сложных вод [38].

В настоящем исследовании мы применили алгоритм BOREALI для шельфовой зоны СЛО (то есть области в пределах изобаты 200м), полагая, что данная область отвечает критериям оптически сложных вод. Это предположение основано на результатах предыдущих исследований [39, 62].

К шельфовой зоне был применен алгоритм BOREALI, использующий метод многомерной оптимизации, основывающийся на анализе подповерхностного спектрального коэффициента отражения для дистанционного зондирования, $R_{rsw}(\lambda, C, a^*, b_p^*)$, который по определению является подповерхностной восходящей спектральной яркостью, $L_u(-0, \lambda)$, нормированной на нисходящую подповерхностную спектральную освещенность, $E_d(-0, \lambda)$ [34]:

$$R_{rsw}(-0, \lambda) = \frac{L_u(-0, \lambda)}{E_d(-0, \lambda)}. \quad (10)$$

R_{rsw} является функцией вектора концентраций C всех основных присутствующих в зондируемом водном столбе цветообразующих компонентов (ЦОК), а так же коэффициентов удельного поглощения $a^*(\lambda)$ и обратного рассеяния $b^*(\lambda)$ ЦОК. Если S_j - измеренный/восстановленный подповерхностный спектральный коэффициент отражения для дистанционного зондирования на длине волны λ_j , то функция невязки между S_j и R_{rswj} может быть вычислена следующим образом:

$$g(C) = \sum_j \frac{S_j(\lambda) - R_{rsw}(\lambda, C)}{R_{rswj}(\lambda, C)}. \quad (11)$$

Используя все длины волн, решение методом наименьших квадратов реализуется путем минимизации квадратов невязок:

$$f(C) = \sum_j g_i^2(C). \quad (12)$$

Абсолютный минимум $f(C)$ может быть найден при помощи алгоритма конечных разностей Левенберга-Марквардта [42, 46], что обеспечивает быструю сходимость итерационной процедуры.

Мы использовали параметризацию $R_{rsw}(\lambda)$ как функцию $a(\lambda)$ и $b_b(\lambda)$, и вектор концентрации $C = [x_l, MB, POB]$, предложенную [34] для вод типа 2, которая выполняется в широком диапазоне зенитных солнечных углов и углов обзора близких к надиру:

$$R_{rsw}(l) = -0.00036 + 0.110b_b(l) / a(l) - 0.0447(b_b(l) / a(l))^2. \quad (13)$$

Таким образом, для применения уравнения (15), нам необходима гидрооптическая модель для шельфовой зоны СЛО. Говоря иначе, требуются данные о спектральных значениях $a(\lambda)$ и $b_b(\lambda)$ всех присутствующих в зондируемом водном столбе ЦОК, включая и воду как таковую. Мы использовали гидрооптическую модель, предложенную для олиго- и мезотрофных вод [2], успешно примененную к арктическим водам [39, 62].

В основном в Баренцевом море, на самой окраине шельфовой зоны (но преимущественно в пелагиальной зоне) наблюдается, почти ежегодно, цветение кокколитофоров *E. huxleyi*, явление ранее тщательно исследованное в работе [68]. Для таких гидрооптических ситуаций нами был модифицирован алгоритм BOREALI, путем учета оптического вклада клеток *E. huxleyi* и отдельных кокколитов. Такая модифицированная версия алгоритма BOREALI уже применялась нами в Бискайском заливе, где цветение *E. huxleyi* происходит ежегодно [53, 54].

Модификация алгоритма BOREALI состояла в применении специализированной гидрооптической модели. Предполагается, что гидрооптические свойства водных областей, занятых цветениями *E. huxleyi*, определяется не только этой водорослью и отдельными кокколитами, но и диатомовыми водорослями, которые, как известно,

сосуществуют в области цветения, хотя, как правило, не превышает 10 % биомассы *E. huxleyi* [71]. Гидрооптическая модель создана по опубликованным работам [8, 19, 23, 66, 67]. Спектральные коэффициенты поглощения и рассеяния молекулами жидкой воды взяты из работ [60] и [51], соответственно.

Влияние диатомовой водоросли на спектр восходящего излучения (т.е. $R_{rsw}(\lambda)$) учитывалось на протяжении всего вегетационного периода [18, 66]. Обратное рассеяние клетками диатомовых водорослей принято равным 10^{-3} м^{-1} ($\lambda = 450\text{nm}$) и $2 \cdot 10^{-3}$ ($\lambda = 650\text{nm}$) со спектральной зависимостью $\sim \lambda^{-0.95}$ [70].

При составлении гидрооптической модели окраинной шельфовой зоны Баренцева моря (в области цветения *E. huxleyi*) было учтено, что (1) влияние речного и наземного стоков вод в прибрежную зону Баренцева моря является не значительным [21], и (2) основные объемы пресной воды поступает с прибрежными течениями, распространяющимися от Балтийского моря и Скандинавии, однако в связи с большими расстояниями переноса пресных вод в Арктику, они в значительной степени оказываются лишенными МВ и РОВ за счет разбавления морскими водами и гравитрического осаждения [69].

4.2.2. Алгоритмы восстановления хл в пелагиальной зоне

Для свободной ото льда пелагиальной зоны СЛО, мы протестировали три доступных источника данных хл, полученные по данным NASA о цвете океана, с применением различных биооптических алгоритмов (рис. 3).

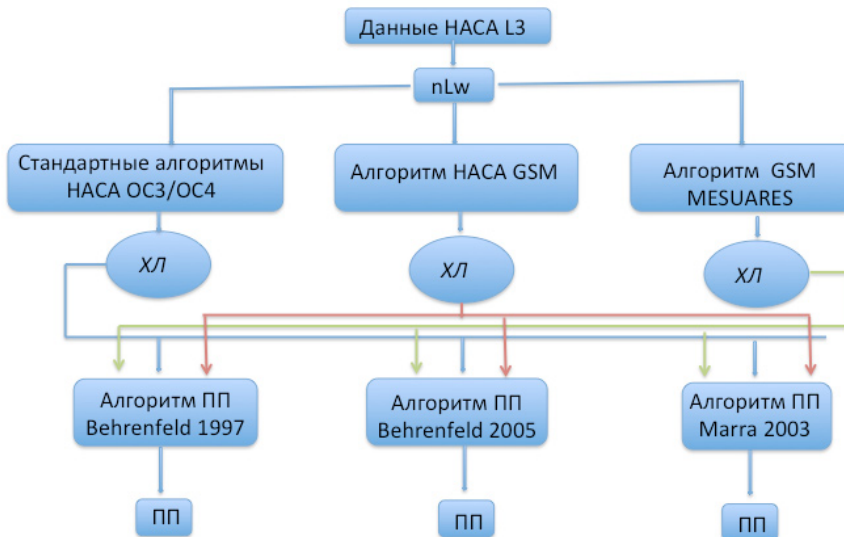


Рис. 3. Диаграмма последовательности процедуры восстановления ПП в пелагиальной зоне, с применением различных данных по концентрациям хл и различных алгоритмов восстановления ПП.

4.2.2.1. Алгоритмы ОС3/ОС4 и GSM

Стандартный алгоритм ОС4, разработанный для восстановления концентрации chl по данным SeaWiFS и протестированный на водах открытых океанических акваторий (в водах типа I в соответствии с классификацией Мореля [52]) и является модифицированной кубической полиномиальной функцией, основанной на отношении сигналов некоторых каналов датчиков цвета океана [56]. ОС4v4 использует соотношение $R_{rs}(\lambda_i)/R_{rs}(\lambda_j)$ в качестве входного параметра для определения концентрации chl :

$$C_{chl} = 10^{(a_0+a_1 \widetilde{R}_{rs}+a_2 \widetilde{R}_{rs}^2+a_3 \widetilde{R}_{rs}^3-a_4 \widetilde{R}_{rs})} + a_5, \tag{14}$$

где a_k ($k = 0, \dots, 5$) – коэффициенты, \widetilde{R}_{rs} наибольшее значение логарифма отношений в ряду $R_{rs}(443)/R_{rs}(555)$, $R_{rs}(490)/R_{rs}(555)$ и $R_{rs}(490)/R_{rs}(555)$.

Стандартный алгоритм для восстановления концентраций chl фитопланктона по данным MODIS (ОС3М) является модификацией ОС4v4, однако, использующий лишь 3 длины волны, 443, 488 и 550 нм, и, следовательно, отношения R_{rs} в двух каналах.

ОС4v6 и ОС3v6 версии биооптического алгоритма НАСА соответствуют порядковому номеру переработки исходных данных NASA: алгоритмы остались неизменными (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/WIKI/OCRProc.html>), однако абсолютные значения выходных сигналов в спектральных каналах были скорректированы в 2011 году.

Полуэмпирический алгоритм GSM восстанавливает одновременно концентрацию хлорофилла, коэффициент поглощения растворенными веществами и детритом [$a_{cdm}(443)$]. Коэффициент обратного рассеяния частиц [$b_{bp}(443)$] восстанавливается из значений нормированного восходящего спектра яркости. Точность восстановления сопоставима с стандартными алгоритмами НАСА восстановления chl . Тем не менее, возможность одновременного восстановления $a_{cdm}(443)$ и $b_{bp}(443)$, наряду с chl , значительно расширяет его возможности более подробного отражения гидрооптических свойств ЦОК.

Алгоритм основан на соотношении, связывающем нормированную восходящую яркость $L_{wN}(\lambda)$ и первичные оптические характеристики (ПОХ) в толще воды:

$$L_{wN}(\lambda) = \frac{tF_0(\lambda)}{n_w^2} \sum_{i=1}^2 g_i \left[\frac{b_b(\lambda)}{b_b(\lambda) + a(\lambda)} \right]^i, \tag{15}$$

где t – коэффициент переноса излучения через границу раздела море-воздух, $F_0(\lambda)$ – внеатмосферный солнечный поток, n_w – относительный показатель преломления морской воды, $a(\lambda)$ и $b_b(\lambda)$ коэффициенты поглощения и рассеяния морской водой – так называемые первичные гидрооптические характеристики (ПГХ).

Фактор g_i определяется как отношение f/Q [49]. Используя априори известные значение констант (t , $F_0(\lambda)$, n_w^2 , ПГХ морской воды (a_w , b_{bw})) и параметризации, взятые из литературы, средний квадрат разности между результатами моделирования и измеренных значений $L_{wN}(\lambda)$ определяется процедурой Левенберга - Маркверда (см.

раздел 4.2.2.1). Для решения возникающей топологически сложной задачи, применяется процедура «закалки» [63]. При этом обязательное условие- процедура «закалки» должна восстанавливать искомый параметр в некоторых реалистичных границах.

4.2.2.2. Модифицированный алгоритм BOREALI

Районы цветения кокколитофоров *E.huxleyi* сопровождаются вегетированием диатомовых водорослей (в первую очередь в Баренцевом море и в меньшей степени, Гренландском и Норвежском морях). Восстановление *chl* диатомовых и кокколитофоров было выполнено с помощью специальной модификации алгоритма BOREALI, на основе процедуры многомерной оптимизации Левенберга-Марквардта (раздел 4.2.2.1). На рис. 4 показана последовательность обработки данных. Во-первых, данные дистанционного зондирования 3 уровня (L3) обрабатываются при помощи алгоритма BOREALI для получения суммарной концентрации *chl* в клетках *E. huxleyi* и диатомовых водорослей, совместно развивающихся в области цветения. Результирующая концентрация *chl* используется в качестве входного параметра в тестируемые алгоритмы ПП.

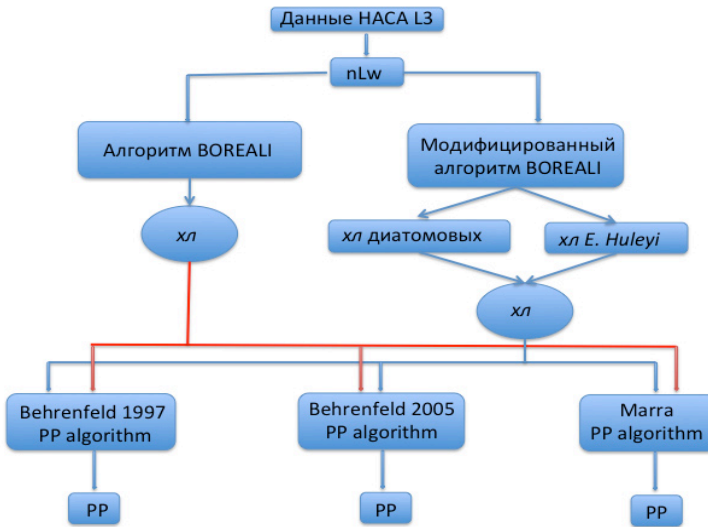


Рис. 4. Диаграмма последовательности обработки данных спутникового зондирования в области цветения кокколитофоров.

5. Совместимость данных SeaWiFS и MODIS

Из-за сбоев в работе SeaWiFS в июле и сентябре в 2008 г. и сентябре 2009 и 2010, нами привлекались и данные MODIS-Aqua за выше упомянутые периоды. Была проанализирована заменимость данных SeaWiFS с данными MODIS и было выяснено, что данные обоих датчиков удовлетворительно согласуются. Однако MODIS несколько переоценивает концентрацию *chl* по сравнению с SeaWiFS, в среднем на 1,4 мкг/л. Этот факт был учтен (через уравнения регрессии) при разработке временных рядов *chl*, и в использовании *chl* как входного параметра алгоритмов восстановления ПП.

6. Оценка адекватности данным численного моделирования ГПС

Одним из параметров для расчета ПП алгоритмом, предложенным Бехренфелдом и др., 2005, является ГПС (табл. 1). В связи с этим, мы проанализировали три массива данных ГПС: а) данные ГПС доступные на сайте: <http://www.usno.navy.mil/FNМОС>, б) данные ГПС *in situ*, полученные на станции Майк, и в) данные численного моделирования по последней версии модели TOPAZ.

Многолетние контактные измерения ГПС выполненные в период с 1949-1999 гг. в районе расположения станции Майк (60°N, 2°E) показывают, что среднее значение ГПС летом составляет 15 м [55].

По данным **Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Centre (FNМОС)**, средние значения ГПС в Арктике составляет ~ 50 метров. Следует отметить, что карты ГПС, распространяемые на сайте FNМОС, имеют довольно много неточностей в Арктическом бассейне, по крайней мере с точки зрения геолокации, например, данные ГПС могут находиться на материках/островах. Наше сравнение данных ГПС FNМОС и многолетних натуральных измерений ГПС [3], для тех же мест и дат, показали, что значения ГПС FNМОС значительно завышены, часто на 40-45 м. (см. рис. 6).

По климатологическим данным, полученным [48] (за период 1941-2008 с пространственным разрешением 2° на 2°) (<http://www.lodyc.jussieu.fr/~cdblod/mld.html>), в районе станции Майк ГПС составляет 20-25 м, что примерно на 5-10 м больше по сравнению с данными, представленными А. Смирновым.

На основе результатов сравнения (рис. 5), для восстановления ПП, нами использовались данные числового моделирования моделью TOPAZ.

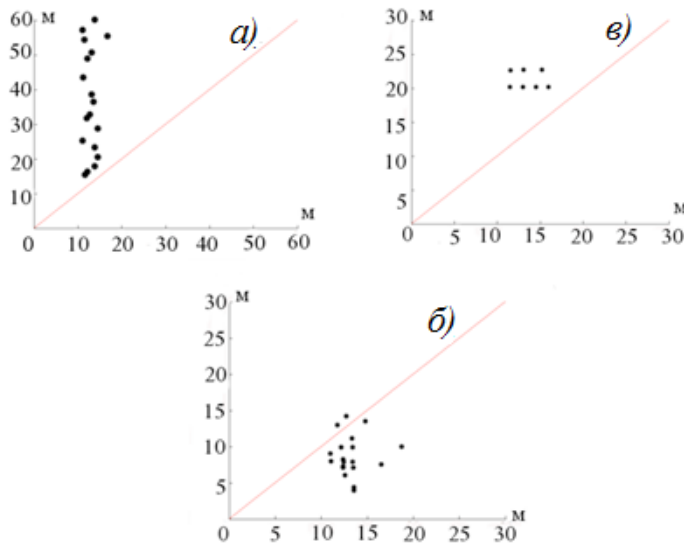


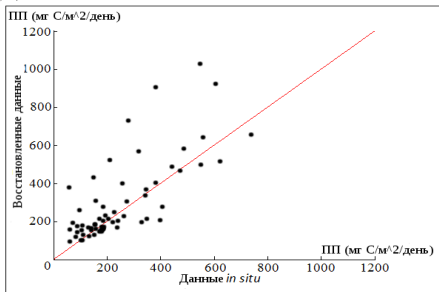
Рис. 5. Сравнения данных *in situ* по ГПС на станции Майк (июнь- август) с а) FNМОС, б) данные TOPAZ и в) данные В. Montegut.

7. Оценка применимости алгоритмов восстановления ПП

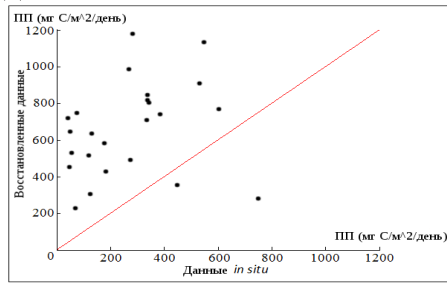
7.1. Оценка восстановления ПП в пелагиальной зоне.

На рис. 6 представлены результаты сравнения восстановленных значений ПП с данными *in situ*. Нами были протестированы различные комбинации алгоритмов восстановления ПП и входных данных. В качестве входных данных тестировались концентрации *chl*, восстановленные различными алгоритмами в слое воды, ограниченном уровнем z_{90} — глубиной проникновения солнечного света в море для дистанционного зондирования.

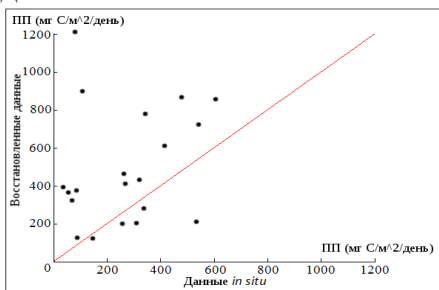
Алгоритм: Бехренфелд 1997
Данные *chl*: MEASURES



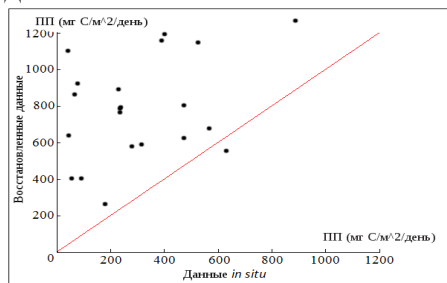
Алгоритм: Бехренфелд 1997
Данные *chl*: OC4



Алгоритм: Бехренфелд 1997
Данные *chl*: NASA GSM

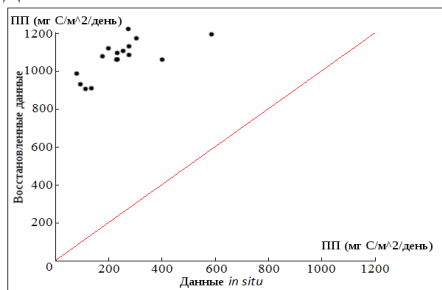


Алгоритм: Бехренфелд 2005
Данные *chl*: MEASURES



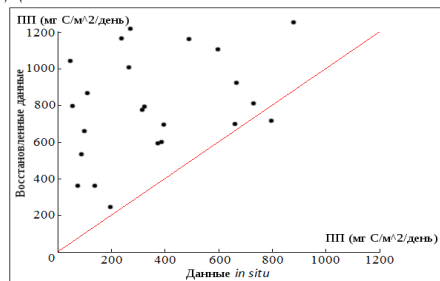
Алгоритм: Behrenfeld *et al.*, 2005

Данные *xl*: OC4



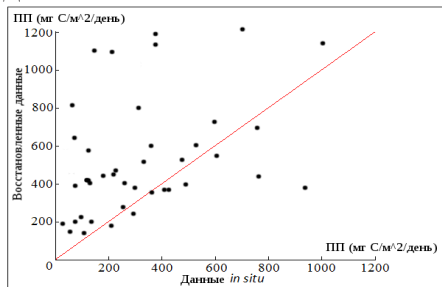
Алгоритм: Behrenfeld *et al.*, 2005

Данные *xl*: HACA GSM



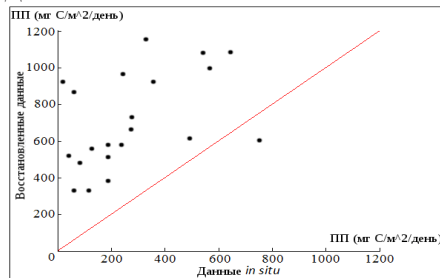
Алгоритм: Марра 2003

Данные *xl*: MEASURES



Алгоритм: Марра 2003

Данные *xl*: OC4



Алгоритм: Марра 2003

Данные *xl*: HACA GSM

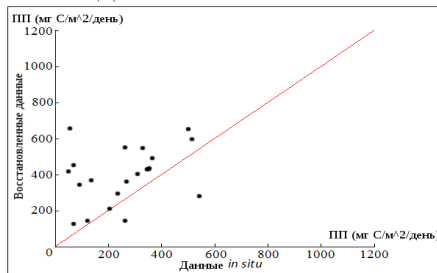


Рис. 6. Пелагиальная зона: результаты сравнения данных *in situ* и значений ПП, восстановленных с применением алгоритмов: Behrenfeld and Falkowski (1997), Behrenfeld *et al.*(2005) и Marra *et al.*(2003) с использованием комбинации данных по *xl* (GSM, OC3/OC4 и MEASURES).

При тестировании алгоритмов и входных данных *xl* в пелагиальной зоне было установлено, что наименее удовлетворительный результат был показан моделью Бехренфелда 2005. В диапазоне зарегистрированных вариаций *xl*, коэффициент корреляции варьировал от 0.09 до 0.23, а средне квадратичное отклонение от 319 до 366 ($\text{mg C m}^{-2} \text{ день}^{-1}$) соответственно (Таблица 2). Существенным моментом является то, что это единственная модель восстановления ПП учитывающая ГПС.

Согласно выше сказанному в разделе 6, для расчетов использовались данные математического моделирования модели TOPAZ. Несмотря на то, что эти данные *недооценивают* фактические значения ГПС (Рис 5), модель значительно *переоценивает* восстанавливаемые значения ПП (Рис 6). Значительно более удовлетворительные результаты были показаны моделью Марра. По значению коэффициента корреляции эта модель превосходит по точности алгоритм Бехренфелда 2005 почти в 2 раза. Было установлено, что модель предложенная Бехренфелда 1997 продемонстрировала результаты, значительно превосходящие результаты по двум другим моделям. Коэффициент корреляции варьировал от 0.52 до 0.8, что в ~1.5 раза больше чем у Марра и в ~4 раза больше чем Бехренфелда 2005, соответственно. Вторым, но не менее важным, установленным фактом, является то, что использование данных *хл* стандартных алгоритмов ОС3/ ОС4 является неприемлемым для восстановления ПП в пелагиальной зоне СЛО: при использовании этих данных все модели показали минимальные коэффициенты корреляции. Более значимые результаты были получены при использовании данных *хл* GSM/NASA, но это не явилось наилучшим результатом. Таблица 2 свидетельствует, что для восстановления ПП в пелагиальной зоне СЛО предпочтительнее использовать данные GSM/MEASURES, которые в сочетании с моделью Бехренфелда 1997, показали в данном исследовании, что коэффициент корреляции достигает величины 0.8 при среднеквадратичном отклонении $183 \text{ (мгС м}^{-2} \text{ день}^{-1})$.

Таблица 2

Пелагиальная зона: статистические характеристики результатов сравнения эффективности применения алгоритмов восстановления ПП, при использовании входных данных из различных источников

Параметры		Коэффициент корреляции, (в скобках – среднеквадратичное отклонение, $\text{мгСм}^{-2} \text{ день}^{-1}$)
Алгоритм	Входные данные по <i>хл</i>	
Бехренфелд 1997	GSM/MEASURES+ модифицированная модель BOREALI	0.80 (183)
Бехренфелд 1997	GSM/NASA	0.64 (217)
Бехренфелд 1997	ОС3/NASA	0.52 (251)
Бехренфелд 2005	GSM/MEASURES	0.23 (319)
Бехренфелд 2005	GSM/NASA	0.17 (343)
Бехренфелд 2005	ОС3/NASA	0.09 (366)
Марра 2003	GSM/MEASURES	0.69 (209)
Марра 2003	GSM/NASA	0.54 (246)
Марра 2003	ОС3/NASA	0.37 (274)

Стоит отметить, что применение модифицированного алгоритма BOREALI для пелагиальной области цветения *E. huxleyi* в сочетании с данными MEASURES для шельфовой зоны увеличивает точность восстановления ПП, что подтверждается воз-

росшим значением коэффициента корреляции между контактными и восстановленными данными по ПП с 0.73 до 0.8. Для других алгоритмов и комбинаций входных данных применение модифицированного алгоритма BOREALI привело также к увеличению коэффициента корреляции, но существенно менее значительному.

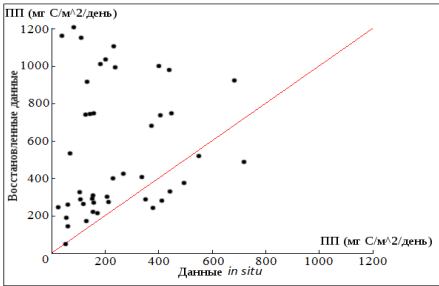
7.2. Оценка восстановления ПП в шельфовой зоне

Южная провинция шельфовой зоны Арктического бассейна охватывает обширную территорию, состоящую из цепочки прибрежных морей. Эти области мелководны и подвержены влиянию речного и подповерхностного стока. В результате, оптические свойства шельфовой зоны значительно отличаются от тех, которые присущих пелагиальным водам того же бассейна. Разница возникает из-за сложного состава вод шельфовой зоны: в отличие от океанических вод, воды шельфовой зоны имеют в составе, в дополнение к фитопланктону, так же МВ и РОВ. Как и фитопланктон, МВ и РОВ относятся к ЦОК, и совместно с фитопланктоном эти вещества изменяют спектр светового сигнала, выходящего из под поверхности воды и в конечном счете, регистрируемого спутниковым датчиком.

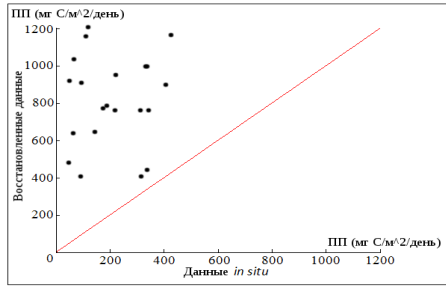
С тех пор как алгоритмы ОС4 и GSM были открыты для свободного доступа, регулярно появляются сообщения, что они плохо подходят для получения информации в мутных водах, богатых растворенной органикой и/или минеральной взвесью (Морозов и др., 2010). Именно по этой причине для шельфовой зоны нами применялся алгоритм BOREALI.

Рис. 7 иллюстрирует результаты такого сравнения восстановленных значений ПП с соответствующими данными *in situ* с использованием тех же комбинаций входных данных и алгоритмов восстановления ПП как и на рис. 6. При этом для данной зоны использовались значения входного параметра - chl , полученного алгоритмом BOREALI и алгоритмами восстановления ПП по моделям Бехренфелда 1997 и Марра. Как и в пелагиальной зоне, в шельфовой зоне наилучшим образом проявила себя модель Бехренфелда 1997, но при этом модель Марра показала очень близкие результаты. Прежде всего, точность восстановления ПП зависит от точности определения концентрации chl , что находит свое отражение в отрицательных значениях коэффициента корреляции (от - 0.07 до - 0.15) при использовании любой из тестируемых моделей в ансамбле с данными chl , полученными стандартными алгоритмами ОС3 / ОС4 (Табл. 3). Использование данных по chl , полученных с применением алгоритма BOREALI, продемонстрировало несравнимо лучшие результаты: коэффициент корреляции оказывается равным 0.75 при среднеквадратичном отклонении 185 ($mgC\ m^{-2}\ день^{-1}$).

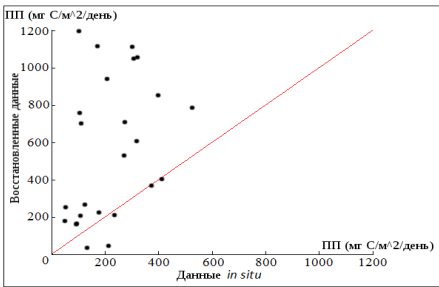
Алгоритм: Бехренфелд 1997
Данные xl: MEASURES



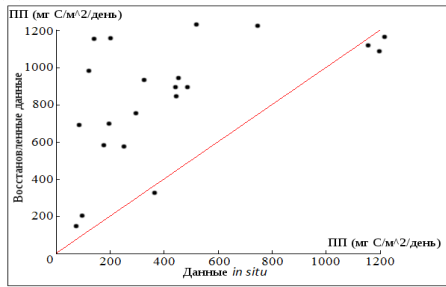
Алгоритм: Бехренфелд 1997
Данные xl: ОС4



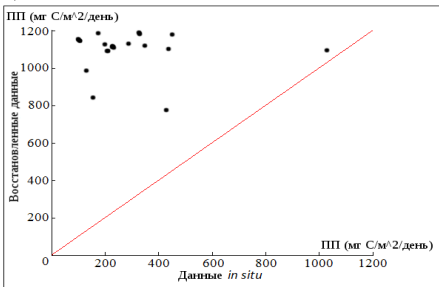
Алгоритм: Бехренфелд 1997
Данные xl: НАСА GSM



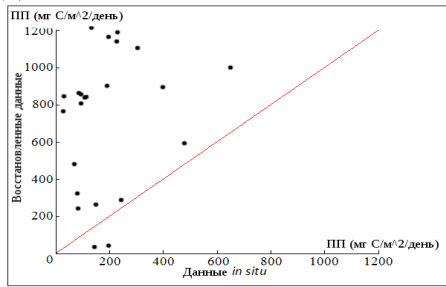
Алгоритм: Бехренфелд 2005
Данные xl: MEASURES



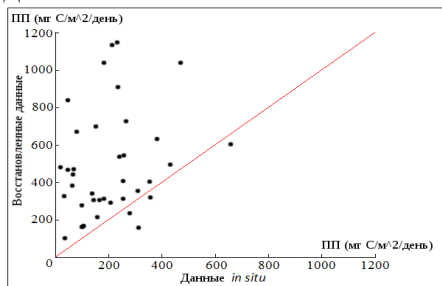
Алгоритм: Бехренфелд 2005
Данные xl: ОС4



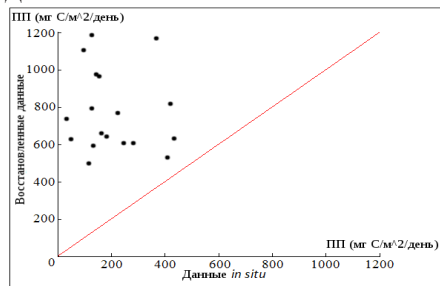
Алгоритм: Бехренфелд 2005
Данные xl: НАСА GSM



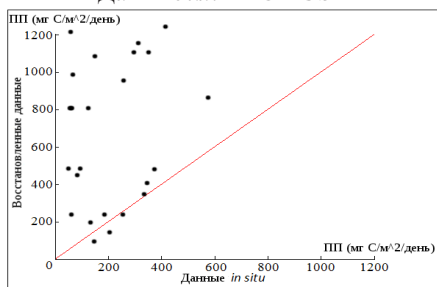
Алгоритм: Марра 2003
Данные *xl*: MEASURES



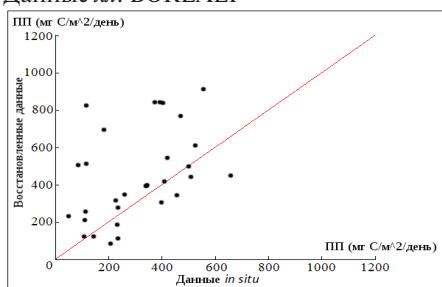
Алгоритм: Марра 2003
Данные *xl*: OC4



Алгоритм: Марра 2003
Данные *xl*: НАСА GSM



Алгоритм: Бехренфелд 1997
Данные *xl*: BOREALI



Алгоритм: Марра 2003
Данные *xl*: BOREALI

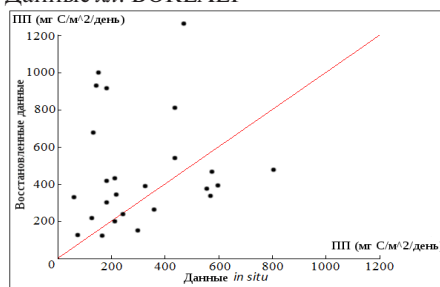


Рис. 7. Шельфовая зона: результаты сравнения данных по ПП *in situ* и значений ПП восстановленных алгоритмами Behrenfeld and Falkowski (1997), Behrenfeld *et al.*(2005) и Marra *et al.*(2003) с использованием данных по *xl*, полученных с применением алгоритмов GSM, OC3/OC4иMEASURES.

Шельфовая зона: статистические характеристики результатов сравнения.

Параметры		Коэффициент корреляции (в скобках – среднеквадратичное отклонение, мгСм ⁻² день ⁻¹)
Алгоритм	Входные данные по хл	
Бехренфелд 1997	GSM/MEASURES+ модифицированная модель BOREALI	0.61 (231)
Бехренфелд 1997	GSM/NASA	0.37 (265)
Бехренфелд 1997	OC3/NASA	-0.07 (377)
Бехренфелд 2005	GSM/MEASURES	0.17 (327)
Бехренфелд 2005	GSM/NASA	0.12 (339)
Бехренфелд 2005	OC3/NASA	-0.15 (412)
Марра 2003	GSM/MEASURES	0.52 (226)
Марра 2003	GSM/NASA	0.25 (324)
Марра 2003	OC3/NASA	-0.11 (397)
Бехренфелд 1997	BOREALI/NASA	0.75 (185)
Марра 2003	BOREALI/NASA	0.73 (188)

Заключение

Протестированные алгоритмы восстановления ПП достаточно популярны и часто используются в исследованиях биологических ресурсов Мирового океана. Однако ни один из них не разрабатывался специально для высоких широт и не проводилась их региональная валидация. Собранная база данных *in situ*, покрывающая практически весь СЛО, впервые позволила сравнить и выявить модель восстановления ПП оптимально применимую к столь сложному региону. Статистические характеристики сравнения восстановленных значений ПП моделью Бехренфелда 1997 с данными ПП *in situ* в шельфовой и пелагиальной зонах сопоставимы и свидетельствуют о предпочтительности применения данной модели для исследований в данном регионе. Также показано то, что продукты стандартных алгоритмов ОС3/ ОС4 неприменимы для восстановления ПП в Арктическом Бассейне. Продемонстрирована возможность учета областей цветения кокколитофоров в пелагиальной зоне СЛО. Так же впервые были восстановлены адекватные концентрации хл во всей шельфовой зоне СЛО, с применением специально разработанного для этих целей алгоритма BOREALI. Таким образом, в рамках задачи повышения точности восстановления ПП, проведенное исследование позволило на количественном уровне оценить эффективность применения специализированных алгоритмов восстановления хл в пелагиальной и шельфовой зонах, а так же в зонах цветения кокколитофоров.

Литература

1. *Баскаков Г. и Шпахер А.*, 1974, О природных границах Северного Ледовитого и Южного Ледовитого океанов. В Факторы и принципы физико-географического районирования полярных областей, Е. Короткевич (Ред.), pp. 67-78 (Санкт-Петербург: Гидрометиздат)
2. *Кондратьев К. Я., Поздняков Д. В., Исаков В. Ю.*, 1990, Радиационно-гидрооптические эксперименты на озёрах/ - Л., Наука. - 115 с.
3. *Смирнов А.В.* Эволюция верхнего слоя океана в Северо-Европейском бассейне : Дис. к-та геогр. наук / Смирнов Александр Викторович. - СПб., 2011. - 184 с.
4. *Agatova A. I., Kirpítov K. B.*, 2000, Organic matter in the White Sea. Inter-annual variations in the spatial distribution of the organic matter in the White Sea. *Oceanology*. 40(6): 840–844.
5. *Antoine D., Andre J.-M., and Morel A.*, 1996, Oceanic primary production. 2. Estimation at global scale from satellite (coastal zone color scanner) chlorophyll. *Global Biogeochemical Cycles*. 10(1): pp. 57-69.
6. *Antoine D. and Morel A.*, 1996, Oceanic primary production. 1. Adaptation of a spectral light-photosynthesis model in view of application to satellite chlorophyll observations. *Global Biogeochemical Cycles*. 10(1): pp. 43-55.
7. *Babin M. and Bélanger S.*, 2011, How useful are ocean colour data to monitor changes in primary production and detect regime shifts in the Arctic Ocean. This is a paper presented at a conference. In Arctic Tipping Points Conference, 23-28 January 2011, Tromsø, Norway, pp. 54
8. *Balch W., Drapeau D., Cucci T., Vaillancourt R., Kilpatrick K., and Fritz J.*, 1999, Optical backscattering by particulate inorganic and organic carbon fractions. *Journal of Geophysical Research*, 104, pp. 1541 – 1558.
9. *Balkanski Y., Monfray P., Battle M. and Heimann M.*, 1999, Ocean primary production derived from satellite data: an evaluation with atmospheric oxygen measurements. *Global Biogeochemical Cycles*. 13(2), pp. 257-271.
10. *Bannister T.T.* 1974. Production equations in terms of chlorophyll concentration, quantum yield, and upper limit to production. *Limnology and Oceanography*. 19, 1-12.
11. *Bates N. and Mathis J.*, 2009, The Arctic Ocean Marine Carbon Cycle: Evaluation of air-sea CO₂ exchanges, ocean acidification impacts and potential risks. *Biogeosciences*. 6, pp. 2433-2459.
12. *Behrenfeld M. and Falkowski P.*, 1997, Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnol. Oceanogr.* 42(1), pp. 1-20.
13. *Behrenfeld M., Boss E., Siegel D. and Shea D.*, 2005, Carbon-based ocean productivity and phytoplankton physiology from space. *Global Biogeochemical Cycles*. 19(GB1006), pp. 1-14. doi:10.1029/2004GB002299
14. *Berthelot B. and Deschamps P.*, 1994, Evaluation of bio-optical algorithms to remotely sense marine primary production from space. *Journal of Geophysical Research*. 99(C4), pp. 7979-7989.
15. *Bissinger J., Montagnes D., Sharples J. and Atkinso J.*, 2008, Predicting marine phytoplankton maximum growth rates from temperature: Improving on the Eppley curve quantile regression. *Limnology and Oceanography*. 53(2), pp. 487-493.
16. *Bleck R.* (2002), An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-cartesian coordinates, *Ocean Modelling*, 4, 55-88.
17. *Bricaud A. M., Babin A., Morel A. and Claustre H.*, 1995. Variability in the chlorophyll-specific absorption coefficients of natural phytoplankton: Analysis and parameterization. *Journal of Geophysical Research*. 100(C7), pp. 13321-13332.
18. *Bricaud A., Bedhomme A.-L. and Morel A.*, 1988, Optical properties of diverse phytoplanktonic species: experimental results and theoretical interpretation. *Journal of Plankton Research*, 10, pp. 851-873.
19. *Bricaud A., Morel A. and Prieur L.*, 1983, Optical efficiency factors of some phytoplankters. *Limnology and Oceanography*, 28, pp. 816 – 832.
20. *Burenkov V. I., Vedernikov V. I., Yerzhova S.V.*, 2001, Utilization of SeaWiFS data for the assessment of biooptical characteristics inherent in the Barents Sea. *Oceanology*. 41(4): 485-490.
21. *Carmack E.*, 2000, The Arctic Ocean's Freshwater budget: sources, storage and export. This is a paper presented at a conference. In The freshwater budget of the Arctic Ocean, 27 April – 1 May 1998, Tallinn, Estonia, p. 91-152.
22. *Carr M., Friedrichs M., Schmeltz M., Aita M., Antoine D., Arrigo K., Asanuma I., Aumont O., Barber R., Behrenfeld M., Bidigare R., Buitenhuis E., Campbell J., Ciotti A., Dierssen H., Dowell M., Dunne J., Esaias W., Gentili B., Gregg W., Groom S., Hoepffner N., Ishizaka J., Kameda T., Le Qué'ré C., Lohrenz S., Marra J., Mélin F., Moore K., Morel A., Reddy T., Ryan J., Scardi M., Smyth S., Turpie K., Tilstone G., Waters K. and*

- Yamanaka Y.*, 2006, A comparison of global estimates of primary production from ocean colour. *Deep-Sea Research*, 53, pp. 741-770.
23. *Devred E., Sathyendranath S., Stuart V., Maass H., Ulloa O. and Platt T.*, 2006, A two component model of phytoplankton absorption in the open ocean: theory and applications. *Journal of Geophysical Research*, 111(Co3011), pp. 1-11. doi:10.1029/2005JC002880.
 24. *Drange H., K. Simonsen, N. Environmental and R. Center* (1996), Formulation of air-sea fluxes in the ESOP2 version of MICOM, Nansen Environmental and Remote Sensing Center.
 25. *English T.*, 1961, Some biological observations in the central North Polar Sea. *Drift Station Alpha 1957-1958*. Arctic Institute of North America Research Paper, 13, pp. 8-80.
 26. *Evensen G.* (2003), The ensemble Kalman filter: Theoretical formulation and practical implementation, *Ocean Dynamics*, 53(4), 343-367.
 27. *Eppley R.*, 1972, Temperature and phytoplankton growth in the sea. *Fishery Bulletin*. 70, pp. 1063-1085.
 28. *Fabry V., McClintock J., Mathis J., Grebmeir J.*, 2009, Ocean Acidification at High Latitudes: the Bellwether. *Oceanography*. 22(4), pp. 161-171.
 29. *Friedrichs M., Carr M., Barber R., Scardi M., Antoine D., Armstrong R., Asanuma I., Behrenfeld M., Buitenhuis E., Chai F., Christian J., Ciotti A., Doney S., Dowell M., Dunne J., Gentili B., Gregg W., Hoepffner N., Ishizaka J., Kameda T., Lima I., Marra J., Mélin F., Moore K., Morel A., O'Malley R., O'Reilly J., Saba V., Schmelz M., Smyth T., Tjiputra J., Waters K., Westberry T. and Winguth A.*, 2009, Assessing the uncertainties of model estimates of primary productivity in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Marine Systems*. 76, pp. 113-133.
 30. *Hasselmann K., Latif M., Hooss G., Azar C., Edenhofer O., Jaeger C., Johannessen O., Kemfert C., Welp M. and Wokaun A.*, 2003, The Challenge of Long-Term Climate Change. *Science*. 302(5652), pp. 1923-1925.
 31. *Hunke E. C., and J. K. Dukowicz* (1997), An elastic-viscous plastic model for sea ice dynamics, *J. Phys. Oceanogr.*, 27(9), 1849-1867.
 32. *Sathyendranath S.* (Ed.), 2000, Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, No. 3: Remote Sensing of Ocean Colour in Coastal, and Other Optically-Complex, Waters, pp. 1-77.
 33. *Shushkina E. A., Vinogradov M. E., Lebedeva L.P.*, 1998, Biotic balance of the ocean, and assessment of the fluxes of organic carbon from the epipelagic province based on spaceborne and in situ data. *Oceanology*. 38(5): 694-702.
 34. *Jerome J., Bukata R., and Miller J.*, 1996, Remote sensing reflectance and its relationship to optical properties of natural water. *International Journal of Remote Sensing*, 17(1), pp. 43-52.
 35. *Hill V., and G. Cota*, 2005, Spatial patterns of primary production on the shelf, slope and basin of the western Arctic in 2002, *Deep Sea Res. Part II*, 52, 3344 - 3354, doi:10.1016/j.dsr2.2005.10.001
 36. *Kahru M., Kudela R., Manzano-Sarabia M. and Mitchell B.*, 2009, Trends in primary production in the California Current detected with satellite data. *Journal of Geophysical Research*, 114(C02004), pp. 1-7. doi:10.1029/2008JC004979.
 37. *Kiefer D., and Mitchell B.*, 1983, A simple, steady state description of phytoplankton growth based on absorption cross section and quantum efficiency. *Limnology and Oceanography*, 28, pp. 770-776.
 38. *Korosov A., Pozdnyakov D., Folkestad A., Pettersson L., Sorensen K. and Shuchman R.*, 2009 a, Semi-empirical Algorithm for the Retrieval of Ecology-relevant Water Constituents in Various Aquatic Environments. *Algorithms*, 2, pp. 470-497. doi: 10.3390/a2010470.
 39. *Korosov A., Pozdnyakov D., Grassl H.* 2011. Spaceborne quantitative assessment of dissolved organic carbon fluxes in the Kara Sea. *Advances in Space Research*. doi:10.1016/j.asr.2011.10.008.
 40. *Lavoie D., Denman K. L., and Macdonald R. W.* 2010, Effects of future climate change on primary productivity and export fluxes in the Beaufort Sea, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 115, C04018, doi:10.1029/2009jc005493
 41. *Lee S., and Whitlege T.* 2005, Primary and new production in the deep Canada Basin during summer 2002, *Polar Biol.*, 28, 190 - 197, doi:10.1007/s00300-004-0676-3.
 42. *Levenberg, K.* 1944, A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. *Quantitative and Applied Mathematics*, 2, pp. 164-168.
 43. *Matrai P., E. Olson S. Suttle, V. Hill, L. Codispoti, B. Light, and M. Steele*, 2011, Synthesis of primary production in the Arctic Ocean: I. Surface waters, 1954-2007, *Prog. Oceanogr.*, in press.
 44. *McGuire D., Anderson L., Christensen T., Dallimore S., Guo L., Hayes D., Heimann M., Lorenson T., Macdonald R., Roulet N.* 2009, Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change. *Ecological Monographs* 79:4, 523-555, doi:10.1890/08-2025.
 45. *Maritorena S., Siegel D. and Peterson A.* 2002, Optimization of a semi-analytical ocean colour model for global-scale applications. *Applied Optics*, 41(15), pp. 2705-2714.

46. *Marquardt D.* 1963, An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters. *Journal of the International Society of Applied Mathematics*, 11, pp. 36-48.
47. *Marra J., Ho C., Trees C.* 2003, LDEO Technical Report, # LDEO-2003-1, National Aeronautics and Space Administration An Alternative Algorithm for the Calculation of Primary Productivity from Remote Sensing Data Publ, 27 p.
48. *Montegut C. de Boyer, Madec G., Fischer A., Lazar A. and Iudicone D.* 2004, Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology, *Journal of Geophysical Research*, 109(C12003), pp. 1-20. doi:10.1029/2004JC002378.
49. *Morel A. and Gentili B.* 1991, Diffuse reflectance of oceanic waters: its dependence on Sun angle as influenced by the molecular scattering contribution. *Applied Optics*, 30, pp. 4427–4438.
50. *Morel A. and Berthon J.-E.,* 1989, Surface pigments, algal biomass profiles, and potential production of the euphotic layer: Relationships reinvestigated in view of remote sensing applications. *Limnology and Oceanography*, 34, pp. 1545-1562.
51. *Morel A. and Maritorena S.* 2001, Bio-optical properties of oceanic waters: a reappraisal. *Journal of Geophysical Research*, 106, pp. 7163-7180.
52. *Morel A. and Prieur L.* 1977, Analysis of variations in ocean colour. *Limnol. Oceanogr.*, 22, pp. 709-722.
53. *Morozov E., Pozdnyakov D., Smyth T., Sychev V. and Grassl H.* 2012. Spaceborne study of seasonal, multi-year and decadal phytoplankton dynamics in the Bay of Biscay. *International Journal of Remote Sensing* (submitted).
54. *Morozov E., Korosov A., Pozdnyakov D., Pettersson L., Sychev V.* 2010. A new area-specific bio-optical algorithm for the Bay of Biscay and assessment of its potential for SeaWiFS and MODIS/Aqua data merging. *International Journal of Remote Sensing*. 31(24): 6541-6565.
55. *Nilsen J. E. Ø., Falck E.* 2006, Variations of mixed layer properties in the Norwegian Sea for the period 1948–1999. *Progress in Oceanography* 2006;70:58-90.
56. *O'Reilly J.E., S. Maritorena, D. Siegel, M.O 'Brien, D. Toole, B. Greg Mitchell, M. Kahru, F. Chavez, P. Strutton, G. Cota, S. Hooker, C. McClain, K. Carder, F. Muller-Karger, L. Harding, A. Magnuson, D. Phinney, G. Moore, J. Aiken, K. Arrigo, R. Letelier and M. Culver,* (2000), Ocean color chlorophyll a algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: Version 4. In: O'Reilly, J.E., and 24 Coauthors, 2000: SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 3. NASA Tech. Memo. 2000-206892, Vol. 11, S.B. Hooker and E.R. Firestone, Eds., NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, 9-23.
57. *Pabi S., van Dijken G. and Arrigo K.* 2008, Primary production in the Arctic Ocean, 1998–2006. *Journal of Geophysical Research*, 113(C08005), pp. 1-22. doi:10.1029/2007JC004578.
58. *Platt T. and Sathyendranath S.* 1988, Oceanic Primary Production: Estimation by Remote Sensing at Local and Regional Scales. *Science*, 241, pp.1613-1620.
59. *Platt T., Sathyendranath S., Forget M.-H., White G., Caverhill C., Bouman H., Devred E. and Son S.* 2008, Operational estimation of primary production at large geographical scales. *Remote Sensing of Environment*, 112, pp. 3237-3448.
60. *Pope R. and Fry E.* 1997, Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements. *Applied Optics*, 36, pp. 8710-8723.
61. *Pozdnyakov D. and Kondrartev K.* 1998, Remote Sensing Assessment of Phytoplankton Primary Productivity: Methodological Aspects. *Earth Observation and Remote Sensing*, 4, pp. 56-73.
62. *Pozdnyakov D., Korosov A., Pettersson L. and Johannessen O.* 2005, MODIS evidences the river run-off impact on the Kara Sea trophy. *International Journal of Remote Sensing*, 26(17), pp. 3641-3648.
63. *Press W., Teukolsky S., Vetterling W. and Flannery B.* 1992, *Numerical Recipes in C: The Art of Scientific Computing*, 2nd ed., (New York: Cambridge University Press).
64. *Sakshaund E.* 2003, Primary and secondary production in the Arctic Seas. In *The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean*. (Eds. R. Stein, and R.W. Macdonald), pp. 57-81 (Springer: Berlin).
65. *Sakov P., Counillon F., Bertino L., Lisæter K. A., Oke P. R. and Korablev A.*: TOPAZ4: an ocean-sea ice data assimilation system for the North Atlantic and Arctic, *J. Geophys. Res.*, submitted, 2012.
66. *Sathyendranath S.* 2000, General Introduction. In: *Remote Sensing of Ocean Colour in Coastal, and other Optically-Complex, Waters*, S. Sathyendranath, (Ed.). IOCCG Report No.3, pp. 5-21 (Dartmouth: IOCCG Publishing).
67. *Sathyendranath S., Lazzara L. and Prieur L.,* 1987, Variations in the spectral values of specific absorption of phytoplankton. *Limnology and Oceanography*, 32 (2), pp. 403-415.
68. *Smyth T., Tyrrel T. and Tarrant B.,* 2004, Time series of coccolithophore activity in the Barents Sea, from twenty

- years of satellite imagery. *Geophysical Research Letters*, 31(L11302), pp. 1–4. doi:10.1029/2004GL019735.
69. *Stein R.* 2004, The organic carbon cycle in the Arctic Ocean, p. 345 (Berlin: Springer-Verlag)
70. *Stramski D., Bricaud A. and Morel A.* 2001, Modeling the inherent optical properties based on the detailed composition of the planktonic community. *Applied Optics*, 40 (18), pp. 2929–2945.
71. *Thiersten H. and Young J.* 2004, Coccolithophores – from molecular processes to global impact, pp. 3 – 15 (Berlin: Springer-Verlag).
72. *Vedernikov V.I., A.B. Demidov, A.I. Sud'bin,* 1994, Primary production and chlorophyll in the Kara Sea in September, 1993. *Oceanology*, 34(5), 693–703.
73. *Vedernikov V. I., Gagarin V. I.* 1998, Primary productivity and chlorophyll in the Barents Sea during September–October 1997. *Oceanology*. 38(5): 710–718.
74. *Vedernikov V. I., Gagarin V. I., Burenkov V. I.* 2001, Specific features in the distribution of primary production and chlorophyll in the Pechora Sea during August–September 1998. *Oceanography*. 41(1): 69–79.
75. *Vetrov A.A.* 2008, Chlorophyll, primary production, and organic carbon fluxes in the Kara Sea. *Oceanology*, 48(1):33–42(*Okeanologiya* 48(1):38–47)
76. *Vetrov A.A., Romankevich E.A.* 2008, Interannual variability of the primary production and organic carbon fluxes in the Arctic seas of Russia. *Oceanology*.3:340–348.
77. *Vinogradov M. E., Vedernikov V. I., Romankevich E. A., Vetrov A. A.* 2000, Components of the carbon cycle in the Arctic Seas of Russia. Primary production and fluxes of organic carbon from the photic layer. *Oceanography*. 40(2): 221–233.12.
78. *Vinogradov M. E., Romankevich E.A., Vetrov A.A., Vedernikov V. I.* 1999, Carbon cycle in the Arctic Seas of Russia. In: Carbon cycling across the territory of Russia. Ministry of Science and Technologies Publ. Moscow. PP.300–325.
79. *Walsh J., Dieterle D., Maslowski W., Grebmeier J., Whitedge T., Flint M., Sukhanova I., Bates N., Cota G., Stockwel D., Moran S., Hansell D. and McRoy C.* 2005, A numerical model of seasonal primary production within the Chukchi/Beaufort seas. *Deep Sea Research. Part II*, 52(24–26), pp. 3541–3576. doi: 10.1016/j.dsr2.2005.09.009.
80. *Westberry T., Behrenfeld M. J., Siegel D. and Boss E.,* 2008, Carbon-based primary productivity modeling with vertically resolved photoacclimation. *Global Biogeochemical Cycles*, 22(GB2024), pp. 1–18. doi: 10.1029/2007GB003078.