

Биооптические характеристики морей, омывающих берега западной половины России, по данным спутниковых сканеров цвета 1998-2017 гг.

О.В. Копелевич, И.В. Салинг, С.В. Вазюля, Д.И. Глуховец,
С.В. Шеберстов, В.И. Буренков, П.Г. Каралли, А.В. Юшманова



Москва, 2018

Биооптические характеристики морей, омывающих берега западной половины России, по данным спутниковых сканеров цвета 1998-2017 гг.

**О.В. Копелевич, И.В. Салинг, С.В. Вазюля, Д.И. Глуховец,
С.В. Шеберстов, В.И. Буренков, П.Г. Каралли, А.В. Юшманова**



Москва, 2018

УДК 551.463.5(26)(084.4)

ББК 26.221я6

Б63

Ответственный редактор
доктор физико-математических наук
О.В. Копелевич

Копелевич О.В., Салинг И.В., Вазюля С.В., Глуховец Д.И., Шеберстов С.В., Буренков В.И., Каралли П.Г., Юшманова А.В. Биооптические характеристики морей, омывающих берега западной половины России, по данным спутниковых сканеров цвета 1998-2017 гг. // М.: ООО «ВАШ ФОРМАТ», 2018. – 140 с.

ISBN 978-5-907092-47-1

Монография представляет результаты оценки биооптических характеристик шести российских морей (Баренцева, Карского, Белого, Балтийского, Черного и Каспийского) по данным спутниковых сканеров цвета 1998-2017 гг. Издана в виде комплекта, содержащего текстовую часть, и Атлас биооптических характеристик на электронном носителе. В текстовой части дано подробное описание используемых данных спутниковых наблюдений и судовых измерений, алгоритмов расчетов, объектов исследования, представлены основные результаты по каждому из рассматриваемых морей и примеры использования полученных данных. Расчеты проводились посредством региональных алгоритмов, разработанных по данным натурных измерений в рассматриваемых морях. Атлас содержит цветные карты среднемесячных распределений основных параметров (более 2,5 тыс. карт), диаграммы изменения их среднемесячных значений, таблицы межгодовых изменений параметров для разных субрегионов.

Предназначена для специалистов-океанологов, использующих спутниковые данные, студентов и аспирантов соответствующих направлений.

Kopelevich O.V., Sahling I.V., Vazyulya S.V., Glukhovets D.I., Sheberstov S.V., Burenkov V.I., Karalli P.G., Yushmanova A.V. Bio-optical characteristics of the seas, surrounding the western part of Russia, from data of the satellite ocean color scanners of 1998-2017. M.: ООО «VASH FORMAT», Moscow, 2018. – 140 p.

The monograph presents the results of calculation of the bio-optical characteristics of the six Russian seas (the Barents, Kara, White, Baltic, Black and Caspian seas) from satellite ocean color scanners 1998-2017. It is published as a set including a text part and the Atlas of the bio-optical characteristics on electronic medium. The text part gives the detailed description of obtained satellite and field data, the computation algorithms, the areas of study, presents the main results for the seas under consideration and examples of using the obtained data. The calculations were carried out by means of regional algorithms developed on the basis of data from the field measurements in the seas under consideration. The atlas contains color maps of the monthly distributions of main parameters (more than 2.5 thousand maps), diagrams of changes in their monthly values, tables of the inter-annual changes of parameters for different sub-regions.

The monograph is meant for the oceanology specialists, who use satellite data in their researches, undergraduate and graduate students of relevant areas.

Верстка и дизайн обложки: Д.И. Глуховец.

ISBN 978-5-907092-47-1



9 785907 092471

© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт океанологии имени П. П. Ширшова Российской академии наук (ИО РАН), 2018.

Оглавление

Введение (Копелевич)	5
Глава 1. Используемые данные, подходы и методы	10
1.1. Современные сканеры цвета (Копелевич, Евтушенко)	10
1.2. Судовые измерения (Артемьев, Глуховец, Каралли)	16
1.3. Алгоритмы обработки (Буренков, Вазюля)	28
1.4. Программное обеспечение (Шеберстов).....	38
1.5. Представление данных (Шеберстов, Салинг, Вазюля)	43
Глава 2. Баренцево море	46
2.1. Физико-географическое описание и выделенные субрегионы (Копелевич, Муравья).....	46
2.2. Покрытие спутниковыми данными (Салинг)	49
2.3. Биооптические характеристики (Копелевич)	49
Глава 3. Карское море (Глуховец)	54
3.1. Физико-географическое описание и выделенные субрегионы.....	54
3.2. Покрытие спутниковыми данными	57
3.3. Биооптические характеристики	58
Глава 4. Белое море (Буренков)	65
4.1. Физико-географическое описание и выделенные субрегионы.....	65
4.2. Покрытие спутниковыми данными	67
4.3. Биооптические характеристики	67
Глава 5. Балтийское море (Вазюля)	74
5.1. Физико-географическое описание и выделенные субрегионы.....	74
5.2. Покрытие спутниковыми данными	76
5.3. Биооптические характеристики	77
Глава 6. Черное море	87
6.1. Физико-географическое описание и выделенные субрегионы (Копелевич, Юшманова)	87
6.2. Покрытие спутниковыми данными и надежность оценок биооптических характеристик (Салинг)	91
6.3. Биооптические характеристики (Буренков, Копелевич, Юшманова).....	91
Глава 7. Каспийское море (Салинг)	99
7.1. Физико-географическое описание и выделенные субрегионы.....	99
7.2. Покрытие спутниковыми данными	102

7.3. Биооптические характеристики	103
Глава 8. Примеры использования данных спутниковых сканеров цвета	108
8.1. Оценка количественных характеристик цветений массовых видов фитопланктона (Копелевич).....	108
8.2. Оценка солнечной радиации в подповерхностном слое (Вазюля, Копелевич)	113
8.3. Оценка по спутниковым данным взаимосвязи между процессами, происходящими в разных субрегионах, и различными характеристиками (Салинг)	116
8.4. Оценка динамики распространения поверхностного опресненного слоя в Карском море (Глуховец).....	118
Глава 9. Перспективы дальнейшего использования данных спутниковых наблюдений цвета океана для оценки биооптических характеристик морей России.....	121
9.1. Использование новых спутниковых сканеров цвета (Копелевич)	121
9.2. Новые алгоритмы обработки и программное обеспечение (Глуховец, Шеберстов)	122
9.3. Использование данных спутниковых сканеров цвета для определения основных климатических переменных (Копелевич).....	124
Заключение (Копелевич)	126
Список литературы	128

Введение

Представленная монография подводит итог работы, проведенной сотрудниками Лаборатории оптики океана Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН) по использованию данных спутниковых наблюдений, выполненных современными сканерами цвета за 20 лет – с 1998 по 2017 гг. Началом эры современных спутниковых наблюдений цвета океана можно считать 1 августа 1997 г., дату запуска сканера цвета SeaWiFS (Sea Viewing Wide Field of View Sensor), который начал обеспечивать регулярными спутниковыми данными, покрывающими весь Мировой океан, заинтересованных пользователей с сентября 1997 г.

Предвестником эры современных спутниковых наблюдений цвета океана стал сканер цвета прибрежной зоны CZCS (Coastal Zone Colour Scanner) который был запущен на американском спутнике Nimbus-7 в октябре 1978 г. Этот сканер рассматривался как демонстрационно-методический и включался всего на 2 часа в сутки. Но результат его работы оказался гораздо выше всяких ожиданий – он отработал в космосе почти 8 лет (до июня 1986 г.) и дал огромное количество информации об оптических, биологических и биогеохимических характеристиках поверхностного слоя различных океанов и морей. Опыт CZCS позволил очертить круг приоритетных научных задач, для решения которых целесообразно использовать спутниковые данные о цвете вод, сформулировать требования к будущим спутниковым датчикам цвета, обеспечению спутниковых наблюдений наземными измерениями и к использованию спутниковых данных.

Отметим, что идея использования количественных параметров цвета моря для оценки характеристик подповерхностного слоя в России (тогда еще в СССР) начала практически прорабатываться задолго до появления первых спутниковых сканеров цвета – с борта судна и с авианосителей (Kostianouy et al., 2018). Первый комплекс аппаратуры для проведения измерений в условиях морских экспедиций был создан в СССР в 1957 г. под руководством М.В. Козлянинова; он включал, наряду с погружаемым прозрачномером и измерителем подводной освещенности, также гидрофотометр для измерения спектральных коэффициентов яркости моря, укрепляемый на борту судна (Козлянинов, 1959). Козлянинов, Семенченко (1967) были одними из первых, реализовавших на практике идею определения оптических характеристик воды через отношение коэффициентов яркости моря, измеренных с самолета.

В первой половине 70-х годов в СССР уже были получены значимые результаты в области разработки и применения дистанционных оптических методов; они обсуждались на III пленуме Секции оптики океана Океанографической комиссии АН СССР в августе 1976 г. в Лимнологическом институте СО АН СССР на Байкале (Галазий, Шифрин, 1979).

В 1976-78 гг., еще до запуска CZCS, проводилась разработка многоканального спектрометра МКС, предназначенного для установки на космическом аппарате «ИНТЕРКОСМОС-20». Разработка осуществлялась специалистами Института электроники АН ГДР, головной исполнитель от СССР – ИКИ АН СССР, алгоритмы обработки данных разрабатывались специалистами Институты физики атмосферы и океанологии. В июле 1978 г. в Одесском заливе с участием немецких специалистов были успешно проведены натурные испытания разработанных алгоритмов с использованием технологического образца МКС, позднее натурные испытания были проведены в Атлантическом океане (Bischoff et al., 1980).

Запуск «ИНТЕРКОСМОС-20» состоялся 1 ноября 1979 г., но, к сожалению, по техническим причинам спутниковые измерения прибором МКС провести не удалось.

В конце 70-х – начале 80-х годов с борта советских орбитальных станций «Салют» космонавтами выполнялись научные программы исследований океана, разработанные океанологами (К.Н. Федоров, В.Е. Складов, А.С. Казьмин), был подготовлен Атлас цветных снимков океана с описанием и интерпретацией наблюдаемых явлений. Анализировались результаты космической съемки с ИСЗ серии Космос, Метеор, Метеор-Природа (Казьмин, Складов, 1982). Одновременно проводились теоретические исследования по разработке формул для расчета параметров восходящих потоков излучения в морской среде (Голубицкий, Левин, 1980; Зега, 1983).

В 1983-85 гг. в рамках международной программы «Черное море – Интеркосмос» Морским гидрофизическим институтом были проведены комплексные судовые, самолетные и спутниковые исследования различных параметров морской воды и атмосферы. Представленные материалы этих исследований (Urdenko, Zimmermann, 1985, 1987) включали рассмотрение теоретических проблем, описание аппаратуры и методики подспутниковых измерений, бортовой проверки работоспособности и калибровки спутникового спектрометра МКС, результаты судовых и авиационных измерений спектральной яркости на различных уровнях, биооптических характеристик воды и оптических параметров аэрозоля.

Опыт, приобретенный в 1976-78 гг. при разработке совместно с немецкими специалистами спутникового спектрометра МКС, оказался очень полезным в начале 90-х годов, при подготовке исследований по программе нового спутникового сканера цвета SeaWiFS. В 1993 г. представители ИО РАН и МГИ НАНУ вошли в число членов созданной НАСА международной научной группы проекта SeaWiFS. В России работа по этому проекту была поддержана грантом Фонда международных проектов Миннауки РФ по теме «Разработка и проверка алгоритмов, использование данных SeaWiFS для глобальной оценки первичной продукции океана и потока углерода из атмосферы в океан»; большую поддержку, в том числе финансовую, оказывала НАСА США.

В 1995-1997 гг., в рамках госконтракта между Российским Космическим Агентством и НАСА (головной исполнитель ФИРЭ РАН) был выполнен проект "Использование данных о цвете вод для биологического мониторинга морей и океанов (руководитель О.В. Копелевич, ИО РАН). Научный коллектив включал сотрудников нескольких лабораторий ИО РАН, Оптики атмосферы над океаном СПб филиала ИО РАН, Московского инженерно-физического института; Морского гидрофизического института НАНУ; всего в работе участвовали более 30 сотрудников. В результате выполнения этого проекта в ИО РАН была создана инфраструктура для обработки спутниковых данных о цвете вод, включая Центр обработки данных с выходом в Интернет и соответствующим программным обеспечением. Были разработаны и верифицированы новые перспективные алгоритмы обработки и использования спутниковых данных о цвете вод. Подготовлен и успешно испытан в натуральных условиях комплекс аппаратуры для проведения подспутниковых экспериментов, проведена интеркалибрация аппаратуры и подспутниковые измерения, в соответствии с основными требованиями Ocean Optics Protocols for SeaWiFS Validation (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/DOCS>).

Начиная с 2002 г., в Лаборатории оптики океана ИО РАН выпускаются электронные атласы биооптических характеристик морей России, построенные по данным спутниковых сканеров цвета (Копелевич и др., 2015). Представленная монография содержит уже 10-й выпуск Атласа, включающий биооптические характеристики поверхностного слоя шести морей, омывающих берега западной половины России (Баренцева, Карского, Белого, Балтийского, Черного и Каспийского), рассчитанные по данным спутниковых сканеров цвета 1998-2017 гг. Под «биооптическими характеристиками» понимается совокупность биологических и оптических параметров, основной набор которых включает концентрацию хлорофилла, показатель рассеяния назад взвешенными частицами и показатель поглощения окрашенным органическим веществом.

Концентрация хлорофилла – важнейший параметр, характеризующий биомассу фитопланктона и используемый для расчета первичной продукции океанов и морей, единственная характеристика морских экосистем, изменчивость которой, благодаря спутниковым наблюдениям, может быть изучена в широком диапазоне пространственных и временных масштабов. Показатель рассеяния назад взвешенными частицами характеризует содержание взвеси в воде, определяет альбедо водной толщи и является удобным параметром мониторинга; он достаточно надежно рассчитывается по данным спутниковых сканеров цвета. Показатель поглощения желтого вещества используется в качестве параметра, характеризующего содержание окрашенной органики в морской воде; это одна из основных характеристик качества воды в прибрежной зоне. Перечисленные характеристики дают возможность исследовать по спутниковым данным пространственную и временную изменчивость трех важнейших компонентов содержащегося в морской воде вещества – фитопланктона, взвеси и окрашенного органического вещества. Для сопоставления с климатическими изменениями в Атлас включены данные о сезонных и межгодовых изменениях температуры поверхности моря.

Монография издана в виде комплекта, содержащего бумажную версию и Атлас биооптических характеристик на электронном носителе. В бумажной версии дается подробное описание объектов исследования, используемых данных спутниковых наблюдений и судовых измерений, подходов и методов, алгоритмов расчетов, представлены результаты расчетов по каждому из рассматриваемых морей и наиболее интересные результаты использования полученных данных.

Электронная версия включает текст монографии и 10-й выпуск электронного Атласа биооптических характеристик. Такие выпуски издаются Лабораторией оптики океана ИО РАН каждые два года с добавлением данных за прошедшие годы; предыдущий 9-й был издан в 2017 г. (Копелевич и др., 2015а, б, 2017). 10-й выпуск, как и предыдущие выпуски, содержит цветные карты среднемесячных распределений биооптических характеристик вод поверхностного слоя (более 2,5 тыс. карт); диаграммы, показывающие сезонные изменения среднемесячных значений в разных регионах; таблицы параметров межгодовой изменчивости рассматриваемых характеристик. В 10-м выпуске, по сравнению с 9-м, добавлено еще одно море – Карское, где в последние годы были выполнены несколько экспедиций ИО РАН.

Отличительная особенность данных, представленных в Атласе, от рассчитанных посредством стандартных алгоритмов НАСА (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov>), в том, что для большинства расчетов в Атласе использовались региональные алгоритмы, разработанные по

данным натурных измерений в рассматриваемых морях (Копелевич и др., 2006, 2015а, б, 2017). Необходимость использования таких алгоритмов, учитывающих региональную специфику изучаемых морей, связана с тем, что все рассматриваемые моря в большей своей части находятся под сильным влиянием речного стока и относятся к так называемому типу вод 2, где стандартные алгоритмы расчета НАСА могут приводить к значительным ошибкам (Копелевич и др., 2006, 2015а). Валидационные исследования, выполненные по данным натурных измерений в экспедициях ИО РАН, показали, что использование региональных алгоритмов в рассматриваемых морях позволяет значительно уменьшить ошибки спутниковых оценок, по сравнению со стандартными алгоритмами.

Оценка ошибок спутниковых алгоритмов – достаточно трудная проблема, особенно для арктических морей, где частая облачность препятствует получению данных одновременных измерений, судовых и спутниковых. При сильной горизонтальной неоднородности и временной изменчивости отсутствие одновременных измерений делает оценку ошибки практически невозможной.

Свой вклад может внести и вертикальная неоднородность подповерхностного слоя. Потребители спутниковых данных часто задают вопрос, к какому слою по глубине относится спутниковая оценка. Однозначного ответа на этот вопрос нет, так как глубина такого слоя зависит от оптических характеристик воды. В работе (Gordon, McCluney, 1975) предлагается считать нижней границей такого слоя глубину z_{90} , выше которой формируется 90 % восходящего потока солнечного излучения (для данной длины волны) непосредственно под поверхностью. Глубина z_{90} («penetration depth») зависит от длины волны излучения и, по оценке (Gordon, McCluney, 1975), составляет в максимуме пропускания в наиболее чистых водах около 55 м. В спутниковых алгоритмах обычно используются значения коэффициента яркости для двух длин волн, и реальная толщина слоя, для которого доступна спутниковая оценка, даже в чистых водах не превышает 20 м. В морях, подверженных влиянию речного стока, эта глубина будет существенно меньше. Оценка глубины нахождения кокколитофоридного цветения, на которой его еще может «увидеть» спутниковый датчик, сделанная для реальных условий Баренцева моря, показала, что значение z_{90} не превышает 12,5 м (Вазюля, Копелевич, 2017).

Помимо основного набора параметров, указанного в начале этого раздела, в Атласе представлены среднемесячные значения концентрации взвешенного вещества и параметров массовых цветений фитопланктона там, где такие цветения наблюдаются (в Баренцевом и Черном морях это кокколитофоридные цветения, в Балтийском – цветения сине-зеленых водорослей, они же цианобактерии). Эти параметры также рассчитывались с помощью региональных алгоритмов для рассматриваемых регионов, верифицированных по данным натурных измерений (см. раздел 1.2).

В Атласе представлены карты среднемесячных распределений рассматриваемых параметров, усредненные по пространству, и среднемесячные значения этих параметров для выделенных субрегионов (см. раздел 1.2). Получаемые оценки средних значений существенно зависят от качества используемых спутниковых данных и полноты покрытия исследуемых регионов спутниковыми данными. В частности, изменчивость покрытия может приводить к тому, что расчет средних значений происходит для разных площадей, и при анализе межгодовых изменений и оценке трендов фактически сравниваются средние, рассчитанные

для разных областей (Копелевич, Шеберстов, 2010). Однако ужесточение требований к качеству данных неминуемо приводит к сокращению полноты получаемой информации о сезонных и межгодовых изменениях исследуемых характеристик. Оптимальный выбор требований зависит от условий, в которых проводятся спутниковые наблюдения, в частности, от изменчивости облачности, препятствующей получению спутниковых данных. Этот вопрос специально рассматривался в 8-м выпуске Атласа (Копелевич и др., 2015а). В этом выпуске были представлены две версии: с более жесткими ограничениями на спутниковые данные, что обеспечивало большую надежность результатов, и «традиционная» версия, рассчитанная аналогично предыдущим выпускам, с более полными, но менее надежными результатами. Сравнение показало, что «жесткие» ограничения приводят во многих случаях к критической потере данных, в частности, к значительным пропускам на диаграммах. При «мягких» ограничениях пропуски на диаграммах отсутствовали, хотя, конечно, точность оценок была ниже, чем при выполнении жестких требований. Проблема выработки оптимальных требований пока еще не решена – в 10-м выпуске мы вернулись к «мягким» ограничениям на качество и полноту используемых спутниковых данных.

Настоящая монография подготовлена коллективом авторов, перечисленных на титульном листе; все они сотрудники Лаборатории оптики океана ИО РАН. В Оглавлении указано, какие разделы какими авторами подготовлены. Помимо основных авторов, в подготовке монографии участвовали Н.В. Евтушенко, В.О. Муравья; использовались материалы, ранее подготовленные В.А. Артемьевым; их участие отмечено в соответствующих разделах Оглавления.

Редакторскую работу по подготовке макета монографии к тиражированию выполнили Д.И. Глуховец, С.В. Вазюля, С.В. Шеберстов; ответственное редактирование – О.В. Копелевич. Подготовка электронного Атласа выполнена И.В. Салинг.

Работа выполнена в рамках государственного задания ФАНО России (тема № 0149-2018-0002) в части специализированных натуральных экспериментов; комплексные данные о биооптических характеристиках морей России получены за счет средств РФФ (проект № 14-05-0095), Карского моря – за счет средств РФФИ (проект № 18-35-00525).

Авторы признательны GSFC DAAC за предоставленные спутниковые данные SeaWiFS и MODIS.

Авторы выражают благодарность сотрудникам Лаборатории оптики океана ИО РАН А.В. Григорьеву и А.Н. Храпко за подготовку аппаратуры и проведение экспедиционных измерений, к.б.н. Л.А. Паутовой и д.б.н. В.А. Силкину за данные по количественному и видовому составу фитопланктона, Е.К. Ланге, к.г.н. Т.В. Букановой и к.б.н. Т.Р. Ереминой за предоставление данных по Балтийскому морю, к.б.н. С.А. Мошарову, к.б.н. А.Б. Демидову (ИО РАН) и к.б.н. А.В. Лифанчук (ЮО ИО РАН) за предоставленные результаты измерений концентрации хлорофилла, к.г.-м.н. М.Д. Кравчишиной за данные по концентрации взвеси и хлорофилла.

Авторы благодарят д.ф.-м.н. С.И. Погосьяна (биофак МГУ) и д.ф.-м.н. М.Е. Ли (МГИ РАН, г. Севастополь) за предоставленную возможность использовать в наших экспедиционных исследованиях, соответственно, измеритель поглощения ICAM и палубный спектрорадиометр.

Глава 1. Используемые данные, подходы и методы

1.1. Современные сканеры цвета

1.1.1. Общие понятия и используемые величины

Спутниковые сканеры цвета измеряют спектральные величины яркости восходящего излучения на верхней границе атмосферы, которая складывается из нескольких составляющих. Предполагая суперпозицию этих составляющих, для спектральной яркости восходящего излучения на верхней границе атмосферы $L_t(\lambda_i)$ можно написать:

$$L_t(\lambda_i) = L_r(\lambda_i) + L_a(\lambda_i) + T(\lambda_i) \cdot L_g(\lambda_i) + t(\lambda_i) \cdot L_{wc}(\lambda_i) + t(\lambda_i) \cdot L_w(\lambda_i), \quad (1.1)$$

где $L_r(\lambda_i)$ и $L_a(\lambda_i)$ – яркости, обусловленные, соответственно, молекулярным (рэлеевским) рассеянием газовой атмосферы и многократным рассеянием аэрозольными частицами; $L_g(\lambda_i)$ и $L_{wc}(\lambda_i)$ – яркости, обусловленные, соответственно, солнечными бликами и диффузным отражением пеной (индексы “g” и “wc” – от английских слов “glint”; “glitter” – «блик» и “white caps” – «белые барашки»); $T(\lambda_i)$ и $t(\lambda_i)$ – направленное и диффузное пропускание излучения атмосферой; $L_w(\lambda_i)$ – яркость излучения, вышедшего из водной толщи, λ_i – эффективная длина волны i -го спектрального канала спутникового сканера. Вышеперечисленные яркости зависят от зенитного и азимутального углов Солнца θ_0 , φ_0 и наблюдения θ , φ .

Информация о биооптических характеристиках морской воды содержится в последнем слагаемом уравнения (1.1) – яркости $L_w(\lambda_i)$ излучения, вышедшего из водной толщи; чтобы подойти к решению рассматриваемой задачи, нужно исключить все другие составляющие из правой части уравнения (1.1). Этот первый этап тематической обработки данных спутниковых сканеров цвета называется «атмосферной коррекцией». Решение задачи атмосферной коррекции возможно только при правильном выборе спектральных каналов, и этот вопрос специально прорабатывался при разработке спутниковых сканеров (IOCCG, 1998).

Трудность решения задачи атмосферной коррекции определяется, прежде всего, тем, что вклад $L_w(\lambda_i)$ в суммарную яркость $L_t(\lambda_i)$ обычно не превышает 15 % даже в чистых океанских водах, а в прибрежных водах с большим содержанием окрашенного органического вещества он менее 10 %. Проблема атмосферной коррекции выходит за пределы данной монографии, и далее мы будем считать, что эта задача успешно решена, и мы имеем дело с корректно рассчитанным значением $L_w(\lambda_i)$.

Чтобы минимизировать влияние геометрии наблюдения и оптических свойств атмосферы, в работе Gordon et al. (1989) в качестве характеристики восходящего от морской поверхности излучения введено понятие нормализованной яркости L_{WN} , которая выражается через $L_w(\lambda)$ в (1.1) формулой:

$$L_{WN}(\lambda) = L_w(\lambda) / [t_0(\lambda) \cdot \cos \theta_0], \quad (1.2)$$

где $t_0(\lambda)$ – спектральное пропускание атмосферой нисходящего солнечного излучения, θ_0 – зенитный угол Солнца. Величина $L_{WN}(\lambda)$ использовалась в качестве стандартного продукта обработки данных первого современного сканера цвета SeaWiFS (см. далее).

В уравнении (1.1) удобно использовать вместо яркости L коэффициент яркости ρ :

$$\rho = \pi L / F_0 \cdot \cos \theta_0, \quad (1.3)$$

где $F_0 \cdot \cos \theta_0$ – облученность, создаваемая солнечными лучами на верхней границе атмосферы, θ_0 – зенитный угол Солнца. Вместо $L_{WN}(\lambda)$ в качестве конечного продукта атмосферной коррекции спутниковых данных в настоящее время используется коэффициент яркости моря $R_{rs}(\lambda)$, который связан с $L_{WN}(\lambda)$ простой формулой:

$$R_{rs}(\lambda) = L_{WN}(\lambda) / F_0(\lambda), \quad (1.4)$$

спектральный коэффициент яркости $\rho_w(\lambda)$ выражается через $R_{rs}(\lambda)$ формулой:

$$\rho_w(\lambda) = \pi t_0(\lambda) \cdot R_{rs}(\lambda). \quad (1.5)$$

Переход к коэффициенту яркости водной толщи $\rho(\lambda)$, определяющему истинный цвет океана и непосредственно связанному с оптическими и биогеохимическими параметрами поверхностного слоя вод (Оптика океана, 1983), дает формула (Lee et al, 1998):

$$R_{rs}(\lambda) = 0.165 \rho(\lambda) [1 - 0.497 \rho(\lambda)]. \quad (1.6)$$

Подчеркнем главную разницу между коэффициентом яркости $\rho_w(\lambda)$ и коэффициентом яркости водной толщи $\rho(\lambda)$: первый из них относится к излучению, восходящему от поверхности моря (т.е. «над» поверхностью), второй – к излучению, выходящему из водной толщи (т.е. непосредственно «под» поверхностью).

Как указывалось во Введении, в Атласе представлены среднемесячные и средне-сезонные значения биооптических характеристик, рассчитанные по спутниковым данным; при расчете этих величин во многих субрегионах рассматриваемых морей возникают проблемы с получением статистически обоснованных значений этих величин, в первую очередь, из-за облачности, которая является непреодолимым препятствием для видимого и инфракрасного излучения, в отличие от микроволнового (Лаврова, Митягина, Костяной, 2016). Но, как правило, облачность редко бывает сплошной, закрывающей всю рассматриваемую акваторию, обычно в ней имеются пробелы. Чтобы набрать достаточный статистический материал, требуется иметь широкую полосу покрытия спутниковыми данными и максимально возможную повторяемость пролетов спутника над всей исследуемой акваторией. Требование высокого пространственного разрешения в рассматриваемой задаче не ставится, так как оно несовместимо с вышеуказанными требованиями.

В настоящее время на полярных орбитах работают 6 сканеров цвета, удовлетворяющих необходимым требованиям для расчета биооптических параметров рассматриваемых морей: MODIS-Aqua и MODIS-Terra на американских спутниках EOS-PM1 (запущен в мае 2002г.) и EOS-AM1 (декабрь 1999 г.); сканеры OLCI (Ocean and Land Color Imager) на недавно запущенных европейских спутниках SENTINEL 3A (февраль 2016г.) и 3B (апрель 2018г.); сканеры VIIRS (Visible Infrared Imaging Radiometer Suite) на американских спутниках SuomiNPP (октябрь 2011 г.) и JPSS-1/NOAA-20 (ноябрь 2017 г.). Их данные представлены (или будут представлены) в открытом доступе без каких-либо ограничений.

Большие массивы спутниковых данных, отвечающих необходимым требованиям, были получены спутниковыми сканерами SeaWiFS на американском спутнике OrbView-2 (август

2007 – февраль 2011) и MERIS на европейском спутнике ENVISAT (март 2002 – май 2012 г.). Все эти спутники также имели полярные орбиты; всю необходимую информацию о них можно найти на сайте IOCCG (<https://ioccg.org>).

Расчеты биооптических параметров, представленных в Атласе, были выполнены по данным сканера SeaWiFS (январь 1998 – июнь 2002) и MODIS-Aqua (июль 2002 – декабрь 2017), хотя для разработки и валидации алгоритмов в отдельных случаях использовались данные и других сканеров. Ниже будет дана более подробная информация о сканерах SeaWiFS и MODIS-Aqua. Проблема стыковки данных этих сканеров для получения долговременных серий данных рассмотрена в разделе 1.5.

1.1.2. Сканеры цвета SeaWiFS и MODIS-Aqua

Сканер цвета SeaWiFS. Это классический образец сканера цвета, предназначенного для глобальных исследований, который до самого окончания своей работы оставался одним из лучших, с точки зрения качества получаемых данных. Основные параметры и характеристики SeaWiFS приведены в Таблице 1.1.

Таблица 1.1. Основные параметры и характеристики спутникового сканера цвета SeaWiFS (IOCCG 1998)

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		1.1 км LAC; 4.5 км GAC		

SeaWiFS работал на солнечно-синхронной полярной орбите, ее высота 705 км. Сканирование осуществлялось поперек линии полета в вертикальной плоскости, однако для уменьшения попадания солнечных бликов предусмотрен так называемый “tilt” – отклонение плоскости сканирования на угол $\pm 20^\circ$ от вертикали. Диапазон углов сканирования $\pm 58.3^\circ$ (полоса обзора в этом случае 2800 км), пространственное разрешение в надир 1,1 км. Вышеуказанные значения реализуются в режиме связи с наземной приемной станцией (режим LAC – Local Area Coverage); если связи нет, то возникает проблема хранения данных

измерений на борту спутника, и прибор сохраняет данные лишь от каждого 16-го пикселя и только в диапазоне углов сканирования $\pm 45^\circ$ (в этом случае полоса обзора 1500 км).

Выбор спектральных каналов определяется необходимостью, во-первых, выполнить атмосферную коррекцию (которая включает и излучение, отраженное от взволнованной поверхности, в частности солнечные блики), а во-вторых, определить биооптические характеристики воды, такие как концентрация хлорофилла, содержание взвеси и окрашенного органического вещества. По сравнению с требованиями, разработанными Рабочей группой IOCCG (IOCCG, 1998), спектральные каналы SeaWiFS имеют в видимой области полуширину 20 нм, вместо рекомендованных 10 нм. По этому поводу стоит отметить, что нет острой необходимости уменьшать ширину канала – гораздо важнее обеспечить достаточную энергию излучения, измеряемого в данном канале, и требуемую точность измерений. Требования к точности очень велики, причем не только к относительной точности, но и точности измерения абсолютных значений. Последнее связано с тем, что атмосферная коррекция начинается с вычитания яркости рэлеевского рассеяния в атмосфере – расчетной величины, вклад которой в яркость излучения, измеряемого спутниковым датчиком, может быть более 70 %; отсюда следует, что ошибка для разности оказывается в три и более раз выше, чем ошибка измерений. Высокая точность измерений требует высокой точности калибровки и контроля ее сохранения во время работы на орбите. SeaWiFS имеет калибровку по Солнцу и по Луне (внутренние эталонные источники не используются).

Предполетные исследования датчика SeaWiFS обнаружили, что измеренные значения «загрязнены» посторонним светом от ярких соседних пикселей (например, облачных), причем эта засветка примерно пропорциональна яркости этих пикселей. Чтобы выполнить коррекцию на посторонний свет, в измерительную часть прибора был введен дополнительный динамический диапазон, который позволял измерять яркость облаков. Указанные в Таблице 1.1 значения яркости насыщения относятся к основному диапазону, где обеспечивается необходимая чувствительность; при более высоких значениях яркости диапазон переключается, и измерения могут проводиться до значений яркости более $60 \text{ мВт/см}^2 \cdot \text{мкм} \cdot \text{ср}$, правда с худшей точностью, чем в основном диапазоне.

Данные SeaWiFS распределялись авторизованным пользователям (таких пользователей было более 2 тыс. из нескольких десятков стран) через Оперативный Центр Хранения Данных НАСА (Distributed Active Archive Center - DAAC). Через DAAC можно было получить данные SeaWiFS любого из трех уровней:

- level 1A - значения яркости восходящего излучения на верхней границе атмосферы, измеренные спутниковым датчиком для 8 спектральных каналов, дополненные файлом калибровочных коэффициентов и данными о географических координатах и времени;
- level 2 - рассчитанные значения геофизических параметров, соответствующие исходным пикселям, т.е. с теми же значениями координат и времени, что и исходные значения;
- level 3 - усредненные по времени значения геофизических параметров (дневные, недельные, месячные и годовые) на стандартной сетке 9×9 км, а также карты пространственного распределения этих параметров.

Данные уровня level 1B рассчитывались по данным уровня level 1A с помощью программного обеспечения SeaDAS, специально разработанного в НАСА для обработки данных SeaWiFS, а затем и других спутниковых сканеров цвета. Это значения яркости восходящего излучения на верхней границе атмосферы, измеренные спутниковым датчиком для 8 спектральных каналов, калиброванные по абсолютным значениям и привязанные по географическим координатам и времени.

По данным уровня level 1B с помощью программного обеспечения SeaDAS рассчитывались данные уровня level 2, которые включали следующие параметры:

- нормализованные яркости восходящего излучения $L_{WN}(\lambda_i)$ для каналов 412, 443, 490, 510, 555 и 670 нм;
- концентрацию хлорофилла «а»;
- концентрацию пигментов фитопланктона (суммы хлорофилла «а» и феофитина);
- коэффициент диффузного ослабления для длины волны 490 нм;
- аэрозольную оптическую толщину атмосферы для длины волны 865 нм;
- значение параметра, характеризующего спектральную зависимость аэрозольной оптической толщины.

Сканер MODIS-Aqua. Спутниковые сканеры MODIS-Terra и MODIS-Aqua установлены на больших спутниках, где, кроме них, имеются и другие спутниковые датчики. MODIS-Terra и MODIS-Aqua имеют по 36 спектральных каналов, но из них первоначально только 9 относились к цвету океана (в их числе, канал 673-683 нм, предназначенный для регистрации флуоресценции хлорофилла, возбуждаемой солнечным излучением), остальные предназначены для исследования атмосферы и суши и определения температуры поверхности и облаков.

Сканирующий спектрометр MODIS имеет высокую радиометрическую чувствительность (12 бит) в 36 спектральных каналах в спектральном диапазоне от 0,4 до 14,4 мкм. Каналы 1-2 имеют пространственное разрешение 250 м, каналы 3-7 – 500 м, остальные (8-36) – 1000 м. Размер полосы сканирования 2330 км в поперечном направлении (относительно полета спутника) и 10 км вдоль направления полета; глобальное покрытие обеспечивается каждые двое суток. Калибровка во время полета обеспечивается четырьмя калибровочными устройствами на борту, включая устройство спектрометрической калибровки и черное тело.

После пересчета данных (reprocessing), выполненных специалистами НАСА в 2009-2011 гг. (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov>), в 7-м выпуске Атласа пришлось также выполнить пересчет рассчитанных ранее биооптических характеристик (Kopelevich et al., 2011). Число каналов для расчета биооптических характеристик было увеличено до 12, за счет использования данных в каналах 1, 3-4, пересчитанных на размер пиксела 1 км (Таблица 1.2).

По данным измерений во всех спектральных каналах MODIS рассчитывается стандартный набор из 44 величин, включающих калиброванные яркости на верхней границе атмосферы, привязанные по времени и координатам, и различные геофизические параметры. Для мониторинга состояния океана наибольший интерес представляют аэрозольная

оптическая толщина, оптическая толщина и высота облаков, концентрация хлорофилла, концентрация взвешенных частиц и показатель рассеяния морской взвеси, показатель поглощения морской воды, а также дневная и ночная температура поверхности океана (обычно используется ночная температура, поскольку на нее не влияет дневной прогрев падающим солнечным излучением).

Таблица 1.2 Основные характеристики прибора MODIS для расчета биооптических параметров

Предназначение Предназначение	№ канала	Ширина канала ¹	Спектральная яркость ²	Отношение сигнал/шум
Суша/Облака/Границы аэрозоля (разрешение 250 м)	1	620 - 670	2,18	128
Суша/Облака/Свойства аэрозоля (разрешение 500 м)	3	459 - 479	3,53	243
	4	545 - 565	2,90	228
Цвет океана/фитопланктон/ Биогеохимия (разрешение 1 км)	8	405 - 420	4,49	880
	9	438 - 448	4,19	838
	10	483 - 493	3,21	802
	11	526 - 536	2,79	754
	12	546 - 556	2,10	750
	13	662 - 672	0,95	910
	14	673 - 683	0,87	1087
	15	743 - 753	1,02	586
16	862 - 877	0,62	516	

¹ Ширина спектральных каналов дана в нм;

² Значения спектральной яркости даны в мВт см⁻² мкм⁻¹ ср⁻¹.

Указанные характеристики представляются данными разного уровня: level 2 – разрешение 1 км, level 3 – усредненные данные на сетке с различным разрешением и за разное время (дневные, недельные, месячные средние).

1.1.3. Перспективные спутниковые сканеры цвета

В заключение этого раздела укажем на перспективные приборы, которые должны прийти на смену ныне действующим уже в ближайшем будущем, а также на спутниковые приборы высокого пространственного разрешения, которые, хотя и не обеспечивают приемлемого покрытия больших акваторий спутниковыми данными, но дают возможность увидеть детали, представляющие несомненный интерес для изучения многих явлений, особенно в прибрежной зоне.

Прежде всего, назовем уже упоминавшиеся в разделе 1.1.1 приборы VIIRS, запуск которых планируется каждые 5 лет (2021, 2026 и 2031 гг.) на спутниках JPSS (Joint Polar Satellite System – спутниковая система, разработанная НАСА США для получения данных,

необходимых для прогнозирования погоды и научных наблюдений за климатом). Также как ныне действующие приборы VIIRS на Suomi NPP и JPSS-1 (NOAA-20), новые приборы будут иметь полосу обзора 3000 км, пространственное разрешение 375 и 750 м, 22 спектральных канала в диапазоне от 402 нм до 11.8 мкм.

В дополнение к уже запущенным европейским спутникам Sentinel 3A и Sentinel 3B с приборами OLCI в 2023 г. планирует запуск спутника Sentinel 3C, на борту которого также будет прибор OLCI. Этот прибор имеет 21 спектральный канал в спектральном диапазоне от 400 до 1020 нм; пространственное разрешение 300 м; полоса захвата 1270 км. В паре с OLCI на спутниках Sentinel 3 работает температурный радиометр SLSTR (Sea and Land Surface Temperature Radiometer), полосы обзора этих приборов перекрываются.

Сканеры цвета высокого пространственного разрешения MSI (Multispectral Instrument) уже работают на спутниках Sentinel 2A и Sentinel 2B, запущенных ESA в июле 2015 и марте 2017 г., соответственно. MSI имеет 13 спектральных диапазонов в видимой и ближней инфракрасной областях спектра (443–2190 нм). Пространственное разрешение варьирует от 10 до 60 м, в зависимости от спектрального диапазона: 10 м (четыре видимые и ближние инфракрасные диапазоны), 20 м (шесть коротковолновых инфракрасных, и крайних красных диапазонов) и 60 м (три диапазона для атмосферной коррекции). Ширина полосы обзора – 290 км. В настоящее время доступны данные уровней L1 и L2. Сочетание относительно высокого пространственного и высокого спектрального разрешения, значительной полосы обзора – уникальное преимущество съемочной системы Sentinel-2.

Другой прибор высокого пространственного разрешения - сканер цвета OLI (Operational Land Imager) на борту спутника Landsat 8 (запущен в феврале 2013 г.). OLI имеет ширину полосы 185 километров и период повторной съемки - 1 раз в 16 дней. OLI имеет девять спектральных каналов в диапазоне длин волн от 443 до 2200 нм. Восемь из них являются мультиспектральными с пространственным разрешением 30 м, а панхроматический канал имеет пространственное разрешение 15 метров. Семь из девяти спектральных диапазонов близки к тем, которые использовались в более ранних инструментах Thematic Mapper (TM) и Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) с предыдущих спутников Landsat, за счет чего обеспечивается преемственность и совместимость с ранее накопленным массивом данных Landsat. В настоящее время доступны данные уровней обработки L1, L2 и L3. Каждый спектральный канал Landsat 8 является изображением в градациях серого, с глубиной цвета 16 бит /пиксел.

1.2. Судовые измерения

Как уже отмечалось во Введении, почти все рассматриваемые моря, полностью или частично, находятся под сильным влиянием речного стока и относятся к типу вод 2. Стандартные алгоритмы обработки данных спутниковых сканеров цвета, разработанные в основном для океанских вод, в водах 2-го типа могут давать большие ошибки. Необходимы региональные алгоритмы, учитывающие специфику исследуемых морей. Такие алгоритмы должны быть основаны на данных натуральных измерений, выполненных в рассматриваемых морях.

Для проведения необходимых натурных измерений был разработан комплекс судовых приборов, который использовался, полностью или частично, более чем в тридцати экспедициях ИО РАН, выполненных, начиная с одного из первых «подспутниковых» рейсов после запуска сканера SeaWiFS в августе 1997 г. (Burenkov et al., 1999). В настоящее время комплекс включает следующие приборы:

- Плавающий спектрорадиометр ПРО-1 для измерения спектральной яркости восходящего излучения непосредственно под поверхностью моря и спектральной облученности поверхности моря; по полученным данным рассчитывался спектральный коэффициент яркости водной толщи.

- Измерители светового режима на поверхности и в водной толще RAMSES, VIC и Li-COR. RAMSES используется для измерения непрерывных спектров облученности в диапазоне длин волн 300 – 950 нм, VIC - в четырех спектральных участках видимого диапазона, Li-COR - для измерения ФАР;

- Измерители показателя ослабления света морской водой - прозрачномеры ПУМ и ПУМ-А. Предназначены для измерения вертикального распределения показателя ослабления света и температуры в зондирующем режиме. ПУМ-А является универсальным прибором - после установки пластиковой кюветы в измерительный канал позволяет проводить измерения проб морской воды в лабораторном режиме.

- Лазерный и диодный спектрометры. Приборы используются для регистрации спектров флуоресценции окрашенной части растворенного органического вещества и пигментов фитопланктона, возбуждаемой лазерным излучением фиолетового и зеленого диапазона и излучением сверхъяркого светодиода оранжевого диапазона.

- Портативный спектрофотометр в конфигурации ICAM (Integrated Cavity Absorption Meter) для измерения спектров показателя поглощения морской воды (разработка кафедры биофизики Биологического факультета МГУ).

- Двухканальный проточный флуориметр ПФД-2 для непрерывных измерений на ходу судна интенсивностей флуоресценции хлорофилла и окрашенного растворенного органического вещества, индуцированной излучением сверхъярких светодиодов. Также позволяет проводить измерения на пробах морской воды. В проточную систему включен кондуктометр «Эксперт-002-2-6Пр» для измерения удельной электропроводности (УЭП) и температуры воды и последующего расчета солёности.

- Стандартный белый диск диаметром 30 сантиметров для измерения в светлое время суток относительной прозрачности морской воды.

1.2.1. Плавающий спектрорадиометр ПРО-1 (Артемьев и др., 2000).

Это основной прибор для верификации данных спутниковых измерений и разработки региональных биооптических алгоритмов. Его внешний вид при проведении измерений показан на Рис.1.1 слева. Прибор измеряет спектральную яркость выходящего из водной толщи излучения непосредственно под поверхностью моря и спектральную облученность излучения, падающего на поверхность, что позволяет рассчитать спектральный коэффициент

яркости выходящего из водной толщи излучения. Измерения выполняются на станциях. При измерениях в дрейфе, прибор отводится от борта с помощью плавучего якоря на расстояние 30-50 м, чтобы избежать влияния корпуса судна на измерения. Когда судно стоит на якорю, плавучий якорь не используется. В зависимости от погодных условий выполняются 20-50 сканирований по спектру. Результаты измерений усредняются при обработке по специально разработанному алгоритму. Для непрерывного контроля изменений поверхностной облученности во время измерений, используется датчик ДНО, установленный на открытой палубе в свободном от затенения месте (Рис. 1.1 справа).



Рис. 1.1. Измеритель спектрального состава выходящего из водной толщи излучения ПРО-1(слева) и датчик надводной облученности ДНО (справа).

Технические характеристики:

- Динамический диапазон канала облученности - $3 \pm 0,003 \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{нм}$;
- Динамический диапазон канала яркости $2 \cdot 10^3 - 2 \cdot 10^7 \text{ Вт/м}^3 \cdot \text{ср}$;
- Спектральный диапазон измерений - 390-700 нм;
- Разрешение по спектру - 2,5 нм;
- Время сканирования по спектру - 15 секунд;
- Точность измерения яркости и облученности – 5 %.

Перед экспедицией прибор калибруется в лабораторных условиях в ИО РАН с помощью вторичного эталона спектральной облученности.

1.2.2. Палубный спектрофотометр.

В 65-м и 71-м рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» в Баренцевом море и 72-м рейсе этого судна в Карском море и море Лаптевых в 2016 и 2018 гг. для измерения коэффициента яркости моря использовался палубный спектрофотометр, разработанный в Морском гидрофизическом институте, г. Севастополь (Ли и др., 2015). Его преимущество в том, что он позволяет проводить измерения на ходу судна.

Основу оптического блока прибора составляет призмный монохроматор. На его входной щели установлена приемная оптическая система, с помощью которой реализуется

двулучевой принцип измерения. Эта система состоит из косинусного коллектора, предназначенного для измерения облученности сверху, и объектива канала яркости, установленных на противоположных концах тубуса (Рис. 1.2). Сам тубус прикреплен перед входной щелью монохроматора.



Рис. 1.2. Палубный спектрофотометр.

Прибор позволяет измерять спектральный коэффициент яркости моря в диапазоне 390-720 нм с разрешением 5 нм. Измеряется отношение каналов яркости моря и поверхностной облученности; отношение каналов калибруется по эталонному экрану.

Измерения проводятся с борта судна под углом 45° . Прибор устанавливается так, чтобы в поле зрения не попадала тень от судна, а солнечные блики были минимальны. После измерения коэффициента яркости в поле зрения объектива спектрофотометра устанавливается заполненная водой кювета с поглощающими стенками и дном. Измерения проводятся в тех же условиях. Использование кюветы позволяет учесть отраженную составляющую. Для уменьшения случайной ошибки измерений проводится отбраковка выбросов и осреднение нескольких последовательных измерений.

Технические характеристики:

- Спектральный диапазон измерений – 360-780 нм;
- Разрешение по спектру – 10 нм;
- Время сканирования по спектру – 40 - 180 секунд;
- Точность измерения яркости и облученности – 5 %.

1.2.3. Гиперспектральный радиометр RAMSES, модель IPS104-2.

Предназначен для измерения спектров облученности в широком диапазоне длин волн. Для проведения измерений в зондирующем режиме, прибор устанавливается на специальной раме, информация поступает на палубный блок по кабелю (Рис. 1.3). Рама с прибором опускается на тросе под поверхность, измерения проводятся в течение 20 секунд (для усреднения), после этого прибор опускается на следующий горизонт и так далее. Глубина погружения определялась по встроенному датчику глубины. Для расчета спектральной облученности, создаваемой потоком восходящего излучения, и последующего расчета коэффициента диффузного отражения $R(z)$, прибор поднимается на палубу и устанавливается

на раме коллектором вниз, измерения повторяются. Контроль уровня поверхностной облученности при измерениях осуществляется палубным блоком прибора VIS или Li-COR (см. ниже).

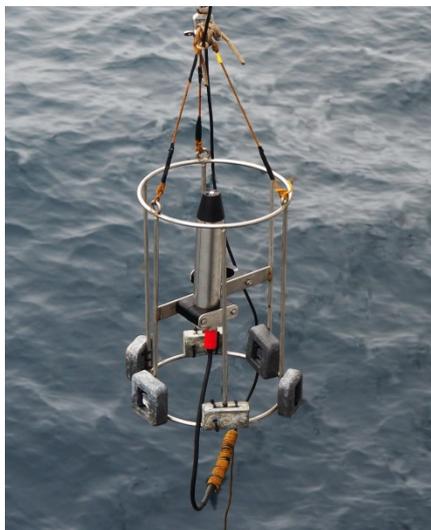


Рис. 1.3. Гиперспектральный радиометр RAMSES.

На переходах судна прибор иногда используется в палубном режиме – проводилась регистрация спектров падающей облученности в светлое время суток с интервалом 1 мин.

Технические характеристики:

- Динамический диапазон: канала облученности 3 – 0,003 Вт/м²·нм;
- Спектральный диапазон измерений – 320 – 1100 нм;
- Разрешение по спектру – 3 нм;
- Максимальная глубина погружения (по длине кабеля) – 100 метров;
- Время выборки усредненного спектра (задается оператором) – 0,1 сек ÷ 24 ч.

Первоначальная калибровка выполнена компанией TRIOS по американскому стандарту NIST.

1.2.4. Спектрорадиометр VIS серии 2100.

Состоит из двух измерительных модулей: палубного и подводного (Рис. 1.4), которые одновременно производят измерения облученности в 4-х спектральных диапазонах. Подводный модуль оборудован датчиками глубины и температуры.

В заводской комплектации информация с подводного модуля передается на бортовой блок по кабелю в кевларовой оплетке, на котором можно опускать подводный модуль. В ЛОО ИО РАН был разработан автономный блок сбора и хранения информации с датчиком глубины «АВІС», который позволяет обходиться без кабеля, запись информации производится на энергонезависимую память, считывание - после подъема на поверхность. Автономное питание от литий-ионного аккумулятора. Информация с палубного модуля поступает в бортовой блок,

который через COM–порт подсоединяется к USB-порту ноутбука, от которого прибор получает напряжение питания.

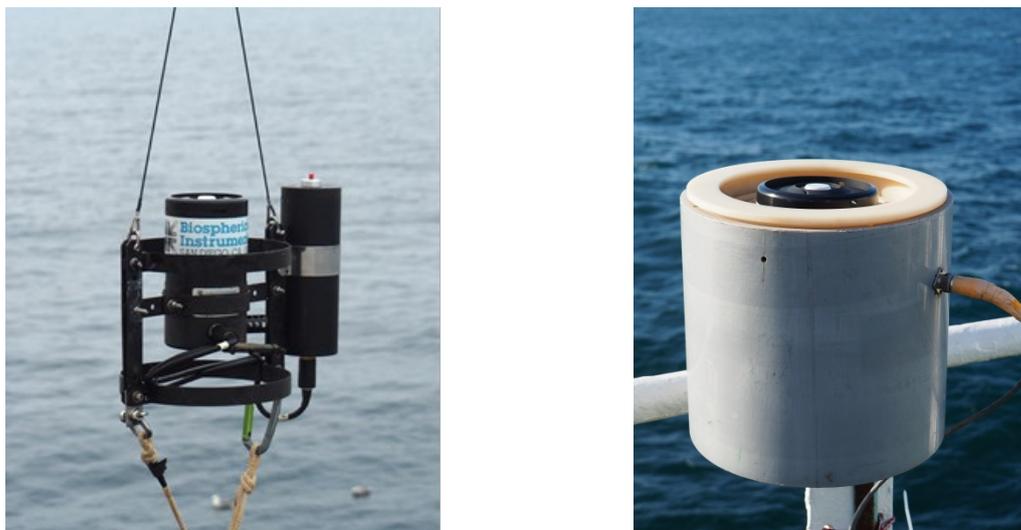


Рис. 1.4. Измеритель светового режима VIS, подводный с блоком АВІС (слева) и палубный (справа) модули.

Палубный модуль (Рис.1.4, справа) устанавливается на стабилизаторе вертикали для исключения влияния качки в незатеняемом месте на палубе.

Измерения подводным модулем могут проводиться в двух режимах: непрерывное зондирование и измерения на фиксированных горизонтах. Для расчета спектральной облученности, создаваемой потоком восходящего излучения, и последующего расчета коэффициента диффузного отражения $R(z)$, прибор поднимается на палубу и устанавливается на раме коллектором вниз, измерения повторяются. На переходах судна проводится непрерывная регистрация спектральной поверхностной облученности на 4-х длинах волн в течение всего светлого времени суток.

Технические характеристики:

- Динамический диапазон измерений поверхностной облученности – $3 \div 1 \cdot 10^{-3}$ Вт/м²·нм;
- Динамический диапазон измерений подводной облученности – $3 - 1 \cdot 10^{-4}$ Вт/м²·нм;
- Длины волн максимального пропускания каналов - 443, 490, 555, 625 нм;
- Полуширина пропускания спектральных каналов - 10 нм;
- Частота опроса каналов облученности в режиме зондирования – 5 Гц;
- Частота опроса каналов облученности в режиме зондирования – 5 Гц;
- Частота опроса каналов облученности в режиме выборки – $1 \div 60$ мин;
- Температурный дрейф оптических каналов – 0,15 %/°С;
- Время автономной работы в режиме регистрации – 20 часов;
- Время автономной работы в режиме ожидания – 140 часов;
- Максимальная глубина погружения – 100 метров.

Комплекс откалиброван в ИО РАН по рабочему эталону СПО (спектральной плотности облученности).

1.2.5. Измеритель ФАР Li-COR.

Состоит из 2-х погружаемых фотодиодных датчиков LI-192 для измерения облученности сверху и снизу, установленных на металлической раме, к которой крепится трос. Каждый датчик соединяется с палубным блоком отдельным кабелем. Для контроля уровня падающей на поверхность моря радиации, используется палубный датчик LI-190SA (Рис. 1.5). В заводском исполнении погружаемые датчики не были оборудованы измерителем глубины погружения, она определялась по счетчику длины троса лебедки, что приводило к погрешностям измерений. В ЛОО ИО РАН был разработан блок «ALi-COR», аналогичный «ABIC», для автономного сбора и хранения информации с датчиком глубины. Это позволило работать с погружаемыми датчиками без кабелей, а глубина регистрировалась непрерывно. Это позволило получить качественные данные в режиме непрерывного зондирования, и существенно сократить время измерений. После зондирования, информация с «ALi-COR» скачивается на ноутбук. Также на палубный блок поступает информация с палубного LI-190SA и координаты места измерений с выносного GPS приемника. При измерениях информация записывается на внутреннюю память палубного блока, после окончания цикла измерений данные через интерфейсный кабель скачиваются на ноутбук.

Измерения могут проводиться в двух режимах: непрерывное зондирование до заданной глубины или на фиксированных горизонтах по методике аналогичной RAMSES.

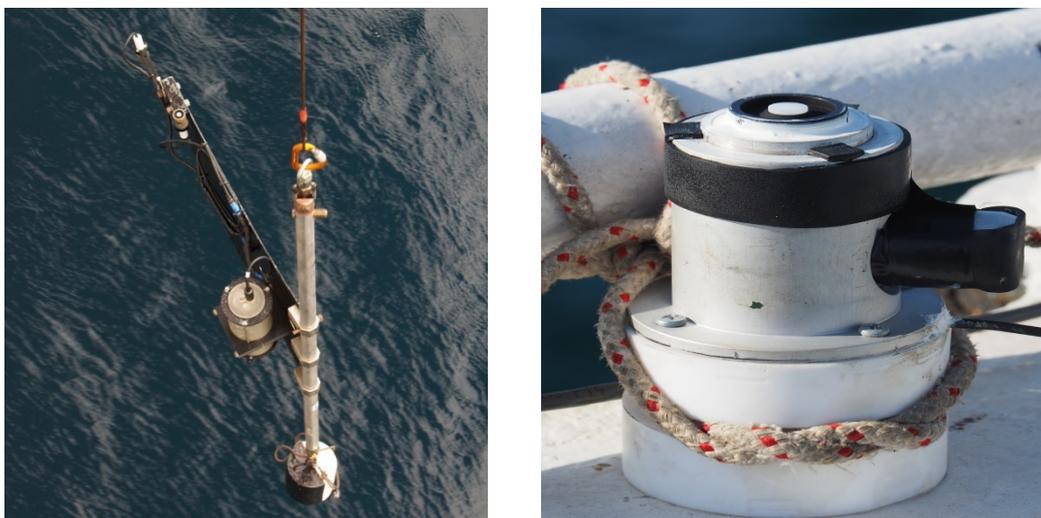


Рис. 1.5. Измеритель ФАР Li-COR, погружаемый (слева) и палубный (справа) датчики. На переходах судна в светлое время суток может проводиться регистрация ФАР с палубного датчика и данных GPS на палубный блок с интервалом 3 секунды.

Технические характеристики:

- Диапазоны длин волн – 400 – 700 нм;
- Линейность – 1 % погрешность в диапазоне до 104 $\mu\text{mol/s}\cdot\text{m}^2$;

- Стабильность $\pm 2\%$ в год;
- Температурный дрейф $\pm 0,15\%$ на $^{\circ}\text{C}$;
- Время автономной работы в режиме регистрации – 20 часов;
- В режиме ожидания – 140 часов;
- Максимальная глубина погружения (по длине кабеля) – 100 м.
- Датчики откалиброваны в абсолютных единицах ФАР мкЕ ($\text{мкмол с}^{-1}\cdot\text{м}^{-2}$).

1.2.6. Прозрачномеры ПУМ и ПУМ-А.

Предназначены для измерения вертикального распределения показателя ослабления света (ПО) и температуры в зондирующем режиме (Артемьев и др., 2008). Оптическая схема, принцип работы и технические характеристики практически одинаковые. Напряжение питания подается от встроенных аккумуляторов, запись информации производится на внутреннюю энергонезависимую память. После окончания зондирования информация считывается на ноутбук напрямую через интерфейсный кабель или через промежуточное устройство переноса данных. Основные отличия приборов - в механической конструкции (Рис. 1.6).

ПУМ-А может работать в лабораторном режиме на пробах или в качестве проточного измерителя. Для этого в измерительный канал устанавливается пластиковая кювета (Рис.1.6 справа), значения ПО выводятся на экран монитора в реальном масштабе времени.



Рис. 1.6. Прозрачномеры: ПУМ перед началом зондирования (слева) и ПУМ-А в режиме лабораторных измерений (справа).

Прозрачномер ПУМ используется на дрейфовых станциях в зондирующем режиме (Рис.1.6 слева).

Технические характеристики ПУМ и ПУМ-А:

- Диапазон количественных измерений ПО $C = 0,050 - 1,0 \text{ м}^{-1}$;
- Диапазон качественных измерений ПО $C = 1,0 - 13,0 \text{ м}^{-1}$;

- Погрешность измерения показателя ослабления – $0,005 \text{ м}^{-1}$;
- Длина волны измерения ПО – 530 нм;
- Полуширина спектрального диапазона – 25 нм;
- Максимальная глубина погружения – 200 м;
- Точность измерения глубины погружения – 0,1 м.;
- Диапазон измерения температуры – $-2 - +32 \text{ }^\circ\text{C}$;
- Точность измерения температуры – 0,1 $^\circ\text{C}$;
- Объем внутренней энергонезависимой памяти – 2 Гб;
- Автономность (время непрерывной работы) – 5 часов;
- ПУМ-А, объем измерительной кюветы – 270 мл.

Для контроля стабильности работы ПУМ-А в кювету заливалась особо чистая вода, приготовленная в ИО РАН в соответствии со стандартами ASTM, CAP и NCCLS на установке “Simplicity 185” фирмы “Millipore”. Значение ПО для нее равно $0,057 \text{ м}^{-1}$.

Контроль стабильности работы ПУМ производится по значениям ПО на воздухе. Периодически производится интеркалибровка ПУМ и ПУМ-А. Сопоставляются значения ПО пробы воды из батометра, измеренные с помощью ПУМ-А в кювете, с данными профиля ПУМ на том же горизонте. Различия находятся в пределах $0,01 \text{ м}^{-1}$.

1.2.7. Лазерный и диодный спектрометры.

Используются для регистрации спектров флуоресценции окрашенной части растворенного органического вещества и пигментов фитопланктона. Приборы разработаны в ЛОО ИО РАН. В качестве источников возбуждающего излучения в двухканальном лазерном спектрометре ЛС-2 используются малогабаритные полупроводниковые лазеры синего и зеленого цвета непрерывного излучения. В диодном спектрометре флуоресценция возбуждается оранжевым сверхъярким светодиодом. Исследуемые образцы морской воды наливаются в кювету из оптического стекла с почти 100 % пропусканием боковых поверхностей на всех длинах волн излучения. Возбуждаемое тонким узконаправленным лазерным пучком или сфокусированным излучением сверхъяркого светодиода излучение флуоресценции и комбинационного рассеяния на молекулах воды (КР) собирается оптической системой, оптическая ось которой располагается ортогонально оптическим осям излучателей. Для подавления рассеянного излучения на несмещенной частоте перед входной линзой оптической системы устанавливаются фильтры с «синими» границами полос пропускания. Принятое излучение по гибкому световоду поступает на вход малогабаритного спектрометра Ocean Optics USB4000. Питание спектрометра и передача данных в ПК осуществляется по USB кабелю. Для управления спектрометром, а также для обработки и регистрации спектров используется программа Ocean Optics OceanView. Внешний вид спектрометров показан на Рис. 1.7.

Для обработки, нормировки и визуализации измеренных спектров подготовлена программа на языке Python. Программа открывает серию полученных спектров, убирает

шумы, усредняет результаты измерений. Далее выполняется полиномиальная интерполяция пиков в областях их перекрытия. Таким образом определяются истинные значения КР, интенсивностей флуоресценции ОРОВ, хлорофилла «а» и других пигментов и производится нормировка спектра на интенсивность соответствующей линии КР. Нормированные на КР значения интенсивности флуоресценции измеряются в Рамановских единицах (Raman Units – RU).

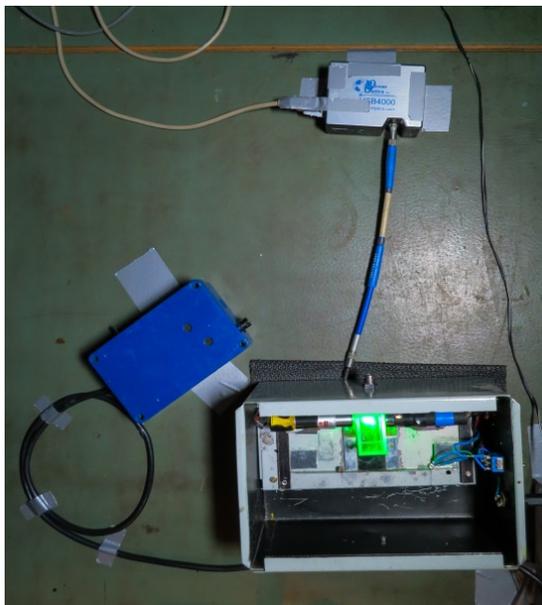


Рис. 1.7. Лазерный спектрометр (внизу справа), диодный спектрометр (слева), Ocean Optics USB4000 (сверху).

Технические характеристики:

- Длины волн излучения лазеров: $\lambda_1 = 405$, $\lambda_2 = 532$ нм;
- Мощность излучения: 28 и 85 мВт, соответственно;
- Полуширина спектрального диапазона излучения лазеров ≤ 1.5 нм;
- Длина волны излучения сверхъяркого светодиода, $\lambda_3 = 595$ нм;
- Полуширина спектрального диапазона излучения светодиода 25 нм;
- Мощность излучения светодиода – 11 мВт;
- Положения «синей» границы Longpass фильтров: 450, 550, 625 нм;
- Емкость измерительной кюветы – 35 мл;
- Спектральный диапазон измерений Ocean Optics USB4000 – 178-890 нм;
- Относительная погрешность измерения флуоресценции РОВ – 1 %;
- Относительная погрешность измерения флуоресценции хл «а» – < 2 %.

1.2.8. Портативный спектрофотометр в конфигурации ICAM.

Предназначен для измерения спектров показателя поглощения морской воды, разработан на кафедре биофизики Биологического факультета МГУ (Погосян и др., 2009).

В спектрофотометре установлена интегрирующая сфера для измерений поглощения в конфигурации ICAM (Рис. 1.8). Она представляет собой кварцевый сферический проточный сосуд с нанесенным на его стенки отражающим покрытием. Источником света в приборе служит стабилизированная по напряжению галогеновая лампа. Коллимированный пучок света проходит через комбинацию корректирующих светофильтров, которые частично компенсируют низкую светоотдачу лампы в синей и фиолетовой области спектра.

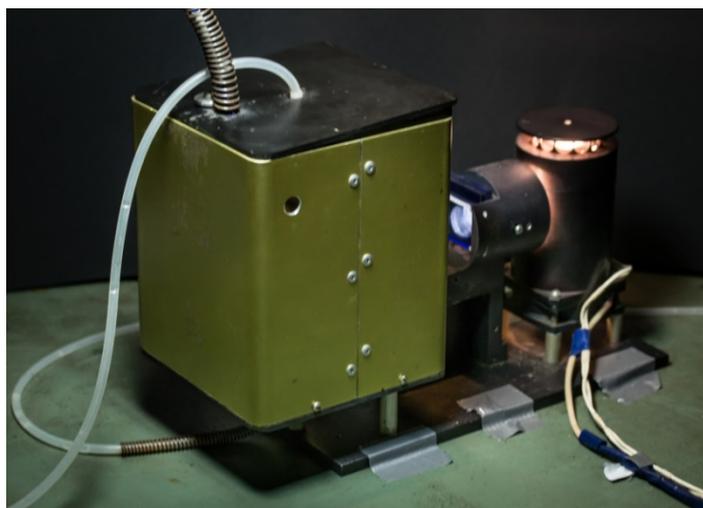


Рис. 1.8. Портативный спектрофотометр в конфигурации ICAM.

После светофильтров, пучок направляется в интегрирующую сферу. Из сферы излучение выводится на спектрометр USB4000 (Ocean Optics) через боковое отверстие, расположенное вне оси входного светового пучка. Таким образом, на спектрометр не попадает входной пучок, а попадают лишь лучи, многократно отраженные от внутренней поверхности сферы.

Технические характеристики:

- Внутренний диаметр измерительной сферы – 86 мм;
- Объем пробы для измерительной сферы – 330 мл;
- Мощность лампы источника света – 100 Вт;
- Спектральный диапазон измерений Ocean Optics USB4000 – 178-890 нм;
- Ширина входной щели – 200 мкм;
- Ошибка воспроизводимости измерений – 0,35 %.

При обработке каждой пробы проводятся три измерения: спектра поглощения морской воды I ; морской воды, прошедшей через ядерный фильтр I_f ; источника (пустой сферы) I_s . Также записываются спектры дистиллированной воды. Вода подается внутрь сферы перистальтическим насосом. После каждого измерения кювета дважды промывается дистиллятом. Фильтрация проводится сразу же после отбора проб под вакуумом ≤ 400 мБар.

Для расчета спектральных величин показателей поглощения используется специально разработанная программа (Глуховец и др., 2017).

1.2.9. Проточный измерительный комплекс ЛОО ИО РАН.

Включает:

- систему непрерывного забора морской воды на ходу судна;
- проточный флуориметр на сверхъярких светодиодах ПФД-2;
- проточный кондуктометр «Эксперт-002-2-6Пр»;
- GPS приемник MR-350;
- систему регистрации, оперативного отображения и хранения данных измерений.

Двухканальный проточный флуориметр ПФД-2 (Рис. 1.9) предназначен для непрерывных измерений на ходу судна интенсивностей флуоресценции хлорофилла «а» и окрашенного растворенного органического вещества, индуцированных излучением сверхъярких светодиодов. Он позволяет также проводить измерения на пробах морской воды. ПФД-2 разработан в ЛОО ИО РАН (Гольдин и др., 2015). В каждом измерительном канале используются две одинаковые проточные титановые кюветы. Для обеспечения прокачки воды кювета имеет два штуцера, расположенных сбоку кюветы. Для регистрации излучения флуоресценции используются малогабаритные фотоэлектронные умножители ФЭУ-147-1. Требуемые спектральные характеристики чувствительности фотоприемных каналов обеспечиваются за счет установки на входе фотоприемников светофильтров из цветного оптического стекла. Питание ФЭУ осуществляется от малогабаритных высоковольтных источников. Электрические сигналы с нагрузки ФЭУ, после соответствующей обработки, поступают на вход четырехканального десятиразрядного аналого-цифрового преобразователя АЦП. Сигналы с АЦП поступают в персональный компьютер для оперативной обработки, регистрации, визуализации и долговременного хранения.



Рис. 1.9. Проточный флуориметр ПФД-2.

Технические характеристики:

- Длина волны возбуждения флуоресценции РОВ, $\lambda_{11}=373$ нм;
- Максимум полосы регистрации флуоресценции РОВ, $\lambda_{12}=480$ нм;
- Длина волны возбуждения флуоресценции хл «а», $\lambda_{21}=522$ нм;
- Максимум полосы регистрации флуоресценции хл «а», $\lambda_{22}=690$ нм;
- Напряжение питания ФЭУ, 0 – 2 кВ;
- Потребляемый ток ~ 1 мА;
- Относительная погрешность измерения флуоресценции РОВ, < 1 %;
- Относительная погрешность измерения флуоресценции хл «а», < 8 %.

Проточный кондуктометр «Эксперт-002-2-6Пр» предназначен для измерения удельной электропроводности (УЭП) и температуры воды и расчетов по результатам измерений УЭП, приведенной к заданной температуре, солености воды. Расчет солености производится с помощью градуировочного графика. Проточный датчик УЭП-Пр-2 выполнен в виде сквозного цилиндрического корпуса из оргстекла с двумя штуцерами для ввода и вывода воды и кабелем для соединения с БИ. Датчик снабжен четырьмя цилиндрическими встроенными электродами из высококачественной нержавеющей стали и встроенным термочувствительным элементом, которые присоединяются к внутреннему концу кабеля. Датчик обеспечивает измерение в пяти поддиапазонах, которые переключаются вручную или автоматически.

GPS приемник MR-350 (GlobalSat) используется для непрерывного определения координат, скорости и курса судна. Приемник устанавливается на верхней палубе судна в незатененном надстройками месте.

1.2.10. Определение концентраций хлорофилла и взвешенного вещества, количественного и видового состава фитопланктона.

Эти определения проводились на отобранных пробах морской воды по стандартным методикам специалистами Лаборатории физико-геологических исследований, Лаборатории экологии планктона и Лаборатории структуры и динамики планктонных сообществ ИО РАН, Москва, Лаборатории экологии ЮО ИО РАН.

1.3. Алгоритмы обработки**1.3.1. Общие замечания**

Стандартные алгоритмы обработки данных спутниковых сканеров цвета в своем подавляющем большинстве эмпирические (регрессионные), основанные на использовании рассчитанных по данным натурных измерений статистических соотношений между определяемым биооптическим параметром и отношением яркостей восходящего от поверхности моря излучения для выбранных длин волн. Эти соотношения зависят от количественного и качественного состава оптически активных компонентов морской воды, который может сильно варьировать. Используемые стандартные алгоритмы выведены на основе данных натурных измерений, выполненных главным образом в океанских водах

(<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov>). Предполагается, что спектральный состав выходящего из-под поверхности моря излучения определяется содержанием фитопланктона и тесно коррелирующих с ним окрашенного органического вещества («желтого вещества») и взвешенных частиц, и его можно считать функцией одного параметра, в качестве которого используется концентрация хлорофилла. Такие воды отнесены к типу вод 1 (Case 1 waters) (Morel, Prier, 1977; Morel et al., 2006), и для них стандартные алгоритмы дают вполне приемлемые результаты.

Воды, в которых такая корреляция отсутствует, относят к водам 2-го типа (Case 2 waters); типичный пример – моря, подверженные влиянию речного стока. Реки выносят в море оптически активные вещества, содержание которых не связано с концентрацией хлорофилла, и использование стандартных алгоритмов в таких морях может приводить к большим ошибкам (Копелевич и др., 2006, 2015а).

Для таких районов необходима разработка региональных алгоритмов, учитывающих специфику формирования биооптических параметров. Валидационные исследования, выполненные по данным натурных измерений в экспедициях ИО РАН, показали, что использование региональных алгоритмов в рассматриваемых морях позволяет значительно уменьшить ошибки спутниковых оценок, по сравнению со стандартными алгоритмами.

Возможны два подхода к разработке биооптических алгоритмов. Первый, уже упомянутый выше, основан на корреляционной связи между отношением яркостей восходящего излучения в двух спектральных диапазонах и измеренными *in situ* концентрациями биооптических параметров (хлорофилла, показателя рассеяния взвесью, общей концентрацией взвеси). Концентрации хлорофилла *Chl* и взвеси *TSM* определяются путем лабораторного анализа проб морской воды. Значения яркостей восходящего излучения измеряются с помощью плавающего и палубного спектрорадиометров (см. раздел 1.2). Для определения показателя обратного рассеяния взвесью b_{br} используется специальный алгоритм (см. ниже). Для оценки концентрации взвеси *TSM* рассчитывалась регрессионная зависимость, связывающая *TSM* и b_{br} .

Второй подход основан на разработке полуаналитического алгоритма, основанного на использовании аналитической формулы для коэффициента яркости водной толщи $\rho(\lambda)$ и малопараметрических моделей для показателей поглощения $a(\lambda)$ и рассеяния назад $b_b(\lambda)$ морской воды. «Полуаналитическими» их называют потому, что в них используются эмпирические параметры, которые, вообще говоря, могут отличаться в разных регионах. Используя измеренные значения коэффициента яркости, для разных длин волн, набор уравнений для определения трех неизвестных параметров – концентрации хлорофилла *Chl*, показателя поглощения желтым веществом a_g и показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{br} . Однако, помимо этих параметров, в уравнения входят функции и параметры, определяющие спектральные зависимости показателей поглощения и рассеяния назад: удельное поглощение пигментами фитопланктона, наклоны спектральных зависимостей (в логарифмическом масштабе) показателя поглощения желтым веществом и показателя рассеяния назад взвешенными частицами. Наклоны спектров поглощения желтым веществом и обратного рассеяния взвешенными частицами могут отличаться в разных водах; удельное

поглощение пигментами также может варьировать в зависимости от видового состава фитопланктона и иметь региональные и сезонные отличия. В полуаналитическом алгоритме надо учитывать также и влияние других факторов, таких как зависимость коэффициента яркости водной толщи от зенитных углов Солнца и наблюдения; вклады флуоресценции и комбинационное (Рамановское) рассеяние, влияние отражения от дна на мелководье. Из-за вышеуказанных трудностей, а также из-за большой чувствительности полуаналитического алгоритма к ошибкам атмосферной коррекции, в настоящее время при обработке данных спутниковых сканеров цвета предпочтение отдается эмпирическим (регрессионным) алгоритмам.

Тем не менее, мы использовали полуаналитический алгоритм для расчетов показателя поглощения желтым веществом a_g . Практика показывает, что спутниковые измерения коэффициента яркости в коротковолновых каналах часто связаны с большими погрешностями атмосферной коррекции. Поэтому для применения полуаналитического алгоритма использовались более длинноволновые каналы, для которых ошибки атмосферной коррекции заметно меньше (см. ниже).

Одним из наиболее важных видов фитопланктона являются кокколитофориды – специфический вид водорослей размером около 10 мкм, покрытых оболочкой из карбонатных чешуек (кокколитов) размером 2-4 мкм. Цветение кокколитофорид наблюдается в весенне-летний период в ряде районов Мирового океана (в том числе в Черном и Баренцевом морях). Для Баренцева моря, ввиду слабого влияния речного стока концентрация кокколитофорид N_{coc} пропорциональна показателю рассеяния взвесью (см. раздел 1.3.2). Для Черного моря, где велико влияние речного стока, был разработан специальный алгоритм для оценки N_{coc} в период цветения в июне (см. раздел 1.3.6).

1.3.2. Баренцево море

Методы для расчета биооптических характеристик Баренцева моря были достаточны традиционными. По судовым измерениям определялись концентрация хлорофилла «а» и общая концентрация взвешенного вещества. Показатель поглощения желтого вещества не определялся, ввиду того, что полуаналитический алгоритм не «срабатывал» в Баренцевом море из-за больших ошибок алгоритма атмосферной коррекции.

Алгоритм *Chl*. Региональный алгоритм оценки концентрации хлорофилла «а» был разработан на основе судовых измерений в Баренцевом море (13 и 14 рейсы НИС «Академик Сергей Вавилов», август – сентябрь 1998 г.). Концентрация хлорофилла и коэффициент яркости восходящего подповерхностного излучения $\rho(\lambda)$ измерялись одновременно (последний измерялся плавающим спектрометриком (Артемьев и др., 2000)). В результате было получено следующее эмпирическое соотношение:

$$Chl = 0.34 [L_{wn}(510) / L_{wn}(555)]^{-1.39}, \quad (1.7)$$

где $L_{wn}(510)$ и $L_{wn}(555)$ – нормализованные яркости. Измерения проводились как в мутных водах Печорского моря, так и в относительно прозрачных водах западной части моря. Общее число измерений $n = 21$, стандартная ошибка уравнения регрессии $0,135 \text{ мг/м}^3$.

Для данных сканера цвета MODIS уравнение регрессии имеет вид:

$$Chl = 0.37 [R_{rs}(531) / R_{rs}(547)]^{-3.25}, \quad (1.8)$$

где $R_{rs}(531)$ и $R_{rs}(547)$ – коэффициенты яркости моря, определяемые MODIS.

Алгоритм определения b_{bp} и TSM . Алгоритм (Буренков и др., 2001а) был разработан для случаев, когда полуаналитический алгоритм не может работать должным образом из-за больших ошибок атмосферной коррекции; такая ситуация типична в Баренцевом и Белом морях. Упрощенный алгоритм использует только две длины волны SeaWiFS 510 и 555 нм, где ошибки в атмосферной коррекции намного меньше, чем при 412, 443 и 490 нм. Чтобы получить показатель рассеяния назад взвешенными частицами $b_{bp} = b_{bp}(555)$, рассчитывается показатель диффузного ослабления $K_d(555)$ и параметр $X(555)$:

$$X(555) = b_b(555) / [a(555) + b_b(555)], \quad (1.9)$$

где $a(555)$ и $b_b(555)$ - показатели поглощения морской воды и рассеяния назад морской водой. Значение $X(555)$ определяется через значение нормализованной яркости $L_{wn}(555)$, а $K_d(555)$ через отношение $L_{wn}(510)/L_{wn}(555)$. Тогда значение $[a(555) + b_b(555)]$ может быть получено из $K_d(555)$, используя стандартную формулу (Gordon, 1989). Показатель рассеяния назад взвесью b_{bp} рассчитывается как разница между показателем b_b морской воды и известным значением показателя рассеяния назад чистой воды b_{bw} . В случае сканера цвета MODIS показатель b_{bp} рассчитывается аналогичным образом с использованием $R_{rs}(531)$ и $R_{rs}(547)$ в качестве входных параметров.

Концентрация взвеси TSM по спутниковым данным рассчитывается при помощи регионального алгоритма, полученного на основе данных судовых измерений в 13 и 14 рейсах НИС «Академик Сергей Вавилов» (август-сентябрь 1998 года). Использовались данные об квазисовременных измерениях яркости восходящего излучения L_{wn} (плавающим спектрометриком) и TSM . Сначала были получены значения показателя b_{bp} , а затем - уравнение регрессии, связывающее TSM и b_{bp} :

$$TSM = 73.5 b_{bp} + 0.016, \quad (1.10)$$

где b_{bp} измеряется в m^{-1} , а TSM - в мг/л. Средняя погрешность определения концентрации взвеси составляет около 30 %.

Алгоритм определения N_{coc} . Региональный алгоритм оценки концентрации кокколитофорид N_{coc} в Баренцевом море (Копелевич и др., 2012) был получен с использованием спутниковых данных о цвете океана и одновременно измеренных концентрациях кокколитофорид и кокколитов в экспедициях 2004 и 2009 гг., а также опубликованных данных об оптических характеристиках кокколитофорид (Voss et al., 1998). Ввиду слабого влияния речного стока в Баренцевом море, концентрация кокколитофорид N_{coc} была принята пропорциональной показателю b_{bp} :

$$N_{coc} = 66 b_{bp}, \quad (1.11)$$

где N_{coc} в 10^6 кл/л. Максимальная ошибка оценки N_{coc} составляет около 50 %.

Вообще говоря, коэффициент K для связи между N_{coc} и b_{bp} зависит от отношения числа отделившихся кокколитов к числу клеток и может изменяться в несколько раз. В недавней работе (Копелевич и др., 2017а) выполнены количественные оценки изменений коэффициента K на основе данных прямых определений 2014-2016 гг. Согласно полученным оценкам, значение K зависит от возраста цветений – по анализируемым данным среднее значение K для

цветений, наблюдавшихся до середины августа, равно 145, позже – 65. Эти оценки еще нуждаются в дальнейшем уточнении, поэтому в настоящей работе все расчеты параметров кокколитофоридных цветений в Баренцевом море выполнены по формуле (1.11).

1.3.3. Карское море

Концентрация хлорофилла и взвеси. Данные натурных измерений, полученные в двух рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш”, проведенные в Карском море в 2007 и 2011 гг., позволили разработать региональные алгоритмы оценки концентрации хлорофилла и взвеси в Карском море по данным спутниковых сканеров цвета (Кузнецова и др., 2013, Kuznetsova et al., 2013). Спутниковые значения $R_{rs}(\lambda)$ и величины коэффициента яркости водной толщи $\rho(\lambda)$ по данным судовых измерений выражаются друг через друга формулами, выведенными Lee et al. (1998).

Наилучшая корреляция между Chl и отношением $R_{rs}(531)/R_{rs}(547)$ получилась при использовании логарифмического уравнения регрессии (Кузнецова и др., 2013):

$$\ln(Chl) = -3.66 \ln [R_{rs}(531) / R_{rs}(547)] + 0.116. \quad (1.12)$$

Коэффициент детерминации r^2 равен 0,47 ($n = 185$), ошибка регрессии $S_{рег.}$ для $\ln(Chl)$ равна 0,56.

Для определения TSM используется формула (Kuznetsova et al., 2013):

$$TSM = 99 b_{bp}. \quad (1.13)$$

Коэффициент детерминации r^2 равен 0,55, $n = 162$; показатель рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} рассчитывается по алгоритму (Буренков и др., 2001а).

Поглощение желтым веществом. Региональный алгоритм для оценки показателя поглощения окрашенного растворенного органического вещества (ОРОВ) в Карском море (Вазюля и др., 2014) использует модификацию полуаналитического алгоритма (Буренков и др., 2001б; Копелевич и др., 2006). Первая модификация заключается в использовании для решения обратной задачи лишь семи спектральных каналов сканера MODIS (488, 531, 547, 555, 645, 667 и 678 нм). Величины $R_{rs}(412)$ и $R_{rs}(443)$ не используются, так как для них велика вероятность ошибок атмосферной коррекции. Спутниковые значения $R_{rs}(\lambda)$ пересчитываются в коэффициент яркости водной толщи $\rho(\lambda)$ по формуле, выведенной в Lee et al. (1998).

Для связи между спектральными величинами $\rho(\lambda)$ и показателями поглощения $a(\lambda)$ и рассеяния назад $b_b(\lambda)$ морской воды используется формула (Morel, Gentili, 1993): $\rho(\lambda) = 0,0922 \pi b_b(\lambda)/a(\lambda)$. Обратная задача нахождения показателей a и b_b решается с использованием малопараметрических моделей (Копелевич, 2014), в которых показатели $a(\lambda)$ и $b_b(\lambda)$ морской воды представляются как суперпозиция вкладов основных компонентов. Показатель поглощения $a(\lambda)$ определяется как сумма показателей поглощения чистой морской водой, ОРОВ и пигментами фитопланктона, а показатель $b_b(\lambda)$ задается как суперпозиция рассеяния назад чистой морской водой и взвешенными частицами. Чтобы минимизировать ошибки, концентрация хлорофилла рассчитывается независимо, посредством регионального алгоритма для Карского моря (Кузнецова и др., 2013); для спектральной зависимости поглощения пигментами используется модель Bricaud et al. (1995). Спектральная зависимость

поглощения ОРОВ $a_g(\lambda)$ описывается экспоненциальной зависимостью: $a_g(\lambda) = a_g \exp[-S(\lambda - \lambda_0)]$, где a_g – поглощение ОРОВ («желтым веществом») на длине волны λ_0 ; S – характеризует наклон спектра поглощения желтым веществом. Используется модель с двумя разными наклонами: S_1 для $\lambda \leq 500$ нм и S_2 для $\lambda > 500$ нм; значение S_2 принимается равным $0,011 \text{ нм}^{-1}$ (Копелевич и др., 1989). Для оценки S_1 применяется итеративный подход и экстраполяции спектрального показателя диффузного ослабления $K_d(\lambda)$ в коротковолновую часть спектра с помощью ранее выведенной системы базисных функций (Khrapko et al., 2007).

В результате решения обратной задачи определяются два параметра: $a_g = a_g(443)$ и $b_{bp} = b_{bp}(555)$. Валидация алгоритма по данным натуральных и спутниковых измерений показала его применимость для Карского моря (Вазюля и др., 2014).

1.3.4. Белое море

Разработка региональных алгоритмов обычно основана на одновременных полевых измерениях нормализованных яркостей восходящего излучения L_{wn} и концентрации биооптических характеристик морской воды (общее содержание TSM взвешенных веществ и концентрации хлорофилла Chl). Наши полевые исследования проводились в Белом море в период 2004-2010 годов. Но по разным причинам, в первую очередь из-за погодных условий, в Белом море количество одновременных судовых и спутниковых наблюдений было недостаточно для разработки регионального алгоритма. Поэтому был применен модифицированный подход для получения региональных алгоритмов в Белом море для оценки концентраций Chl и TSM из спутниковых данных.

Были собраны все данные *in situ* по Chl и TSM в приповерхностном слое за период 2004-2010 гг., включая данные измерений во время движения судна, на которые приходится значительная часть общего числа измерений. Каждая точка с доступными значениями Chl и TSM рассматривалась как потенциально подспутниковая точка, и для нее были подобраны данные MODIS. Для дальнейшего анализа использовались только данные, соответствующие хорошим погодным условиям (проводилась проверка качества спутниковых данных).

Концентрация хлорофилла. После отбраковки было выбрано 68 пар данных одновременных измерений концентрации хлорофилла (Kravchishina et al., 2011) и коэффициента отражения морской воды от MODIS-Aqua. В результате для регионального алгоритма было получено следующее уравнение регрессии:

$$Chl = 2.13 (R_{rs}(531) / R_{rs}(547))^{-2.42}, \quad (1.14)$$

где $R_{rs}(531)$ и $R_{rs}(547)$ – коэффициенты яркости моря над поверхностью; $n = 68$, $r^2 = 0,61$.

Для данных SeaWiFS уравнение преобразуется следующим образом:

$$Chl = 1.9 (L_{wn}(510) / L_{wn}(555))^{-0.87}. \quad (1.15)$$

Алгоритм определения b_{bp} и TSM . Значения TSM рассчитываются в два этапа: во-первых, значения показателя рассеяния назад взвесью b_{bp} были получены из спутниковых данных (Буренков и др., 2001a), во-вторых, концентрация TSM определяется с использованием связи между TSM и b_{bp} .

Чтобы получить такую связь для Белого моря, были выбраны 195 пар квази-одновременных определений b_{bp} и TSM . После стандартного статистического расчета было получено следующее уравнение регрессии

$$TSM = 22.8 b_{bp}^{0.53}, \quad (1.16)$$

где TSM измеряется в мг/л, b_{bp} – в m^{-1} , $n=195$, $r^2=0,70$.

Поглощение желтым веществом. Для получения значений показателя поглощения желтого вещества a_g используется полуаналитический биооптический алгоритм (Буренков и др., 2001б). Из-за малых значений восходящего излучения в коротковолновой спектральной области в Белом море и больших ошибок алгоритма атмосферной коррекции там спектральные каналы MODIS 412, 443, 469, 488 нм не использовались, а входными параметрами были значения яркости моря $R_{rs}(\lambda)$ в шести спектральных диапазонах 531, 547, 555, 645, 667 и 678 нм. Значения $R_{rs}(\lambda)$ были преобразованы в значения коэффициента яркости подповерхностного излучения $\rho(\lambda)$ с помощью формулы, приведенной в (Lee et al., 1998). Обратная задача решается методом наименьших квадратов, и в результате ее решения получают три неизвестных: концентрация хлорофилла Chl , коэффициент рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} и показатель поглощения желтого вещества a_g . Что касается Chl и b_{bp} , предпочтение отдается регрессионным алгоритмам, описанным выше, как более надежным. Проверка полуаналитического алгоритма для a_g проводилась с использованием *in situ* измеренных значений показателя диффузного ослабления K_d .

1.3.5. Балтийское море

В монографии представлены результаты спутникового мониторинга биооптических характеристик для двух субрегионов Балтийского моря: Юго-Восточная Балтика и восточная часть Финского залива (см. раздел 5.1). Для обоих субрегионов используются региональные алгоритмы оценки биооптических характеристик по данным MODIS-Aqua, разработанные и проверенные по данным натурных измерений в данных регионах.

1.3.5.1. Алгоритмы для юго-восточного района Балтийского моря

Концентрация хлорофилла. Для определения концентрации хлорофилла по данным MODIS используется алгоритм (Woźniak et al, 2008; Darecki et al., 2008), разработанный специалистами Института океанологии Польской Академии наук:

$$Chl = 10^{1.102 - 0.870 \cdot X - 0.3449 \cdot X \cdot X} \quad (1.17)$$

$$X = [R_{rs}(490) - R_{rs}(665)] / [R_{rs}(550) - R_{rs}(665)]$$

Валидация по данным натурных измерений 2003-2009 гг. (Буканова и др., 2011) показала, что наблюдается значимая корреляция между данными спутниковых и натурных измерений: коэффициент детерминации $r^2 = 0,33$, ошибка регрессии S_{reg} равна 1.9 мг/м^3 , объем выборки $n = 109$.

Концентрация взвеси. Для расчета концентрации взвеси используется региональный алгоритм определения концентрации взвеси по данным спутникового сканера цвета MODIS для Юго-Восточной Балтики, разработанный на основе натурных измерений концентрации взвеси в 2003-2009 гг. (Буканова и др., 2011). Алгоритм включает два этапа: на первом

рассчитывается показатель рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} . (Буренков и др., 2001a), на втором – определяется концентрация взвеси TSM , используя уравнение регрессии TSM vs b_{bp} , выведенное на основе данных натуральных измерений:

$$TSM = 83.3 b_{bp} + 0.04. \quad (1.18)$$

Точность расчета нельзя назвать высокой: r^2 равен 0,37, S_{reg} составляет 0,8 мг/л; объем выборки $n = 101$. Валидация алгоритма по данным натуральных измерений 2010-2016 гг. (Вуканова et al., 2018) для значительно большей выборки ($n = 198$) показала аналогичные результаты: $r^2 = 0,38$. Итоговые ошибки обусловлены не только погрешностями спутниковых алгоритмов и измерений, но и качеством исходных судовых измерений.

1.3.5.2. Алгоритмы для восточной части Финского залива

Региональные алгоритмы для восточной части Финского залива были разработаны на основе данных натуральных измерений, выполненных в совместных экспедициях ИО РАН и РГГМУ в 2012-2014 гг. в указанном районе на малом парусном катамаране «ЦЕНТАУРУС II».

Концентрация хлорофилла. Для определения концентрации хлорофилла по данным MODIS в восточной части Финского залива используется региональный алгоритм (Vazyulya et. al., 2014), разработанный на основе натуральных измерений в 2012-2013 гг.:

$$\log (Chl) = -0.50 + 19.8X - 42.7 X^2, \quad (1.19)$$

$$X = \log[R_{rs}(547) / R_{rs}(531)].$$

Валидация по данным MODIS-Aqua за 2012-2013 гг. ($n = 10$) показала, что средняя относительная ошибка алгоритма равна 20 %, причем 16-17 % обусловлено ошибками атмосферной коррекции (Vazyulya et. al., 2014). Верификация по натуральным данным за 2004–2013 гг. (Кочеткова и др., 2017) так же показала, что ошибка данного алгоритма в среднем составляет около 20 %.

Концентрация взвеси. Для расчета концентрации взвеси используется региональный алгоритм (Vazyulya et. al., 2014), так же разработанный на основе натуральных измерений в 2012-2013 гг. Сначала рассчитывается показатель рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} . (Буренков и др., 2001a), затем определяется концентрация взвеси TSM , используя уравнение регрессии:

$$\log TSM = 0.79 \log b_{bp} + 1.95. \quad (1.20)$$

Коэффициент детерминации r^2 уравнения регрессии равен 0,61, стандартное отклонение 0,6 мг/л; объем выборки $n = 39$. Валидация алгоритма по данным MODIS-Aqua ($n = 10$) показала незначительное увеличение ошибки до 0,64 мг/л (Vazyulya et. al., 2014).

Биомасса цианобактерий Алгоритм представляет собой уравнение множественной регрессии, выражающее биомассу цианобактерий V_{cyan} через показатель рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} и концентрацию хлорофилла Chl :

$$V_{cyan} = 45 b_{bp} 10^3 + 38.5 Chl - 227. \quad (1.21)$$

Уравнение регрессии получено по данным для 28 станций, для которых величина V_{cyan} превышала 20 мг/м³. Значение коэффициента детерминации и стандартного отклонения

рассчитанных значений $V_{\text{суп}}$ от измеренных равны, соответственно, 0,61 и 272 мг/м³ (Вазюля и др., 2016).

1.3.6. Черное море

Концентрация хлорофилла. По данным SeaWiFS, концентрация хлорофилла в субрегионах 1 - 5 (см. раздел 6.1) рассчитывалась по алгоритму, разработанному специалистами МГИ РАН (Суетин и др., 2000, 2001, 2002):

$$Chl_MHI = 1.13 [L_{\text{wn}}(510) / L_{\text{wn}}(555)]^{-3.33}. \quad (1.22)$$

Для субрегионов 6-8 алгоритм разработан специалистами Института океанологии РАН (Буренков и др., 2002):

$$Chl_SIO = 0.88 [L_{\text{wn}}(510) / L_{\text{wn}}(555)]^{-2.24}. \quad (1.23)$$

Сравнение двух алгоритмов показало, что значения Chl_SIO выше значений Chl_MHI , если $Chl_SIO < 0,4$ мг·м⁻³. Значения Chl_SIO ниже, чем значения Chl_MHI , если $Chl_SIO > 0,7$ мг·м⁻³. В диапазоне Chl_SIO от 0,4 до 0,7 мг·м⁻³ значения Chl , полученные двумя алгоритмами, различаются менее чем на 15 %.

Оба алгоритма разработаны для теплого времени года (май-сентябрь), поэтому они могут приводить к значительным погрешностям абсолютных значений Chl в холодное время года. Однако можно предположить, что относительные изменения концентрации хлорофилла адекватно воспроизводятся с помощью обоих алгоритмов, и для этой цели наши расчеты также проводились в холодное время года.

Алгоритм получения концентрации хлорофилла по данным MODIS-Aqua в субрегионах 1-5 вычисляется по формуле:

$$Chl = 0.5 (Chl_1 + Chl_2), \quad (1.24)$$

где $Chl_1 = 1.13 [0.66 R_{\text{rs}}(488) / R_{\text{rs}}(547) + 0.40]^{-3.33}$;

$Chl_2 = 1.13 [2.35 R_{\text{rs}}(531) / R_{\text{rs}}(547) - 1.44]^{-3.33}$.

Для субрегионов 6-8 алгоритм Chl по данным MODIS аналогичен (1.23):

$$Chl = 0.83 [0.996 R_{\text{rs}}(531) / R_{\text{rs}}(547)]^{-4.36}. \quad (1.25)$$

Алгоритм определения $b_{\text{бр}}$. Для расчета показателя рассеяния назад взвесью $b_{\text{бр}}$ по данным SeaWiFS, использован алгоритм аналогичный описанному в разделе 1.3.2 для Баренцева моря, но величина $K_d(555)$ вычисляется с помощью отношения $L_{\text{wn}}(490) / L_{\text{wn}}(555)$ вместо $L_{\text{wn}}(510) / L_{\text{wn}}(555)$ в отличие от Баренцева моря.

Расчеты показателя рассеяния назад взвесью $b_{\text{бр}}$ по данным MODIS-Aqua выполняются с тем же алгоритмом, что и для SeaWiFS, но используется отношение $R_{\text{rs}}(488) / R_{\text{rs}}(547)$ вместо $L_{\text{wn}}(490) / L_{\text{wn}}(555)$.

Поглощение желтым веществом. Для вычисления показателя поглощения желтым веществом $a_g(440)$ используется версия полуаналитического алгоритма, описанная в работе (Буренков и др., 2001б). Оценить погрешности полученных значений a_g затруднительно, поскольку они сильно зависят от погрешностей атмосферной коррекции. Конечно, случаи с отрицательными значениями L_{wn} и R_{rs} были отбракованы, однако оценка погрешностей определения L_{wn} и R_{rs} весьма затруднительна.

Биооптические характеристики Черного моря в июне. Судовые и спутниковые исследования, проведенные в северо-восточной части Черного моря в 2004-2012 годах, показали, что значения *Chl* и пространственные распределения биооптических параметров в июне сильно отличались от других сезонов. Для объяснения этого явления были две гипотезы:

- (i) вынос терригенной взвеси речным стоком, распространяющийся на весь бассейн Черного моря через пограничные течения мезомасштабными вихрями и через турбулентный обмен;
- (ii) цветение кокколитофорид, покрывающее весь бассейн или значительную его часть (Сокасар et al., 2001, 2004).

Было выполнено большое количество квазиодновременных судовых и спутниковых измерений восходящего излучения L_{wn} и биооптических параметров морской воды (общее содержание взвешенных веществ *TSM*, концентрация хлорофилла *Chl* и концентрация кокколитофорид N_{coc}). Это позволило разработать региональные биооптические алгоритмы для июня с использованием данных сканера цвета SeaWiFS:

$$Chl = 0.73 [L_{wn}(510) / L_{wn}(555)]^{-2.73}, n = 81, r^2 = 0.54 \quad (1.26)$$

$$TSM = 72.4 b_{bp} + 0.11, n = 48, r^2 = 0.25 \quad (1.27)$$

$$N_{coc} = 768 b_{bp}^{1.55}, n = 48, r^2 = 0.54, \quad (1.28)$$

где n - число подспутниковых точек, r^2 - коэффициент детерминации, N_{coc} - концентрации кокколифорид в 10^6 клеток /л, $b_{bp}(550)$ измеряется в m^{-1} и *TSM* в мг/л. Обратим внимание, что алгоритм *Chl* для июня отличается от алгоритма для других сезонов. Это может быть связано с различием состава фитопланктона в июне и осенью.

В алгоритме для определения концентрации хлорофилла в июне по данным MODIS-Aqua используется отношение $R_{rs}(531) / R_{rs}(547)$:

$$Chl = 0.89 [1.004R_{rs}(531) / R_{rs}(547)]^{-6.0}. \quad (1.29)$$

Для N_{coc} был разработан новый алгоритм. Адекватная модель показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} в Черном море должна включать не только вклад кокколит и кокколифофорид, но и параметр, характеризующий речной сток. Для разработки спутникового алгоритма второй параметр должен быть также получен из спутниковых данных. Идея оценки «не кокколитофоридного» компонента b_{bp} (обозначим ее как b_{b_riv}) была основана на предположении, что значения a_g и b_{b_riv} коррелированы друг с другом, а b_{b_riv} может быть представлен через a_g . Это предположение было подтверждено результатами наших полевых исследований (Korelevich et al., 2014).

На этой основе была разработана новая модель b_{bp} :

$$b_{bp} - b_{bp_bg} = K_{coc} N_{coc} + K_{riv} (a_g - a_{g_bg}), \quad (1.30)$$

где b_{bp_bg} и a_{g_bg} - фоновые значения b_{bp} и a_g , полученные из спутниковых данных за 2003-2010 гг. как их самые низкие месячные значения; $b_{bp_bg} = 0,0025 m^{-1}$, $a_{g_bg} = 0,047 m^{-1}$; коэффициенты K_{coc} и K_{riv} были определены из прямых измерений N_{coc} и b_{bp} , a_g , рассчитанных по данным плавающего спектрорадиометра (Артемьев и др., 2000) по измерениям в 2004-2008 гг. (Korelevich et al., 2014); $K_{coc} = 2,74 \cdot 10^{-3}$, $K_{riv} = 0,157$. Как видно из (1.30), для вычисления N_{coc} необходимо знать b_{bp} и a_g . Для их расчета в качестве входных параметров использовались

значения коэффициентов яркости моря $R_{rs}(488)$ и $R_{rs}(555)$, полученные из спутниковых данных. Для b_{bp} и a_g использовались малопараметрические модели с учетом спектральных зависимостей обратного рассеяния кокколитофоридами и речной взвесью (Kopelevich et al., 2013, 2014).

В результате получаем систему двух линейных уравнений с двумя неизвестными a_g и N_{coc} с входными параметрами $R_{rs}(488)$ и $R_{rs}(555)$ решая которую, определяем N_{coc} .

1.3.7. Каспийское море

Алгоритмы для Каспийского моря, также как и большинство описанных выше алгоритмов, основаны на квазисовременных измерениях биооптических параметров и яркости восходящего излучения. Алгоритмы для определения концентрации хлорофилла и взвеси были верифицированы по данным натурных измерений в 2003-2009 гг. (Рыбакова и др., 2012).

Концентрация хлорофилла. Уравнение регрессии для расчета концентрации хлорофилла по данным SeaWiFS:

$$Chl = 0.732 \cdot [L_{wn}(555) / L_{wn}(510)]^{3.40}, \quad (1.31)$$

где $L_{wn}(555)$ и $L_{wn}(510)$ – нормализованные яркости восходящего излучения при 555 и 510 нм, $n = 55$, $r^2 = 0,71$, погрешность уравнения регрессии 0,33 мг/м³.

Алгоритм расчета концентрации хлорофилла по данным MODIS-Aqua имеет следующий вид:

$$Chl = 0.573 \cdot (R_{rs}(488) / R_{rs}(547))^{-2.39}, \quad (1.32)$$

где $R_{rs}(488)$ и $R_{rs}(547)$ - коэффициенты яркости моря для каналов 488 и 547 нм соответственно, $n = 55$, $r^2 = 0,64$, погрешность уравнения регрессии 0,41 мг/ м³.

Алгоритм определения b_{bp} и TSM Коэффициент рассеяния назад частицами взвеси b_{bp} был получен по спутниковым данным, скорректированными на отражение от дна (Kopelevich et al., 2007). Концентрация TSM рассчитывается через уравнение регрессии между TSM и b_{bp} :

$$TSM = 671 b_{bp} + 0.554, \quad (1.33)$$

где TSM измеряется в мг/л, b_{bp} в м⁻¹, $n = 42$, $r^2 = 0,835$, ошибка регрессии составляет 0,81 мг/л.

Поглощение желтым веществом. Значения a_g (440) рассчитывались с помощью полуаналитического алгоритма так же, как в Черном море (см. раздел 1.3.6). Алгоритм работает стабильно только в период с мая по сентябрь, поэтому данные, полученные в другие сезоны, не очень надежны.

1.4. Программное обеспечение

1.4.1 Программный комплекс SeaDAS

Значительная часть обработки данных при подготовке настоящего издания выполнена с помощью программного комплекса SeaDAS (SeaWiFS Data Analysis System), (<https://seadas.gsfc.nasa.gov>) первая версия которого была разработана в 1994 году в центре космических полетов имени Годдарда, НАСА, США. Первоначально SeaDAS предназначался для обработки и визуализации данных спутникового сканера цвета SeaWiFS; в дальнейшем

появилась возможность обработки данных сканера цвета CZCS, работавшего в 1978 – 1986 гг., а по мере появления новых спутниковых сканеров, также MODIS, MERIS, AVHRR, VIIRS, OLI, OCTS и др. Первые версии SeaDAS (1.1 – 6.4) для разработки графического пользовательского интерфейса (GUI) использовали коммерческий программный продукт IDL (Interactive Data Language), тогда как программы обработки данных, такие как географическая привязка изображений, атмосферная коррекция, биооптические алгоритмы, усреднение данных, написаны на языках C и фортран. Старые версии SeaDAS могли работать только под управлением операционных систем UNIX и Linux.

В 2011 году разработчики SeaDAS приняли решение отказаться от использования языка IDL и разработать новый интерфейс на основе общедоступных некоммерческих многоплатформенных языков Java и Python. Версия SeaDAS 7.1 и последующие были разработаны совместно с фирмой Brockmann Consult (<https://web.brockmann-consult.de>) на основе продукта этой фирмы BEAM – VISAT.

Пакет программ BEAM для обработки и визуализации спутниковых данных, в отличие от SeaDAS, полностью написан на языке Java (что обеспечивает его переносимость на различные платформы) и успешно протестирован под операционными системами MS Windows, MacOS X, Solaris и Linux.

Основные компоненты BEAM:

- VISAT, головная программа пакета, которая может использоваться для визуализации, анализа и обработки спутниковых данных.
- программы, предназначенные для обработки данных, и запускаемые из командной строки или программы VISAT
- API (Application Programming Interface, интерфейс прикладного программирования) – библиотека программ на языке Java, облегчающая процесс разработки новых модулей, встраиваемых в пакет BEAM.

Новые версии интерфейса SeaDAS могут работать под управлением операционных систем Linux, MacOS и Microsoft Windows, однако основные программы обработки данных до настоящего времени работают только под ОС Linux и MacOS.

Последняя версия SeaDAS 7.5.1 (июль 2018) содержит многочисленные инструменты для графического представления данных – средства для построения географических карт, гистограмм, профилей, спектров, диаграмм рассеяния, таблиц. Имеются инструменты для импорта спутниковых данных в форматах HDF, NetCDF, BEAM-DIMAP, HDF EOS и др., а также судовых данных в форматах SeaBASS, MERMAID и др.

Раздел основной обработки данных OCSSW содержит более 20 программ. Наиболее важной для нас является программа l2gen, предназначенная для преобразования файлов L1A или L1B в файлы L2. Программа может работать с файлами SeaWiFS, MODIS, CZCS, OCTS, VIIRS, MERIS; выходные файлы могут быть записаны в формате HDF или NetCDF. Набор возможных параметров в выходных файлах содержит более сотни наименований. В частности это результаты атмосферной коррекции – коэффициенты яркости моря $R_{rs}(\lambda_i)$, где λ_i – набор длин волн, различный для разных сканеров цвета, это стандартные продукты, такие как

концентрация хлорофилла, рассчитанная с применением различных алгоритмов, фотосинтетически активная радиация ФАР, коэффициент диффузного ослабления $K_d(490)$, температура поверхности моря SST и многие другие. Кроме того, программа l2gen может рассчитывать первичные оптические характеристики, с применением модели GIOP (Generalized Inherent Optical Property, Werdell et al., 2013). Программа неоднократно модернизировалась, последняя (июль 2018) версия – 9.2.0. Каждый раз, когда в результате изменений в программе или уточнения калибровочных коэффициентов существенно изменялись величины $R_{rs}(\lambda)$, в центре обработки данных НАСА заново пересчитывались все файлы второго уровня (выполнялся «репроцессинг» данных). С этим, в частности, связаны различия в результатах, представленных в разных выпусках Атласа.

Другие программы из пакета OCSSW предназначены для подготовки данных типа L1 к обработке программой l2gen (программы geogen, geolocate_viirs, l1bgen), для усреднения данных (программы l2bin, l3bin, smigen), и т. д. Имеются также скрипты на языке Python, позволяющие последовательно вызывать несколько программ обработки данных.

1.4.2 Система обработки спутниковых данных SMCS

Все таблицы, диаграммы и карты в настоящем Атласе получены с помощью программного комплекса SMCS (Шеберстов, 2015). Первоначально, этот программный комплекс был разработан в 2007 году (Sheberstov, Lukyanova, 2007) как информационная система спутникового мониторинга Каспийского моря (Satellite Monitoring of Caspian Sea); в дальнейшем он пополнялся новыми программами, совершенствовался и использовался для обработки и анализа данных, полученных в различных акваториях. В состав SMCS входят программы для обслуживания базы данных, содержащей спутниковые файлы и результаты судовых измерений, программы для пакетной обработки больших массивов спутниковых данных, и головная программа, предназначенная для визуализации спутниковых и судовых данных, а также для запуска других компонентов программного комплекса. Набор программ пакетной обработки спутниковых файлов содержит модули для расчета новых продуктов и записи результата в форматах HDF и NetCDF, усреднения данных, экспорта карт в заданных проекциях, построения временных рядов и т. д. Особенности программ данной системы – динамическая загрузка библиотек, которые могут быть разработаны пользователями и внедрены без перекомпиляции программ, и наличие удобного и достаточно универсального языка управления заданиями.

Головная программа. smcs, головная программа системы SMCS, разработана как приложение для ОС Windows с многооконным интерфейсом. Программа может работать с документами четырех типов – файлы судовых измерений, графические файлы, спутниковые файлы в формате HDF и текстовые документы с результатами запросов к базе данных. Документы всех четырех типов могут быть открыты одновременно (см. Рис. 1.10).

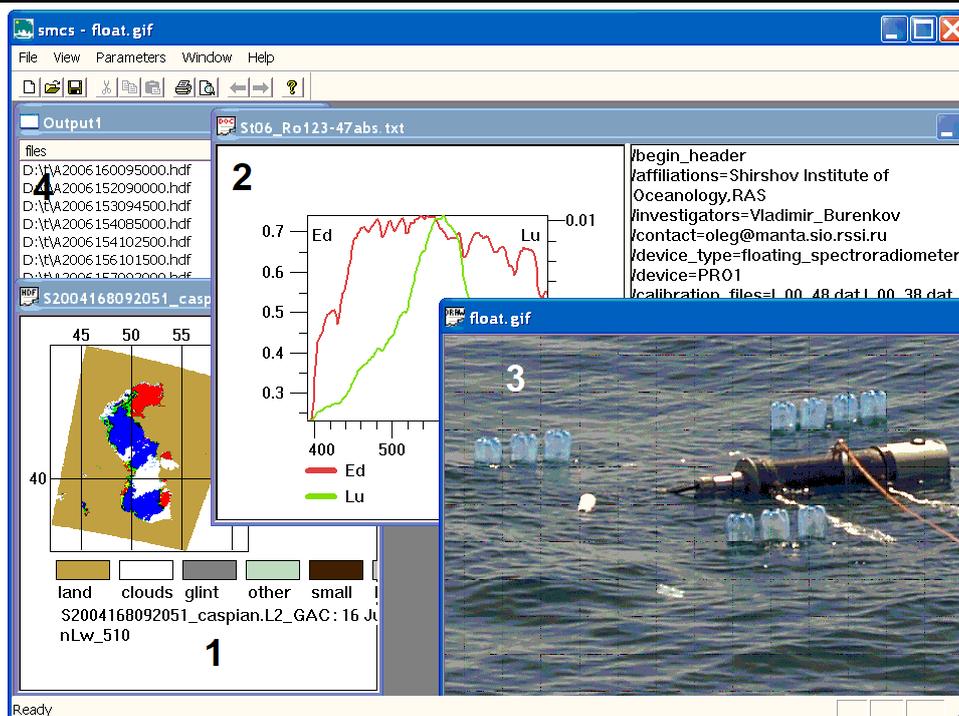


Рис. 1.10. Документы четырех типов в программе smcs: карта распределения яркости выходящего из воды излучения в Каспийском море (1), текстовое и графическое представление файла судовых данных (2), фотография плавающего спектро радиометра PRO-1 (3), список спутниковых файлов, найденных в результате запроса к базе данных (4).

Программа содержит графический интерфейс для отображения данных всех рассмотренных выше типов – спутниковые данные могут быть представлены в виде географических карт в одной из проекций по выбору пользователя, на тех же картах могут отображаться точечные и линейные объекты (положение станций, на которых производился сбор данных, траектории рейсов).

Одной из важных функций программы является формирование с помощью графического интерфейса управляющих файлов для программ пакетной обработки.

Вызов программы для формирования запроса к базе данных также может осуществляться из головной программы smcs – в этом случае информация о результате выполнения запроса появляется в одном из окон интерфейса программы, как это показано на Рис. 1.10.

База данных. База данных реализована в архитектуре клиент – сервер под управлением СУБД MySQL. Сервер под управлением ОС Linux, UNIX или Windows содержит часть архива спутниковых файлов в формате HDF и реляционную базу данных, содержащую следующие основные таблицы:

- судовые данные в формате базы данных SeaBASS (Werdell, et all., 2002);
- метаданные архивов судовых данных;
- метаданные спутниковых файлов – координаты угловых точек, время съемки, список продуктов, версия программного обеспечения, и т.п.;
- метаданные графических файлов в формате GIF, JPG, BMP, или PNG;

- вспомогательные таблицы, используемые для реализации графического интерфейса формирования запроса.

Архив судовых данных содержит необработанные результаты измерений одной экспедиции; метаданные архива – это основные сведения об экспедиции: время начала и окончания экспедиции, название судна, номер рейса, список приборов и т. д.

Спутниковые файлы, архивы судовых данных и графические файлы не конвертируются к формату MySQL и хранятся на сервере отдельно, поскольку их размер может превышать максимально допустимые для MySQL значения.

Клиентская часть программного обеспечения - это программа формирования запроса, FTP-клиент, программа для заполнения базы данных.

Составление запроса к базе данных на языке SQL может выполняться как в ручном режиме, так и с помощью графического интерфейса пользователя (GUI). Графический интерфейс позволяет формировать наборы судовых и спутниковых данных по координатам, по времени выполнения измерений, по набору продуктов спутниковых файлов. Кроме того существует возможность предварительного отбора файлов для процедуры сопоставления судовых и спутниковых данных программой пакетной обработки *seatruth*.

В результате выполнения запроса формируется список выбранных файлов, с помощью FTP-клиента эти файлы загружаются на компьютер пользователя. Далее, посредством механизма сообщений (messages) Windows, этот список передается головной программе, которая в свою очередь формирует командный файл для программ пакетной обработки.

Программы пакетной обработки. Командные файлы всех перечисленных ниже программ имеют сходную структуру: каждый такой файл должен содержать, по меньшей мере, три раздела: *files* – список спутниковых файлов; *common* – имена других входных файлов, файлов, содержащих результаты обработки, координаты региона и т. д.; *products* – последовательность команд для вычисления новых продуктов. Ниже приведены два примера таких команд: расчет концентрации хлорофилла (*chl*) и показателя рассеяния назад (*bbp*) в Каспийском море по данным MODIS

```
chl=0.573*(Rrs_488/Rrs_547)^(-2.39) : min=0 : max=60: filter=Rrs_488> 0 AND Rrs_531>0  
AND Rrs_547>0 AND Rrs_667>0 : flag="LAND CLDICE STRAYLIGHT": type=DFNT_FLOAT32
```

```
bbp=bbpmodisr() : min=0 : max=1 : filter="Rrs_488>0.00015 AND Rrs_547>0.00015":  
flag="LAND CLDICE STRAYLIGHT" : type=DFNT_FLOAT32
```

В этих примерах *Rrs_488*, *Rrs_531*, *Rrs_547* – имена продуктов, содержащихся в исходном спутниковом файле L2 MODIS, *min*, *max*, *flag*, *type*, *filter* – ключевые слова, *bbpmodisr()* – имя внешней функции, содержащейся одной из библиотек программного комплекса SMCS.

Как можно видеть из этих примеров, синтаксис команд весьма прост. Более подробное описание синтаксиса командной строки и последовательности операций при ее обработке можно найти в работе (Шеберстов, 2015).

Набор программ пакетной обработки постоянно пополняется; далее приведен список программ, использованных при подготовке Атласа.

- `l2tol2` – расчет новых продуктов. Для каждого файла из входного набора создается новый файл с новым набором продуктов. Каждому пикселю нового файла соответствует один пиксель входного файла с сохранением географической привязки;
- `l2tol3` – усреднение группы входных файлов по равномерной градусной сетке в заданной области.
- `imagex` – создание наборов географических карт в заданных проекциях с наложением векторных объектов. Карты настоящего атласа построены с помощью этой программы
- `mctable` – построение временных рядов для заданной точки или региона. С помощью этой программы построена большая часть таблиц и диаграмм настоящего Атласа.
- `seatruth` – сопоставление судовых и спутниковых данных. Программа использовалась при разработке некоторых регрессионных биооптических алгоритмов.
- `mimport` – импорт данных с сохранением географической привязки.

Для каждой программы пакетной обработки существуют три варианта – Windows приложение с графическим интерфейсом, консольное приложение Windows и консольное приложение для Linux.

Использование системы. В настоящее время система включает следующие библиотеки, разработанные в Лаборатории оптики океана ИО РАН.

1. Набор биооптических алгоритмов для данных сканеров цвета океана SeaWiFS, MODIS, MERIS, VIIRS. Содержит региональные алгоритмы, описание которых можно найти в разделе 1.3 настоящего Атласа.

2. Программы для оценки проникновения солнечной радиации в толщу воды и расчета фотосинтетически активной радиации (ФАР) (Вазюля и др., 2009).

3. Алгоритмы атмосферной коррекции для сканеров цвета SeaWiFS и MODIS (Копелевич и др., 2009).

1.5. Представление данных

Данные спутниковых сканеров цвета, необходимые для расчета биооптических характеристик, скачивались с сайта проекта NASA Ocean Color Web (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov>). Данные, размещенные на этом сайте, включают файлы следующих уровней обработки: L0 (не для всех приборов), L1A, L1B (не для всех приборов), L2, L3 спутниковых сканеров MODIS, SeaWiFS, CZCS, MERIS, OCTS, OLCI, GOCI, NICO.

Определение уровней обработки можно найти на сайте НАСА <https://earthdata.nasa.gov/earth-science-data-systems-program/policies/data-information-policy/data-levels> и в работе (Лупян, Саворский, 2012). Согласно классификации NASA EOSDIS (Earth Observation System Data Information System) к уровню L0 относятся данные, полученные с борта космического аппарата, включая телеметрию. К уровню L1A относятся исходные показания научных приборов, снабженные вспомогательной информацией, необходимой для радиометрической и геометрической коррекции и географической привязки данных. Файлы

L1B представляют данные уровня L1A в физических единицах с географической привязкой. Файлы L2 содержат восстановленные геофизические (в нашем случае биооптические) параметры в том же месте и с тем же разрешением, что и исходные L1 файлы. Уровень L3 представляет данные L2, пересчитанные на регулярные пространственно-временные сетки. Пространственная сетка L3 файлов, представленных на сайте Ocean Color Web, является глобальной, при этом каждое изображение представлено в двух различных вариантах: 'binned' и 'mapped'. При усреднении первого типа поверхность Земли разбивается на N ограниченных параллелями полос равной ширины $\sim 20000/N$ км, каждая полоса разбивается на $N \cos \varphi_0$ элементарных ячеек ('бинов'), где φ_0 - широта середины полосы, При таком разбиении площади всех бинов примерно одинаковы. При усреднении второго типа ('mapping') строится равномерная градусная сетка, и площадь каждого бина пропорциональна косинусу широты. На сайте Ocean Color Web доступны L3 данные с временным интервалом усреднения 1 день, 8 дней и 1 месяц.

Данные уровней обработки L0 и L1 предоставляются в формате HDF (Hierarchical Data Format), а данные L2 и L3 – в формате NetCDF (Network Common Data Form). Данные второго уровня сканеров MODIS и VIIRS распространяются в виде трех отдельных наборов: OC (ocean color), IOP (inherent optical properties) и SST (sea surface temperature). Файлы из набора OC содержат коэффициенты яркости моря R_{rs} и основные биооптические характеристики, файлы IOP – первичные гидрооптические характеристики, SST – температура поверхности океана и сопутствующие параметры.

Все файлы каждого набора содержат параметр `l2_flags` – четырехбайтовое целое число, каждый бит которого указывает на наличие или отсутствие некоторого признака для данного пиксела, например ошибки атмосферной коррекции (ATMFAIL), льда (SEAICE) или солнечного блика (HIGLINT). Файлы из набора SST содержат параметр `qual_sst`, принимающий значения от 0 до 3 и характеризующий качество данных: 0 – наивысшее качество, 3 – данные непригодные к использованию. Кроме того, для отбраковки данных использовались допустимые минимальное и максимальное значение каждого параметра (см. параметры `min` и `max` в примере командной строки SMCS в разделе 1.4.2).

При подготовке Атласа использовались все доступные данные второго уровня сканеров цвета SeaWiFS (январь 1998 – июнь 2002 гг.) и MODIS-Aqua (июль 2002 – декабрь 2017 гг.). Для Белого моря для SST за 2003 и 2004 гг. использовались данные MODIS-Terra. Файлы второго уровня были рассчитаны с помощью программы `l2gen` версии 6.7.0, в то время как в состав SeaDAS 7.5.1 входит `l2gen` версии 8.10.0, а на сайте Ocean Color Web в октябре 2018 можно скачать файлы, сгенерированные `l2gen` версии 9.2.0. Прямое сравнение значений коэффициентов яркости R_{rs} для Баренцева, Черного и Каспийского морей, полученных с помощью версий `l2gen` 6.7.0 и 9.2.0, показало, что различия между ними незначительны, и нет необходимости пересчитывать прежние данные.

В 2008 г. возникли перебои в работе сканера SeaWiFS, и для продолжения долговременной серии спутниковых данных пришлось решать проблему стыковки данных сканеров SeaWiFS и MODIS-Aqua (Kopelevich et al., 2009, Копелевич и др., 2015). Еще более остро эта проблема встала перед выпуском Атласа 2011 г. в связи с прекращением работы

сканера SeaWiFS в конце 2010 г. При подготовке Атласа 2011 г. данные SeaWiFS с января 1998 г. по июнь 2002 г. были пересчитаны в «MODIS-подобные» данные (по уравнениям регрессии, рассчитанным по совместным данным этих сканеров в период с июля 2002 г. по сентябрь 2007 г.); с июля 2002 г. используются данные MODIS-Aqua.

Рассчитанные по данным 2-го уровня значения параметров усреднялись за каждый месяц на сетке 3×3 км для Белого, Каспийского, Карского и Черного морей, на сетке 6×6 км для Баренцева моря и 2×2 км для Балтийского моря. Усреднение выполнялось программой l2tol3 (см. раздел 1.4). Эта программа для заданных значений размеров элементарной ячейки в километрах dx и dy строит равномерную градусную сетку с размерами ячейки по долготе $d\varphi = dy \cdot 0,009$ и по широте $d\lambda = dx \cdot 0,009 / \cos \varphi_0$, где φ_0 – широта центра изображения. Для каждого дня данного месяца в каждой элементарной ячейке вычислялось среднее значение параметра, считанного в файлах типа L2, при этом отфильтровывались пиксели, для которых установлены флаги LAND (суша), CLDICE (облачность или лед) или STRAYLIGHT (засветка от соседних пикселей), и значение параметра находится в заданных пределах. Для параметра SST отбраковывались пиксели, для которых $qual_sst > 1$. Среднемесячное значение для каждого бина рассчитывалось как среднее арифметическое по всем дням месяца, для которых есть данные. Кроме среднемесячных значений биооптических параметров, рассчитанные программой l2tol3 файлы для каждого параметра содержат величину N_c , характеризующую достоверность данных, - количество дней данного месяца, для которых есть данные.

Для увеличения достоверности данных была проведена работа по наложению некоторых ограничений. Во-первых, для Черного и Каспийского морей применялся критерий $N_c > 2$, для Баренцева и Белого морей $N_c > 1$. Во-вторых, доля покрытия исследуемых субрегионов не менее 70 %. После введения указанных ограничений степень достоверности данных увеличилась, однако появилось много пробелов данных. Для Каспийского и Черного морей данные приемлемы с марта по октябрь, для Баренцева и Белого морей – с июня по август, для Карского – с июня по сентябрь, для Балтийского – с апреля по октябрь. Также из-за отсутствия данных, удовлетворяющих вышеуказанным ограничениям, Северный субрегион Каспийского моря был сокращен по площади вблизи устья Волги, третий субрегион Черного моря был исключен из рассмотрения, поскольку он слишком мал, чтобы сокращать его размеры. К сожалению, полученные данные с более высокой степенью достоверности существенно потеряли в пространственной и временной периодичности. Они получились с пропусками, поэтому их сложно использовать в исследованиях.

Все карты Атласа построены в проекции Меркатора с помощью программы imagex из программного комплекса SMCS, временные ряды – с помощью программы mctable.

Используемые для расчетов региональные алгоритмы разработаны по данным проведенных в рассматриваемых морях натурных измерений (см. разделы 1.2 и 1.3).

Глава 2. Баренцево море

2.1. Физико-географическое описание и выделенные субрегионы

Баренцево море является самым западным окраинным морем, относящимся к арктическому бассейну Северного Ледовитого океана и омывающим территории России и Норвегии. Это одно из самых больших по площади представленных морей, его площадь составляет более 1,4 млн. км², объем – 316 тыс. км³, средняя глубина – 222 м, наибольшая глубина – 600 м. Его западная граница проходит по условным линиям: м. Южный (о. Шпицберген) – о. Медвежий – м. Нордкап; южная: берег материка, м. Святой нос (Кольский полуостров) – м. Канин нос; восточная: западные побережья островов Вайгач и Новая Земля, далее линией м. Желания – м. Кользат; северная: по северной окраине островов Земли Франца-Иосифа до мыса Мэри-Хармсуорт, далее через острова Виктория и Белый к мысу Ли-Смит (о. Северо-Восточная Земля, Шпицберген) (Зонн, Костяной, 2015).

Климатические условия. Географическое положение Баренцева моря полностью определяет характерные черты его климата. Климатические условия определяются в основном его соседством с тёплым Норвежским морем и холодными районами Арктического бассейна. Преобладает полярный морской климат, для которого присущи продолжительная зима и короткое лето, большая относительная влажность и малая годовая амплитуда температуры воздуха. Синоптические процессы развиваются особенно бурно. Этот район является одним из самых беспокойных и изменчивых по погоде.

Вследствие большой меридиональной протяжённости в Баренцевом море наблюдаются широкие климатические различия. Поступление тёплых атлантических водных масс с Нордкапским течением с юго-запада формируют аномально тёплую область. Одновременно на севере идёт приток холодной воды из арктического бассейна, что приводит к низким температурам воздуха и водных масс, суровым зимам (температура достигает до -22 °С), северо-восточным ветрам, наличию плавучих льдов и айсбергов (Терзиев, 1990).

В отличие от остальных морей Арктики, Баренцево море никогда не покрывается льдом полностью; здесь преобладают льды местного происхождения. Такое незначительное льдообразование связано с притоком теплых атлантических вод. Максимальное распространение ледяного покрова наблюдается в апреле и достигает ~75 % от всей площади моря, в основном это плавучие льды. Максимальная толщина льда в апреле достигает 1,5 м. Наименьшее количество льда приходится на август, в теплые годы море практически полностью освобождается от льдов. Изменчивость ледовитости связана с количеством втекающих атлантических вод, северными ветрами и выносом льда из Северного Ледовитого океана и Карского моря.

Атлантические воды поступают с запада в виде поверхностных течений, и с севера и северо-востока в виде глубинных течений из Арктического бассейна. Имеют повышенную солёность равную в среднем 34,5 – 35 ‰ и температуру зимой, равную 3 – 5 °С и летом 8 – 10 °С. Арктические воды образуются в результате конвекции в районе Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа и поступают в Баренцево море с поверхностными течениями с севера,

поэтому имеют пониженную солёность, около 33 ‰ и отрицательные температуры (максимум наблюдается летом и достигает 10 °С на поверхности).

Прибрежные воды формируются под действием материкового стока и опреснённых прибрежных течений. Речной сток в среднем за год составляет 163 км³. Учитывая площадь и объём Баренцева моря, его речной сток невелик и на 90 % сосредоточен в юго-восточной части моря, в которую впадают такие крупные реки как Печора.

В летнее время вся северная часть Баренцева моря заполнена арктическими водами, центральная – атлантическими, южная – прибрежными.

Течения. На Рис. 2.1 показаны основные течения Баренцева моря из статьи (Giraudeau et al., 2016), а также положение Полярного фронта, разделяющего трансформированные атлантические воды, входящие в Баренцево море с запада, и арктические воды, поступающие с севера.

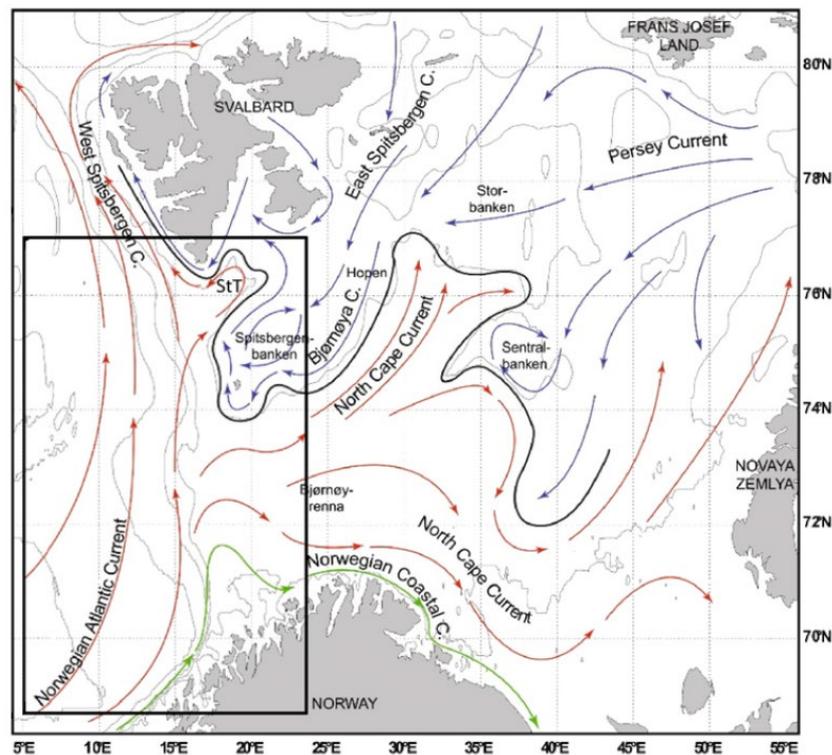


Рис. 2.1. Поверхностная циркуляция в Баренцевом море, в соответствии с (Loeng, 1991): красные линии показывают теплые течения: Норвежское Атлантическое (Norwegian Atlantic Current) и его восточную ветвь Нордкапское течение (North Cape Current), зеленым цветом показано Норвежское Прибрежное течение (Norwegian Coastal Current), синим – холодные арктические течения. Черная линия показывает положение Полярного фронта.

Прямоугольник в левом нижнем углу ограничивает район исследований (Giraudeau et al., 2016).

Мощное (74 тыс. км³/год) и устойчивое тёплое Нордкапское течение (North Cape Current) представляет собой часть Норвежского Атлантического течения (Norwegian Atlantic Current). На долготе примерно 25° в.д. Нордкапское течение разделяется на две ветви, одна из которых движется на северо-восток навстречу Арктическим водам, а другая вначале обгибает Кольский полуостров, а затем, на долготе примерно 40° в.д. поворачивает на северо-восток. С

запада вдоль побережья Норвегии в Баренцево море также поступает Норвежское Прибрежное течение (Norwegian Coastal Current), которое около Кольского залива, отклоняется к юго-востоку, движется вдоль Кольского полуострова и уходит в Белое море.

Холодные воды течений Арктического бассейна направлены к югу от Земли Франца-Иосифа и вдоль восточного побережья Шпицбергена. В центральной части Баренцева моря, близ возвышенности Персея, с востока и запада проходит течение Персея (Persey Current), которое, сливаясь с холодными водами у о. Надежды, образует Медвежинское течение (Вjоmоуа Current).

Одной из особенностей Баренцева моря являются приливные течения, вызванные приливными колебаниями уровня моря. Периодичность данных течений схожа с периодичностью колебаний, но смена направлений в разных районах происходит по-разному, хоть и по всему слою воды от поверхности до дна. Вдоль Мурманского берега и в западной части Печорского моря течение, возникающее при приливе, меняется на прямо противоположное при отливе.

В прибрежной части южного района Баренцева моря приливные течения по скорости намного превышают постоянные и достигают в среднем 150 см/с, тогда как скорость постоянных варьирует от 10 см/с до 50 см/с.

Выделенные субрегионы. Для наших целей с учетом того, что мы рассматриваем только теплый сезон (май-сентябрь), использовалось упрощенное районирование, исходя лишь из основных различия условий, определяющих формирование биооптических характеристик вод. Были выделены три субрегиона: северный, средний и южный (Рис. 2.2).

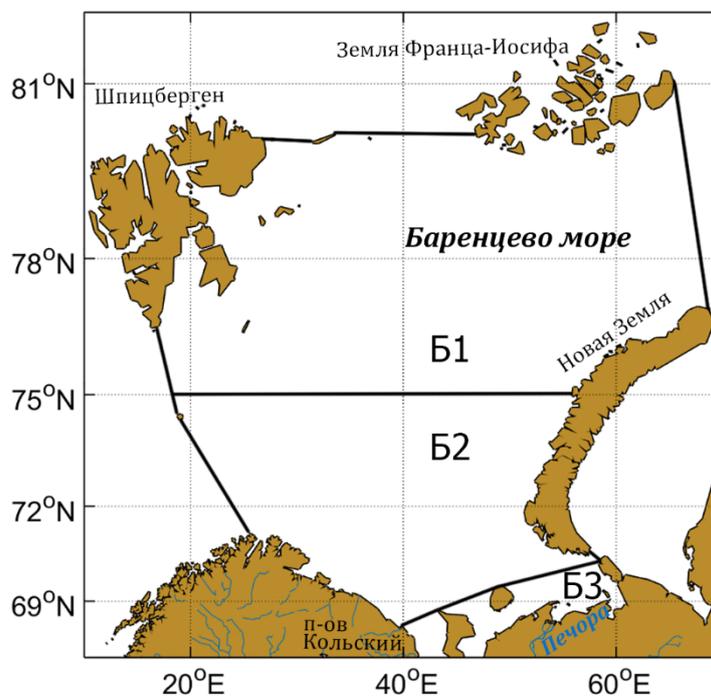


Рис. 2.2. Субрегионы в Баренцевом море.
B1 – северный; B2 – средний; B3 – южный.

Северный регион находится в основном под влиянием холодных вод арктического бассейна, тогда как средний - под влиянием относительно теплых вод Норвежского (Нордкапского) течения. Граница между ними проведена по 75° с.ш., что примерно соответствует положению полярного фронта, хотя реально наблюдаемая фронтальная зона между атлантическими и арктическими водами имеет сложную и изменчивую структуру (см. Рис. 2.1). Южный субрегион включает залив Чешская Губа и так называемое Печорское море, находящееся под сильным влиянием стока реки Печора.

Одна из важных особенностей Баренцева моря – кокколитофоридные цветения, которые происходят почти ежегодно в период июль-сентябрь. Их расположение меняется в разные годы, но они всегда находятся южнее Полярного фронта и связаны с поступающими атлантическими водами. Алгоритм оценки параметров кокколитофоридных цветений в Баренцевом море описан в разделе 1.3, полученные результаты частично представлены в разделе 2.3 этой главы и главе 8.

2.2. Покрытие спутниковыми данными

На Рис. 2.3 показано изменение доли среднемесячного покрытия данными спутниковых сканеров цвета SeaWiFS и MODIS-Aqua (с мая по сентябрь) трех субрегионов Баренцевого моря: северного, среднего и южного. Диаграммы построены исходя из «мягких» требований к спутниковым данным (Копелевич и др., 2015а): бин (ячейка сетки) считался заполненным, если в него попадал за месяц хотя бы один пиксел с данными. Как видно из рисунка, в северном субрегионе сканер SeaWiFS не обеспечивал даже 50-процентного покрытия в мае и сентябре, в южном – в мае. Результаты для сканера MODIS-Aqua гораздо лучше, но «жестким» требованиям (не меньше двух дней с данными на каждый бин, доля покрытия субрегиона не менее 70 %) в северном регионе удовлетворяют лишь 1-2 месяца в году – июль-август, исключение составил только 2013 г., когда покрытие было более 70 % с июня по август.

Гораздо лучше ситуация в среднем и южном субрегионах, но и здесь из-за облачности почти во все годы выпадает сентябрь, а в Среднем Баренце в 2006, 2010 и 2014 гг. выпадает август – очень важный месяц для наблюдения за кокколитофоридными цветениями (2, Копелевич и др., 2015в, Рис. 2). Представленные ниже данные рассчитаны с «мягкими» ограничениями в период с мая по сентябрь, но надо иметь в виду, что точность количественных оценок для северного субрегиона в мае, а в отдельные годы и в сентябре может быть невысокой.

2.3. Биооптические характеристики

На Рис. 2.4 представлены диаграммы изменения среднемесячных величин показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{br} , концентрации хлорофилла Chl и температуры поверхности моря SST в северном и среднем субрегионах Баренцева моря. Диаграммы показаны с мая по сентябрь; осреднение проводилось по площади, свободной ото льда. Для хлорофилла и показателя b_{br} изменения показаны для периода 1998–2017 гг., для SST — 2002–2017 гг. (данные MODIS-Aqua).

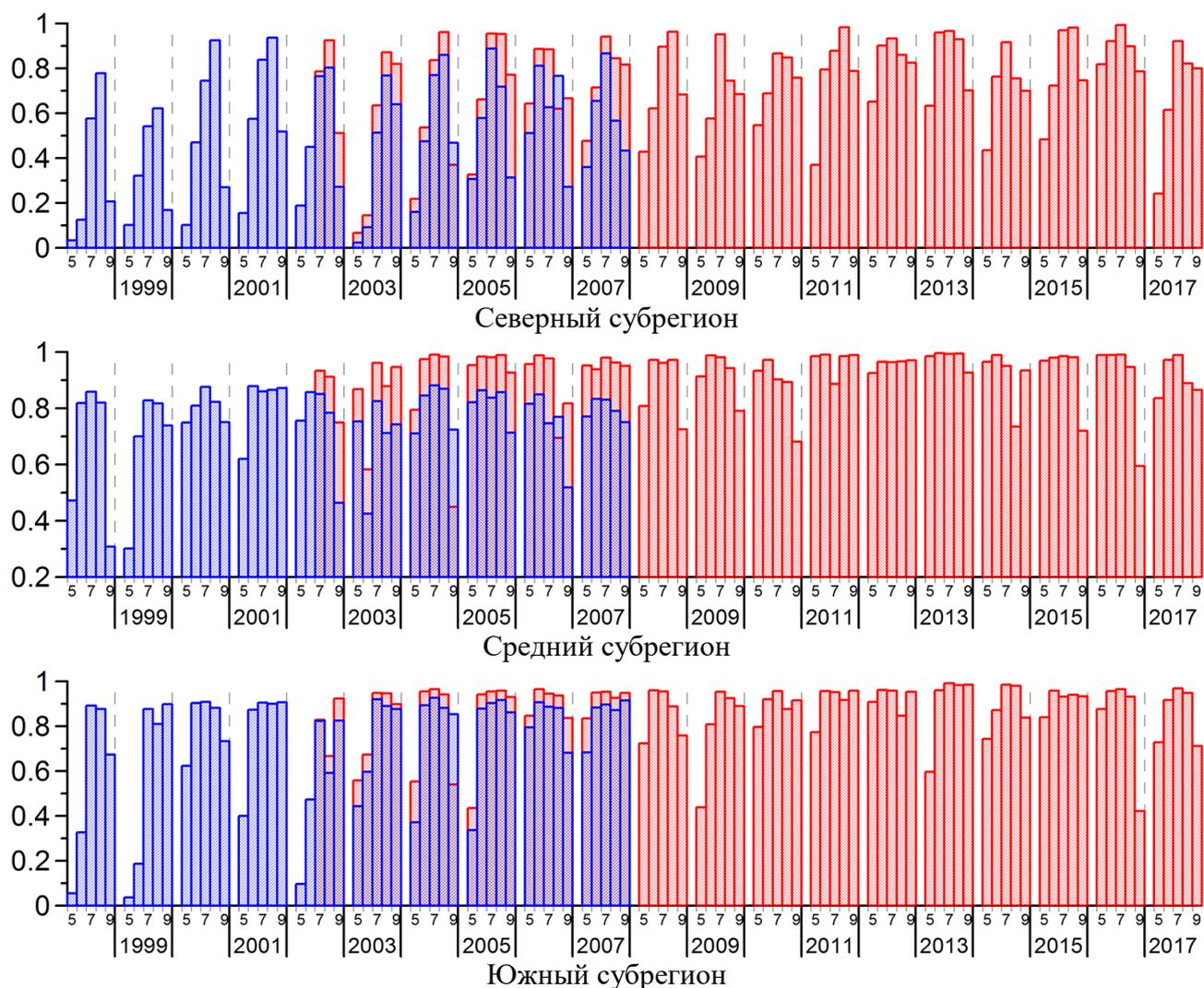
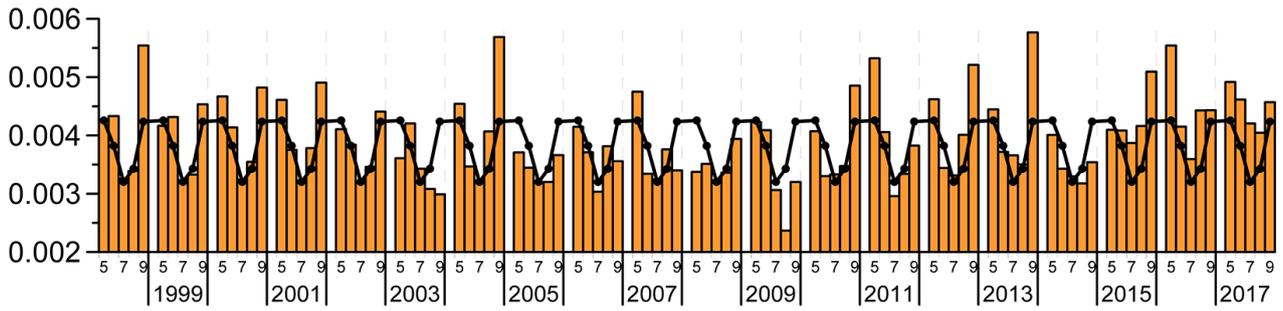


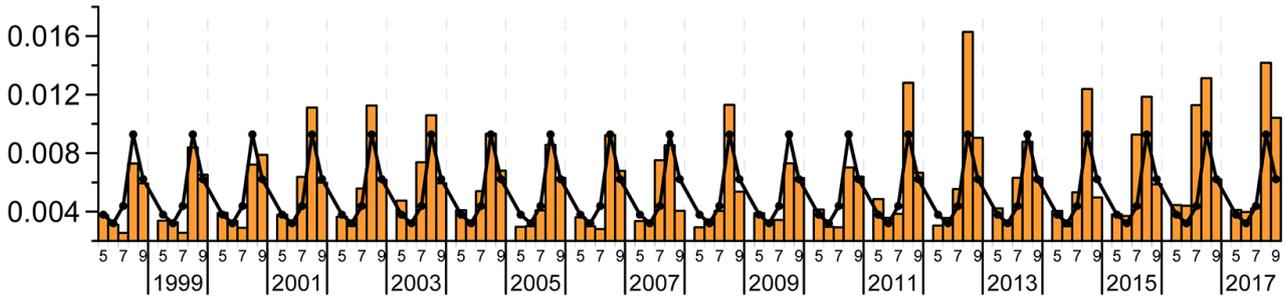
Рис. 2.3. Изменение доли среднемесячного покрытия в северном, среднем и южном субрегионах Баренцева моря данными спутниковых сканеров SeaWiFS (показаны синим цветом) и MODIS-Aqua (красным) с мая по сентябрь в 1998-2017 гг.

Как видно, изменения концентрации хлорофилла в обоих субрегионах примерно одинаковы, как относительные, так и по абсолютной величине. Резко выраженный максимум, связанный с майским цветением фитопланктона, наблюдается почти ежегодно; причем в северном субрегионе он выражен даже более резко, чем в среднем, несмотря на то, что в этом субрегионе в мае средняя температура SST во все годы была ниже нуля (Рис. 2.4, Д, Е).

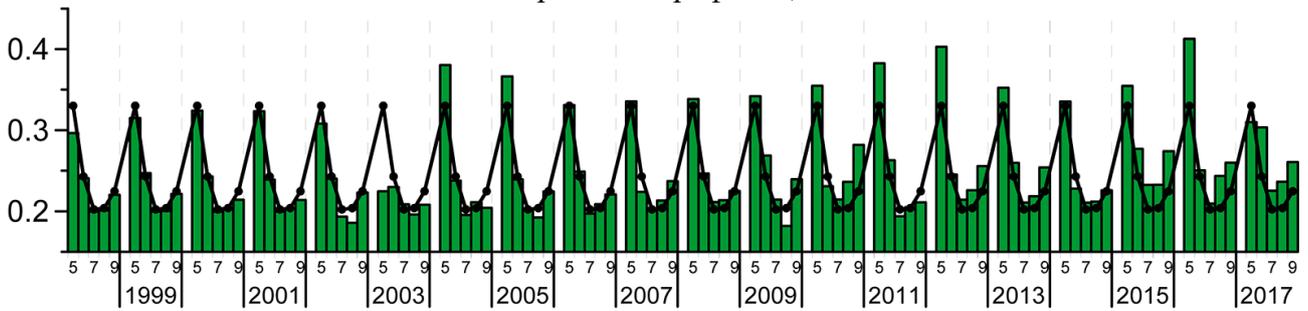
Показатель b_{bp} в обоих субрегионах также имеет максимум в мае, но еще более резкий максимум наблюдается в августе (в среднем субрегионе) и сентябре (в северном). Отметим, что максимальные значения показателя b_{bp} в северном субрегионе значительно меньше, чем в среднем: в северном они не превосходят $0,006 \text{ м}^{-1}$, в среднем почти всегда выше $0,008 \text{ м}^{-1}$, а в 2012 г. превысили $0,015 \text{ м}^{-1}$. В северном субрегионе летне-осенний максимум почти всегда наблюдается в сентябре, тогда как в среднем субрегионе – в августе. Четкой связи с SST нет - в частности, самый теплый 2013-й никак не выделился по величине в среднем субрегионе. Но в северном субрегионе 2013-й год проявился высоким значением b_{bp} в максимуме.

Показатель рассеяния назад взвешенными частицами, м^{-1} 

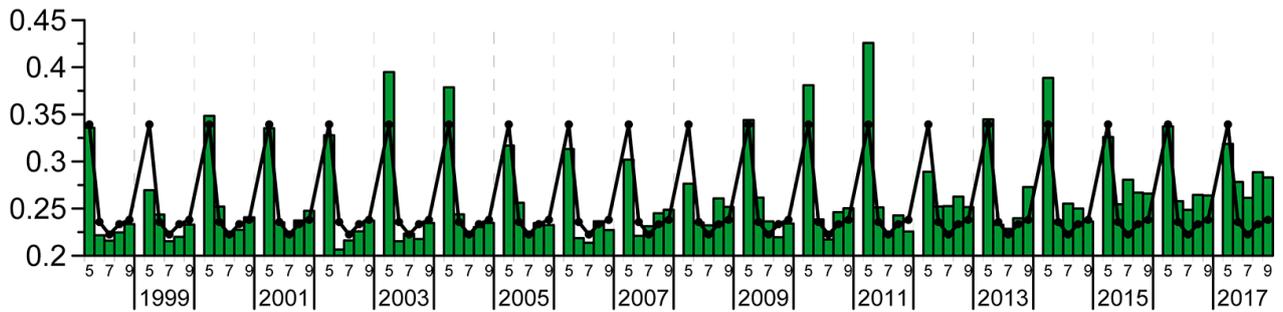
А



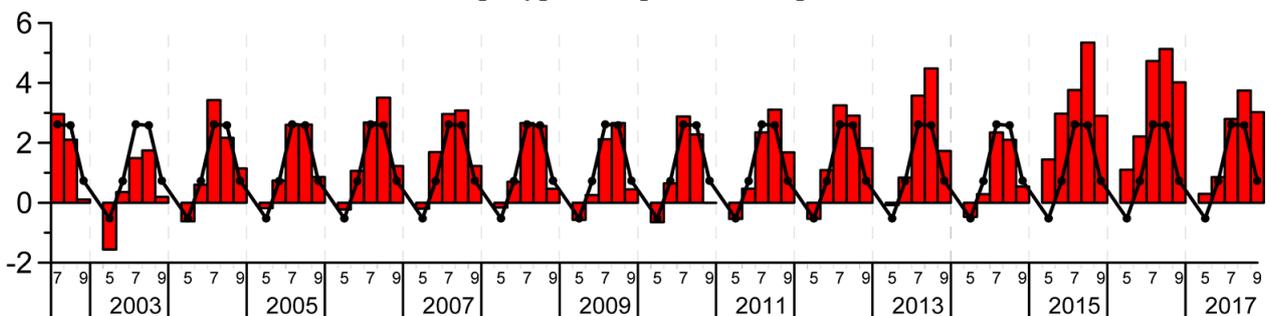
Б

Концентрация хлорофилла, мг м^{-3} 

В



Г

Температура поверхности моря, $^{\circ}\text{C}$ 

Д

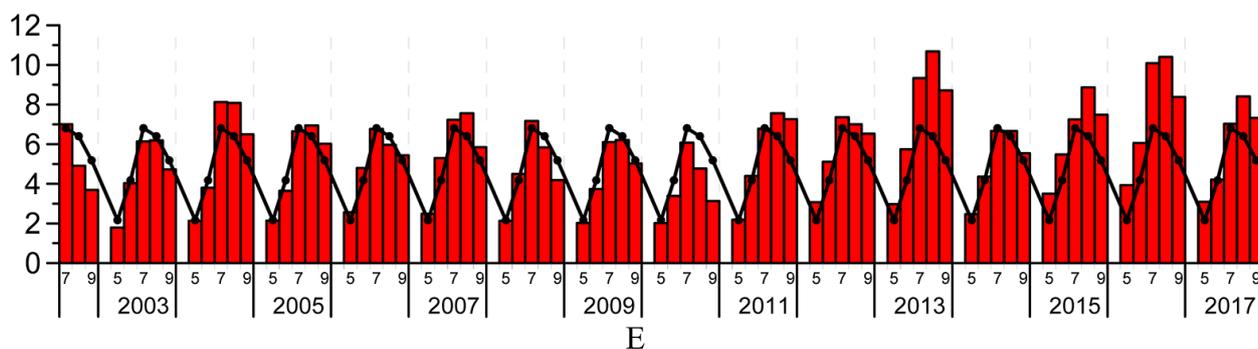


Рис. 2.4. Диаграммы изменения среднемесячных величин показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} (А, Б), концентрации хлорофилла Chl (Г, Д) и температуры поверхности моря SST (Д, Е) в северном (А, В, Д) и среднем (Б, Г, Е) субрегионах Баренцева моря в мае-сентябре 1998-2017 гг.

На Рис. 2.5 показаны августовские среднемесячные распределения Chl и b_{bp} , осредненные за период 1998–2011 гг. (мы принимаем их как «средне-климатические»), и температуры поверхности моря SST за 2003–2011 гг. (по данным сканера MODIS-Aqua), а также для 2012 г., когда наблюдались максимальные значения b_{bp} . Как видно, в среднем субрегионе наблюдалось заметное возрастание значений b_{bp} относительно средне-климатических распределений; это возрастание привело к резкому увеличению среднего значения b_{bp} в августе для всего среднего субрегиона (Рис. 2.4, А, Б).

Наблюдаемые изменения связаны с цветением кокколитофорид, концентрация которых в области цветения предполагается пропорциональной величине b_{bp} (см. раздел 1.3). На Рис. 2.5 Б, Д видно, что в 2012 г. цветение сместилось на восток примерно на 10° , по сравнению со средне-климатическим распределением и возросло по интенсивности (согласно спутниковым оценкам, суммарное содержание клеток кокколитофорид в метровом слое по площади кокколитофоридного цветения в августе увеличилось от $\sim 5 \cdot 10^{20}$ кл/м в 2011 г. до более $6 \cdot 10^{20}$ кл/м в 2012 г. (Копелевич и др., 2015в).

В табл. 2.1 представлены среднесезонные (май–сентябрь) значения концентрации хлорофилла Chl и показателя рассеяния b_{bp} в разных субрегионах Баренцева моря — диапазоны их изменения в период с 1998 по 2017 гг., средние значения за период 1998–2011 гг. и в 2012 г. Существенные изменения рассматриваемых параметров в указанный период не наблюдались — отклонения крайних значений от средних почти везде находились в пределах 13 %. Исключение составляет лишь увеличение показателя b_{bp} в среднем субрегионе в 2012 г. — около 40 % от среднего.

Как видно из таблицы, среднесезонные значения Chl в северном и среднем субрегионах примерно одинаковы, а показателя b_{bp} заметно выше в среднем, что связано с кокколитофоридными цветениями. Оба параметра существенно выше в южном субрегионе — концентрация хлорофилла примерно в 1,5 раза, показатель b_{bp} — в 2–3 раза. Это связано со стоком реки Печора в Печорское море.

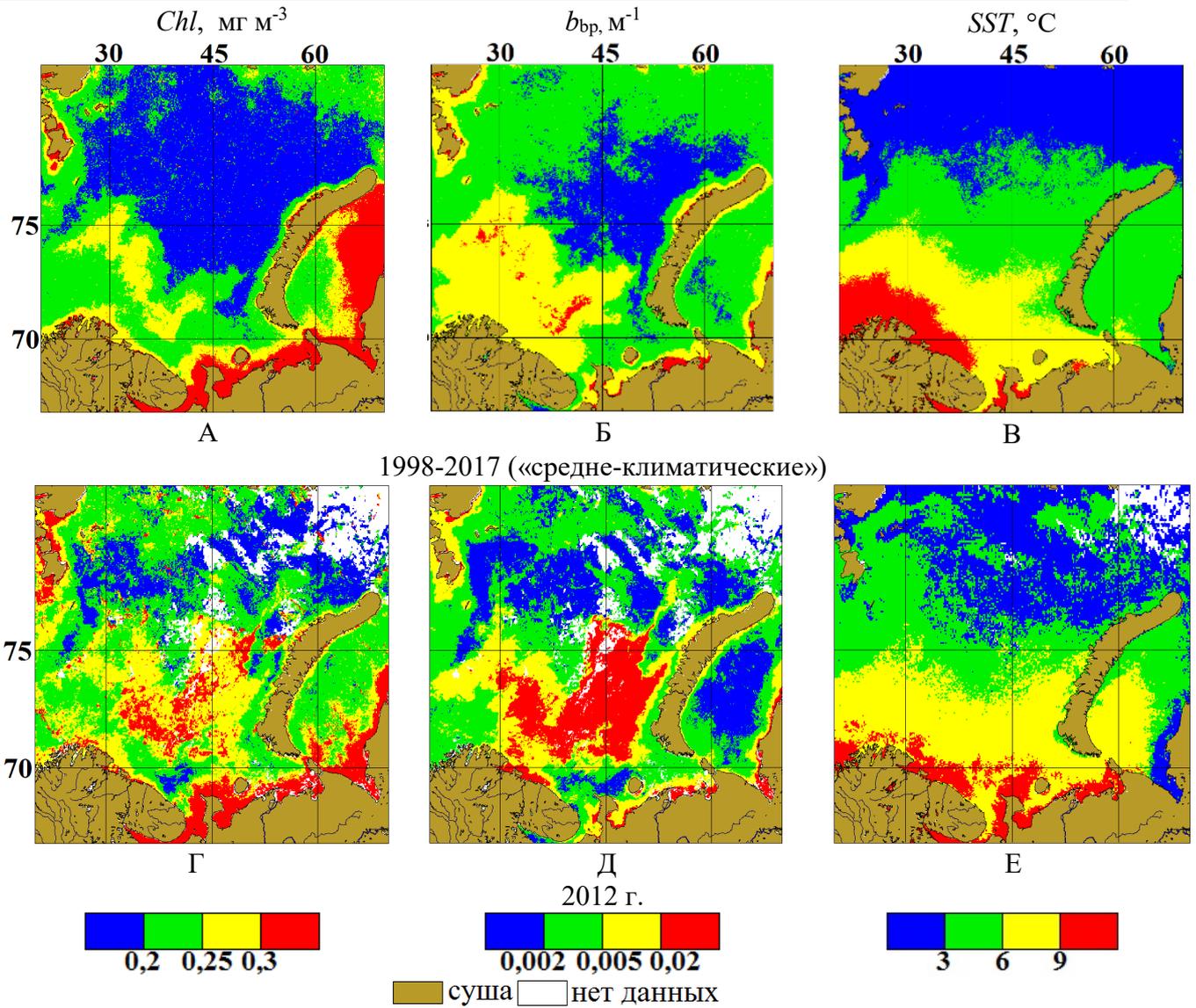


Рис. 2.5. Среднемесячные распределения Chl (А, Г) и b_{bp} (Б, Д) в августе, осредненные за период 1998–2011 гг. («средне-климатические») – (А-В), и температуры поверхности моря SST (В, Е) за 2003–2011 гг. (по данным сканера MODIS-Aqua), и в 2012 г. (Г-Е).

Таблица 2.1. Средне-сезонные (май-сентябрь) значения концентрации хлорофилла Chl и показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} в разных субрегионах Баренцева моря

Субрегион	Chl , мг/м ³			b_{bp} 10 ³ , м ⁻¹		
	1998-2017	Среднее за 1998-2011 гг.	2012 г.	1998-2017	Среднее за 1998-2011 гг.	2012 г.
Северный	0,25	0,24	0,26	3,9	3,8	4,1
Средний	0,26	0,25	0,27	5,8	5,4	7,5
Южный	0,37	0,36	0,37	11,5	11,4	11,6

Результаты спутниковых оценок количественных характеристик кокколитофоридных цветений в Баренцевом море представлены в разделе 8.1 Главы 8.

Глава 3. Карское море

3.1. Физико-географическое описание и выделенные субрегионы

Карское море – крайнее море Северного Ледовитого океана. На западе моря разделены архипелагом Новая Земля и проливом Карские ворота. Северная граница моря проходит от мыса Кользат на острове Грэм-Белл Земли Франца-Иосифа к мысу Арктическому на острове Комсомолец архипелага Северная Земля. Восточная граница – берега архипелага Северная Земля, южная – берега материка (Зонн, Костяной, 2015). Средняя глубина – 111 м, площадь – 883 тыс. кв. км (Gorshkov, 1980). Море относится к мелководным шельфовым морям, так как свыше 80 % его акватории занимают глубины менее 200 м (Мокиевский и др., 2016).

Среди основных особенностей Карского моря следует отметить сильное влияние материкового стока на поверхностный слой воды, в результате которого значительную часть акватории занимают опресненные воды. В последние годы проблеме влияния материкового стока на арктические моря посвящены многочисленные исследования: экспедиционные (Завьялов и др., 2015; Зацепин и др., 2010, 2015; Кравчишина и др., 2015; Маккавеев и др., 2015; Полухин, Маккавеев, 2017; Amon, 2004; Dai, Martin, 1995; Fichot et al., 2013; Gonçalves-Araújo et al., 2016; Granskog et al., 2015; Politova et al., 2012), спутниковые (Буренков и др., 2010а, 2010б; Зацепин и др., 2015; Demidov et al., 2018; Kubryakov et al., 2016; Osadchiev et al., 2017; Matsuoka et al., 2017) и с помощью моделирования (Завьялов и др., 2015; Kubryakov et al., 2016; Nummelin et al., 2015, 2016).

Карское море уникально по объему поступающих пресных вод: порядка 1/3 полного стока в Северный Ледовитый океан и около 55 % стока в сибирский сектор Арктики – 1350 км³ в год (Добровольский и Залогин, 1982). Из них Енисей несет 605 км³ в год, Обь – 530 км³ в год и остальные реки – до 190 км³ в год (Robinson, Brink, 1998). В летний период в Карском море под влиянием стока Оби и Енисея формируется поверхностный опресненный слой (ПОС), занимающий значительную часть акватории (Зацепин и др., 2010, 2015; Полухин, Маккавеев, 2017; Carmack et al., 2016). Поверхностный опресненный слой создает плотностную стратификацию, препятствующую вертикальному перемешиванию вод, эффективно экранирует нижележащую водную толщу от взаимодействия с атмосферой и оказывает существенное влияние на экосистему моря. Границы области опресненных вод проявляются в виде фронтальных зон и резких фронтов; в зоне влияния материкового стока наблюдается сильная мезомасштабная изменчивость пространственного распределения концентрации хлорофилла «а» (*Chl*) (Буренков и др., 2010а; Глуховец, Гольдин, 2014, 2018; Гольдин и др., 2015), окрашенной части растворенного органического вещества (ОРОВ) (Беляев и др., 2010; Дроздова и др., 2017; Fichot et al., 2013), взвеси и других параметров, определяющих распространение излучения в водной толще (Буренков, Васильков, 1994; Буренков и др., 2010а; Буренков, и др., 2010б; Зацепин и др., 2010; Кузнецова и др., 2013; Korelevich et al., 2013). Высокая концентрация ОРОВ приводит к значительным ошибкам в работе стандартных спутниковых алгоритмов определения *Chl*.

Карское море большую часть года покрыто льдами: средняя ледовитость – более 85 %, с октября до середины июля большая часть акватории покрыта льдом. Климат – полярный. Отрицательная температура воздуха наблюдается в северной части 9-10 месяцев в году, в южной – 7-8 месяцев. Средняя температура воздуха в январе ниже -20°C , в июле порядка 5°C (Мокиевский и др., 2016). Небо практически постоянно закрыто облаками (средняя облачность с июня по октябрь 80-90 %). Количество туманных дней в июле и августе может превышать 25 в месяц. Частая облачность над акваторией Карского моря существенно ограничивает возможность получения данных спутниковых сканеров цвета, работающих в видимом и инфракрасном спектральных диапазонах. В связи с этим построить синоптические изображения достаточно больших районов моря удается редко. Поэтому при использовании спутниковых данных видимого диапазона возникает необходимость их усреднения за несколько дней или недель.

В монографии используется разделение Карского моря на субрегионы в соответствии с классификацией (http://www.aari.ru/projects/ECIMOt/Docs/reports/21/html/page_2.html), принятой в ААНИИ (Арктический и антарктический научно-исследовательский институт). Выбраны два субрегиона: юго-западный и северо-восточный (Рис. 3.1).



Рис. 3.1. Выделенные субрегионы Карского моря: K1 – юго-западный, K2 – северо-восточный.

Граница между субрегионами проходит от мыса Желания острова Новая Земля до острова Диксон. В юго-западной части моря (K1) в среднем наблюдаются более легкие ледовые условия, чем в северо-восточной (K2). Помимо географического расположения, этому

способствует поступлению относительно теплых баренцевоморских вод через пролив Карские ворота, но в целом влияние баренцевоморских вод существенно меньше влияния речного стока. Соленость в Карском море изменяется от нулевых значений в эстуариях рек до 33-34 епс на северной границе моря. Поверхностный опресненный слой в центральной части моря имеет толщину 8-12 м и соленость порядка 16 епс (Зацепин и др., 2010). Под опресненным слоем, на глубинах от 12 до 15 м располагается узкий пикнохалоклин, в котором соленость возрастает от 17 до 32 епс.

Распространение речного стока в Карском море имеет сильную сезонную и межгодовую изменчивость, которую, в первую очередь, определяет преобладающее направление ветра (Kubryakov et al., 2016). Направление приводного ветра довольно изменчиво, из-за этого его средняя годовая амплитуда составляет порядка 1-3 м/с (Мокиевский и др., 2016). Как правило, западные ветра наиболее сильны. Повторяемость штормовых ветров (скорость больше 16 м/с) в летний период составляет 4 %. Наиболее часто штормы возникают в западной части Карского моря. При благоприятных ветровых условиях сформированный стоком рек ПОС может достигать берегов Новой Земли. Иногда его часть может отделиться в виде опресненной линзы. Подобная структура опресненных вод с соленостью <10 епс в ее ядре впервые наблюдалась у восточного берега Новой Земли в сентябре 1993 г. (Буренков, Васильков, 1994).

Помимо ветра, на распространение речного стока оказывают влияние течения. Поддерживаемая материковым стоком система течений Карского моря относительно устойчива (Зонн, Костяной, 2015). Она связана с циркуляцией вод Центрального арктического бассейна и соседними морями. В юго-западной части характерен циклонический круговорот, в южных, центральных и северных районах – разнонаправленные потоки. Как правило, скорости течений невелики, но они могут увеличиваться при длительных интенсивных ветрах.

Интерес представляет исследование процессов, происходящих у берегов Новой Земли, которые возникают из-за появления дополнительного фактора, влияющего на оптические свойства вод, – островного стока, образованного малыми реками и талыми ледниковыми водами. В работе (Glukhovets, Goldin, 2018) было показано, что влияние различных опресняющих источников на биооптические свойства вод в каждом из пяти исследованных заливов Новой Земли индивидуально. Важную роль в этих процессах может играть континентальный речной сток, несмотря на то, что его источник удалён от исследованных заливов на 500-600 км. Влияние островного стока выходит за пределы заливов и распространяется на десятки километров от его источников (см. Рис. 3.6б).

Выделенные субрегионы не учитывают положение ПОС. Однако, наблюдается закономерность: в начале летнего сезона субрегион К1 в большей степени подвержен влиянию речного стока, чем субрегион К2, так как непосредственно в него впадают крупнейшие реки – Обь и Енисей. В дальнейшем, все определяется направлением распространения ПОС.

Сезонной динамике развития фитопланктона Карского моря присущи черты, характерные для шельфовых морей Арктики (Мокиевский и др., 2016). В зимний период развитие лимитировано недостатком света. С таянием льдов начинается весеннее цветение

фитопланктона. Время его начала определяется климатическими факторами, а продолжительность – количеством биогенных элементов в фотическом слое.

За последнее десятилетие в Карском море были выполнены 8 комплексных рейсов: в 2007, 2011, 2015, 2016, 2017 и 2018 г. (54, 59, 63, 66, 69 и 72 рейсы НИС «Академик Мстислав Келдыш»); 2013 и 2014 г. (125 и 128 рейсы НИС «Профессор Штокман»). Ранее были рейсы ГС «Яков Смирницкий» в 1991 г. и НИС «Дмитрий Менделеев» в 1993 г. Во всех этих рейсах проводились биооптические исследования и получен большой массив данных (Буренков и Васильков, 1994; Буренков и др., 1995; Буренков и др., 2010а; Буренков и др., 2010б; Глуховец, Гольдин, 2014, 2018; Glukhovets, Goldin, 2018).

Выполненные измерения свидетельствуют о большом диапазоне изменения оптических характеристик в Карском море, что, с одной стороны, связано с мощным влиянием речного стока, с другой – с относительно слабой биопродуктивностью. Наибольшие значения оптических характеристик приурочены, как правило, к районам, подверженным влиянию речного стока (Обская губа, Енисейский залив, Байдарацкая губа). Минимальные значения наблюдаются в северной части моря, где влияние речного стока невелико. В распределении оптических параметров выделяются фронтальные зоны, в которых их значения скачком изменяются в несколько раз. Распределение оптических характеристик достаточно тесно связано с гидрологией Карского моря и структурой течений.

3.2. Покрытие спутниковыми данными

Цветные карты среднемесячных распределений концентраций хлорофилла и взвеси, показателей рассеяния назад взвешенными частицами и поглощения окрашенным растворенным органическим веществом; диаграммы, показывающие изменчивость вышеназванных характеристик в различных субрегионах; таблицы параметров межгодовой изменчивости этих характеристик построены с помощью региональных алгоритмов по данным MODIS-Aqua. Температура поверхности моря также получена по данным MODIS-Aqua.

На рисунке 3.2 показано изменение доли среднемесячного покрытия данными спутникового сканера цвета MODIS-Aqua субрегионов Карского моря, связанное с облачностью и ледовым покровом, на среднемесячных картах для каждого месяца с июля 2002 г. по сентябрь 2017 г. Покрытие северо-восточного субрегиона значительно меньше из-за льдов, занимающих его северную часть. По той же причине оба субрегиона имеют низкое покрытие в июне.

Полнота покрытия исследуемых регионов спутниковыми данными оказывает существенное влияние на получаемые оценки средних значений (Копелевич и др., 2015). Однако ужесточение требований к величине покрытия неминуемо приводит к сокращению полноты получаемой информации о сезонных и межгодовых изменениях исследуемых характеристик.

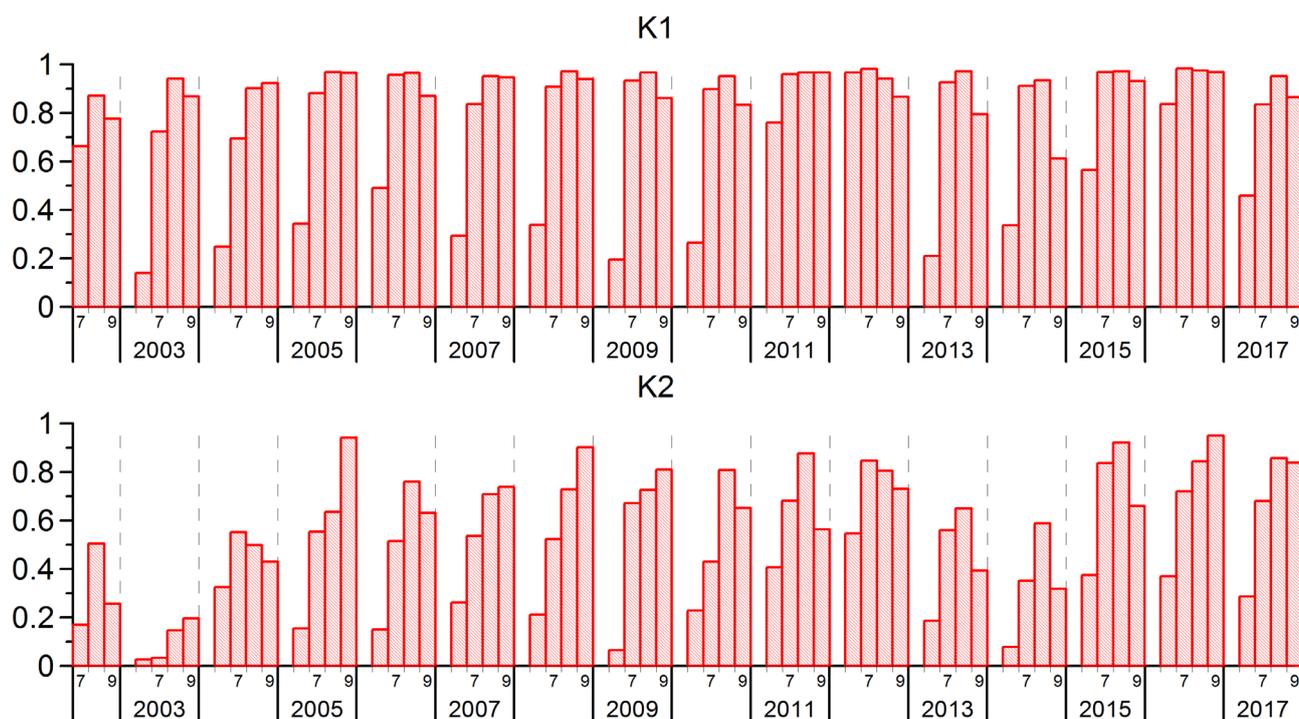


Рис. 3.2. Изменение доли среднемесячного покрытия данными спутникового сканера цвета MODIS-Aqua юго-западного (K1) и северо-восточного (K2) субрегионов Карского моря с 2002 по 2017 гг.

3.3. Биооптические характеристики

На рисунке 3.3 показаны изменения среднемесячных значений концентрации хлорофилла «а» в различных субрегионах Карского моря, рассчитанные с помощью регионального алгоритма (Кузнецова и др., 2013), в июне-сентябре с июля 2002 г. по сентябрь 2017 г.

Юго-западная часть моря (K1) раньше освобождается ото льда, поэтому в большинстве случаев в этой области максимум *Chl* приходится уже на июль. В этот период значения концентрации хлорофилла могут достигать $1,5 \text{ мг/м}^3$. В другие месяцы в этом субрегионе *Chl* составляет величину порядка $1,2 \text{ мг/м}^3$.

В северо-восточном субрегионе (K2) максимум *Chl* наступает позже – в августе-сентябре. Характерные величины – $1,2-1,3 \text{ мг/м}^3$. В остальные месяцы значения обычно не превышают $0,9 \text{ мг/м}^3$. Резкие увеличения значений в сентябре (например, 2009 г. и 2015 г.) объясняются ухудшением условий наблюдений, наступающим в конце сезона. В этот период северная часть субрегиона K2 закрывается облаками, вследствие чего расчет средних значений выполняется на существенно меньшей площади в южной части субрегиона, где концентрация хлорофилла выше.

В целом в субрегионах Карского моря диапазон изменения *Chl* между максимумом в начале сезона и фоновыми значениями в остальной период примерно одинаков и составляет порядка $0,3 \text{ мг/м}^3$.

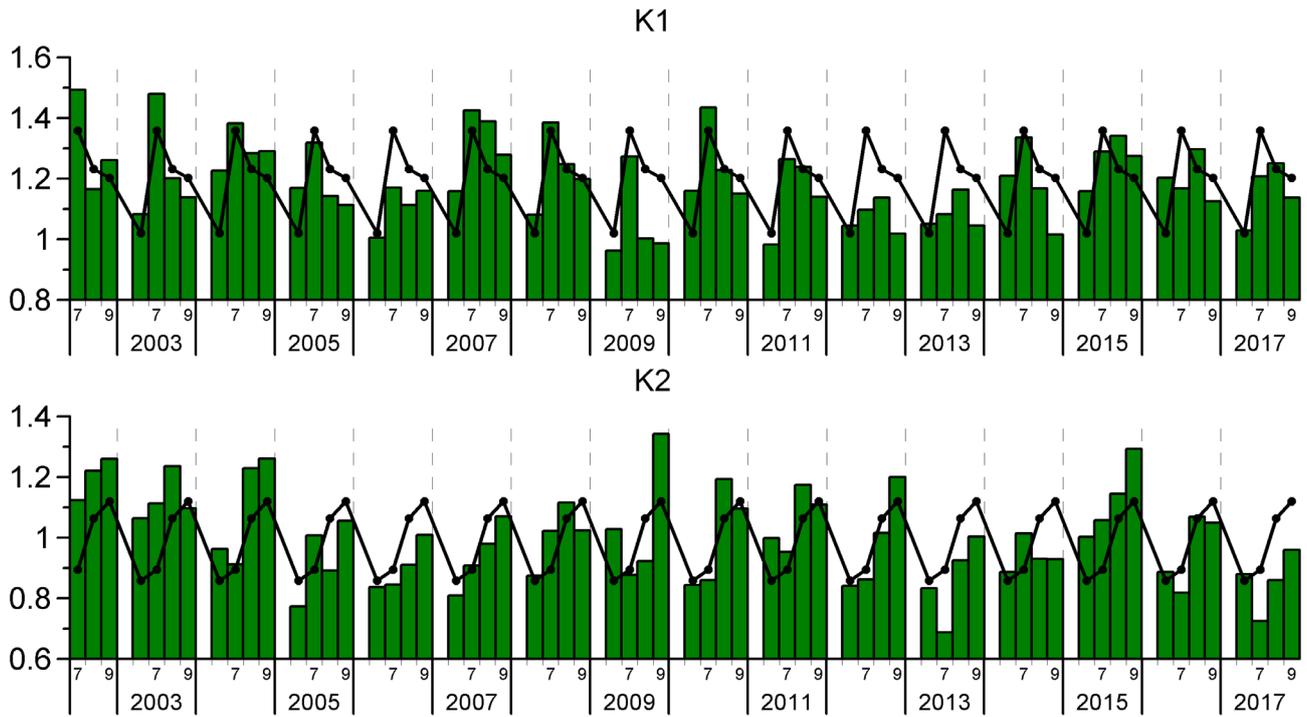


Рис. 3.3. Изменчивость среднемесячных значений *Chl* для юго-западного (К1) и северо-восточного (К2) субрегионов Карского моря, рассчитанные с помощью регионального алгоритма, с 2002 по 2017 гг. Сплошная линия – средне-климатические среднемесячные значения (для каждого месяца, усредненные за период 2002-2011 гг.).

Средне-сезонные (июнь-сентябрь) ежегодные, средне-климатические (2002-2011 гг.), среднемноголетние (2002-2017 гг.) и средние за период 2016-2017 гг. значения *Chl*, рассчитанные с помощью регионального алгоритма (Кузнецова и др., 2013), приведены в Таблице 3.1. Эти данные показывают, что в субрегионе К1 концентрация хлорофилла всегда выше, чем в К2. Ежегодные данные начинаются с 2003 года, так как ряд за 2002 год представлен не полностью.

Таблица 3.1. Средне-сезонные (июнь-сентябрь) ежегодные, средне-климатические (2002-2011 гг.) и среднемноголетние (2002-2017 гг.) значения *Chl* и среднеквадратичных отклонений для юго-западного (К1) и северо-восточного (К2) субрегионов Карского моря и моря целиком с 2003 по 2017 гг.

	К1		К2		Все море	
	<i>Chl</i> , мг/м ³	σ , мг/ м ³	<i>Chl</i> , мг/м ³	σ , мг/ м ³	<i>Chl</i> , мг/м ³	σ , мг/ м ³
2003	1,26	0,70	1,15	0,84	1,23	0,74
2004	1,31	0,60	1,05	0,68	1,18	0,66
2005	1,18	0,49	0,99	0,51	1,08	0,51
2006	1,17	0,53	0,92	0,45	1,03	0,50
2007	1,35	0,52	0,97	0,41	1,15	0,50
2008	1,27	0,60	1,03	0,51	1,14	0,57
2009	1,11	0,61	1,09	0,66	1,10	0,63
2010	1,27	0,62	1,07	0,73	1,16	0,69

2011	1,20	0,54	1,09	0,71	1,14	0,64
2012	1,10	0,55	0,99	0,60	1,04	0,58
2013	1,12	0,50	0,86	0,58	0,99	0,56
2014	1,25	0,59	0,91	0,50	1,08	0,57
2015	1,29	0,50	1,12	0,48	1,20	0,50
2016	1,21	0,65	1,00	0,61	1,09	0,64
2017	1,21	0,59	0,84	0,36	1,01	0,51
2002-2017	1,22	0,57	1,00	0,58	1,11	0,59
2002-2011	1,23	0,58	1,04	0,61	1,13	0,61
2016-2017	1,21	0,62	0,92	0,49	1,05	0,57

В работе (Kubryakov et al., 2016) приведена таблица типов распределения поверхностного опресненного стока в акватории Карского моря за 1993-2013 гг. По результатам расчета течений в верхнем перемешанном слое с использованием средней динамической топографии морской поверхности, регулярных данных спутниковой альтиметрии об аномалиях уровня моря и параметризации ветрового дрейфа был идентифицирован один из трех типов распространения ПОС: западный, восточный или центральный. Все годы с восточным (2009 г. и 2012 г.) и некоторые с центральным (2005 г., 2006 г., 2013 г.) типами переноса выделяются по данным средне-сезонных значений *Chl* (Табл. 3.1). При этом в юго-западном регионе моря наблюдаются меньшие средние значения концентрации хлорофилла, чем среднемноголетние за весь период наблюдений. Это объясняется смещением поверхностного опресненного слоя, содержащего больше фитопланктона чем окружающие воды, в северо-восточную часть моря. Центральный тип переноса в 2003 г. и 2008 г. по этому критерию идентифицировать не удалось. По всей видимости, в эти годы «промежуточный» центральный тип был близок к западному.

На рисунке 3.4 приведены изменения среднемесячных значений концентрации общего количества взвешенных веществ *TSM* в субрегионах К1 и К2 Карского моря, рассчитанные с помощью регионального алгоритма (Kuznetsova et al., 2013), в июне-сентябре с июля 2002 г. по сентябрь 2017 г. В обоих субрегионах максимальные средне-климатические значения *TSM* наблюдаются в сентябре. Амплитуда изменений *TSM* выше в субрегионе К1. Так как концентрация *TSM* линейно связана со значениями b_{bp} , то распределения b_{bp} подобны распределениям *TSM*.

В таблице 3.2 представлены средне-сезонные (июнь-сентябрь) значения концентрации общего количества взвешенных веществ и показателя поглощения желтого вещества в субрегионах Карского моря – средние значения за периоды с 2002 по 2017 гг., с 2002 по 2011 гг. и с 2016 по 2017 гг. Средне-сезонные (июнь-сентябрь) концентрации общего количества взвешенных веществ в субрегионе К1 почти вдвое выше, чем в К2 (Табл. 3.2).

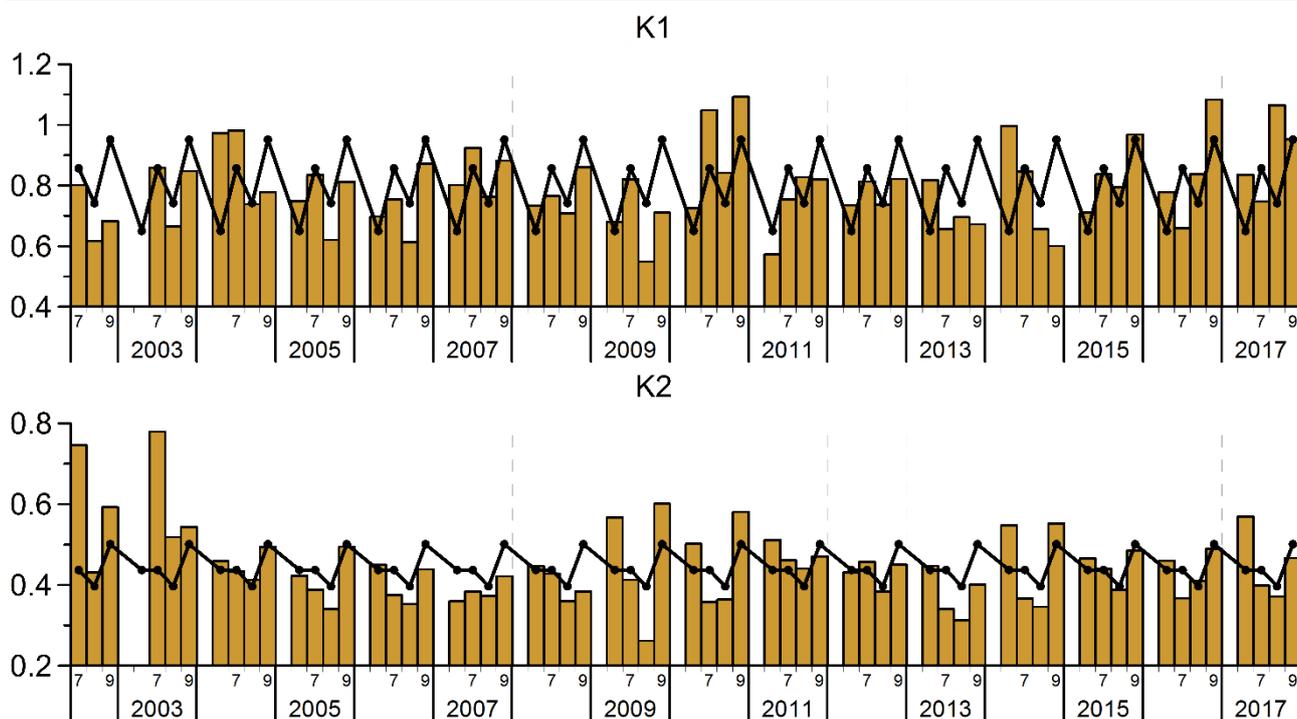


Рис. 3.4. Изменчивость среднемесячных значений концентрации общего количества взвешенных веществ TSM для юго-западного (К1) и северо-восточного (К2) субрегионов Карского моря, рассчитанные с помощью регионального алгоритма, с 2002 по 2017 гг. Сплошная линия – средне-климатические среднемесячные значения (для каждого месяца, осредненные за период 2002-2011 гг.).

Таблица 3.2. Средне-климатические (2002-2011 гг.), среднемноголетние (2002-2017 гг.) и средние за период 2016-2017 гг. значения концентрации общего количества взвешенных веществ и показателя поглощения желтого вещества для юго-западного (К1) и северо-восточного (К2) субрегионов Карского моря и моря целиком, осредненные за сезон (июнь-сентябрь).

Субрегион	$TSM, \text{г/м}^3$			$a_g, \text{м}^{-1}$		
	2002-2017 гг.	2002-2011 гг.	2016-2017 гг.	2002-2017 гг.	2002-2011 гг.	2016-2017 гг.
К1	0,85	0,84	0,93	0,78	0,79	0,72
К2	0,44	0,45	0,44	0,31	0,34	0,24
Все море	0,69	0,70	0,71	0,58	0,61	0,50

Наиболее ярко различия субрегионов Карского моря проявляются в изменениях среднемесячных значений показателя поглощения желтого вещества a_g (Рис. 3.5). Значения получены с помощью регионального алгоритма (Вазюля и др., 2014). Основная доля желтого вещества поступает в акваторию моря с речным стоком. Наибольший вклад дают Обь и Енисей, воды которых попадают в субрегион К1. Объем речного стока может значительно изменяться из года в год, также изменчиво основное направление распространения поверхностного опресненного слоя (Kubryakov et al., 2016), но в среднем существенно большее влияние речной сток оказывает на юго-западный субрегион. Среднемноголетние значения a_g за весь период наблюдений в субрегионе К1 более чем вдвое превосходят значения в субрегионе К2 (Табл. 3.2).

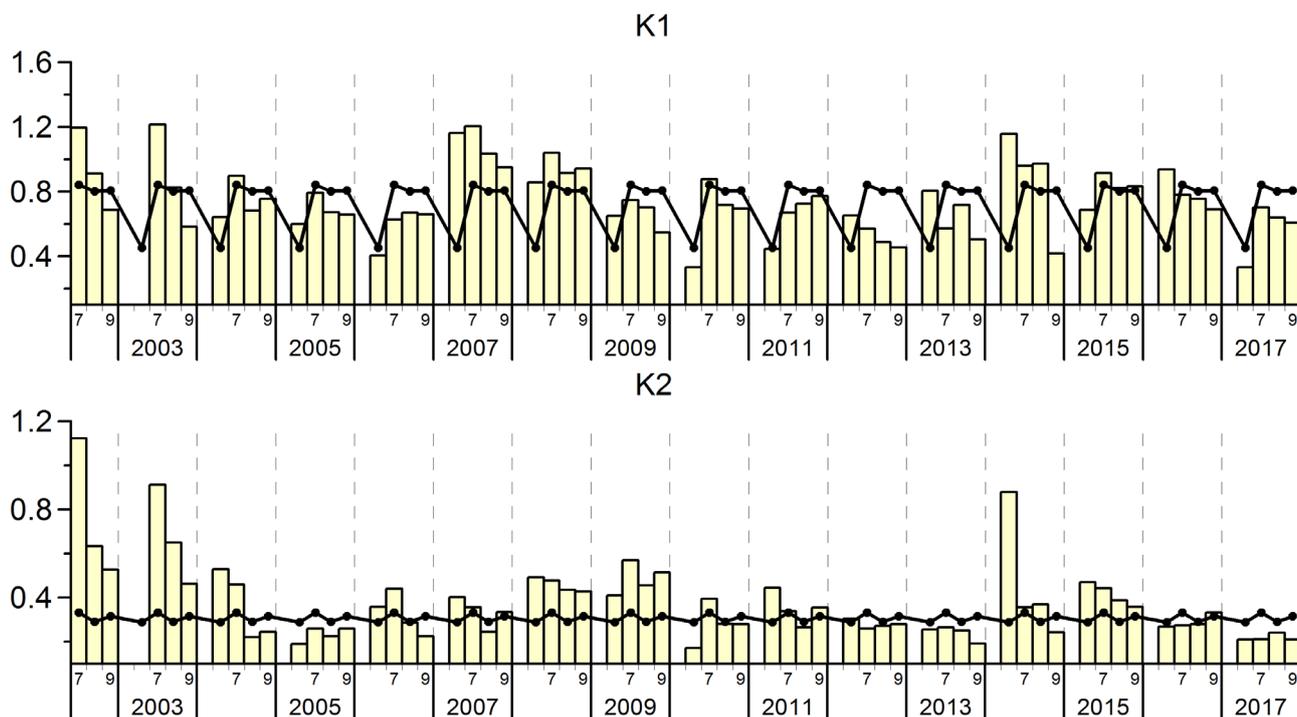


Рис. 3.5. Изменчивость среднемесячных значений показателя поглощения желтого вещества для юго-западного (K1) и северо-восточного (K2) субрегионов Карского моря, рассчитанные с помощью регионального алгоритма с 2002 по 2017 гг. Сплошная линия – средне-климатические среднемесячные значения (для каждого месяца, осредненные за период 2002-2011 гг.).

Температура поверхностного слоя вод в юго-западном субрегионе K1 всегда выше чем в северо-восточном субрегионе K2 (Табл. 3.3). Это обусловлено проникновением более теплых баренцевоморских вод через пролив Карские ворота в юго-западную часть моря и влиянием холодных арктических вод в его северной части.

На рисунке 3.6 показаны карты средне-климатических (2002-2011 гг.) пространственных распределений *Chl*, концентрации общего количества взвешенных веществ и показателя поглощения желтого вещества в августе. Из-за меньшего количества облаков август и сентябрь – наиболее благоприятные месяцы для спутниковых исследований Карского моря с помощью сканеров цвета.

Таблица 3.3. Средне-климатические (2002-2011 гг.), среднемноголетние (2002-2017 гг.) и средние за период 2016-2017 гг. значения температуры для юго-западного (K1) и северо-восточного (K2) субрегионов Карского моря и моря целиком, осредненные за сезон (июнь-сентябрь).

Субрегион	T, °C		
	2002-2017 гг.	2002-2011 гг.	2016-2017 г.
K1	4,84	4,46	5,97
K2	3,07	2,96	3,12
Все море	4,36	4,08	5,14

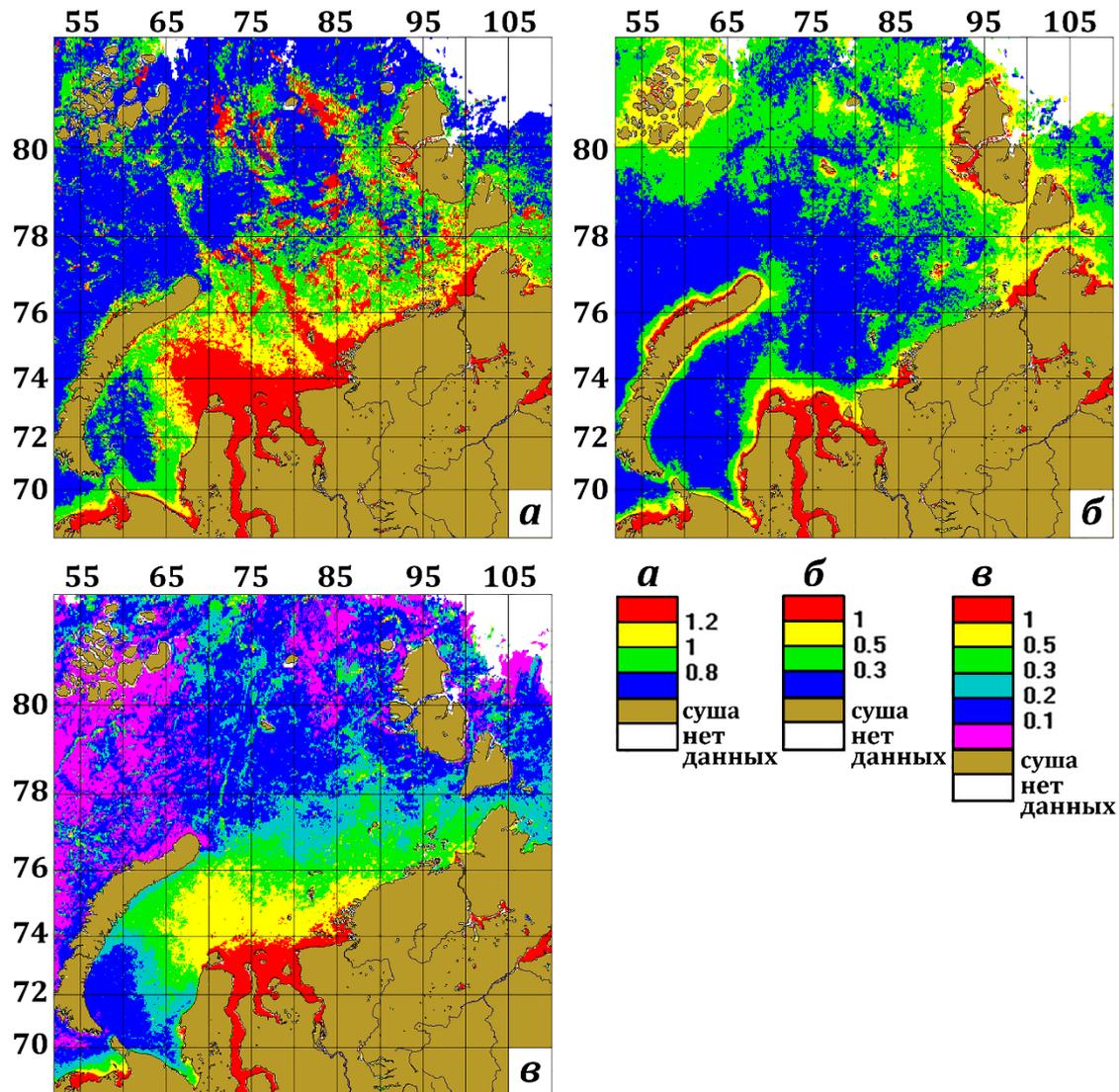


Рис. 3.6. Карты средне-климатических (2002-2011 гг.) пространственных распределений: *Chl*, $\text{мг}/\text{м}^3$ (а), концентрации общего количества взвешенных веществ, $\text{г}/\text{м}^3$ (б) и показателя поглощения желтого вещества, м^{-1} (в) в августе.

Спутниковые карты пространственного распределения показателя поглощения желтого вещества могут быть использованы для определения положения границ области поверхностного опресненного слоя, исследования его структуры и динамики (Глуховец, Гольдин, 2018). Это возможно благодаря тому, что пресные речные воды содержат большое количество окрашенного растворенного органического вещества. Распространяясь в акватории Карского моря речные воды смешиваются с морскими. В результате происходящего при этом процесса разбавления по мере удаления от устьевой зоны рек соленость в ПОС растет, а концентрация ОРОВ убывает. Вследствие этих процессов в области ПОС наблюдается ярко выраженная антикорреляция концентрации растворенного органического вещества и солености (Амон, 2004) и, как следствие, интенсивности флуоресценции ОРОВ и солености (Глуховец, Гольдин, 2014, 2018; Гольдин и др., 2015).

Следует отметить увеличенные значения концентрации общего количества взвешенных веществ у берегов Северной Земли и северного острова Новой Земли (Рис. 3.6б).

Известно, что талые воды ледников восточного берега Новой Земли, поступающие в Карское море, характеризуются высокими значениями концентрации взвешенного вещества (Кравчишина и др., 2015). Увеличенная концентрация взвеси приводит к увеличению значений b_{br} и, как следствие, TSM .

Значения концентрации общего количества взвешенных веществ резко убывают вне эстуариев рек и у берегов островов (Рис. 3.6в). Это происходит благодаря лавинной седиментации во фронтальных зонах в результате взаимодействия речных или талых ледниковых и морских вод (Лисицын, 2008).

Глава 4. Белое море

4.1. Физико-географическое описание и выделенные субрегионы

Белое море – самый небольшой бассейн среди рассматриваемых морей, окружающих территорию России. Ее площадь составляет около 90000 км², а объем – 6000 км³, максимальная глубина – 343 м. (Пантюлин, 2012).

Условно граница, отделяющая Белое море от смежного Баренцева моря, проходит по линии мыс Канин нос – мыс Святой нос. Белое море имеет ряд особенностей, которые в значительной степени определяют закономерности и особенности биогеохимических процессов (Лисицын и др., 2002)

1. Наиболее важное обстоятельство состоит в чрезвычайно большом влиянии речного стока. В Белое море впадает много рек, наиболее крупные из них Северная Двина, Мезень, Онега. Среднегодовой сток Северной Двины составляет 3490 м³/с, Мезени – 866 м³/с, Онеги – 505 м³/с. Максимальный сток этих рек приходится на период половодья в мае. Суммарный сток этих рек настолько велик, что за год речные воды могли бы образовать распресненный слой толщиной 2 м (Gordeev et al., 1996, Михайлов, 1997). Это примерно в 20 раз больше, чем для Баренцева моря и во много раз больше, чем для Мирового океана в целом. Эта величина тем более впечатляет, если учесть, что средняя глубина Белого моря составляет всего 67 м, т.е. речные воды могли бы заполнить всю котловину Белого моря всего за 30 лет.

2. Сильный (по сравнению с Черным и Балтийским морями) водообмен с Баренцевым морем, из-за чего соленость, величины показателя ослабления и концентрации взвеси меньше, чем можно было ожидать, принимая во внимание мощный речной сток. Баренцевоморские воды проникают в Белое море вдоль западной границы Воронки и Горла и в дальнейшем образуют в Белом море циклоническую циркуляцию. В центральной части моря иногда наблюдаются небольшие циклонический и антициклонический круговороты (Дерюгин, 1928; Зимин и др., 2016; Тимонов, 1947). Обратный перенос водных масс в Баренцево моря происходит вдоль восточной части Воронки и Горла, главным образом за счет переноса относительно мутных вод из Двинского залива.

Соответствующий пример, полученный по спутниковым данным, показан на Рис. 4.1. Хорошо видно проникновение относительно прозрачных баренцевоморских вод вдоль западной границы Горла и Воронки в Белое море и обратный перенос мутных вод вдоль восточной части региона (иногда этот перенос называют Двинским течением).

3. Наличие интенсивных приливных движений (полусуточные приливы распространяются из Баренцева моря), которые создают сильное вертикальное перемешивание, из-за чего в ряде районов Белого моря стратификация практически отсутствует (главным образом в районах с небольшими глубинами – Горло, Мезенский и Онежский заливы (Щербаков, 2001, Berger et al., 2001). В Мезенском заливе высота прилива достигает 7 м. Кроме того, приливные движения вызывают абразию берегов и взмучивание донных осадков.

Соответствующие примеры показаны на Рис. 4.2.

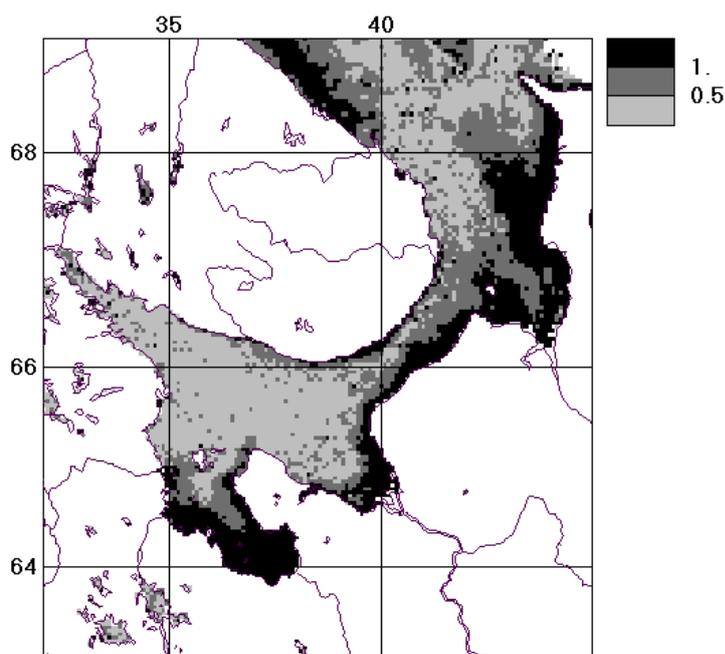


Рис. 4.1. Распределение концентрации взвеси (мг/л), рассчитанной по данным сканера цвета SeaWiFS в августе 2001 г. в Белом море.

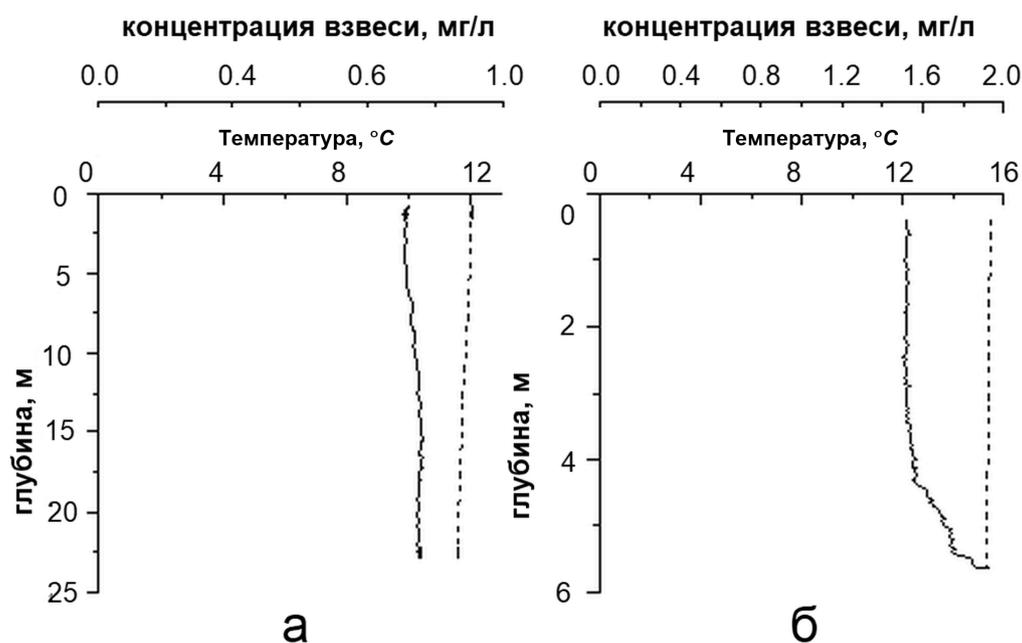


Рис. 4.2. Вертикальные распределения концентрации взвеси (сплошная линия) и температуры (пунктир) в Онежском заливе; а – центральная часть залива, б - южная часть залива НИС «Эколог», сентябрь 2002 г.

Акваторию Белого моря принято разделять на несколько субрегионов. На Рис. 4.3 показана соответствующая карта.

Прежде всего, на Рис. 4.3 выделены субрегионы, в которых сосредоточен сток наиболее крупных рек, впадающих в Белое море (Двинский (1), Онежский (2), Мезенский (3) заливы). Также отдельным регионом выделен Кандалакшский залив (5), хотя речной сток здесь

относительно невелик. Регионы (6) и (7) выделены вследствие того, что в первом происходит распространение баренцевоморских вод в Белое море, во втором, наоборот, мутные беломорские воды узкой полосой выносятся в Баренцево море. В центральном, самом глубоком, субрегионе (4) находятся наиболее прозрачные воды в бассейне Белого моря.

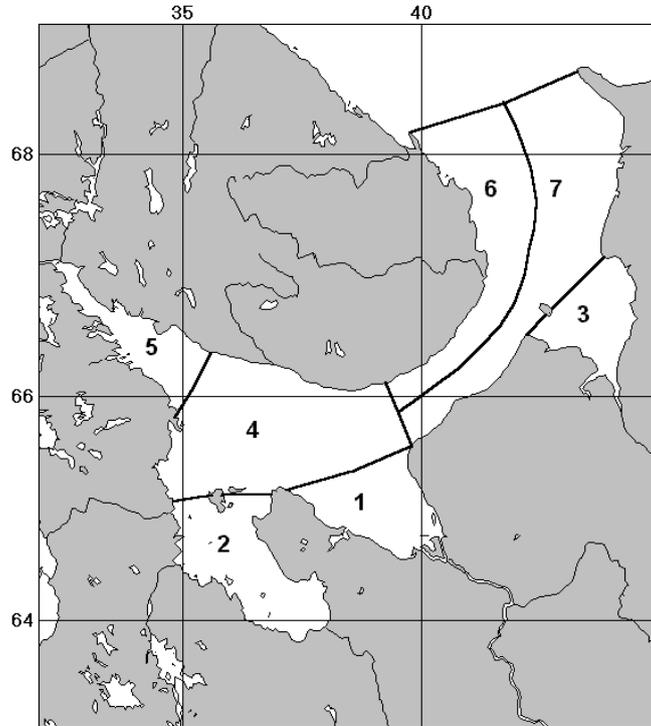


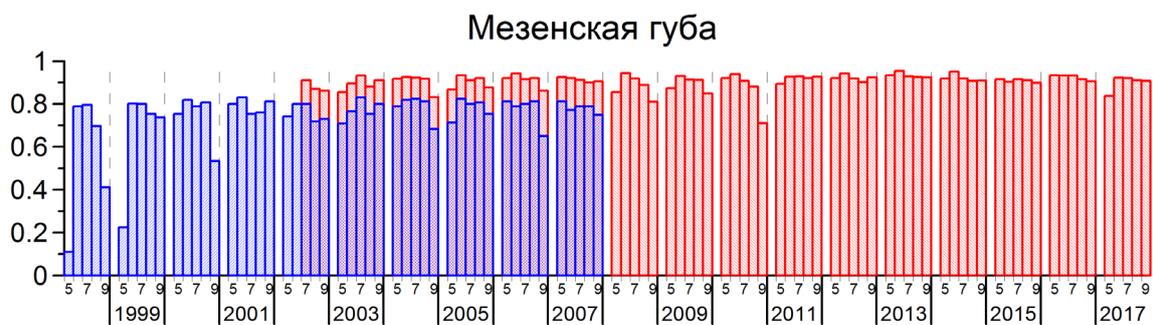
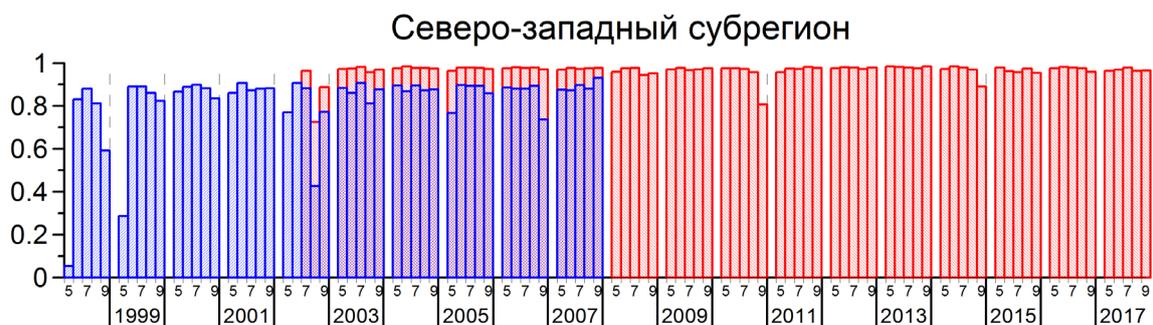
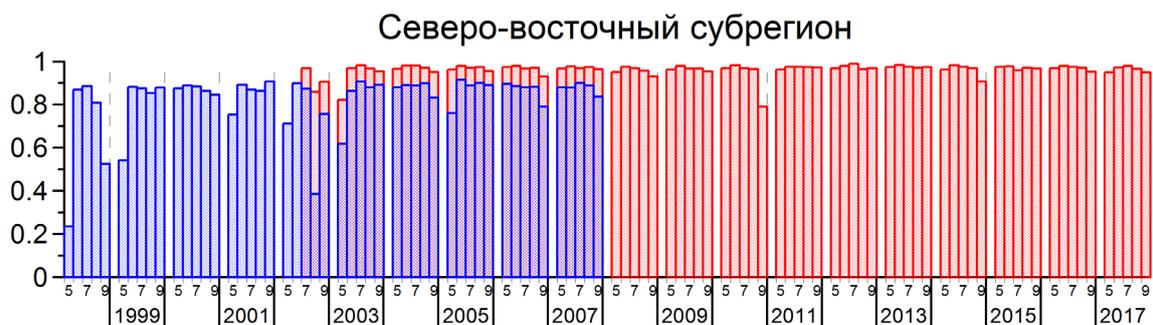
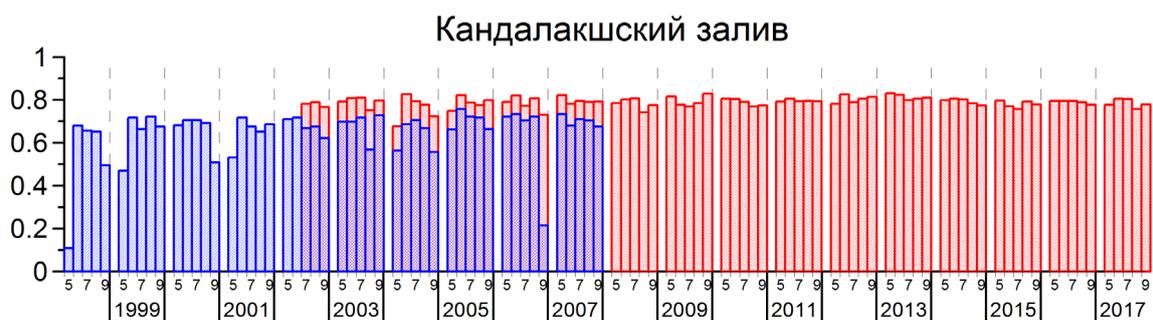
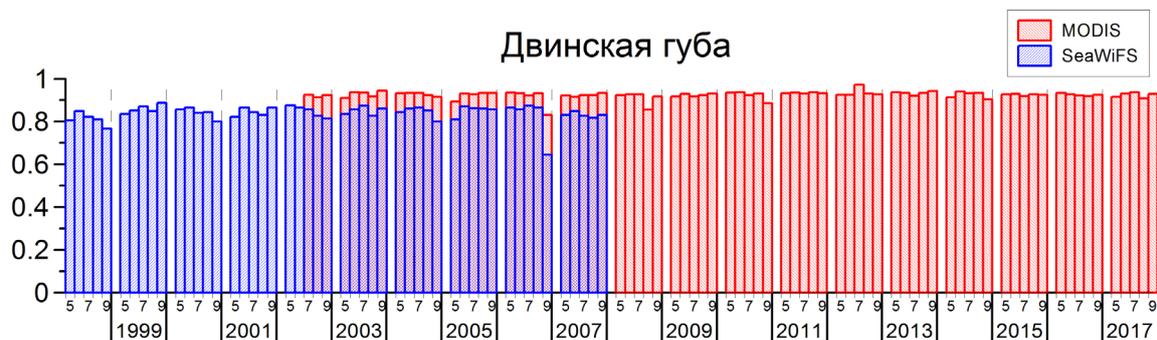
Рис. 4.3. Субрегионы Белого моря. 6 – северо-западный субрегион, 7 – северо-восточный субрегион, Воронка – северная часть регионов 6 и 7, Горло – южная часть регионов 6 и 7, 1 – Двинский залив, 2 – Онежский залив, 3 – Мезенский залив, 4 – центральный бассейн, 5 – Кандалакшский залив.

4.2. Покрытие спутниковыми данными

Данные по покрытию бассейна Белого моря спутниковыми данными сканеров цвета SeaWiFS и MODIS-Aqua приведены только за 5 месяцев (май-сентябрь) из-за плохих погодных условий и ледовитости в другое время года.

4.3. Биооптические характеристики

Распределение основных биооптических характеристик (концентрации хлорофилла Chl , показателя рассеяния назад взвесью b_{bp} и концентрации взвеси TSM , поглощения окрашенным растворенным веществом a_g) в целом соответствуют представлениям о структуре и динамике вод в Белом море. На Рис. 4.5 показано распределение концентрации хлорофилла по данным сканера цвета MODIS-Aqua для разных месяцев, осредненное за период 2003-2010 гг.



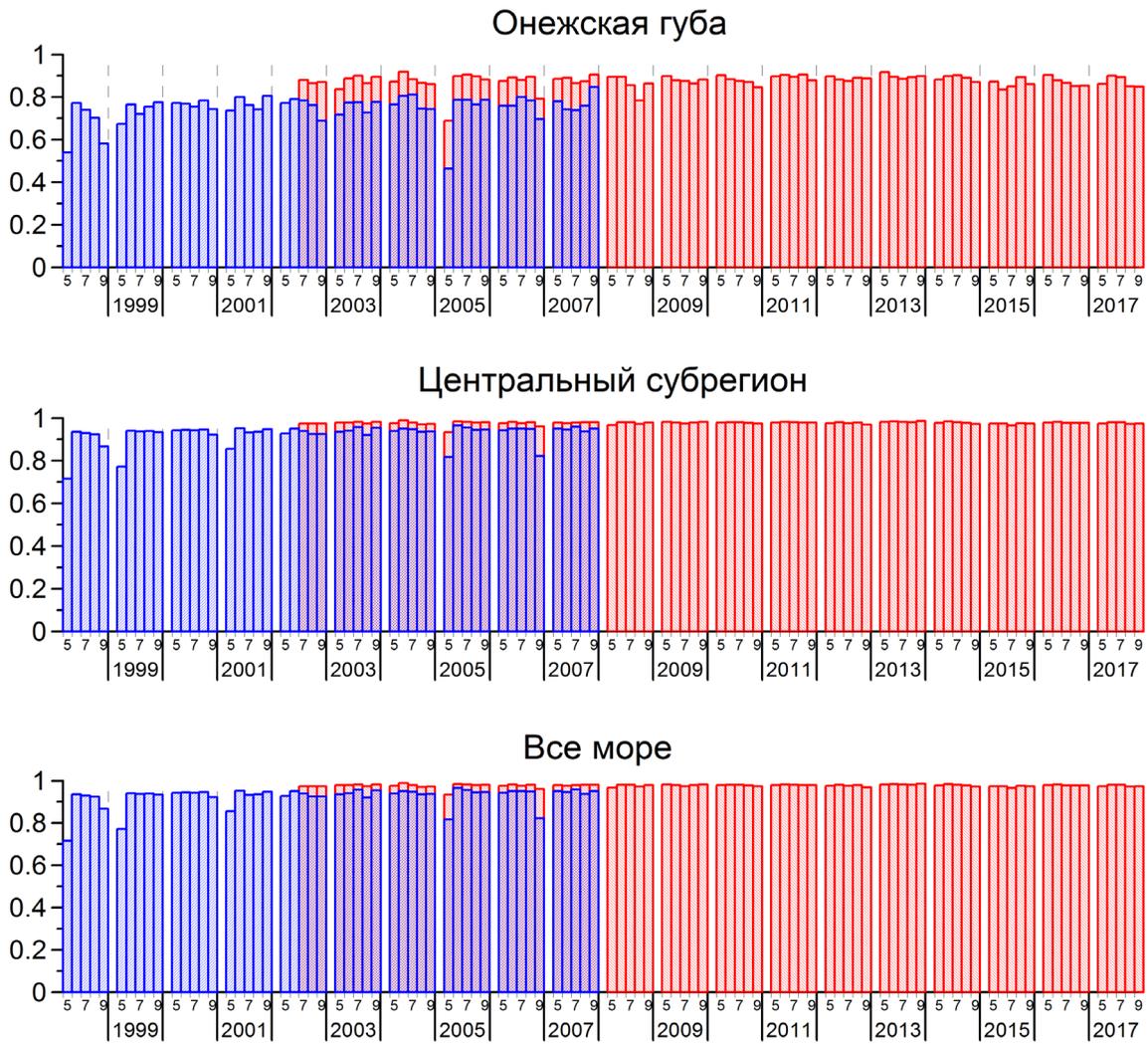


Рис. 4.4. Ежемесячное покрытие разных регионов Белого моря данными SeaWiFS и MODIS-Aqua

Как видно из рисунка, наибольшие значения Chl наблюдаются в мае в заливах Белого моря (в период половодья). По мере уменьшения речного стока (в июле–сентябре) снижаются значения Chl как в заливах, так и в центральной части моря.

В целом подобная картина наблюдается и для концентрации взвеси (Рис. 4.6).

Здесь также видны повышенные концентрации взвеси в заливах. Отметим, что распространение речных вод в Баренцево море, видимое на Рис. 4.5 и 4.6, происходит вдоль восточного берега моря Белого моря и лишь с некоторой задержкой проникают в центральной части бассейна, чему препятствует циклоническая циркуляция. Это хорошо подтверждается судовыми измерениями показателя ослабления света.

Особняком стоит область высоких концентраций взвеси в Мезенском заливе. Как известно, здесь наблюдаются наиболее мощные в Белом море приливы, вызывающие взмучивание донных осадков и повышение TSM в водной толще.

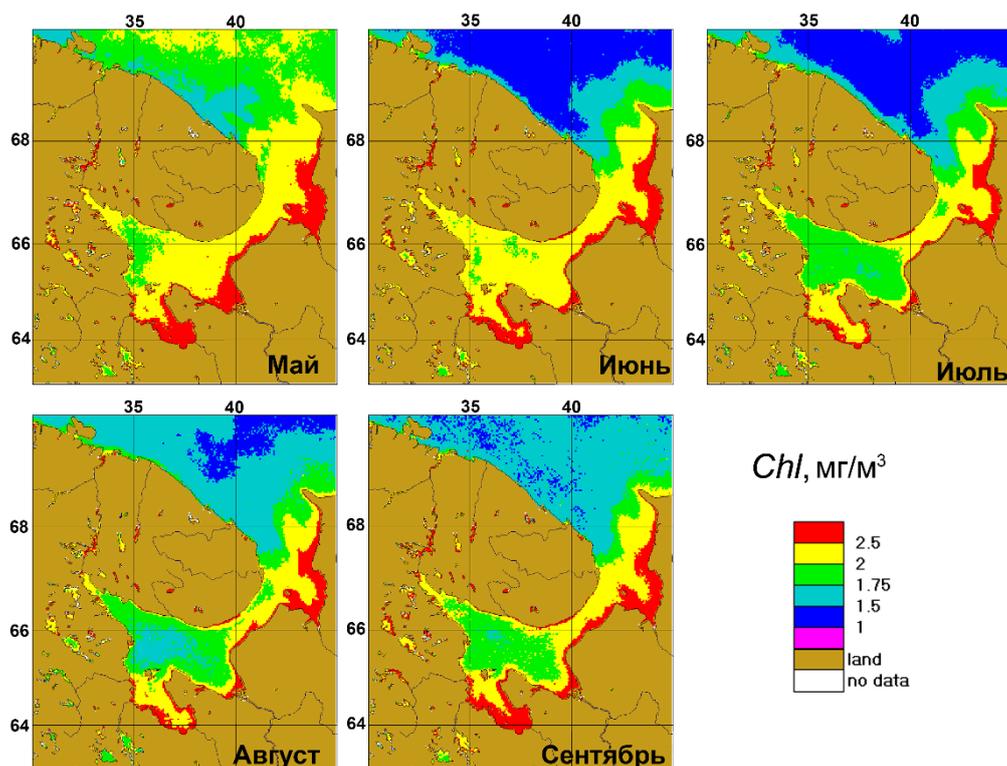


Рис. 4.5. Среднемесячные пространственные распределения концентрации хлорофилла в поверхностных водах Белого моря по данным сканера цвета MODIS-Aqua, осредненные за период 2003-2011 гг.

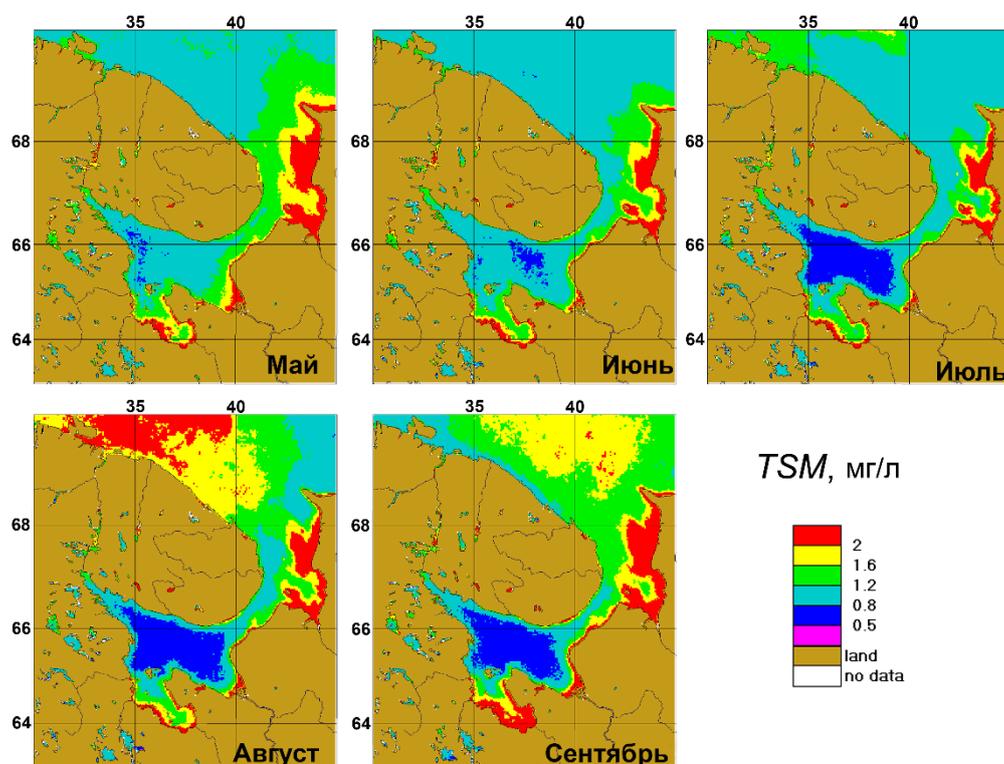


Рис. 4.6. Среднемесячные пространственные распределения концентрации взвеси в поверхностных водах Белого моря по данным сканера цвета MODIS-Aqua, осредненные за период 2003-2011 гг.

На Рис. 4.7 показано распределение поглощения желтым веществом в Белом море. Оно также подобно приведенным выше рисункам. Однако имеются и определенные отличия. В частности в мае, в период половодья, мощный сток Северной Двины частично распространяется в центральную часть моря и затем (в июне) высокие значения поглощения желтым веществом наблюдаются практически на всей акватории Белого моря.

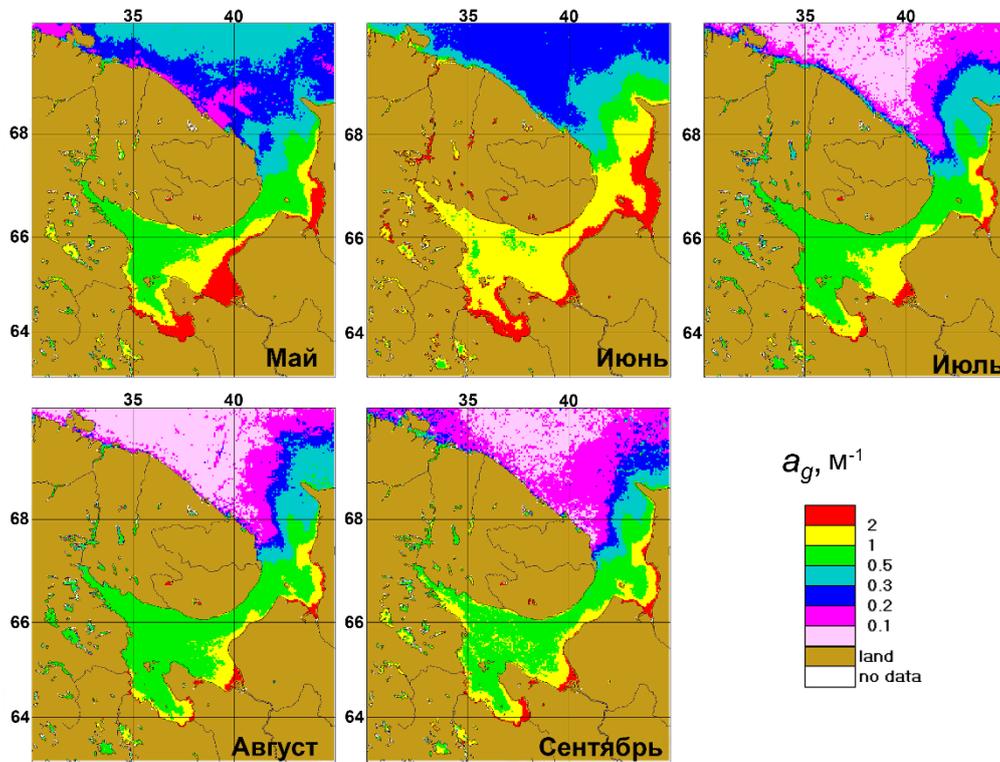


Рис. 4.7 Среднемесячные пространственные распределения поглощения желтым веществом в поверхностных водах Белого моря по данным сканера цвета MODIS-Aqua, осредненные за период 2003-2011 гг.

На Рис 4.8 приведены диаграммы среднемесячных изменений концентрации хлорофилла, общей концентрации взвеси, показателя поглощения желтым веществом в Двинском заливе.

Двинский залив характеризуется максимальным поступлением взвешенных и растворенных веществ среди других заливов Белого моря. Это особенно ярко проявляется в период половодья (май). Величины Chl достигают здесь 3 мг/м^3 , $TSM - 1.6 \text{ мг/л}$, $a_g - 3.5 \text{ м}^{-1}$. По мере снижения речного стока в июле-августе эти величины уменьшаются в 2-3 раза (Chl несколько меньше). В других регионах столь четкая изменчивость отсутствует. В центральном, самом крупном субрегионе, максимальные значения биооптических параметров, как правило, наблюдаются в июле за счет переноса мутных вод вихрями из Двинского залива

В Таблице 4.1 показаны среднесезонные и межгодовые значения концентрации хлорофилла (мг/м^3) в различных субрегионах Белого моря.

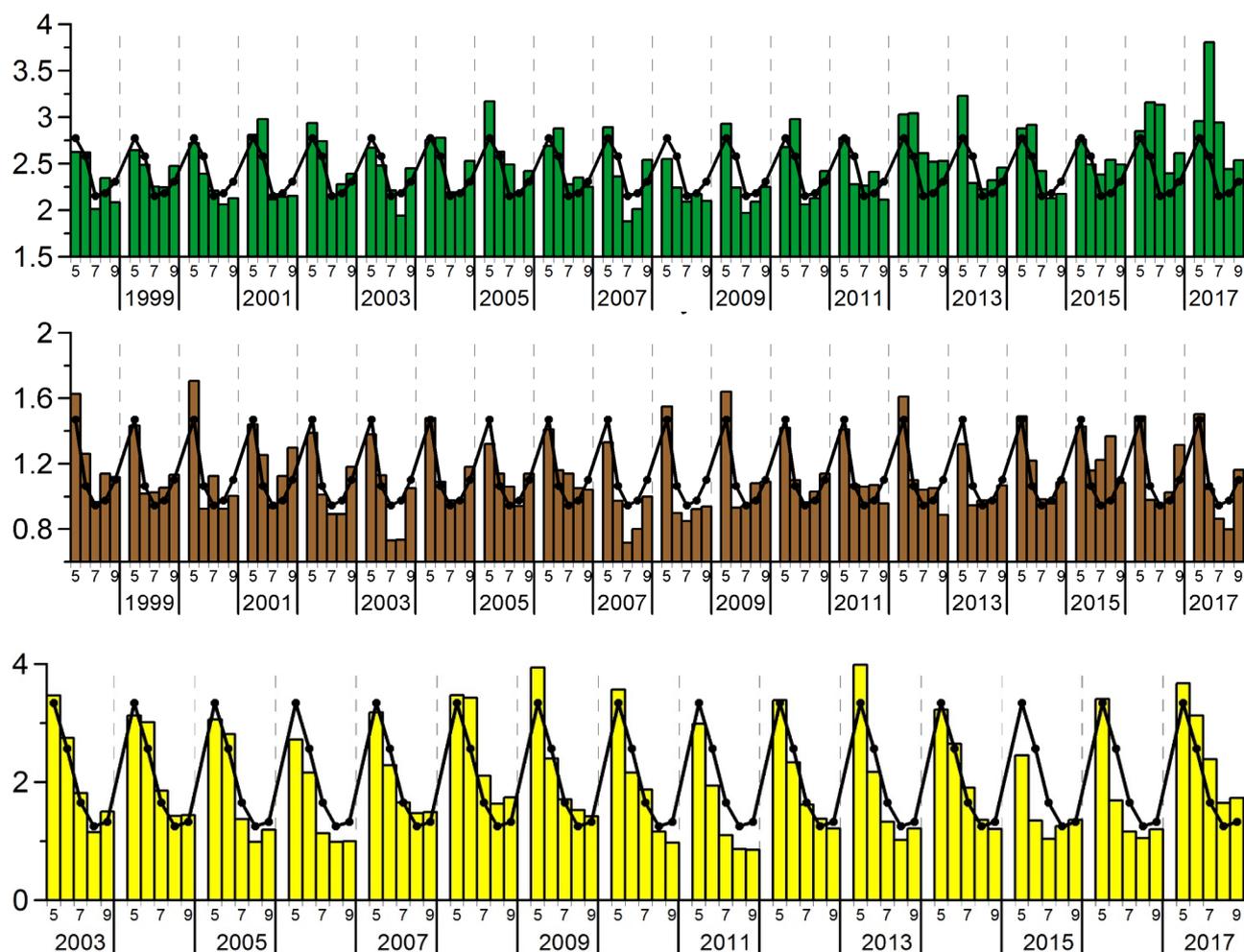


Рис. 4.8. Изменчивость среднемесячных значений концентрации хлорофилла (сверху), общей концентрации взвеси (в центре) и показателя поглощения желтым веществом (снизу) для Двинского залива Белого моря. Сплошная линия – средне-климатические среднемесячные значения (для каждого месяца, осредненные за период 2003-2011 гг.).

Таблица 4.1. Среднесезонные и межгодовые значения концентрации хлорофилла ($\text{мг}/\text{м}^3$) в различных субрегионах Белого моря.

Год	Двинский залив	Кандалакшский залив	Сев.-вост. субрегион	Сев.-зап. субрегион
1998	$2,34 \pm 0,29$	$2,49 \pm 0,90$	$2,39 \pm 0,16$	$2,08 \pm 0,20$
1999	$2,42 \pm 0,17$	$2,39 \pm 0,55$	$2,32 \pm 0,09$	$2,04 \pm 0,19$
2000	$2,30 \pm 0,26$	$2,43 \pm 0,39$	$2,36 \pm 0,11$	$1,99 \pm 0,18$
2001	$2,44 \pm 0,42$	$2,39 \pm 0,37$	$2,32 \pm 0,16$	$2,02 \pm 0,22$
2002	$2,50 \pm 0,33$	$2,38 \pm 0,31$	$2,35 \pm 0,08$	$2,03 \pm 0,10$
2003	$2,35 \pm 0,28$	$2,41 \pm 0,47$	$2,33 \pm 0,19$	$2,00 \pm 0,17$
2004	$2,49 \pm 0,29$	$2,53 \pm 0,76$	$2,42 \pm 0,14$	$2,06 \pm 0,18$
2005	$2,58 \pm 0,37$	$2,30 \pm 0,35$	$2,35 \pm 0,07$	$2,05 \pm 0,09$
2006	$2,49 \pm 0,28$	$2,39 \pm 0,33$	$2,30 \pm 0,07$	$2,05 \pm 0,15$
2007	$2,34 \pm 0,41$	$2,51 \pm 0,54$	$2,33 \pm 0,07$	$2,03 \pm 0,12$

2008	2,23 ± 0,19	2,50 ± 0,33	2,38 ± 0,16	2,04 ± 0,28
2009	2,30 ± 0,37	2,30 ± 0,33	2,56 ± 0,36	2,09 ± 0,34
2010	2,45 ± 0,38	2,43 ± 0,06	2,46 ± 0,20	2,10 ± 0,20
2011	2,37 ± 0,25	2,28 ± 0,46	2,39 ± 0,21	2,10 ± 0,28
2012	2,75 ± 0,27	2,77 ± 0,32	2,69 ± 0,36	2,30 ± 0,31
2013	2,50 ± 0,41	2,63 ± 0,35	2,52 ± 0,24	2,15 ± 0,25
2014	2,50 ± 0,38	2,41 ± 0,31	2,50 ± 0,24	2,31 ± 0,39
2015	2,53 ± 0,14	2,60 ± 0,32	2,63 ± 0,26	2,30 ± 0,27
2016	2,83 ± 0,33	3,01 ± 0,64	2,50 ± 0,24	2,20 ± 0,27
2017	2,94 ± 0,54	3,25 ± 0,67	2,58 ± 0,20	2,29 ± 0,24
1998-2017	2,48 ± 0,18	2,52 ± 0,24	2,43 ± 0,11	2,11 ± 0,11
1998-2011	2,40 ± 0,10	2,41 ± 0,08	2,38 ± 0,07	2,05 ± 0,04
Год	Мезенский залив	Онежский залив	Центральный регион	Все море
1998	2,78 ± 0,24	2,56 ± 0,17	2,20 ± 0,25	2,35 ± 0,22
1999	2,67 ± 0,16	2,57 ± 0,10	2,26 ± 0,16	2,35 ± 0,14
2000	2,70 ± 0,26	2,59 ± 0,08	2,17 ± 0,12	2,29 ± 0,12
2001	2,68 ± 0,26	2,58 ± 0,20	2,25 ± 0,30	2,32 ± 0,24
2002	2,72 ± 0,19	2,59 ± 0,09	2,19 ± 0,24	2,34 ± 0,17
2003	2,65 ± 0,08	2,56 ± 0,19	2,13 ± 0,23	2,28 ± 0,19
2004	2,88 ± 0,45	2,66 ± 0,16	2,21 ± 0,26	2,38 ± 0,20
2005	2,69 ± 0,10	2,59 ± 0,09	2,14 ± 0,15	2,32 ± 0,10
2006	2,79 ± 0,41	2,65 ± 0,10	2,23 ± 0,23	2,34 ± 0,18
2007	2,62 ± 0,09	2,61 ± 0,17	2,12 ± 0,13	2,29 ± 0,14
2008	2,73 ± 0,21	2,58 ± 0,18	2,08 ± 0,15	2,29 ± 0,17
2009	2,83 ± 0,30	2,57 ± 0,13	2,07 ± 0,19	2,33 ± 0,22
2010	2,68 ± 0,16	2,58 ± 0,26	2,29 ± 0,30	2,38 ± 0,22
2011	2,69 ± 0,14	2,58 ± 0,10	2,15 ± 0,14	2,32 ± 0,16
2012	2,86 ± 0,12	2,75 ± 0,04	2,41 ± 0,20	2,58 ± 0,21
2013	2,90 ± 0,32	2,67 ± 0,12	2,25 ± 0,17	2,44 ± 0,19
2014	2,81 ± 0,18	2,74 ± 0,19	2,28 ± 0,29	2,46 ± 0,27
2015	3,04 ± 0,54	2,76 ± 0,07	2,40 ± 0,22	2,54 ± 0,20
2016	2,73 ± 0,07	2,83 ± 0,40	2,47 ± 0,22	2,56 ± 0,24
2017	3,05 ± 0,51	2,85 ± 0,21	2,41 ± 0,15	2,63 ± 0,22
1998-2017	2,78 ± 0,12	2,64 ± 0,09	2,24 ± 0,11	2,39 ± 0,11
1998-2011	2,72 ± 0,07	2,59 ± 0,03	2,18 ± 0,07	2,33 ± 0,03

Как следует из Таблицы 4.1, значения *Chl* в целом соответствуют приведенной выше карте. В частности, в северо-западном регионе, где распространяются баренцевоморские воды, значения *Chl* заметно меньше, чем в северо-восточном, где происходит вынос вод из Белого моря. Наибольшие величины хлорофилла наблюдаются в Мезенском заливе. Как следует из Таблицы 4.1, межгодовая изменчивость *Chl* в целом выражена слабо.

Глава 5. Балтийское море

5.1. Физико-географическое описание и выделенные субрегионы

Балтийское море мелководное, полузамкнутое, имеет ограниченный, но интенсивный водообмен с Атлантическим океаном через Северное море, проливы Скагеррак, Каттегат и Датские проливы (Большой и Малый Бельт, Эресунн (Зунд) и Ферман-Бельт). Затрудненный водообмен, возникший вследствие мелководности проливов, играет важнейшую роль в формировании природных особенностей Балтийского моря (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1992а). Площадь Балтийского моря вместе с проливами составляет 425,4 тыс. кв. км, а объем воды – 20,1 тыс. куб. км. Средняя глубина моря 48 м, максимальная 459 м. Преобладают глубины до 50 м, на долю которых приходится 60 % площади моря, на долю глубин более 200 м – около 0,3 % площади моря (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1992а).

Балтийское море – солоноватый бассейн. Соленость поверхностных вод колеблется в больших пределах – от 8 ‰ у о. Борнхольм до 2 – 3 ‰ в Финском заливе. Придонные воды более соленые – 15-20 ‰. Толща вод Балтийского моря четко разделена на два слоя: верхний распресненный и нижний осолоненный. Граница резкого изменения солености (галоклин) обычно колеблется от глубин 20–25 м (Арконская впадина) до 70–80 м (центральная часть Балтийского моря).

Специфические природные особенности Балтийского моря - сравнительно небольшой объем, замедленный водообмен через мелководные и узкие проливы, дробление на отдельные бассейны со специфическими особенностями циркуляции вод между ними, устойчивая стратификация солоноватых водных масс в течение всего года и относительно низкая их температура, способствовали интенсивному накоплению загрязняющих веществ и эвтрофированию экосистемы Балтийского моря (Larsson et al., 1985; Савчук, 2005; HELCOM, 2014; Andersen et al., 2015). Эвтрофикация – процесс повышения биологической продуктивности и ухудшения качества вод, вызванный избыточным поступлением и накоплением биогенных элементов (минеральных соединений азота и фосфора) под воздействием антропогенных и естественных факторов (HELCOM, 2006; 2018). Эвтрофикация приводит к резкому увеличению биомассы фитопланктона и первичной продукции. Практически каждое лето в Балтийском море наблюдаются массовые цветения цианобактерий или сине-зеленых водорослей (Gower et al., 2008; Hansson and Håkansson, 2007; Kahru, Elmgren, 2014; Reinart and Kutser, 2006; Riha and Krawczyk, 2011; Wozniak et al. 2016), некоторые виды которых являются токсичными (Blaža et al., 2009). В результате прозрачность воды уменьшается, происходит накопление органического вещества, на окисление которого расходуется кислород, что при возникновении стагнации может привести к дефициту кислорода или анаэробным условиям. Природные особенности Балтийского моря обуславливают высокую чувствительность его морской экосистемы к эвтрофированию (HELCOM, 2009).

Для восстановления “хорошего экологического состояния” моря был разработан специальный План Действий по Балтийскому морю (Baltic Sea Action Plan) для уменьшения

биогенных нагрузок (HELCOM, 2007). В настоящее время поступление биогенных элементов заметно уменьшилось, но темпы роста фитопланктона остаются высокими (Gustafsson et al., 2012; HELCOM 2014, 2015). А результаты моделирования (Рябченко и др. 2016, Meier et al., 2011; 2012 a, b) показывают, что даже выполнение данного Плана сможет лишь частично компенсировать негативные последствия потепления климата, и качество воды в Балтийском море в будущем будет ухудшаться по сравнению с современными условиями.

Спутниковый мониторинг Балтийского моря проводится специалистами Института океанологии Польской Академии наук в рамках проекта SatBałtyk (<http://satbałtyk.iopan.gda.pl>). При этом оперативно определяются такие характеристики, как поступление солнечной радиации, баланс для коротковолнового и длинноволнового излучения на поверхности Балтийского моря и в верхнем слое атмосферы, температура поверхности моря, концентрация хлорофилла а и многие другие.

Согласно HELCOM из-за сильного градиента солености и, следовательно, биологических особенностей, Балтийское море на основе топографии и гидрологии подразделяется на 17 субрегионов (см Рис. 1.1 на сайте HELCOM (<http://stateofthebalticsea.helcom.fi/in-brief/our-baltic-sea>)). Согласно Атласу районирования морей и океанов для гидрометеорологического обеспечения морской деятельности (2009) в Балтийском море выделяется 11 субрегионов (см. карту 14 в (Атлас районирования, 2009)).

В монографии представлены результаты спутникового мониторинга биооптических характеристик для двух субрегионов Балтийского моря: Юго-Восточная Балтика и Финский залив (см. Рис 5.1).

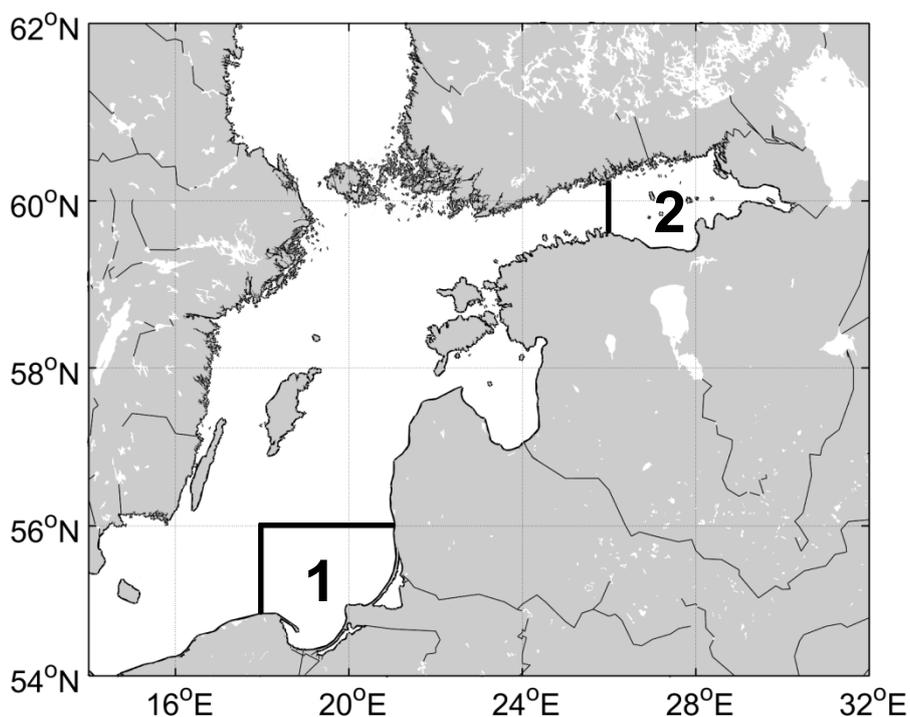


Рис. 5.1. Субрегионы Балтийского моря: 1 – Юго-Восточная Балтика, 2 – восточная часть Финского залива.

Юго-восточный регион ограничен с севера широтой 56° с.ш., с запада – долготой 18° в.д., он совпадает с микрорайоном 2 в субрегионе 0153 «Южная часть Балтийского моря» (Атлас районирования, 2009). Район Финского залива включает только его восточную часть и ограничен с запада долготой 26° в.д., что практически совпадает с субрегионом 0147 «Крайний восток Финского залива» (Атлас районирования, 2009). Для обоих регионов используются региональные алгоритмы оценки биооптических характеристик по данным MODIS-Aqua, разработанные и проверенные по данным натуральных измерений в данных регионах (см. раздел 1.3).

В район Юго-Восточной Балтики впадает вторая по величине река бассейна Балтийского моря – Висла. Средний годовой объем стока Вислы составляет 33 куб. км (Andrulewicz and Witek, 2002; Лукашин и др., 2017). Вислинский и Куршский мелководные заливы, являются эстуариями менее крупных рек - Преголи и Немана. Сток вод этих заливов через Балтийский и Клайпедский проливы во многом определяет гидрологический режим побережья. Средний годовой объем стока Вислинского и Куршского заливов составляет около 3.5-3.7 куб. км (Chubarenko, 1998) и 20 куб. км (Лукашин и др., 2017), соответственно. Кроме того, речной сток как источник пресной воды и содержащихся в ней взвешенных и растворенных минеральных и органических веществ непосредственно воздействует на экосистемы прибрежной зоны и верхний квазиоднородный слой.

Восточная часть Финского залива относится к числу наиболее эвтрофированных акваторий Балтийского моря. Основная доля биогенной нагрузки обусловлена поступлением соединений азота и фосфора с водосборного бассейна реки Невы и со сточными водами Санкт-Петербурга. Несмотря на поэтапный ввод в строй очистных сооружений Санкт-Петербурга и наблюдающегося снижения выбросов азота и фосфора, ожидаемого улучшения степени эвтрофирования восточной части Финского залива не происходит. В восточной части Финского залива существенную роль в поступлении биогенных элементов так же играют внутриводоемные процессы: поступление их из донных осадков и транспорт с придонными течениями из западных районов залива (Исаев, 2010).

5.2. Покрытие спутниковыми данными

В Атласе представлены среднемесячные пространственные распределения биооптических характеристик и температуры поверхности моря для двух субрегионов Балтийского моря с августа 2002 г. по октябрь 2017 г. Данные с ноября по март не представлены, так как имеющиеся для этого периода спутниковые данные не обеспечивают надежные результаты расчетов среднемесячных распределений прежде всего из-за большого процента облачных дней. Поэтому для исследования временной и пространственной изменчивости использовались спутниковые данные только в период с апреля по октябрь, когда покрытие исследуемых регионов составляет обычно не менее 90 % (пропуски остаются в основном только вблизи берега). В Юго-Восточной Балтике в октябре в отдельные годы покрытие региона спутниковыми данными было меньше 80 % (см. Рис. 5.2), для остальных месяцев покрытие было более 95 %. В восточной части Финского залива обычно покрытие спутниковыми данными составляет около 90 %, но в некоторые годы в октябре покрытие

составляло лишь 50-70 % (см. Рис. 5.2), а в апреле 2003 г. и 2011 г. покрытие было меньше 30 %. Данные за месяцы с малым покрытием представлены в Атласе, однако результаты для них не могут считаться достоверными.

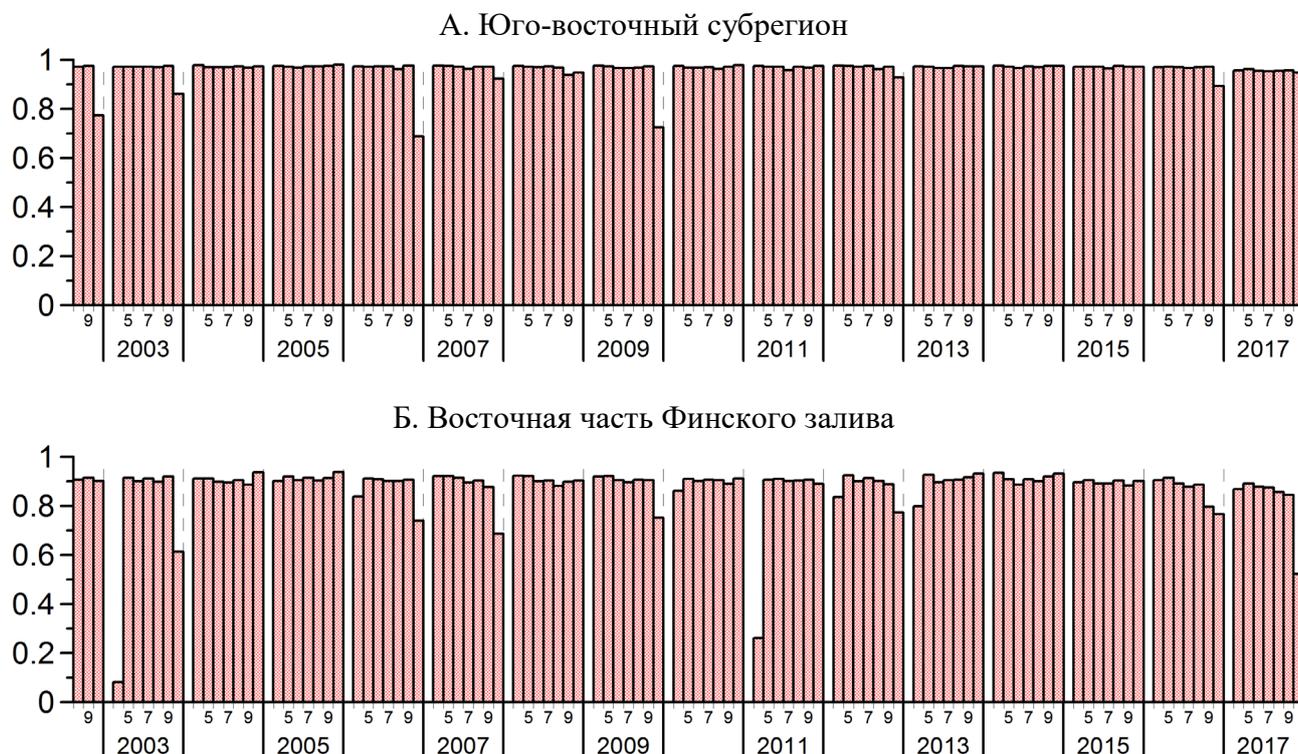


Рис. 5.2. Изменение доли среднемесячного покрытия спутниковыми данными двух субрегионов Балтийского моря: А – Юго-восточный; Б – восточная часть Финского залива.

5.3. Биооптические характеристики

5.3.1. Юго-Восточная Балтика

На Рис. 5.3 и 5.4 показаны среднемесячные распределения Chl , b_{bp} и TSM в Юго-Восточной Балтике с апреля по октябрь, осредненные за период 2003–2011 гг. Видно, что во все рассматриваемые месяцы и для всех представленных характеристик существует достаточно резкая граница между прибрежной зоной и открытым морем. Для концентрации хлорофилла наибольшие значения наблюдаются в апреле, что связано с весенним цветением фитопланктона (в основном диатомовых), и в июле, что обусловлено летним цветением сине-зеленых водорослей. Для показателя рассеяния назад взвешенными частицами и концентрации взвеси карты среднемесячных распределений похожи, так как TSM рассчитывается через b_{bp} с помощью линейной формулы (см. раздел 1.3). Наибольшие величины b_{bp} и TSM по всему региону наблюдаются в июле, что связано с цветением сине-зеленых водорослей, наименьшие – в сентябре и октябре. Практически во все месяцы по среднемесячным распределениям b_{bp} и TSM можно увидеть два основных источника терригенной составляющей взвеси: сток Вислы в южной части региона и поступление вод через Клайпедский пролив из Куршского залива (в северо-восточной части региона). В отдельные месяцы так же заметно поступление вод из Вислинского залива через Балтийский пролив и поступление взвеси из карьеров Калининградского янтарного комбината.

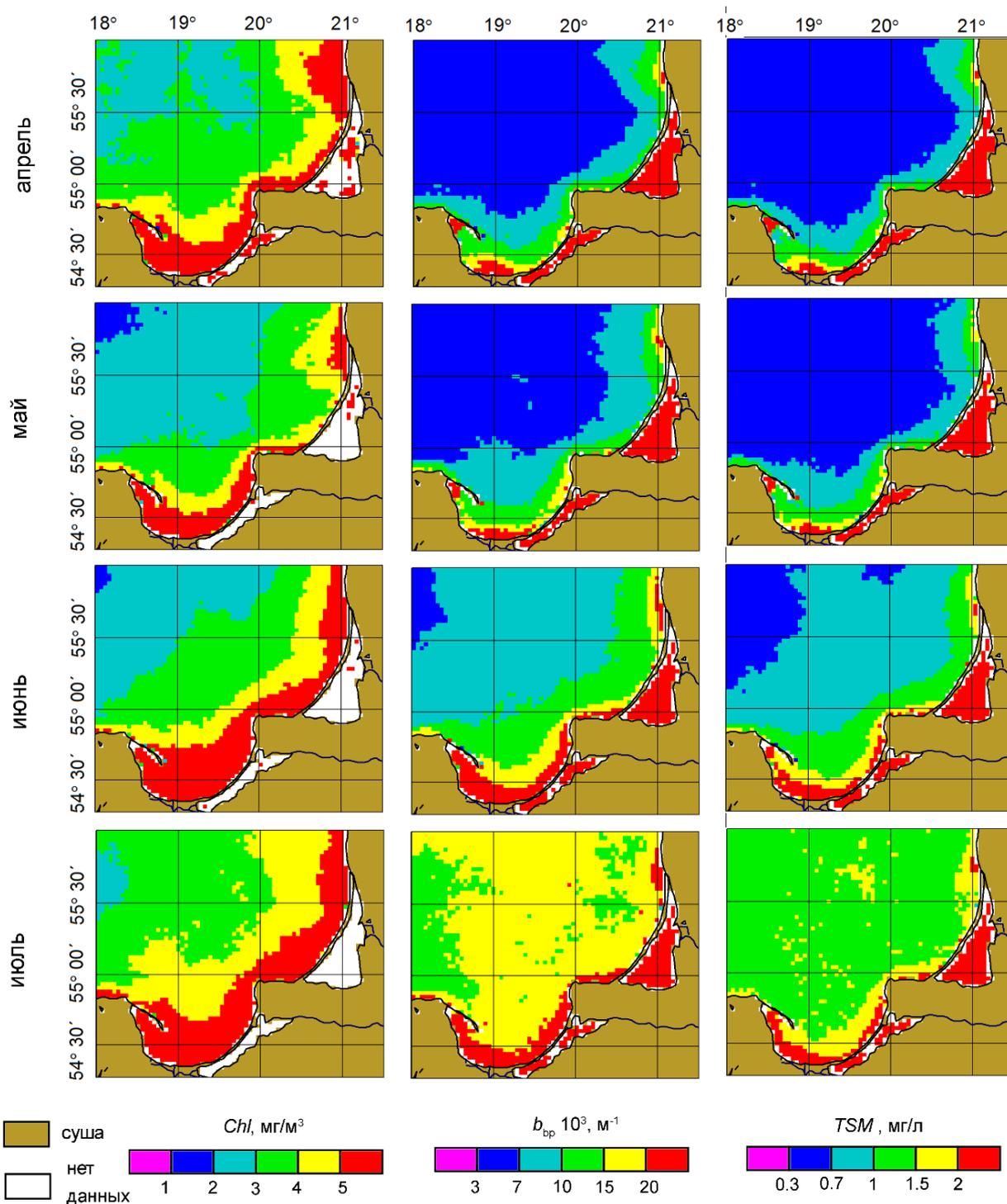


Рис. 5.3. Среднемесячные пространственные распределения концентрации хлорофилла Chl , показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} и концентрации взвешенного вещества TSM , с апреля по июль, осредненные за период 2003–2011 гг.

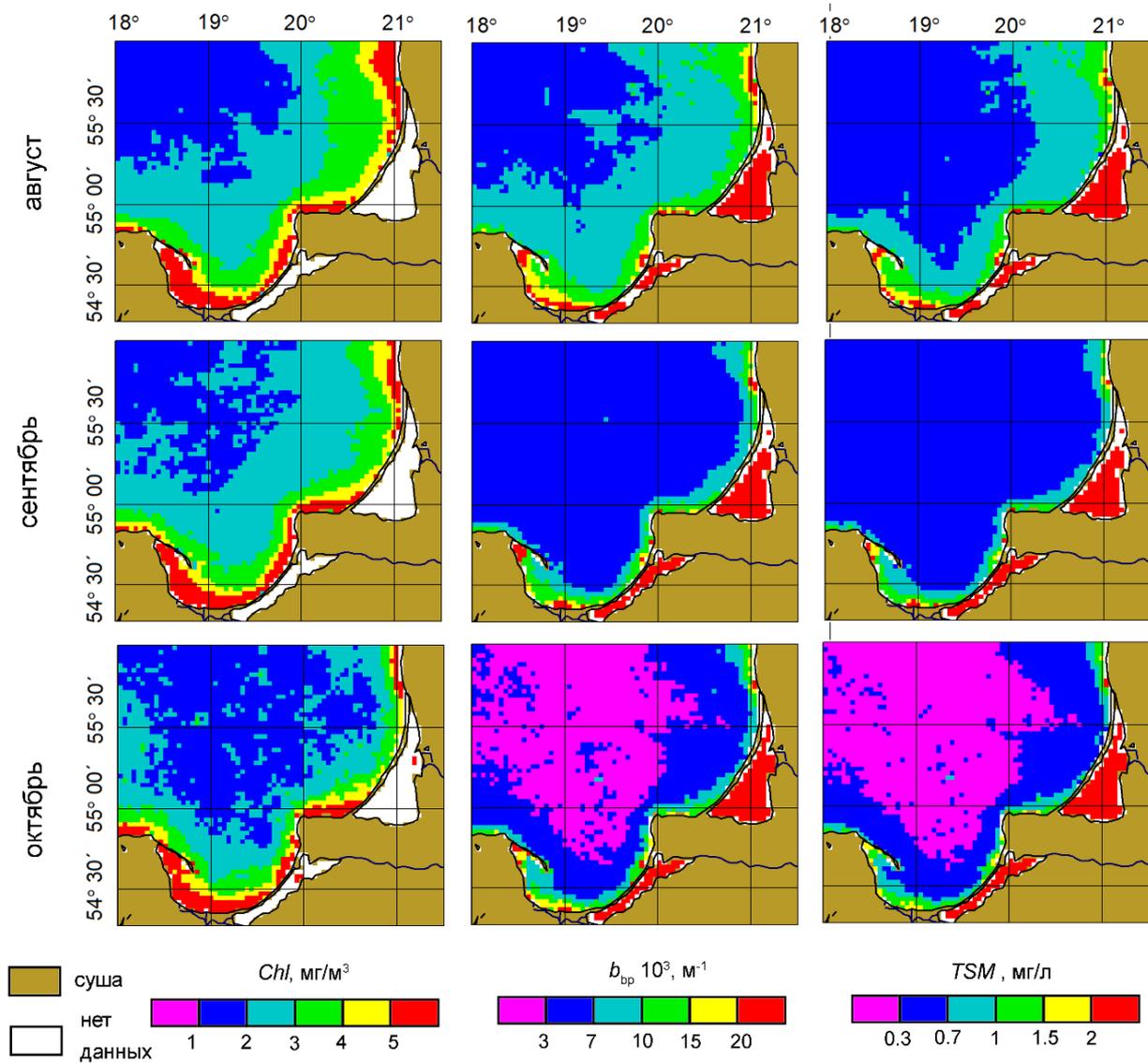


Рис. 5.4. Среднемесячные пространственные распределения концентрации хлорофилла Chl , показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} и концентрации взвешенного вещества TSM , с августа по октябрь, осредненные за период 2003–2011 гг.

На Рис. 5.5 сравниваются изменения среднемесячных значений концентрации хлорофилла, показателя рассеяния назад взвешенными частицами, концентрации взвеси и температуры поверхности моря в юго-восточном регионе Балтийского моря. Черная кривая показывает сезонные изменения, рассчитанные по осредненным («средне-климатическим») значениям за период 2002–2011 гг. Для концентрации хлорофилла почти во все годы наблюдаются два максимума: весенний в апреле и летний чаще в июле, иногда в июне. Летний максимум обусловлен цветением сине-зеленых водорослей, он происходит когда температура поверхности воды становится выше $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Hallfors, Niemi, 1981).

Для параметров b_{bp} и TSM во все годы ярко выражен июльский максимум, обусловленный цветением цианобактерий, только в 2007 и 2016 гг. он сместился на июнь, а в 2004 г. на август. Особенно сильные весенние цветения, такие как в 2008 г. тоже проявляются в увеличении значений b_{bp} и TSM .

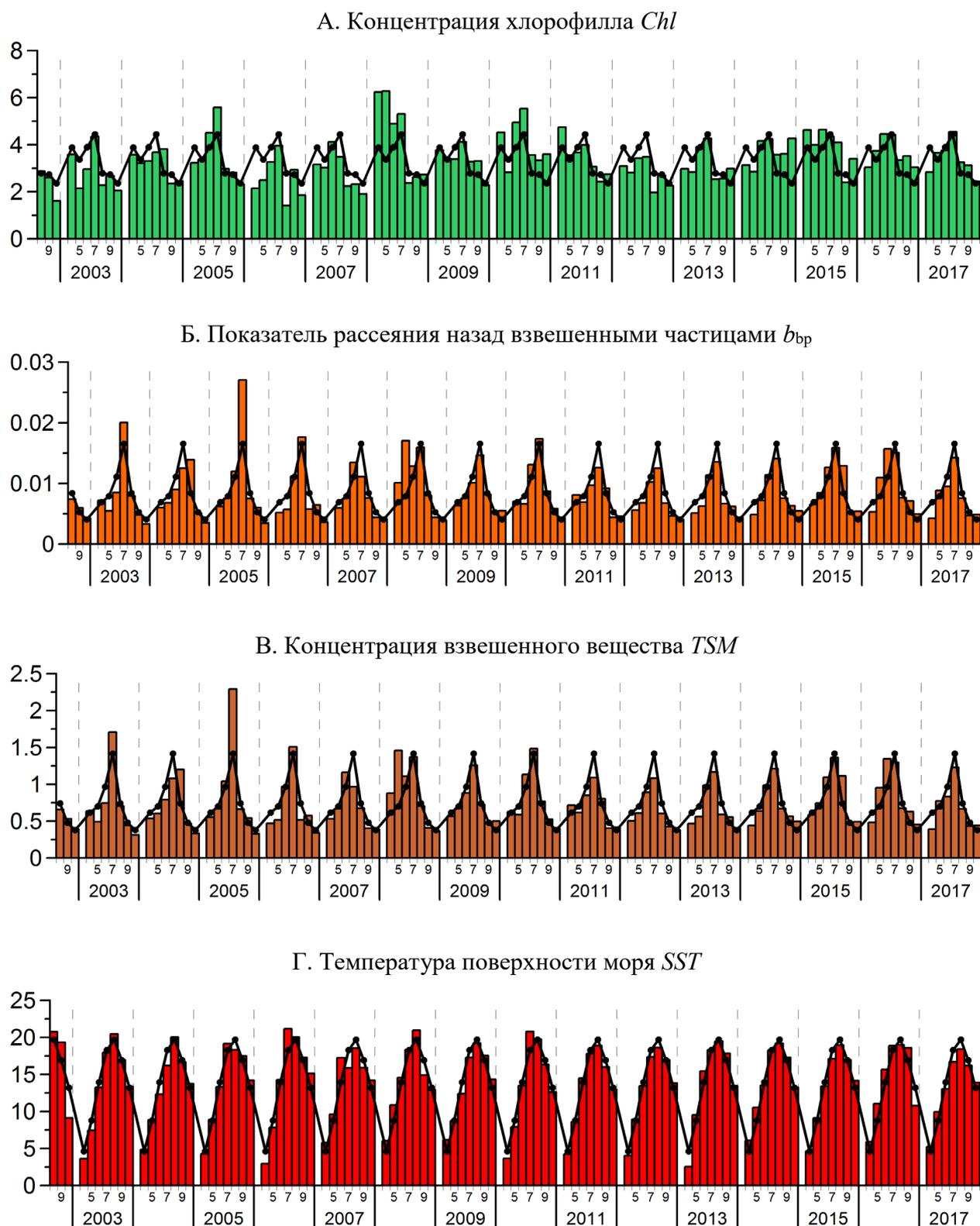


Рис. 5.5. Изменение среднемесячных значений концентрации хлорофилла (А), показателя рассеяния назад взвешенными частицами (Б), концентрации взвеси (В) и температуры поверхности моря (Г) в юго-восточном субрегионе Балтийского моря. Черная кривая показывает сезонные изменения, рассчитанные по осредненным («средне-климатическим») значениям за период 2002–2011 гг.

Средние сезонные (апрель-октябрь) значения Chl , b_{bp} , TSM и SST в 2003-2017 гг. даны в Таблице 5.1. Как видно, межгодовая изменчивость для всех параметров невелика. Отклонения средне сезонных значений в отдельные годы от средних за весь период наблюдения (2002-2017 гг.) почти везде находились в пределах 15 %. Исключение составляет лишь 2008 г., когда из-за сильного и продолжительного цветения в апреле-июле произошло увеличение всех биооптических параметров (Chl , b_{bp} , TSM) на ~ 28, 21 и 20 % от среднего, соответственно. Самым стабильным параметром является температура поверхности моря SST – отклонение от среднего не превышает 5 %.

Таблица 5.1. Средние сезонные (апрель-октябрь) значения концентрации хлорофилла Chl , показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} , концентрации взвешенного вещества TSM , температуры поверхности моря SST и их среднеквадратические отклонения в юго-восточном регионе Балтийского моря в 2003-2017 гг. Жирным шрифтом выделены средние значения для периодов 2003-2017 и 2003-2011 гг., а так же экстремальные значения, см. пояснения в тексте.

Год(ы)	Chl , мг/м ³	$b_{bp} \cdot 10^3$, м ⁻¹	TSM , мг/л	SST , °C
2003	2,86 ± 0,85	8,2 ± 5,6	0,74 ± 0,31	13,3 ± 6,0
2004	3,20 ± 0,58	8,1 ± 3,9	0,72 ± 0,31	13,2 ± 5,1
2005	3,54 ± 1,13	9,9 ± 8,0	0,88 ± 0,35	13,7 ± 5,4
2006	2,58 ± 0,87	7,9 ± 4,9	0,74 ± 0,34	14,1 ± 6,6
2007	2,89 ± 0,78	7,7 ± 3,5	0,70 ± 0,33	13,9 ± 4,6
2008	4,35 ± 1,73	10,3 ± 5,2	0,91 ± 0,28	14,1 ± 4,9
2009	3,36 ± 0,57	8,2 ± 3,3	0,74 ± 0,31	13,7 ± 4,9
2010	4,04 ± 0,97	9,0 ± 4,6	0,80 ± 0,38	13,5 ± 6,2
2011	3,45 ± 0,79	7,9 ± 2,9	0,71 ± 0,31	13,3 ± 5,2
2012	2,82 ± 0,57	7,2 ± 3,1	0,66 ± 0,34	13,3 ± 5,2
2013	3,15 ± 0,67	7,6 ± 3,4	0,68 ± 0,29	13,8 ± 6,0
2014	3,69 ± 0,56	8,1 ± 3,4	0,73 ± 0,40	14,0 ± 4,7
2015	3,93 ± 0,80	9,6 ± 4,2	0,85 ± 0,38	13,5 ± 5,0
2016	3,65 ± 0,59	9,5 ± 4,5	0,84 ± 0,25	14,3 ± 5,1
2017	3,37 ± 0,69	7,7 ± 3,6	0,69 ± 0,31	13,4 ± 4,5
2003-2017	3,39 ± 0,49	8,5 ± 0,9	0,76 ± 0,08	13,7 ± 0,3
2003-2011	3,36 ± 0,57	8,6 ± 0,9	0,77 ± 0,08	13,6 ± 0,3

Все полученные результаты хорошо согласуются с предыдущими исследованиями данного региона (Буканова 2014; Евтушенко, Шеберстов, 2016; Копелевич и др., 2016; Vukanova et al., 2018).

5.3.2. Восточная часть Финского залива

На Рис. 5.6 и 5.7 показаны среднемесячные распределения Chl , b_{bp} и TSM в восточной части Финского залива с апреля по октябрь, осредненные за период 2003–2011 гг.

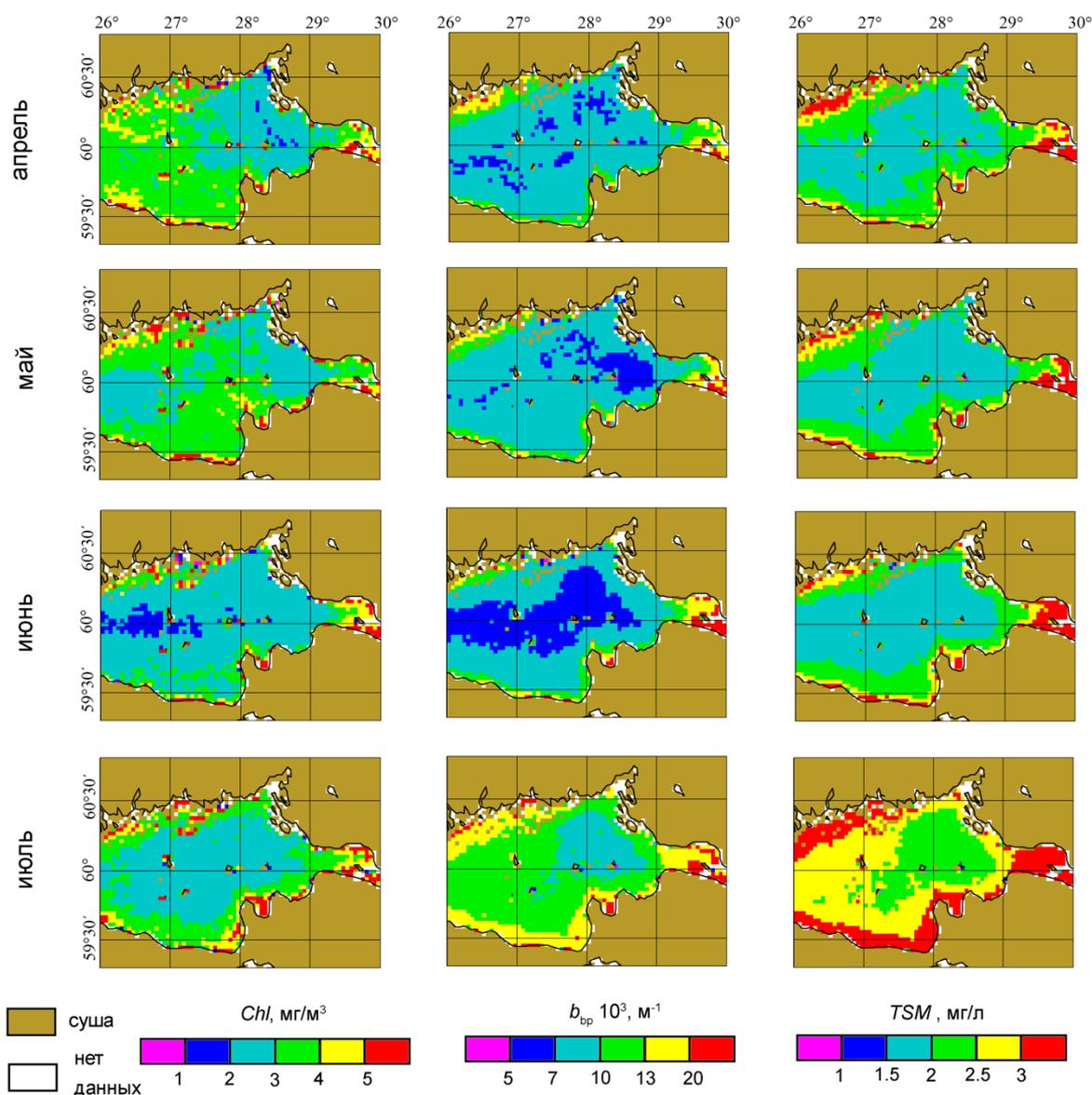


Рис. 5.6. Среднемесячные пространственные распределения концентрации хлорофилла Chl , показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} и концентрации взвешенного вещества TSM , с апреля по июль, осредненные за период 2003–2011 гг.

Следует отметить, что полученное распределение для апреля может быть не совсем достоверным, так как 2 года из 9 покрытие региона спутниковыми данными в этом месяце было меньше 30 % (см. раздел 5.2). Из Рис. 5.6 и 5.7 видно, что во все рассматриваемые месяцы и для всех представленных характеристик заметно влияние стока Невы и существенное различие между центральным и прибрежными участками рассматриваемого региона: повышенные значения всех рассматриваемых биооптических характеристик обычно наблюдаются в эстуарии Невы, в Выборгском, Копорском и Лужском заливах. Для концентрации хлорофилла наибольшие концентрации наблюдаются в апреле и мае, что связано с весенним цветением фитопланктона, и в июле, что обусловлено летним цветением сине-зеленых водорослей. Более ярко выражено июльское цветение цианобактерий на картах среднемесячных распределений b_{bp} и TSM .

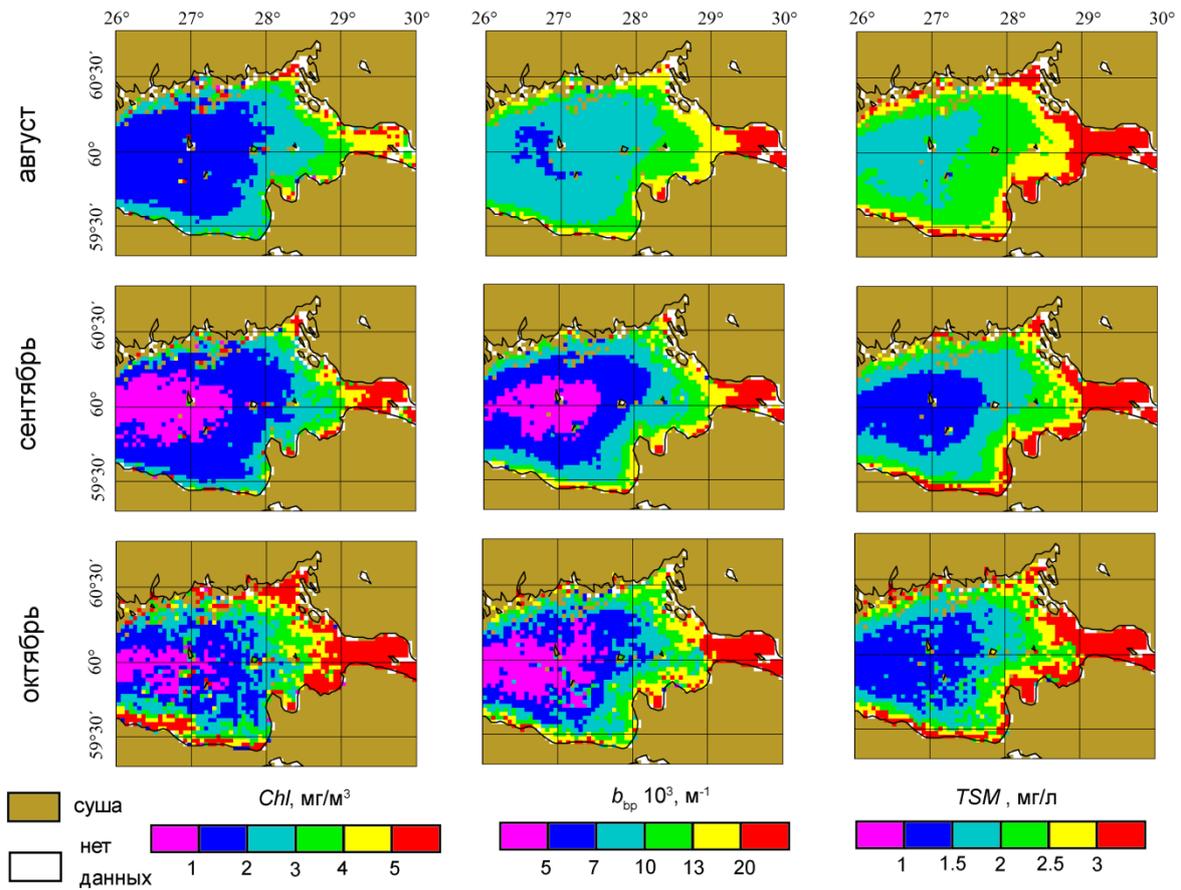


Рис. 5.7. Среднемесячные пространственные распределения концентрации хлорофилла Chl , показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} и концентрации взвешенного вещества TSM , с августа по октябрь, осредненные за период 2003–2011 гг.

На Рис. 5.8 сравниваются изменения среднемесячных значений концентрации хлорофилла и взвеси и температуры поверхности моря в восточной части Финского залива. Для концентрации хлорофилла в данном субрегионе не видно четко сезонного хода, что может быть связано, во-первых, с сильным влиянием Невы, сток которой практически постоянен для периода май – октябрь, во-вторых весеннее цветение в апреле не всегда удается наблюдать по спутниковым данным (см. раздел 5.2).

Для концентрации взвеси характерен июльский максимум, обусловленный цветением цианобактерий, но он наблюдается не во все годы, что связано с межгодовой изменчивостью этих цветений. В целом величины TSM в данном субрегионе значительно выше, чем в Юго-Восточной Балтике, в то время как величины Chl и SST отличаются незначительно, что ещё раз показывает существенную роль речного стока в данном субрегионе.

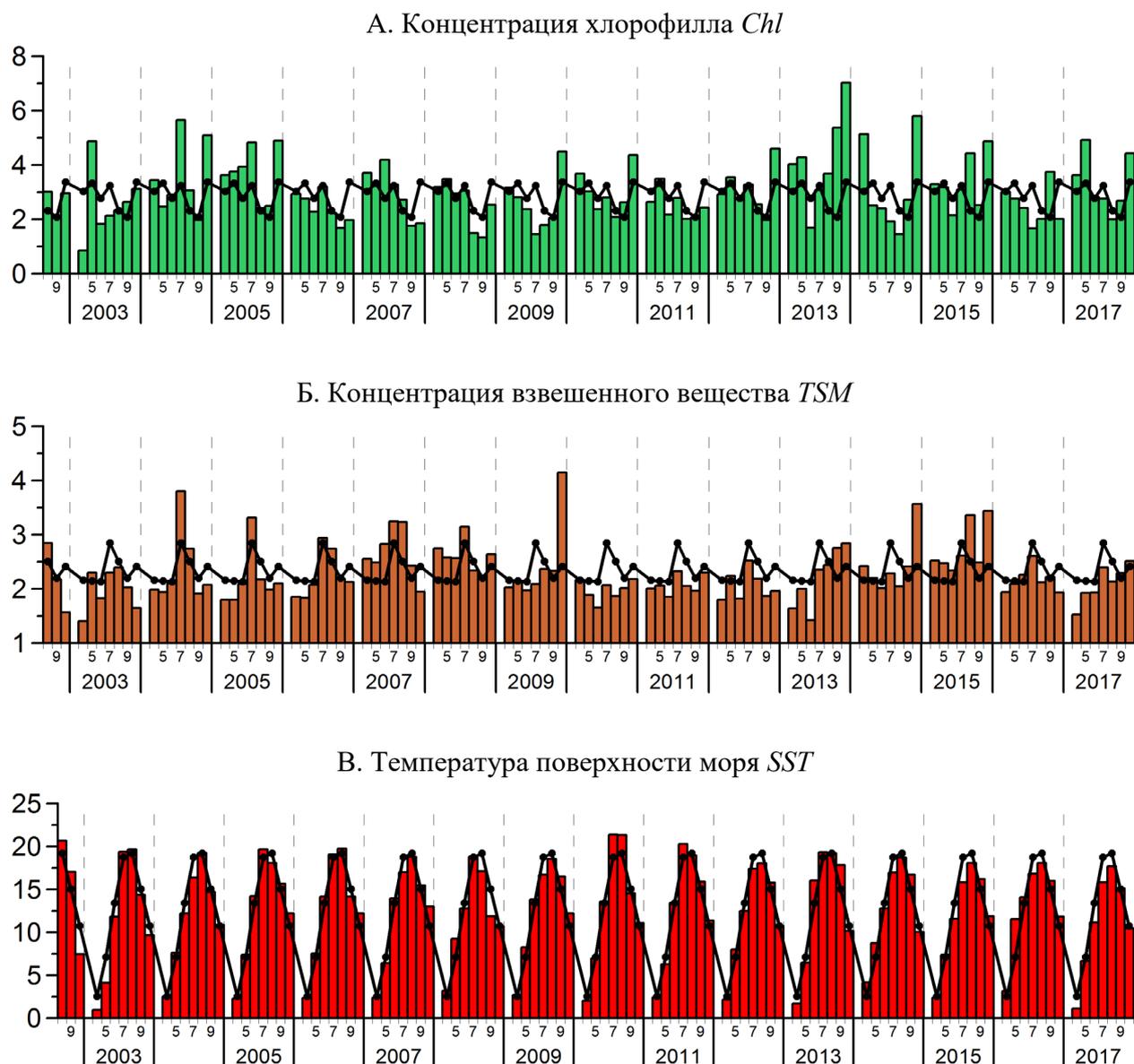


Рис. 5.8. Изменение среднемесячных значений концентрации хлорофилла (А), взвеси (Б) и температуры поверхности моря (В) в восточной части Финского залива. Черная кривая показывает сезонные изменения, рассчитанные по осредненным («средне-климатическим») значениям за период 2002–2011 гг.

Для количественной оценки цветений цианобактерий в восточной части Финского залива был разработан региональный алгоритм определения биомассы цианобактерий *Vcyan* (Вазюля и др., 2016), подробное описание представлено в разделе 1.3. При определении *Vcyan* мы ограничились только июлем и августом, т.к. именно для этих месяцев наблюдаются интенсивные цветения сине-зеленых в рассматриваемом субрегионе. В июне и сентябре если цветения и бывают, то они значительно слабее. На Рис. 5.9 представлены среднемесячные пространственные распределения *Vcyan* в июле и августе, осредненные за период 2003–2011 гг. Максимальные значения *Vcyan* (более 600 мг/м³) наблюдаются в эстуарии Невы и вблизи берега, в центральной части рассматриваемого субрегиона величина *Vcyan* не превышала 400 мг/м³. В целом по субрегиону цветение цианобактерий сильнее выражено в июле, чем в августе.

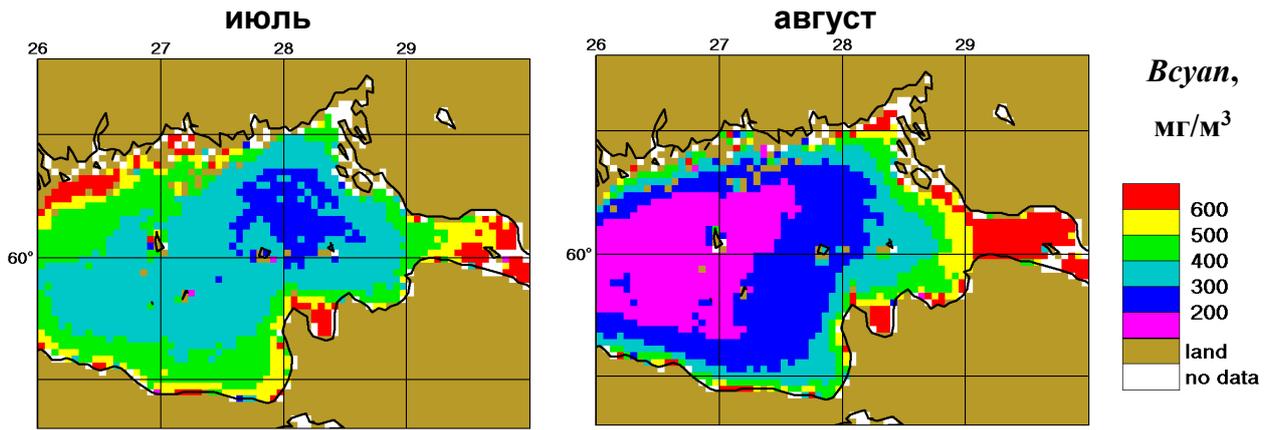


Рис. 5.9. Среднемесячные пространственные распределения биомассы цианобактерий V_{cyan} в июле и августе, осредненные за период 2003–2011 гг.

На Рис. 5.10 показана изменчивость среднемесячных значений V_{cyan} в рассматриваемом субрегионе в 2003-2017 гг. Как видно на рисунке, практически во все годы, когда наблюдалось цветение ($V_{cyan} > 300$ мг/м³) величина V_{cyan} в июле была больше, чем в августе. Исключением стал только август 2015 г., когда V_{cyan} достиг величины 588 мг/м³ по сравнению с 392 мг/м³ в июле. Рекордное цветение за рассматриваемый период наблюдалось в июле 2004 г. ($V_{cyan} = 780$ мг/м³). Результаты, представленные на Рис. 5.10 хорошо согласуются с выводами статьи (Максимов и др., 2014) о значительном сокращении биомассы сине-зеленых в 2009-2011 гг. по сравнению с периодом 2004-2008 гг. из-за вселения полихет *Marenzelleria arctica*.

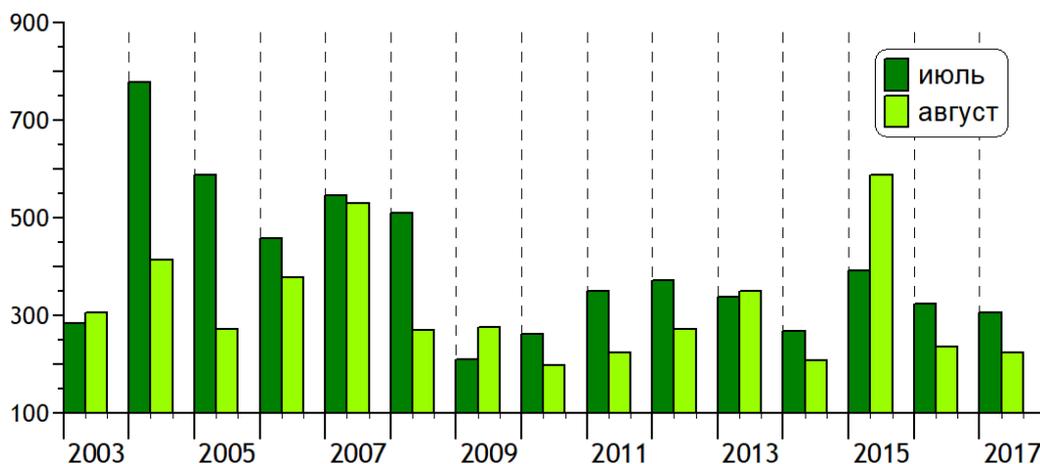


Рис. 5.10. Изменчивость среднемесячных значений V_{cyan} (мг/м³) в восточной части Финского залива в 2003-2017 гг.

Средние сезонные значения Chl , b_{bp} , TSM , V_{cyan} и SST в 2003-2017 гг. представлены в Таблице 5.2. Для V_{cyan} сезон определен с июля по август, для остальных параметров с апреля по октябрь. Межгодовая изменчивость для всех параметров кроме V_{cyan} невелика: отклонения средне сезонных значений в отдельные годы от средних за весь период наблюдения (2002-2017 гг.) почти везде находились в пределах 20 %. Исключение для Chl составляет 2013 г., когда в сентябре и октябре наблюдалось сильное цветение. Для V_{cyan} межгодовая

изменчивость довольно существенная, так в 2004 г., когда наблюдалось рекордное цветение, средне-сезонная величина *Vcyan* на 67 % превосходила средние значения за весь период наблюдения (2002-2017 гг.), а в 2010 г. наоборот была меньше на 37 %. Хотя для *Vcyan* учитывается только июль и август, в годы с экстремальными значениями *Vcyan* (например, 2007, 2010 и 2015 гг.) получаются также экстремальные значения для b_{bp} и *TSM*, хотя для этих характеристик рассчитываются средние за апрель-октябрь. Самым стабильным параметром, как и в Юго-Восточной Балтике, является температура поверхности моря SST – отклонение от среднего не превышает 5 %.

Таблица 5.2. Средние сезонные значения концентрации хлорофилла *Chl*, показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} , концентрации взвешенного вещества *TSM*, биомассы цианобактерий *Vcyan*, температуры поверхности моря *SST* и их среднеквадратические отклонения в восточной части Финского залива в 2003-2017 гг. Для *Vcyan* сезон определен с июля по август, для остальных параметров с апреля по октябрь. Жирным шрифтом выделены средние значения для периодов 2003-2017 и 2003-2011 гг., а так же экстремальные значения, см. пояснения в тексте.

Год(ы)	<i>Chl</i> , мг/м ³	$b_{bp} \cdot 10^3$, м ⁻¹	<i>TSM</i> , мг/л	<i>Vcyan</i> , мг/м ³	<i>SST</i> , °C
2003	2,54 ± 1,25	8,1 ± 1,8	2,15 ± 0,96	295 ± 16	11,4 ± 7,1
2004	3,51 ± 1,36	10,1 ± 3,8	2,40 ± 0,85	597 ± 259	11,9 ± 5,6
2005	3,71 ± 0,99	9,1 ± 2,8	2,24 ± 0,97	430 ± 225	12,8 ± 6,1
2006	2,43 ± 0,54	9,4 ± 2,2	2,29 ± 0,73	418 ± 56	12,8 ± 6,2
2007	2,97 ± 0,92	11,8 ± 2,5	2,78 ± 1,13	538 ± 11	12,4 ± 5,9
2008	2,57 ± 0,85	11,3 ± 1,6	2,64 ± 0,84	390 ± 169	12,0 ± 5,2
2009	2,59 ± 1,02	10,7 ± 5,2	2,44 ± 1,18	243 ± 47	12,7 ± 5,6
2010	2,99 ± 0,79	8,0 ± 1,0	2,00 ± 0,66	230 ± 46	13,0 ± 7,1
2011	2,51 ± 0,52	8,6 ± 1,0	2,11 ± 0,68	288 ± 89	12,7 ± 6,5
2012	3,08 ± 0,84	8,4 ± 1,3	2,11 ± 0,77	322 ± 71	12,1 ± 5,7
2013	4,16 ± 1,70	9,4 ± 3,1	2,34 ± 1,60	345 ± 8	13,0 ± 7,0
2014	3,13 ± 1,66	10,5 ± 3,5	2,53 ± 1,73	238 ± 43	12,6 ± 5,3
2015	3,36 ± 0,97	12,3 ± 2,8	2,81 ± 1,21	490 ± 139	11,9 ± 5,5
2016	2,51 ± 0,71	9,3 ± 1,7	2,19 ± 0,53	279 ± 62	13,1 ± 5,0
2017	3,32 ± 1,05	8,7 ± 1,8	2,10 ± 0,71	265 ± 58	11,1 ± 5,8
2003-2017	3,03 ± 0,52	9,7 ± 1,4	2,34 ± 0,25	358 ± 115	12,4 ± 0,6
2003-2011	2,87 ± 0,47	9,7 ± 1,4	2,34 ± 0,25	381 ± 129	12,4 ± 0,5

Глава 6. Черное море

6.1. Физико-географическое описание и выделенные субрегионы

Черное море – внутреннее море бассейна Атлантического океана. Расположено между $46^{\circ}38'$ и $40^{\circ}54'$ с.ш. и $27^{\circ}21'$ и $41^{\circ}47'$ в.д., значительно вытянуто по широте и сужено посередине, почти полностью окружено сушей. В северной части соединяется с Азовским морем мелководным Керченским проливом, на юге узким проливом Босфор – с Мраморным морем, далее, через пролив Дарданеллы, со Средиземным. Площадь – 422 тыс. км². Бассейн имеет относительно крутые береговые склоны, наклон составляет обычно 4-6°. Поэтому при максимальной глубине моря 2249 м его средняя глубина весьма значительна и составляет 1240 м. Общий объем воды в море составляет 555 тыс. км³.

В Черном море нами выделены 8 субрегионов (Kopelevich et al., 2002). Шесть из них (1-5 и 8) относятся к области шельфа (глубина меньше 200 м), субрегионы 6 и 7 представляют собой открытые глубоководные районы моря (Рис. 6.1). В шельфовой области субрегионы выделены в соответствии с их положением, батиметрией и влиянием речного стока. Субрегионы 1-3 – это внутренний шельф с глубинами меньше 50 м; субрегион 1 находится под влиянием речного стока Днепра, Буга и Днестра, тогда как субрегион 2 – Дуная. Субрегионы 4, 5 представляют северо-западный и юго-западный внешний шельф; узкий шельф в восточной и южной части моря рассматривается как один субрегион 8.

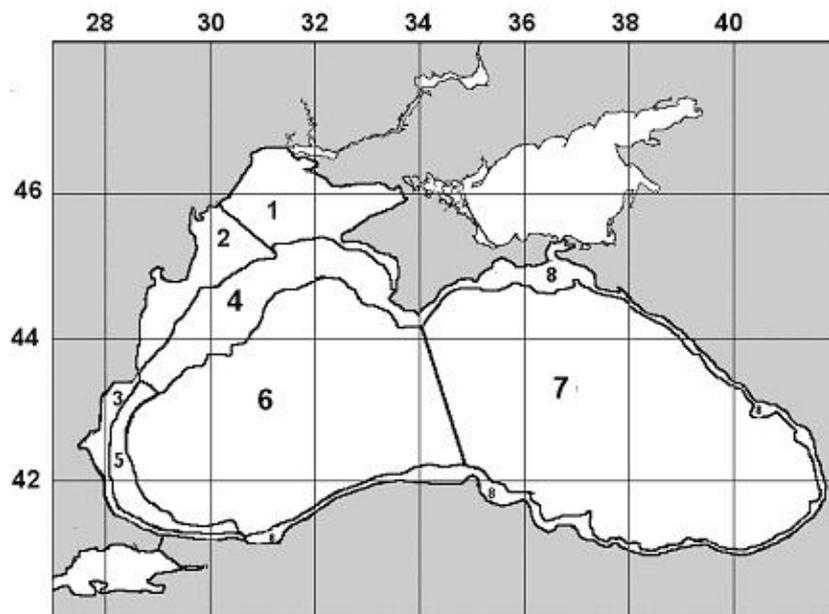


Рис. 6.1. Субрегионы в Черном море: 1-северный внутренний шельф (глубины меньше 50 м); 2-северо-западный внутренний шельф (глубины меньше 50 м); 3-юго-западный внутренний шельф (глубины меньше 50 м); 4-северо-западный внешний шельф (глубины 50-200 м); 5-юго-западный внешний шельф (глубины 50-200 м); 6-западная открытая часть (глубины больше 200 м); 7-восточная открытая часть (глубины больше 200 м); 8-восточный и южный шельф (глубины меньше 200 м).

Суммарный годовой сток в Черное море составляет около 346 км³. Наибольший сток дает Дунай (по средним многолетним данным около 200 км³/год), Днепр примерно 50 км³/год,

Днестр 10 км³/год, Южный Буг порядка 2 км³/год. Всего реки северо-западной части сбрасывают в море 270 км³ воды в год. Реки Крымского побережья дают около 4 км³/год, реки Кавказского побережья 43 км³/год. Сток рек Турецкого побережья оценивается в 25–26 км³/год, рек Болгаро-Румынских берегов – 3 км³/год. Из приведенных данных видно, что основной речной сток (почти 80 %) приходится на северо-западную часть моря. Паводок рек Черноморского бассейна приходится на весну, в этот сезон в море поступает наибольшее количество пресной воды. Осенью отмечается минимальный сток. Кроме сезонных различий, материковому стоку свойствен и межгодовой ход. Он определяется изменчивостью от года к году стока наиболее водоносной реки – Дуная. Суммарное поступление в Черное море атмосферных осадков, вод Азовского моря и речного стока превышает в сумме величину испарения. (Гриневецкий и др, 2015).

Уровень Чёрного моря выше Мраморного на 20–30 см. Благодаря этому, формируется верхнее течение, направленное из Чёрного моря в Мраморное через пролив Босфор (Сорокин, 1982). Нижнее течение, наблюдаемое в более глубоких слоях, выражено слабее и направлено в обратном направлении. Взаимодействие данных течений дополнительно поддерживает вертикальную стратификацию моря.

Вследствие затруднённого обмена водой с Атлантическим океаном и относительно небольшого размера самого моря, в Черном море величина приливов очень мала. В то же время достаточно хорошо выражены сгонно-нагонные явления под влиянием сильных зимних ветров, которые достигают 3,4 – 3,6 м/с в северо-западной части моря (Титов, 2002). При зимних штормах могут образовываться волны высотой до 6-8 м. В бухтах периодически имеют место сейши – стоячие волны, с амплитудой до 40-50 см и периодом колебаний от нескольких минут до нескольких часов.

Две массы черноморской воды: поверхностная – опреснённая, богатая кислородом и близкая по температуре к воздуху, и глубинная – более солёная и плотная, с постоянной температурой, бескислородная (анаэробная зона), разделены пограничным слоем, расположенным на глубинах от 30 до 150 м (холодный промежуточный слой, или ХПС) (Овчинников, Попов, 1987). Термоклин, галоклин и пикноклин в Чёрном море сосредоточены в области ХПС. Такая вертикальная стратификация черноморской воды по солёности, температуре и плотности препятствует вертикальному перемешиванию моря и обогащению сероводородных глубин кислородом. На глубинах 150-200 метров в Чёрном море присутствует хемоклин – слой резкого изменения гидрохимических параметров (в первую очередь, это переход между кислородной и сероводородной зонами). Нижний слой насыщен сероводородом, который является продуктом жизнедеятельности анаэробных серных бактерий. Солёность здесь достигает 22–22,5 епс (Добровольский, Залогин, 1982).

Циркуляция вод в море охватывает в основном поверхностный слой воды. Этот слой имеет солёность около 18 епс (в Средиземном море – 37 епс) и насыщен кислородом и иными элементами, необходимыми для деятельности живых организмов. Температура поверхностного слоя, в зависимости от времени года, в открытом море колеблется в среднем от 6 до 25 °С, иногда достигая 30 °С на мелководье у берегов летом и замерзая у берегов зимой (Иванов, Белокопытов, 2011).

Поверхностные течения в Черном море определяются завихренностью поля ветра над акваторией. В соответствии с еще довоенной схемой Книповича, они носят характер циклонического круговорота, охватывающего все море по периферии кольцевым течением, направленным против часовой стрелки, со скоростями 20-40 см/сек. Ближе к центру моря в этом генеральном течении выделяются отдельные вихри, в числе которых различают три циклонических и один антициклонический круговорот (Рис. 6.2). Зимой основным элементом циркуляции является основное черноморское течение, а летом преобладают наборы вихрей и отсутствует выраженное крупномасштабное течение (Дорофеев, Сухих, 2016).

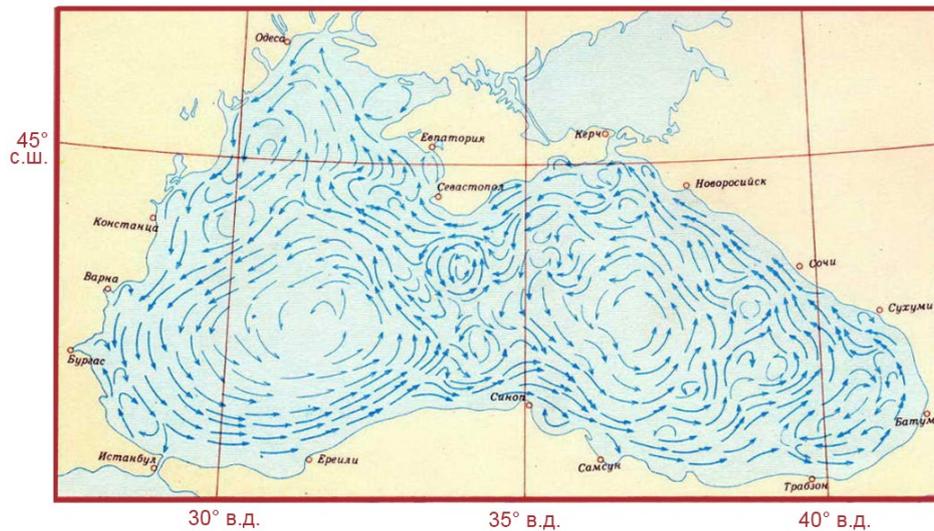


Рис. 6.2. Схема поверхностных течений в Черном море (<https://blacksea-map.ru>).

Мезомасштабные вихри имеют чрезвычайно важное значение для Черного моря, прежде всего потому, что именно они осуществляют «вентиляцию» прибрежной зоны – перенос в открытое море примесей, которые в летний сезон обильно поступают в прибрежную зону с речным стоком и в результате летней рекреационной активности. Такие вихри оказывают существенное влияние и на пространственное распределение оптических характеристик. Данные спутниковых сканеров цвета, наряду с данными ИК-радиометров о температуре поверхности моря (ТПМ), позволяют наблюдать эти процессы. Наглядный пример показан на Рис. 6.3, где демонстрируется рассчитанное по данным сканера SeaWiFS 13 июля 1998 г. распределение концентрации хлорофилла.

На рисунке хорошо видны два крупных мезомасштабных вихря, осуществляющих перенос вод с повышенной концентрацией хлорофилла из районов поступления речного стока в открытое море (концентрация хлорофилла в данном случае – индикатор таких вод). Один из них находится на северо-западе, где ярко проявляется влияние стока Дуная, другой – на юге вблизи 36-37° в.д., где находится большой турецкий порт Самсун и впадает одна из крупнейших рек на севере Турции Ешильырмак. Как видно, перенос осуществляется в открытое море на расстояние порядка 100 миль от источника.

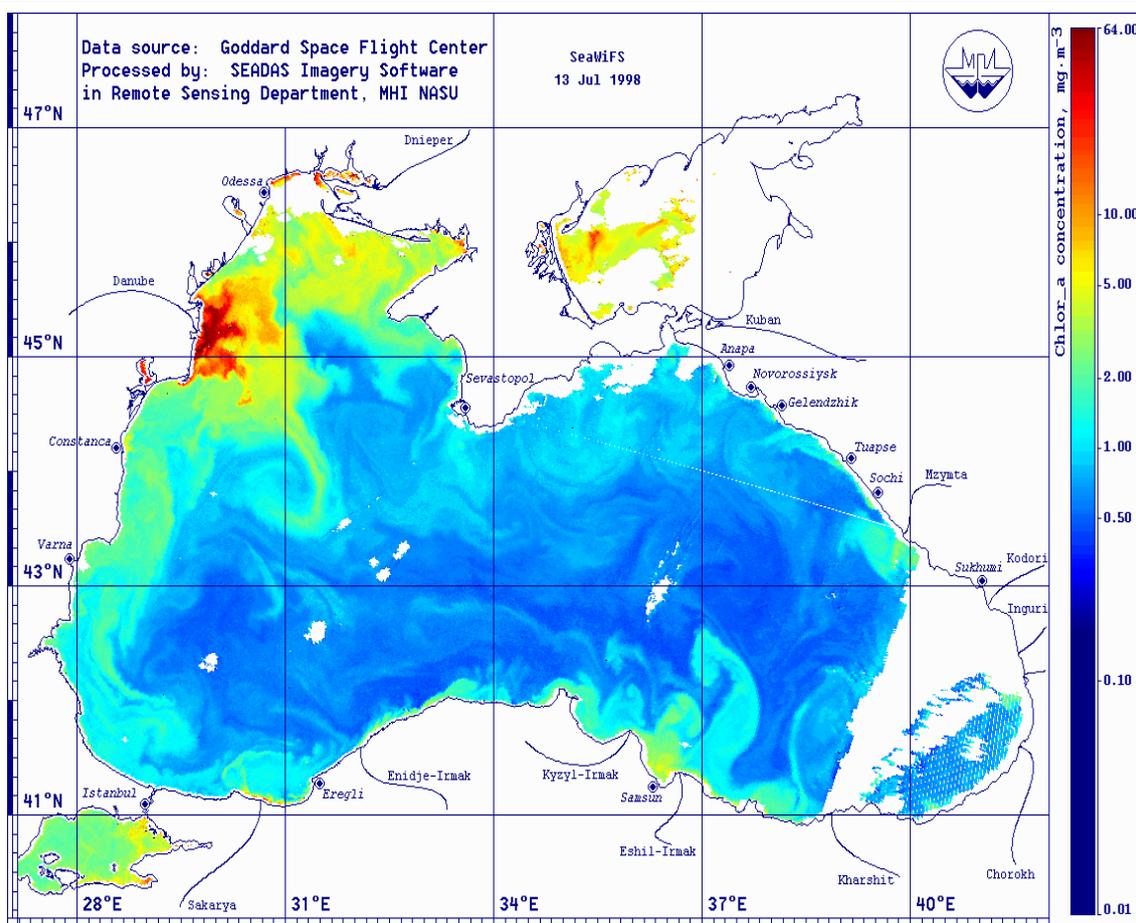


Рис. 6.3. Распределение концентрации хлорофилла в Черном море, рассчитанное по данным спутникового сканера цвета SeaWiFS от 13 июля 1998 г. (обработка данных выполнена в Морском гидрофизическом институте, г. Севастополь).

На Рис. 6.3 видны выносы от речного стока менее крупных рек – естественно, что их влияние не распространяется на такие большие расстояния как для крупных. Проблема распространения речного стока от малых рек в Черном море рассматривалась в работе (Osadchiev, Zavialov, 2013).

Черное море богато биогенными веществами. Содержание и распределение нитритов и нитратов изменяется в широких пределах в зависимости от использования их фитопланктоном. В осенне-зимнее время концентрация этих веществ наибольшая и в верхнем слое на горизонтах 50–75 м может достигать 15 мкг/л. Летом они встречаются только в зонах влияния речного стока. Для моря характерно относительно высокое, по сравнению с другими морями, содержание фосфатов, особенно в глубинных водах. Наибольшее количество этих веществ в верхнем слое толщиной до 50–100 м наблюдается в январе–феврале, когда происходит интенсивное перемешивание вод и фосфаты поступают из нижележащих слоев. В мае–июне отмечается их минимальное содержание, вплоть до полного исчезновения, что связано с их потреблением фитопланктоном. Глубинные воды моря – зона накопления фосфатов, откуда они поступают к поверхности (Добровольский, Залогин, 1982).

Доминирующие виды фитопланктона северо-восточной части Черного моря представлены двумя размерными группами: диатомовыми и кокколитофоридами *Emiliania huxleyi*. В раннелетний период развитие фитопланктона, представленного в основном

кокколитофоридами, зависит от концентрации фосфора. Кокколитофорида обладают сильным слабоселективным светорассеянием, что дает возможность наблюдать цветение по данным спутниковых сканеров цвета (Korelevich et al., 2014; Копелевич и др., 2012).

По оптическим характеристикам воды глубоководных районов Черного моря приближаются к океанским. Прозрачность по белому диску составляет 15-25 м; в прибрежных районах и северо-западной части она снижается до 5-15 м. Инструментальные измерения подводной облученности показали, что уровень 1%-ной ФАР, принимаемый за нижнюю границу фотической зоны, наблюдается на глубинах 50-65 м. Показатель диффузного ослабления облученности составляет для глубоководных районов в среднем $0,025-0,034 \text{ м}^{-1}$ в спектральном диапазоне 450-550 нм и возрастает до $0,04 \text{ м}^{-1}$ в коротковолновой части спектра из-за поглощения желтым веществом (Буренков и др., 2002).

6.2. Покрытие спутниковыми данными и надежность оценок биооптических характеристик

Все 8 субрегионов Черного моря с января по декабрь удовлетворяли «мягким» требованиям к ежемесячному покрытию спутниковыми данными (хотя бы один пиксел с данными на бин, никаких требований к покрытию рассматриваемого региона заполненными бинами), хотя, конечно, надежность получаемых оценок была различной для разных месяцев. «Жестким» требованиям (Копелевич и др., 2015) все регионы удовлетворяли только для периода марта-октябрь, да и в этот период случались пропуски для отдельных регионов.

Следует еще раз подчеркнуть, как уже отмечалось в разделе 1.3, что наши региональные алгоритмы выведены по данным натурных измерений для теплого сезона и только для восточной половины Черного моря (даже главным образом для северо-восточной его части), поэтому оценки ошибок, приведенные в разделе 1.3, относятся только к этим регионам и к теплomu сезону. Ради общности, мы приводим результаты оценок и для других месяцев и регионов, поскольку есть основания полагать, что они достаточно надежно отражают качественные изменения биооптических характеристик.

6.3. Биооптические характеристики

На Рис. 6.4 показаны среднемесячные распределения показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} и концентрации хлорофилла Chl в Черном море с марта по сентябрь, усредненные за период 1998-2011 гг. (для краткости, мы называем их «среднеклиматическими»).

Повышенными значениями обеих характеристик выделяется северо-западная часть моря, находящаяся под влиянием стока Днепра, Днестра, Буга, Дуная (районы 1 и 2); ярко выраженное влияние стока кавказских и турецких рек в большинстве случаев ограничено лишь узкой прибрежной полосой у восточного и южного побережий. Влияние стока рек северо-западного побережья распространяется в основном на юг вдоль берега; гораздо слабее выражено распространение в поперечном направлении. Перенос в поперечном направлении осуществляется в основном мезомасштабными вихрями, постоянно наблюдаемыми в Черном

море (см. Рис. 6.3). От этой вихревой активности, очевидно, зависит связь между значениями биооптических характеристик в открытых и прибрежных районах.

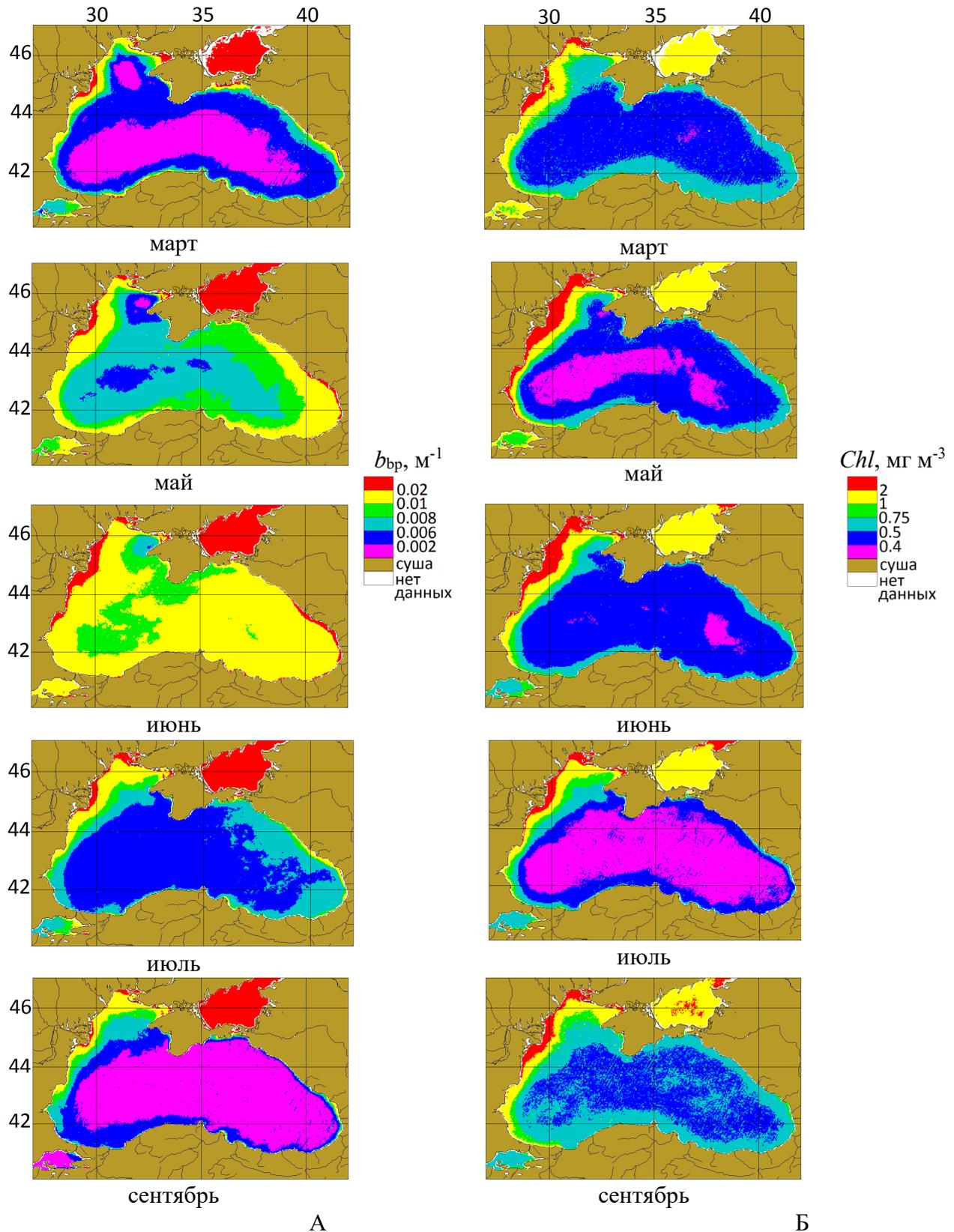


Рис. 6.4. Среднемесячные распределения показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} (А) и концентрации хлорофилла Chl (Б) в Черном море с марта по сентябрь, усредненные за период 1998-2011 гг.

Обращает на себя внимание различие сезонного хода распределений показателя b_{bp} и концентрации хлорофилла Chl : минимальные значения b_{bp} наблюдаются в сентябре, тогда как для хлорофилла в июле, а в сентябре уже происходит возрастание значений Chl , благодаря началу осеннего цветения фитопланктона. Более наглядно различие сезонных изменений b_{bp} и Chl видно на диаграммах изменения среднемесячных значений с 1998 по 2017 гг., представленных на Рис. 6.5. Диаграммы представлены для трех субрегионов: 2, находящегося под сильным влиянием стока Дуная, 7 – восточного глубоководного субрегиона и 8 – восточного и южного шельфа.

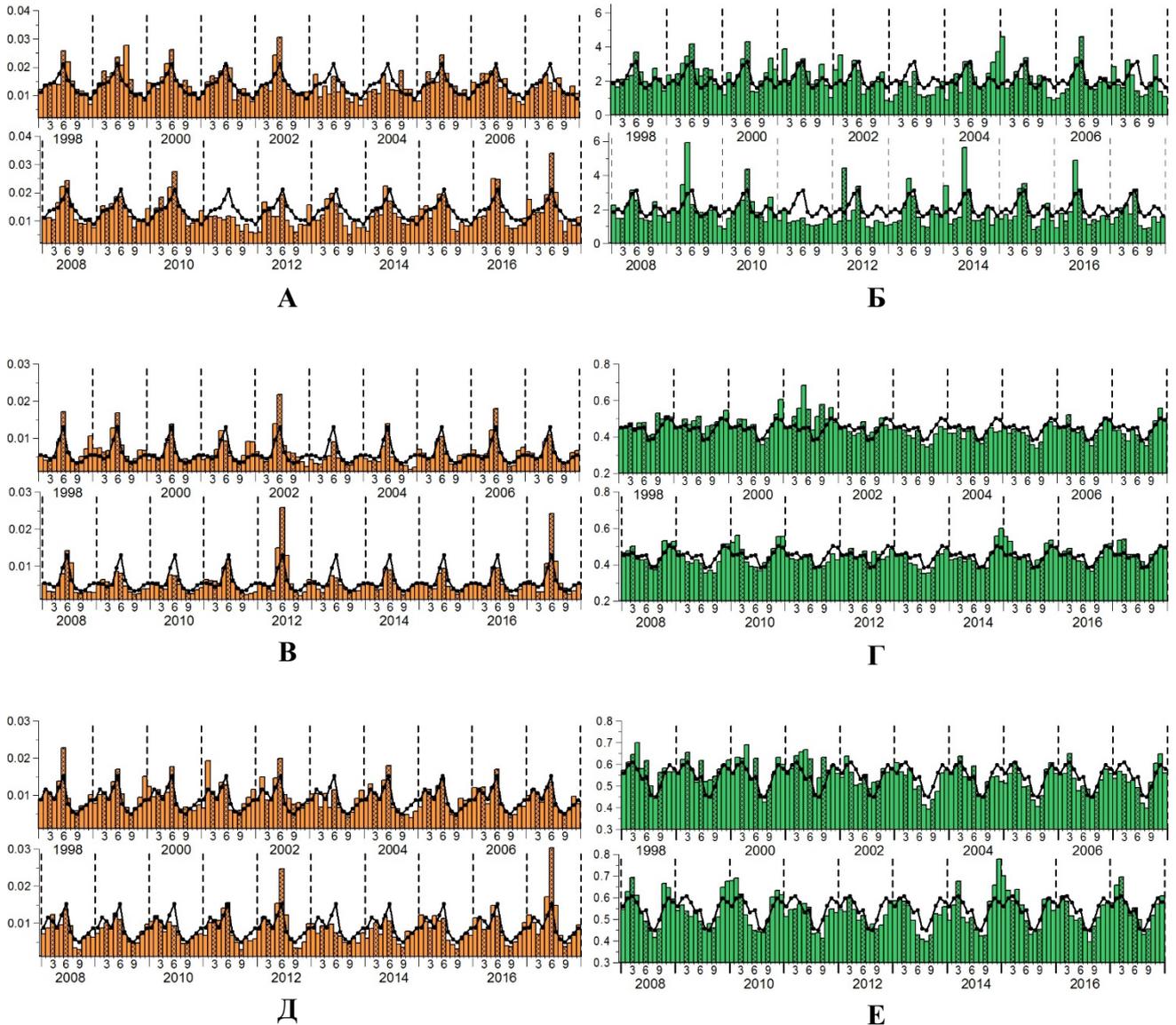


Рис. 6.5. Изменение среднемесячных значений показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} , m^{-1} (А, В, Д) и концентрации хлорофилла Chl , $mg\ m^{-3}$ (Б, Г, Е) в субрегионах 2 (А, Б), 7 (В, Г) и 8 (Д, Е) по данным спутниковых сканеров SeaWiFS и MODIS-Aqua. Черная линия на всех графиках показывает сезонные изменения «средне-климатических» значений.

Бросается в глаза наличие июньских максимумов b_{bp} у всех трех субрегионов; для хлорофилла подобный максимум наблюдается только в регионе 2, и в основном в мае. Причины наблюдаемых различий связаны с разными определяющими факторами: максимумы концентрации хлорофилла связаны с зимне-весенними (январь-март) и осенне-зимними цветениями фитопланктона (октябрь-декабрь), давно известными фитопланктонологом; июньские максимумы b_{bp} – с цветениями кокколитофорид и речным стоком (Kopelevich et al., 2014). Второй фактор определяет, кстати, схожесть диаграмм b_{bp} и Chl для субрегиона 2.

Связь между биооптическими характеристиками и параметрами кокколитофоридных цветений (КЦ) в северо-восточной части Черного моря исследовалась на протяжении последних 14 лет (2004-2018 гг.) в экспедициях ИО РАН: судовые измерения биооптических характеристик (концентраций хлорофилла, взвеси, видового состава фитопланктона) сопровождалась спутниковыми измерениями сканеров цвета SeaWiFS и MODIS-Aqua. В результате этих исследований удалось разработать алгоритм расчета концентрации клеток кокколитофорид N_{coc} (см. раздел 1.3) и определить фенологические параметры цветений. Результаты исследований опубликованы в работах (Burenkov, Kopelevich, Sheberstov, 2011; Burenkov et al, 2005; Kopelevich et al., 2008, 2012, 2013, 2014).

На Рис. 6.6 показаны изменения суточных значений концентрации клеток кокколитофорид N_{coc} , млн.кл./л, в восточной открытой части Черного моря в разные годы в апреле-июле, а в Таблице 6.1 представлены фенологические характеристики КЦ в разные годы. Как видно, наблюдается достаточно сильная межгодовая изменчивость этих характеристик.

В качестве возможной причины наблюдаемых межгодовых изменений исследовалось влияние температуры поверхности моря SST в феврале. Как видно из Рис. 6.7, наблюдается четкая антикорреляция между N_{coc} в июне и SST в феврале. Объяснение заключается в усилении зимней конвекции в холодные зимы, способствующей подъему биогенов в поверхностный слой моря.

В Таблице 6.2 представлены изменения средне-сезонных величин концентрации хлорофилла, температуры поверхности моря SST , показателей рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} и поглощения желтым веществом a_g в период 1998-2017 гг. (для SST с 2003 г., когда стали доступны данные сканера MODIS-Aqua). Чтобы не перегружать Таблицу цифрами (Таблица в полном объеме представлена в Атласе), были выбраны только годы с экстремальными значениями хотя бы одного из параметров (наибольшие значения выделены красным цветом, наименьшие – синим). Также были выбраны наиболее представительные субрегионы: вблизи устья Дуная – субрегион # 2, западный и восточный глубоководные субрегионы # 6 и # 7, восточный и южный шельф – субрегион # 8 (см. Рис. 6.1).

Для межгодовых изменений средне-сезонных значений концентрации хлорофилла и показателя b_{bp} можно заметить, что их наибольшие значения приходятся на 1998-2002 гг., а наименьшие – на 2003-2013 гг. Отметим, что в 2003 г. наблюдались самые низкие значения температуры SST (к сожалению, до 2003 г. данные SST не представлены). Наименьшие значения показателя a_g зарегистрированы в 2010 г., в этом же году наблюдалось наибольшее значение SST в субрегионе # 7.

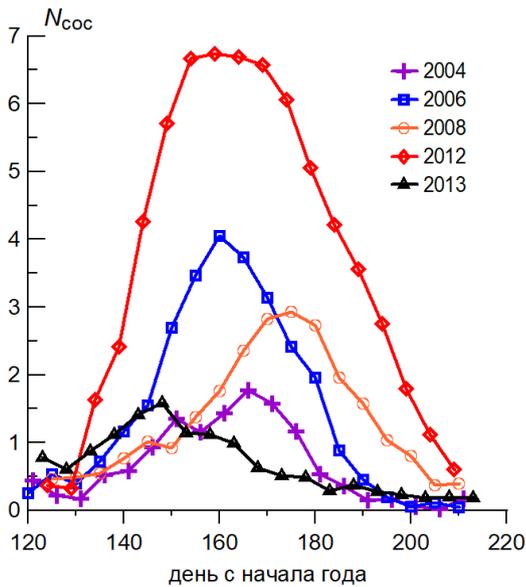


Рис. 6.6. Изменение осредненных за пять дней значений концентрации клеток кокколитофорид N_{coc} , млн.кл./л, в восточной открытой части Черного моря в разные годы в апреле-июле.

Таблица 6.1 Фенологические характеристики кокколитофоридных цветений в северо-восточной части Черного моря в разные годы.

Год	Начало цветения	Максимум Цветения	Продолжительность (сутки)	Максимум N_{coc} , млн.кл./л
2004	24.05	14.06	33	1,8
2006	18.05	09.06	47	4,0
2008	24.05	23.06	50	3,0
2012	11.05	07.06	75	6,7
2013	17.05	28.05	27	1,6

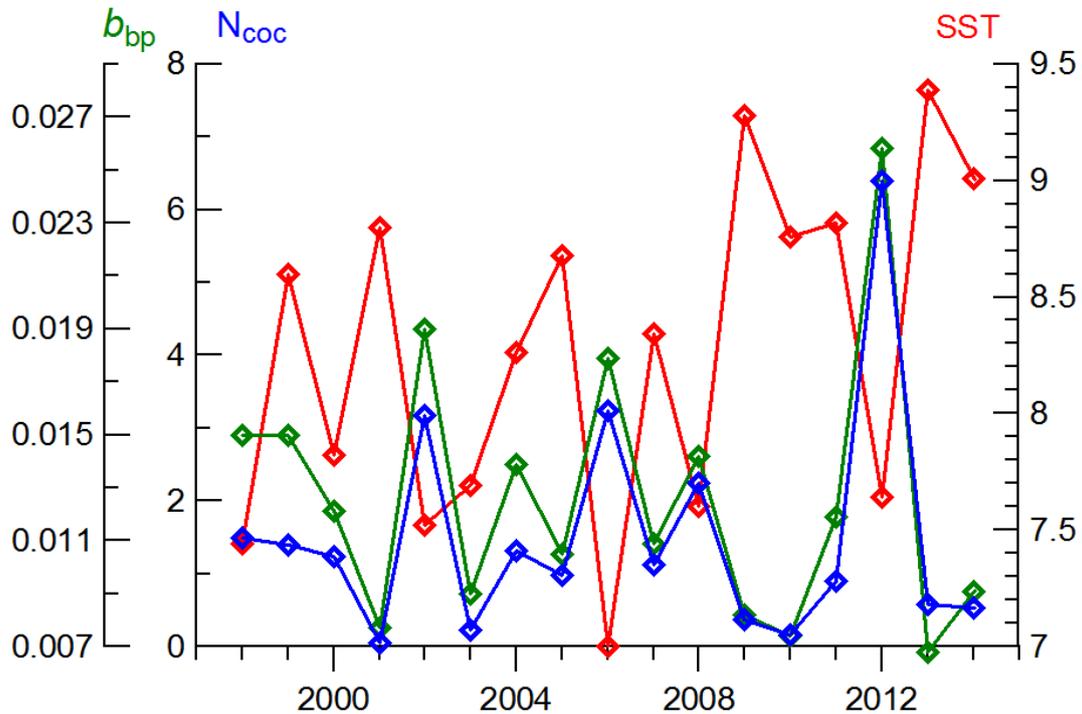


Рис. 6.7. Межгодовые изменения среднемесячных значений концентрации клеток кокколитофорид N_{coc} , млн.кл./л (синяя кривая) и показателя b_{bp} , м^{-1} (зеленая) в июне, в сравнении со средними значениями температуры поверхности моря SST , $^{\circ}\text{C}$ (красная) в феврале с 1998 по 2014 гг. по спутниковым данным.

Наиболее высокие значения всех рассматриваемых величин, кроме температуры, наблюдались в субрегионе # 2 – различие с глубоководными субрегионами # 6 и # 7 было значительным. Средне-климатические значения (1998-2011 гг.) составили для хлорофилла 2,25 мг м⁻³ для субрегиона # 2 и лишь 0,41 – 0,43 мг м⁻³ для субрегионов # 6 и # 7; 0,50 мг м⁻³ для субрегиона # 8. Для показателя b_{bp} эти значения были соответственно 0,0132, 0,0051, 0,0059 и 0,0089 м⁻¹; для показателя a_g – 0,17; 0,07; 0,07 и 0,10 м⁻¹. Средне-климатические значения SST (2003-2011 гг.) составили 14,9; 15,7; 16,6 и 16,5 °С, соответственно, в субрегионах # 2, # 6, # 7 и # 8.

Наибольшие межгодовые изменения наблюдались также в субрегионе # 2: концентрация хлорофилла изменялась от 3,07 мг м⁻³ в 1999 г. до 1,22 мг м⁻³ в 2011 г.; показатель b_{bp} – от 0,0163 м⁻¹ в 1999 г. до 0,0115 в 2003, 2012 и 2013 гг. Высокое значение b_{bp} , равное 0,0110 м⁻¹ было зарегистрировано в субрегионе # 8 в 2017 г. – это результат аномально высокого кокколитофоридного цветения, наблюдавшегося в том году в июне (см. Рис. 6.5Д).

Таблица 6.2 Изменения средне-сезонных значений (май-сентябрь) параметров в разные годы. Наибольшие значения выделены красным цветом, наименьшие – синим.

Годы	Хлорофилл, мг м ⁻³				SST, °С			
	# 2	# 6	# 7	# 8	# 2	# 6	# 7	# 8
1998	2,47	0,43	0,46	0,54	-	-	-	-
1999	3,07	0,46	0,47	0,55	-	-	-	-
2001	2,55	0,57	0,55	0,59	-	-	-	-
2002	2,10	0,42	0,44	0,52	-	-	-	-
2003	1,51	0,36	0,38	0,45	13,6	15,0	15,5	15,2
2005	2,39	0,37	0,38	0,46	14,7	15,3	16,2	16,1
2009	2,71	0,36	0,38	0,49	14,9	16,1	16,4	16,4
2010	2,55	0,41	0,40	0,46	15,3	16,5	17,4	17,1
2011	1,22	0,38	0,41	0,48	14,5	15,7	16,2	15,9
2012	1,74	0,43	0,45	0,48	15,3	16,5	17,2	17,0
2013	2,02	0,36	0,37	0,43	14,9	16,1	16,9	16,7
2015	1,78	0,44	0,47	0,56	15,6	16,5	17,2	17,2
2016	1,85	0,43	0,44	0,52	15,5	16,7	17,1	17,2
2017	1,59	0,46	0,47	0,55	15,0	16,0	16,7	16,7
1998-2011	2.25	0,41	0,42	0,50	14,9	15,7	16,3	16,1
1998-2017	2.15	0,41	0,43	0,50	14,6	15,9	16,6	16,5
2016-2017	1,72	0,44	0,46	0,54	15,2	16,3	16,9	16,9
	Показатель b_{bp} , м ⁻¹				Показатель a_g , м ⁻¹			
1998	0,0143	0,0057	0,0067	0,0101	0,18	0,07	0,07	0,11
1999	0,0163	0,0058	0,0077	0,0101	0,20	0,07	0,08	0,10
2001	0,0140	0,0058	0,0066	0,0099	0,20	0,07	0,08	0,12
2002	0,0145	0,0067	0,0072	0,0104	0,18	0,08	0,08	0,11
2003	0,0115	0,0041	0,0045	0,0082	0,17	0,07	0,07	0,10
2005	0,0141	0,0047	0,0059	0,0092	0,23	0,07	0,07	0,10
2009	0,0134	0,0042	0,0050	0,0081	0,15	0,05	0,05	0,08

2010	0,0148	0,0046	0,0047	0,0080	0,08	0,04	0,04	0,06
2011	0,0096	0,0045	0,0055	0,0083	0,10	0,05	0,05	0,08
2012	0,0115	0,0064	0,0076	0,0098	0,15	0,06	0,06	0,08
2013	0,0115	0,0036	0,0046	0,0072	0,17	0,07	0,06	0,09
2015	0,0124	0,0044	0,0051	0,0081	0,18	0,10	0,11	0,12
2016	0,0128	0,0047	0,0052	0,0087	0,15	0,09	0,09	0,10
2017	0,0146	0,0065	0,0070	0,0110	0,15	0,08	0,08	0,12
1998- 2011	0,0132	0,0051	0,0059	0,0089	0,17	0,07	0,07	0,10
1998- 2017	0,0136	0,0052	0,0059	0,0090	0,17	0,07	0,07	0,10
2016- 2017	0,0137	0,0056	0,0061	0,0098	0,15	0,08	0,08	0,11

Представленные в Атласе результаты верифицированы данными натурных измерений. В 2017 и 2018 гг. в программу экспедиционных исследований были включены измерения одной из важнейших оптических характеристик – показателя поглощения. Измерения проводились с помощью портативного спектрофотометра в конфигурации ICAM (Integrated Cavity Absorption Meter), разработанного на кафедре биофизики Биологического факультета МГУ (см. раздел 1.2.8 Главы 1). На отобранных пробах морской воды измерялись спектры поглощения самой воды, а затем после ее фильтрации через фильтр с размером пор 0,4 мкм. Вычитание второй измеренной спектральной величины из первой давало возможность оценить поглощение взвешенными частицами. Пример измеренного спектра морской воды и рассчитанного спектра взвешенного вещества показан на Рис. 6.8.

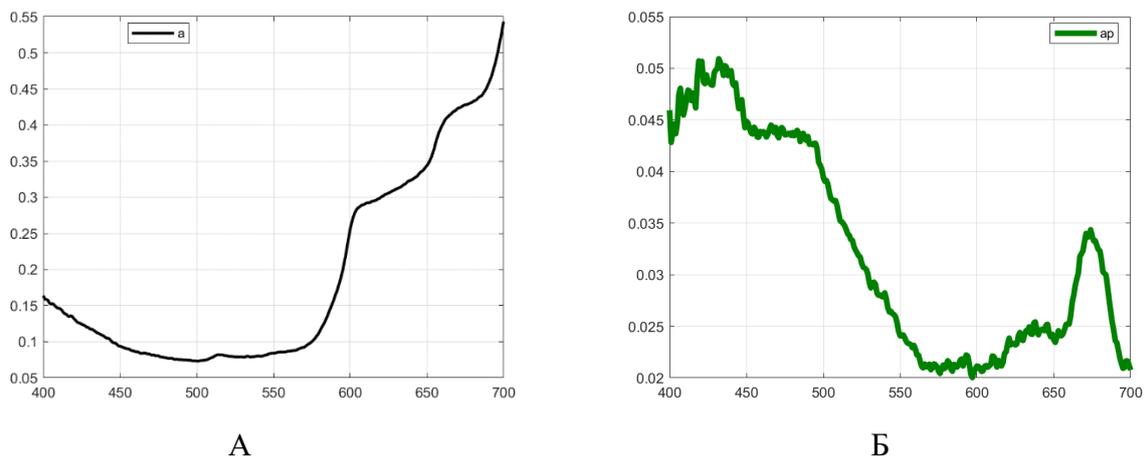


Рис. 6.8. Пример измеренного спектра поглощения морской воды (А) и рассчитанного спектра поглощения взвешенного вещества (Б). Станция 1, горизонт 2 м. 11 июня 2017 г.

Как видно из Рис. 6.8Б, спектр поглощения взвешенными частицами определяется в основном пигментами фитопланктона – на спектре хорошо видны максимумы при 430-440 нм и 675-680 нм, обусловленные синим и красным максимумами поглощения хлорофилла; плечо вблизи 480 нм, связанное с поглощением каротиноидами. Была оценена корреляционная связь между показателем поглощения взвешенного вещества $a_p(680)$ на длине волны 680 нм,

измеренным прибором ICAM, и концентрацией хлорофилла по данным прямых определений (выполнены С.А. Мошаровым), а также между значениями *Chl* на пробах и по спутниковым данным (с помощью регионального алгоритма ИО РАН). Результаты сопоставления оказались вполне приемлемыми: в первом случае коэффициент детерминации r^2 равен 0,53 (число пар измерений $n = 20$), во втором – 0,68 ($n = 16$), ошибка регрессии во втором случае – 0,033 мкг/л, среднее значение по данным прямых определений равнялось 0,48 мкг/л, по спутниковым – 0,42 мкг/л.

Полученные результаты перспективны для расширения возможностей валидации и усовершенствования ранее разработанных спутниковых алгоритмов.

Глава 7. Каспийское море

7.1. Физико-географическое описание и выделенные субрегионы

Каспийское море расположено на границе Европы и Азии, между $47^{\circ}07' 36''$ с.ш. и $45^{\circ}43' 54''$ в.д.; оно не имеет связи с океаном, поэтому часто рассматривается как озеро.

По характеру рельефа и гидрологическим особенностям Каспийское море подразделяется на Северный, Средний и Южный Каспий (Рис. 7.1). Северный Каспий (площадь около 80 тыс. км²) – самая мелководная часть моря с глубинами 4-8 м. Граница между Северным и Средним Каспием проходит от Аграханского полуострова до мыса Тюб-Караган. Между Средним и Южным Каспием граница проходит от Апшеронского полуострова на восток по Апшеронскому порогу.

Северная часть Каспийского моря находится под сильным влиянием речного стока. Суммарный годовой сток рек (Волга, Эмба, Урал, Терек), впадающих в Северный Каспий, составляет около 88 % всего речного стока в Каспий. На западном побережье впадают крупные реки Сулак, Самур, Кура и ряд более мелких (около 7 % стока). Остальные 5 % стока дают реки иранского побережья (Горган, Хераз, Сефидруд). На восточном побережье, включая побережье Кара-Богаз-Гола, нет ни одного постоянного водотока.

Вода в море солёная, от 0,05 ‰ близ устья Волги до 11–13 ‰ на юго-востоке. Соленость воды резко изменяется в северной части моря: от 0,1 ‰ в устьевых областях Волги и Урала до 10–11 ‰ на границе со Средним Каспием. (Гюль, 2011).

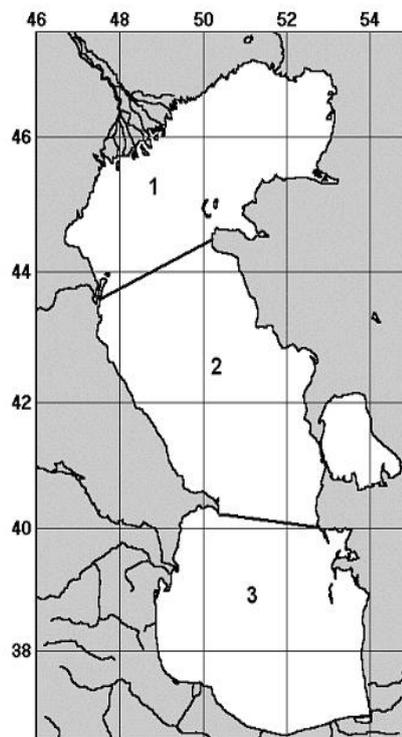


Рис. 7.1. Субрегионы Каспийского моря:
1 – Северный Каспий, 2 – Средний Каспий; 3 – Южный Каспий.

Каспийское море вытянуто в меридиональном направлении; протяженность моря по меридиану около 1200 км, средняя ширина 310 км, длина береговой линии около 7 тыс. км. Площадь моря около 371 тыс. км²; уровень на 28,5 м ниже уровня Мирового океана. Максимальная глубина моря - 1025 м.

Характерные черты климата - значительная континентальность, преобладание антициклональных условий погоды, сухие ветры, суровая морозная зима (особенно в северной части), резкие температурные изменения в течение года, бедность осадками (исключая юго-западную часть водоёма).

Метеорологические условия в разных частях Каспийского моря неодинаковы вследствие его большой меридиональной протяженности. Для северной части моря характерно преобладание восточных и юго-восточных ветров большую часть года. В средней части господствуют ветры северо-западного и юго-восточного направлений, в районе Апшеронского полуострова - ветры северного и южного направлений. В южной части моря на юго-западе преобладают северные и северо-восточные ветры, на крайнем юго-востоке зимой - северо-западные ветры, летом - юго-восточные. Скорость ветров над морем - до 10 м/с (80-90 %), повторяемость штормовых ветров менее 1 % (Гюль, 2011). Сильные и штормовые ветры в основном северо-западного и юго-восточного направлений наблюдаются чаще всего весной и зимой вблизи западного побережья Среднего Каспия, особенно в районе Апшеронского полуострова. Реже отмечается штормовая деятельность над Северным Каспием, а также в юго-восточном и юго-западном районах моря.

Среднегодовые значения температуры воздуха над морем изменяются от 10 °С в северной части до 17 °С в южной. Самый холодный месяц - январь, наиболее теплые - июль и август. Распределение осадков по акватории моря неравномерное: у западного побережья южной части моря - от 65 (Нефтяные Камни) до 1250 мм в год (Ленкоранская зона); к северу от Апшеронского полуострова - 400-430 мм. Восточное побережье отличается сухостью, максимальное количество осадков не превышает 15-20 мм. На иранском побережье с влажным климатом выпадает до 1000-2000 мм осадков в год.

Лед в северной части моря появляется в ноябре; в суровые зимы льдом покрыта вся акватория северной части, в мягкие - лед держится только на мелководье. В средней и южной частях моря появление льда приходится на декабрь-январь. Исчезновение ледяного покрова наблюдается во второй половине февраля - марте. Температура воды подвержена значительным изменениям: в зимний период температура изменяется от 0-0,5 °С у кромки льда на севере до 10-11 °С на юге.

В открытом море температура воды выше, чем у побережий: в средней части - на 2-3 °С, в южной - на 3-4 °С. Весенний прогрев выравнивает горизонтальные градиенты, и разность температур между прибрежными районами и открытым морем не превышает 0,5 °С. Для летнего периода характерна горизонтальная однородность в распределении температуры в поверхностном слое: в средней части моря 24-25 °С, в южной 25-26 °С, на юго-востоке до 27-28 °С. Максимальная температура воды наблюдается в августе («Моря», 2011).

У восточного побережья Среднего Каспия в летние месяцы ежегодно с различной интенсивностью наблюдается подъем холодных глубинных вод и, как следствие, понижение

температуры на поверхности (7-15 °С). В открытых районах моря в конце мая – начале июня начинается формирование слоя скачка температуры, который наиболее четко выражен в августе. Чаще всего он располагается между горизонтами 20 и 30 м в средней части моря и 30 и 40 м в южной. Осенью при интенсивном охлаждении слой скачка размывается и к концу ноября исчезает. В открытом море температура воды в поверхностном слое понижается в средней части до 12-13 °С, в южной – до 16-17 °С.

В Каспийском море господствует циклональная циркуляция вод, обусловленная главным образом речным стоком и господствующими ветрами. Основное течение направлено с севера на юг вдоль западного берега моря к Апшеронскому полуострову, где оно разделяется: одна ветвь продолжается вдоль западного берега, другая пересекает Каспийское море в области Апшеронского порога и у восточного берега соединяется с водами, движущимися на север вдоль восточного берега из Южного Каспия. В Южном Каспии также наблюдается циклональная циркуляция, но менее четко выраженная.

В Северном Каспии преобладают неустойчивые ветровые течения различных направлений. Скорость их обычно 10–15 см/сек; при сильных ветрах, совпадающих с направлением течений, скорость может достигать 30–40 и даже 100 см/сек. В западной части Северного Каспия чаще наблюдаются западные и восточные течения, в восточной – юго-западные и южные течения, обусловленные стоком Волги и Урала, прослеживаются лишь в пределах устьевого взморья. Преобладающие скорости течений 10–15 см/с, в открытых районах Северного Каспия максимальные скорости около 30 см/с.

Преобладающие направления волнения в северной части моря такие же, как ветра – восточное и юго-восточное. Высота волн уменьшается в направлении с юга на север по мере уменьшения глубины моря. Предельные высоты волн – до 6 м возможны на свале глубин между северной и средней частями моря. Далее к северу и востоку на глубинах порядка 6–7 м наибольшая высота волн не превышает 3 м. В средней части моря сильное волнение развивается при господствующих северо-западных и юго-восточных ветрах. В летние месяцы по всему морю преобладает волнение северо-западного и северного направлений. В юго-западном районе моря преобладает северо-восточное волнение (Гюль, 2011).

Для Каспийского моря важной характеристикой является изменение его уровня, поскольку уровень Каспийского моря подвержен значительным колебаниям. Колебания обусловлены изменениями водного баланса и, прежде всего, стока Волги. С 1978 г. до середины 1995 г. уровень моря повышался и к 1992 г. достиг отметки 27,5 м (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1992б). После лета 1995 г. уровень Каспийского моря постепенно снижался. Для годового хода уровня характерны максимум в июне–июле и минимум в феврале. Размах внутригодовых колебаний составляет 30–35 см (Лебедев, 2005).

Сгонно-нагонные колебания уровня проявляются по всему морю, но наиболее значительны они в мелководной северной части, где при максимальных нагонах уровень может повыситься на 2,0–4,5 м, при сгонах – понизиться на 1,0–2,5 м. В средней и южной частях моря сгонно-нагонные колебания уровня меньше. Приливные и сейшевые колебания уровня на Каспийском море выражены весьма четко, но не достигают больших значений.

7.2. Покрывтие спутниковыми данными

Покрывтие Северного Каспия составляет менее 50 % в холодные месяцы (рис.7.2), и более-менее надежными можно считать только для периода март-ноябрь.

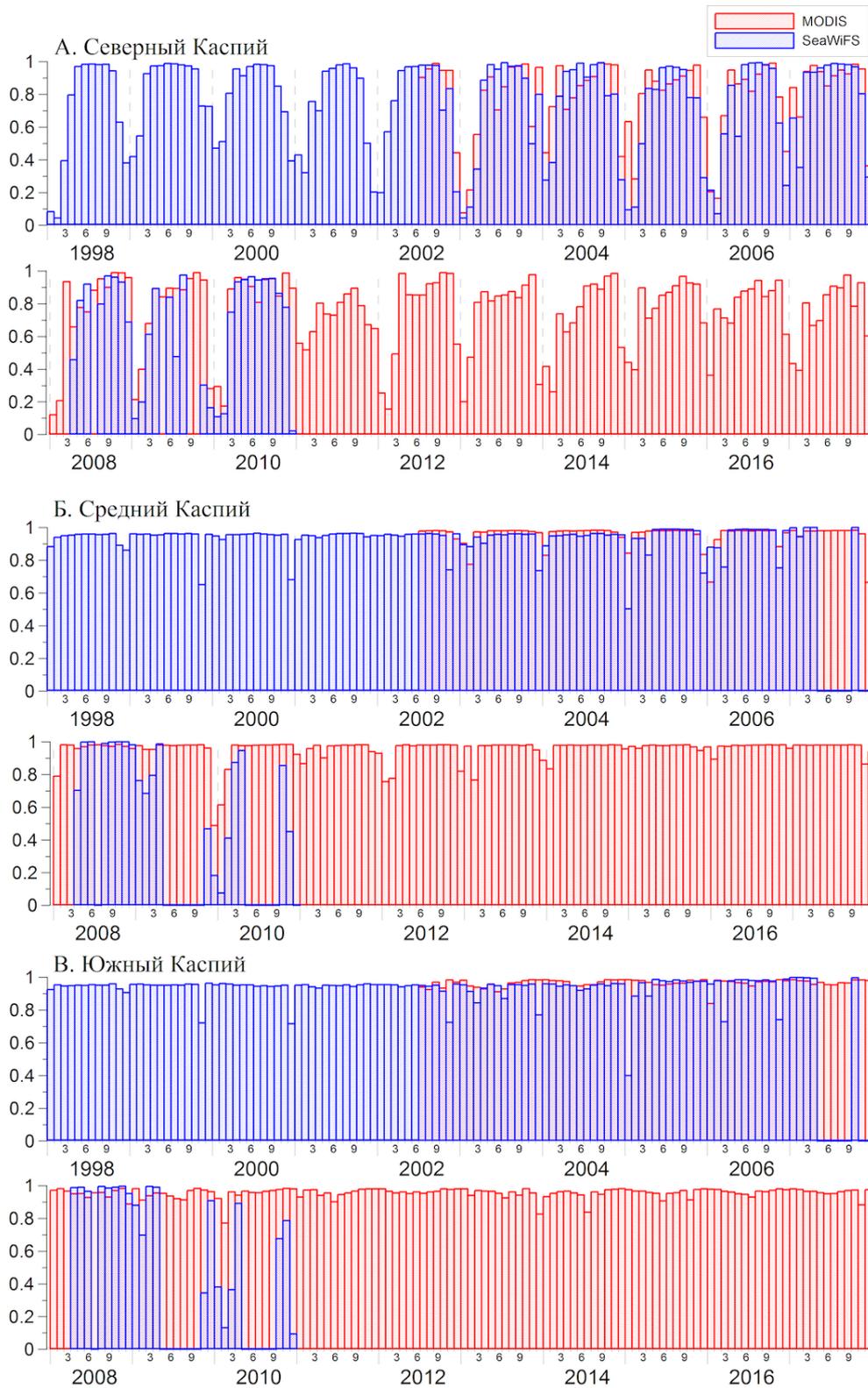


Рис. 7.2. Ежемесячное покрытие различных регионов Каспийского моря спутниковыми данными SeaWiFS (синий) и MODIS-Aqua (красный).

7.3. Биооптические характеристики

Северная часть Каспийского моря, находящаяся под сильным влиянием речного стока (см. раздел 7.1), выделяется повышенными значениями всех биооптических характеристик (Рис. 7.3, 7.4).

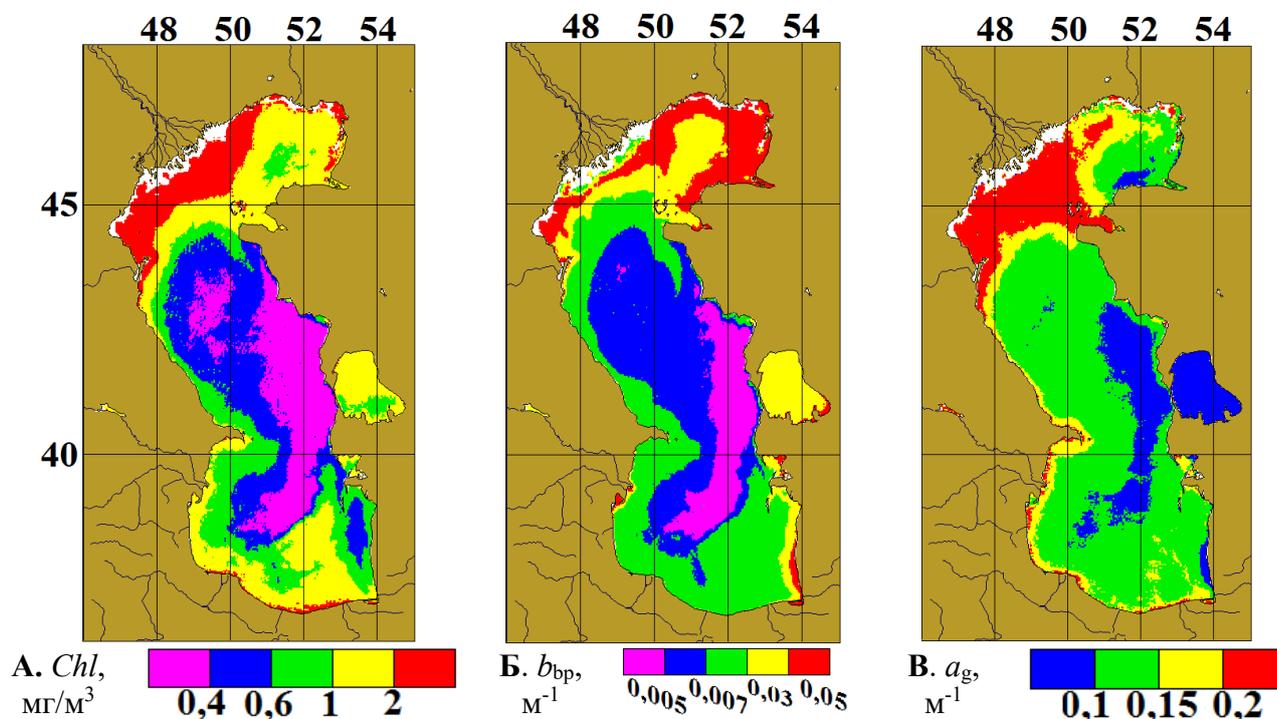


Рис. 7.3. Карты «средне-климатических» распределений концентрации хлорофилла (А), показателей рассеяния назад взвешенными частицами (Б) и поглощения желтым веществом (В) в Каспийском море в июле (1998-2011 гг.).

На Рис. 7.4 можно видеть временную зависимость концентрации хлорофилла (Chl) в северном регионе Каспийского моря. Черная линия – «средне-климатические» данные концентрации хлорофилла для каждого месяца, усредненные за период 1998-2011 гг.

В северной части Каспийского моря сезонные вариации всех характеристик сильно зависят от изменчивости речного стока. Влияние стока Волги и других рек, впадающих в Северный Каспий, распространяется на весь регион из-за циклонической циркуляции. На мелководье Северного Каспия учтено отражение от дна. Максимум наблюдается в сентябре. В 2005, 2009-2015 гг. значения сентябрьского максимума превышали среднее значение за весь период, причем наиболее существенное превышение наблюдалось в 2012 г. В 2012 г. в северном регионе наблюдалось весеннее цветение фитопланктона, которое началось в апреле и продолжалось до конца мая.

В среднем регионе «средне-климатические» максимумы были отмечены в марте и октябре. В весенний период наиболее яркое цветение с середины марта до конца апреля наблюдалось также в 2012 г. Осеннее цветение, превышающее «средне-климатическое» значение, наблюдалось в 2003, 2004, 2006, 2009 гг. В 2010 и 2014 гг. максимум был сдвинут с октября на сентябрь, что нетипично для данного региона.

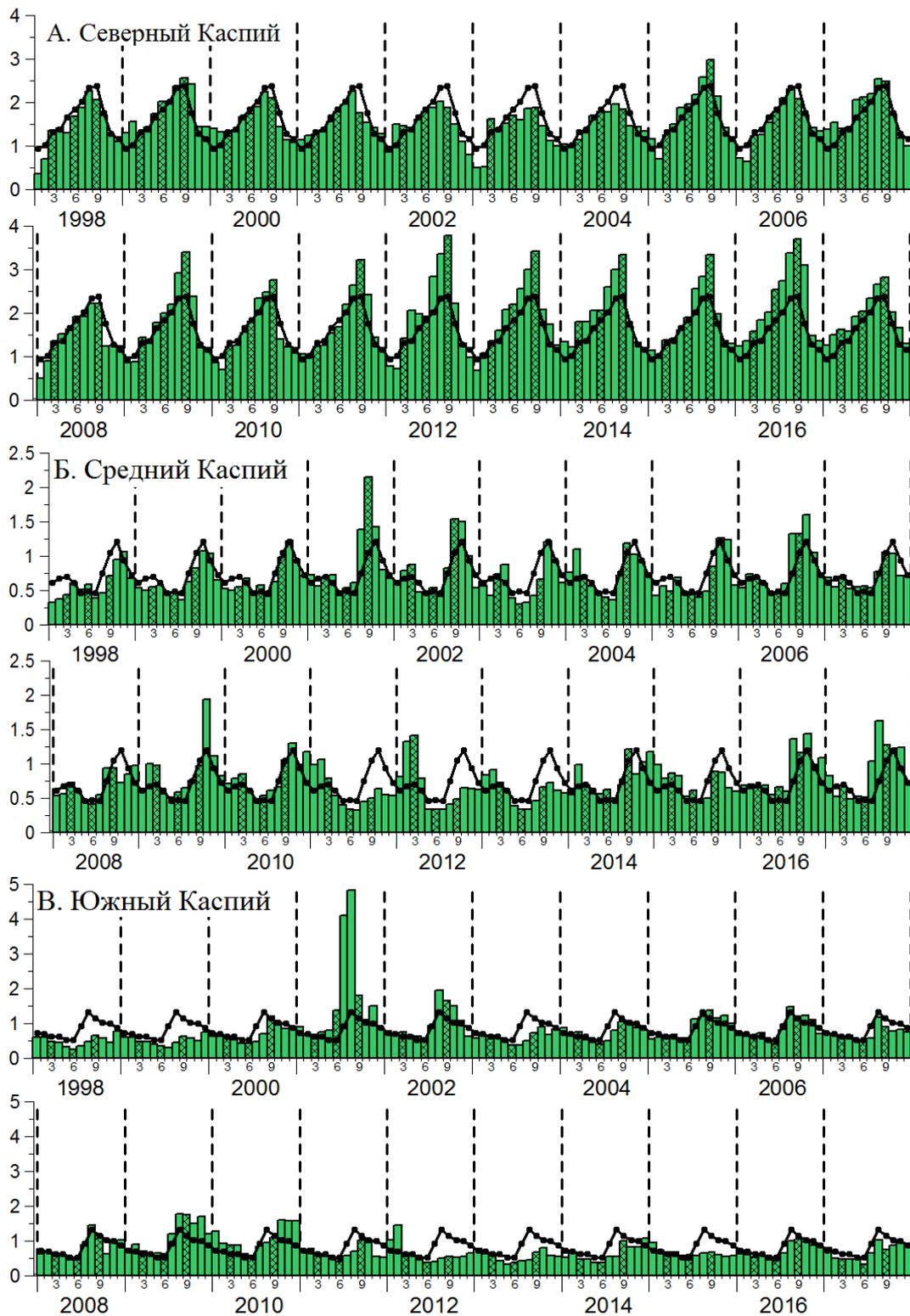


Рис. 7.4. Изменения среднемесячных значений концентрации хлорофилла ($\text{мг}/\text{м}^3$) в Северном, Среднем и Южном Каспии с 1998 по 2017 гг. Черная линия показывает «средне-климатические» сезонные изменения концентрации хлорофилла (усреднение за период 1998-2011 гг.).

В Южном и Среднем Каспии есть районы с высокой концентрацией хлорофилла (больше $2 \text{ мг}/\text{м}^3$) в августе-сентябре 2006-2010 гг. Интересно, что смещение максимума наблюдается в 2009-2010 гг. в сентябре-ноябре. 2009 г. выделяется максимальными

значениями концентрации хлорофилла в Южном и Среднем Каспии среди последних нескольких лет. Следует отметить, что в том же году в летне-осенний период наблюдаются более низкие поверхностные температуры.

В Южном регионе наблюдается максимум с середины августа до середины сентября. Превышение «средне-климатических» значений обнаружено с 2006 по 2011 гг. В 2012 г. отмечены высокие значения концентрации хлорофилла в феврале. В Южном Каспии в июле-августе 2001 г. наблюдается резкое увеличение *Chl*, приписываемое следствию вторжения гребневика мнемнописис. В 2002 г. значения концентрации *Chl* в Южном Каспии существенно снизились по сравнению с 2001 г., но они остались выше, чем в 1998-2000 гг. В 2003-2004 гг. уровень концентрации хлорофилла в Южном Каспии был ниже, чем в 2002 г., но вновь возросла в 2005 г. и осталась высокой до 2010 г. В 2005 г. в августе-сентябре в Южном Каспии произошло аномальное цветение водорослей, слой которых составлял десятки сантиметров.

На рисунке 7.5 показаны изменения среднемесячных значений показателей рассеяния назад взвешенными частицами b_{bp} , которые характеризуют содержание взвешенного вещества в воде.

Распределение взвешенного вещества в Каспийском море зависит от таких факторов, как сток рек и мутность речных вод, поступающих на устьевое взморье, ветровое волнение, течения, глубина и удаленность от дельты и берегов, механический состав донных отложений, развитие водной растительности. Существуют три основные группы взвешенных в воде веществ: 1) взвеси, выносимые на взморье речными водами; 2) взвеси, поднимаемые со дна взморья волнением и течениями; 3) взвеси органического происхождения, образуемые планктоном.

В Северном Каспии ярко выражены два максимума значений b_{bp} : в марте и в сентябре. Мартовский максимум связан таянием льдов и поднятием на поверхность более теплых вод с донными отложениями. С апреля по июнь наблюдается снижение показателя рассеяния назад взвешенными частицами, которое связано с тем, что в этот период волнение слабое и вынос речных взвесей мал. В конце июня-июле показатель рассеяния назад взвешенными частицами начинает расти за счет увеличения поступления взвешенных частиц с речным стоком и усиления ветровой деятельности. Осенний максимум связан с увеличением повторяемости сильных ветров почти по всей акватории Северного Каспия, и активным взмучиванием донных грунтов.

В Среднем Каспии также наблюдается два максимума значений показателя рассеяния назад взвешенными частицами. Неярко выраженный весенний максимум в апреле и летний максимум, который начинается в середине июля и заканчивается в сентябре. В 2001, 2006 и 2017 гг. значения сильно превышали «средне-климатические» показатели, что является следствием повышения поступления взвеси органического происхождения (наблюдалась высокая корреляция с концентрацией хлорофилла).

В Южном Каспии выражен один максимум значений b_{bp} в августе. Превышение «средне-климатических» значений наблюдается в 2001 г. При сравнении диаграмм распределения показателя рассеяния назад взвешенными частицами и концентрации

хлорофилла видно, что эти показатели для Южного региона имеют сильное влияние друг на друга.

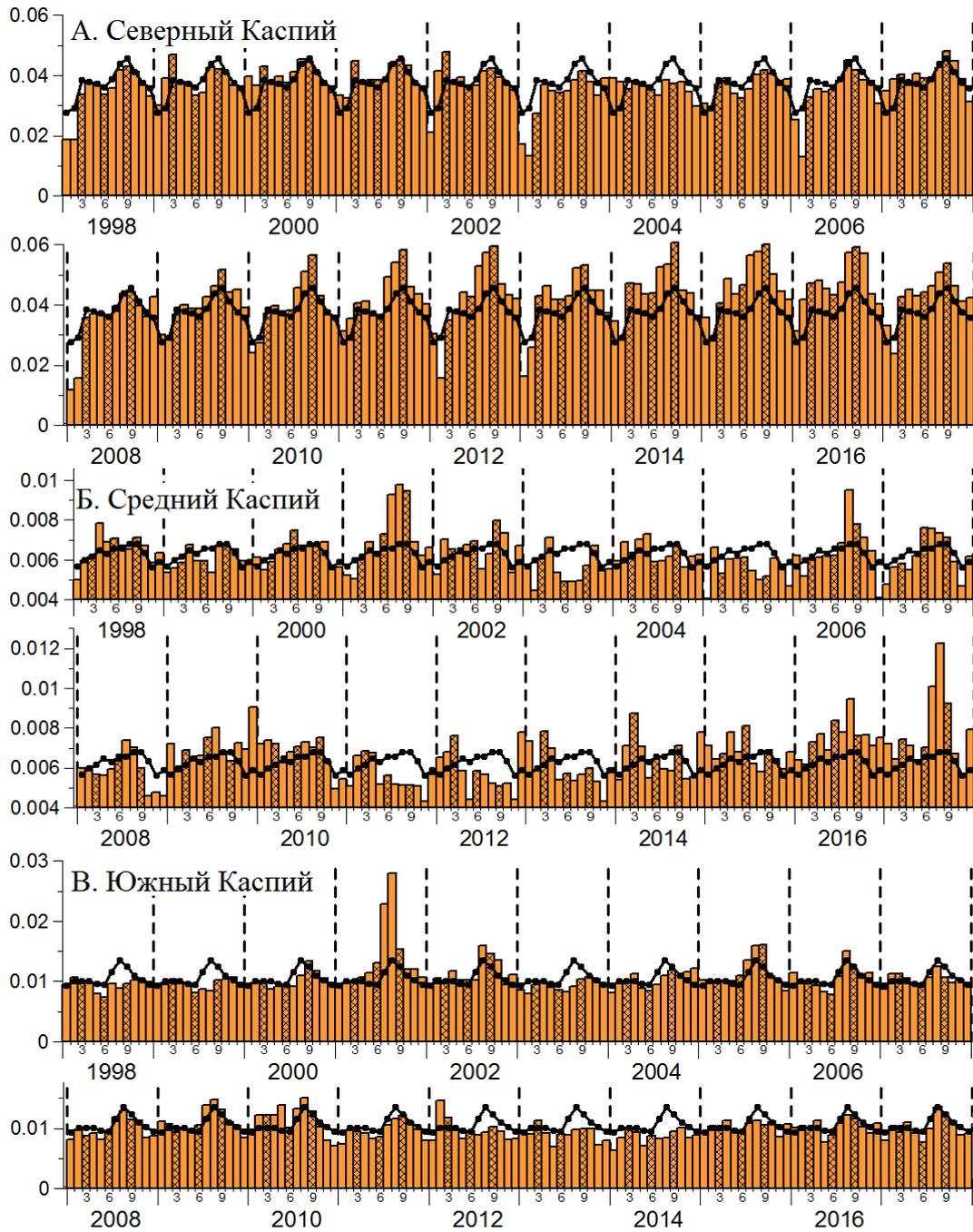


Рис. 7.5. Изменения среднемесячных значений показателя рассеяния назад взвешенными частицами (m^{-1}) в Северном, Среднем и Южном Каспии с 1998 по 2017 гг. Черная линия показывает «средне-климатические» сезонные изменения показателя рассеяния назад взвешенными частицами (усреднение за период 1998-2011 гг.).

Таблица. 7.1. Сезонные (май-сентябрь) средние значения с их стандартными отклонениями для концентрации хлорофилла и показателя рассеяния назад взвешенными частицами в Южном Каспии в 1998-2017 гг.

Продукт	<i>Chl</i> , мг/м ³		<i>b_{bp}</i> , м ⁻¹	
	Среднее значение	Стандартное отклонение	Среднее значение	Стандартное отклонение
1998	0,43	0,16	0,0094	0,0009
1999	0,45	0,13	0,0095	0,0008
2000	0,68	0,24	0,0101	0,0013
2001	1,71	1,58	0,0138	0,0058
2002	1,08	0,61	0,0113	0,0021
2003	0,61	0,16	0,0093	0,0009
2004	0,73	0,21	0,0103	0,0014
2005	0,85	0,3	0,0113	0,0025
2006	0,8	0,32	0,0104	0,0019
2007	0,7	0,19	0,0103	0,001
2008	0,82	0,31	0,0097	0,0016
2009	1,07	0,45	0,0109	0,0019
2010	1,01	0,32	0,0112	0,0023
2011	0,66	0,19	0,0096	0,0015
2012	0,65	0,31	0,0097	0,0019
2013	0,56	0,16	0,0091	0,0012
2014	0,65	0,24	0,0086	0,0011
2015	0,65	0,11	0,0103	0,0009
2016	0,72	0,22	0,0103	0,0013
2017	0,68	0,23	0,01	0,0017
1998-2017	0,78	0,28	0,0103	0,0011
1998-2011	0,83	0,32	0,0105	0,0012
2016-2017	0,7	0,03	0,0101	0,0002

В Таблице 7.1 приведены значения концентраций *Chl* и показателя рассеяния назад взвешенными частицами (*b_{bp}*, м⁻¹) и их стандартные отклонения за период с 1998 по 2017 гг. в южном регионе Каспийского моря. В этом регионе наблюдалась наибольшая межгодовая изменчивость. Значения концентрации хлорофилла изменялись с 0,43 мг/м³ в 1998 г. до 1,71 мг/м³ в 2001 г. (второе высокое значение было в 2009 г. – 1,07 мг/м³). Значения *b_{bp}* варьируются от 0,0086 в 2014 г. до 0,0138 м⁻¹ в 2001 г.

Анализ общей картины пространственно-временного распределения хлорофилла и показателя рассеяния назад взвешенными частицами для каждого региона за период 1998-2017 гг. показал, что для всех трех регионов характерна сезонная изменчивость, наиболее ярко выраженная в Северном Каспии.

Глава 8. Примеры использования данных спутниковых сканеров цвета

Материалы, представленные в Атласе, дают возможность заинтересованным специалистам–океанологам (в первую очередь, биологам и геологам) получить представление о сезонной и межгодовой изменчивости биооптических характеристик в исследованных морях, которую реально можно изучить только с помощью спутниковых данных, о некоторых интересных явлениях, обуславливающих эту изменчивость. В настоящее время обсуждается вопрос о включении биооптических параметров, определяемых со спутников, в список основных климатических переменных, необходимых для систематических наблюдений с целью оценки климатических изменений на Земле, в рамках программы Глобальной системы наблюдений за климатом (GCOS) (Копелевич, Костяной, 2018).

Ниже приведены несколько примеров пространственной и сезонной изменчивости оптических характеристик, иллюстрирующих роль биологических и динамических процессов, терригенного стока, проникновения солнечной радиации в водную толщу.

8.1. Оценка количественных характеристик цветений массовых видов фитопланктона

Цветение массовых видов фитопланктона – одна из проблем, с которыми в настоящее время сталкивается человечество. В первую очередь, это относится к цветениям токсических водорослей, которые представляют реальную опасность для морских организмов, от простейших до рыб, и, опосредствованно, для птиц и человека. Число видов морского фитопланктона, производящих сильные токсины, возрастает год от года из-за климатических изменений и антропогенного воздействия. В морях, омывающих европейскую часть России, эта проблема также становится актуальной: например, в Балтийском море в 2010 г. вредоносное цветение охватывало площадь около 400 тыс. кв. км, от Финляндии на севере до побережья Польши и Германии на юге.

Цветение массовых видов фитопланктона может приводить к эвтрофикации вод прибрежных районов, вследствие большой концентрации водорослей и уменьшения проникновения солнечной радиации в водную толщу. Процесс фотосинтеза ослабляется; как следствие, падает содержание кислорода и наблюдается гибель аэробных организмов, требовательных к содержанию кислорода («летний замор»). В придонных горизонтах нарастает дисбаланс между производством и потреблением кислорода, что в дальнейшем может приводить к образованию придонного сероводородного слоя.

Цветения массовых видов фитопланктона могут рассматриваться как климатические факторы, так как оказывают влияние на баланс углекислого газа в системе атмосфера-океан и на тепловой баланс из-за изменения альбедо водной среды и объемного поглощения солнечной радиации. Фотосинтетическое связывание углерода морским фитопланктоном с последующим его переносом на дно препятствует возрастанию содержания CO₂ в атмосфере и снижению рН океана (так называемый «биологический насос»). Кокколитофоридные

цветения (КЦ), которые из года в год наблюдаются в Баренцевом и Черном морях, обеспечивают функционирование «карбонатного биологического насоса», действие которого связано с образованием неорганических углеродных форм (кальцита).

Спутниковые наблюдения предоставляют новые возможности для исследования и мониторинга цветений массовых видов морского фитопланктона, получения новых знаний о закономерностях и особенностях цветений в различных природных условиях. В этой главе представлены результаты спутниковых исследований кокколитофоридных цветений в Баренцевом и Черном морях; результаты наблюдений токсических цветений цианобактерий в Балтийском море уже рассматривались в главе 5 (раздел 5.3.2).

Кокколитофоридные цветения в Баренцевом и Черном морях. В Атласе представлен достаточно большой объем данных наблюдений, на основе которых удалось получить общие представления о закономерностях цветений в таких разных морях, как Баренцево и Черное. Ниже даны сравнительные оценки основных характеристик КЦ в указанных морях, сделанные по данным спутниковых сканеров цвета.

Спектральные характеристики коэффициентов яркости. Исходная информация, которая позволяет сделать подобные оценки по данным пассивного дистанционного зондирования, в частности, спутникового, содержится в измеряемых спектральных величинах коэффициентов яркости $\rho(\lambda)$ водной толщи. Примеры измеренных спектров для Баренцева и Черного морей даны на Рис. 8.1.

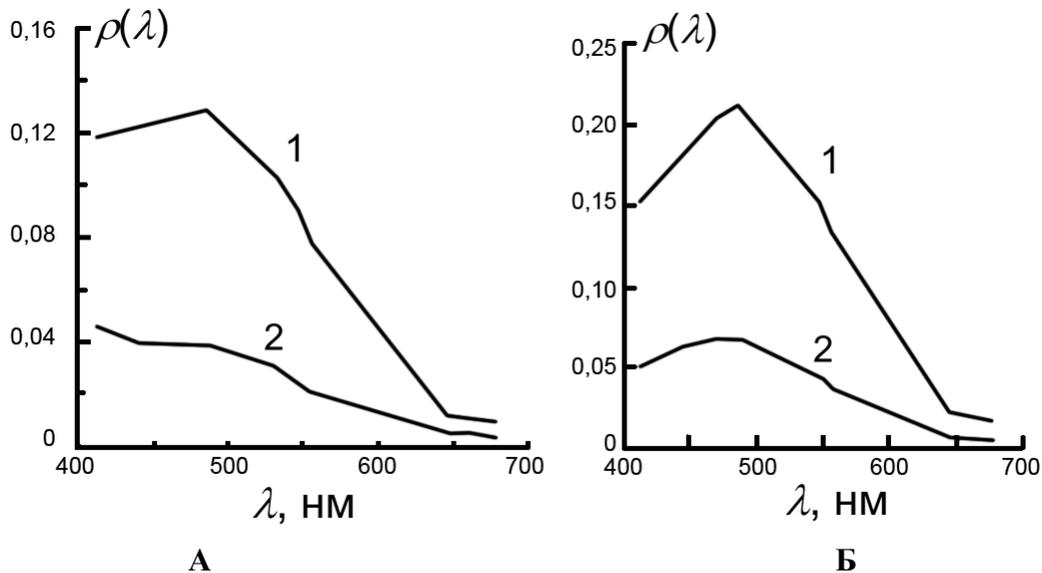


Рис.8.1. Спектры коэффициентов яркости $\rho(\lambda)$ излучения, выходящего из водной толщи: **А**, Баренцево море, 2009 г. Кривая 1 соответствует концентрации кокколитофорид ~ 1.0 млн.кл./л, 2 – 0,4 млн.кл./л. **Б**, Черное море, 2006 г. – Кривая 1 соответствует концентрации кокколитофорид ~ 7.0 млн.кл./л, 2 – 1.4 млн.кл./л.

Рисунки показывают, что, несмотря на существенные различия концентраций клеток кокколитофорид, спектры $\rho(\lambda)$, относящиеся к КЦ ($N_{\text{coc}} \geq 1$ млн.кл./л), достаточно схожи; в частности, одинаково положение максимумов – при 488 нм. Наблюдающееся различие заключается, прежде всего, в том, что при одной и той же (и даже более низкой) концентрации

N_{coc} значения $\rho(\lambda)$ в максимуме в Баренцевом море примерно вдвое превышают значения в Черном (ср. кривые 1А и 2Б). У черноморских спектров можно также отметить более резкое спадание значений $\rho(\lambda)$ от максимума в сторону более коротких длин волн. Эти различия связаны с влиянием поглощения окрашенным органическим веществом («желтым веществом»), которое уменьшает величину $\rho(\lambda)$, особенно, в коротковолновой части спектра, так как поглощение желтым веществом возрастает при уменьшении длины волны (Kopelevich et al., 2014).

Сопоставление спутниковых оценок концентраций клеток кокколитофорид и взвешенного неорганического углерода. Главный источник поступления желтого вещества в море – речной сток, который, вместе с желтым веществом, выносит и большое количество взвешенных частиц. Баренцево и Черное моря в этом отношении существенно различаются: в Черном море вклад в показатель рассеяния назад b_{br} «некокколитофоридной» составляющей может быть значительным из-за поставки взвешенных частиц речным стоком, тогда как в Баренцевом море в районах, где наблюдаются КЦ, влияние речного стока практически отсутствует. Естественно, что алгоритмы количественной оценки концентрации кокколитофорид в Баренцевом и Черном морях учитывают это различие (раздел 1.3)

На сайте НАСА (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>) в качестве стандартного продукта, рассчитываемого по спутниковым данным и характеризующего кокколитофоридные цветения, представлены значения молярной концентрации взвешенного неорганического углерода PIC , моль C/m^3 , что соответствует массовой концентрации $12 PIC$, $гC/m^3$. Предполагается, что PIC содержится только в кокколитах, и значение PIC менее зависимо от соотношения между числом целых клеток (*plated cells*) и отделившихся кокколитов (*detached coccoliths*), а также от изменения размеров клеток.

Выполненное сопоставление среднемесячных пространственных распределений концентрации N_{coc} (млн.кл/л) по алгоритмам ИО РАН (Копелевич и др., 2012, Kopelevich et al., 2014) и взвешенного неорганического углерода PIC (моль/ m^3) по стандартному алгоритму НАСА (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/seadas>) показало хорошее соответствие между этими распределениями (Рис. 8.2). Но надо отметить, что приведенное сопоставление выполнено для данных 2012 г., рекордного по интенсивности КЦ и в Баренцевом, и в Черном морях, тогда как на проведенном ранее сопоставлении N_{coc} и PIC для Черного моря 12 июня 2004 г. (Kopelevich et al., 2014) видны существенные различия, связанные с учетом алгоритмом ИО РАН некокколитофоридной составляющей.

Отметим, что количественные соотношения между N_{coc} и PIC для Баренцева и Черного морей оказались близки друг к другу. Для Черного моря граничное значение PIC , соответствующее принятой для КЦ концентрации клеток $N_{\text{coc}} = 1$ млн.кл/л, находится в диапазоне 0,001–0,007 моль/ m^3 со средним значением 0,004 моль/ m^3 (Kopelevich et al., 2014), а для Баренцева моря оно составляет примерно 0,005 моль/ m^3 . Это еще одно подтверждение схожести характеристик КЦ в Баренцевом и Черном морях.

Фенологические характеристики цветений. На Рис. 8.3 показаны изменения среднемесячных значений показателя рассеяния взвешенными частицами b_{br} и концентрации хлорофилла Chl в средней части Баренцевого моря и восточной открытой части Черного

(<http://optics.ocean.ru>) с 1998 по 2017 гг. Прежде всего, отметим различие сезонных изменений концентрации хлорофилла и показателя b_{bp} . Концентрация хлорофилла в обоих морях имеет два главных максимума – в Баренцевом море весенний в мае и осенний в августе-сентябре, в Черном - весенний в феврале-мае и осенне-зимний в октябре-декабре; минимальные значения наблюдаются примерно в одно и то же время: в Баренцевом море – в основном в июле, в Черном – июне-августе.

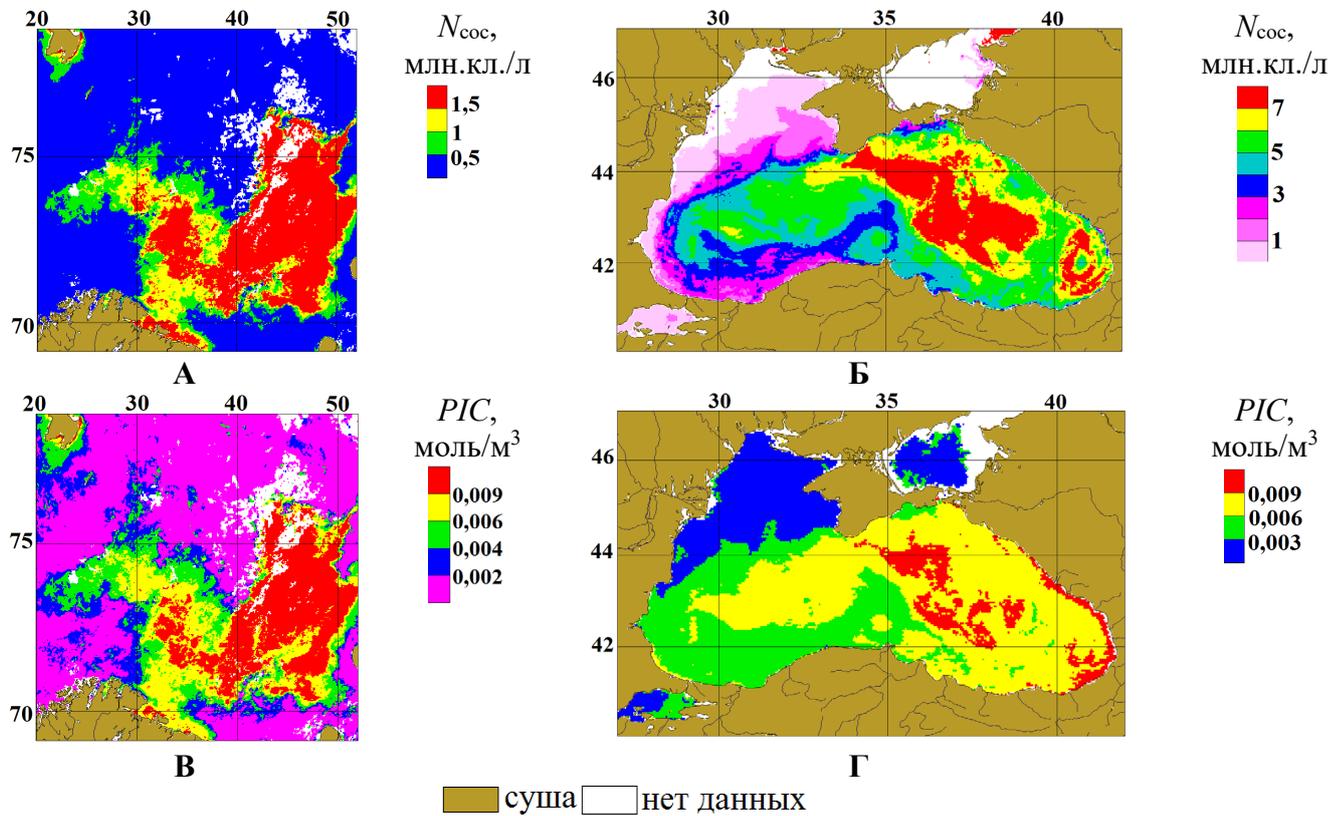


Рис. 8.2. Сопоставление среднемесячных пространственных распределений концентрации клеток кокколитофорид N_{coc} , млн.кл./л, рассчитанных алгоритмами ИО РАН (Копелевич и др., 2012, Kopelevich et al., 2014) (А, Б), и взвешенного неорганического углерода PIC , моль/м³ по стандартному алгоритму НАСА (В, Г). А, В – Баренцево море, август 2012 г., Г - Черное море, июнь 2012 г.

Таблица 8.1 Фенологические характеристики КЦ в Баренцевом и Черном морях

Регион	Начало цветения	Дата пика	Продолжительность	Максимум
Баренцево море	~20.07	31.07-06.08	30-50 дн.	1,7-2,3 млн.кл/л
Черное море	10.05-20.05	25.05-23.06	25-75дн.	~0-6,5 млн.кл/л

Показатель b_{bp} в Баренцевом море имеет два максимума – весенний связан с весенним цветением «некокколитофоридного» фитопланктона (в основном диатомовых), второй, гораздо более мощный, наблюдается главным образом в августе и обусловлен кокколитофоридным цветением. В Черном море наблюдается до трех локальных максимумов b_{bp} – самый мощный в июне обусловлен кокколитофоридным цветением.

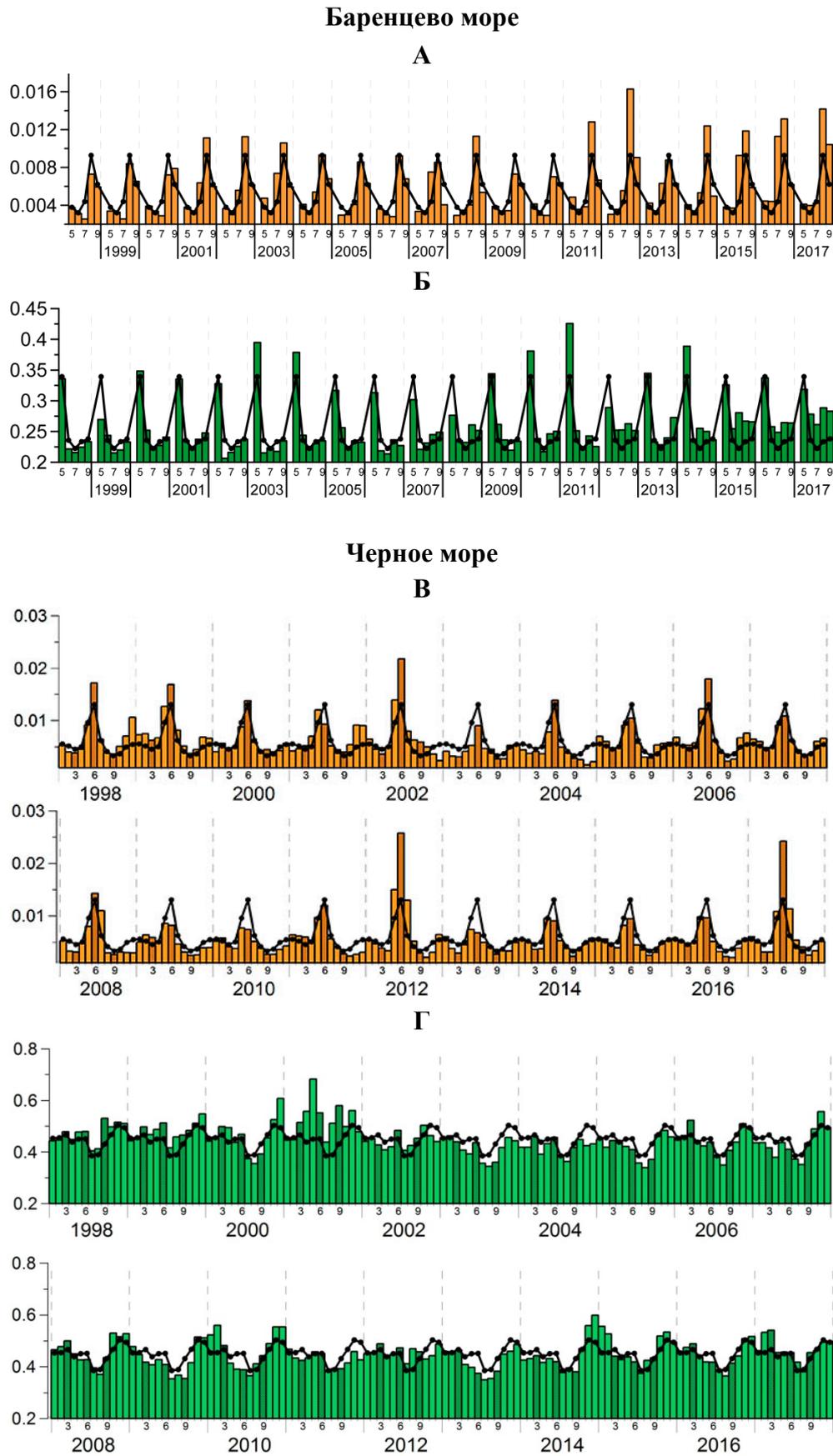


Рис. 8.3. Изменение среднемесячных значений показателя рассеяния взвешенными частицами b_{bp} , m^{-1} (А, В) и концентрации хлорофилла Chl , mg/m^3 (Б, Г) по данным спутниковых сканеров цвета SeaWiFS (1998-2002) и MODIS-Aqua (2003-2017) в средней части Баренцевого моря (А, Б) и восточной открытой части Черного (В, Г).

На Рис. 8.4 показано изменение осредненных за пять дней значений концентрации кокколитофорид N_{coc} в июле-сентябре в разные годы, средних для Среднего Баренца, (А) и в апреле-июле в открытой части Черного моря (Б). Эти графики позволяют получить представление о таких важных фенологических характеристиках, как начало цветения, дата пика цветения, продолжительность цветения, максимальное значение (см. Таблицу 8.1).

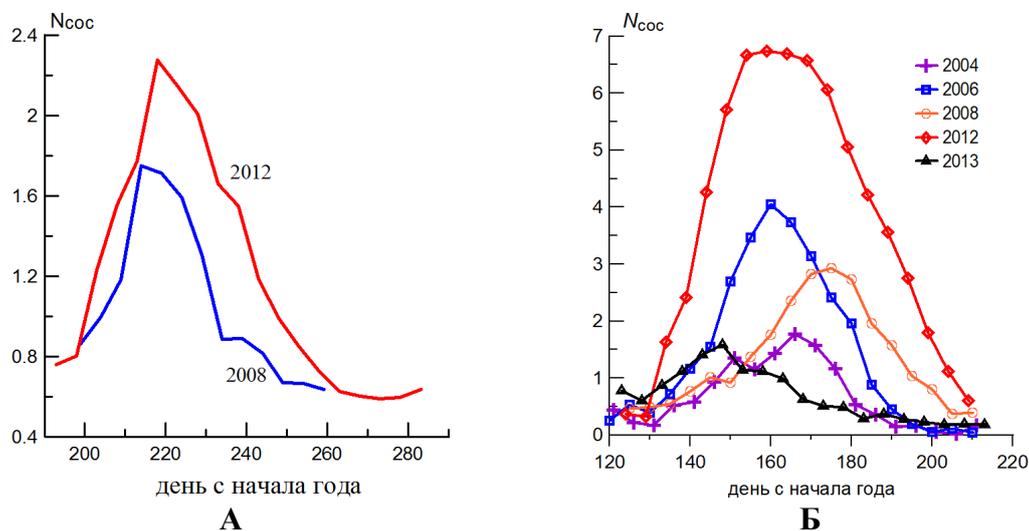


Рис. 8.4. Изменение осредненных за пять дней значений концентрации кокколитофорид N_{coc} , млн.кл./л, в разные годы, средних для Среднего Баренца в июле-сентябре (А) и восточной открытой части Черного моря (Копелевич, 2015в) в апреле-июле (Б).

Рассматриваемые фенологические характеристики требуют четких определений, поскольку могут трактоваться по-разному (Hopkins et al., 2015). Выше эти характеристики относились к средним значениям по рассматриваемым регионам, а началом цветения считалась дата достижения среднего по региону значения величины 1млн.кл/л.

8.2. Оценка солнечной радиации в подповерхностном слое

Количественная оценка проникновения солнечной радиации видимого диапазона спектра 400-700 нм (фотосинтетически активной радиации - ФАР) в воды арктических морей необходима для исследования двух важных проблем: во-первых, как фактора, определяющего создание первичной продукции фитопланктона, во-вторых, в аспекте влияния на тепловой баланс поверхностного слоя. Излучение видимого диапазона, в отличие от инфракрасного, может проникать в водную толщу на несколько десятков метров и, благодаря объемному поглощению, оказывать влияние на термическую структуру и теплосодержание поверхностного слоя.

Солнечная радиация, создающая фотический («освещенный») слой, в котором происходит фотосинтез и создание первичной биопродукции, - важнейший фактор, определяющий развитие морских экосистем и создание биоресурсов; в арктических условиях этот фактор большую часть года является лимитирующим. Натурные измерения ФАР в водах арктических морей проводятся относительно редко и не позволяют оценить пространственную и временную изменчивость поступающей ФАР и исследовать влияние на

нее различных факторов. Единственная возможность для выполнения таких исследований – использование данных спутниковых наблюдений, которые проводятся регулярно в течение многих лет и охватывают одновременно большие акватории.

В Лаборатории оптики океана ИО РАН ранее уже проводились расчеты среднемесячных величин падающей, отраженной и вышедшей из водной толщи ФАР на уровне поверхности для Баренцева моря по данным сканера цвета SeaWiFS (Копелевич и др., 2003), также подводной облученности и ФАР, поглощенной в водной толще (Kopelevich et al., 2007). Валидация по данным судовых измерений дневных экспозиций ФАР на поверхности моря, рассчитанных по спутниковым данным, показала, что расчеты этой величины дают приемлемую точность на пространственных масштабах порядка 100 км (Vazyulya et al., 2016).

Важный фактор, влияющий на поступление солнечной радиации в воды Баренцева моря в отсутствие ледяного покрова, – кокколитофоридные цветения. Их влияние определяется изменением при наличии цветения спектральных показателей диффузного ослабления нисходящего потока солнечной радиации, в первую очередь, из-за увеличения показателя рассеяния назад (Рис. 8.5).

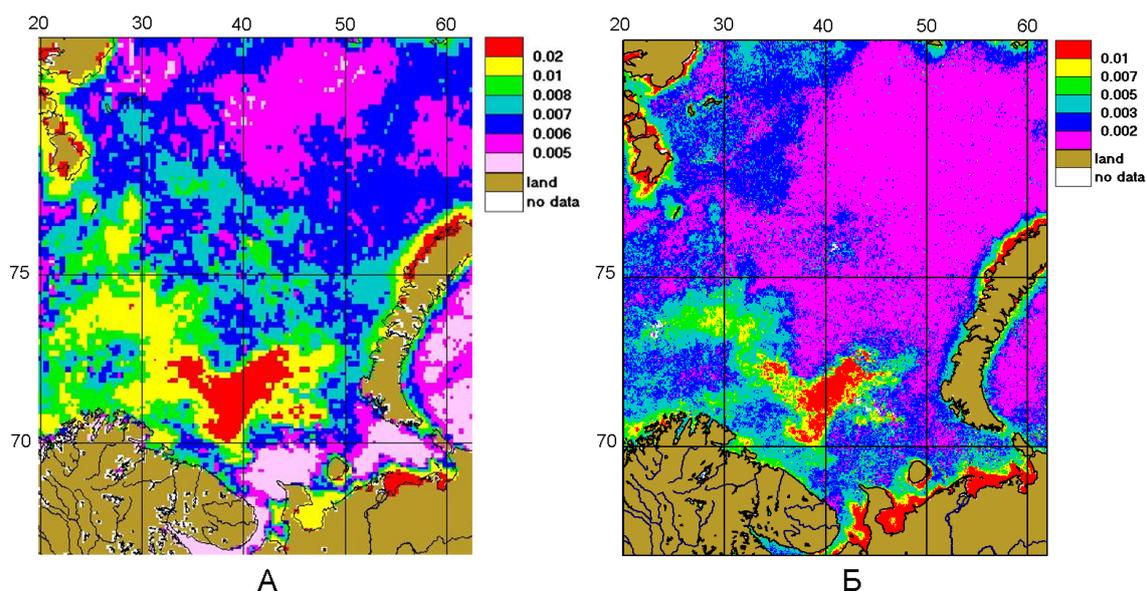
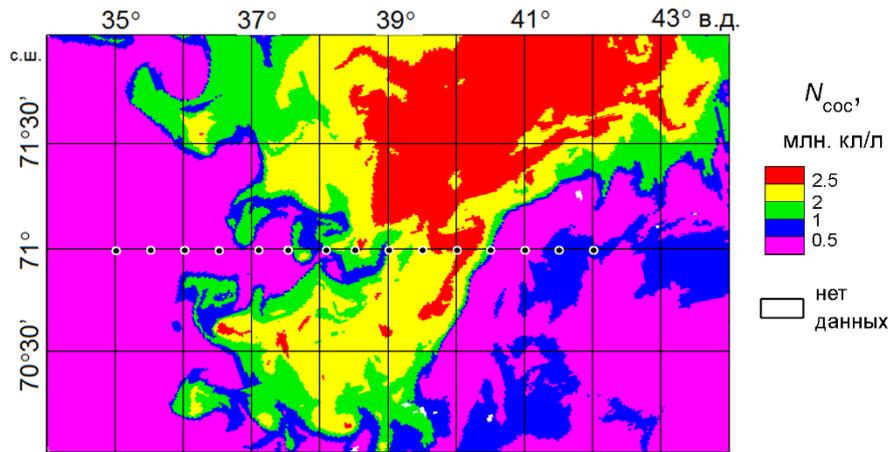
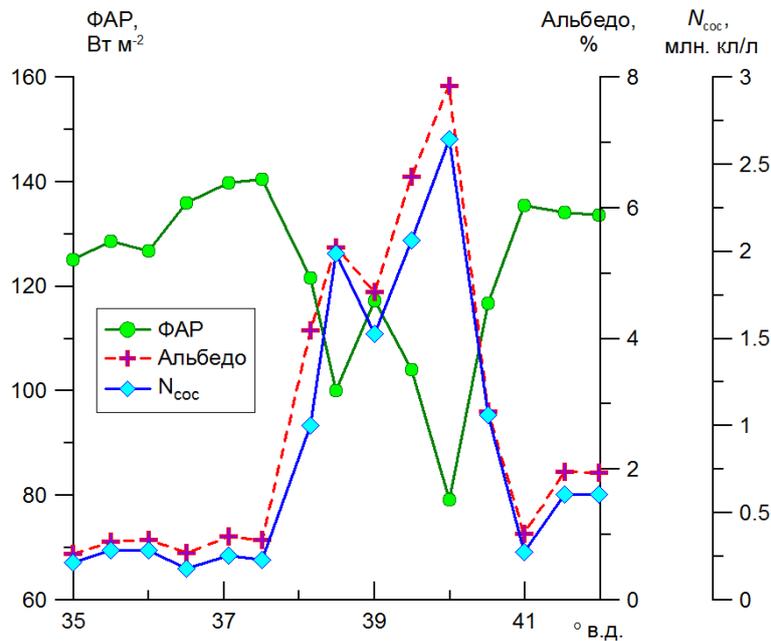


Рис. 8.5. Среднемесячные распределения альbedo водной толщ (А) и показателя рассеяния назад взвешенными частицами b_{br} , m^{-1} (Б), рассчитанные по данным спутникового сканера цвета SeaWiFS. Баренцево море, август 2000 г. (Копелевич и др., 2003).

В июле 2016 г. в период проведения 68-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» для исследования влияния кокколитофоридного цветения на величины подводной ФАР и альbedo водной толщ были выполнены расчеты по данным спутникового сканера MODIS-Aqua для 14 точек на разрезе по 71° с.ш. от 35 до 42° в.д. через область кокколитофоридного цветения (Рис. 8.6). Для каждой точки рассчитывались средние величины по 9 ближайшим пикселям (Копелевич и др, 2017).



А



Б

Рис. 8.6. Оценка влияния кокколитофоридного цветения на проникновение ФАР в водную толщу по данным спутникового сканера MODIS 6 июля 2016 (GMT 10:00).
А. Пространственное распределение концентрации кокколитофорид N_{coc} (млн кл./л). Показаны точки на широтном разрезе по 71° с.ш., для которых были проведены расчеты.
Б. Изменение величины ФАР на глубине 5 м ($\text{Вт}/\text{м}^2$, кружочки, сплошная линия), концентрации кокколитофорид N_{coc} (млн кл./л, ромбики, сплошная линия) и альбеда водной толщи (% , крестики, пунктирная линия) на разрезе по 71° с.ш.

Как видно из рисунка 8.6, кокколитофоридное цветение оказывает сильное воздействие на проникновение солнечной радиации в водную толщу: при отсутствии цветения альбеда составляет меньше 1 % (на 41° в.д.), при возрастании концентрации кокколитофорид до 2.6 млн.кл./л альбеда возрастает почти до 8 % (на 40° в.д.). Величина нисходящей ФАР на глубине 5 м уменьшилась еще более резко - от $135 \text{ Вт}/\text{м}^2$ на 41° в.д. до $79 \text{ Вт}/\text{м}^2$ на 40° в.д. (более чем на 40 %).

8.3. Оценка по спутниковым данным взаимосвязи между процессами, происходящими в разных субрегионах, и различными характеристиками

На диаграммах Рис. 7.4 Главы 7 видно, что в Среднем Каспии средне-климатические значения концентрации хлорофилла и показателя b_{bp} ниже, чем в Северном и Южном субрегионах. Так в Северном Каспии средне-климатические значения b_{bp} находятся в пределах $0,037-0,043 \text{ м}^{-1}$, в Южном $0,009-0,012 \text{ м}^{-1}$, а в Среднем они не превышают $0,0065 \text{ м}^{-1}$; диапазоны значений концентрации хлорофилла: $1,6-2,3$, $0,5-1,3$ и $0,45-1,2 \text{ мг/м}^3$, соответственно.

Такое различие между регионами связано с тем, что в Среднем Каспии отсутствуют мощные источники поступления вещества, какие есть в Северном и Южном субрегионах.

В Северном Каспии главный источник поступления взвешенного и растворенного вещества, а также биогенных элементов для создания первичной продукции фитопланктона – это сток Волги, достигающий своего максимума в мае. Однако максимумы среднемесячных значений как хлорофилла, так и показателя b_{bp} достигаются только в сентябре.

Трансформированные речные воды распространяются на юг вдоль западного берега к Апшеронскому полуострову, затем течение разделяется на два потока, один из которых продолжает двигаться вдоль западного побережья, другой уходит к восточному побережью. Влияние этих вод можно проследить на картах как хлорофилла, так и показателя b_{bp} , причем для второго это влияние выражено более ярко.

На диаграмме изменения среднемесячных значений показателя рассеяния b_{bp} в Среднем Каспии можно разглядеть наличие двух максимумов - в июле и сентябре. Можно предположить, что первый из них как раз связан с влиянием Северного Каспия. Это предположение подтверждается наличием значимой корреляционной связи майским значением b_{bp} в Северном Каспии и июньским b_{bp} в Среднем Каспии – коэффициент корреляции равен $0,70$ (уровень значимости $0,02$). Отсутствие более тесной корреляции между рассматриваемыми величинами, возможно, объясняется тем, что область влияния распространяющихся с севера вод в Среднем Каспии слишком мала, чтобы это влияние проявилось в средних значениях для всего Среднего Каспия.

Явная связь наблюдается между изменениями рассматриваемых параметров в Среднем и Южном субрегионах. Прежде всего бросаются в глаза резкие изменения концентрации хлорофилла в июле-августе 2001 г. в Южном Каспии и соответствующие ему изменения в сентябре-октябре в Среднем Каспии. Эти изменения связаны со вселением гребневика *Mnemiopsis leidyi* (Shiganova et al., 2004).

Между изменениями среднемесячных значений концентраций хлорофилла Chl в Южном и Среднем Каспии наблюдается двухмесячный сдвиг по фазе: в Южном Каспии максимум концентрации Chl достигается в основном в августе, тогда как в Среднем – в октябре. Тесная корреляция наблюдается между значениями Chl в августе-сентябре в Южном Каспии и сентябре-октябре в Среднем Каспии: значения коэффициентов корреляции r , рассчитанные за период 1998-2014 гг., составляют $0,81$ между августом и сентябрем, $0,83$ между октябрьскими значениями.

Между изменениями среднемесячных значений показателя b_{bp} в Южном и Среднем Каспии сдвиг по фазе один месяц: в Южном Каспии максимум b_{bp} достигается в основном в августе, тогда как второй максимум в Среднем – в сентябре.

Значения b_{bp} , как в Южном, так и Среднем Каспии, тесно коррелируют со значениями Chl . В Южном Каспии значения коэффициентов корреляции для всего периода май-октябрь не ниже 0,77, между июльскими значениями Chl и b_{bp} $r = 0,96$, между июньским Chl и июльским b_{bp} – 0,94. В Среднем Каспии это относится к периоду июнь-октябрь; значения коэффициентов корреляции здесь ниже, но превышают 0,7 (уровень значимости выше 0,002), наибольшее значение r , равное 0,88, между июльскими значениями Chl и b_{bp} ; между июньским Chl и июльским b_{bp} r равно 0,74.

Высокие значения коэффициентов корреляции между величинами Chl и b_{bp} в Южном и Среднем Каспии дают основание предполагать, что в этих регионах изменчивость содержания взвешенных частиц (индицируемое величиной показателя b_{bp}) связана с биогенными частицами (содержание которых характеризуется концентрацией хлорофилла). Связь между рассматриваемыми показателями в Среднем и Южном Каспии объясняется, по-видимому, близкими климатическими условиями в этих регионах, хотя и существует сдвиг по фазе – от Южного Каспия к Среднему.

В Южном Каспии действует еще один существенный фактор, осуществляющий поставку взвешенных частиц в этот регион, - эоловый вынос пыли из азиатских пустынь. Его проявление можно видеть на карте (Рис. 8.7), на котором наблюдается область повышенных значений b_{bp} ($> 0,01 \text{ м}^{-1}$) в восточной части Южного Каспия.

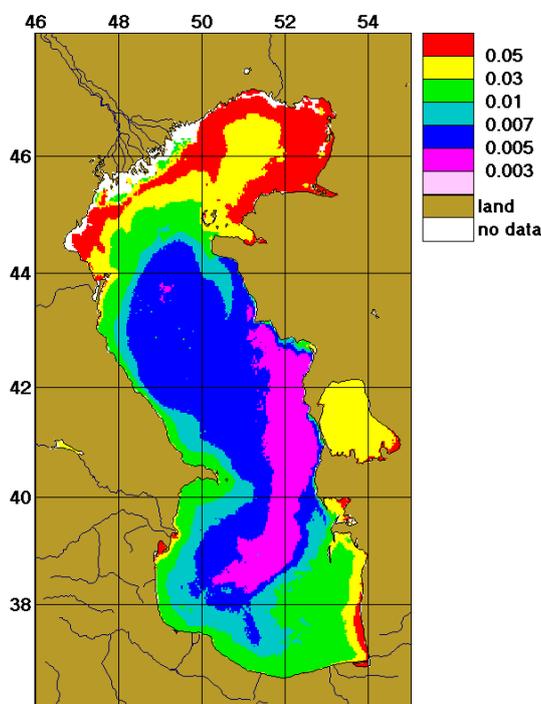


Рис. 8.7. Карта «средне-климатических» распределений показателя рассеяния назад взвешенными частицами в Каспийском море в июле за период с 1998 по 2011 гг.

8.4. Оценка динамики распространения поверхностного опресненного слоя в Карском море

Погодные условия в Карском море, характеризующиеся практически постоянной облачностью, ограничивают возможности использования спутниковых данных. Поэтому важным источником информации о пространственном распределении характеристик поверхностного слоя в Карском море являются судовые измерения, которые позволяют частично заполнить пробелы в спутниковых данных. Помимо солености и температуры, эффективный индикатор положения опресненных вод – интенсивность флуоресценции окрашенной части растворенного органического вещества (ОРОВ) и хлорофилла «а» (Хл «а»), характеризующие концентрацию этих веществ в морской воде.

Непрерывная регистрация характеристик поверхностного слоя морской воды выполнялась на ходу судна с помощью проточного измерительного комплекса, разработанного в Лаборатории оптики океана ИО РАН. Эти измерения дали важную информацию о мезомасштабной пространственной изменчивости, положении фронтов и границ областей с различными концентрациями исследуемых веществ с достаточно высоким пространственным разрешением.

В работе (Глуховец, Гольдин, 2014) проведено сопоставление данных спутникового сканера цвета MODIS-Aqua и судовых измерений, полученных в 125-м рейсе НИС «Профессор Штокман» (август-сентябрь 2013 г.) для акватории Карского моря; для расчета концентрации хлорофилла по спутниковым данным использовался региональный алгоритм (Кузнецова и др., 2013). Сопоставление характера мезомасштабной пространственной изменчивости по спутниковым и судовым данным показало хорошее качественное совпадение положений фронтальных разделов (Рис. 8.8). Количественные расхождения обусловлены пространственной изменчивостью концентрации РОВ.

В работе (Гольдин и др., 2015) показано положение изолиний $Chl = 0,9-1,0$ мг/м³, построенных на основе серии карт пространственного распределения концентрации хлорофилла с минимально возможным интервалом усреднения (порядка нескольких дней). Карты были построены по данным MODIS-Aqua с помощью регионального алгоритма (Кузнецова и др., 2013). Положение изолиний для различных временных интервалов показано на рисунке 8.9. Сопоставление спутниковых и судовых данных показало, что эти изолинии приблизительно соответствуют изохалинам ~26-28 епс. Рисунок демонстрирует динамику поверхностного опресненного слоя (ПОС) в 2013 г., когда наблюдался центральный тип переноса (Kubryakov et al., 2016).

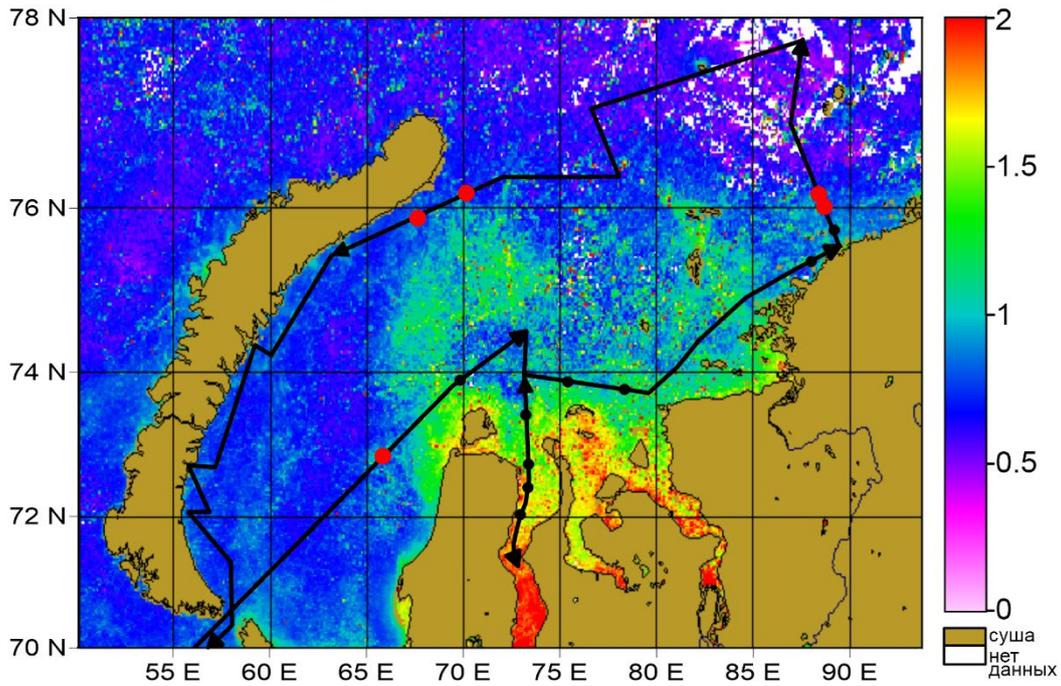


Рис. 8.8. Распределение *Chl*, построенное по данным MODIS-Aqua за период 31 августа - 1 октября 2013 г., и маршрут 125-го рейса НИС «Профессор Штокман» (август-сентябрь 2013 г.). Положение фронтов, зарегистрированных проточной системой, показано кружками (красные – внешние фронты, черные – внутренние).

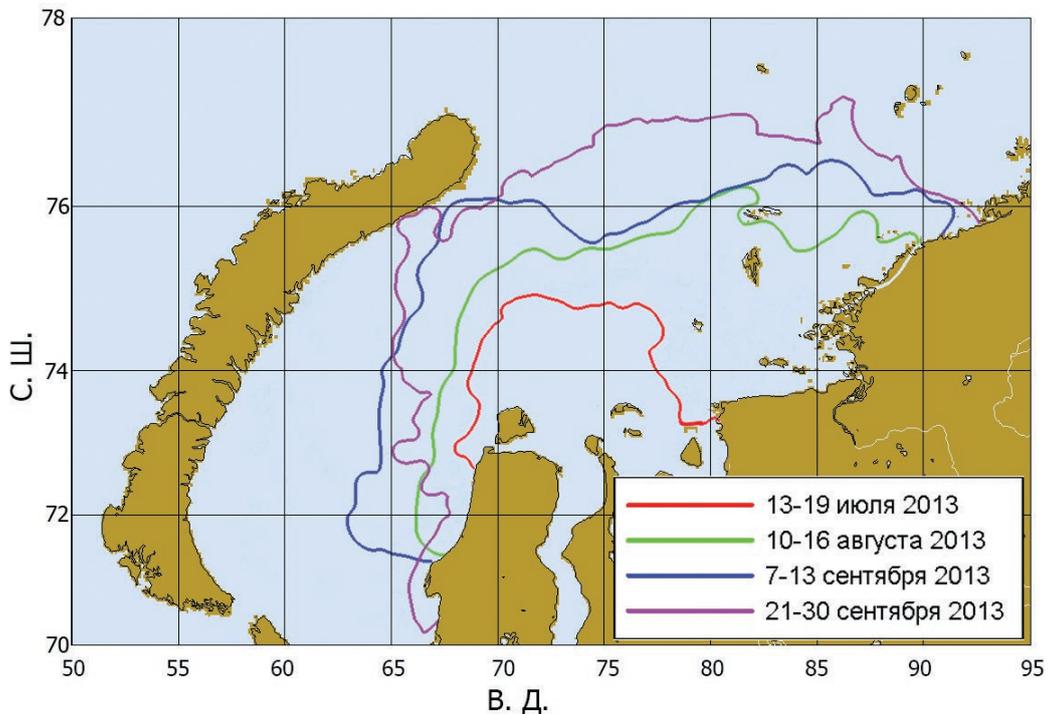


Рис. 8.9. Положение изолиний $Chl = 0,9-1,0 \text{ мг/м}^3$ в июле-сентябре 2013 г. по данным спутникового сканера цвета MODIS-Aqua. Во вставке периоды усреднения данных для соответствующих изолиний.

Красный цвет на Рис. 8.10г–8.10е показывает участки маршрута, где наблюдалась сильная антикорреляция между интенсивностью флуоресценции ОРОВ (I_{fl}) и соленостью (S) (r^2 от 0,8 до 1). Она обусловлена общим влиянием речного стока на изменчивость этих характеристик. Красный цвет вдоль маршрута – маркер распространения речных вод. Синим цветом на этих рисунках обозначены участки с низким значением r^2 . В этом случае, объяснение неоднозначно, так как нарушение связи солености и концентрации ОРОВ может происходить по различным причинам.

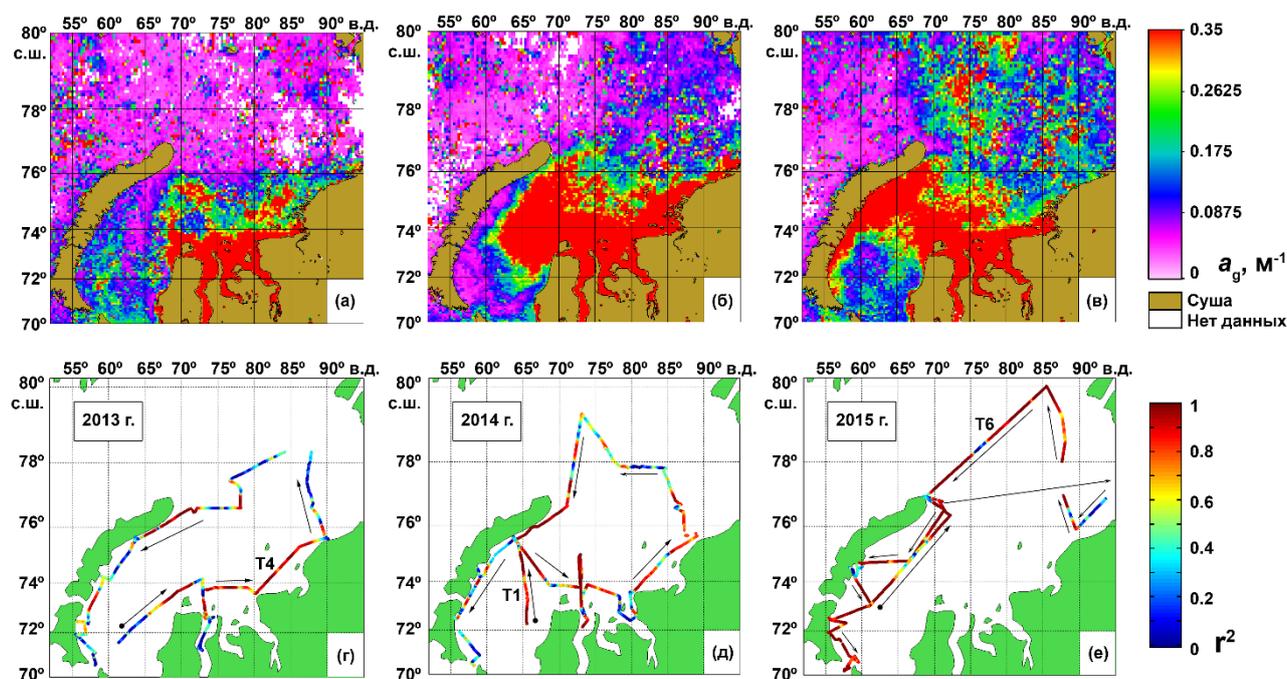


Рис. 8.10. Карты пространственного распределения показателя поглощения желтого вещества (а, б, в) и маршруты рейсов: 125-й НИС «Профессор Штокман» (г), 128-й НИС «Профессор Штокман» (д), 63-й НИС «Академик Мстислав Келдыш» (е). На маршрутах цветом показана величина коэффициента детерминации, рассчитанная методом скользящих корреляций. Стрелки – направление маршрутов. Масштаб расчёта $\Delta = 80$ км. Карское море, 2013-2015 гг.

На самых северных частях разрезов 2013-2014 гг. исследуемой связи нет, так как в период проведения измерений речные воды не достигали этих регионов (Рис. 8.10а и 8.10б). Связи нет также и у берегов Новой Земли. В 2013-2014 гг. эти области находились за пределами ПОС. Низкие значения r^2 у берегов Новой Земли могут быть получены в двух случаях: при отсутствии влияния речных и талых ледниковых вод, либо при их сопоставимом совместном влиянии.

Исследования показали, что сильная антикорреляция I_{fl} и S в области ПОС, наблюдаемая в диапазоне значений солености 10-30 епс, позволяет использовать спутниковые карты пространственного распределения показателя поглощения желтого вещества для определения положения границ ПОС, исследования его структуры и динамики (Глуховец, Гольдин, 2018).

Глава 9. Перспективы дальнейшего использования данных спутниковых наблюдений цвета океана для оценки биооптических характеристик морей России

9.1. Использование новых спутниковых сканеров цвета

Как указывалось в разделе 1.5 Главы 1, для расчетов биооптических характеристик, представленных в Атласе, использовались данные спутниковых сканеров цвета SeaWiFS и MODIS. Для обеспечения спутниковыми данными экспедиционных исследований, решения различных океанологических задач использовались и другие спутниковые приборы, в частности приборы высокого пространственного разрешения, такие как OLI Landsat 8 (см. раздел 1.1.3), но для построения долговременных серий данных важно использовать одни и те же приборы. Как правило, разные спутниковые приборы и алгоритмы расчетов согласованы друг с другом, хотя расхождения остаются (Рис. 9.1).

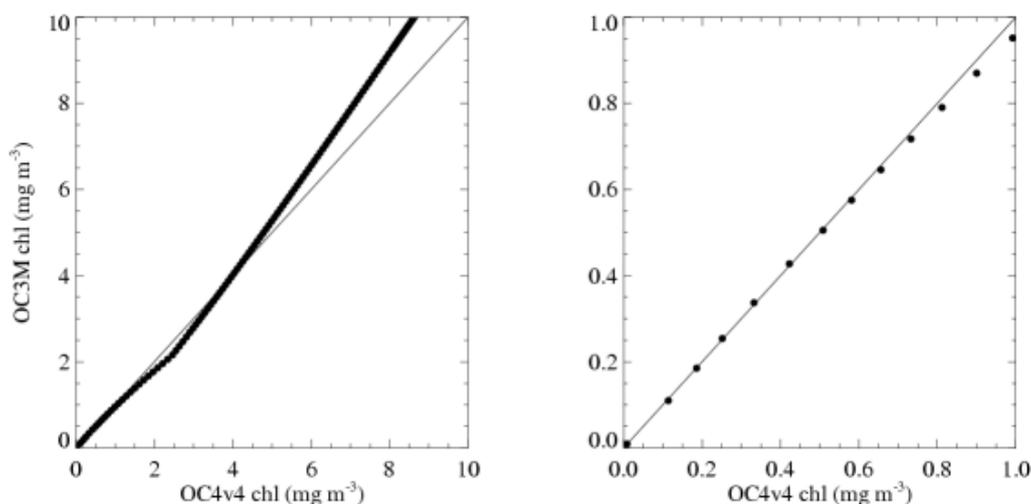


Рис. 9.1. Сопоставление результатов расчетов концентрации хлорофилла с использованием алгоритмов OC4v4 (SeaWiFS) OC3M (MODIS).

На Рис. 9.1 видно, что два сравниваемых алгоритма очень хорошо согласуются при концентрации хлорофилла меньше 1 mg m^{-3} , но начинают расходиться, причем довольно значительно, при концентрациях больше 5 mg m^{-3} .

Но наиболее остро проблема «стыковки» данных разных спутниковых сканеров возникает при расчете значений биооптических характеристик, усредненных по пространству и по времени, как в нашем Атласе. Как отмечалось в разделе 1.5, нам пришлось решать эту проблему в 2008 и 2011 гг., когда начались перебои в работе сканера SeaWiFS и затем прекращение его работы в конце 2010 г. (Kopelevich et al., 2009, Копелевич и др., 2015). Дополнительные трудности связаны прежде всего с различным подходом к отбраковке данных разных спутниковых сканеров при переходе от уровня Level 2 к Level 3.

С этой точки зрения, перспективы появления на ближайшее будущее «серийных» сканеров цвета – таких как VIIRS, запуск которых планируется каждые 5 лет (2021, 2026 и 2031 гг.), и OLCI на спутниках Sentinel 3A и Sentinel 3B, уже работающих на орбитах, и Sentinel 3C, запуск которого планируется в 2023 г. (см. раздел 1.1.3). Сканеры цвета VIIRS и OLCI должны заменить уже преувисшие все возможные сроки эксплуатации сканеры MODIS (более 15 лет). Но их стыковку с данными уже работающих новых сканеров надо начинать уже сейчас.

9.2. Новые алгоритмы обработки и программное обеспечение

На рисунке 9.2 показан пример сравнения результатов расчёта концентрации клеток кокколитофорид N_{coc} (млн кл./л) в Чёрном море, выполненного по данным OLCI и MODIS с помощью регионального алгоритма Лаборатории оптики океана ИО РАН (Kopelevich et al., 2014). Расчеты проведены с помощью программы l2tol3 из программного комплекса SMCS (см. раздел 1.4). На рисунке видно хорошее согласие данных OLCI и MODIS.

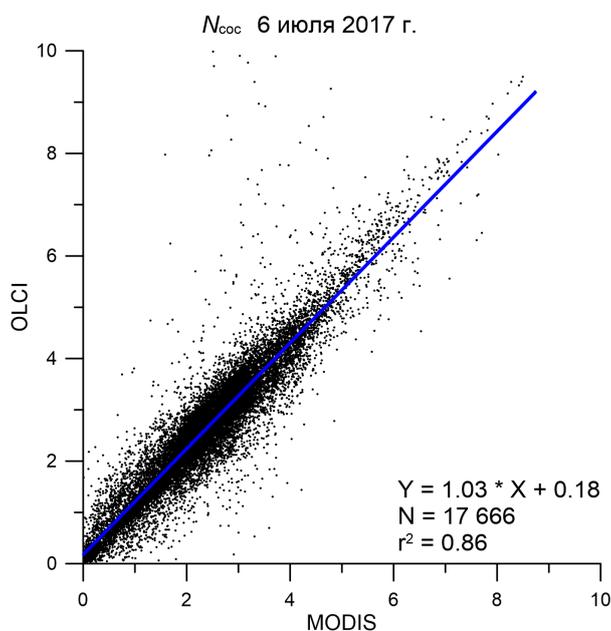


Рис. 9.2. Сравнение результатов расчёта концентрации клеток кокколитофорид. Чёрное море. 6 июля 2017 г.

Спектральные значения компонент показателя поглощения морской воды можно оценивать по спектрам яркости выходящего из воды излучения с помощью модели GIOP (Werdell et al., 2013). Модель позволяет получать спектральные значения $a_{\text{dg}}(\lambda)$, $a_{\text{ph}}(\lambda)$, $b_{\text{bp}}(\lambda)$ по измеренным значениям $R_{\text{rs}}(\lambda)$. Обратная задача решается с помощью полуаналитических алгоритмов. Для настройки модели в нее вводятся параметры, определенные по данным измерений: концентрация $X_{\text{л}}$ и наклон спектров поглощения детритом и ОРОВ (S_{dg}). Концентрация $X_{\text{л}}$ определяет амплитуду и форму спектра $a_{\text{ph}}(\lambda)$ (Bricaud et al., 1998). S_{dg} оценивается по результатам измерений ICAM. Значения $R_{\text{rs}}(\lambda)$ получают с помощью спектрорадиометров.

Результат работы алгоритма для данных, полученных в 71-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» на станции 5704 в море Ирмингера 6 июля 2018 г., показан на рисунке 9.3. Измеренный и восстановленный спектры яркости находятся в хорошем соответствии.

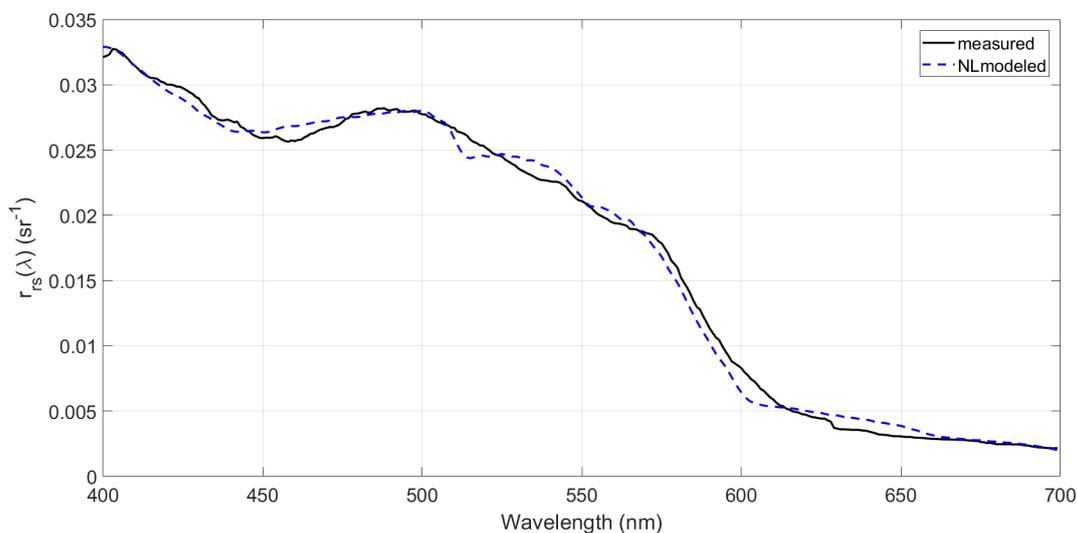


Рис. 9.3. Спектры яркости выходящего из воды излучения (под поверхностью) r_{rs} : измеренный – черная кривая и восстановленный с помощью модели GIOP – синий пунктир. Море Ирмингера, станция 5704. 6 июля 2018 г.

C2RCC (Case-2 Regional Coast Colour). В оптически сложных водах (водах второго типа по классификации Morel и Prier, 1977), где помимо фитопланктона присутствуют другие оптически активные вещества – минеральные частицы и окрашенное органическое вещество, стандартные регрессионные алгоритмы зачастую работают с большими ошибками. Основанный на нейронных сетях алгоритм C2RCC (Case-2 Regional CoastColour) позволяет значительно улучшить точность расчетов концентрации Хл и взвеси (Doerffer и Schiller, 2007). Алгоритм был разработан для данных сканера цвета MERIS, поэтому он полностью применим к данным OLCI и используется ESA для расчета стандартных продуктов уровня L2. Существует модификация C2RCC для сканера цвета MSI, установленного на спутнике Sentinel 2 (Brockmann et al., 2016). Алгоритм встроен в стандартную среду обработки SNAP, что позволяет пересчитывать продукты уровня L2 из данных уровня L1 с собственными настройками атмосферной коррекции.

Программное обеспечение. Для обработки данных сканеров цвета MSI и OLCI, установленных на спутниках Sentinel-2 и Sentinel-3, соответственно, использовалась созданная ESA среда обработки SNAP (Sentinel Application Platform). Для каждого сенсора предусмотрено специальное расширение. Эти программы позволяют эффективно проводить базовые операции с данными MSI и OLCI: открывать спутниковые изображения; просматривать каналы, флаги и их комбинации; вырезать интересующую часть из целого файла; извлекать данные для выбранного пиксела и т.д. Однако, стандартное программное обеспечение не позволяет использовать собственные региональные алгоритмы и выполнять пакетную обработку. Для этих целей была выполнена модификация программы SMCS (Шеберстов, 2015).

9.3. Использование данных спутниковых сканеров цвета для определения основных климатических переменных

В настоящее время, в рамках программы Глобальной системы наблюдений за климатом (Global Climate Observing System, GCOS) ВМО, разрабатывается перечень основных климатических переменных (ОКП), необходимых для систематических наблюдений с целью оценки климатических изменений на Земле – в атмосфере, океане и на суше. В работах (Костяной, 2017а,б) предлагаемые характеристики океана были рассмотрены с точки зрения возможности их измерения и мониторинга из космоса.

В последнем варианте перечня для океана предлагается 19 ОКП, разбитые на три группы – «Физические», «Биогеохимические» и «Биологические/Экосистемы» (GOSIC, 2018). В работе (Копелевич, Костяной, 2018) предложен дополнительный список климатически значимых биооптических параметров океана, определяемых по данным спутниковых сканеров цвета.

В группу «Физические» предлагается включить спектральный коэффициент яркости моря (Remote Sensing Reflectance), R_{rs} , sr^{-1} . Это характеристика, которая имеет четкий физический смысл. Представляется целесообразным, чтобы предлагаемые ОКП образовывали комплексы параметров, позволяющие рассчитывать климатически значимые величины, в частности, давать количественные оценки поступления на поверхность моря и проникновения в водную толщу фотосинтетически активной радиации (ФАР).

В группу ОКП «Поверхность» (Surface) составителями перечня включена обобщенная переменная «Радиационный Баланс на поверхности» (Surface Radiation Budget), которая включает длинноволновую и коротковолновую радиацию (Surface ERB long wave and short wave). Термин «коротковолновая радиация» относится к солнечному излучению спектрального диапазона 0,3-5 мкм, который охватывает большую часть лучистой энергии, излучаемой Солнцем. ФАР относится к спектральному диапазону 400-700 нм, эта часть спектра представляет особый интерес с точки зрения своей климатической значимости.

Во-первых, излучение этого диапазона используется в процессе фотосинтеза для создания первичной продукции, одного из факторов, существенно влияющих на баланс CO_2 в системе атмосфера-океан. Фотосинтетическое связывание углерода морским фитопланктоном с последующим его переносом на дно препятствует возрастанию содержания CO_2 в атмосфере (так называемый «биологический насос»). Во-вторых, видимое излучение, в отличие от ультрафиолетового и инфракрасного, способно проникать в водную толщу на достаточно большие глубины и, в результате объемного поглощения в водной среде, оказывать заметное влияние на формирование термической структуры и теплосодержания поверхностного слоя (Федоров, Гинзбург, 1988). Для сравнения укажем, что глубина «фотического» (освещенного) слоя, которая принимается равной глубине 1%-ной облученности от поверхностной, равна $4,6/K_d$, тогда как «penetration depth» z_{90} (см. выше) равна лишь $1/K_d$. Проведенные ранее расчеты показали, что изменение оптических свойств воды и, соответственно, изменение объемного поглощения влияет на температуру воды (Копелевич и др., 2003; Frouin, Iacobellis, 2002).

Чтобы получить полный комплекс параметров, позволяющих оценивать баланс ФАР на поверхности моря и ее уровни на различных горизонтах в водной толще, предлагается включить в группу «Физические» еще два параметра: показатель диффузного ослабления (diffuse attenuation coefficient) K_d (490), м^{-1} и фотосинтетически активную радиацию (photosynthetically available radiation), Эйнштейн $\text{м}^{-2} \text{сут}^{-1}$. Совокупность этих трех переменных даст возможность приближенно оценивать не только ФАР, поступающую на поверхность, но и ФАР, вышедшую из-под поверхности и отраженную от поверхности (для последней еще потребуются данные о скорости ветра), также поглощенную в водной толще.

Подобные величины рассматриваются в группе ОКП «Суша» (Land), в которую включены переменные «Альbedo» (Albedo) и «Доля поглощенной фотосинтетически активной радиации» (Fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation); пояснение к ним даны на сайте GOSIC (<https://www.ncdc.noaa.gov/gosic>). На наш взгляд целесообразно иметь подобные величины и для океана как отношение потока ФАР, восходящего от поверхности океана (включающего как отраженное от поверхности излучение, так и вышедшее из-под поверхности), к потоку ФАР, падающему на поверхность, соответственно отношение поглощенной ФАР к этому потоку. Сопоставление этих величин для океана и для суши, также как с оценками для коротковолновой радиации из группы «Поверхность» (см. выше), позволит получить интересную информацию об особенностях климатической изменчивости для суши и океана и роли ФАР в этой изменчивости.

Расчеты вышеуказанных составляющих баланса ФАР проводились ранее для Баренцева моря по данным сканера цвета SeaWiFS: среднемесячных величин падающей, отраженной и вышедшей из водной толщи ФАР на уровне поверхности моря (Копелевич и др., 2003), также подводной облученности и ФАР, поглощенной в водной толще (Kopelevich et al., 2007). Валидация по данным судовых измерений дневных экспозиций ФАР на поверхности моря, рассчитанных по спутниковым данным, показала, что расчеты этой величины дают приемлемую точность на пространственных масштабах порядка 100 км (Vazyulya et al., 2016).

В группу «Биогеохимические» целесообразно включить такие биогеохимические параметры как «концентрация взвешенного вещества» (Total Suspended Matter), г м^{-3} и показатель поглощения окрашенного органического вещества, м^{-1} . Оба параметра – полезные индикаторы изменений поступления в океан взвешенного и растворенного вещества, связанных в частности, с климатическими изменениями. В первую очередь, это относится к поступлению благодаря речному стоку, и включение этих параметров в группу «Биогеохимические» для океана даст возможность сопоставлять их изменения с переменной «Речной сток» (River Discharge) в группе «Суша».

В группу «Биология/Экосистемы», в подгруппу «Фитопланктон» (Phytoplankton) (<https://www.ncdc.noaa.gov/gosic/gcos-essential-climate-variable-ecv-data-access-matrix>), предлагается включить две переменные: «концентрацию хлорофилла-а» (Chlorophyll-a Concentration), мг м^{-3} и «взвешенный неорганический углерод» (Particulate Inorganic Carbon - PIC), моль м^{-3} , вторая из них используется для количественной оценки интенсивности кокколитофоридных цветений (Gordon et al., 2001).

Заключение

В Заключении остановимся на основных результатах выполненной работы и задачах дальнейших исследований.

Прежде всего, следует подчеркнуть, что в работе не ставилась задача дать океанологическую интерпретацию представленным результатам – это задача специалистов соответствующих разделов океанологии: физиков, фитопланктологов, морских геологов, занимающихся взвешенным веществом, и других. Свою задачу мы видели в том, чтобы предоставить специалистам материал для их профессионального анализа. С этой точки зрения, по-видимому, главную ценность работы представляет электронный Атлас биооптических характеристик шести морей, омывающих берега России, в котором представлены систематизированные данные о среднемесячных пространственных распределениях основных биооптических характеристик с 1998 по 2017 гг., диаграммы изменения их средних величин, таблицы межгодовых изменений.

С благодарностью еще раз отмечаем, что наша работа была бы невозможна без предоставленного НАСА свободного доступа к данным американских спутниковых сканеров SeaWiFS и MODIS; отметим также всестороннюю поддержку от НАСА во второй половине 90-х годов прошлого века, в период становления этой работы.

«Собственно монография», на наш взгляд, тоже «небесполезна» для потребителя данных, представленных в Атласе: она содержит описание самих данных спутниковых наблюдений и судовых измерений, алгоритмов расчетов, объектов исследования, дает примеры результатов использования полученных данных.

Первый выпуск Атласа 2002 г. включал данные за 4 года с 1998 по 2001 гг., нынешний 10-й – за 20 лет по 2017 г. Хочется отметить, что одновременно с приростом количества данных увеличилось и качество наших знаний о биооптических характеристиках исследуемых морей, возросли наши возможности использования спутниковых данных. Важную роль в этом процессе, наряду с техническим прогрессом, играют научные и научно-технические публикации по рассматриваемой проблеме в отечественных и зарубежных журналах, а также в Отчетах Международной координационной группы по цвету океана (International Ocean Colour Coordinating Group – <http://www.ioccg.org>), посвященных, как правило, наиболее актуальным вопросам организации спутниковых наблюдений, обработке и использованию спутниковых данных. Важное значение имеют и регулярно проводимые конференции по рассматриваемой тематике, в частности, ежегодная Всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (http://smiswww.iki.rssi.ru/d33_conf), конференции по оптике океана - российская “Current Problems of Optics of Natural Waters (ONW)” (Копелевич, 2018) и международная “Ocean Optics” (<https://oceanopticsconference.org>), которые проводятся раз в два года (первая по нечетным, вторая – по четным).

Проблемы ближайшего будущего были частично рассмотрены в Главе 9. Есть хорошая перспектива того, что научное сообщество будет обеспечено качественными спутниковыми

данными по цвету океана. Но даже технически безупречных спутниковых данных недостаточно для получения качественных геофизических продуктов, из числа тех, что представлены в Атласе. В настоящее время можно считать, что существующие алгоритмы позволяют с приемлемой точностью обрабатывать спутниковые данные для открытого океана. Гораздо хуже обстоит дело с водами 2-го типа (Case 2 waters), для которых необходимы региональные алгоритмы. Такие алгоритмы могут быть разработаны только на основе данных натуральных измерений в рассматриваемых морях. Поэтому проблема проведения регулярных экспедиций, нацеленных на получение комплекса данных, необходимых для разработки региональных алгоритмов, по-прежнему сохраняет свою актуальность.

Одна из самых острых проблем спутниковых наблюдений в видимой и инфракрасной областях спектра – невозможность получения данных из-за плохих условий измерений, в первую очередь из-за облачности. Эта помеха создает значительные периоды отсутствия спутниковых данных в определенные сезоны в таких морях, как Баренцево, Карское, Белое, Балтийское и многих других. Проблеме заполнения промежутков в спутниковых данных уделяется в настоящее время большое внимание, и разрабатываются различные методы ее решения (см, например, работу Konik et al. (2019) для Балтийского моря, в которой предложен метод, основанный на привлечении дополнительной информации из других источников, в рассматриваемом случае это экогидродинамическая модель).

Можно полностью согласиться с авторами относительно необходимости привлечения дополнительной информации и использования моделирования. Проблема рассматривалась нами ранее в работах Копелевич, Шеберстов (2010), Шеберстов и др. (2011). Анализировались разные подходы: для температуры привлечение данных микроволнового радиометра AMSR-E, для которого облачность «прозрачна»; расчеты пространственных распределений с разным пространственным осреднением (показан положительный эффект осреднения с увеличенным размером ячеек сетки для уменьшения потери данных; этот подход применим как к температуре поверхности, так и к концентрации хлорофилла). В отношении нашей дальнейшей работы по морям России, мы планируем адаптировать к решению проблемы широко используемые в настоящее время методы реанализа. Для этого, прежде всего, необходимо получить представительный статистический материал. Как можно увидеть из Атласа, в этом направлении для некоторых морей уже есть неплохой задел, но для таких морей как Карское и Баренцево данных пока явно недостаточно. Для этой проблемы тоже важнейшее значение имеет проведение регулярных натуральных исследований, позволяющих получать необходимые данные при наличии облачности. Более эффективный прогресс в этом направлении могло бы обеспечить объединение возможностей различных российских организаций и международной кооперации.

Список литературы

- Артемов В.А., Буренков В.И., Вортман М.И., Григорьев А.В., Копелевич О.В., Храпко А.Н. Подспутниковые измерения цвета океана: новый плавающий спектрорадиометр и его метрология // *Океанология*. 2000. Т. 40. № 1. С. 148-155.
- Артемов В.А., Таскаев В.Р., Буренков В.И., Григорьев А.В. Универсальный малогабаритный измеритель вертикального распределения показателя ослабления света // *Комплексные исследования Мирового океана: Проект “Меридиан”*. Ч. 1. Атлантический океан. М.: Наука. 2008. 165 с.
- Артемов В.А., Глуховец Д.И., Шатравин А.В. Оптические характеристики вод заливов восточного побережья Новой Земли // *Труды IX Всероссийской конференции «Современные проблемы оптики естественных вод»*. СПб. 2017. С. 70-74.
- Атлас районирования морей и океанов для гидрометеорологического обеспечения морской деятельности. М.: Росгидромет. 2006. 43 с.
- Беляев Н.А., Пересыпкин В.И., Поняев М.С. Органический углерод воды, взвеси и верхнего слоя донных осадков западной части Карского моря // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 5. С. 748-757.
- Буканова Т.В., Вазюля С.В., Копелевич О.В., Буренков В.И., Григорьев А.В., Храпко А.Н., Шеберстов С.В., Александров С.В. Региональные алгоритмы оценки концентрации хлорофилла и взвеси в юго-восточной Балтике по данным спутниковых сканеров цвета // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса*. 2011. Т. 8. № 2. С. 64–73.
- Буканова Т.В. Тенденции эвтрофирования юго-восточной части Балтийского моря по спутниковым данным // *Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук*. Калининград. 2014. 23 с.
- Буренков В.И., Васильков А.П. О влиянии материкового стока на пространственное распределение гидрологических характеристик вод Карского моря // *Океанология*. 1994. Т. 34. № 5. С. 652-661.
- Буренков В.И., Гольдин Ю.А., Гуреев Б.А., Судьбин А.И. Основные представления о распределении оптических свойств Карского моря // *Океанология*. 1995. Т. 35. № 3. С. 376-387.
- Буренков В.И., Ведерников В.И., Ершова С.В., Копелевич О.В., Шеберстов С.В. Использование данных спутникового сканера цвета океана SeaWiFS для оценки биооптических характеристик вод Баренцева моря // *Океанология*. 2001а. Т. 41. № 4. С. 485-492.
- Буренков В.И., Ершова С.В., Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Шевченко В.П. Оценка пространственного распределения взвеси в водах Баренцева моря по данным спутникового сканера цвета океана SeaWiFS // *Океанология*. 2001б. Т. 41. № 5. С. 653-659.
- Буренков В.И., Копелевич О.В., Шеберстов С.В. и др. Оптический мониторинг биологического и экологического состояния Черного моря // *Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря*. Под ред. А.Г. Зацепина, М.Ф. Флинта. М.: Наука. 2002. С. 417-432.

- Буренков В.И., Гольдин Ю.А., Артемьев В.А., Шеберстов С.В.* Оптические характеристики вод Карского моря по судовым и спутниковым наблюдениям // *Океанология*. 2010а. Т. 50. № 5. С. 716-729.
- Буренков В.И., Гольдин Ю.А., Кравчишина М.Д.* Распределение концентрации взвеси в Карском море в сентябре 2007 г. по судовым и спутниковым данным // *Океанология*. 2010б. Т. 50. № 5. С. 842-849.
- Вазюля С.В., Копелевич О.В., Шеберстов С.В.* Оценка баланса солнечного излучения в мелководном море по спутниковым данным о цвете вод. // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2009. Т. 6. № 1. С. 339–348.
- Вазюля С.В., Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Артемьев В.А.* Оценка по спутниковым данным показателей поглощения окрашенного органического вещества и диффузного ослабления солнечного излучения в водах Белого и Карского морей // *Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса*. 2014. Т. 11. № 4. С. 31-41.
- Вазюля С.В., Копелевич О.В., Кочеткова Е.С., Ланге Е.К., Шеберстов С.В., Еремина Т.Р., Храпко А.Н.* Региональные алгоритмы количественной оценки цветений цианобактерий в восточной части Финского залива по данным спутниковых сканеров цвета // *Тезисы Четырнадцатой Всероссийской открытой конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса"*. 2016. С. 230.
- Вазюля С.В., Копелевич О.В.* Оценка вклада кокколитофоридных цветений в зависимости от глубины их нахождения в спектральные величины коэффициента яркости водной толщи // *Труды IX Международной конференции «Современные проблемы оптики естественных вод»*. СПб. 2017. С. 115-120.
- Галазий Г.С., Шифрин К.С. (отв. ред.)*. Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов // «Наука». Новосибирск. 1979.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Проект «Моря» Т. III. Балтийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Под ред. Ф.С. Терзиева. СПб.: Гидрометеоиздат. 1992а. 450 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Проект «Моря». Том VI. Каспийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. – СПб.: Гидрометеоиздат. 1992б.
- Глуховец Д.И., Гольдин Ю.А.* Исследование биооптических характеристик вод Карского моря с использованием данных спутниковых и судовых измерений // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2014. Т. 11. № 4. С. 346-350.
- Глуховец Д.И., Гольдин Ю.А., Гуреев Б.А., Венцукт Ю.И.* Светодиодный флуориметр со спектральной регистрацией // *Труды I международной конференции «Современные проблемы термогидромеханики океана»*. 2017а. С. 42-45.
- Глуховец Д.И., Шеберстов С.В., Копелевич О.В., Зайцева А.Ф., Погосян С.И.* Измерения показателя поглощения морской воды с помощью интегрирующей сферы // *Светотехника*. 2017б. № 5. С. 39-43.
- Глуховец Д.И., Гольдин Ю.А.* Исследование связи солености и флуоресценции желтого вещества в Карском море // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2018. Т. 11. № 3. С. 34-39.

- Голубицкий Б.М., Левин И.М.* Пропускание и отражение слоя среды с сильно анизотропным рассеянием // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1980. Т. 16. № 10. С. 1051-1058.
- Гольдин Ю.А., Глуховец Д.И., Шатравин А.В.* Пространственное распределение характеристик флуоресценции морской воды в Карском море по данным исследований 2013-2014 годов // Труды VIII Международной конференции «Современные проблемы оптики естественных вод». СПб. 2015а. С. 17-21.
- Гольдин Ю.А., Глуховец Д.И., Шатравин А.В.* Распределение характеристик поверхностного слоя вод Карского моря в 2013 и 2014 годах по судовым и спутниковым данным // Экосистема Карского моря – новые данные экспедиционных исследований. Материалы научной конференции. М. : АПР. 2015б. С. 29-33.
- Гриневецкий С.Р., Зонн И.С., Жильцов С.С.* Черное море // Энциклопедия. М: Международные отношения. 2015. 475 с.
- Гюль К.К., Леонтьев О. К. Каспийское море // Большая советская энциклопедия. 1972.
- Дерюгин К.М.* Фауна Белого моря и условия ее существования // Исследования морей СССР. 1928. Вып. 7-8. 511 с.
- Добровольский А.Д., Залогин Б.С.* Моря СССР. М.: изд-во МГУ. 1982. 192 с.
- Дорофеев В.Л., Сухих Л.И.* Анализ изменчивости гидрофизических полей Черного моря в период 1993-2012 годов на основе результатов выполненного реанализа // Морской гидрофизический журнал. 2016. №. 1. С. 187.
- Дроздова А.Н., Пацаева С.В., Хунджуга Д.А.* Флуоресценция растворенного органического вещества как маркер распространения пресных вод в Карском море и заливах архипелага Новая Земля // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 49-56.
- Евтушенко Н.В., Шеберстов С.В.* Использование данных спутникового сканера modis-aqua для исследования циклов цветения фитопланктона в Балтийском море // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 3. С. 114-124.
- Завьялов П.О., Ижицкий А.С., Осадчиев А.А., Пелевин В.В., Грабовский А.Б.* Структура термохалинных и биооптических полей на поверхности Карского моря в сентябре 2011 г. // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 514-525.
- Зацепин А.Г., Завьялов П.О., Кременецкий В.В., Поярко С.Г., Соловьев Д.М.* Поверхностный опресненный слой в Карском море // Океанология. 2010. Т.50. № 5. С. 698-708.
- Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Кубряков А.А., Станичный С.В., Соловьев Д.М.* Распространение и трансформация вод поверхностного опресненного слоя в Карском море // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 502-513.
- Зеге Э.П.* Коэффициент яркости света, отраженного полубесконечной средой // Известия АН СССР. ФАО. 1983. Т. 19. № 9. С. 927-936.
- Зимин А.В., Атаджанова О.А., Романенков Д.А., Козлов И.Е., Шапрон Б.* Субмезомасштабные вихри в Белом море по данным спутниковых радиолокационных измерений // Исследование Земли из космоса. 2016. №. 1-2. С. 129.
- Зонн И.С., Костяной А.Г.* Карское море // Энциклопедия. М.: Международные отношения. 2015. 248 с.
- Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Черного моря // Севастополь: МГИ НАН Украины. 2011. Т. 212.

- Исаев А.В.* Количественные оценки пространственно временной изменчивости абиотических характеристик экосистемы восточной части Финского залива на основе данных наблюдений и математического моделирования // Автореф. дис. канд. географических наук. СПб: РГГМУ. 2010. 21 с.
- Казьмин А.С., Скляр В.Е.* Некоторые особенности циркуляции вод Черного моря по данным ИСЗ «Метеор» // Исследования Земли из космоса. 1982. № 6. С. 43-49.
- Козлянинов М.В.* Гидрооптические характеристики и методика их определения // Труды ИОАН СССР. 1959. Т. 135. С. 3-29.
- Козлянинов М.В., Семенченко И.В.* Об определении показателей вертикального ослабления и поглощения на основе измерения с самолета коэффициентов спектральной яркости моря // Известия АН СССР. ФАО. 1967. Т. 3. № 10. С. 1146-1148.
- Копелевич О.В., Люцарев С.В., Родионов В.В.* Спектральное поглощение света «желтым веществом» океанской воды // Океанология. 1989. Т. 29. № 3. С. 409-414.
- Копелевич О.В., Буренков В.И., С.В. Вазюля и др.* Оценка баланса ФАР в Баренцевом море по данным спутникового сканера цвета SeaWiFS // Океанология. 2003. Т. 43. № 6. С. 834-845.
- 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. 2006а. Т. 3. № 2. С. 99-105.
- Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Буренков В.И., Вазюля С.В., Набиуллина М.В.* Оценка объемного поглощения солнечного излучения в водной толще по спутниковым данным // Фундаментальные исследования океанов и морей: М.: Наука. 2006б. Книга 1. С. 109-126.
- Копелевич О.В., Буренков В.И., Шеберстов С.В., Прохоренко О.В.* Разработка региональных алгоритмов атмосферной коррекции данных спутниковых сканеров цвета. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2009. Т. 6. № 1. С. 400-408.
- Копелевич О.В., Шеберстов С.В.* Оценка по спутниковым данным межгодовых и сезонных изменений температуры поверхности Атлантического океана и концентрации хлорофилла в поверхностном слое в период 1998-2008 гг. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7. № 1. С. 238-247.
- Копелевич О.В. и др.* Проблемы индикации кокколитофоридных цветений по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса. 2012. Т. 9. №. 5. С. 241-250.
- Копелевич О.В.* Оптические свойства вод океанов и морей // Мировой океан. М.: Научный мир. 2014. Т. 2. С. 58-82.
- Копелевич О.В., Вазюля С.В., Салинг И.В., Шеберстов С.В., Буренков В.И.* Электронный атлас «Биооптические характеристики морей России по данным спутниковых сканеров цвета 1998-2014 гг.» // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015а. Т. 12. № 6. С. 99-110.
- Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Салинг И.В. и др.* Сезонная и межгодовая изменчивость биооптических характеристик вод поверхностного слоя Баренцева, Белого, Черного и Каспийского морей по спутниковым данным // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2015б. Т. 8. № 1. С. 7-16.

- Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Вазюля С.В., Салинг И.В., Буренков В.И.* Сравнительные оценки характеристик кокколитофоридных цветений в Баренцевом и Черном морях по данным спутниковых сканеров цвета // Труды VIII Международной конференции «Современные проблемы оптики естественных вод». СПб. 2015в. С. 31-35.
- Копелевич О.В., Вазюля С.В., Шеберстов С.В., Буканова Т.В.* Взвешенное вещество в поверхностном слое вод Юго-Восточной Балтики по спутниковым данным // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 1-9.
- Копелевич О.В., Каралли П.Г., Лохов А.С., Салинг И.В., Шеберстов С.В.* Перспективы улучшения точности оценки параметров кокколитофоридных цветений в Баренцевом море по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017а. Т. 14. № 7. С. 267-279.
- Копелевич О.В., Салинг И.В., Шеберстов С.В., Вазюля С.В.* Межгодовые изменения биооптических характеристик европейских морей России по спутниковым данным // Труды IX Международной конференции «Современные проблемы оптики естественных вод». СПб. 2017б. С. 44-47.
- Копелевич О.В.* Оптика океана – фундаментальные разработки и прикладные исследования // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2018. Т.11. № 3. С. 3-8.
- Копелевич О.В., Костяной А.Г.* Использование биооптических параметров океана, определяемых по спутниковым данным, в качестве основных климатических переменных // Фундаментальная и прикладная климатология. 2018. Т.3. С. 8-29.
- Костяной А.Г.* Спутниковый мониторинг климатических параметров океана. Часть 1 // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017а. №2. С. 27-49.
- Костяной А.Г.* Спутниковый мониторинг климатических параметров океана. Часть 2 // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017б. № 3. С. 57-83.
- Кочеткова Е.С., Исаев А.В., Еремина Т.Р.* Валидация регионального алгоритма для определения концентрации хлорофилла а в восточной части Финского залива по данным спутниковых измерений // Ученые записки Российского Государственного Гидрометеорологического Университета. 2017. № 47. С. 43–48.
- Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Суханова И.Н., Артемьев В.А., Новигатский А.Н.* Генезис и пространственное распределение концентрации взвеси в Карском море в период наибольшего сокращения арктической ледовой шапки // Океанология. 2015. Т. 55. №. 4. С. 687-687.
- Кузнецова О.А., Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Буренков В.И., Мошаров С.А, Демидов А.Б.* Оценка концентрации хлорофилла в Карском море по данным спутникового сканера MODIS-Aqua // Исследование Земли из космоса. 2013. № 5. С. 21-31.
- Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Костяной А.Г.* Спутниковые методы выявления и мониторинга зон экологического риска морских акваторий // М. ИКИ РАН 2016. 334 с.
- Лебедев С. А., Костяной А. Г.* Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. М. Изд. центр «МОРЕ» Международного ин-та океана. 2005. 366 с.
- Ли М.Е., Шибанов Е.Б., Мартынов О.В., Корчемкина Е.Н.* Определение концентрации примесей в морской воде по спектру яркости восходящего излучения // Морской гидрофизический журнал. 2015. Т. 186. № 6. С. 17–33.

- Лисицын А.П., Шевченко В.П., Буренков В.И., Копелевич О.В., Васильев Л.Ю.* Взвесь и гидрооптика Белого моря. // Актуальные проблемы океанологии. М: Наука. 2003. 635 с.
- Лисицын А.П.* Маргинальные фильтры и биофильтры Мирового океана // Океанология на старте XXI века. М.: Наука. 2008. С. 159-224.
- Лукашин В.Н., Кречик В.А., Ключиткин А.А., Стародымова Д.П., Коченкова А.И.* Речной сток и маргинальные фильтры // Система Балтийского моря. 2017. М.: Научный мир.
- Лупян Е.А., Саворский В.П.* Базовые продукты обработки данных дистанционного зондирования Земли // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 2. С. 87-96.
- Мазур И.И., Молдаванов О.И., Шишов В.Н.* Инженерная экология. Том 2. Под общей ред. Проф. Мазура И.И.: М. // Высшая школа. 1996. Т. 1.
- Маккавеев П.Н., Мельникова З.Г., Полухин А.А., Степанова С.В., Хлебопашев П.В., Чульцова А.Л.* Гидрохимическая характеристика вод западной части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 540-551.
- Максимов А.А., Еремина Т.Р., Ланге Е.К., Литвинчук Л.Ф., Максимова О. Б.* Режимная перестройка экосистемы восточной части Финского залива вследствие инвазии полихет *Marenzelleria arctica* // Океанология. 2014. Т. 54. № 1. С. 52-59.
- Михайлов В.Н.* Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М: ГЕОС. 1997. 413 с.
- Мокиевский В.О., Цетлин А.Б., Сергиенко Л.А. и др.* Экологический Атлас. Карское море // ООО "Арктический научный центр" Москва. 2016. 271 с.
- Овчинников И.М., Попов Ю.И.* Формирование холодного промежуточного слоя в Черном море // Океанология. 1987. Т. 27. №. 5. С. 739-746.
- Оптика океана. Т.1. Физическая оптика океана. М.: Наука. 1983. 372 с.
- Пантюлин А.Н.* Структура и динамика водного тела Белого моря // Система Белого моря. М: Научный мир. 2012. Т. 2. Глава 5. С. 309-411.
- Погосян С.И., Дургарян А.М., Конюхов И.В., Чикунова О.Б., Мерзляк М.Н.* Абсорбционная спектроскопия микроводорослей цианобактерий и растворенного органического вещества: измерения во внутренней полости интегрирующей сферы // Океанология. 2009. № 6. С. 934 – 939.
- Полухин А.А., Маккавеев П.Н.* Особенности распространения материкового стока по акватории Карского моря // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 25-37.
- Рябченко В.А., Карлин Л.Н., Исаев А.В., Ванкевич Р.Е., Еремина Т.Р., Молчанов М.С., Савчук О.П.* Модельные оценки эвтрофикации Балтийского моря в современном и будущем климате // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 41-50.
- Рыбакова И.В., Копелевич О.В., Буренков В.И., Шеберстов С.В., Вазюля С.В.* Верификация спутниковых биофизических алгоритмов для Каспийского моря по судовым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 4. С. 202-209.
- Савчук О.П.* Исследование эвтрофикации Балтийского моря // Исследование океанов и морей. Вып. 209: сб. науч. тр. ГОИН. Спб. 2005. С. 272-285.
- Сорокин Ю.И.* Черное море. Природа, ресурсы // Наука. 1982.

- Суетин В.С., Кучерявый А.А., Суслин В.В., Королев С.Н.* Концентрация пигментов фитопланктона в северо-западной части Черного моря по данным измерений спутниковым цветовым сканером CZCS // *Морской гидрофизический журнал*. 2000. № 2. С. 74–82.
- Суетин В.С., Суслин В.В., Кучерявый А.А. и др.* Особенности интерпретации данных дистанционных оптических наблюдений Черного моря с помощью прибора SeaWiFS // *Морской гидрофизический журнал*. 2001. № 2. С. 71-80.
- Суетин В.С., Суслин В.В., Королев С.Н., Кучерявый А.А.* Оценка изменчивости оптических свойств воды в Черном море летом 1998 года по данным спутникового прибора SeaWiFS // *Морской гидрофизический журнал*. 2002. № 6. С. 44-54.
- Терзиев Ф.С., Гирдюк Г.В., Зыкова Г.Г., Дженюк С.Л.* Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. 1990. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. 280 с.
- Тимонов В.В.* Схема общей циркуляции вод бассейна Белого моря и происхождение его глубинных вод // *Тр. ГОИН*. 1947. №1. С. 13.
- Титов В.Б.* Сезонная и многолетняя изменчивость климатических условий над акваторией Черного моря // *Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря*. М.: Наука. 2002. С. 9-27.
- Федоров К.Н., Гинзбург А.И.* Приповерхностный слой океана // *Гидрометеоздат*. 1988. 303 с.
- Шеберстов С.В., Копелевич О.В., Лукьянова Е.А.* Анализ межгодовых трендов температуры поверхности океана и концентрации хлорофилла в Атлантическом океане по спутниковым данным // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2011. Т.8. № 4. С. 274-282.
- Шеберстов С.В.* Система пакетной обработки океанологических спутниковых данных // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2015. Т. 12. № 6. С. 154–161.
- Щербаков Ф.А.* Белое море // *Геоэкология шельфа и берегов России*. М: Ноосфера. 2001. С. 58-69.
- Amon R.M.W.* The role of dissolved organic matter for the organic carbon cycle in the Arctic Ocean // *The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean*. Springer, Berlin. 2004. P. 83-99.
- Andersen J.H., Carstensen J., Conley D.J., et al.* Long-term temporal and spatial trends in eutrophication status of the Baltic Sea // *Biological Reviews*. 2017. V. 92. No. 1. P. 135-149.
- Andrzejewicz E., Witek Z.* Anthropogenic pressure and environmental effects on the Gulf of Gdansk: recent management efforts // *Baltic Coastal Ecosystems*. Berlin, Heidelberg. 2002. P. 119–139.
- Berger V., Dahle S., Galaktionov K. et al.* White Sea: ecology and environment // *St. Peterburg; Tromse; Derzavets*. 2001. 157 p.
- Bischoff K., Gatzke J., Zimmermann G., Kopelewitsch O. W., Malkewitsch M. S.* IK-20. The First Intercosmos Satellite Experiments for Oceanographic Purposes // *Oceanography from space*. Springer, Boston, MA. 1981. P. 439-442.
- Blaha L., Babica P., Marsalek B.* Toxins produced in cyanobacterial water blooms-toxicity and risks // *Interdiscip. Toxicol.* 2009. V. 2. No. 2. P. 36–41.
- Bricaud A., Babin M., Morel A., Claustre H.* Variability in the chlorophyll-specific absorption coefficients of natural phytoplankton: Analysis and parameterization // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 14. No. 2. P. 413-416.

- Bricaud A., Morel A., Babin M., Allali K., Claustre H.* Variations of light absorption by suspended particles with chlorophyll a concentration in oceanic (case 1) waters: Analysis and implications for bio-optical models // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1998. V. 103. P. 31033-31044.
- Brockmann C., Doerffer R., Peters M., Kerstin S., Embacher S., Ruescas A.* Evolution of the C2RCC neural network for Sentinel 2 and 3 for the retrieval of ocean colour products in normal and extreme optically complex waters // *In Living Planet Symposium*. 2016. V. 740. P. 54.
- Bukanova T., Kopelevich O., Vazyulya S., Bubnova E., Sahling I.* Suspended matter distribution in the south-eastern Baltic Sea from satellite and in situ data // *International Journal of Remote Sensing*. 2018. P. 1-22.
- Burenkov V.I., Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Ershova S.V., Evdoshenko M.A.* Bio-optical characteristics retrieved from satellite ocean color data // *The Eastern Mediterranean as a Laboratory Basin for the Assessment of Contrasting Ecosystems*. Springer, Dordrecht. 1999. P. 313-326.
- Campbell, J.W., Blaisdell J.M., Darzi M.* Level-3 SeaWiFS Data Products: Spatial and Temporal Binning Algorithms. NASA Tech. Memo. 104566, V. 32, S.B. Hooker, E.R. Firestone, and J.G. Acker, Eds., NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland 1995.
- Carmack E.C., Yamamoto-Kawai M., Haine T.W., Bacon S., Bluhm B.A., Lique C., Melling H., Polyakov I.V., Straneo F., Timmermans M.L., Williams W.J.* Freshwater and its role in the Arctic Marine System: Sources, disposition, storage, export, and physical and biogeochemical consequences in the Arctic and global oceans // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2016. V. 121. No. 3. P. 675-717.
- Chubarenko I. P.* Water-Exchange in the Baltiysk Strait Region // *Proceedings of Symposium on freshwater fish and herring population in the Baltic coastal lagoons: Environment and Fisheries*. Gdynia, Poland. 1998. P. 37-44.
- Cokacar T., Kubilay N., Oguz T.* Structure of *E. huxleyi* blooms in the Black Sea surface waters as detected by SeaWiFS imagery // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. P. 4607-4610.
- Cokacar T., Oguz T., Kubilay N.* Interannual variability of the early summer coccolithophore blooms in the Black Sea: impacts of anthropogenic and climatic factors // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2004. V. 51. P. 1017-1031.
- Dai M.H., Martin J.M.* First data on trace metal level and behaviour in two major Arctic river-estuarine systems (Ob and Yenisey) and in the adjacent Kara Sea, Russia // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. V. 131. No. 3-4. P. 127-141.
- Darecki M., Ficek D., Krężel A., Ostrowska M., Majchrowski R., Woźniak S.B., Bradtke K., Dera J., Woźniak B.* Algorithms for the remote sensing of the Baltic ecosystem (DESAMBEM). Part II: Empirical validation // *Oceanologia*. 2008. V. 50. No. 4. P. 509–538.
- Demidov A.B., Gagarin V.I., Vorobieva O.V., Makkaveev P.N., Artemiev V.A., Khrapko A.N., Grigoriev A.V., Sheberstov S.V.* Spatial and vertical variability of primary production in the Kara Sea in July and August 2016: the influence of the river plume and subsurface chlorophyll maxima // *Polar Biology*. 2018. V. 41 No. 3. P. 563-578.
- Doerffer R., Schiller H.* The MERIS Case 2 water algorithm // *International Journal of Remote Sensing*. 2007. V. 28. No. 3-4. P. 517-535.

- Fichot C.G., Kaiser K., Hooker S.B., Amon R.M., Babin M., Bélanger S., Walker S.A., Benner R.* Pan-Arctic distributions of continental runoff in the Arctic Ocean // *Scientific reports*. 2013. V.3. P. 1053.
- Frouin R., Iacobellis S. F.* Influence of phytoplankton on the global radiation budget // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. No. D19. P. 1-10.
- Girardeau J., Hulot V., Hanquiez V. et al.* Estimation of the Depth of Sunlight Penetration in the Sea for Remote Sensing // *Applied Optics*. 1975.
- Glukhovets D.I., Goldin Yu.A.* Surface layer desalination of the bays on the east coast of Novaya Zemlya identified by shipboard and satellite data // *Oceanologia*. 2018. (В печати).
- Gonçalves-Araujo R., Granskog M.A., Bracher A., Azetsu-Scott K., Dodd P.A., Stedmon C.A.* Using fluorescent dissolved organic matter to trace and distinguish the origin of Arctic surface waters // *Scientific reports*. 2016. V. 6. P.33978.
- Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov I.S., Sidorova M.V.* A reassessment of the Eurasian river input, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean // *Amer. J.Sci.* 1996. V. 296. P. 664-691.
- Gorshkov S.G.* World Ocean Atlas // Arctic Ocean. Pergamon Press. Oxford. 1980. V. 3. 184 P.
- Gordon H.R., McCluney W.R.* Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing // *Applied optics*. 1975. V. 14. No. 2. P. 413-416.
- Gordon H.R.* Can the Lambert-Beer law be applied to the diffuse attenuation coefficient of ocean water // *Limnology and Oceanography*. 1989. V. 34. No. 8. P. 1389-1409.
- Gower J., King S., Goncalves P.* Global monitoring of plankton blooms using MERIS MCI // *J. Remote Sens.* 2008. V. 29 No. 21. P. 6209-6216.
- Granskog M.A., Pavlov A.K., Sagan S., Kowalczyk P., Raczkowska A., Stedmon C.A.* Effect of sea-ice melt on inherent optical properties and vertical distribution of solar radiant heating in Arctic surface waters // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2015. V. 120. No. 10. P. 7028-7039.
- Gustafsson B.G., Schenk F., Blenckner T., Eilola K., Meier H.E.M., Müller-Karulis B., Neumann T., Ruoho-Airola T., Savchuk O.P., Zorita E.* Reconstructing the Development of Baltic Sea Eutrophication 1850-2006 // *Ambio*. 2012. V. 41. No. 6. P. 534-548.
- Hallfors G.A., Niemi A.* Biological oceanography // *The Baltic Sea*. Amsterdam. Elsevier Oceanogr. Ser. 1981. V. 30. P. 219-238.
- Hansson M., Hakansson B.* The Baltic Algae Watch System - a remote sensing application for monitoring cyanobacterial blooms // *The Baltic Sea. J. Appl. Remote Sens.* 2007. V. 1. No. 1.
- HELCOM. Development of tools for assessment of eutrophication in the Baltic Sea // *Baltic Sea environmental proceedings*. 2006. No. 104. 64 p.
- HELCOM. Toward a Baltic Sea unaffected by eutrophication // *Background document to Helcom Ministerial Meeting, Krakow, Poland, Tech. Rep., Helsinki Commission, Helsinki, Finland*. 2007.
- HELCOM. Eutrophication in the Baltic Sea – An integrated thematic assessment of the effects of nutrient enrichment and eutrophication in the Baltic Sea region // *Baltic Sea Environment Proceedings*. 2009. No. 115B. 148 p.
- HELCOM. Eutrophication status of the Baltic Sea 2007-2011. A concise thematic assessment. *Baltic Sea Environment Proceedings*. 2014. No. 143. 41 p.

- HELCOM. Updated Fifth Baltic Sea Pollution Load Compilation (PLC-5.5) // Baltic Sea Environment Proceedings. 2015. No. 145. 141 p.
- HELCOM. Sources and pathways of nutrients to the Baltic Sea // Baltic Sea Environment Proceedings. 2018. No. 153. 48 p.
- Kahru M., Elmgren R.* Multidecadal time series of satellite-detected accumulations of cyanobacteria in the Baltic Sea // Biogeosciences. 2014. V. 11. No. 13. P. 3619–3633.
- Khrapko A.N., Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Grigoriev A.V., Terekhova A.A.* New instrument for measuring surface and underwater irradiances // Proceedings of IV International Conference «Current Problems in Optics of Natural Waters». 2007. P. 271–275.
- Konik M., Kowalevski M., Bradtke K., Darecki M.* The operational method of filling information gaps in satellite imagery using numerical models // International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation. 2019. V. 75. P. 66-82.
- Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Ershova S.V., Sheberstov S.V., Evdoshenko M.A., Lukianova E.A.* Bio-optical characteristics of the Russian Seas from data of the satellite ocean color scanner SeaWiFS // CD-ROM. M. SIO RAS. 2002a.
- Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Yunev O., Basturk O., Finenko Z.Z., Nikonov S., Vedernikov V.I.* Surface chlorophyll in the Black Sea over 1978-86 derived from satellite and in situ data. // J. Mar. Systems. 2002b. V. 36. No. 3-4. P. 145-160.
- Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Ershova S.V., Sheberstov S.V., Evdoshenko M.A.* Application of SeaWiFS data for studying variability of bio-optical characteristics in the Barents, Black and Caspian Seas // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2004. V. 51. No. 10-11. P. 1063-1091.
- Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Sheberstov S.V. et al.* Continuation of the long-term series of data on the bio-optical characteristics of the Russian seas from satellite ocean color data // Proceeding of IV International Conference “Current Problems in Optics of Natural Waters”. 2007a. P. 75-78.
- Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Burenkov V.I., Vazyulya S.V., Likhacheva M.V.* Assessment of underwater irradiance and absorption of solar radiation at water column from satellite data // Proc. SPIE. 2007b. V. 6615. P. 661507.
- Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Sheberstov S.V.* Case Studies of Optical Remote Sensing in the Barents Sea, Black Sea, and Caspian Sea // Remote Sensing of the European Seas. Springer, Dordrecht. 2008. P. 53-66.
- Kopelevich O.V. et al.* Monthly distributions of the bio-optical characteristics in the Russian Seas from satellite ocean color data since 1998 to 2008 // Proceedings of V International Conference: «Current problems in Optics of Natural Waters». St.-Petersburg. 2009. P. 115–120.
- Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Burenkov V.I., Vazyulya S.V., Pautova L.A., Silkin V.A.* New data about coccolithophore blooms in the Black Sea from satellite data // Proceedings of the VII International Conference «Current problems in Optics of Natural Waters». St.-Peterburg. 2013a. P. 10-14.
- Kopelevich O.V., Goldin Yu.A., Artemiev V.A., Shatravin A.V.* Optical structure of the Kara Sea waters from data of the ship measurements in 2011 // Proceedings of VII International Conference «Current Problems in Optics of Natural Waters». Saint Petersburg. «Nauka». 2013b. P. 67–71.

- Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Sheberstov S.V., Vazyulya S.V., Kravchishina M.D., Pautova L., Silkin V.A., Artemiev V.A., Grigoriev V.* Satellite monitoring of coccolithophore blooms in the Black Sea from ocean color data // *Remote Sensing of Environment*. 2014. V. 146. P. 113–123.
- Kostianoy A. G., Ginzburg A. I., Kopelevich O. V., Kudryavtsev V. N., Lavrova O. Y.u., Lebedev S. A., Mitni, L. M., Mityagin, M. I., Smirnov V. G., Stanichny S. V., Troitskaya, Y.u. I.* Ocean Remote Sensing in Russia // *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*, from *Comprehensive Remote Sensing*. 2018. V. 8. P. 284-325.
- Kravchishina M.D., Burenkov V.I., Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Vazyulya S.V., Politova N.V., Novigatsky A.N., Filippov A.S., Shevchenko V.P.* Spatial and temporal variability of chlorophyll “a” concentration in the White Sea in 2003-2010 from satellite and ship data // *Proceedings of the VI International conference “Current Problems in Optics of Natural Waters”*. St.-Peterburg. 2011.
- Kravchishina M.D., Burenkov V.I., Kopelevich O.V. et al.* New data on the spatial and temporal variability of chlorophyll-a concentration in the White Sea // *Doklady of Academy of Sciences*. 2013. V. 448. No. 3. P. 342-348.
- Kubryakov A., Stanichny S., Zatsepin A.* River plume dynamics in the Kara Sea from altimetry-based lagrangian model, satellite salinity and chlorophyll data // *Remote Sensing of Environment*. 2016. V. 176. P. 177-187.
- Kuznetsova O.A., Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Sheberstov S.V., Kravchishina M.D.* Development of the regional algorithm for assessment of suspended matter concentration in the Kara Sea from satellite ocean color data // *Proceedings of the VII International Conference «Current problems in Optics of Natural Waters»*. St.-Peterburg. 2013. P. 177-181.
- Matsuoka A., Boss E., Babin M., Karp-Boss L., Hafez M., Chekalyuk A., Proctor C.W., Werdell P.J., Bricaud A.* Pan-Arctic optical characteristics of colored dissolved organic matter: Tracing dissolved organic carbon in changing Arctic waters using satellite ocean color data // *Remote Sensing of Environment*. 2017. V. 200. P. 89-101.
- Larsson U., Elmgren R., Wulff F.* Eutrophication and the Baltic Sea: Causes and Consequences // *Ambio*. 1985. V. 14. P. 9–14.
- Lee Z., Carder K.L., Mobley C.D., Steward R.G., Patch J.S.* Hyperspectral remote sensing for shallow waters. I. A semianalytical model // *Applied Optics*. 1998. V. 37. No. 27. P. 6329-6338.
- Loeng H.* Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea // *Polar Res*. 1991. V. 10. No. 1. P. 5–18.
- Meier H.E.M., Andersson H.C., Eilola K. et al.* Hypoxia in future climates: A model ensemble study for the Baltic Sea // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. No. 24.
- Meier H.E.M., Hordoir R., Andersson H.C. et al.* Modeling the combined impact of changing climate and changing nutrient loads on the Baltic Sea environment in an ensemble of transient simulations for 1961–2099 // *Climate Dynamics*. 2012a. V. 39. P. 2421-2441.
- Meier H.E.M., Muller-Karulis B., Andersson H.C. et al.* Impact of climate change on ecological quality indicators and biogeochemical fluxes in the Baltic Sea: a multi-model ensemble study // *Ambio*. 2012b. V. 41. P. 558–573.
- Morel A., Prier L.* Analysis of variations in ocean color // *Limnol. Oceanogr.* 1977. V. 22. No. 4. P. 709-722.

- Morel A., Gentili B.* Diffuse reflectance of oceanic waters. II. Bidirectional aspects // *Applied Optics*. 1993. V. 32. P. 6864–6879.
- Morel A. et al.* Minimum requirements for an operational ocean-color sensor for the open ocean // *Reports of the International Ocean Color Coordinating Group, IOCCG*. Dartmouth, Canada. 1998. 46 p.
- Morel A., Gentili B., Chami M., Ras J.* Bio-optical properties of high chlorophyll Case 1 waters and of yellow-substance-dominated Case 2 waters // *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2006. V. 53. No. 9. P. 1439–1459.
- Nummelin A., Li C., Smedsrud L.H.* Response of Arctic Ocean stratification to changing river runoff in a column model // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2015. V. 120. No. 4. P. 2655-2675.
- Nummelin A., Ilıcak M., Li C., Smedsrud L.H.* Consequences of future increased Arctic runoff on Arctic Ocean stratification, circulation, and sea ice cover // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2016. V.121. No. 1. P. 617-637.
- Osadchiev A.A., Izhitskiy A.S., Zavialov P.O., Kremenetskiy V.V., Polukhin A.A., Pelevin V.V., Toktamysova Z.M.* Structure of the buoyant plume formed by Ob and Yenisei river discharge in the southern part of the Kara Sea during summer and autumn // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2017. V. 122. No. 7. P. 5916-5935.
- Osadchiev A.A., Zavialov P.O.* Lagrangian model of a surface-advected river plume // *Continental Shelf Research*. 2013. V. 58. P. 96-106.
- Politova N.V., Shevchenko V.P., Zernova V.V.*, 2012. Distribution, composition, and vertical fluxes of particulate matter in Bays of Novaya Zemlya Archipelago, Vaigach Island at the end of summer // *Advances in Meteorology*. 2012. V. 2012.
- Reinart A., Kutser T.* Comparison of different satellite sensors in detecting cyanobacterial bloom events // *The Baltic Sea. Remote Sens. Environ.* 2006. V. 102 No. 1. P 74–85.
- Riha S., Krawczyk H.* Development of a remote sensing algorithm for cyanobacterial phycocyanin pigment in the Baltic Sea using neural network approach // *Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, Coastal Waters, and Large Water Regions* 2011. V. 8175. P. 817504.
- Robinson A.R., Brink K.H.* *The Sea // Regional Studies and Syntheses*. Wiley. 1998. V. 11.
- Sheberstov S.V., Lukyanova E.A.* A System for Acquisition, Processing and Storage of Satellite and Field Biooptical Data // *Proceedings of IV International Conference: «Current problems in Optics of Natural Waters»*. Nizhny Novgorod. 2007. P. 179–183.
- Shiganova T.A., Dumont H.J., Sokolsky A.T., Kamakin A.H., Tinenkova D., Kurasheva E.* Population dynamics of *Mnemiopsis leidyi* in the Caspian Sea, and effects on the Caspian ecosystem // *Aquatic Invasions in the Black, Caspian, and Mediterranean Seas: The Ctenophores Mnemiopsis leidyi and Beroe in the Ponto-Caspian and other Aquatic Invasions*. Springer, Dordrecht. 2004. P. 71-111.
- Suetin V.S., Kucheryavy A.A., Suslin V.V., Korolev S.N.* Concentration of phytoplankton pigments in the northwestern part of the Black Sea based on data of measurements by satellite color scanner CZCS // *Mar. Hydrophys. Journal*. 2000. No. 2. P. 74-82.
- Urdenko V.A., Zimmermann G.* Optical Remote Sensing of the Sea and the Influence of the Atmosphere // *Institute for Space Research, Academy of Sciences of GDR*. 1985. P. 235-249

- Urdenko V.A., Zimmermann G.* Optical Remote Sensing of the Sea and the Influence of the Atmosphere // Institute for Space Research, Academy of Sciences of GDR. Berlin – Moscow – Sevastopol. 1987. V.2. Parts 1,2.
- Vazyulya S., Khrapko A., Kopelevich O., Burenkov V., Eremina T., Isaev A.* Regional algorithms for the estimation of chlorophyll and suspended matter concentration in the Gulf of Finland from MODIS-Aqua satellite data // *Oceanologia*. 2014. V. 56. No 4. P. 1-19.
- Vazyulya S.V., Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Artemiev V.A.* Estimation of sea surface solar radiation at 400-700 nm using satellite ocean color data, and its validation by ship data // *Optics Express*. 2016. V. 24. No. 6. P. A604-A611
- Voss K.J., Balch W.M., Kilpatrick K.A.* Scattering and attenuation properties of *Emiliana huxleyi* cells and their detached coccoliths // *Limnol. Oceanogr.* 1998. V. 43. No. 5. P. 870-876.
- Werdell P.J., Bailey S.W.* The SeaWiFS Bio-Optical Archive and Storage System (SeaBASS): Current Architecture and Implementation // NASA /TM 2002–211617. Goddard Space Flight Center. Greenbelt, Maryland. 2002.
- Werdell P.J., Franz, B.A., Lefler J.T., Robinson W.D., Boss E.* Retrieving marine inherent optical properties from satellites using temperature and salinity-dependent backscattering by seawater // *Optics Express*. 2013. V. 21. No. 26. P. 32611-32622.
- Woźniak B., Krężel A., Darecki M., Woźniak S.B., Majchrowski R., Ostrowska M., Kozłowski Ł., Ficek D., Olszewski J., Dera J.* Algorithms for the remote sensing of the Baltic ecosystem (DESAMBEM). Part 1: Mathematical apparatus // *Oceanologia*. 2008. V. 50. No. 4. P. 451–508.
- Wozniak M., Bradtke K., Darecki M., Krezel A.* Empirical model for phycocyanin concentration estimation as an indicator of cyanobacterial bloom in the optically complex coastal waters of the Baltic Sea. // *Remote Sens*. 2016. V. 8. No. 3. P. 212.

Научное издание

Рекомендуется к публикации Ученым Советом Физического направления
Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН.

**О.В. Копелевич, И.В. Салинг, С.В. Вазюля, Д.И. Глуховец,
С.В. Шеберстов, В.И. Буренков, П.Г. Каралли, А.В. Юшманова**

**Биооптические характеристики морей, омывающих
берега западной половины России, по данным
спутниковых сканеров цвета 1998-2017 гг.**

Работа дана в авторской редакции

Подписано в печать 07.11.2018 г.

Формат 60x84/8.

140 стр., Усл. печ. л. 18.

Тираж 50 экз.

Бумага офсетная. Заказ 2048.

Отпечатано в типографии «ВАШ ФОРМАТ»

г. Москва, ул. Донская, 32.

+7 (495) 749-45-84

www.kniga-premium.ru