

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ТИХООКЕАНСКИЙ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
ИМ. В.И. ИЛЬЧЕВА ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи



Липинская Надежда Александровна

**ФОРМИРОВАНИЕ СПЕКТРАЛЬНЫХ КОЭФФИЦИЕНТОВ
ЯРКОСТИ ВОСХОДЯЩЕГО ИЗЛУЧЕНИЯ МОРЯ
В ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ**

Специальность 1.6.17 «Океанология»

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель
кандидат физико-математических наук, доцент
Салюк Павел Анатольевич

Владивосток — 2023

Оглавление

Список используемых в работе сокращений	4
Введение	5
Глава 1. Проявления гидродинамических структур в данных дистанционного оптического зондирования моря	16
1.1 Оптические свойства морской воды и характеристики светового поля в морской толще.....	16
1.2 Дистанционное зондирование оптических характеристик морской поверхности и морской толщи	26
1.3 Влияние гидродинамических процессов на пространственно-временное распределение оптических характеристик приповерхностного слоя моря и морской поверхности	36
1.3.1 Апвеллинг	38
1.3.2 Внутренние волны.....	41
1.3.3 Субмезомасштабные вихри	45
Выводы к главе 1	50
Глава 2. Материалы и методы исследования.....	51
2.1 Используемые данные.....	51
2.1.1 Судовые гидрологические и оптические измерения.....	51
2.1.2 Спутниковые данные видимого и ИК диапазонов	52
2.1.3 Данные океанографических реанализов	53
2.2 Прямое численное моделирование распространения света в системе «надводная атмосфера-морская поверхность-морская толща».....	53
2.2.1 Адаптация модели	54
2.2.2 Региональные настройки.....	57
2.2.3 Учет ветрового воздействия при моделировании	59
2.3 Определение показателя контраст/шум в данных дистанционного оптического зондирования гидродинамических структур	60
2.4 Детектирование внутренних волн и определение их характеристик из спутниковых спектральных данных по цвету моря	65
Выводы к главе 2.....	69

Глава 3. Анализ пространственно-временного распределения оптических характеристик в гидродинамических структурах	70
3.1 Область взаимодействия вод Фолклендского течения и Патагонского шельфа	70
3.2 Зоны действий внутренних волн в отдельных районах Японского моря	76
3.3 Район распространения субмезомасштабных вихрей в южной части залива Петра Великого	81
Выводы к главе 3	86
Глава 4. Формирование спектральных коэффициентов яркости восходящего излучения моря при влиянии вихрей, апвеллингов и внутренних волн	87
4.1 Определение максимальной глубины проявления апвеллинга в дистанционных спектральных данных по цвету моря	87
4.2 Результаты численного моделирования спектров коэффициентов яркости восходящего излучения моря при воздействии внутренних волн на вертикальную стратификацию оптически-активных компонентов морской воды	89
4.3 Определение дистанционно оцениваемых параметров в оптическом спектральном диапазоне в области действия субмезомасштабных вихрей	91
4.4 Определение максимальной глубины проявления гидродинамической структуры вихря в дистанционных спектральных данных по цвету моря	95
4.5 Алгоритм определения «максимальной глубины проявления гидродинамической структуры» в дистанционных спектральных данных по цвету моря	98
Выводы к главе 4	101
Заключение	102
Список использованной литературы	104
Список используемых в работе переменных	122

Список используемых в работе сокращений

HL — программное обеспечение Hydrolight-Ecolight 6.0.0

Rrs — коэффициенты яркости восходящего излучения моря

ВВ — внутренние волны

ВКС — верхний квазиоднородный слой

ОАК — оптически-активные компоненты

ОРОВ — окрашенное растворенное органическое вещество

СКО — среднее квадратичное отклонение

УПИ — уравнение переноса излучения

ФАР — фотосинтетически-активная радиация

хл-а — хлорофилл-а

Введение

Дистанционное зондирование морской среды имеет большое значение для экологического мониторинга, оперативной океанологии, исследования изменений климата и для осуществления хозяйственной морской деятельности. В настоящее время спутниковые данные всё больше используются для исследования различных характеристик гидродинамических структур и процессов, оказывающих влияние на поверхностный слой моря [21, 28, 30, 39, 49, 55 и др.]. Кроме этого, спутниковые измерения активно используются при ассимиляции данных наблюдений в современных численных гидродинамических моделях циркуляции океана, в том числе в моделях океанографического реанализа [100, 101, 144].

Традиционное изучение гидродинамических процессов дистанционными методами основывается на данных активного микроволнового зондирования, где проявления процессов видны за счет изменения шероховатости морской поверхности [21, 24], а также на применении инфракрасных изображений, на которых гидродинамические структуры выделяются вследствие контрастов температуры поверхности океана [3]. Кроме этого, шероховатость морской поверхности может исследоваться методами пассивной оптической радиометрии в области солнечного блика и оптическими поляризационными методами [25].

В последние десятилетия активно используются мультиспектральные спутниковые данные и начинают внедряться гиперспектральные измерения беспилотных летательных аппаратов в видимом диапазоне вне зоны солнечного блика. В таких данных разные типы вод разделяются за счет вариаций в содержании фитопланктона, окрашенного растворенного органического вещества (ОРОВ) и взвешенных веществ, либо за счет изменчивости стратификации перечисленных компонентов морской воды в поверхностном слое моря [50].

Гидродинамические процессы приводят к вертикальному перемешиванию водных масс, за счет которого может происходить перенос клеток фитопланктона ближе к поверхности, где больше доступного света для фотосинтеза, а также возможен подъем питательных веществ из более глубоких слоев к поверхности, приводящий к развитию клеток фитопланктона. Это дополнительный фактор, который влияет на проявление гидродинамических структур в данных дистанционного зондирования.

Одними из самых распространенных гидродинамических явлений в океане являются апвеллинги, вихри и внутренние волны [37, 80], которые приводят к существенному перераспределению оптически-активных компонентов (ОАК) морской воды и имеют характерные структуры в данных дистанционного зондирования различного типа. Существуют также другие явления, оказывающие подобное воздействие на распределение оптических характеристик морской воды. Например, зоны конвергенций около течений, баротропные приливы и тропические циклоны [49], которые влияют на пространственно-временное распределение ОАК. Зона конвергенции и баротропные приливы влияют на подъем оптически-активных слоев в морской толще, а тропический циклон вызывает подъем клеток фитопланктона к поверхности и стимулирует рост количества клеток фитопланктона. Однако, влияние представленных дополнительных гидродинамических процессов на спектральные коэффициенты яркости восходящего излучения моря можно изучить на примере прибрежного апвеллинга или внутренних волн. Апвеллинг является более ярким событием чем зоны конвергенций и более доступным для исследования, в отличие от тропических циклонов, для которых сложно получить полноценный набор данных, содержащих *in situ* и дистанционные измерения, из-за усложненных условий проведения судовых работ в области их воздействия, а также из-за высокой облачности. Таким образом, в данной работе приоритет отдается исследованию апвеллингов, вихрей и внутренних волн, так как эти процессы являются одними из самых распространенных явлений, изучение которых позволяет судить об общности проводимого

исследования, их повсеместного значения и более удобных условий для их изучения.

Дистанционно измеряемые спектральные характеристики коэффициентов яркости моря (спектральный цвет моря) при влиянии внутренних волн, апвеллингов и вихрей определяются вариациями содержания ОАК морской воды и/или формой их вертикального профиля в слое проникновения солнечного света в море. Формирование дистанционных данных по цвету моря в толще воды, а не только на поверхности, является важным фактором, расширяющим возможности дистанционного зондирования. Таким образом, изучение вариаций характеристик дистанционно измеряемого цвета моря расширяет возможности по изучению гидродинамических процессов в океане и связанных биологических процессов, что важно в различных областях океанологии.

Цель работы — выявить изменчивость спектральных коэффициентов яркости восходящего излучения моря, обусловленную вариациями горизонтального и/или вертикального распределения оптически-активных компонентов морской воды под влиянием гидродинамических процессов.

Задачи:

1) Создать базы данных, содержащие результаты экспедиционных измерений различных гидрологических и гидрооптических характеристик, включая вертикальное распределение концентрации хлорофилла-а (хл-а), окрашенного растворенного органического вещества, коэффициентов яркости восходящего излучения моря, мутности, фотосинтетически-активной радиации, температуры, солености и плотности морской воды.

2) Создать базы данных, спутниковых измерений цвета моря среднего пространственного разрешения MODIS-Aqua/-Terra, VIIRS-SuomiNPP/-NOAA-20, GOCI-COMS-1, OLCI-Sentinel-3A/-3B содержащие проявления гидродинамических структур.

3) Выполнить анализ изменчивости гидрооптических характеристик приповерхностного слоя моря при воздействии гидродинамических явлений, которые влияют на вертикальную стратификацию оптически-активных компонентов морской воды.

4) Идентифицировать гидродинамические процессы, которые влияют на вертикальную стратификацию оптически-активных компонентов морской воды в *in situ* и в дистанционных измерениях.

5) Настроить и адаптировать набор численных моделей для расчета спектров коэффициентов яркости восходящего излучения моря.

6) Рассчитать коэффициенты яркости восходящего излучения моря в районах апвеллинга, мезомасштабных вихрей, и распространения внутренних волн.

7) Оценить максимальную глубину, на которой рассматриваемые гидродинамические структуры проявляются в дистанционных спектральных данных наблюдений цвета моря.

Защищаемые положения:

1) Разработан метод определения глубины, на которой изменение положения слоя максимума концентрации хлорофилла-а на один метр значительно влияет на формирование спектральных коэффициентов яркости восходящего излучения моря в области апвеллинга.

2) Изменение вертикальной стратификации оптически-активных компонентов под действием внутренних волн приводит к значительным вариациям коэффициентов яркости восходящего излучения моря в спектральном диапазоне 400-600нм, что позволяет дистанционно регистрировать эти волны.

3) Перераспределение концентрации оптически-активных компонентов морской воды и изменение их вертикальной стратификации в субмезомасштабных вихрях приводит к набору контрастных характеристик в спектрах коэффициентов яркости восходящего излучения моря, что позволяет

выбрать параметры для наиболее эффективного дистанционного обнаружения субмезомасштабных вихрей методами пассивного оптического зондирования.

4) Разработан алгоритм оценки «максимальной глубины проявления конкретной гидродинамической структуры» в коэффициентах яркости восходящего излучения моря в зонах прибрежного апвеллинга, распространения внутренних волн и в субмезомасштабных вихрях на шельфе, где значимо изменяется пространственно-временное распределение оптически-активных компонентов морской воды.

Научная новизна работы:

Для изучения вертикальной изменчивости содержания оптически-активных компонентов и соответствующих изменений контрастных характеристик спектров коэффициентов яркости восходящего излучения моря под действием апвеллинга и внутренних волн впервые использованы методы прямого численного моделирования распространения света в системе «атмосфера – морская поверхность – морская толща».

Предложено определять контрастные характеристики проявления субмезомасштабного вихря в данных пассивного оптического зондирования на всех длинах волн видимого диапазона по отношению к статистическому шуму дистанционно полученных измерений и выбирать из них оптимальную, благодаря чему значительно увеличивается пространственно-временное покрытие изучаемого явления за счет увеличения количества регистрируемых проявлений.

Впервые введено понятие «максимальная глубина проявления гидродинамической структуры» в дистанционных спектральных данных по цвету моря (Z_{rsH}), дано определение, сформулирован метод её оценки и области использования.

Научная и практическая значимость работы

1) Результаты могут быть использованы для определения гидрооптических характеристик, обеспечивающих наилучший контраст для детектирования некоторых типов гидродинамических структур по дистанционным измерениям спектров коэффициентов яркости восходящего излучения моря.

2) Метод определения «максимальной глубины проявления гидродинамической структуры» позволяет улучшить интерпретацию дистанционных спектральных данных о цвете моря, связанную с вертикальной изменчивостью содержания оптически-активных компонентов морской воды и определять толщину поверхностного слоя моря, в котором гидродинамические структуры могут быть детектированы дистанционно в видимом диапазоне спектра, с учетом метода и качества измерений.

3) Созданный методический аппарат может быть применен для получения таблиц сравнения спектров коэффициентов яркости восходящего излучения моря и наборов вертикальных распределений оптически-активных компонентов морской воды при распространении апвеллингов, внутренних волн, вихрей, что позволит в оперативном режиме получать варианты возможных вертикальных профилей распределений оптически-активных компонентов морской воды из дистанционных измерений и оставлять из них только те, которые не противоречат результатам гидродинамического моделирования.

Степень достоверности и апробация работы

Достоверность результатов работы подтверждается согласованностью данных *in situ* измерений, дистанционных измерений и численного моделирования. Используются современные и общепризнанные приборы измерений, базы спутниковых данных, методы и программное обеспечение.

Полученные результаты были представлены в 6 рецензируемых журналах, а также представлены на 4 Всероссийских конференциях, 6

международных конференциях и на многочисленных научных семинарах ТОИ ДВО РАН, где были обсуждены с ведущими специалистами в области оптики океана и океанологии.

Личный вклад автора

Автором проведен сбор архивных спутниковых и экспедиционных данных, выполнена их организация в базу данных и обработка; принято участие в нескольких морских экспедициях, результаты измерений которых вошли в работу; произведен анализ изменчивости гидрооптических характеристик при воздействии внутренних волн, апвеллингов, вихрей; настроены и адаптированы модели для прямого численного моделирования распространения света в системе «атмосфера – морская поверхность – морская толща»; рассчитаны спектры коэффициентов яркости моря в рассматриваемых гидродинамических структурах; определен алгоритм оценки «максимальной глубины проявления гидродинамической структуры» в коэффициентах яркости восходящего излучения моря; проанализированы, сформулированы и оформлены результаты исследований в научных публикациях; результаты представлены на 10 конференциях; постановка задач и разработка методик выполнены совместно с научным руководителем.

Публикации

Статьи в рецензируемых журналах

1. **Липинская Н.А.**, Салюк П.А. Исследование воздействия внутренних волн на оптические характеристики поверхности моря в шельфовой зоне залива Петра Великого // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2020. Т. 13, № 2. С. 51-59.
2. **Липинская Н.А.**, Салюк П.А., Исследование проявлений и характеристик внутренних волн по данным спутниковых изображений со сканера цвета моря GOCI-COMS-1 // *Подводные исследования и робототехника*. 2021. №. 3 (37). С.16–22.

3. **Липинская Н.А.**, Салюк П.А., Анализ гидробиологических и гидрооптических характеристик в субмезомасштабных вихрях в заливе Петра Великого с помощью одновременных *in situ* и дистанционных измерений // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2021. Т. 14. № 3. С. 111-121.
4. Салюк П.А., Глуховец Д.И., **Липинская Н.А.**, Моисеева Н.А., Чурилова Т.Я., Пономарев В.И., Аглова Е.А., Артемьев В.А., Латушкин А.А., Майор А.Ю., Изменчивость биооптических характеристик морской поверхности в районе Фолклендского течения и Патагонского шельфа // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2021. Т.18, №6. С. 200-213.
5. Латушкин А.А., Пономарев В.И., Салюк П.А., Фрей Д.И., **Липинская Н.А.**, Шкорба С.П. Распределение оптических и гидрологических характеристик в проливе Антарктика по данным измерений в январе 2022 года в 87-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» // *Морской гидрофизический журнал*. 2023. Т. 39, № 1(229). С. 52-66.
6. Pavel A. Salyuk, Sergey A. Mosharov, Dmitry I. Frey, Valentina V. Kasyan, Vladimir I. Ponomarev, Olga Yu. Kalinina, Eugene G. Morozov, Alexander A. Latushkin, Philipp V. Sapozhnikov, Sofia A. Ostroumova, **Nadezhda A. Lipinskaya**, Maxim V. Budyansky, Pavel V. Chukmasov, Viktor A. Krechik, Michael Yu. Uleysky, Pavel A. Fayman, Alexander Yu. Mayor, Irina V. Mosharova, Anton D. Chernetsky, Svetlana P. Shkorba and Nikita A. Shved, Physical and Biological Features of the Waters in the Outer Patagonian Shelf and the Malvinas Current // *Water*. 2022. Vol. 14, No. 23. P. 3879.

Монографии

1. **Липинская Н.А.**, Салюк П.А., Буланов А.В., Шамбарова Ю.В., Гидрооптические исследования // *Геологогеофизические и океанографические исследования западной части ЮжноКитайского моря и прилегающего континента (по результатам 88 рейса НИС "Академик М.А. Лаврентьев" и береговых экспедиций 2010-2020)* / Глав. ред. Р.Б. Шакиров; отв. ред. М.Г. Валитов, Н.С. Ли, Нгуен Хоан, Фун Ван Фать -М.: ГЕОС. 2021. С. 291-304.

1. **Nadezhda A. Lipinskaya.** The study of the indicate and characteristics of internal waves according to satellite images of the color of the sea // Proc. SPIE 11560, 26th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics, 115604T (12 November 2020).
2. **Липинская Н.А.,** Салюк П.А. Возможности детектирования внутренних волн со спутниковых изображений цвета моря // Морские исследования и образование (MARESEDU-2018): труды VII Международной научно-практической конференции. 19-22 ноября 2018 г., Москва. Тверь: ООО «Поли ПРЕСС», 2019. Том III (IV). С. 41-50.
3. **Липинская Н.А.,** Салюк П.А., Исследование проявлений внутренних волн на спутниковых изображениях цвета моря // Современные проблемы оптики естественных вод: труды X юбилейной Всероссийской конференции с международным участием. 9-11 октября 2019 г., Санкт-Петербург. Санкт-Петербург: ОАО «Издательство «ХИМИЗДАТ», 2019. С. 221-225.

Тезисы докладов на Всероссийских и международных конференциях

1. **Efanova (Липинская) N.A.** Influence of internal waves on the color of the marine surface in the coastal zone of the Peter the Great Bay // Climate Change Constraints and Opportunities in the Asia-Pacific Region: Human-Biosphere-Atmosphere Interactions and Green Growth: book of abstr. 24-26 October. Vladivostok, 2017. Vladivostok: BGI FEB RAS, 2017. P. 21.
2. **Nadezhda A. Lipinskaia,** Pavel A. Salyuk. Possibilities of Satellite Ocean Color Sensing to Determine Amplitudes of Internal Waves and Corresponded Chlorophyll-A Vertical Profiles. ABSTRACTS International Ocean Colour Science Meeting (IOCS-2019) Busan, South Korea 9 - 12 April 2019, №62.
3. **Липинская Н.А.,** Исследование проявлений и характеристик внутренних волн по данным спутниковых изображений цвета моря // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Тезисы докладов XXVI Международного симпозиума 6-10 июль. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2020. С. 65-66.

4. **Липинская Н.А.**, Исследование воздействия внутренних волн на цвет поверхности моря // Океанологические исследования: материалы IX конференции молодых ученых (29 – 30 апреля 2021 г., Владивосток, Россия.). – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2021. С. 24– 28.
5. **Липинская Н.А.**, Салюк П.А., Анализ биооптических характеристик субмезомасштабных вихрей, переносящих воды реки Туманной, по контактными и дистанционными данными гидрологических и гидрооптических измерений // Материалы 19-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», Москва, 15–19 ноября 2021 года, Институт космических исследований Российской академии наук. Москва: Институт космических исследований Российской академии наук, 2021. С. 250.
6. **Липинская Н.А.**, Салюк П.А., Контрастные характеристики для дистанционного детектирования в оптическом диапазоне субмезомасштабных вихрей, переносящих воды реки Туманная // Океанологические исследования: материалы X конференции молодых ученых, 24 – 28 апреля 2023 г., Владивосток, Россия. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2023. С.42-43.

Свидетельства о регистрации баз данных

1. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2017620258 Российская Федерация. Результаты исследований флуоресценции растворенных органических веществ различного типа в водах залива Петра Великого: № 2016621641: И. Г. Нагорный, П. А. Салюк, **Н. А. Ефанова (Липинская)**.
2. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2022620146 Российская Федерация. Характеристики внутренних волн в полях концентрации хлорофилла-а в Японском море, зарегистрированных с помощью спутникового сканера цвета моря GOCI-COMS-1: № 2021623353: П. А. Салюк, **Н. А. Липинская**.

Благодарности

Автор выражает искреннюю признательность и благодарность своему научному руководителю Салюку Павлу Анатольевичу и коллективу «Лаборатории спутниковой океанологии и лазерного зондирования» за внимание, поддержку и помощь, оказанную на всех этапах научной работы. Благодарю к.ф.-м.н. Пономарева В.И. за консультацию и помощь в освоении океанологии, к.б.н. Захаркова С.П. за совместную работу в экспедициях. Глубокую признательность оппонентам за высококвалифицированные и объективные отзывы, которые позволили выявить недостатки и глубже понять значение выполненной работы, а также наметить пути дальнейших исследований. Близким, друзьям, коллегам и собаке автора, за оказанную поддержку.

Содержание работы

Диссертация состоит из четырех глав, введения, заключения и списка литературы. Общий объем работы составляет 124 страницы, включая 36 рисунков, 2 таблицы, 54 формулы, список литературы содержит 164 наименования.

Глава 1. Проявления гидродинамических структур в данных дистанционного оптического зондирования моря

В главе представлен аналитический обзор, используемых современных методов детектирования и исследования гидродинамических явлений, оказывающих влияние на вертикальную стратификацию вод в приповерхностном слое моря (внутренние волны (ВВ), вихри, апвеллинги) с помощью *in situ* и дистанционных данных. Представлена информация о типах гидродинамических явлений, механизмов их формирования и физические характеристики. Приводится обзор основных результатов предыдущих исследований.

1.1 Оптические свойства морской воды и характеристики светового поля в морской толще

Для того, чтобы перейти к рассмотрению механизмов формирования спектров коэффициентов яркости восходящего излучения моря (Rrs) и анализу соответствующих массивов данных, получаемых с помощью пассивной оптической радиометрии необходимо ввести определения гидрооптических характеристик, которые будут использоваться в работе и которые важно учитывать для решения поставленных в работе задач.

Традиционно гидрооптические характеристики подразделяются на первичные, которые используются для описания свойств морской воды и вторичные, которые являются характеристиками распространяющего светового поля [79]. Также отдельно выделяются биооптические характеристики, которые связаны с концентрацией оптически-активных компонентов биологического происхождения [68].

Первичные гидрооптические характеристики

Первичные (или внутренние, собственные) гидрооптические характеристики представляют собой набор величин, характеризующих

оптические свойства океанских вод. Первичные характеристики определяют условия распространения света в море [79].

Первичные гидрооптические характеристики морской воды определяются ее химическим составом, содержанием в ней растворенных веществ (например, солей, органических веществ, пигментов водорослей), а также физическими свойствами самой воды (температурой, соленостью, прозрачностью и др.). Первичные оптические характеристики являются инвариантными показателями среды и не зависят от физического окружения светового поля. Другими словами, объем воды обладает определенными поглощающими и рассеивающими свойствами независимо от наличия в нем света, который нужно поглощать или рассеивать. В связи с этим, первичные оптические характеристики могут быть измерены как в лаборатории, так и *in situ*. К основным первичным гидрооптическим характеристикам относятся: показатель поглощения излучения в водной среде a — поглощенное излучение в бесконечно тонком слое среды для нормально падающего на нее пучка, отнесенное к толщине этого слоя; показатель рассеяния излучения в водной среде b — отношение потока излучения, рассеянного из пучка света в бесконечно малом слое к толщине этого слоя; показатель ослабления света c — отношение потока излучения, потерянного из пучка в бесконечно малом слое среды вследствие поглощения и рассеяния к толщине этого слоя. Также, одним из важнейших показателей при изучении рассеяния служит индикатриса β , определяющая рассеяние как функцию угла рассеяния. Все представленные характеристики зависят от длины волны рассматриваемого излучения, что обуславливает важность проведения гиперспектральных измерений, позволяющих расширять возможности интерпретации получаемых данных. При этом все первичные гидрооптические характеристики могут быть выражены через показатель поглощения a и индикатрису рассеяния света [79, 121]:

$$b(\lambda) = 2\pi \int_0^\pi \beta(\lambda, \gamma) \sin \gamma d\gamma, \quad (1)$$

где γ — угол рассеяния

$$c(\lambda) = a(\lambda) + b(\lambda) \quad (2)$$

Все первичные гидрооптические характеристики являются аддитивными величинами и могут быть представлены как сумма показателей для чистой воды и для отдельных оптически-активных компонентов (ОАК).

$$\beta(\lambda, \gamma) = \beta_w(\lambda, \gamma) + \sum_i \beta_i(\lambda, \gamma) = \beta_w(\lambda, \gamma) + \beta_p(\lambda, \gamma) \quad (3)$$

где β_w – для чистой воды, β_p – для взвешенных частиц в морской воде, $\beta_i(\lambda, \alpha)$ – индикатриса рассеяния i -го типа взвешенных частиц.

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + \sum_i a_i^*(\lambda)C_i, \quad (4)$$

где $a_w(\lambda)$ – показатель поглощения чистой морской воды, a_i^* – удельный показатель поглощения i -ой составляющей, C_i – концентрация оптически-активных компонентов.

По аналогии с формулой (4) можно также написать формулу для показателя рассеяния, чтобы установить связь с концентрацией оптически-активных компонентов, рассеивающих свет:

$$b(\lambda) = b_w(\lambda) + \sum_i b_i^*(\lambda)C_i, \quad (5)$$

где $b_w(\lambda)$ – показатель рассеяния чистой морской воды, b_i^* – удельный показатель рассеяния i -ой составляющей.

Отдельно выделим три дополнительные первичные гидрооптические характеристики, важные для рассмотрения поставленных в работе задач. Это показатель рассеяния света назад (b_b), оптическая глубина (τ) и вероятность выживания фотона (альбеда однократного рассеяния) (w_0). Показатель b_b необходим для оценки того излучения, которое будет выходить обратно из морской толщи. Понятие «оптической глубины» позволяет упростить описание распределения гидрооптических характеристик по глубине и дает относительную характеристику глубины, учитывающей показатель ослабления света. А вероятность выживания фотона характеризует процесс того, что свет при своем распространении в среде остается светом, не поглощаясь веществом.

$$b_b = 2\pi \int_{\pi/2}^{\pi} \beta(\gamma) \sin \gamma d\gamma \quad (6)$$

$$\tau = \int_0^z c(x) dx \quad (7)$$

Если показатель ослабления света не зависит от глубины z , то:

$$\tau = cz \quad (8)$$

$$w_0 = \frac{b}{c} \quad (9)$$

Конкретный перечень измеряемых первичных гидрооптических характеристик определяется из решаемых задач и требований к оперативности измерений [14].

Вторичные гидрооптические характеристики

Вторичные гидрооптические характеристики описывают световое поле в океане и зависят как от свойств воды, так и от характера облучения морской поверхности, и могут быть определены на основе заданных значений облучения и первичных гидрооптических характеристик [79, 121]. В последние годы интерес к вторичным характеристикам значительно вырос из-за развития разнообразных дистанционных методов изучения океана [14, 33, 45, 77 и др.]. В этих методах непосредственно измеряется яркость света и другие вторичные характеристики, и на их основе получается информация о концентрации растворенных и взвешенных веществ, и других параметрах океана, к основным вторичным гидрооптическим характеристикам относятся яркость L , а также векторные и скалярные облученности светового поля в различных направлениях, которые могут измеряться напрямую. Все остальные вторичные гидрооптические характеристики обычно рассчитываются.

В рамках защищаемой работы в основном использовались яркости излучения в заданном направлении, а также векторные нисходящие (E_d) и восходящие (E_u) облученности:

$$E_d(z, \lambda) = \int_{\Omega_d} L(z, \theta, \varphi, \lambda) \cos\theta d\Omega = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\pi/2} L(z, \theta, \varphi, \lambda) \cos\theta \sin\theta d\theta, \quad (10)$$

$$E_u(z, \lambda) = - \int_{\Omega_u} L(z, \theta, \varphi, \lambda) \cos\theta dw = - \int_0^{2\pi} d\varphi \int_{\pi/2}^{\pi} L(z, \theta, \varphi, \lambda) \cos\theta \sin\theta d\theta, \quad (11)$$

где $L(z, \theta, \varphi, \lambda)$ – спектральная яркость на геометрической глубине z , в направлении зенитного угла θ и азимутального угла φ в телесном угле $d\Omega$, Ω_u , и Ω_d – телесный угол полусферы, по которой идет интегрирование.

Еще одной важной вторичной гидрооптической характеристикой, которая широко измеряется в практике современных океанографических исследований, является фотосинтетически-активная радиация (ФАР). Сферическая ФАР определяется следующим образом:

$$PAR = \int_{400}^{700} \int_{4\pi} L(\theta, \varphi, \lambda) \frac{\lambda}{hc} d\Omega d\lambda \quad (12)$$

По аналогии с E_d и E_u также может измеряться или рассчитывается нисходящая и восходящая PAR_d и PAR_u .

Одними из наиболее полезных на практике вторичных гидрооптических характеристик, которые определяются из характеристик светового поля, но при этом слабо зависят от условий внешнего освещения и сильно зависят от первичных гидрооптических характеристик морской воды являются альбедро (коэффициент диффузного отражения) толщи моря (R) и коэффициент диффузного ослабления нисходящей облученности (K_d).

$$R(0^-, \lambda) = \frac{E_u(0^-, \lambda)}{E_d(0^-, \lambda)} \quad (13)$$

Обозначение 0^- означает, что величина R определяется под морской поверхностью, чтобы исключить влияние зеркального отражения.

$$K_d = - \frac{1}{E_d} \frac{dE_d}{dz} \quad (14)$$

По аналогии с K_d определяется коэффициент диффузного ослабления восходящего излучения K_u .

Биооптические характеристики

Биооптические характеристики определяются концентрацией оптически-активных компонентов биологического происхождения в морской воде. В первую очередь к ним можно отнести концентрацию хл-а,

концентрацию ОРОВ и концентрацию органического взвешенного вещества. При этом такую характеристику, как концентрацию минерального взвешенного вещества формально отнести к биооптическим уже нельзя, несмотря на то, что по смыслу она будет похожа на представленные выше биооптические характеристики. В этом случае можно говорить о более общем понятии – концентрации оптически-активных компонентов морской воды, которые входят в формулу (4) и (5).

Влияние гидродинамических структур

В гидродинамических структурах океанов наблюдается значительная изменчивость почти всех характеристик морской воды, включая концентрацию оптически активных компонентов и первичных гидрооптических характеристик, как горизонтально, так и вертикально. Это в свою очередь существенно влияет на формирование световых полей в гидродинамических структурах.

В целом вторичные гидрооптические характеристики проще измерять, чем первичные и биооптические. При этом некоторые вторичные гидрооптические характеристики возможно определять дистанционно. Таким образом в данных дистанционного зондирования в оптическом диапазоне будут также проявляться гидродинамические структуры.

Связи между различными гидрооптическими характеристиками

Между всеми типами гидрооптических характеристик существует связь, которая описывается аналитическими, полуаналитическими или эмпирическими моделями, которые часто называют биооптическими моделями или в более общей формулировке «био-гео-оптическими» моделями, чтобы учесть вклад веществ не биологического происхождения [87, 89, 95, 96, 107, 112, 115, 126, 134, 135, 142, 149, 156, 157, 160, 161]. Для полноценного сопоставления первичных и вторичных гидрооптических характеристик необходимо решать задачу распространения оптического излучения в системе «надводная атмосфера – морская поверхность – морская толща», которая задается уравнениями переноса излучения [99, 119]. Однако,

подобные расчеты сложны из-за недостаточной детализации известных первичных характеристик и трудностей в решении уравнения переноса для реальных условий в море [79].

На практике, в водной толще рассматривается распространение неполяризованного излучения вдоль одной координаты z и в этом случае уравнение переноса излучения (УПИ) принимает следующий вид [121]:

$$\cos \theta \frac{dL(z, \theta, \phi, \lambda)}{dz} = -c(z, \lambda)L(z, \theta, \phi, \lambda) + \int_0^{2\pi} \int_0^\pi L(z, \theta', \lambda) \beta \left(z; \theta', \phi' \rightarrow \theta, \phi; \lambda \right) \sin \theta' d\theta' d\phi + S(z, \theta, \phi, \lambda), \quad (15)$$

где θ – зенитный угол, ϕ – азимутальный угол рассматриваемого направления, S – внутренние источники света в морской толще.

Первый член правой части уравнения описывает ослабление света за счет самой воды и содержащихся в ней ОАК. Второй член описывает процесс рассеяния излучения с других направлений (θ', ϕ') на рассматриваемое направление θ, ϕ . Третий член характеризует наличие таких внутренних источников излучения как биолюминисценция, флуоресценция и комбинационное рассеяния света.

Несмотря на то, что уравнение (15) является упрощением относительно общей формы записи УПИ в водной среде, оно не имеет аналитических решений в общем виде, если не использовать дальнейшие упрощения, связанные в первую очередь с приближением или пренебрежением процесса рассеяния света и с тем, что океан рассматривается гомогенным, в котором отсутствует вертикальная стратификация первичных гидрооптических характеристик [121]. Такие упрощения не подходят для решения поставленных в работе задач, поэтому для учета вертикальной изменчивости необходимо решать УПИ методом Монте-Карло [56, 73] или численными методами решения дифференциальных уравнений [16, 122].

Между концентрациями ОАК и первичными гидрооптическими характеристиками также устанавливается связь, в первую очередь через показатели поглощения света и рассеяния соответствующими ОАК (формула

4 и 5), а через них устанавливаются зависимости с другими первичными или вторичными гидрооптическими характеристиками. В основном это набор полуаналитических или эмпирических закономерностей.

В случае, если концентрация фитопланктона значимо больше концентрации других ОАК и изменение ее значений определяет основную изменчивость характеристик поглощения и рассеяния света, то такие воды можно отнести к водам первого типа [127]. Если вклад других ОАК становится значительным, то такие воды относятся ко второму оптическому типу. В случае вод первого типа все оптические характеристики можно выразить через концентрацию основного пигмента фитопланктона – концентрация хл-а.

Измерение гидрооптических характеристик

На практике возможно измерять практически все оптические характеристики водной среды, однако не все характеристики возможно определять в оперативном режиме. Временные и финансовые затраты измерений могут существенно различаться. Использование функциональных связей между различными характеристиками позволяет сократить количество измеряемых величин, так как остальные могут быть определены на основе измеренных.

Стандартными измерениями концентрации ОАК является концентрация хл-а и взвешенного вещества [74, 103, 128]. Концентрацию ОРОВ вещества напрямую определить очень сложно, поскольку из общего содержания растворенного органического вещества необходимо выделить именно окрашенную часть. Поэтому в случае ОРОВ используются измерения общего растворенного углерода или флуоресцентные измерения растворенного органического вещества, калиброванные на концентрацию хинин сульфата, либо сразу измеряется показатель поглощения света ОРОВ на длине волны около 440 нм [78]. Для оперативных измерений концентрации хл-а также используются калиброванные флуоресцентные методы [15, 131]. Преимущество последних методов заключается в оперативности измерений и возможности проведения *in situ* измерений, а недостатком является

зависимость от состояния фотосинтетической системы фитопланктона и видового состава клеток фитопланктона.

Измерения первичных гидрооптических характеристик

Показатели поглощения света различными ОАК обычно измеряются в лабораторных условиях в пробах морской воды [78, 132]. При этом существуют приборы по *in situ* измерению поглощения света взвешенными частицами и ОРОВ (WetLabs, TriOS, Sequoia), однако они пока не получили нужного распространения в практике океанографических измерений. Также самое можно сказать про характеристики рассеяния света. Проводятся либо лабораторные измерения, либо используются уникальные подводные установки [44]. Относительно распространёнными измерениями стали измерения показателя рассеяния назад (b_b) (WetLabs, Sequoia). С точки зрения простоты измерений наибольшее распространение получили измерения показателя ослабления света, которые можно проводить, как *in situ* с помощью погружаемых приборов [9, 42, 61], так и с помощью проточных систем [8].

Измерения вторичных гидрооптических характеристик

Основными инструментами для определения вторичных гидрооптических характеристик являются измерители спектральной яркости и облученности [45]. Измерения проводятся как над водой, чтобы получить характеристики надводного светового поля, так и под водой на разных глубинах.

Отдельно необходимо выделить характеристики, которые возможно определять оперативно *in situ* с помощью распространенных современных методов исследования, что важно для изучения нестандартных изменяющихся во времени гидродинамических структур. Это флуоресценция хл-а, флуоресценция ОРОВ, $c(z, \lambda)$, $b_b(z, \lambda)$, $E_u(z, \lambda)$, $E_d(z, \lambda)$.

Вертикальные распределения $E_u(z, \lambda)$ и $E_d(z, \lambda)$ позволяют оценить коэффициенты диффузного ослабления K_u и K_d , а также коэффициент диффузного отражения R .

С помощью проведения калибровок флуоресцентные измерения хл-а и ОРОВ можно привести к оценкам характеристик поглощения среды a_p , a_{ph} , $a_{нар}$, a_g [70], где индекс 'p' соответствует взвешенным частицам, 'ph' – фитопланктону, 'нар' – не фитопланктонным частицам, 'g' – ОРОВ.

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{ph}(\lambda) + a_d(\lambda) + a_{dm}(\lambda) \quad (16)$$

Зная показатели поглощения и ослабления, можно оценить показатель рассеяния. Из отношения b_b/b можно с достаточной степенью достоверности в большинстве случаев рассчитать индикатрису рассеяния [91, 123].

Как было сказано выше коэффициент R сильно зависит от первичных гидрооптических характеристик и слабо от внешних условий освещения. Он может быть связан с первичными гидрооптическими величинами следующим соотношением [124, 125]:

$$R = f \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)} \quad (17).$$

Эта формула справедлива для случая, когда $b_b(\lambda) \ll a(\lambda)$. Здесь f – коэффициент, зависящий от зенитного угла солнца, альbedo однократного рассеяния в морской воде и от доли молекулярного рассеяния чистой водой в суммарном показателе рассеяния морской водой ($b_w/(b_w + b_p)$), где b_p – показатель рассеяния света взвешенными частицами. Табулированные значения коэффициента f для различных условий окружающей среды приведены в работе [124]. Коэффициент f меняется от 0,29 до 0,57. Но с достаточной степенью точности для решения многих задач коэффициент может быть приравнен к 0,33 в случае открытого от облаков Солнца и к 0,37 в случае равномерной облачности [98, 107].

В случае, если условие $b_b(\lambda) \ll a(\lambda)$ не выполняется, то формула определения коэффициента диффузного отражения будет определяться следующим образом [128]:

$$R(\lambda) = f' \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} \quad (18)$$

$$f'(\lambda) = f(\lambda) \left[1 + \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)} \right] \quad (19)$$

Важно иметь в виду, что формулы (17) и (18) справедливы с учетом того, что показатели поглощения и рассеяния назад не изменяются с глубиной.

Таким образом, измеряя первичные оптические характеристики и концентрацию оптически-активных компонентов можно решать задачу прямого численного расчета вторичных гидрооптических характеристик через УПИ или через упрощенные уравнения типа (17) и (18) с табулированными значениями f для различных условий среды и условий освещения. И наоборот, измеряя вторичные гидрооптические характеристики можно определять средние значения первичных гидрооптических характеристик в соответствующих объемах морской воды, например, с помощью подхода [146]. Однако в случае, если необходимо исследовать вертикальное распределение концентрации ОАК, то подойдут только методы решения УПИ, а формулы (17) и (18) могут быть использованы для интерпретации получаемых результатов.

Несмотря на то, что теоретически все гидрооптические характеристики можно выразить через ограниченное количество измерений, рекомендуется проводить измерения как можно более широкого перечня гидрооптических характеристик независимыми методами измерений. Причем измерять как первичные, так и вторичные гидрооптические характеристики, чтобы была возможность валидации как самих измерений, так и моделей, которые используются для расчета связей между рассматриваемыми характеристиками [14, 70].

1.2 Дистанционное зондирование оптических характеристик морской поверхности и морской толщи

Отдельного внимания заслуживают те оптические характеристики, которые могут быть определены из дистанционных измерений с приборов установленных на судах, летательных аппаратах или на искусственных спутниках Земли. Это позволяет исследовать большие акватории за малые промежутки времени и таким образом появляется возможность изучать

гидродинамические структуры широкого диапазона пространственных и временных масштабов.

Активные и пассивные методы дистанционного зондирования

По отношению к источнику энергии все дистанционные методы можно разделить на активные и пассивные. В активных оптических методах используется собственный источник энергии. Обычно это лазерные системы [6, 7, 17, 53, 60, 64, 65, 88, 162], но в последнее время стали появляться системы с лазерными диодами для применения на мультикоптерах [11]. Пассивные оптические методы дистанционного зондирования основаны на регистрации яркости солнечного излучения, отраженного от морской поверхности или рассеянного в приповерхностном слое моря солнечного излучения, или собственного инфракрасного излучения поверхности моря. При этом разделяются измерения яркости отраженного солнечного излучения в области солнечных бликов, распределение которого будет зависеть в первую очередь от шероховатости морской поверхности и измерения восходящего излучения моря вне области солнечного блика, которое определяет спектральные характеристики цвета моря. Отдельно можно выделить поляризационные оптические методы дистанционного зондирования водной поверхности, в которых изменчивость сигнала зависит от шероховатости и профиля волнения [32].

Классификация дистанционных методов измерений по типу проявлений в гидродинамических структурах

С точки зрения анализа гидродинамических структур все перечисленные выше дистанционные методы можно разделить на три типа, в которых измерения зависят от следующих факторов: (1) вертикальное и горизонтальное распределение концентраций оптически-активных компонентов морской воды, (2) температура поверхностного слоя, (3) шероховатость или профиль волнения морской поверхности.

В первую очередь в гидродинамических структурах изменяется распределение гидрологических характеристик и содержащихся в морской

воде веществ, которые влияют на первичные гидрооптические характеристики. Это ведет к изменчивости как вторичных гидрооптических характеристик, определяемых дистанционно, так и температуры поверхностного слоя. Кроме этого, в естественной морской среде повсеместно распространен фитопланктон, который в процессе своей жизнедеятельности и при разложении клеток выделяет различные органические вещества, которые всплывают на поверхность и образуют тонкие биогенные плёнки, состоящие из высокомолекулярных органических соединений. Эти плёнки скапливаются в зонах конвергенции морских течений, вихрей, апвеллингов, внутренних волн и визуализируют эти явления для наблюдателя в полях шероховатости морского волнения. Также на изменение шероховатости может влиять изменение плотности морской воды и вертикальное движение водных масс в приповерхностном слое моря, что тоже характерно для различных гидродинамических структур.

Дистанционное зондирование цвета моря

В данной работе основное внимание уделено методу пассивного дистанционного зондирования коэффициентов яркости восходящего излучения моря. В первую очередь это связано с тем, что данный метод широко внедрен для измерения на искусственных спутниках Земли, а также может быть реализован на беспилотных летательных аппаратах таким образом, что за несколько секунд возможно получать двумерный массив данных над акваторией с размерами более десятков и сотен километров, и пространственным разрешением нескольких десятков или сотен метров. Данный метод позволяет исследовать гидродинамические структуры, с точки зрения горизонтальной, вертикальной и временной изменчивости. Все остальные оптические дистанционные методы, могут быть лучше в каком-либо отдельном компоненте, но не во всех компонентах одновременно.

Введение понятия спектрального коэффициента яркости восходящего излучения моря и его измерение

Коэффициент яркости восходящего излучения моря (Rrs) похож по своему смыслу на коэффициент диффузного отражения толщи моря за тем исключением, что в числителе используется яркость восходящего излучения моря (L_w) и он определяется дистанционно над морской поверхностью [128]:

$$Rrs(\lambda, \theta, \phi) = \frac{L_w(\lambda, \theta, \phi)}{E_d(0^+, \lambda)}, sr^{-1} \quad (20)$$

Rrs – это вторичная гидрооптическая характеристика, которая слабо зависит от условий внешнего освещения и сильно зависит от первичных гидрооптических характеристик, при этом ее можно определять дистанционно. Основной сложностью для дистанционного измерения Rrs является определение яркости L_w , поскольку при инструментальных измерениях неизбежно добавляется излучение, отраженное от морской поверхности (L_r), и регистрируемое общее восходящее излучение моря над морской поверхностью (L_u) будет иметь следующий вид:

$$L_u(\theta, \phi, \lambda) = L_w(\theta, \phi, \lambda) + L_r(\theta, \phi, \lambda). \quad (21)$$

Углы измерений θ и ϕ подбирают таким образом, чтобы минимизировать вклад зеркального отражения солнечного излучения и L_r определялось только отражением излучения от участка неба, при этом анализируемый участок водной поверхности не должен попадать в тень от какой-либо используемой инфраструктуры или от облаков.

Можно выделить три метода по определению L_r , которые применимы для измерений при двигающемся носителе аппаратуры.

Первый – это метод Кардера [128], где проводится прямое измерение яркости участка неба L_{sky} и оценка коэффициента отражения взволнованной морской поверхностью ρ , которые используются для оценки L_r :

$$L_r(\theta, \phi, \lambda) = \rho * L_{sky}(\theta_{sky}, \phi_{sky}, \lambda) \quad (22)$$

Где ϕ_{sky} и θ_{sky} – углы, под которыми измеряется участок неба. На практике $\phi_{sky} = \phi$, угол θ отсчитывается от направления в надир, угол θ_{sky} численно равен θ , но отсчитывается от направления в зенит (схема на рис.1).

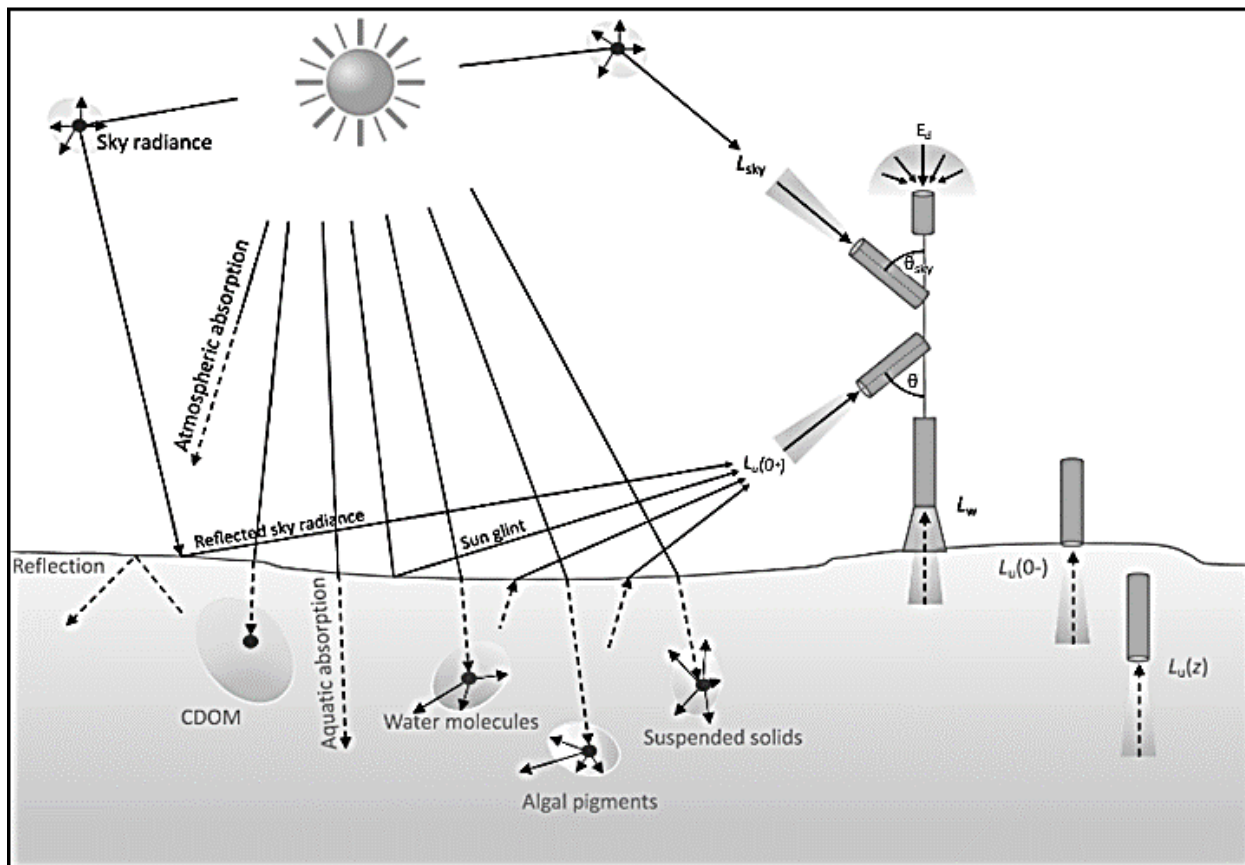


Рис.1. Схема дистанционного измерения Rrs адаптированная из статьи [113].

Коэффициент ρ похож по своему смыслу на коэффициент Френеля, но отличается от него за счет того, что он рассматривается для участка взволнованной морской поверхности, который содержит в себе набор различных уклонов, кроме этого, участок неба также не может быть рассмотрен как точечный источник излучения. Вместе это приводит к тому, что от измеряемой области на морской поверхности отражается излучение от участка неба с набором различных углов отражения. Значение коэффициента ρ будет зависеть от условий освещения, геометрии измерения и состояния водной поверхности. В общем случае он также зависит от длины волны, но иногда этой зависимостью пренебрегают в пределах видимого спектрального

диапазона. Обычно ρ определяется из готовых таблиц сравнения или графиков, построенных для различных условий наблюдения и окружающей среды [118, 128], либо данный коэффициент подбирается методами прямого численного моделирования при наличии набора измеренных первичных и вторичных гидрооптических характеристик [99].

Допустимыми углами φ являются такие углы, при которых абсолютное значение азимутального угла между направлением радиометра и направлением на Солнце больше 90 градусов. Оптимальным углом ϕ является значение -135 или +135 градусов относительного азимутального угла на Солнце. Оптимальными углами θ для оценки коэффициента ρ являются значения 30-40 градусов относительно направления в надир [118].

Вторым методом учета зеркального отражения является измерение L_r в черной кювете заполненной водой под теми же углами θ и ϕ , под которыми измеряются L_u [63]. Преимущество метода заключается в том, что это прямое измерение отраженной компоненты, что позволяет учесть все неопределенности, вызванные изменчивостью условий освещения и геометрии измерения. А недостаток состоит в том, что не учитываются особенности взволнованной морской поверхности. Кроме этого, сложно предположить использование данного метода с самолета.

И третий метод – это измерение L_u с поляризационным фильтром, который минимизирует отраженное от морской поверхности солнечное излучение при измерениях с зенитным углом около угла Брюстера [88, 90]. Недостатком метода является то, что для измерений необходимо чтобы диск Солнца был не закрыт облаками, а доля облаков на небосводе не превышала 20% [128]. Кроме этого, оптимальными углами, при которых минимизируется отраженная компонента солнечного излучения достигается в узком диапазоне углов наблюдения, около (45,135) градусов [90], что сужает возможности оперативных измерений с летательных аппаратов.

Измерение Rrs со спутника

При измерениях со спутников ситуация намного усложняется необходимостью учитывать вклад атмосферы. Схему измерений со спутника можно представить на рис. 2

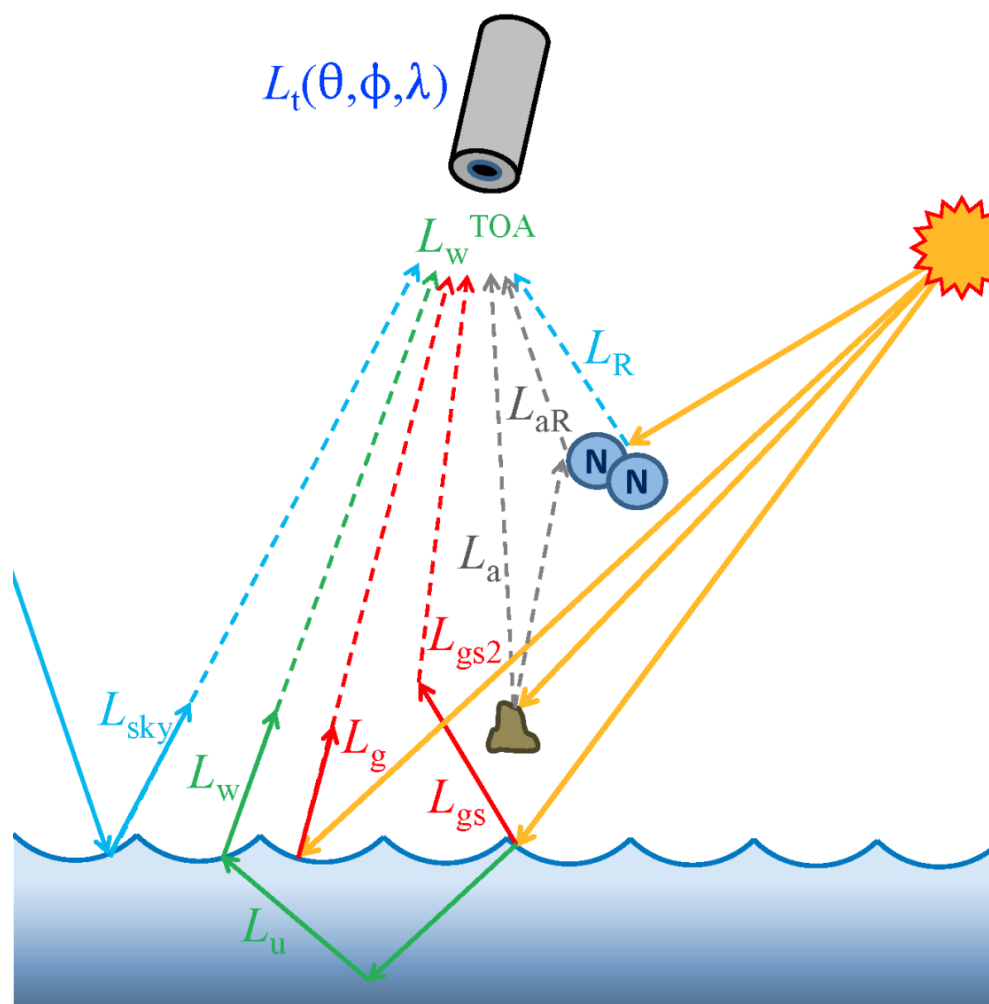


Рис. 2. Схема дистанционного измерения яркости восходящего излучения моря со спутника [121].

В общем случае при спутниковых измерениях общей яркости восходящего излучения над атмосферой (L_t) вносят вклад следующие компоненты: L_R – рассеянная молекулами воздуха; L_a – рассеянная аэрозолями в атмосфере; L_{aR} – рассеянная аэрозолями и молекулами воздуха; L_w – восходящая из морской толщи (искомая величина); L_g – солнечное излучение, отраженное от поверхности взволнованного моря (солнечный блик) напрямую

в детектор; L_{gs} , L_{gs2} – солнечный блик рассеянный в атмосфере в направлении детектора; L_{sky} – излучение участка неба, отраженного от морской поверхности напрямую в детектор.

Атмосферная коррекция спутниковых данных

Вклад атмосферы в общий регистрируемый сигнал на спутнике составляет около 90% [69], поэтому очень важным является проведение атмосферной коррекции спутниковых данных [34]. В Дальневосточном регионе дополнительным фактором, усложняющим проведение атмосферной коррекции, является возможный перенос пылевого аэрозоля в атмосфере [12]. Кроме этого, отдельно должны рассматриваться случаи при наличии большого количества взвешенных веществ в морской воде, что приводит к увеличению рассеяния в ближней ИК области спектра [2]. Несмотря на то, что оставшиеся проблемы, после проведения атмосферной коррекции спутниковых данных, могут существенно повлиять на оценку концентрации хл-а [66], особенно это касается использования квазианалитических биооптических алгоритмов, использующих длины волн менее 440 нм [150], структуры гидродинамических процессов все равно могут проявляться в результирующих полях данных по цвету моря [28], как за счет разных характерных форм гидродинамических и атмосферных процессов, так и за счет разного масштаба явлений в гидросфере и атмосфере. В целом абсолютные ошибки атмосферной коррекции обычно растут по мере смещения от опорных длин волн в диапазоне 750-850 нм к длинам волн около 400 нм. А учитывая величину сигнала оптического излучения восходящего из толщи моря, которая существенно уменьшается при длинах волн более 600 нм, можно сказать, что оптимальным диапазоном с точки зрения минимума относительных ошибок атмосферной коррекции при определении Rrs является диапазон 440 – 600 нм [149].

Связь Rrs с первичными гидрооптическими характеристиками

Rrs также, как и R является функцией $b_b/(a+b_b)$. В случае, если яркость восходящего излучения моря определяется под морской поверхностью, то

величину коэффициента яркости толщи моря r_{rs} можно выразить следующим образом через первичные гидрооптические характеристики [95]:

$$r_{rs}(\lambda, 0^-) = G_1(\lambda)u(\lambda) + G_2(\lambda)u(\lambda)^2, \quad (23)$$

где

$$u(\lambda) = \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} \quad (24)$$

а G_1 и G_2 определяются условиями освещения и геометрией наблюдения, свойствами морской поверхности, двунаправленными эффектами и формой индикатрисы рассеяния. При стандартных условиях наблюдения и освещения данные коэффициенты могут быть зафиксированы на значениях 0,0949 и 0,0794 [95, 160]. В работе [124] G_1 оценивается с учетом геометрии измерения и углов положения Солнца, ветра и концентрации хл-а, а G_2 приравнивается к нулю.

Надводные измерения R_{rs} с подповерхностными r_{rs} можно связать через следующее полуаналитическое выражение, которое учитывает преломление излучения, проходящего через границу раздела вода-атмосфера [112]:

$$r_{rs}(\lambda, 0^-) = \frac{R_{rs}(\lambda)}{0.52 + 1.7R_{rs}(\lambda)} \quad (25)$$

Откуда надводные измерения R_{rs} можно выразить следующим образом:

$$R_{rs} = 0.52 * r_{rs} / (1 - 1,7 * r_{rs}) \quad (26)$$

Учитывая малые значения R_{rs} (обычно менее 0.01) и малые значения $(b_b/(a+b_b))^2$ с достаточной степенью точности для интерпретации получаемых измерений R_{rs} можно считать, что:

$$R_{rs}(\lambda) \sim b_b(\lambda)/(a(\lambda) + b_b(\lambda)) \quad (27)$$

В случае если $b_b(\lambda) \ll a(\lambda)$, то

$$R_{rs}(\lambda) \sim b_b(\lambda)/a(\lambda) \quad (28)$$

Таким образом, наличие оптически-активных компонентов в морской воде может как увеличивать R_{rs} за счет увеличения рассеяния назад, так и уменьшать R_{rs} за счет увеличения поглощения света. Конкретное поведение будет зависеть от соотношений между $b_b(\lambda)$ и $a(\lambda)$ на разных длинах волн.

Глубина формирования Rrs

Известно, что основная часть Rrs формируется в слое проникновения солнечного света (Z_{90}), который в случае гомогенного океана определяется следующим образом [96]:

$$Z_{90}(\lambda) = 1/K_d(\lambda), \quad (29)$$

где $K_d(\lambda)$ – диффузный коэффициент ослабления нисходящей облученности. $Z_{90}(\lambda)$ – это глубина, до которой формируется 90% рассеянного излучения моря (за исключением зеркального отражения).

В случае негомогенного океана и переменной вертикальной структуры оптически-активных компонентов моря необходимо учитывать, что оптический вес верхних слоев в формировании восходящего излучения моря будет выше, чем нижерасположенных слоев. В работе [163] приведена формула 24, которую можно модифицировать для определения $Z_{90}(\lambda)$ в случае негомогенного океана с учетом использования формулы (17):

$$0.9 = \frac{R(\lambda, 0^-, Z_{90}(\lambda))}{R(\lambda, 0^-, \infty)}, \quad (30)$$

$$R(\lambda, z_1, z_2) = \int_{z_1}^{z_2} f' \cdot \frac{b_b}{a+b_b}(\lambda, z) \cdot \frac{dW(\lambda, z)}{dz} \cdot dz, \quad (31)$$

$$W(\lambda, z) = \exp\left(-\int_0^z [K_u(\lambda, z') + K_d(\lambda, z')] dz'\right), \quad (32)$$

$R(\lambda, z_1, z_2)$ – оценка R в диапазоне глубин от z_1 до z_2 , W – ослабление света за счет пройденного пути вниз и обратно вверх. Полученную оценку Z_{90} приемлемо использовать и для Rrs несмотря на то, что, строго говоря K_u в формуле (31) необходимо заменить на коэффициент диффузного ослабления яркости восходящего излучения моря K_{Lu} .

Для правильной интерпретации R через формулы (16) или (17), и Rrs через формулы (26) и (27) необходимо иметь в виду, что в этих формулах показатели поглощения и рассеяния света назад не должны меняться по глубине, по крайней мере в пределах слоя $0 - Z_{90}$.

1.3 Влияние гидродинамических процессов на пространственно-временное распределение оптических характеристик приповерхностного слоя моря и морской поверхности

Гидродинамические процессы оказывают значительное влияние на пространственно-временное распределение оптических характеристик приповерхностного слоя моря и морской поверхности. Эти процессы влияют на концентрацию органического и неорганического вещества, взвешенных частиц и пигментов, которые определяют оптические свойства воды. Основные процессы, рассматриваемые в работе — это апвеллинги, внутренние волны и вихри (рис. 3). Отдельно еще можно упомянуть течения и тропические циклоны, которые также оказывают значительное воздействие на изменение вертикальных профилей концентрации оптически-активных компонентов.

Течения могут вызывать перемешивание и перемещение вещества, что приводит к изменению концентрации пигментов и растворенных веществ в определенных участках моря. Также на краях струй в течениях могут образовываться зоны конвергенции и дивергенции, приводящие к изменению вертикальной структуры гидрологических и гидрооптических характеристик [140]. Все это может привести к изменению цвета воды и оптической прозрачности. Также течения могут вызывать образование фронтов и вихрей, что может приводить к изменению распределения вещества в пространстве. Воздействие тропического циклона на приповерхностный слой моря влияет на перераспределение ОАК в воде, также оказывает влияние на оптические характеристики морской поверхности и стимулирует рост количества клеток фитопланктона, что вместе оказывает влияние на изменение яркости восходящего излучения моря по аналогии с апвеллингами [70].

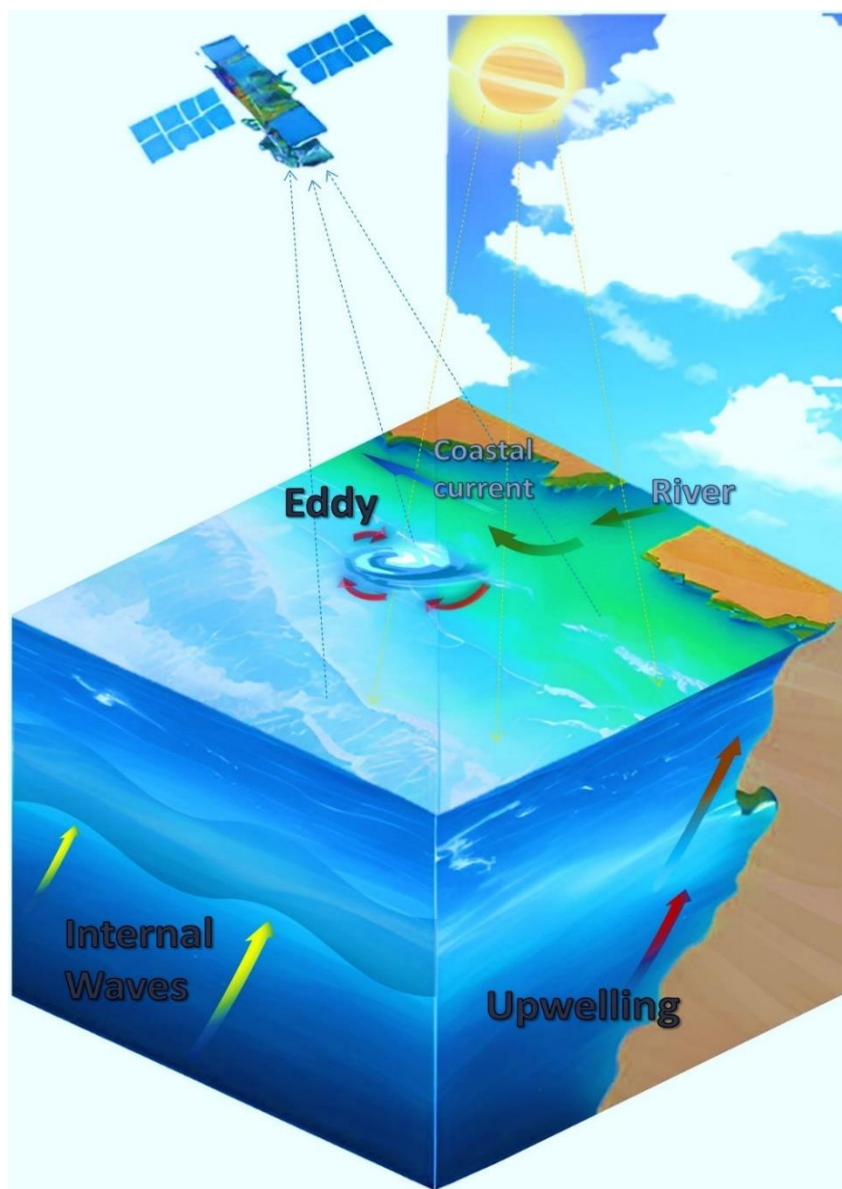


Рис. 3. Схематичное представление о регистрации гидродинамических явлений со спутника.

Однако, изучение данного процесса, с помощью одновременных контактных и дистанционных методов затруднительно. Получение судовых измерений в зонах тропических циклонов сложно из-за опасных условий, а дистанционных (в частности, спутниковых данных цвета моря с нужным разрешением и шагом) – из-за наличия сильной облачности в области действия тропического циклона.

1.3.1 Апвеллинг

Апвеллинг представляет собой гидродинамический процесс, в результате которого происходит перемещение холодных вод из глубин океана. Данный процесс сопровождается существенным изменением вертикальных профилей гидрологических характеристик и содержания оптически-активных компонентов. Апвеллинги играют важную роль в перемешивании глубоководных и поверхностных вод в стратифицированном океане, что является важным фактором для климата. В то же время, апвеллинг переносит богатые питательными веществами водные массы в верхний фотический слой воды, в результате чего формируются зоны высокой биологической продукции и развития планктонных сообществ, что имеет огромное значение для рыболовства [72].

Апвеллинговая зона – это обычно относительно узкая область, однако влияние апвеллинговых вод распространяется на сотни километров от нее. Существует несколько причин вызывающих подъем вод. Он может быть вызван ветровым стоном поверхностных вод от берега или кромки льда, расходящимися течениями и течениями, отходящими от суши (дивергенциями), циклоническими круговоротами и вихрями, а также устойчивыми ветрами, дующими параллельно берегу (классический экмановский апвеллинг) [37].

Обычно апвеллинги разделяют на два типа: возникающие в открытом океане и в прибрежной зоне.

Основным видом апвеллинга является прибрежный апвеллинг, при котором на поверхность поднимаются воды в узкой вдольбереговой зоне. Масштабы подъема зависят от параметров ветра, а именно: скорости, продолжительности, разгона и направления (рис. 4).

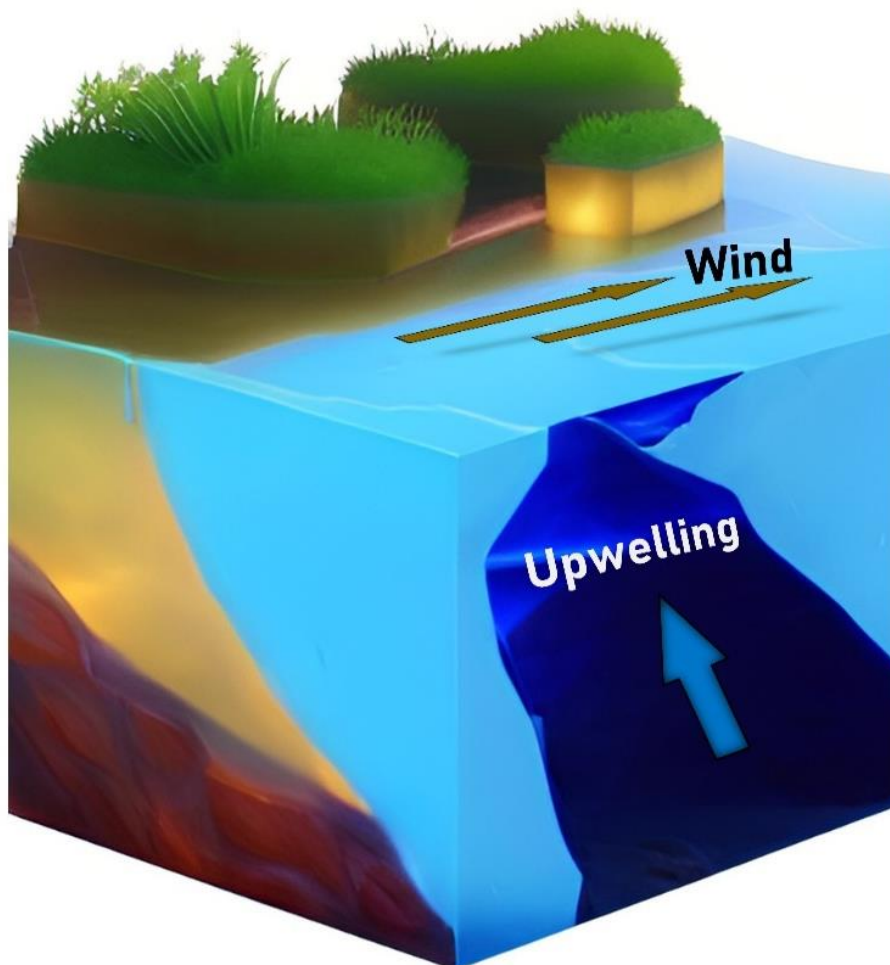


Рис. 4. Схема механизма формирования прибрежного апвеллинга.

Одним из самых известных примеров прибрежного апвеллинга является апвеллинг в районе взаимодействия вод Патагонского шельфа и Фолклендского течения.

Фолклендское (Мальвинское) течение является одним из главных течений в Юго-Западной Атлантике и вносит весомый вклад в формирование зон высокой концентрации хл-а вдоль Патагонского шельфа [148]. Прохладное, богатое питательными веществами Фолклендское течение ответвляется от Антарктического циркумполярного течения и разделяется на два основных северных потока (рис. 5) [141, 137]. Субантарктические поверхностные водные массы, переносимые Фолклендским течением, взаимодействуют с водами склона Патагонского шельфа [82], которые играют

важную роль в расселении и миграции различных морских организмов в Юго-Западной Атлантике [83].

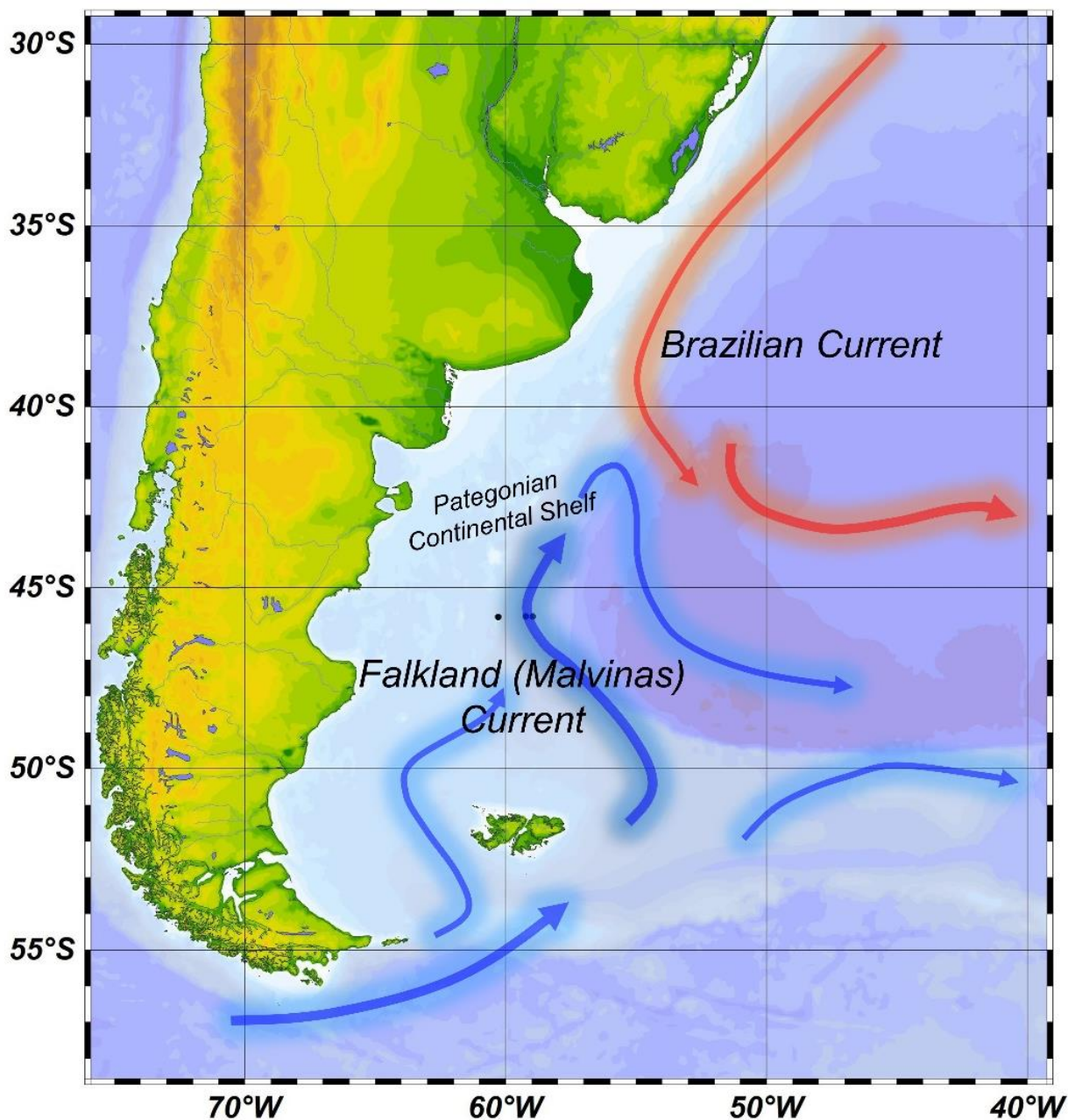


Рис.5. Карта течений юго-западной части Атлантического океана.

Основными методами изучения апвеллингов являются *in situ* измерения в полях гидрологических, гидрооптических и гидродинамических параметров, а также дистанционные и спутниковые данные различного спектрального разрешения. О проявлении апвеллинга судят по резкому изменению

параметров воды в течение суток: температуры, гидрохимическому составу и биологической продуктивности. Первый (классический) параметр, позволяющий выявить апвеллинг – это температура. При апвеллинге наблюдается опускание тёплых поверхностных вод на глубину с замещением их более холодными глубинными водами. Т.е. для района с апвеллингом характерна значительная отрицательная аномалия температуры в районе его проявления. Вторым важным параметром апвеллинга выступает химический состав воды. При погружении теплых вод на глубину на поверхность поднимаются богатые биогенными веществами (фосфор и азот) водные массы [145]. Соответственно, меняется и солевой состав водной толщи.

Третьим признаком, по которому можно идентифицировать апвеллинг, является содержание фитопланктона в воде [19].

В последние десятилетия, основным методом исследования апвеллингов – является спутниковое зондирование, на основе современных массивов спутниковых данных, со средним и высоким пространственно-временным разрешением, в полях температуры, концентрации хл-а и содержания ОРОВ.

Данные спутникового зондирования цвета моря позволяют исследовать формирование зоны высокой концентрации хл-а к западу от Фолклендского течения при взаимодействии со склоном Патагонского шельфа [93].

1.3.2 Внутренние волны

В различных районах океана, в том числе и в шельфовых зонах, довольно часто наблюдаются внутренние волны различной амплитуды.

ВВ в морях и океанах – это довольно сложное физическое явление, которое генерируется в результате оказания внешнего воздействия на водную толщу с устойчивой плотностной стратификацией [57]. В результате воздействия частица воды смещается с линии своего плотностного равновесия (под воздействием силы тяжести), затем стремится туда вернуться (под действием выталкивающей силы), за счет этого происходит «раскачивание» слоя воды [80].

Наиболее часто ВВ генерируются приливами на свале глубины и распространяются как в открытый океан, так и к шельфовой зоне приливом около границы материкового склона. Также ВВ могут быть сгенерированы течениями при обтекании неоднородностей дна, и анемобарическими силами, воздействующими на стратифицированные водные массы [58, 143]

Периоды свободных ВВ, соответствующие значениям частот плавучести Вайсяля – Брента (параметром, характеризующим стратификацию вод), могут принимать значения от нескольких минут в верхних слоях до нескольких часов в глубине:

$$N \approx \sqrt{\frac{dP}{dz} * \frac{g}{P}} \quad (33)$$

Где g — ускорение свободного падения, P — потенциальная плотность, $\frac{dP}{dz}$ — изменение плотности с глубиной.

N — является частотой свободных колебаний частицы жидкости, смещенной вверх или вниз относительно положения равновесия.

Амплитуды внутренних волн могут достигать сотни метров. Обрушение таких волн приводит к сильному перемешиванию стратифицированной воды, влияет на распространение акустических сигналов [81], изменяет распределение планктона, вызывает перемещение донных осадков [76]

Спектр ВВ с периодами от нескольких минут до нескольких часов практически непрерывен, соответственные длины волн лежат в пределах от нескольких метров до нескольких километров [94]. Скорость распространения ВВ составляет несколько десятков сантиметров в секунду. Распространяются группами — цугами — имеют сложную форму. Каждый цуг может включать до нескольких десятков волн.

Высокочастотные ВВ возбуждаются в основном за счет внутренних источников энергии, таких, например, как сдвиговая неустойчивость течений, воздействие ветровых волн и др.

Низкочастотные ВВ продукт резонансного возбуждения внешними анемобарическими и приливообразующими силами [10].

Низкочастотные ВВ имеют выраженные энергонесущие максимумы на инерционной (период от 12 до нескольких десятков часов) и приливных (периоды 12 и 24 ч) частотах. Соответствующие длины волн находятся в пределах от нескольких десятков до нескольких сотен километров, а фазовые скорости имеют порядок нескольких метров в секунду.

Фиксируются ВВ в океане как с помощью контактных методов [52, 59], так и дистанционных методов [102].

Одним из эффективных средств изучения ВВ в океане является спутниковое зондирование поверхности моря в различных спектральных диапазонах. Обнаружение и исследование ВВ с помощью радиолокационных спутниковых измерений и оптических данных в области солнечного блика — являются самыми распространёнными способами [114]. ВВ создают у поверхности моря поле течений, дивергентные и конвергентные компоненты которых модулируют гравитационно-капиллярные волны и создают на морской поверхности, и соответственно на радиолокационном изображении, картину в виде квазипараллельных чередующихся (периодических) светлых (взволнованная поверхность – сулои) и тёмных (выглаженная поверхность – слики) полос [102].

В оптических и радиолокационных методах можно определять лишь весьма ограниченное число характеристик ВВ. Обычно определяют длину волны, хотя потенциально методы позволяют выявлять также период, скорость и направление распространения. Практически нереально, во всяком случае, с достаточной корректностью, определять амплитуду волн. Общий принцип, положенный в основу выделенных методов, определение характеристик волн по их проявлениям на поверхности моря. Эти проявления обусловлены преимущественно воздействием течений, вызываемых ВВ, на характеристики поверхностного волнения высокочастотной области, т.е. в основном на рябь и гравитационно-капиллярные волны (рис.6).

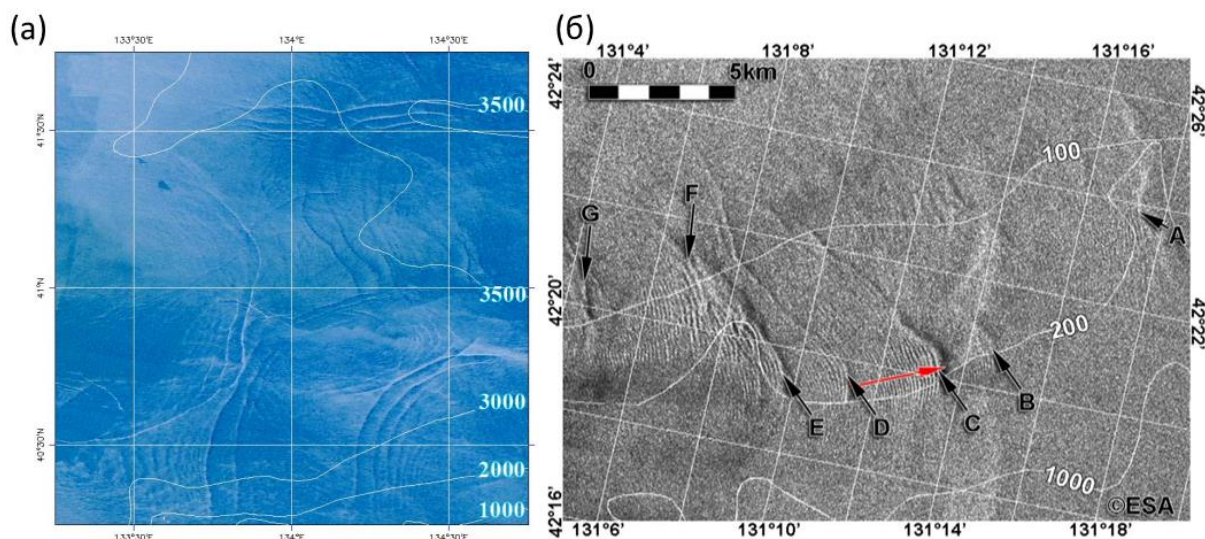


Рис. 6. Пример проявления пакетов внутренних волн на изображении в видимом диапазоне, полученном спектрорадиометром MODIS со спутника Terra 15 сентября 2003 (а) и на изображениях РСА, полученных со спутника Envisat 10 октября 2005 г, к югу от п-ва Гамова в заливе Петра Великого (б) [21].

В оптическом диапазоне (в полях температур) считается возможным наблюдать следы от ВВ визуально, как в штилевых условиях, так и при ветре, вплоть до значений скорости 3-4м/с., а инструментальные измерения возможны с помощью спектрорадиометров. Оптические методы могут применяться с борта судна, с авиасредств (в том числе беспилотных) и космических аппаратов [6].

Прохождение ВВ оказывает существенное влияние на вертикальную стратификацию вод и перемешивание, что в первую очередь отражается в полях температуры и солености. Кроме этого, оптически-активные компоненты морской воды также могут менять свое распределение по глубине, изменяя при этом цвет поверхности моря, который может быть зарегистрирован дистанционно. Таким образом, соответствующие изменения цвета моря содержат в себе информацию по измененной стратификации и могут быть использованы, как дополнительный фактор при оценке амплитуды ВВ из спутниковых данных [105, 151].

Исследованию проявлений ВВ по спутниковым изображениям посвящено значительное количество работ [1, 24, 27 41, 46, 48, 55, 86, 159 и др.]. Разработаны методики расчета геометрических и динамических характеристик ВВ. Рассматриваются структурные особенности проявлений волн на изображениях морской поверхности и их связь с физическими характеристиками приповерхностного слоя, влиянием ветра и орографией. В частности, существуют возможности оценки плотностных характеристик квазиоднородного слоя по спутниковым микроволновым изображениям локаторов с синтезированной апертурой на основе двухслойной модели океана, где каждый слой имеет постоянную плотность.

Внутренние волны являются мощной частью энергообмена в океане. При разрушении внутренние волны переносят энергию и вызывают турбулентность (хаотичное перемешивание) в морской толще, что в целом обеспечивает существенный вклад в перемешивание океана, которое в свою очередь приводит к переносу кислорода в глубоководные слои и к поднятию питательных веществ со дна. Изучение внутренних волн важно для таких отраслей, как морской надводный и подводный транспорт, строительство глубоководных объектов (платформы, трубопроводы), подводная акустическая навигация и связь, рыбное хозяйство и аквакультура.

1.3.3 Субмезомасштабные вихри

Субмезомасштабные вихри являются одними из наиболее распространенных, но плохо изученных форм вихревого движения океанических вод [158].

Субмезомасштабные вихри образуются как из-за воздействия неровностей морского дна и/или напряжения сдвига вдоль разрывов океанских течений, так и самопроизвольно из мезомасштабных вихрей и пограничных течений, особенно вблизи поверхности и нижнего пограничного слоя. Они генерируются неустойчивостями, фронтогенезом и топографическими

следами. [164]. Таким образом, выделяют следующие механизмы формирования вихрей в океанах и морях:

- 1) Бароклинно-баротропная неустойчивость фронтальных морских течений;
- 2) Топографические эффекты: обтекание подводных гор (антициклоны) и впадин (циклоны);
- 3) Обтекание островов, полуостровов, мысов и пр;
- 4) Прямая атмосферная генерация (интенсивные атмосферные вихри или долговременное воздействие атмосферной циркуляции того или иного знака завихренности;
- 5) Глубокая конвекция;
- 6) Гидротермальная активность;
- 7) Водообменные процессы через проливы, крупные трансфронтальные интрузии) [116, 117].

Субмезомасштабные вихри представляют собой важный элемент в балансе генерации и диссипации энергии более масштабных океанических процессов [129].

Субмезомасштабные вихри имеют радиус меньше локального радиуса бароклинной деформации Rd :

$$Rd = N \frac{h}{f_k} \quad (34)$$

где N – частота Вайсяля-Брента (формула 32), h — глубина моря, f_k — параметра Кориолиса, а угловая скорость орбитального вращения ω много меньше параметра Кориолиса:

$$Ro = \frac{\omega}{f} \gg 1, \quad (35)$$

где Ro — число Россби, а безотносительная завихренность сравнима или даже выше параметра Кориолиса ($Ro \geq 1$). Поэтому в субмезомасштабных вихрях центробежная сила может превышать силу Кориолиса по величине [164].

Субмезомасштабные вихри имеют малые горизонтальные размеры от 100 м до 10 км, время жизни от нескольких часов до нескольких суток и высокие значения орбитальной скорости [153], что приводит к высоким вертикальным скоростям в их ядрах (10–100 м/сутки) [109, 117].

Традиционное изучение вихрей основывается на использовании спутниковых данных активного микроволнового зондирования [18, 29, 54], где проявления процессов видны за счет изменения шероховатости морской поверхности, а также на применении ИК изображений, на которых гидрофизические явления выделяются вследствие контрастов температуры поверхности моря, которая является базовым гидрологическим параметром [2, 4, 38].

В последние десятилетия активное применение получили спутниковые данные видимого диапазона [25, 30]. Большие вертикальные скорости в вихре влияют на термохалинную структуру и стратификацию вод океана, усиливают восходящие потоки питательных веществ, стимулируя тем самым цветение фитопланктона [133, 152], за счет чего разные типы вод разделяются за счет вариаций в содержании фитопланктона, ОРОВ и взвешенных веществ на спутниковых изображениях цвета моря [7, 48] (рис. 7).

Формирование спутникового изображения видимого диапазона в морской толще, а не только на морской поверхности, является важным фактором, расширяющим возможности мультисенсорного спутникового зондирования. Кроме этого, для изучения мезомасштабных и синоптических процессов в качестве дополнения или эталона активно применяются данные *in situ* измерений [26, 104].

Однако, вихри малых масштабов достаточно сложны для исследования с помощью контактных измерений или с помощью спутниковых изображений низкого пространственного разрешения, каких в соотношении со спутниками высокого пространственного разрешения больше, в силу их малых размеров, не стационарности, спонтанности появления и малого времени жизни. Кроме этого, обладая размерами от сотен метров до десятка километров, они не

всегда проявляются на спутниковых изображениях видимого и ИК диапазона вследствие отсутствия тепловых или оптических контрастов, а также недостаточного пространственного разрешения [39].

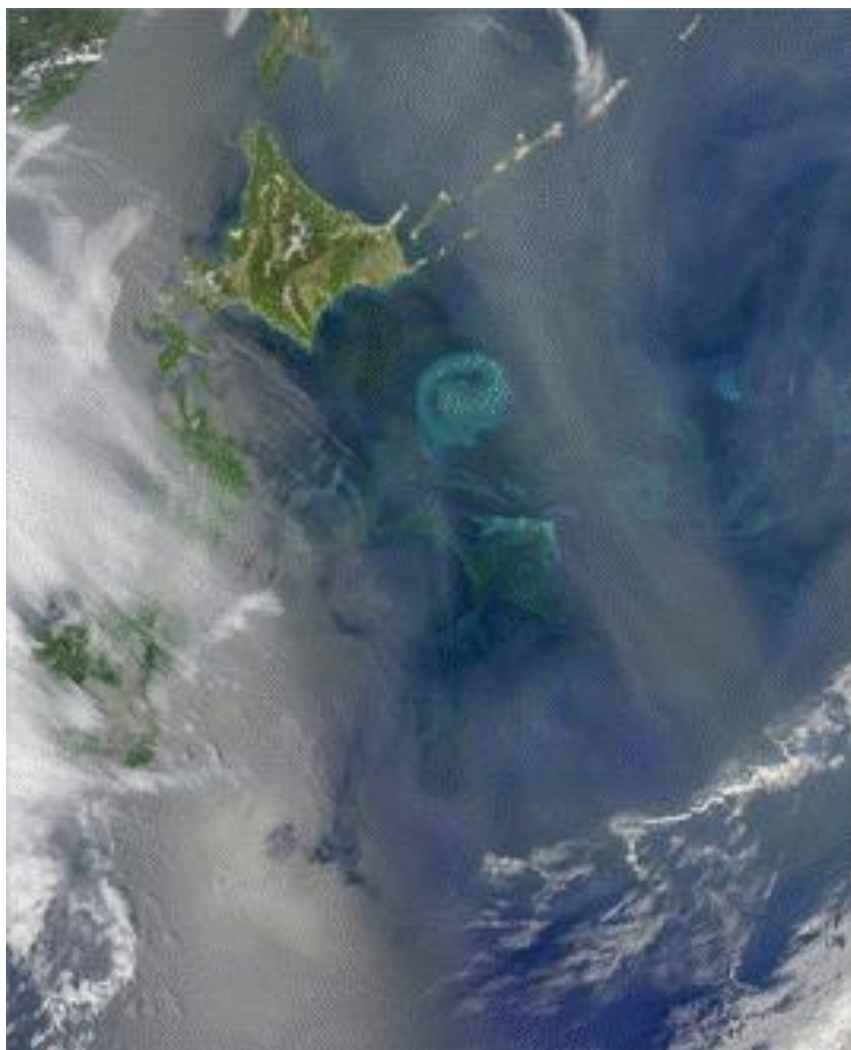


Рис. 7. Океанический вихрь возле о. Хоккайдо 21 мая 2009 г NASA Earth Observatory

При анализе характеристик вихрей важным является сочетание спутниковой информации из разных спектральных диапазонов. Так, могут быть ситуации, когда на ИК изображениях не удастся идентифицировать вихри в связи с малыми контрастами в полях температуры поверхности моря за счет близкого прогрева вод разного типа [3, 205]. При этом в видимом диапазоне контраст может быть существенным за счет разного содержания

фитопланктона или ОРОВ [110] внутри и вне вихря. Спутниковые оценки полей концентрации хл-а являются хорошим индикатором проявления вихрей. В настоящее время для определения этой характеристики разработан наиболее подробный инструментарий биооптических алгоритмов и моделей [35, 67, 135], который применим, в том числе, для данных высокого пространственного разрешения, что позволяет проводить исследования в широком диапазоне пространственных и временных масштабов [36, 40]. Несмотря на то, что значения спутниковых концентраций хл-а могут содержать значительные систематические погрешности, как за счет ошибок атмосферной коррекции, так и за счет нестандартного вклада ВВ или ОРОВ [89,150], структуры гидрофизических процессов все равно будут проявляться в полях концентрации хлорофилла-а. Причем в случае влияния ВВ или ОРОВ на качество оценки спутниковой концентрации хл-а это может только усилить видимые контрасты.

Выводы к главе 1

В главе рассмотрены особенности проявления гидродинамических структур в данных дистанционного оптического зондирования моря. Рассмотрены такие явления, как внутренние волны, вихри и апвеллинги, и представлена информация об их типах, механизмах формирования и физических характеристиках, и методах их детектирования. Проведен обзор основных результатов предыдущих исследований в этой области. Основным выводом главы заключается в том, что гидродинамические структуры могут проявляться в дистанционных измерениях коэффициентов яркости моря за счет пространственно-временного перераспределения содержания оптически-активных компонентов морской воды, включая изменение вертикального профиля содержания ОАК в слое проникновения солнечного света для дистанционного зондирования. Приблизительно можно считать, что регистрируемая яркость восходящего излучения моря пропорциональна показателям рассеяния света назад ОАК и обратно пропорциональна показателям поглощения ОАК. Для полноценного изучения влияния изменения вертикальной структуры содержания ОАК на регистрируемые коэффициенты яркости моря восходящего излучения необходимо решать уравнение переноса излучения в морской толще численными методами. Дополнительными факторами, которые могут сказываться на получаемый дистанционно сигнал пассивными оптическими радиометрами являются шероховатость морской поверхности и неоднородности, возникающие в атмосфере. Все перечисленное необходимо учитывать для правильной интерпретации получаемых данных при детектировании гидродинамических структур.

Глава 2. Материалы и методы исследования

2.1 Используемые данные

2.1.1 Судовые гидрологические и оптические измерения

1. Данные, полученные во 2-ом этапе 79 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2020г): глубинные профили биооптических и гидрологических параметров (концентрация хл-а и ОРОВ, мутность, температура, соленость), измеренные с использованием зонда SBE-911, оснащенного датчиками интенсивности флуоресценции хл-а и мутности SeaPoint, а также с помощью зондирующего прозрачномера ПУМ-200 (Лаборатория оптики океана ИО РАН) с датчиком флуоресценции хл-а Chelsea Minitracka II [84]; измерения биооптических и гидрологических (концентрация хл-а и ОРОВ, температура, соленость) параметров на ходу судна в проточной системе с глубины 3 метра с использованием термосалинографа SeaBird SBE-21 и лазерного гиперспектрального флуориметра (ИАПУ ДВО РАН) [62] с двумя возбуждающими излучениями – длина волны 355 нм и 532 нм, спектральный диапазон регистрации 400-800 нм и 560-800 нм, спектральное разрешение 1 нм, время накопления сигнала от 10 секунд, частота возбуждающих импульсов 2 Гц, чувствительность от 0,1 мкг/л. Измерения усреднялись в непересекающихся интервалах в 1 мин, что соответствует пространственному разрешению ~0,3 км при скорости судна 10 узлов. Датчики флуоресценции были калиброваны по результатам измерений концентрации хл-а стандартным спектрофотометрическим методом.

2. Данные, полученные в серии прибрежных экспедиций на НИС «Малахит» и НИС «Импульс» (2008-2016 гг) в шельфовой зоне западной части Японского моря около мыса Шульца и залива Посьет, судовые STD измерения биооптических и гидрологических профилей (концентрация хл-а, ОРОВ, температура, соленость), (в том числе и ежечасные), полученные с использованием STD-зонда SeaBird SBE 19plus с калиброванными флуоресцентными датчиками концентрации хл-а и ОРОВ – WetLabs (длина

волны возбуждающего излучения 460 нм и 370 нм, длина волны регистрируемого излучения 690 и 460 нм, соответственно), калибровка флуоресцентных измерений производилась по результатам измерений концентрации хл-а стандартным спектрофотометрическим методом, калибровка интенсивности флуоресценции ОРОВ датчика WetLabs выполнена предприятием-изготовителем в мкг/л хинина сульфата дигидрата (QSU); дистанционные измерения спектров *Rrs* с борта судна с помощью ручного гиперспектрального радиометра ASD FieldSpec Hand Held по методикам из протоколов NASA[128]. Данные с проточной системы с глубины 2 метра термосалинографа SeaBird SBE-45, и лазерного гиперспектрального флуориметра (ИАПУ ДВО РАН). Измерения усреднялись в непересекающихся интервалах в 1 мин, что соответствует пространственному разрешению ~0,3 км при скорости судна до 6 узлов.

2.1.2 Спутниковые данные видимого и ИК диапазонов

1. Второй уровень среднего пространственного разрешения спектрорадиометров MODIS-Aqua/-Terra (размер пикселя 250-2000 метров) в полях температуры поверхности моря, стандартные результаты определения концентрации хл-а с помощью эмпирического алгоритма OC3 [134] и синтезированные RGB изображения.

2. Продукты второго уровня радиометра OLCI-Sentinel-3A/-3B с набором биооптических параметров: концентрация хл-а, рассчитанная по эмпирическому алгоритму OC4 [135], показатель поглощения света ОРОВ и неживым взвешенным веществом на 443 нм, определенный нейросетевым алгоритмом OLCI.

3. Второй уровень геостационарного сканера цвета GOCI-COMS-1 по концентрации хл-а с пространственным разрешением 500 м и временным разрешением 1 час в светлое время суток (8 снимков в день).

Спутниковые данные второго уровня прошли стандартные процедуры «атмосферной коррекции», чтобы исключить дополнительное влияние

рассеяния в атмосфере и зеркального отражения нисходящего излучения от морской поверхности, что позволяет получать более корректные данные для дальнейшего анализа коэффициентов яркости восходящего излучения моря.

2.1.3 Данные океанографических реанализов

1. Реанализ GOFS 3.1 модели HYCOM, 41 слой, по данным температуры и солёности (портал HYCOM [101]).
2. Реанализ CMEMS модели NEMO, два слоя (0м и 15м), по данным скоростей течений (портал Copernicus [100], продукт № MULTIOBS_GLO_PHY_REP_015_004 [144]).

2.2 Прямое численное моделирование распространения света в системе «надводная атмосфера-морская поверхность-морская толща»

Спутниковые данные видимого оптического диапазона расширяют возможности оптики океана и позволяют дистанционно определять различные параметры [31] в слое первой оптической глубины. При этом нужно учитывать, что в океане есть вертикальная стратификация и это может влиять на коэффициент диффузного отражения толщи моря R и коэффициент яркости восходящего излучения моря Rrs .

Чтобы понимать – влияет вертикальная стратификация ОАК на R , Rrs или нет, нужно оценить толщину верхнего слоя моря, в котором формируется основная часть R . В общем виде нужно решать уравнение переноса излучения, из которого оценивать E , L и связывать с a , b и индикатрисой рассеяния.

Примерами работ с использованием численного оптического моделирования являются работы авторов [139], где на основе ПО для численного решения уравнения переноса излучения в системе «атмосфера – морская поверхность – морская толща» Hydrolight предложена новая модель, позволяющая рассчитывать вертикальное распределение нисходящей облученности и соответствующий коэффициент диффузного ослабления в оптически глубоких водах.

Однако, для прибрежных вод, где наблюдаются нестандартные гидрооптические характеристики, моделирование часто приводит к существенным ошибкам [115]. Сильное поглощение света ОРОВ и недостаточные знания о поглощении и рассеянии атмосферными аэрозолями часто [5] приводят к значительным погрешностям при сравнении со спутниковыми измерениями Rrs в синих спектральных диапазонах (например, на длинах волн 412 и 443 нм) [85]. Поэтому численное моделирование в подобных исследованиях должно частично зависеть от эмпирических алгоритмов [138], устанавливающих связи между различными гидрооптическими характеристиками оптически-активных компонентов моря и может потребовать настройки модели с учетом специфических для региона параметров, особенно в прибрежных водах вблизи берега.

2.2.1 Адаптация модели

В работе выполнялось прямое гидрооптическое моделирование спектров Rrs с заданными распределениями концентраций хл-а и ОРОВ по глубине с помощью программного обеспечения Hydrolight-Ecolight 6.0, версия 6.0.0 (HL) [120]. Программное обеспечение HL позволяет решать уравнение переноса излучения в системе «атмосфера – морская поверхность – морская толща» численными методами. Для корректного использования HL в районах исследования была выполнена адаптация набора моделей, используемых HL.

Процедура выбора настроек при моделировании спектров коэффициентов яркости моря состояла из следующих этапов:

- 1) Определение оптимального набора моделей из следующего перечня: «case1», «new case1», «case2», «new case2». «Case1» – для вод первого оптического типа, где все гидрооптические характеристики выражены через концентрацию хл-а, на основе классических био-гео-оптических моделей. «New case1» – тоже самое что и «case1», но на основе более нового набора био-гео-оптических моделей. «Case2» – за основу взят набор био-гео-оптических моделей для «case1», но есть возможность отдельно подобрать

отношение содержаний различных оптически-активных компонентов, а также выбрать вид параметризации и значения используемых коэффициентов для отдельных ОАК. «New case2» – используется новый набор био-гео-оптических моделей для вод второго оптического типа, но без широких возможностей по индивидуальной настройке гидрооптических характеристик каждого отдельного компонента. Подробно о представленных наборах моделей изложено в работе [99].

В данной работе оптимальным являлся набор моделей «case2», поскольку в нем имеется возможность использования вертикального профиля концентрации хл-а и показателя поглощения ОРОВ в качестве входных данных, а также возможно осуществлять подбор индивидуальных параметров рассеяния взвешенными частицами и поглощения ОРОВ.

2) Суммарный показатель поглощения взвешенными частицами a_p определяется с помощью параметризации через концентрацию хл-а по модели:

$$a_p(z, \lambda) = 0,06a_{chl}^*(\lambda)Chl(z)^{0,65}, \quad (36)$$

где $Chl(z)$ – заданный пользователем профиль концентрации хл-а в мг/м³, a_{chl}^* – удельный показатель поглощения, определяемый в работе [142]:

3) Показатель рассеяния света взвешенными частицами определяется выражением:

$$b_p(z, \lambda) = b_0Chl(z)^n \left[\frac{\lambda_0}{\lambda} \right]^m \quad (37)$$

где $b_0 = 0,3$, $\lambda_0 = 550$, $n = 0,62$, $m = 1$ [95]. В случае прибрежных вод коэффициент m обычно уменьшается и приближается к нулю [128], что может быть связано с преобладанием крупных частиц фитопланктона или минеральной взвеси в общем распределении частиц по размерам.

4) По умолчанию описание рассеивающих свойств взвешенных частиц задается индикатрисой рассеяния «Petzold» [119] или через фазовые функции методом Fournier-Forand [123], где для получения индикатрисы рассеяния необходимо задать вероятность рассеяния назад b_b/b , для которой из базы данных HydroLight содержащей большое количество фазовых функций

Fournier-Forand для различных значений b_b/b будет выбрана необходимая индикатриса.

Определение вероятности рассеяния назад b_b/b можно осуществить на основе сравнения трех следующих моделей:

$$b_b/b = 0,01[0,078 - 0,42 \log(Chl)] \quad [157] \quad (38)$$

$$b_b/b = 0,0096Chl^{-0,253} \quad [156] \quad (39)$$

$$b_b/b(555\text{нм}) = 0,0121Chl^{-0,125} \quad [161], \quad (40)$$

где в качестве Chl в случае расчета спектров Rrs можно использовать оптически-взвешенное значение концентрации хл-а Chl_{ow} , полученное из вертикального профиля $Chl(z)$ [97].

$$Chl_{ow} = \frac{\int_0^{z_{90}} Chl(z)g(z)dz}{\int_0^{z_{90}} g(z)dz} \quad (41)$$

, где оптический вес:

$$g(z) = e^{-2 \int_0^z K_d(z')dz'} \quad (42)$$

Зависимостью b_b/b от длины волны можно пренебречь и в видимой области спектра использовать единое значение для расчета b_b из b .

5) Определение показателя поглощения света ОРОВ как пропорциональной зависимости от показателя a_p на эталонной длине волны [126]:

$$a_{CDOM}(z, \lambda) = F a_p(z, \lambda_0) e^{-[S_g(\lambda - \lambda_0)]}, \quad (43)$$

где по умолчанию в НЛ $F = 0,2$, $S_g = 0,014$, $\lambda_0 = 440$. Значение $F = 0,2$ характерно для вод первого оптического типа. В случае, если появляются дополнительные источники ОРОВ, не связанные с текущей жизнедеятельностью фитопланктона, либо если концентрации хл-а превышают 2 мг/м^3 , то в большинстве случаев необходимо подбирать другое значение F . Коэффициент S_g обычно изменяется в пределах $0,01 - 0,02$ и эти вариации слабо влияют на конечные значения рассчитываемых спектров Rrs , поэтому значение данного коэффициента в большинстве задач рекомендуется оставлять по умолчанию, чтобы не увеличивать неопределенность решений.

б) Учет необходимых входных условий для Hydrolight, зависящих от гидрометеорологических характеристик, геометрии наблюдения и географического местоположения.

7) Учет неупругого рассеяния света: комбинационное рассеяние, флуоресценция хлорофилла-а (актуально, если проводить исследования в спектральном диапазоне 650-720 нм), флуоресценция ОРОВ (актуально при большом количестве ОРОВ).

8) Оценка качества оптимальности выбранных пакетов био-гео-оптических моделей и настроек по выбранной статистической метрике. Распространено использование показателя средней абсолютной ошибки (МАРЕ) между модельными спектрами $Rrs_{model}(\lambda)$ и измеренными спектрами со спутников $Rrs_{sat}(\lambda)$ или дистанционно измеренных с борта судна $Rrs_{ship}(\lambda)$.

$$МАРЕ = \frac{100\%}{n} \sum_1^n \left| \frac{\Delta Rrs(\lambda)}{Rrs_{standard}(\lambda)} \right| \quad (44)$$

В данной работе параметризация выбранного набора моделей проводилась до достижения минимального значения МАРЕ, %.

2.2.2 Региональные настройки

Для района «I» между склоном Патагонского шельфа и Фолклендским апвеллингом (где исследовалось влияние апвеллинга на Rrs) были определены следующие параметры:

1) Набор моделей «Case 2».

2) В качестве входных данных использовался измеренный *in situ* профиль концентрации хл-а. и измеренные в лаборатории значения показателей поглощения ОРОВ, любезно предоставленные Моисеевой Н.А. и Чуриловой Т.Я. в рамках совместной работы [70].

3) Показатель поглощения света взвешенными частицами: формула 35 со стандартными коэффициентами.

4) Показатель рассеяния света взвешенными частицами: формула 36, с коэффициентами $b_0=0,3$, $\lambda_0=550$, $n=0,62$, $m=1$.

5) Описание рассеивающих свойств взвешенных частиц: (индикатрисам рассеяния) «Petzold».

б) Использование всех типов неупругого рассеяния, координат измерения, реальных гидрометеорологических условий.

Для района «II» в юго-западной части Залива Петра Великого (где исследовалось влияние внутренних волн и вихрей):

1) Набор моделей «Case 2».

2) В качестве входных параметров использовался измеренный *in situ* профиль концентрации хл-а.

3) Показатель поглощения света взвешенными частицами: формула 35 со стандартными коэффициентами.

4) Показатель рассеяния света взвешенными частицами: формула 36, с коэффициентами $b_0=0,3$, $\lambda_0=550$, $n=0,62$, $m=0$.

5) Описание рассеивающих свойств взвешенных частиц (индикатрисам рассеяния): определение через фазовую функцию «Fournier-Forand» для значения вероятности обратного рассеяния b_b/b , рассчитанного по модели Whitmire [161] с корректирующим коэффициентом 3,15.

б) Определение показателя поглощения света ОРОВ: формула 42, где коэффициент F был определен из эмпирической формулы, полученной при анализе линейной зависимости F от Chl_{ow} в районе исследований: коэффициент детерминации 0.67. Диапазон значений F составил 1.1 – 2, что говорит о большой доле дополнительных ОРОВ относительно содержания хл-а по сравнению с классическим первым типом вод.

Средняя абсолютная ошибка в процентах между $Rrs_{model}(\lambda)$ и $Rrs_{sat}(\lambda)$ для района «I» составила 14% (рис. 8а), между $Rrs_{model}(\lambda)$ и $Rrs_{ship}(\lambda)$ 13% для района «II» (рис. 8б), что считается хорошим результатом для такого рода сопоставлений [155], следовательно, можно считать, что настройки NL и используемые входные данные обладают достаточной достоверностью для проведения дальнейших численных исследований.

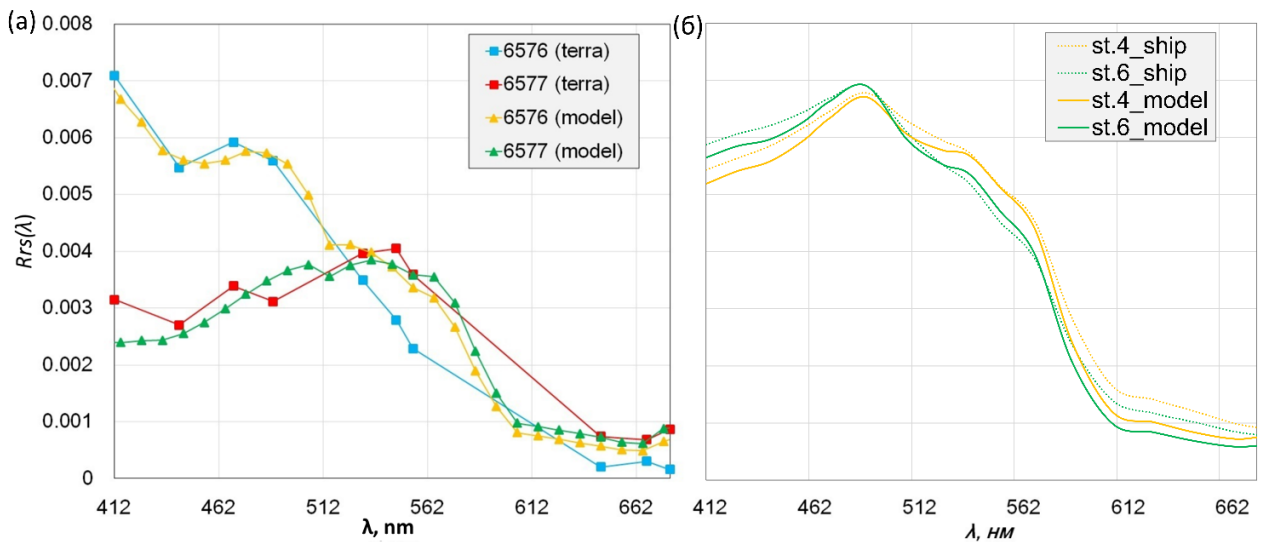


Рис. 8. Сравнение модельных спектров $Rrs_{model}(\lambda)$ с реальными измерениями спутникового радиометра MODIS-Terra для района «I» (а), с измеренными с борта судна спектрами $Rrs_{ship}(\lambda)$ для района «II».

В ходе моделирования $Rrs_{model}(\lambda)$ в НЛ также рассчитывались значения глубины проникновения солнечного света в море для дистанционного зондирования ($Z_{90}(\lambda)$), выше которой формируется 90% восходящего рассеянного солнечного излучения (исключая зеркальное отражение от морской поверхности).

2.2.3 Учет ветрового воздействия при моделировании

Для того что бы учесть такой фактор при воздействии гидродинамического процесса, как влияние «выглаженной полосы» (сликов) на морской поверхности на спутниковую оценку Rrs и концентрации хл-а, выполнено моделирование Rrs для следующих условий ветрового воздействия (при одних и тех же биооптических характеристиках верхнего слоя моря):

- для гладкой поверхности при скорости ветра равной нулю (эталонный спектр);
- для гладкой поверхности, ошибочно интерпретируемой как шероховатая, при скорости ветра 5, 10 м/с (потенциально ошибочный спектр).

Результаты моделирования показали, что соответствующее изменение концентрации хл-а, оцененной по стандартному биооптическому алгоритму ОСЗ, для ветрового воздействия 5 м/с составило 1%, для 10 м/с — 3%. Это учитывалось в дальнейшем при анализе спутниковых оценок изменчивости хл-а в области действия гидродинамического явления (рис.9).

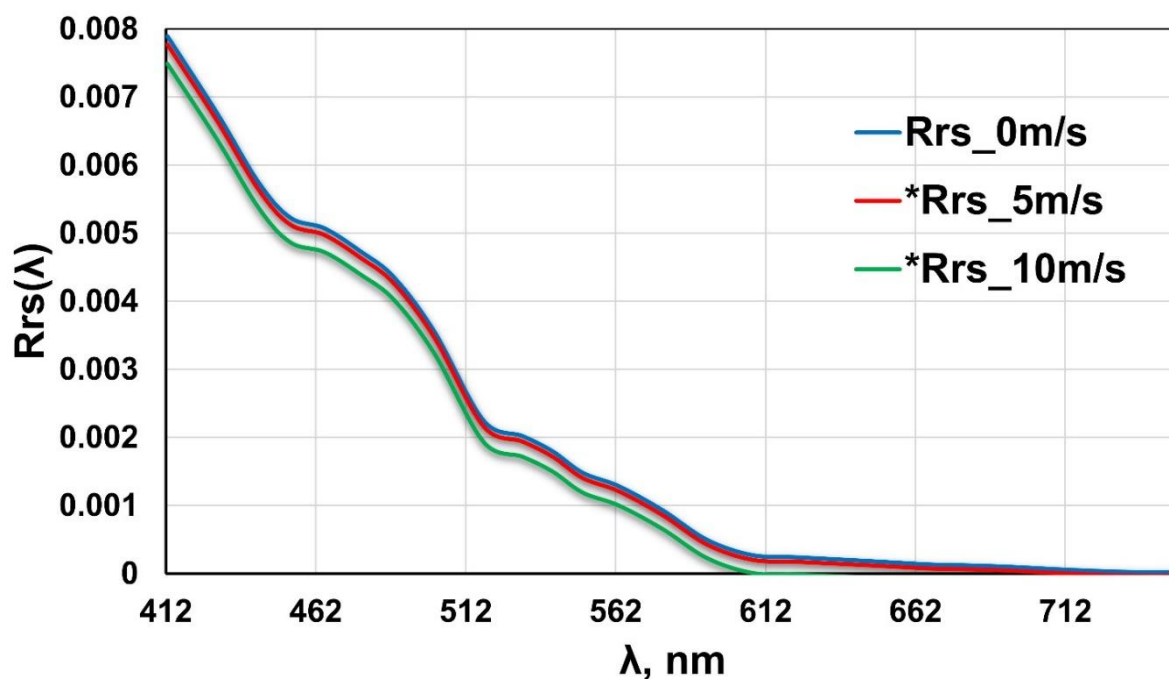


Рис. 9. Модельный спектр Rrs гладкой поверхности (синяя кривая) и гладкой поверхности, ошибочно рассматриваемой как шероховатая поверхность – красная кривая (для скорости ветра 5 м/с), зеленая (для скорости ветра 10 м/с).

2.3 Определение показателя контраст/шум в данных дистанционного оптического зондирования гидродинамических структур

Для каждого процесса проведен расчет показателя отношения контраст/шум (CNR – contrast to noise ratio) следующим образом:

Показатели сигнала (sig) и фона (bkg) определялись внутри проявления гидродинамических структур и в окружающих областях согласно схеме на рис. 10 (а). Если $sig > bkg$, то sig — максимум сглаженных данных (\overline{max}), а bkg — минимум сглаженных данных (\overline{min}) (рис.7(б), случай I). В случае если

$sig < bkg$, то наоборот (рис.10. (в), случай II). Когда в области проявления гидродинамических структур наблюдается локальный максимум и минимум одновременно (рис.10.(г), случай III), то в качестве сигнала используется значение (\overline{max}), фона — значение (\overline{min}).

Из разницы полученных значений sig , bkg определялся контраст (C). Расчет показателя статистического шума ($Noise$) определялся значением среднего квадратичного отклонения (СКО) bkg (σ_{bkg}) для случаев I, II и СКО sig для случая III.

Таким образом, показатель CNR

$$CNR = \frac{sig - bkg}{Noise}, \text{ где } Noise = \min(\sigma_{sig}, \sigma_{bkg}). \quad (45)$$

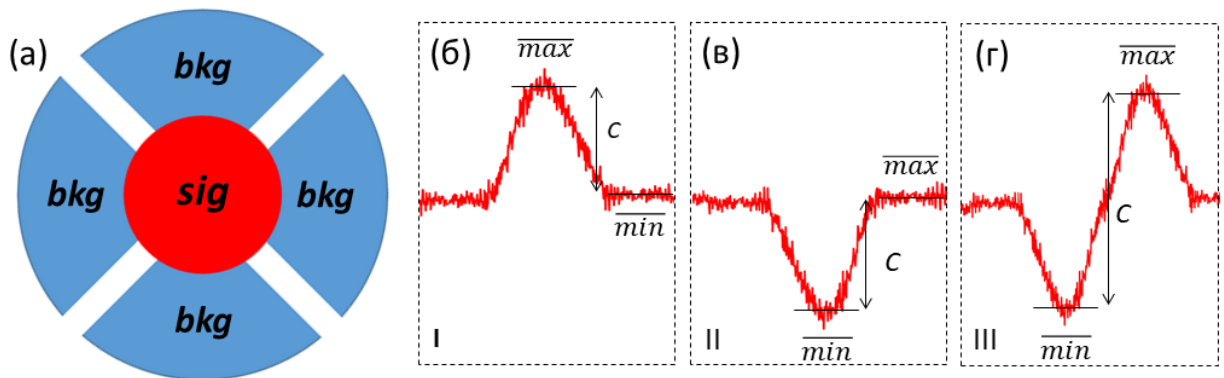


Рис.10. Схема определения сигнала и фона в области действия гидродинамического процесса.

Для всех анализируемых массивов данных были получены сглаженные поля путем применения двумерной медианной фильтрации для устранения выбросов данных и Гауссова фильтра для устранения дисперсии сигнала, чтобы определить локальные экстремумы внутри и вне гидродинамической структуры. При этом вне гидродинамической структуры проводилось более сильное сглаживание. Параметры Гауссова фильтра подбирались таким образом, чтобы не занижить абсолютное значение локального экстремума внутри гидродинамической структуры (для определения sig), и чтобы исключить влияние локальных возмущений вне гидродинамической структуры (для определения bkg).

Определение шума спутникового изображения выполнялось на основе двух работ [92, 111] по методу локальных гомогенных блоков. Пример определения шума показан на рис. 11.

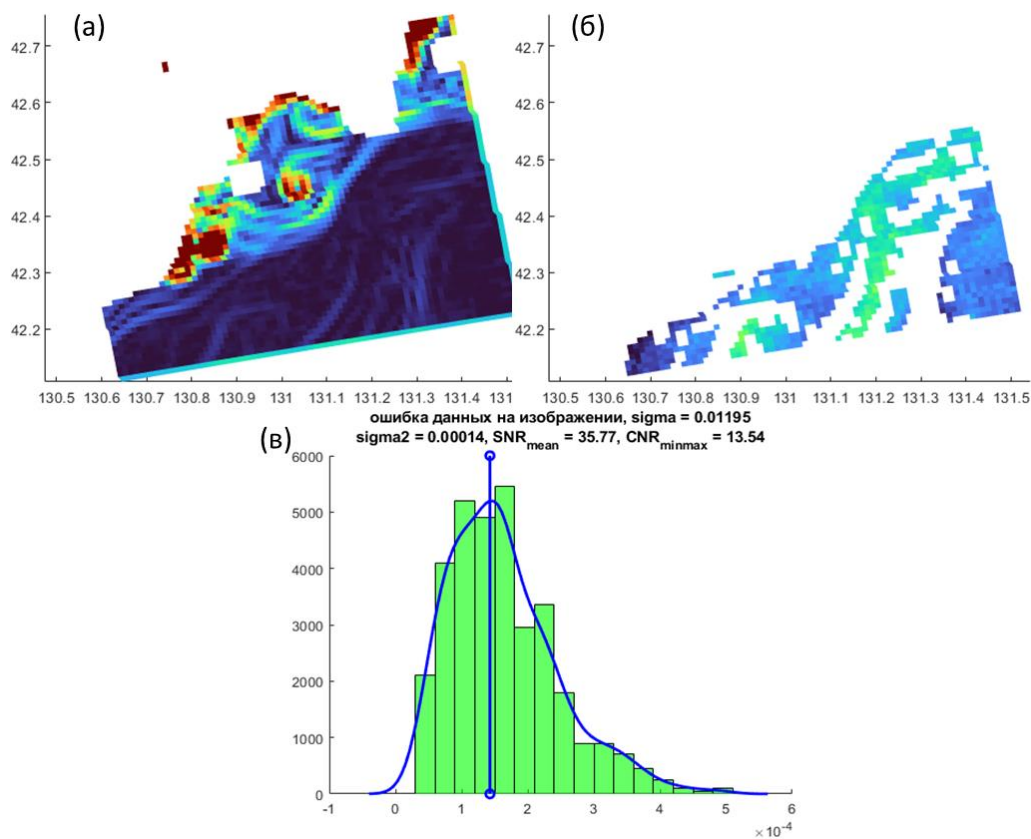


Рис. 11. Определение шума (пример для блоков 4×4) (а) исходные спутниковые данные; (б) спутниковые данные, использованные для оценки ошибки; (в) гистограмма ошибок данных на изображении

Спутниковое изображение в районе рассматриваемого гидродинамического процесса разбивалось на множество маленьких блоков размером 4×4 , 6×6 и 8×8 пикселей. Модификация метода определения шума относительно работ [92, 111] заключалась в том, что в нашем анализе мы отфильтровывали блоки, в которых наблюдались большие градиенты анализируемой величины, полученные путем применения оператора Собеля. Величина порогового значения градиента определялась, как двойное значение моды распределения всех значений градиентов, полученных на изображении. Это условие хорошо отфильтровало блоки, на которых проявлялись

всевозможные неоднородности, связанные с гидродинамическими структурами и артефактами спутниковых изображений. В оставшихся блоках рассчитывалось локальное среднее значение и локальное СКО. Далее анализировался график зависимости квадрата локального СКО от квадрата локального среднего. В случае, если не наблюдалось значимой линейной зависимости, то шум считался аддитивным и его значение приравнялось моде распределения всех локальных СКО, полученных на изображении. Если же наблюдалась значимая линейная зависимость между квадратом локального СКО и квадратом локального среднего, то шум считался мультипликативным. Соответствующая линейная зависимость аппроксимировалась прямой линией и выбирался уровень СКО на уровне сигнала или на уровне фона, в зависимости от того какой из уровней был меньше. Необходимо иметь в виду, что получаемая оценка статистического шума не является оценкой истинной ошибки спутниковых измерений, которая может состоять из различных слагаемых и включать всевозможные систематические ошибки. Она учитывает вариации спутниковых данных в ограниченном районе на однородных участках с целью определения возможности детектирования различных структур на изображении в данном районе, а не с целью оценки истинной ошибки анализируемых параметров.

Полученные значения CNR по формуле (6) могут быть как меньше нуля, так и больше нуля, в зависимости от того какие спутниковые данные используются и какой гидродинамический процесс происходит. Ядро вихря может проявляться как за счет повышения значений, так и за счет понижения значений анализируемых спутниковых параметров.

Полученное значение CNR можно интерпретировать как максимально возможный контраст, возникаемый вследствие наличия гидродинамической структуры по отношению к ошибкам измерений. Данная величина необходима, чтобы оценить возможность детектирования рассматриваемой гидродинамической структуры в данных дистанционного зондирования спектральных характеристик цвета моря. В случае, когда $CNR > 1$, контрасты

считаются хорошими и должны отображаться в дистанционных данных. При этом, если большое количество рядом расположенных точек измерений будут иметь $CNR > 0.5$, то такую структуру также возможно идентифицировать современными методами распознавания структур в данных измерений.

Дополнительно для анализа рассчитывались значения статистической относительной ошибки (δ) дистанционных измерений по формуле:

$$\delta = 100\% \times \frac{N}{\min(bkg, sig)} \quad (46)$$

Данная величина была необходима, чтобы проводить сравнительный анализ характеристик шума между разными спектральными каналами в видимом диапазоне с учетом уровня анализируемого сигнала.

Пример расчета δ для случая распространения субмезомасштабных вихрей представлен в таблице 1, где видно что после нормировки на $Rrs(555)$ δ немного увеличилась относительно $Rrs_{satM}(\lambda)$, за счет накопления ошибки от двух использованных измерений. При этом в случае оценки спутниковой концентрации хл-а ($chlor_a$) δ уменьшилась, что может быть связано с особенностями статистического распределения хл-а в данном районе исследования. Относительная ошибка измерений к фоновому значению для температуры поверхности моря (sst) не превышала 1%.

Видно, что статистические относительные ошибки определения Rrs минимальны в диапазоне 470-560 нм и имеют тенденцию к увеличению по мере приближения к 400 нм, что связано с уменьшением сигнала за счет дополнительного влияния поглощения ОРОВ и с увеличением ошибок атмосферной коррекции спутниковых данных [5]. В области длин волн более 600 нм относительные ошибки становятся более 100%, что в первую очередь связано с низкими значениями измеряемых Rrs .

Таблица 1. Статистические относительные ошибки спутниковых измерений для $Rrs(\lambda)$, $Rrs(\lambda)/Rrs(555)$, $chlor_a$ и sst по данным MODIS-Aqua/-Terra в области действия субмезомасштабных вихрей.

	Rrs(λ)				Rrs(λ)/Rrs(555)			
	31.08.2009	01.09.2009	02.09.2009	04.09.2009	31.08.2009	01.09.2009	02.09.2009	04.09.2009
412	24.2%	6.8%	7.7%	9.8%	25.3%	7.9%	9.7%	11.7%
443	7.4%	4.4%	3.4%	4.3%	7.7%	4.6%	5.7%	8.8%
469	5.0%	3.7%	2.8%	2.7%	5.9%	4.5%	5.6%	8.4%
488	3.2%	1.8%	2.0%	2.1%	5.0%	3.2%	4.2%	7.0%
531	2.3%	2.0%	1.8%	2.5%	2.6%	2.6%	2.7%	4.2%
547	2.1%	2.6%	2.0%	2.6%	1.9%	2.0%	1.7%	3.2%
555	2.9%	3.7%	3.1%	3.8%				
645	129.5%	129.7%	165.3%	163.6%	175.7%	109.6%	175.4%	145.3%
667	49.8%	121.1%	111.6%	153.8%	29.7%	85.1%	121.7%	107.7%
678	105.5%	194.0%	1370.7%	1917.3%	33.7%	211.6%	200.0%	200.0%
	chlor_a				sst			
	2.0%	2.9%	2.8%	3.3%	0.7%	1.0%	0.7%	0.4%

В работе значения CNR рассчитывались для следующих характеристик $Rrs(\lambda)$, индексы цвета $CI(\lambda)$ (47), концентрации хл-а ($chlor_a$):

$$CI(\lambda) = \frac{Rrs(\lambda)}{Rrs(555)} \quad (47)$$

$$\log_{10}(chlor_a) = a_0 + \sum_{i=1}^4 a_i \left(\log_{10} \left(\frac{Rrs(\lambda_{blue})}{Rrs(\lambda_{green})} \right) \right) \quad (48)$$

где $Rrs(\lambda_{blue})$ является максимальным из нескольких входных значений Rrs в синей области спектра, а коэффициент a_0 a_4 зависят от спутникового оптического радиометра [135].

2.4 Детектирование внутренних волн и определение их характеристик из спутниковых спектральных данных по цвету моря

В видимом спектральном диапазоне глубина проникновения солнечного света может составлять метры и первые десятки метров толщи моря, поэтому внутренние волны могут быть зарегистрированы не только по изменениям шероховатости поверхности, но и по изменениям яркости восходящего излучения моря вследствие перераспределения в фотическом слое взвешенных неорганических частиц, фитопланктона и ОРОВ под влиянием

волновых движений в пикноклине. В общем случае такие возмущения представляют собой квазипериодические дугообразные структуры на спутниковых снимках и радарных изображениях. В районе волнения яркость изображения может быть выше или ниже фона, и могут быть видны две полосы с контрастом, отличным от фона [21].

В работе рассматриваются проявления внутренних волн в дистанционных измерениях коэффициентов яркости восходящего излучения моря, полученные вне зоны солнечного блика в предположении, что регистрируемые вариации яркости определяются в основном изменением формы вертикального распределения оптически-активных компонентов. При этом наблюдаемые структуры в соответствующих спектральных данных по цвету моря (или в параметрах, рассчитанных из этих данных, например, по концентрации хл-а) должны соответствовать тем структурам, которые формируются в дистанционных данных, определяемых в основном изменением шероховатости морской поверхности. Таким образом, методы анализа внутренних волн, отработанные на подобных данных, могут быть перенесены и для анализа внутренних волн в спектральных данных по цвету моря. Для внутренних волн из спутниковых данных по оценке концентрации хл-а определялись следующие пространственно-временные характеристики: количество волн в пакете (n_{wave}), длина дуги волны (l_{arc}), расстояние между гребнями (D), фазовая скорость волны по соседним спутниковым изображениям (V_{GOCI}), вариации хл-а (Δ_{chl}); Δ_{chl} – вариации хл-а относительно каждого гребня по схеме на рис.12.

Детектирование внутренних волн в полях спектральных данных по цвету моря проводилось по следующим характерным признакам:

- проявления имеют неровную дугообразную форму;
- структуры могут распространяться как одиночной волной в виде дуги, так и пакетом волн (дуг);
- каждая дуга имеет четкую границу (начало и конец);
- расстояние между дугами не равномерное;

- дуги, как правило, не идеальны (несимметричны или немного изогнуты);
- визуально проявляются как не идеальные круги или прямые линии;
- выражены как в низкой, так и в высокой концентрации хл-а.

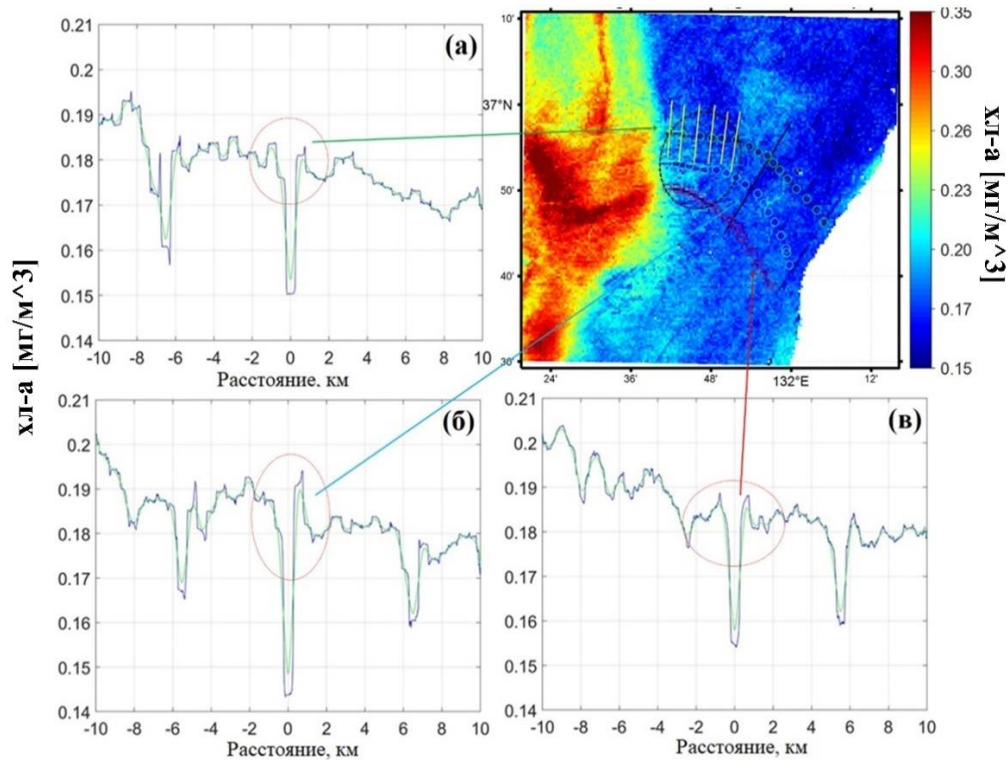


Рис. 12. Перпендикулярный разрез концентрации хл -а из данных GOCI-COMS-1 относительно гребней наблюдаемого пакета внутренних волн на рис. 1: (а) 1 гребень, (б) 2 гребень, (в) 3 гребень.

Совместное использование спутниковых оценок характеристик движения внутренних волн, данных океанографических реанализов по определению вертикальной структуры водных масс и применение двухслойной модели океана позволяет провести расчет амплитуды ВВ по следующей схеме. Обычно, летом стратифицированный океан может быть разделен на два слоя: верхний и нижний. Амплитуда уединенных волн, распространяющихся в направлении x по времени в двухслойной системе $\eta(x, t)$ определялась по уравнению Кортевега – де Фриза [108, 136]:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + V_0 \frac{\partial \eta}{\partial x} + \alpha \eta \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} = 0 \quad (49)$$

где V_0 – линейная скорость движения волны, определяемая как:

$$V_0 = \sqrt{\frac{\Delta \rho g h_1 h_2}{\rho (h_1 + h_2)}} \quad (50)$$

h_1 и h_2 – толщина верхнего и нижнего слоя относительно пикноклина, соответственно, $\Delta \rho$ – изменение плотности морской воды между верхним и нижним слоем; g – ускорение свободного падения, ρ_{sw} – среднее значение плотности по всей толще воды.

Для определения входных параметров h_1 и h_2 использовались вертикальные структуры температуры и солёности из данных реанализа NUCOM; α – нелинейный коэффициент:

$$\alpha = \frac{3(h_1 - h_2)}{2h_1 h_2} \quad (51)$$

β – дисперсионный коэффициент:

$$\beta = \frac{1}{6} h_1 h_2 V_0 \quad (52)$$

фазовая скорость движения волны V :

$$V = V_0 - \frac{\alpha h_1 h_2 V_0^2}{3} \quad (53)$$

Амплитуда ВВ:

$$\eta = \frac{3(V_0 - V_{GOCI})}{\alpha} \quad (54)$$

где V_{GOCI} – фазовая скорость волны, рассчитанная из соседних по времени спутниковых изображений GOCI [47, 106, 130]. Знания об амплитуде внутренней волны и глубине залегания пикноклина позволяют получить дополнительную информацию для подтверждения предположения того, что наблюдаемые вариации в дистанционных спектральных данных по цвету моря в первую очередь зависят от изменения формы вертикального распределения содержания оптически-активных компонентов, а не от изменения шероховатости морской поверхности.

Выводы к главе 2

Получен набор *in situ* и дистанционных данных достаточный для решения поставленных в работе задач. Дополнительно собраны данные океанографических реанализов для интерпретации рассматриваемых гидродинамических структур. Проведена региональная адаптация и настройка наборов био-гео-оптических моделей, позволяющих проводить численные расчеты спектральных коэффициентов яркости восходящего излучения моря в зависимости от задаваемой формы вертикального профиля содержания оптически-активных компонентов. Проведена оценка возможного вклада эффекта изменения шероховатости морской поверхности в дистанционные измерения коэффициентов яркости восходящего излучения моря. Определен метод расчета показателя «контраст/шум», по которому можно судить о значимости максимальных контрастов в спектральных данных дистанционного зондирования по цвету моря, возникающих вследствие появления гидродинамической структуры. Приведены методы детектирования внутренних волн и расчета их характеристик в данных дистанционного зондирования, что позволит улучшить идентификацию внутренних волн при анализе спектральных данных по цвету моря. Для детектирования структур апвеллинга и вихрей возможно использовать стандартные подходы.

Глава 3. Анализ пространственно-временного распределения оптических характеристик в гидродинамических структурах

3.1 Область взаимодействия вод Фолклендского течения и Патагонского шельфа

В результате давления Фолклендского течения на склон Патагонского шельфа возникают подъемные силы, приводящие к подъему глубинных вод, обогащенных питательными веществами к поверхности моря, что сопровождается увеличением численности фитопланктона [145]. Кроме этого, увеличивается содержание ОРОВ и взвешенных веществ, что влияет на уменьшение прозрачности морской воды [140]. На спутниковых данных по цвету моря это выражается в образовании ярко-выраженной полосы повышенных значений концентраций хл-а, простирающейся примерно от (50 гр. ю.ш., 62 гр. з.д.) до (38 гр. ю.ш., 56 гр. з.д.) рис.13 [147].

Анализ спутниковых и судовых *in situ* измерений температуры, солености морской воды, концентрации хл-а и ОРОВ в зоне действия апвеллинга в период проведения экспедиционных работ на склоне Патагонского шельфа (рис. 14-15) показал, что существует резкая граница (фронт) в спутниковых значениях *chlor_a* (рис. 14(а), 15), которая наблюдается в зоне взаимодействия Фолклендского течения с Патагонским шельфом (примерно по 60 гр. з.д.) [70, 140]. При этом в данных *sst* проявление апвеллинга не выглядит ярко выраженной полосой, поскольку между водами Фолклендского течения и Патагонского шельфа большая разница в температуре ($\approx 2,5^{\circ}\text{C}$) на фоне которой уменьшается контраст проявления подъема глубинных вод.

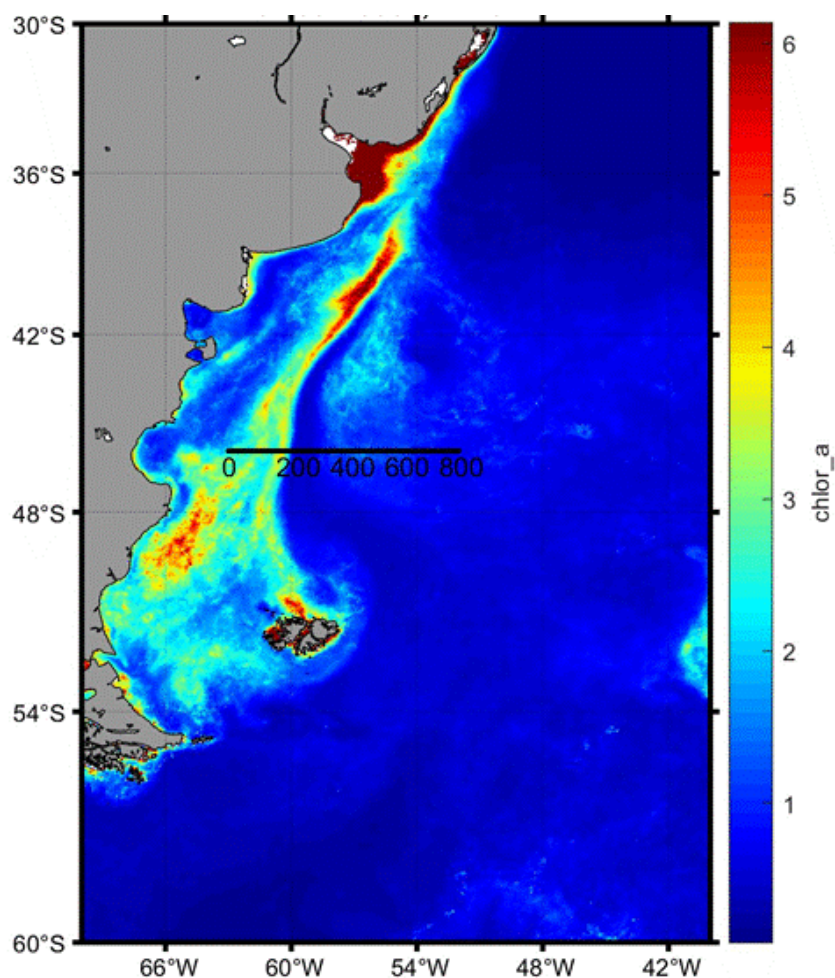


Рис.13. – Спутниковое изображение MODIS-Aqua, полоса повышенных концентраций хл-а, 50 гр. ю.ш., 62 гр. з.д. – 38 гр. ю.ш., 56 гр. з.д.

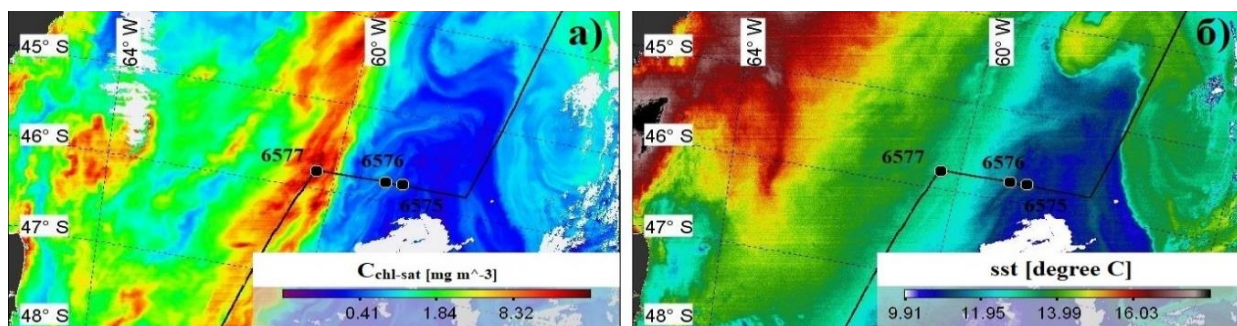


Рис. 14. Спутниковые изображения данных второго уровня радиометра MODIS-Aqua и Terra за 12 января 2020 г. в экспедиции АМК79 в районе действия апвеллинга: а) *chl_a*; б) *sst*

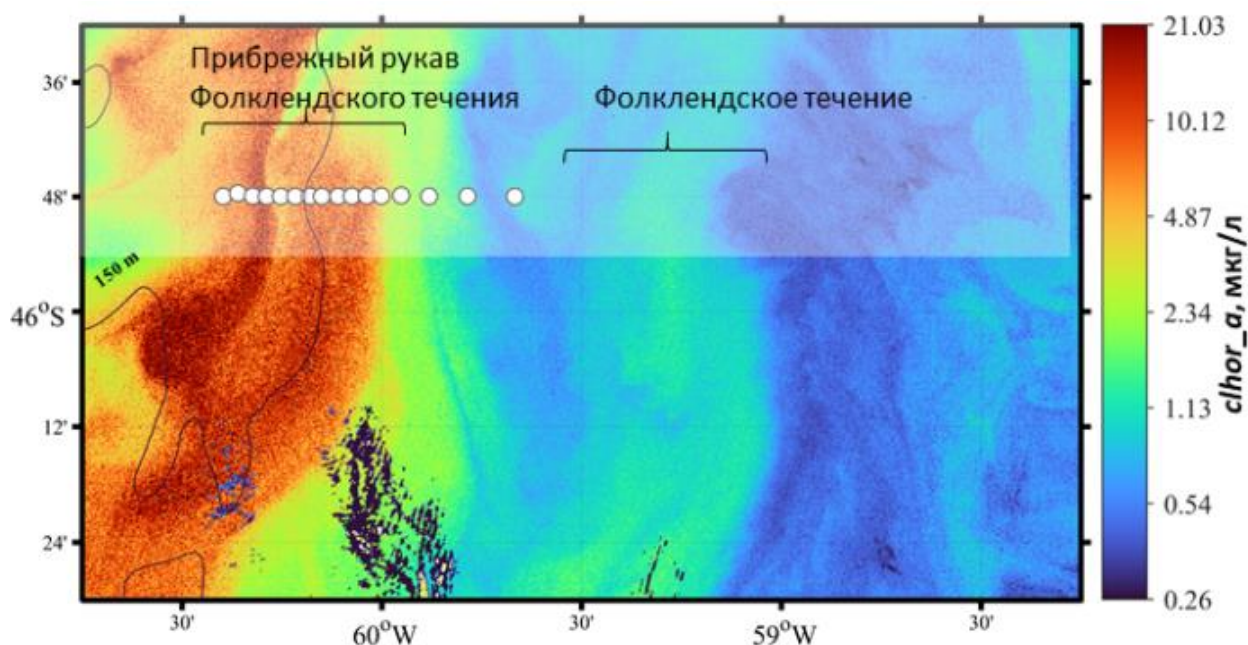


Рис. 15. Спутниковые изображения *chlor_a*по данным OLCI/Sentinel-3B, полученные 18 февраля 2022 во время проведения экспедиции АМК87.

Для валидации спутниковых данных и более детального анализа дополнительно рассмотрены проточные измерения, выполненные на долготном разрезе поперек действия Фолклендского течения с выходом на Патагонский шельф по 45,8 гр. ю.ш. На рис. 15 представлены данные судовых измерений, сопоставленные с интерполированными спутниковыми данными и данными реанализа CMEMS по которому посчитана дивергенция (*div*) вектора скорости течения в поверхностном слое моря. На рис. 16, 17 представлены гидрологические и биооптические характеристики, полученные в проточной системе. На рис. 16 и рис.17 выделено три водные массы: синяя зона – воды Фолклендского течения, красная зона – район максимальных концентраций хл-а, зеленая зона – промежуточные воды, выделенные на локальном максимуме судовых измерений концентрации хл-а и на кромке Патагонского шельфа.

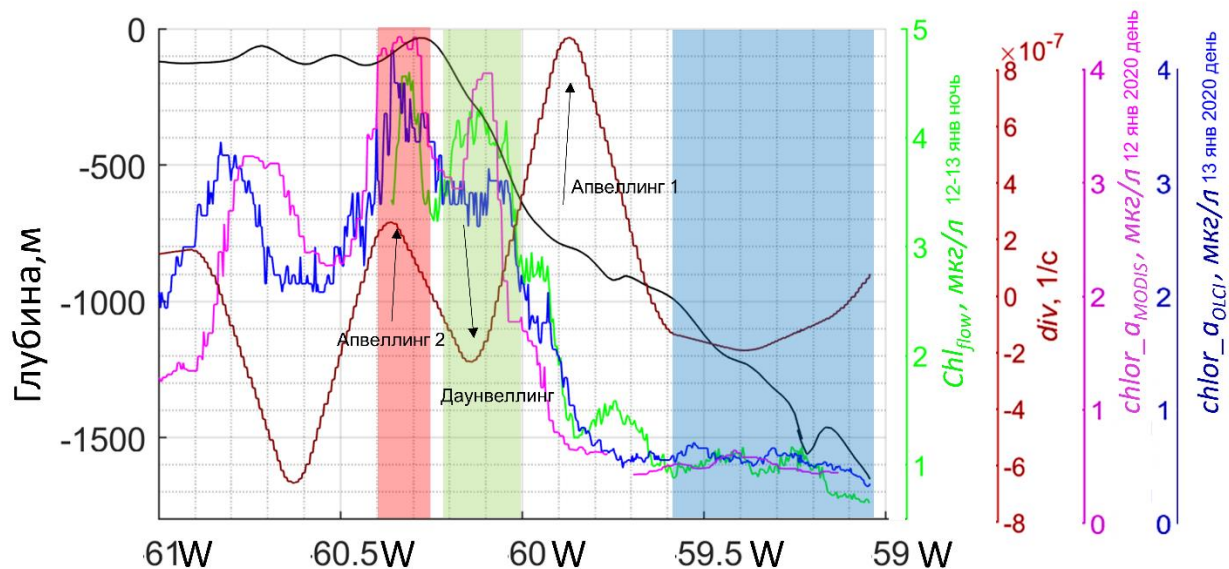


Рис. 16. Данные судовых проточных измерений концентрации хл-а (Chl_{flow}), дивергенции вектора скорости течения (div), спутниковые концентрации хл-а с радиометров MODIS ($chlor_{a_{MODIS}}$) и OLCI ($chlor_{a_{OLCI}}$) вдоль судового маршрута.

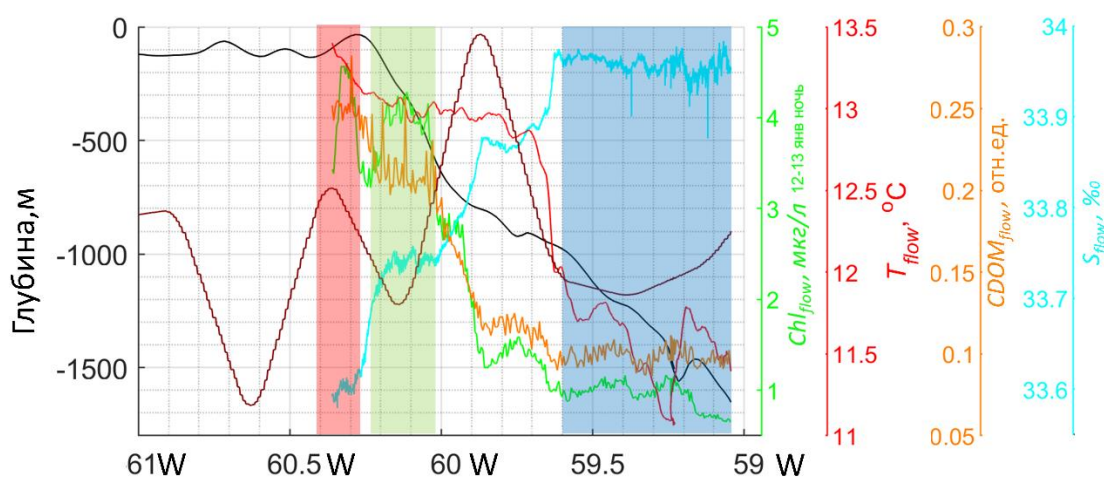


Рис. 17. Данные судовых проточных измерений концентрации хл-а (Chl_{flow}), дивергенции вектора скорости течения (div), температуры морской воды (T_{flow}), солёности (S_{flow}), интенсивности флуоресценции ОРОВ ($CDOM_{flow}$).

Максимум дивергенции на западной границе Фолклендского течения соответствует переходу из глубоководного района на склон шельфа и соответствует «апвеллингу 1», и может быть сопоставлен с локальными

максимумами на графиках судовых измерений концентрации хл-а. Второй локальный максимум дивергенции (красная зона) хорошо совпадает с максимумом концентрации хл-а, который наблюдается по всем результатам измерений и относится к «апвеллингу 2». Также на разрезе присутствует область, где значение разницы потоковых величин $div < 0$, что соответствует даунвеллингу, в котором происходит уменьшение значений локального максимума концентрации хл-а со временем.

Выделенные водные массы обладают следующими характеристиками: воды Фолклендского течения (синяя зона) отличаются пониженными значениями концентрациями хл-а (около 0,8 мкг/л), флуоресценции ОРОВ и температуры (около 11,5 °С), но повышенными значениями солености (около 33,95 ‰); воды в зоне максимальных концентраций хл-а (красная зона) обладают максимальной температурой (более 13 °С) и находятся с западной стороны барьерной возвышенности у кромки Патагонского шельфа. Это говорит о большей величине соотношения между флуоресценцией ОРОВ и хл-а в водах в данной зоне. И о том, что поверхностные водные массы, переносимые Фолклендским течением, взаимодействуют с водами Патагонского шельфа и вызывают подъемные силы.

Для исследования влияния глубины положения максимума концентрации хл-а на вариации спутниковых оценок концентрации хл-а были проанализированы вертикальные профили практически синхронных измерений гидрологических и биооптических характеристик на станции № 6577 в области «апвеллинга 2» (рис. 18).

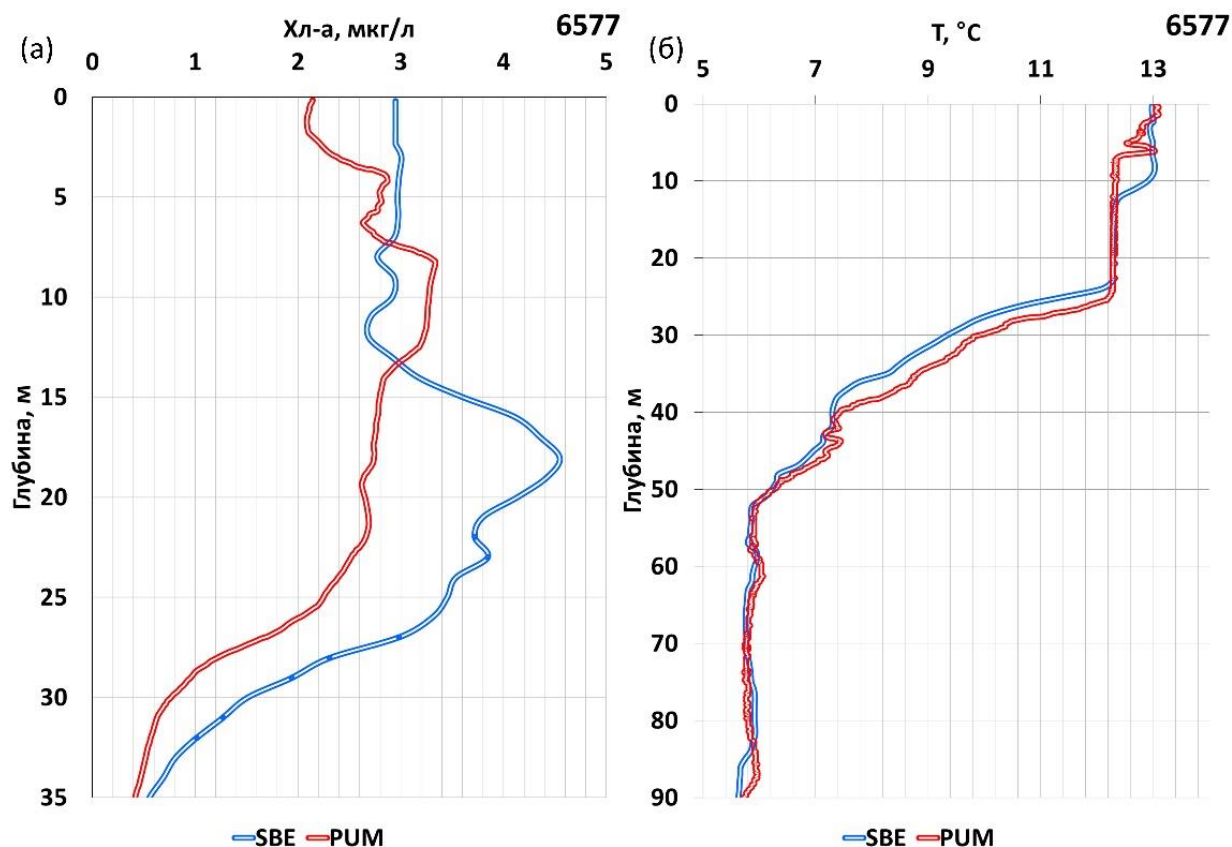


Рис. 18. Вертикальные профили биооптических (а) и гидрологических (б) параметров на станции 6577, полученные с помощью зондов SBE-911, ПУМ-200.

На станции сначала были проведены вертикальные измерения ПУМ-200, а через ~15 минут измерения SBE-911, за которые судно сместилось на расстояние ~100 метров. Работы на данной станции проводились ночью, поэтому влияния эффекта фототушения на вертикальные профили флуоресценции хл-а не было. Максимальный температурный градиент для обоих зондирований зафиксирован на глубине около 25 м. При этом отмечалась двуслойная структура верхнего квазиоднородного слоя (ВКС). В 25-метровом слое высоких концентраций хл-а отмечается локальный максимум: на 8-10 метрах для первого и 17-18 метрах для второго зондирования. Следовательно, для верхнего градиента температуры и для глубины максимума концентрации хл-а разница между двумя вертикальными распределениями в ВКС составила 8-9 метров, что свидетельствует о влиянии

гидрологической структуры вод на вертикальное распределение концентрации хл-а.

3.2 Зоны действий внутренних волн в отдельных районах

Японского моря

В работе рассматриваются ВВ, обнаруженные на всей территории Японского (Восточного) моря.

На карте исследуемого района (рис.18) точками в красной зоне (Заливе Петра Великого) отмечены *in situ* станции с проявлениями ВВ, в зеленой (в районе банки Ямато) и желтой (Южно-Корейское плато и район банки Оки) зонах точками отмечены координаты нахождения ВВ (в момент времени спутниковой съемки GOCI-COMS-1) анализируемых в работе [71], определенных по спутниковым данным в полях концентрации хл-а.

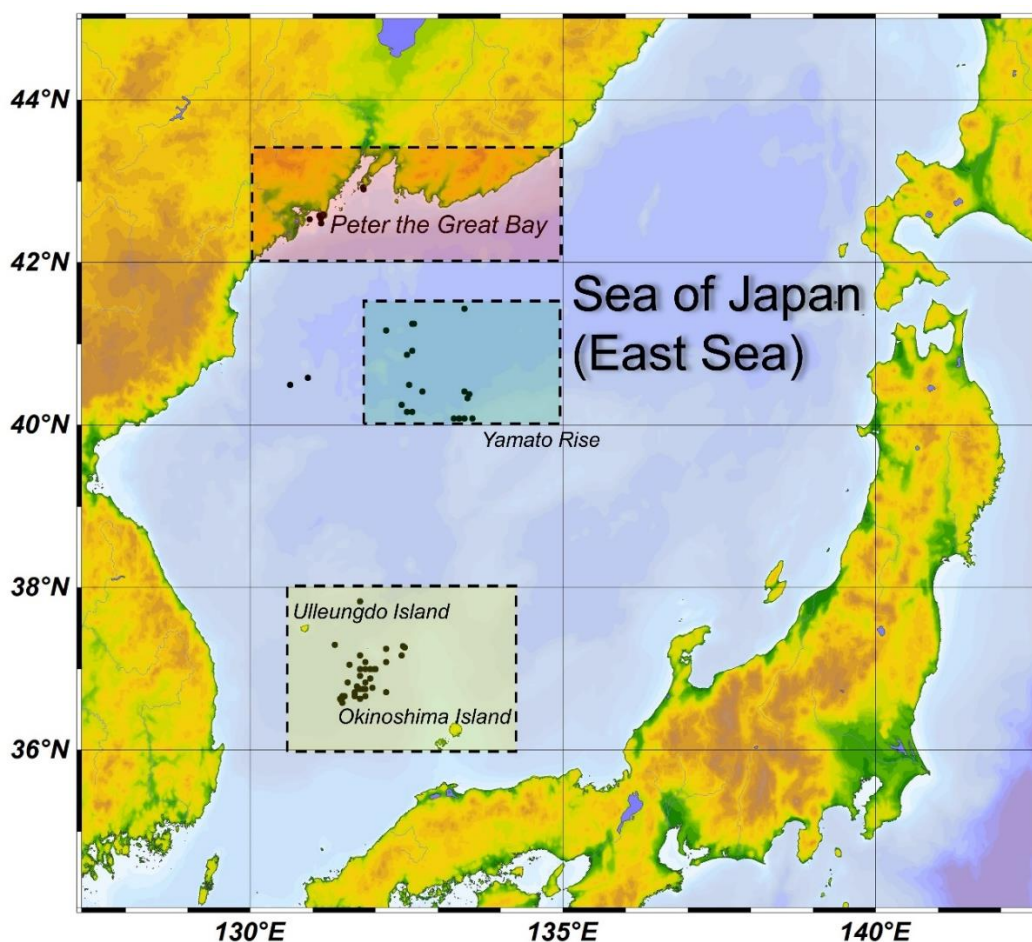


Рис.18. Карта района исследования. Точками отмечены обнаруженные ВВ по спутниковым данным концентрации хл-а.

Из массива экспедиционных данных ежечасных измерений для судовых станций, где предположительно присутствовали ВВ, были построены временные разрезы вертикального распределения значений гидрологических и биооптических параметров морской воды и отобраны станции, где наиболее выражены колебания анализируемых параметров. На рис.19 показаны примеры временных разрезов на станциях, где присутствовали ВВ, выполненные на входе в бухту Витязь с морской стороны мыса Шульца 2008 и 2009 г.

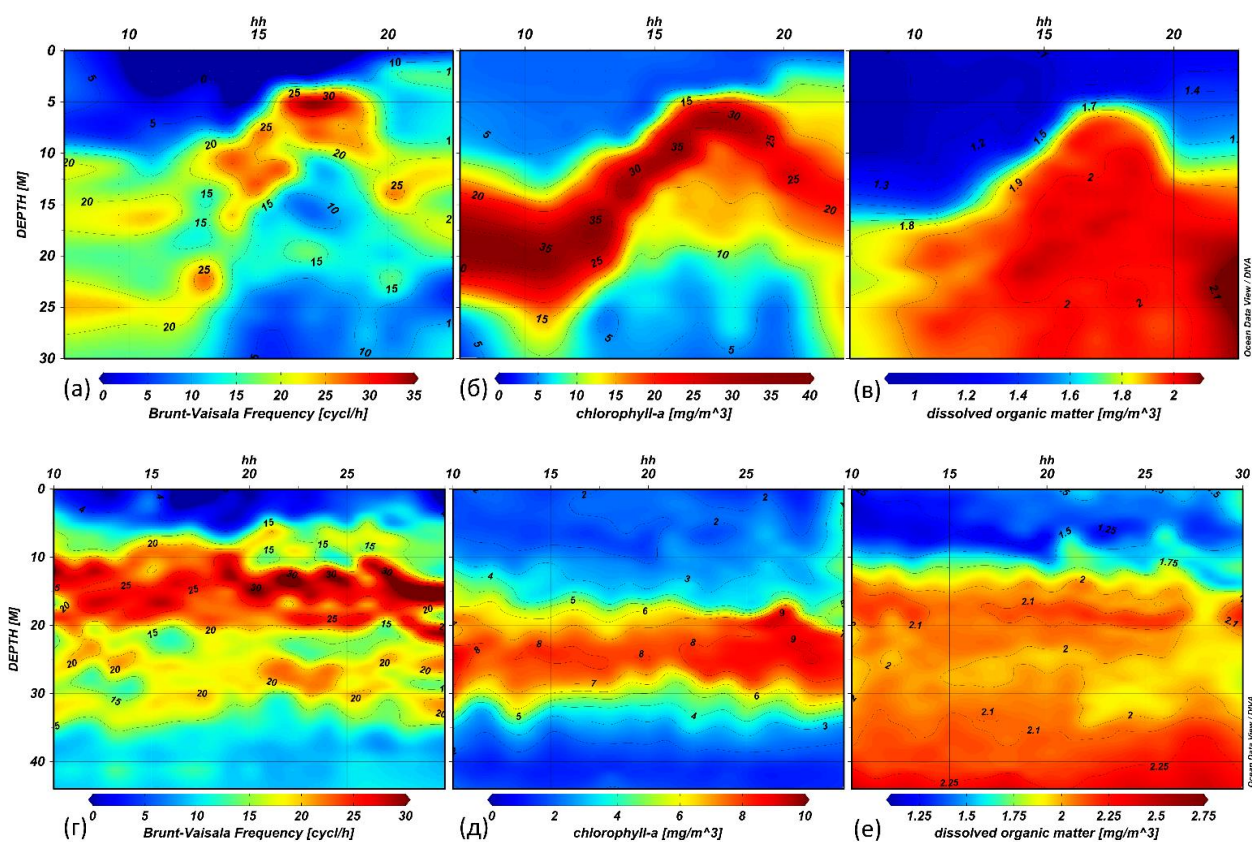


Рис.19. Временной разрез частоты Брента-Вяйсаля и вертикального распределения концентрации ОРОВ и хл-а, выполненный 2008.10.03 (а-в) и 2009.09.04 (г-е) в шельфовой зоне западной части Японского моря с морской стороны мыса Шульца

Причиной генерации ВВ в 2008 г. послужили приливо-отливные силы за счет эффекта, когда при взаимодействии баротропных приливов с рельефом дна приливные волны превращаются во внутренние [57, 75]. По данным

ЕСИМО [22, 23] было выявлено, что в исследуемом районе наблюдался прилив с перепадом уровня 0,32 м, который мог существенно повлиять на генерацию мощной ВВ, амплитудой около 13 метров. Период колебаний концентрации хл-а в водной толще почти совпал с периодами прилива/отлива с разницей 1-2 часа.

Пример проявления ВВ в цвете моря, из организованной базы данных содержащей архив спутниковых измерений, с проявлениями ВВ в Японском море прошедших атмосферную коррекцию и рассчитанных вне зоны оптического блика, представлен на рис.20.

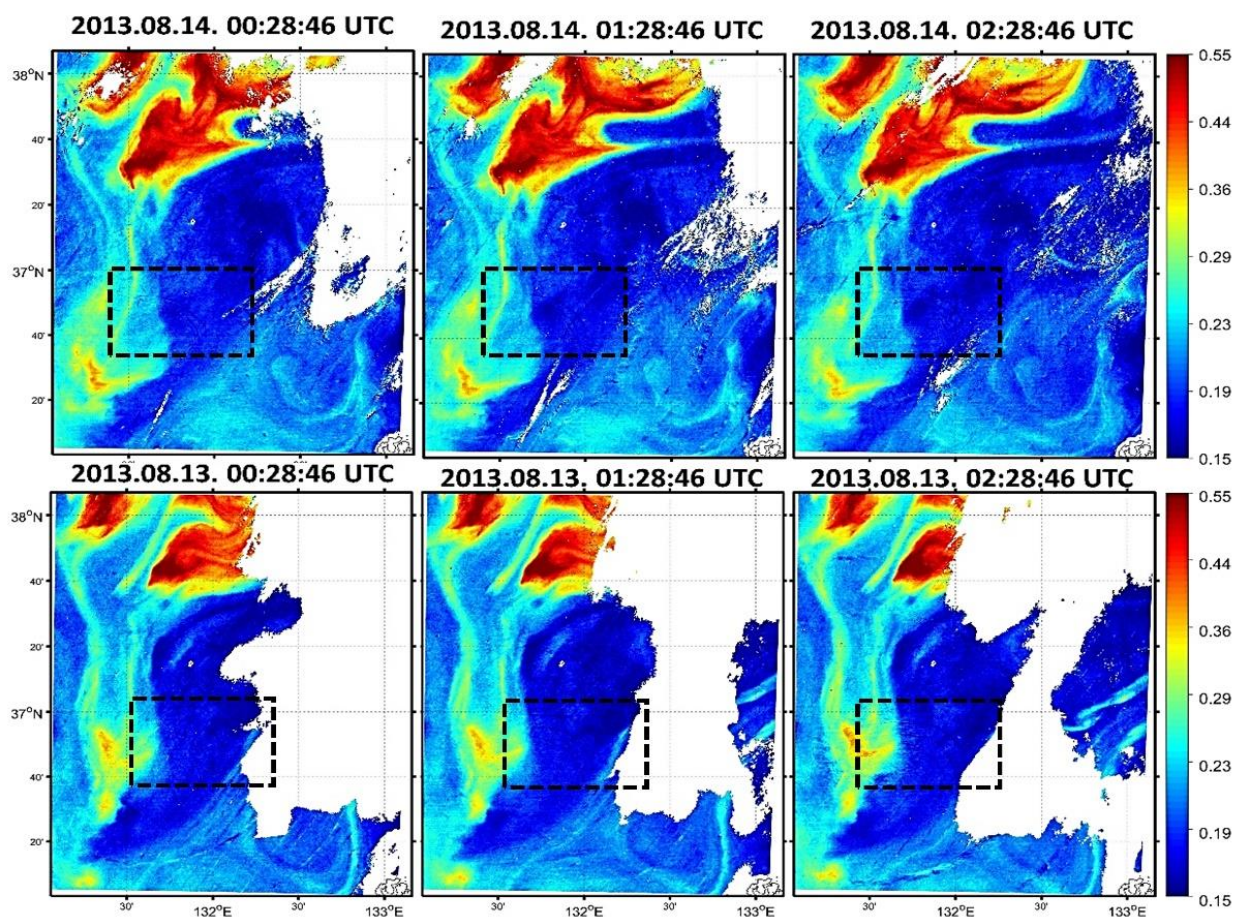


Рис.20. Проявления ВВ на серии ежечасных спутниковых изображений в южной части Японского моря 13-14.08.2009 в полях концентрации *chlor_a* с радиометра GOCI геостационарного спутника COMS-1.

На основе спутниковых данных с проявлениями ВВ (рис. 21), в поле концентрации хл-а, были определены некоторые пространственно-временные параметры ВВ в соответствии с методами, представленными в разделе 2.4 (пример в таблице. 2).

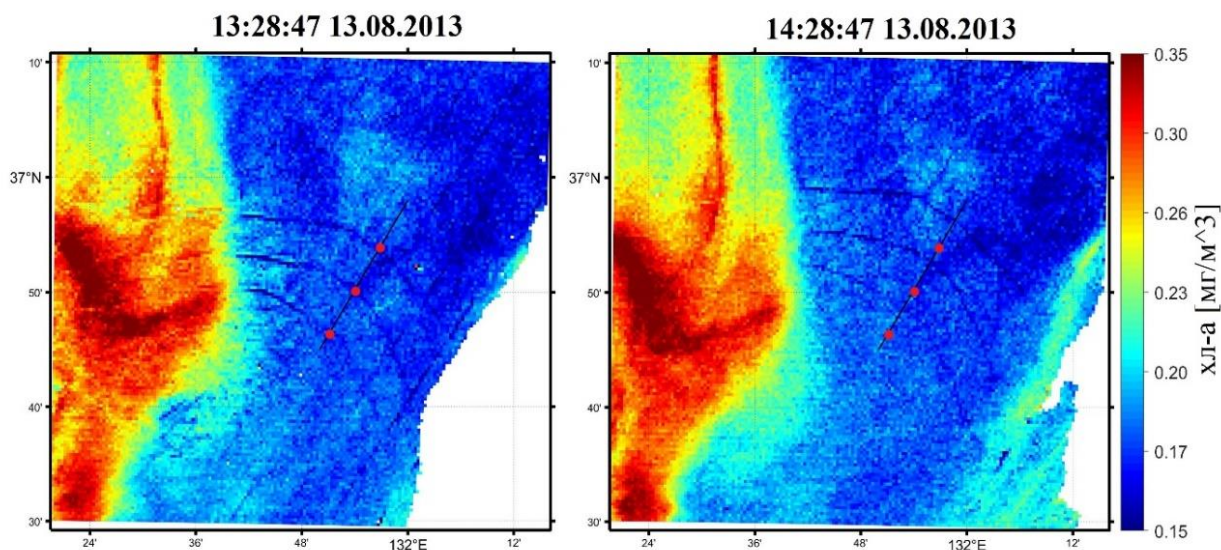


Рис.21. Спутниковые снимки GOCI-COMS-1 с проявлением ВВ в поле концентрации хл-а, 2013.08.13, полученные с интервалом в 1 час в южной части Японского моря

Совместное использование спутниковых оценок характеристик движения внутренних волн, данных океанографических реанализов по определению вертикальной структуры водных масс и применение двухслойной модели океана, позволяет провести оценку фазовой скорости распространения ВВ и расчет амплитуды ВВ.

Знания об амплитуде внутренней волны и глубине залегания пикноклина (в рассматриваемой ВВ на рис. 21 – 26 метров и 20, соответственно) позволяют получить дополнительную информацию для подтверждения предположения того, что наблюдаемые вариации в дистанционных спектральных данных по цвету моря зависят от изменения формы вертикального распределения содержания оптически-активных компонентов.

Таблица 2. Характеристики ВВ по данным спутниковых наблюдений GOCI-COMS-1 в южной части Японского моря и данных реанализа модели

HYCOM

Характеристики ВВ	13.08.2013	
	13:28:47 UTC + 10	14:28:47 UTC + 10
n_{wave}	3	3
l_{arc1}	46,9 км	39,7 км
l_{arc2}	47,4 км	40,9 км
l_{arc3}	35,4 км	41,5 км
D	8 км	8 км
V_{GOCI}	1,39 м/с	
η	26 м	
f_{chl}	Более 15% от 0,2 мг / м ³	
направление перемещения с ЮЗ на СВ		

По ежечасным данным о скорости ветра на высотах 10 м из атмосферного реанализа ERA5 скорость ветра, в рассматриваемом районе при прохождении внутренних волн, составляла 2-3 м/с. С учетом результата, полученного в подразделе 2.2.3, можно заключить, что вариации в поле концентрации хл-а, связанные с возможной ошибкой неправильного учета шероховатости морской поверхности, не должны были превышать 1% от изменения рассматриваемого значения. При этом на рис. 12 представлены изменения chl_{or_a} во втором гребне, которые составили около 20%. Таким образом, можно сделать вывод, что наблюдаемые вариации связаны с изменением вертикального профиля концентрации хл-а.

3.3 Район распространения субмезомасштабных вихрей в южной части залива Петра Великого

На рис. 22 представлена серия спутниковых изображений в полях *chlor_a* и *sst* радиометров MODIS-Aqua/Terra в Заливе Петра Великого, на котором видна цепочка циклонических субмезомасштабных вихрей. Вихри перемещались от дельты реки Туманной по направлению к мысу Шульца со скоростью 0,1–0,2 м/с в период с 30 августа по 6 сентября 2009г и при этом увеличивались в диаметре с 3 до 8–10 км.

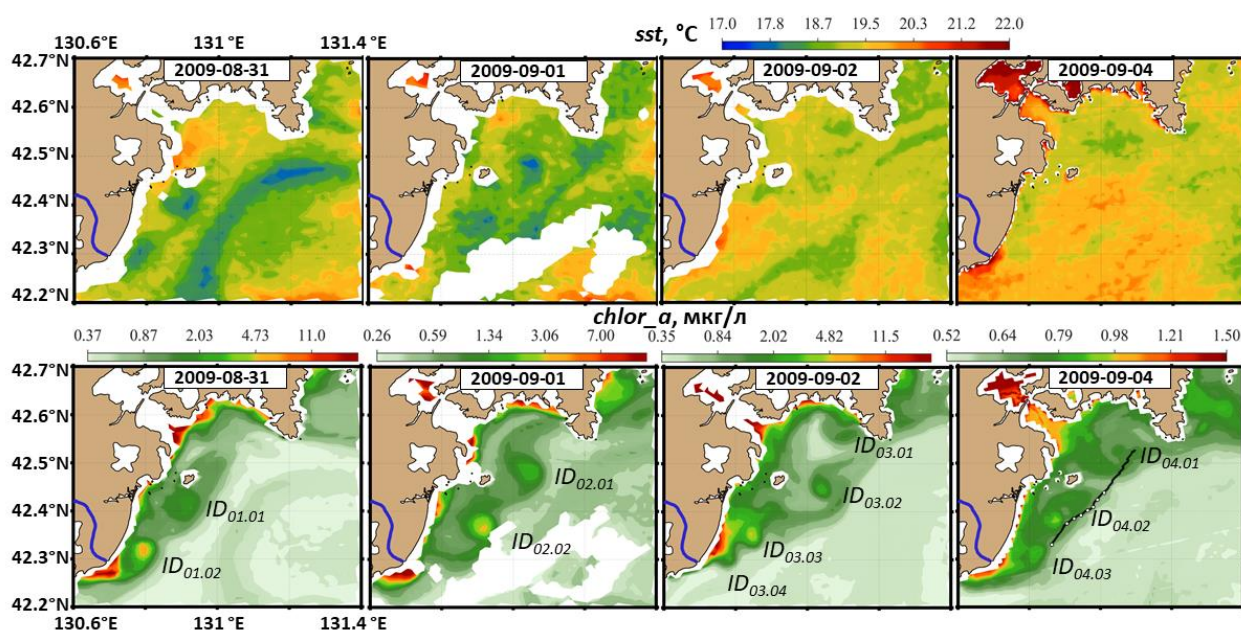


Рис. 23. Проявления субмезомасштабных вихрей на серии спутниковых изображений в южной части залива Петра Великого с 31.08.2009 по 04.09.2009 в полях *sst* и *chlor_a*.

На рис. 24 приведена серия спутниковых изображений *chlor_a* за 1 сентября 2009 г. в районе действия вихря ID_{03.02}. Дополнительно представлены изолинии значений, нормированных на максимум *chlor_a* (в %). Видно, что со временем изолинии поворачиваются против часовой стрелки, что указывает на циклоническую полярность вихря.

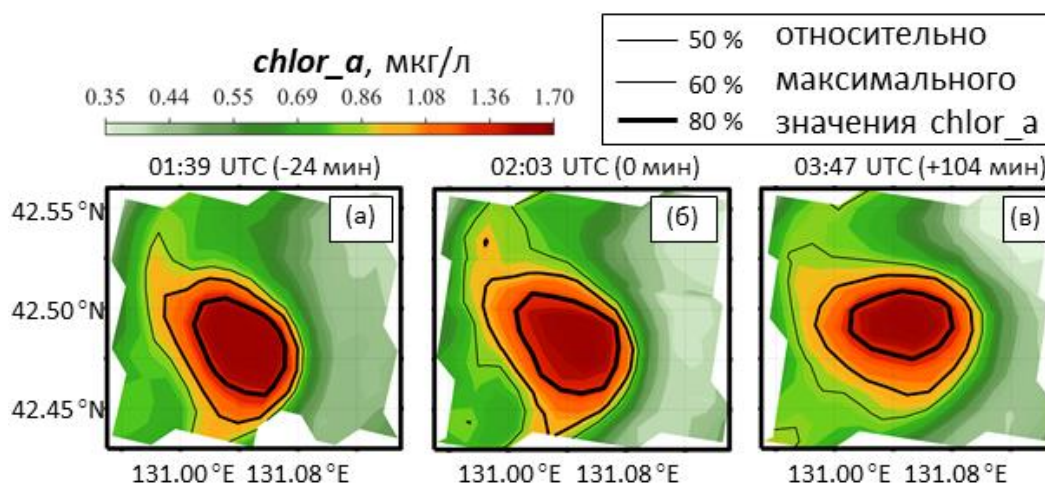


Рис.24. Спутниковые снимки *chlora*, полученные в течение 1 сентября 2009г. со сканеров: MERIS-Envisat (а), MODIS-Terra (б) MODIS-Aqua (в).

Залив Петра Великого – самый большой залив Японского моря у берегов Приморского края России, расположенный между мысом Поворотный на востоке и устьем реки Туманной на западе [20].

При впадении р. Туманной в Японское море, образуется обширная заболоченная дельта с сетью солоноватых и пресных водоёмов, прилегающих к реке. Полоса мутной воды простирается в море на 10 – 11 км от устья реки. Направление перемещения стоковых вод зависит от ветров [13]. Под действием летних муссонов полоса мутных вод тянется к заливу Петра Великого на восток – северо-восток [51]. В водном стоке р. Туманной отмечаются нефтяные углеводороды, хлорорганические пестициды, тяжелые металлы, высокие концентрации взвешенных частиц [154], которые вместе с вихрями могут достигать побережья полуострова Гамова, где располагается единственный в России Дальневосточный морской заповедник Витязь (рис. 25). В результате поступления со стоком реки антропогенных загрязнений, увеличения концентрации ОРОВ, взвешенных веществ и пленок, возможно оценивать распространение стока реки и сопутствующие гидродинамические структуры дистанционными методами.

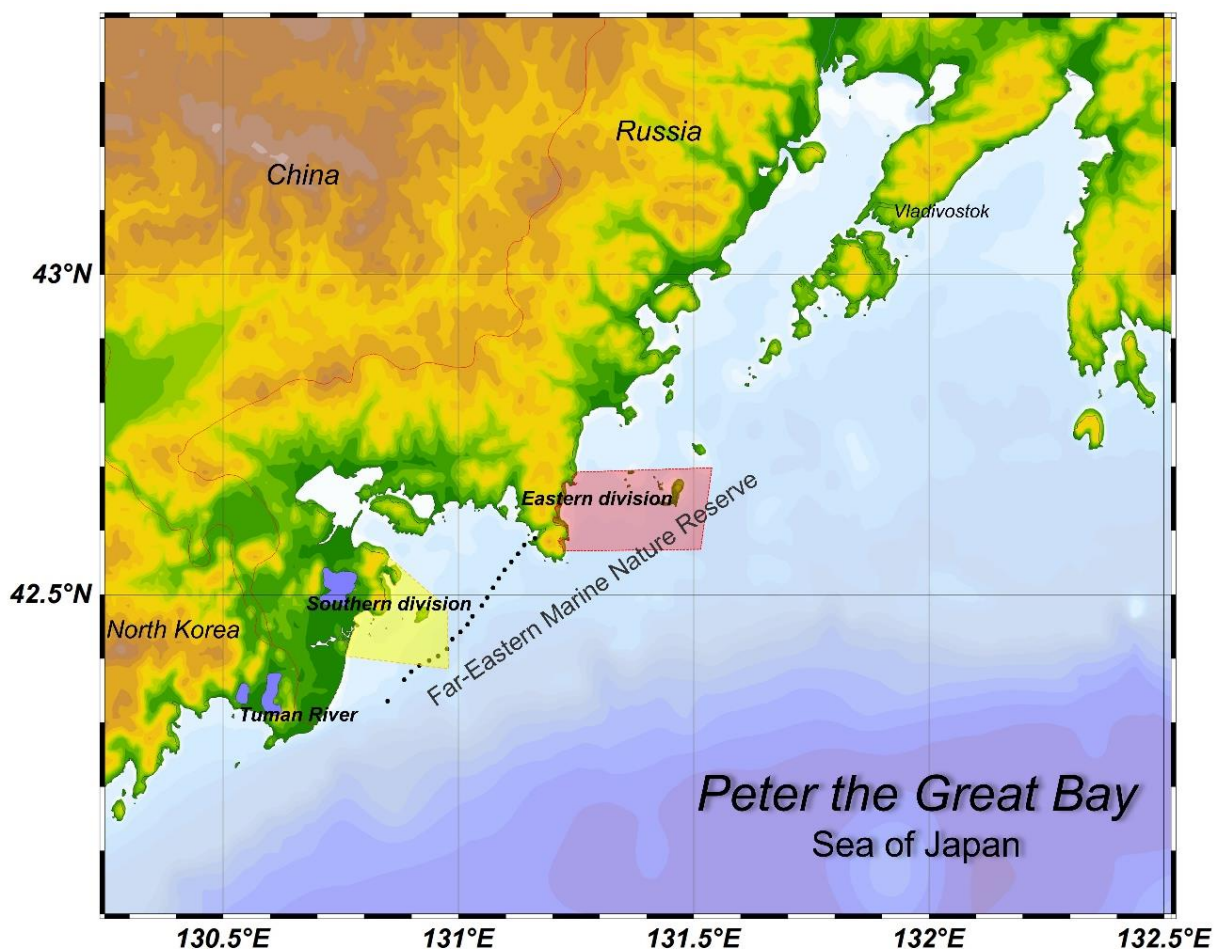


Рис.25. Южный район Дальневосточного морского биосферного заповедника ДВО РАН (выделен желтым). Восточный район Дальневосточного морского биосферного заповедника ДВО РАН, (расположен в непосредственной близости от б. Витязь и охватывает несколько бухт п-о Гамова) (выделен красным)

Через один из таких вихрей (представленных на рис.23) были проведены гидрологические и гидрооптические судовые измерения на станциях 1-8 и в проточной системе 04.09.2009г (рис.26). На разрезах выделяются зоны, соответствующие распресненным областям, а которых наблюдается высокое содержание ОРОВ рис.26 (б, в), что характерно для зон распространения речных вод в море. На спутниковых изображениях видно, что данные зоны находятся в районе действия морских вихрей. При этом стоит учитывать, что на повышенные значения *chlor_a* в областях распреснения рис.26 (а) влияет как увеличение концентрации хл-а, так и поступление дополнительных ОРОВ

из реки. По данным T значимых вариаций и соответствующей вихревой структуры не наблюдалось, что может быть связано с близким прогревом рассматриваемых вод.

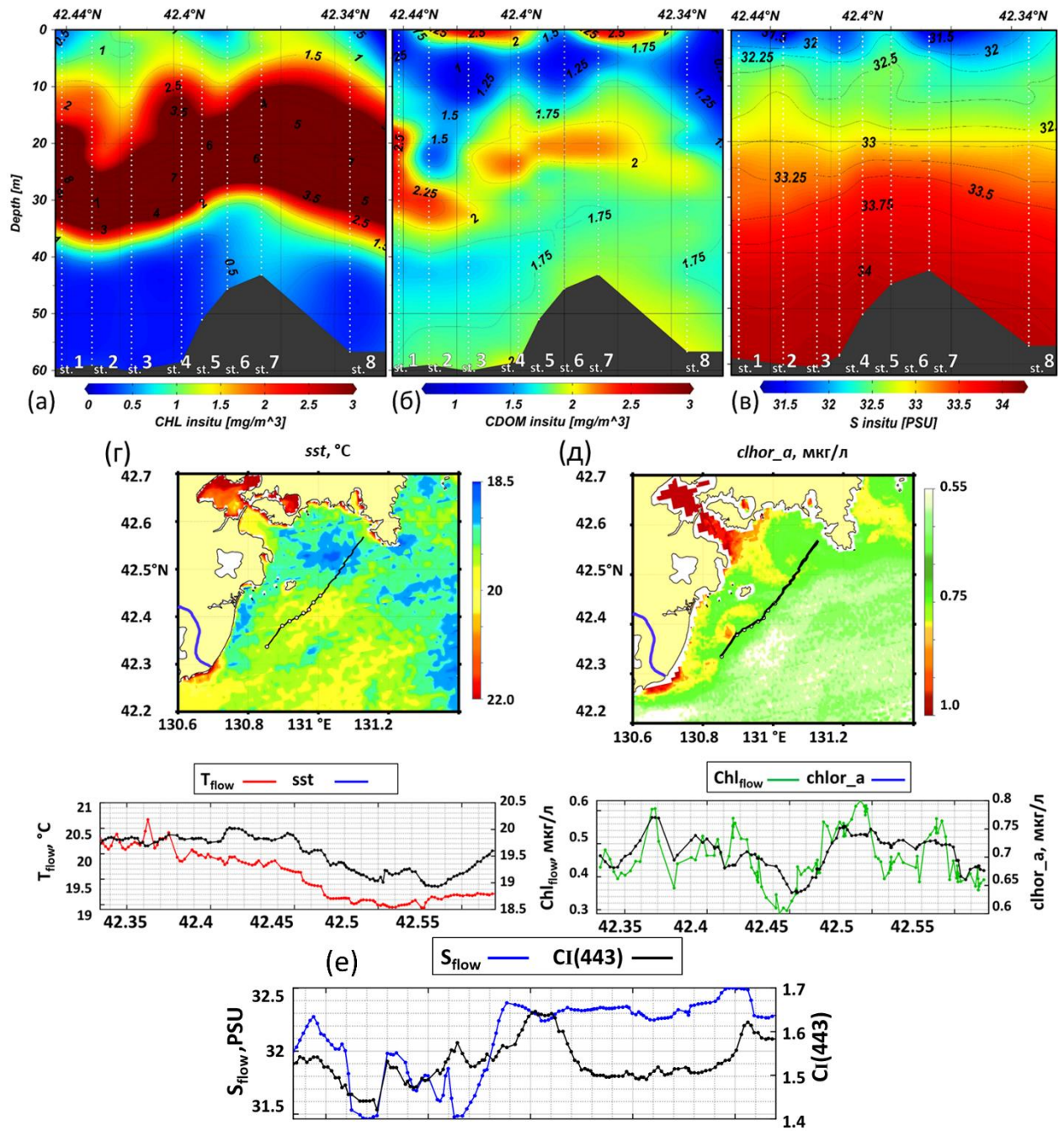


Рис. 26. Глубинные профили: (а) концентрация хл-а ($Chl_{in situ}$); (б) концентрация ОРОВ ($CDOM_{in situ}$) (в) солёности. Спутниковые изображения MODIS/Aqua sst (г) и $chlor_a$ (д) с обозначенным маршрутом судовых измерений и соответствующие графики пространственной изменчивости температуры поверхности моря (T_{flow}), концентрация хл-а (Chl_{flow}) вдоль этого маршрута, а также солёности (S_{flow}) и индекс цвета $CI(443)$ (е).

Между концентрацией хл-а и ОРОВ в районе исследований наблюдается линейная связь (рис.27).

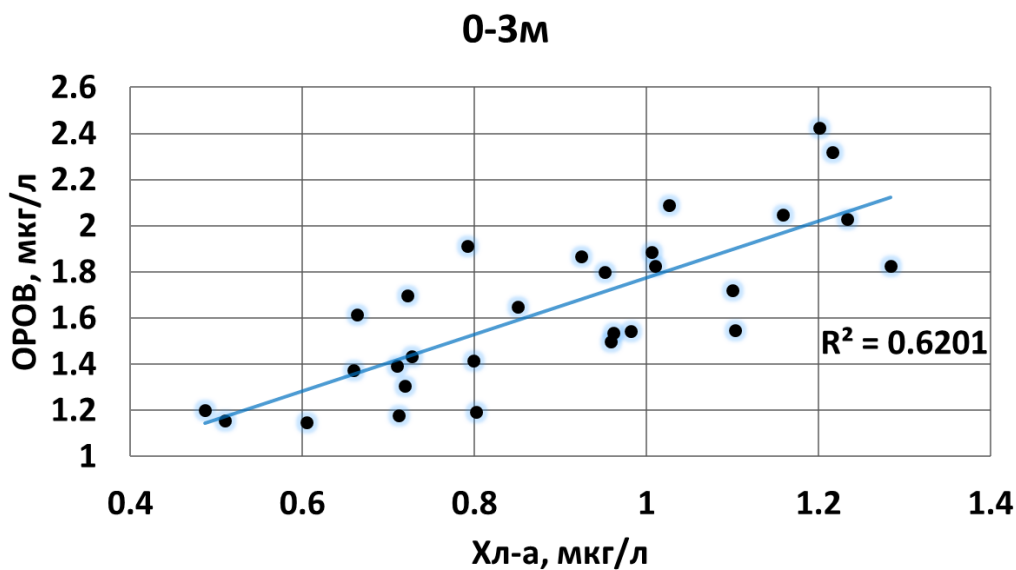


Рис.27. Диаграмма рассеяния концентрации хл-а и ОРОВ по *in situ* данным, в верхнем слое 0-3м, для станций 1-8.

Несмотря на это, воды не относятся к 1 типу, поскольку оба параметра обратно зависят от солености, а моделирование НЛ показало, что для сопоставления Rrs в синей области спектра нужно существенно повышать относительную долю ОРОВ.

Выводы к главе 3

В данной главе были представлены результаты идентификации рассматриваемых гидродинамических структур (апвеллинг, внутренние волны, субмезомасштабные вихри) в гидрооптических и гидрологических характеристиках с учетом физических особенностей соответствующих гидродинамических процессов. Анализ показал, что содержание оптически-активных компонентов морской воды в гидродинамических структурах имеет ярко выраженную пространственную и временную изменчивость, что значимо влияет на дистанционные измерения спектральных коэффициентов яркости восходящего излучения моря и на рассчитанную по этим данным концентрацию хл-а. При этом на величину изменчивости дистанционно определенной концентрации хл-а также влияет и изменение повышенного содержания ОРОВ (относительно вод первого оптического типа), что в рассматриваемых районах усиливает наблюдаемые контрасты.

Глава 4. Формирование спектральных коэффициентов яркости восходящего излучения моря при влиянии вихрей, апвеллингов и внутренних волн

4.1 Определение максимальной глубины проявления апвеллинга в дистанционных спектральных данных по цвету моря

Для оценки глубины слоя, в пределах которого изменение глубины положения максимальной концентрации хл-а под действием апвеллинга будет значимо влиять на Rrs , проведено прямое численное моделирование спектров $Rrs_{model}(\lambda)$ на основе *in situ* измерений и имитации поднятия слоя максимума концентрации хл-а без изменений формы профиля с шагом один метр (рис.28(а)). Результаты влияния такой имитации на Rrs представлены на рис.28(б).

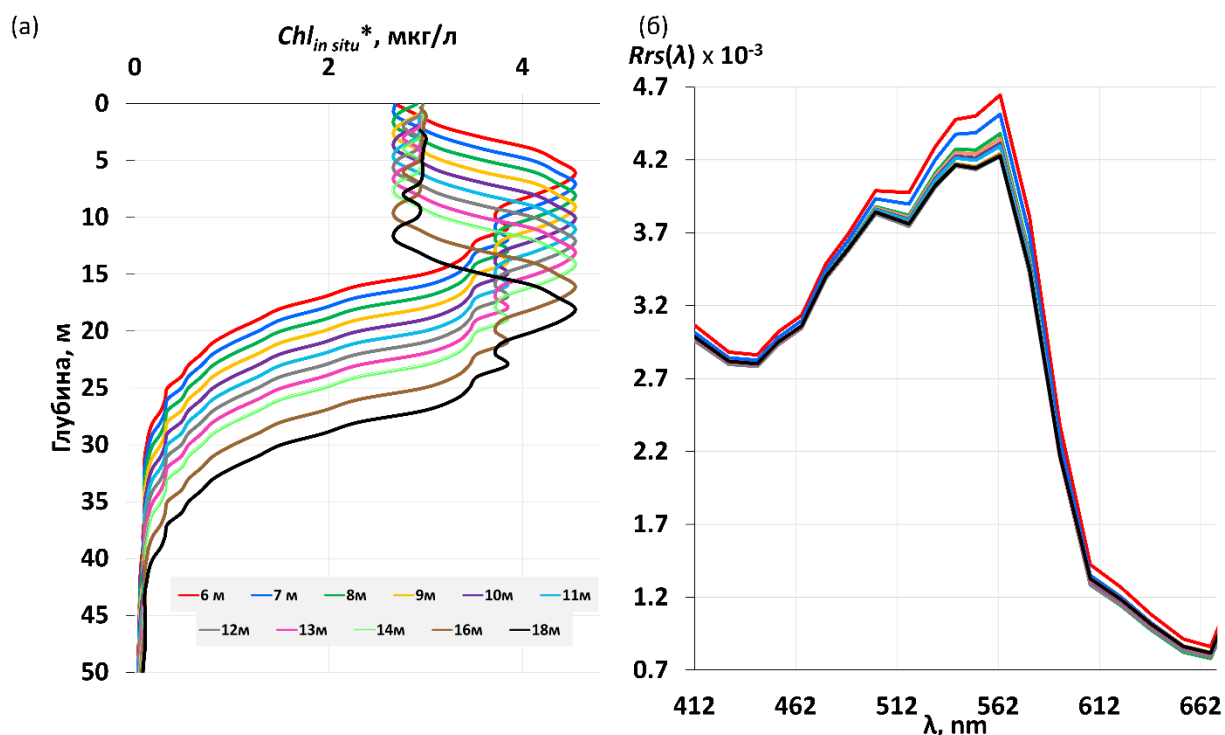


Рис. 28. (а) Имитация поднятия вертикального профиля, концентрации хл-а и ОРОВ без изменений формы к поверхности; (б) результаты прямого численного моделирование спектра $Rrs_{model}(\lambda)$ в зависимости от изменения глубины залегания максимума концентрации хл-а.

Начиная с 12-метровой глубины положения максимума хл-а значения Rrs стали увеличиваться в диапазоне 500-570 нм, что связано с влиянием показателя рассеяния света назад взвешенными частицами.

На рис.29 приведены расчеты показателя CNR спектров Rrs под действием апвеллинга. Полученный результат свидетельствует о том, что при изменении положения максимума концентрации хл-а начиная от 8 метров включительно, видимая со спутника структура апвеллинга будет значимо проявляться в измерениях Rrs с $\max(CNR_i) > 1$. Если учесть горизонтальный размер проявления рассматриваемого апвеллинга, который может составлять несколько десятков км, то можно использовать более мягкий критерий $\max(CNR_i) > 0.5$ и тогда соответствующая глубина будет равна 11 м. Глубина 11м — это «максимальная глубина проявления гидродинамического процесса» (Z_{rsH}) в дистанционных спектральных данных по цвету моря, которая в рассматриваемом случае является максимальной глубиной, на которой проявляется гидродинамическое влияние апвеллинга на положение слоя максимума хл-а.

Таким образом, разработан метод определения глубины, на которой изменение положения слоя максимума концентрации хл-а на один метр значимо влияет на формирование спектральных коэффициентов яркости восходящего излучения моря в области апвеллинга.

Метод можно сформулировать следующим образом: (1) адаптация набора био-гео-оптических моделей для прямого численного моделирования коэффициента яркости восходящего моря из заданных вертикальных профилей концентрации оптически активных компонентов в районе исследований (подраздел 2.2); (2) имитация изменения глубины максимума концентрации хл-а с шагом 1 метр в пределах всего фотического слоя; (3) расчёт показателей CNR_i для различных характеристик, определяемых из Rrs в соответствии с подразделом 2.3; (4) определение наибольшей глубины слоя, где $\max(CNR_i) > 0.5$.

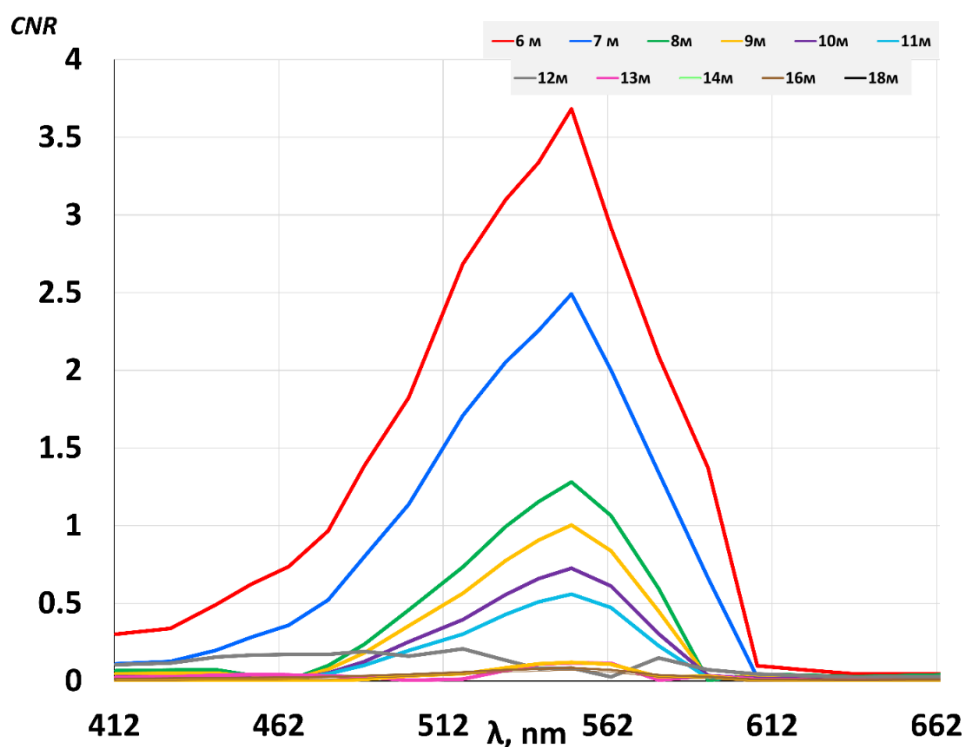


Рис.29. Видимые контрасты спектров Rrs . Показатель CNR спектров Rrs под действием апвеллинга.

Полученный результат может быть использован для изучения гидродинамических характеристик апвеллингов и для исследования разделения вкладов гидродинамических и гидробиологических факторов в формирование повышенных оценок концентрации хлорофилла-а из спектральных данных по коэффициентам яркости восходящего излучения моря.

4.2 Результаты численного моделирования спектров коэффициентов яркости восходящего излучения моря при воздействии внутренних волн на вертикальную стратификацию оптически-активных компонентов морской воды

Зная распределения ОАК по глубине были смоделированы спектры Rrs_{model} с помощью НЛ на различных фазах движения внутренних волн (представленных на рис.19) и проведена оценка соответствующих вариаций Rrs_{model} , и индексов цвета $CI_{model}(\lambda) = Rrs(\lambda)/Rrs(555)$ на рис. 30(а,б).

Видно, что внутренние волны, проходящие в водной толще, значимо отобразились в спектрах *Rrs*. Ожидаемо, что внутренние волны с большей амплитудой привели к более существенным вариациям *Rrs*.

На рис. 30 также представлены соответствующие значения *CNR* для рассматриваемых внутренних волн. Хорошими показателями для идентификации проявлений внутренних волн из оптических радиометров будет диапазон длин волн 410-500 нм (I) в случае использования нормированных спектров *Rrs* и 520-600 нм (II) в случае использования исходных спектров *Rrs*. В первом диапазоне контрасты связаны больше с поглощением света клетками фитопланктона и ОРОВ, во втором – с рассеянием света взвешенными частицами. Максимум контраста наблюдается в диапазоне 550-565 нм, что связано с наибольшей глубиной проникновения света в морскую толщу.

При спутниковом зондировании первый диапазон длин волн лучше ограничить снизу до 443 нм для детектирования ВВ, что связано с потенциальным возникновением существенных ошибок атмосферной коррекции. В случае, если использовать надводные носители оптических радиометров — суда или летательные аппараты, где нет необходимости проводить атмосферную коррекцию, то спектральный диапазон можно расширить и использовать оба представленных диапазона, где в синей части спектра помимо фитопланктона будет оказывать дополнительное влияние ОРОВ, которое также изменяет глубину своего положения при прохождении внутренних волн.

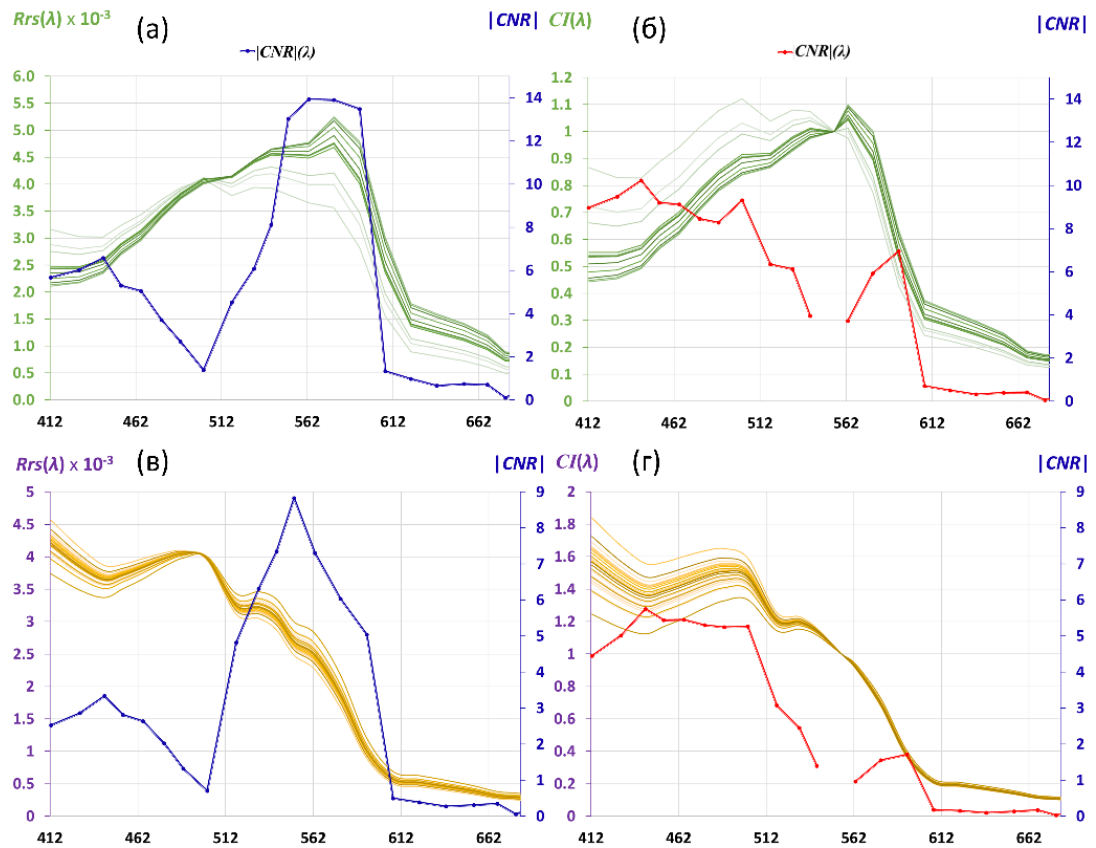


Рис. 30. $Rrs_{model}(\lambda)$ и $CI_{model}(\lambda)$ при прохождении внутренних волн для 2008.10.03 (а,б) и 2009.09.04 (в,г) синим цветом на графике представлены $|CNR_Rrs_{model}(\lambda)|$, красным цветом $|CNR_CI_{model}(\lambda)|$.

Для внутренней волны максимальной глубиной на которой она проявляется в дистанционных спектральных данных по цвету моря — является максимальная глубина, где хотя бы для одной из анализируемых оптических характеристик $CNR > 1$ для разницы максимального и минимального значения на всех фазах движения волны.

4.3 Определение дистанционно оцениваемых параметров в оптическом спектральном диапазоне в области действия субмезомасштабных вихрей

Для анализа детектируемости гидродинамической структуры субмезомасштабного вихря определен наилучший спектральный диапазон для определения контрастов из $Rrs_{satM}(\lambda)$ и в индексах цвета $CI(\lambda)$ (отношение

$Rrs_{satM}(\lambda)/Rrs(555)$). На рис.31(а) представлено сколько раз $Rrs_{satM}(\lambda)$ имел наибольший CNR , на рис.31 (б) аналогично для $CI(\lambda)$. Хороший контраст для $Rrs(547)$ обусловлен следующими факторами: во-первых, эта длина волны наиболее близка к максимуму «окна прозрачности» морской толщи, который сдвинут в длинноволновую область за счет влияния ОРОВ и фитопланктона в синей области спектра, во-вторых, в этой спектральной области относительные ошибки атмосферной коррекции при определении Rrs минимальны.

Наибольшее количество лучших CNR для $CI(\lambda)$ было на длине волны 678нм. Высокая контрастность на длине волны 678нм обусловлена влиянием солнечно-индуцированной флуоресценцией хл-а. Так же большое количество наилучших CNR для $CI(\lambda)$ наблюдалось на длине волны 443нм. Это связано с совместным влиянием поглощения фитопланктона и ОРОВ.

Из графиков распределения средних и медианных значений $CNR(\lambda)$ по всем рассматриваемым субмезомасштабным вихрям (рис. 31(в,г)) видно, что лучшими спектральными диапазонами для детектирования являются зеленый (520-560нм) и красный (660-690нм).

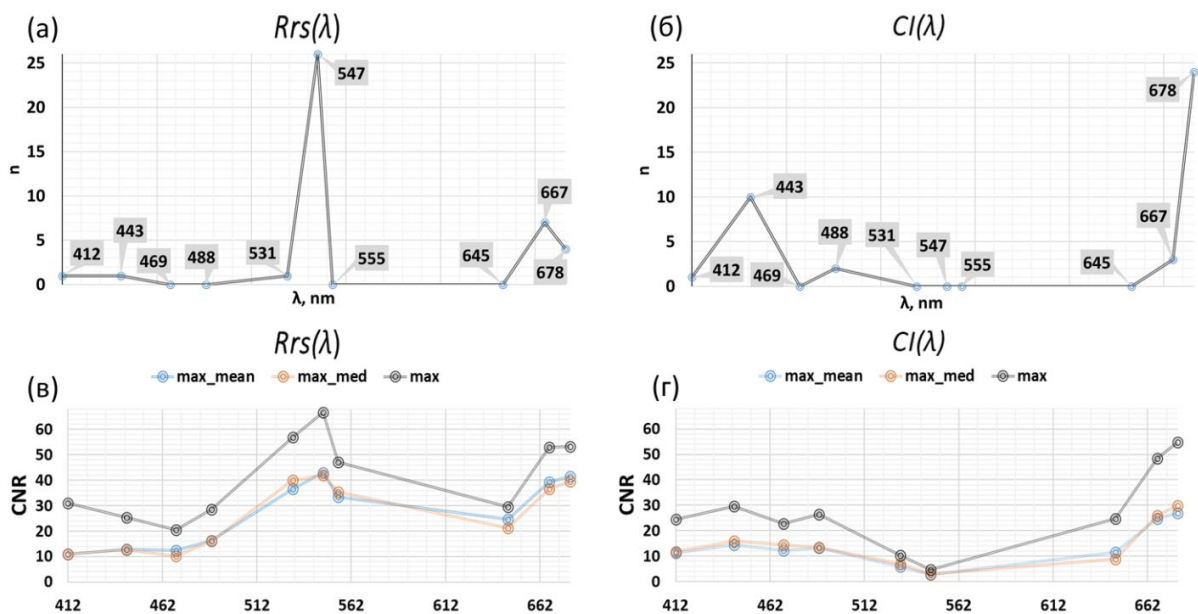


Рис.31. График повторяемости наилучшего контраста субмезомасштабных вихрей, (а) для $Rrs_{satM}(\lambda)$, (б) для $CI(\lambda)$, а также среднее и медианное значение CNR , (в) для $Rrs(\lambda)$, (г) для $CI(\lambda)$ на длинах волн радиометра MODIS.

Для составления синтезированных RGB изображений из *Rrs* целесообразно использовать каналы R-667нм, G-547нм, B-412нм или B-443 рис.32 [43]. Для рассматриваемого случая такое изображение будет обладать высокими контрастами и являться универсальной характеристикой в случае перераспределения содержания оптически-активных компонентов.

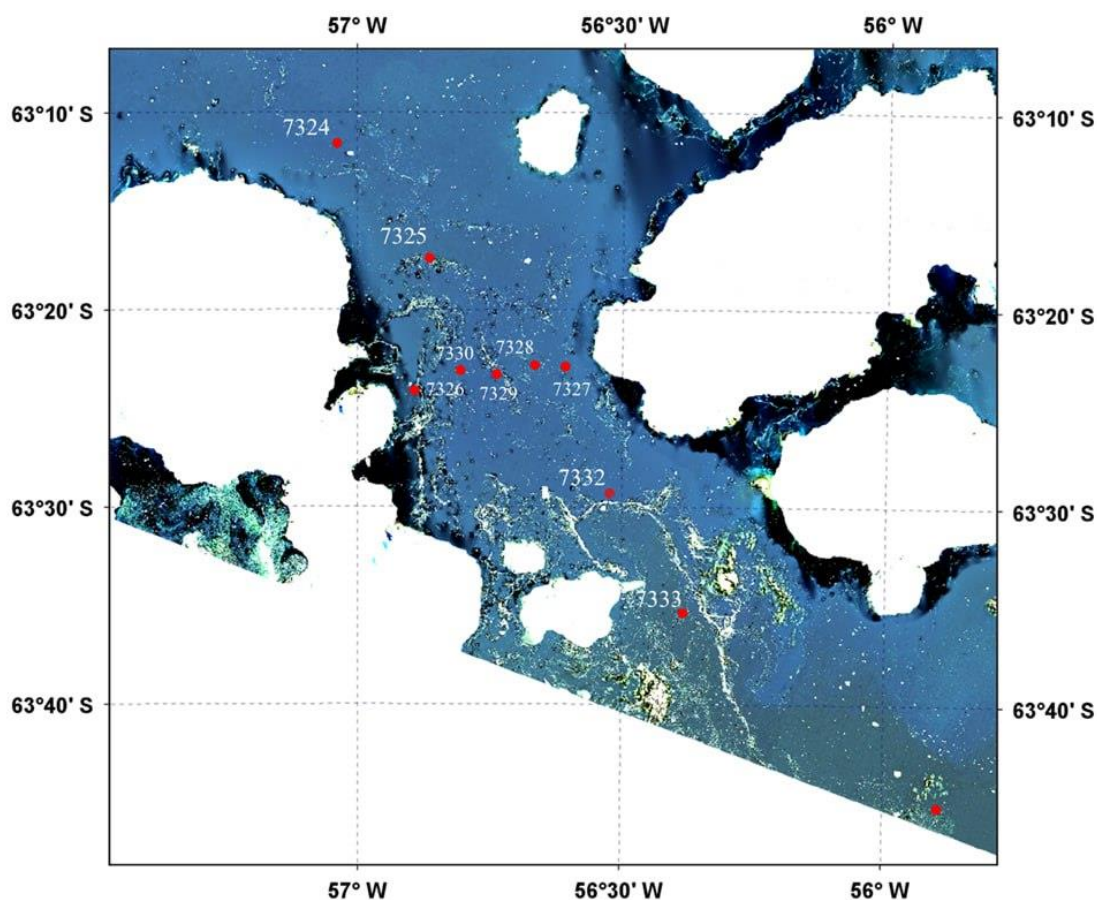


Рис.32. Пример использования предложенных в работе каналов для составления синтезированных RGB изображений пролива Антарктика (Antarctic Sound) с проявлением вихрей за счет вклада взвешенных веществ и ОРОВ из-за таяния льда [43].

Результаты сравнительного анализа величин *CNR* для *sst*, *chlor_a*, *Rrs(547)* и *CI(678)* позволяют сделать вывод о том, что наиболее значительной

контрастной характеристикой для субмезомасштабных вихрей в исследуемом районе будет являться именно концентрация *chlor_a*, рис.33.

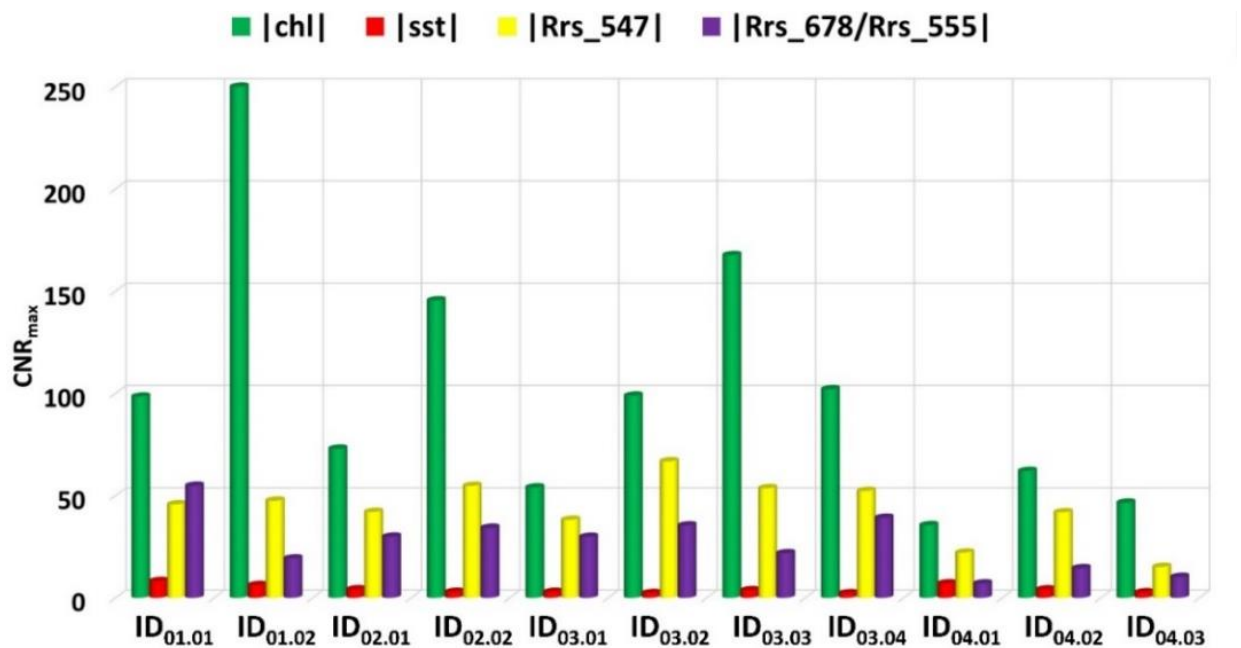


Рис 33. График проявлений субмезомасштабных вихрей в *sst*, *chlor_a*, *Rrs(547)* и *CI(678)* для вихрей, представленных на рис. 23.

Из приведенного анализа можно сделать вывод, что перераспределение концентрации оптически-активных компонентов морской воды и изменение их вертикальной стратификации в субмезомасштабных вихрях приводит к набору контрастных характеристик в спектрах коэффициентов яркости восходящего излучения моря, что позволяет выбрать параметры для наиболее эффективного дистанционного обнаружения субмезомасштабных вихрей методами пассивного оптического зондирования. Выбор наилучшей контрастной характеристики будет зависеть от конкретной океанологической ситуации в условиях которой формируется рассматриваемая гидродинамическая структура.

4.4 Определение максимальной глубины проявления гидродинамической структуры вихря в дистанционных спектральных данных по цвету моря

Для анализа вариаций Rrs_{sv} области действия субмезомасштабных вихрей (ID_{04.02}, рис. 23), и оценки глубины, при которой наличие соответствующей гидродинамической структуры перестает проявляться в дистанционных спектральных данных по цвету моря использованы валидированные $Rrs_{model}(\lambda)$, полученные из *in situ* измерений. Изменчивость $Rrs_{model}(\lambda)$ на длинах волн 412, 443, 490, 510 на станциях показана на рис.29 (а), и $CI_{model}(\lambda)$ на длинах волн 412, 443, 490, 510, 547 на рис. 29(б). Номера станций соответствуют рис.22.

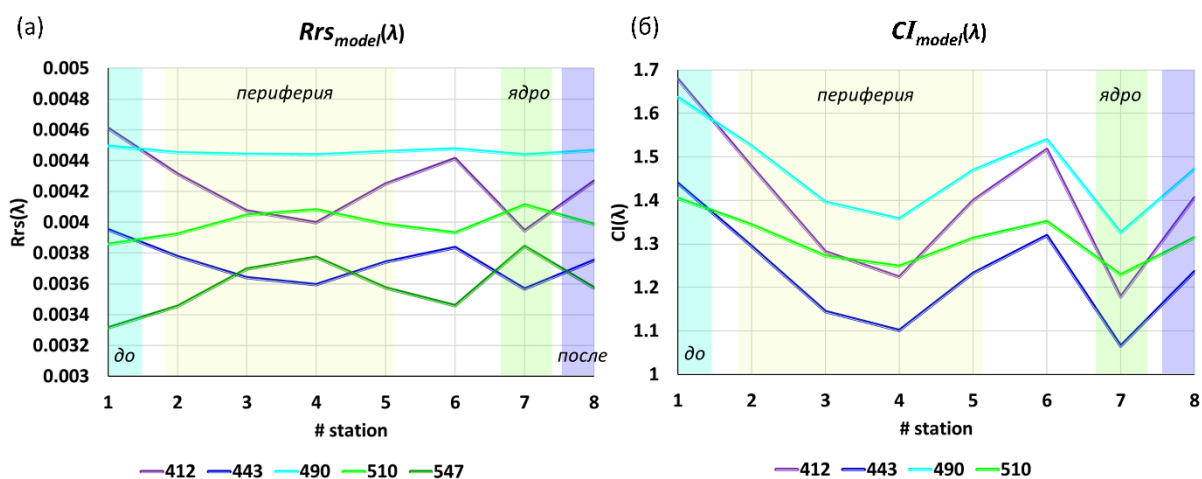


Рис. 34. Изменчивость значений Rrs_{model} (а) и индексов цвета CI_{model} (б) на станциях разреза, выполненный через субмезомасштабный вихрь ID_{04.02}.

Структура вихря проявляется в $Rrs(\lambda)$ в длинах волн 510, 547нм за счет повышенного рассеяния света в водах вихря (положительный контраст), а на длинах волн 412 и 443нм за счет большего поглощения света (отрицательный контраст). Максимальные значения $CI(\lambda)$ наблюдаются на станциях 1, 6 и 8, где относительно чистая вода. Индексы цвета на станции 2-5,7 имеют низкие значения за счет влияния поглощения света ОРОВ и клетками фитопланктона, переносимых вихрем.

Таким образом, исходя из полученной структуры, воды были разделены на находящиеся в области действия вихря (сигнал) и вне его (фон). Наибольшие контрасты получены между станциями 1-4, 4-6, 6-7, 7-8.

Проведены расчёты максимальной глубины проявления гидродинамической структуры Z_{rsH} , которая в случае субмезомасштабных вихрей является максимальной глубиной, на которой сохраняется гидродинамическая структура вихря (по условию $\max(CNR_i) \geq 1$).

Определение Z_{rsH} было выполнено следующим образом:

для каждой станции рассчитаны $Rrs_{model}(\lambda)$, с изменением значений профиля концентрации хл-а и ОРОВ в приповерхностном слое. Для станций, находящихся в зоне действия вихря, значения на разных глубинах последовательно заменялись на интерполированные фоновые значения от поверхности ко дну через каждый метр. На рис. 35 представлен пример имитации выравнивания характеристик сигнала относительно фона для концентрации хл-а.

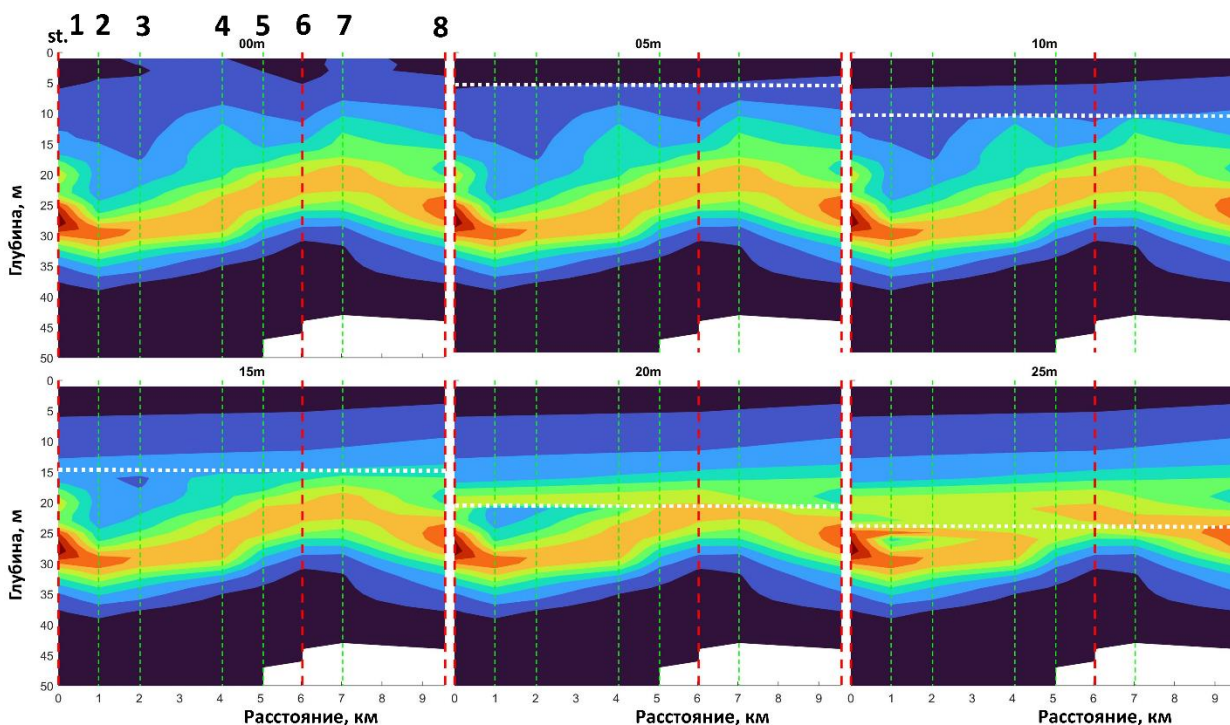


Рис. 35. Пример имитации изменения структуры вихря за счет изменения профиля концентрации $Chl_{in situ}$ и $CDOM_{in situ}$, приводящей к уменьшению контраста.

Z_{rsH} определялась на параметрах концентрации хл-а (Chl_{model}), рассчитанных из $Rrs_{model}(\lambda)$ по алгоритму ОСЗ и для $Rrs_{model}(547)$. Z_{rsH} – это последнее значение глубины, где наилучший из всех анализируемых значений $CNR > 1$. Результаты имитации выравнивания структуры субмезомасштабных вихрей представлены на рис.36, где в случае анализа контраста между станциями 4 и 6 (периферия вихря) видно, что после 6 метров $CNR < 1$ для $Rrs(547)$, и после 8 метров для Chl_{model} .

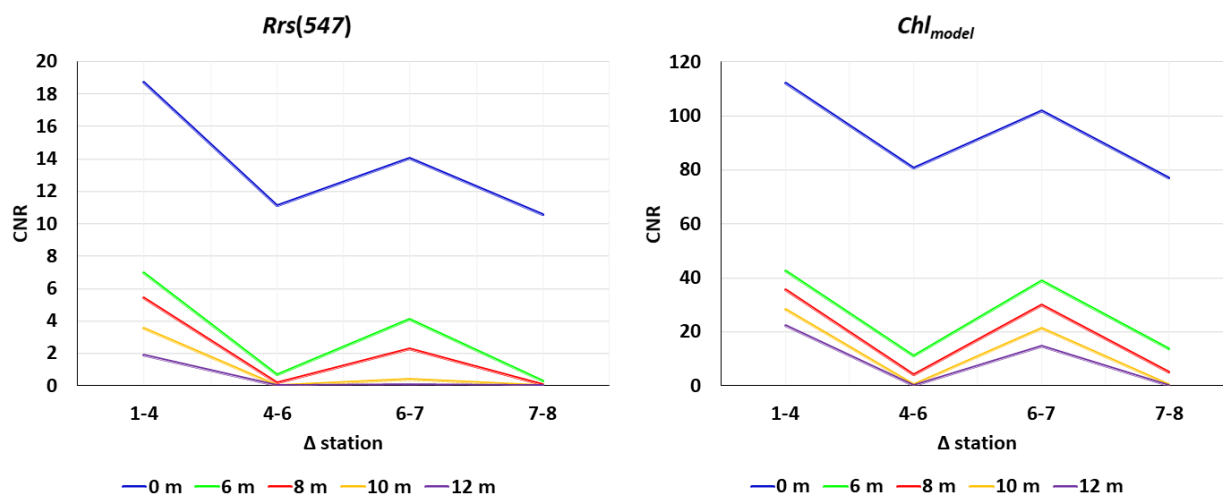


Рис.36. График проявления гидродинамических структур субмезомасштабных вихрей в $CNR Rrs_{model}(547)$ и Chl_{model}

Между станциями 6 и 7 (ядро вихря) $CNR < 1$ после 9 метров и после 12 метров для $Rrs(547)$ и Chl_{model} , соответственно. Глубже контрасты уменьшаются до такой степени, что определить структуру вихря из спектральных данных по цвету моря будет уже невозможно. Учитывая тот факт, что структура субмезомасштабного вихря может быть определена по наличию и перемещению его ядра, то можно сделать заключение, что максимальная глубина проявления гидродинамической структуры рассматриваемого вихря равна 12 метрам.

4.5 Алгоритм определения «максимальной глубины проявления гидродинамической структуры» в дистанционных спектральных данных по цвету моря

Обобщая результаты предыдущих разделов разработан алгоритм оценки «максимальной глубины проявления конкретной гидродинамической структуры» в коэффициентах яркости восходящего излучения моря в зонах прибрежного апвеллинга, распространения внутренних волн и в субмезомасштабных вихрях на шельфе, где значимо изменяются пространственно-временные распределения оптически-активных компонентов морской воды.

Z_{rsH} — максимальная глубина, на которой гидродинамические процессы оказывают прямое значимое воздействие на хотя бы одну из дистанционно определяемых оптических характеристик, по которой остается возможность идентифицировать гидродинамическую структуру.

Для определения глубины Z_{rsH} необходимо выполнить следующие действия:

1. Получить измерения спектров Rrs и *in situ* данные вертикального распределения концентрация хл-а, ОРОВ и взвешенных веществ (как минимум, хл-а) в области действия гидродинамического явления.
2. Идентифицировать гидродинамическую структуру в дистанционных данных.
3. Определить значения сигнала и фона в области идентифицированной структуры, и шума в дистанционных данных (раздел 2.3).
4. Настроить и валидировать модели для прямого численного моделирования спектров Rrs с учетом вертикальных профилей ОАК (раздел 2.2).
5. Промоделировать спектры Rrs по двум подходам (в зависимости от рассматриваемого гидродинамического процесса):

5.1 «Вертикальный» (для апвеллинга и ВВ) — имитация изменения глубины вертикального измеренного профиля концентрации ОАК с сохранением формы профиля с заданным шагом по глубине (раздел 4.1).

5.2 «Горизонтальный» (для субмезомасштабных вихрей) — определение из *in situ* измерений значений сигнала, фона и имитация приравнивания сигнала к фоновому значению последовательно от верхних к глубоководным слоям с заданным шагом по глубине (раздел 4.4).

6. Из результатов п.5 рассчитать спектральные характеристики Rrs и оценить содержание ОАК.

7. Для каждой характеристики п.6 рассчитать показатель отношения контраст/шум (CNR), и выполнять п.5 и п.6 с заданным шагом по глубине до тех пор, пока максимальное значение из полученных CNR не станет меньше единицы для гидродинамических структур, минимальный линейный размер которых может быть равен 1-2 точкам измерений, либо $\max(CNR_i)$ не станет меньше 0,5 для процессов, минимальный линейных размер которых превышает 2 точки измерений.

8. Последнее значение глубины п.7, где выполняется превышение максимального значения CNR над граничным значением — является искомая Z_{rsH} .

Необходимо иметь в виду, что для определения типа гидродинамической структуры недостаточно того, что CNR превышает пороговое значение. Важно наличие некоторого количества пикселей (точек измерений), в области действия предполагаемого процесса, по которым соответствующие структуры будут идентифицированы. Например, по одной точке, даже с большим CNR не всегда можно сказать, что наблюдается гидродинамическая структура. И наоборот, если будет много рядом расположенных пикселей, но с малыми значениями $CNR \approx 1$ или даже $0.5 < CNR < 1$ в области действия гидродинамических процессов, то такую структуру можно будет идентифицировать современными методами распознавания образов. С этой точки зрения важно, что Z_{rsH} является

«максимальной» глубиной, т.е. она может восприниматься, как оценка значения «сверху». Даже если в реальности на полученном значении глубины Z_{rsH} количество точек измерений с достаточным CNR будет не хватать для идентификации гидродинамической структуры, то значит на $Z_{rsH}-1$ м их станет значительно больше, поскольку процесс проявления гидродинамических структур в спектральных данных по цвету моря не линеен по глубине.

По своему смыслу глубина Z_{rsH} должна быть близка к $\max(Z_{90}(\lambda))$. При этом результаты моделирования показали, что их значения могут различаться, в зависимости от особенностей вертикальной структуры ОАК и ошибок измерений Rrs . В целом можно сказать, что $Z_{rsH} \geq \max(Z_{90}(\lambda))$. Значения Z_{rsH} больше в случаях малых статистических ошибок в данных Rrs и в случае большой площади проявления гидродинамических структур.

Выводы к главе 4

Региональная адаптация и настройка прямого численного моделирования коэффициентов яркости восходящего излучения моря позволила проанализировать влияние изменения вертикальных профилей содержания оптически-активных компонентов морской воды на формируемые гидродинамические структуры в спектральных данных по цвету моря. Дополнительно с данными натурных измерений это позволило определить оптимальные спектральные диапазоны и характеристики для идентификации различных гидродинамических структур и провести соответствующую интерпретацию полученных результатов. Введено понятие и проведен расчет максимальной глубины проявления гидродинамической структуры в дистанционных спектральных данных по цвету моря. Тот факт, что наблюдаемые гидродинамические структуры в данных дистанционного зондирования коэффициентов яркости моря формируются на разных слоях с разным весом, необходимо учитывать при анализе размерных характеристик наблюдаемых структур и при анализе градиентов анализируемых оптических характеристик во фронтальных зонах.

Заключение

Разработанный метод позволил установить максимальную глубину, на которой положение слоя максимума концентрации хл-а значимо влияет на спектральные коэффициенты яркости восходящего излучения моря в области действия апвеллинга на примере реально измеренных в ходе экспедиции данных в районе взаимодействия Фолклендского течения с водами Патагонского шельфа, в котором наблюдается чередование зон поднятия и опускания вод. Таким образом, расчёт глубины Z_{rsH} позволяет сделать вывод о том, что в районе исследований вариации спутниковых оценок концентрации хл-а вызваны не только биологическими факторами, но и прямым гидродинамическим эффектом процесса.

Результаты численного моделирования спектров яркости восходящего излучения моря на всех фазах движения внутренних волн, зарегистрированных в районе м. Шульц в ходе серии прибрежных экспедиций, показали, что изменение вертикальной стратификации оптически-активных компонентов под действием внутренних волн, в спектральном диапазоне 400-600нм значительно проявляются в вариациях коэффициентов яркости моря, за счет чего возможно дистанционно регистрировать указанные волны. Так же определено, что внутренние волны с большей амплитудой приводят к более существенным вариациям спектров яркости восходящего излучения моря, что в перспективе может быть использовано в качестве дополнительной информации для оценки их амплитуды из спутниковых данных.

Полученные методы и экспериментальные данные позволили рассчитать максимальную глубину проявления, видимой из космоса гидродинамической структуры субмезомасштабного вихря ($ID_{04.02}$) для периферии вихря и для ядра вихря в наилучших контрастных характеристиках видимого диапазона, который может быть существенным за счет разного содержания оптически-активных компонентов внутри и вне вихря. Расчеты и анализ изменчивости концентраций и глубин залегания оптически-активных компонентов морской воды и оценка влияния вихря на вертикальную

стратификацию поверхностного слоя моря может обеспечить дополнительную информацию для идентификации вихрей на спутниковых изображениях цвета моря.

Для гидродинамических явлений (субмезомасштабных вихрей и внутренних волн) распространяющихся в шельфовой зоне, южной части залива Петра Великого, зарегистрированных в ходе серии прибрежных экспедиций, определены спектральные диапазоны для идентификации в спектрах яркости восходящего излучения моря:

I – в синей области спектра (410-465нм), больше за счет поглощения света (отрицательный контраст), II – в зеленой области спектра (510-600нм), больше за счет рассеяния света (положительный контраст). Для субмезомасштабных вихрей высокие контрасты также наблюдаются в красной области спектра в диапазоне 660-690нм, за счет солнечно-индуцированной флюоресценции хл-а в водах вихря. Проведенный анализ может быть использован для любых подобных гидродинамических структур.

Обобщен и сформулирован алгоритм определения «максимальной глубины проявления гидродинамической структуры» в дистанционных спектральных данных по цвету моря, с помощью которого можно улучшить интерпретацию дистанционных данных о цвете моря, связанную с вертикальной изменчивостью содержания оптически-активных компонентов и определять толщину поверхностного слоя моря, в котором гидродинамические явления могут быть детектированы дистанционно в видимом диапазоне спектра. Введенная величина похожа на максимальную по спектру глубину проникновения солнечного света в море для дистанционного зондирования, однако отличается от нее, что связано с учетом статистических ошибок определения спектров яркости восходящего излучения моря и пространственным масштабом проявления гидродинамических структур в дистанционных измерениях.

Список использованной литературы

1. Алексанин А. И. и др. Наблюдение внутренних волн по видеоизображениям // Подводные исследования и робототехника. – 2019. – №. 3. – С. 47-53.
2. Алексанин А. И., Алексанина М. Г. Автоматическое выделение вихрей по спутниковым ИК-изображениям // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2004. – Т. 1. – С. 382-386.
3. Алексанин А. И., Загумённов А. А. Проблемы автоматического обнаружения вихрей океана по спутниковым ИК-изображениям // Исследование Земли из космоса. – 2011. – №. 3. – С. 65-74.
4. Алексанин А. И., Загумённов А. А. Автоматическое выделение вихрей океана и расчет их формы // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2008. – Т. 5. – №. 2. – С. 17-21.
5. Алексанин А. И., Качур В. А. Особенности атмосферной коррекции спутниковых данных цвета океана в Дальневосточном регионе // Исследование Земли из космоса. – 2016. – №. 6. – С. 56-67.
6. Алексанин А. И., Ким В. Автоматическое обнаружение внутренних волн на спутниковых изображениях и оценка плотности перемешанного слоя // Исследование Земли из космоса. – 2015. – №. 1. – С. 44-44.
7. Алескерова А. А. и др. Распределение взвешенного вещества у западного побережья Крыма при воздействии сильных ветров различных направлений // Исследование Земли из космоса. – 2019. – №. 2. – С. 74-88.
8. Артемьев В. А. и др. Непрерывные измерения показателя ослабления света морской водой на ходу судна—новые возможности использования прозрачномера ПУМ-А // Современные методы и средства океанологических исследований. – 2017. – С. 55-58.
9. Артемьев В. А., Таскаев В. Р., Григорьев А. В. Автономный прозрачномер ПУМ-200 // Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021). – 2021. – С. 95-99.

10. Бондур В. Г., Гребенюк Ю. В., Морозов Е. Г. Регистрация из космоса и моделирование коротких внутренних волн в прибрежных зонах океана // Доклады академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение "Российская академия наук", 2008. – Т. 418. – №. 4. – С. 543-548.
11. О. А. Букин, Д. А. Коровецкий, А. А. Чехленок и др. Разработка новой технологии мониторинга и ликвидации аварийных разливов нефтепродуктов на морской поверхности с использованием беспилотных воздушных судов (БВС) // Морские интеллектуальные технологии. – 2022. – № 3-1(57). – С. 160-169.
12. Букин О. А. и др. Особенности высотного распределения аэрозоля во время прохождения пылевых бурь над заливом Петра Великого в 2006 г. и их воздействие на фитопланктонные сообщества Японского моря // Оптика атмосферы и океана. – 2007. – Т. 20. – №. 4. – С. 341-349.
13. Вышкварцев Д. И. Трансграничный поток загрязнений с водами реки Туманной // Вестн. ДВО РАН. – 1997. – №. 2. – С. 88-91.
14. Глуховец Д. И., Салюк П. А., Шеберстов С. В. и др. Восстановление полного комплекса оптических характеристик для оценки теплосодержания в южной части Баренцева моря в июне 2021 г // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2021. – Т. 18, № 5. – С. 214-225.
15. Глуховец Д. И., Гольдин Ю. А. Разработка экспресс-метода для определения концентрации хлорофилла // Труды XI Всероссийской конференции с международным участием «Современные проблемы оптики». – 2021. – С. 68.
16. Голубь А. П. Численный метод решения уравнений переноса излучения в одномерных задачах радиационной газовой динамики // Журнал вычислительной математики и математической физики. – 1983. – Т. 23. – №. 1. – С. 142-151.
17. Гольдин Ю. А. и др. Исследование пространственной изменчивости интенсивности флуоресценции морской воды в западной части черного моря

- // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2022. – Т. 8. – №. 1. – С. 17-26.
18. Гурвич И. А., Пичугин М. К. Исследование характеристик интенсивных мезомасштабных циклонов над дальневосточными морями на основе спутникового мультисенсорного зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2013. – Т. 10. – №. 1. – С. 51-59.
19. Гусейнова Н. О. и др. Изучение апвеллинга по содержанию хлорофилла а в фитопланктоне западного Каспия за 2017 г. по данным дистанционного зондирования // Юг России: экология, развитие. – 2021. – №. 4 (61). – С. 159-172.
20. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М.: МГУ.– 1982. 192 с.
21. Дубина В. А., Митник Л. М. Внутренние волны в Японском море: пространственно-временное распределение и характеристики по данным спутникового дистанционного зондирования // Исследование Земли из космоса. – 2007. – №. 3. – С. 37-46.
22. Единая государственная система информации об обстановке в мировом океане. URL: <http://esimo.oceanography.ru/tides/index.php?endsea=9&station1=5> (дата обращения 20.02.2018)
23. UKHO's Admiralty Total Tide. URL: <https://www.admiralty.co.uk/publications/admiralty-digital-publications/admiralty-totaltide> (дата обращения 6.03.2023)
24. Епифанова А. С. и др. База данных наблюдений внутренних волн в Мировом океане // Морской гидрофизический журнал. – 2019. – Т. 35. – №. 4 (208). – С. 395-403.
25. Жабин И. А., Лукьянова Н. Б. Субмезомасштабные вихревые дорожки в районе Шантарских островов (Охотское море) по данным спутникового дистанционного зондирования // Исследование Земли из космоса. – 2020. – №. 3. – С. 38-44.

26. Журбас В. М. и др. Циркуляция вод и характеристики разномасштабных течений в верхнем слое Черного моря по дрейфтерным данным // Океанология. – 2004. – Т. 44. – №. 1. – С. 34-48.
27. Зимин А. В. и др. Короткопериодные внутренние волны в Белом море: оперативный подспутниковый эксперимент летом 2012 г // Исследование Земли из космоса. – 2014. – №. 3. – С. 41-41.
28. Карабашев Г. С., Евдошенко М. А., Шеберстов С. В. Анализ проявлений мезомасштабного водообмена на спутниковых снимках морской поверхности // Океанология. – 2005. – Т. 45. – №. 2. – С. 182-192.
29. Каримова С. С. Статистический анализ субмезомасштабных вихрей Балтийского, Черного и Каспийского морей по данным спутниковой радиолокации // Исследование Земли из космоса. – 2012. – №. 3. – С. 31-31.
30. Каримова С. С., Лаврова О. Ю., Соловьев Д. М. Наблюдение вихревых структур Балтийского моря с помощью радиолокационных и радиометрических спутниковых данных // Исследование Земли из космоса. – 2011. – №. 5. – С. 15-23.
31. Ковалевская Н. М. и др. Использование спутниковой информации для оценок качества воды и батиметрических характеристик Новосибирского водохранилища // Вычислительные технологии. – 2016. – Т. 21. – №. 1. – С. 92-106.
32. Константинов О. Г., Павлов А. Н. Комплексный контроль состояния морских акваторий оптическими методами. Часть 3. Регистрация динамических процессов по снимкам на морской поверхности // Оптика атмосферы и океана. – 2013. – Т. 26. – №. 1. – С. 32-39.
33. 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.

34. Копелевич О. В. и др. Разработка региональных алгоритмов атмосферной коррекции данных спутниковых сканеров цвета // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2009. – Т. 1. – №. 6. – С. 400.
35. Корчёмкина Е. Н., Мольков А. А. Региональный биооптический алгоритм для Горьковского водохранилища: первые результаты // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2018. – Т. 15. – №. 3. – С. 184-192.
36. Костяной А. Г. Спутниковый мониторинг климатических параметров океана. Часть 2 // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2017. – Т. 3. – С. 57-64.
37. Костяной А. Г. Структурообразующие процессы в апвеллинговых зонах: дис. – РАН Ин-т океанологии им. ПП Ширшова, 2000. – 317 с.
38. Кубряков А. А., Белоненко Т. В., Станичный С. В. Влияние синоптических вихрей на температуру морской поверхности в северной части Тихого океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2016. – Т. 13. – №. 2. – С. 34-43.
39. Лаврова О. Ю. и др. Изучение гидродинамических процессов в шельфовой зоне на основе спутниковой информации и данных подспутниковых измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2015. – Т. 12. – №. 5. – С. 98-129.
40. Лаврова О. Ю., Костяной А. Г. Использование современных спутниковых данных для мониторинга сгонно-нагонных явлений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2020. – Т. 17. – №. 2. – С. 227-242.
41. Лаврова О. Ю., Митягина М. И., Сабинин К. Д. Проявление внутренних волн на морской поверхности в северо-восточной части Черного моря // Исследование Земли из космоса. – 2009. – №. 6. – С. 49-55.
42. Латушкин А. А. Многоканальный измеритель коэффициента ослабления света для проведения океанографических подспутниковых исследований //

Управление и мехатронные системы. Севастополь: МГИ НАН Украины. – 2013. – С. 231-236.

43. Латушкин А.А., Пономарев В.И., Салюк П.А., Фрей Д.И., Липинская Н.А., Шкорба С.П. Распределение оптических и гидрологических характеристик в проливе Антарктика по данным измерений в январе 2022 года в 87-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» // Морской гидрофизический журнал. – 2023. – Т. 39, № 1(229). – С. 52-66.

44. Ли М. Е. и др. Подспутниковые гидрооптические исследования на океанографической платформе // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2010. – №. 21. – С. 35-52.

45. Ли М. Е., Мартынов О. В. Быстродействующий метод измерения спектров яркости восходящего излучения моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2022. – Т. 15. – №. 3. – С. 43-52.

46. Липинская Н. А., Салюк П. А. Исследование воздействия внутренних волн на оптические характеристики поверхности моря в шельфовой зоне залива Петра Великого // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2021. – Т. 13. – №. 2. – С. 51-59.

47. Липинская Н.А., Салюк П.А., Исследование проявлений и характеристик внутренних волн по данным спутниковых изображений со сканера цвета моря GOCI-COMS-1 // Подводные исследования и робототехника. – 2021. – №. 3 (37). – С.16–22.

48. Липинская Н.А., Салюк П.А., Анализ гидробиологических и гидрооптических характеристик в субмезомасштабных вихрях в заливе Петра Великого с помощью одновременных *in situ* и дистанционных измерений // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021б. Т. 14. № 3. С. 111-121

49. Липинская Н.А., Салюк П.А., Буланов А.В., Шамбарова Ю.В., Гидрооптические исследования // Геологогеофизические и океанографические исследования западной части Южно-Китайского моря и прилегающего континента (по результатам 88 рейса НИС "Академик М.А. Лаврентьев" и

- береговых экспедиций 2010-2020) / Глав. ред. Р.Б. Шакиров; отв. ред. М.Г. Валитов, Н.С. Ли, Нгуен Хоан, Фун Ван Фать -М.: ГЕОС. 2021. С. 291-304.
50. Липинская Н.А., Салюк П.А., Исследование проявлений и характеристик внутренних волн по данным спутниковых изображений со сканера цвета моря GOCI-COMS-1 // Подводные исследования и робототехника. – 2021. – №. 3 (37). – С.16–22.
51. Лоция северо-западного берега Японского моря от реки Туманная до мыса Белкина (№ 1401). – СПб: ГУНИО, 1996. – 354 с.
52. Ляпидевский В. Ю. и др. Внутренний волновой бор в шельфовой зоне моря // Прикладная механика и техническая физика. – 2017. – Т. 58. – №. 5. – С. 60-71.
53. Ляшенко А. И. и др. Трёхволновая лазерная система на АИГ: Nd³⁺ для лидарного зондирования морских акваторий // Светотехника. – 2022. – №. 5. – С. 71-74.
54. Митник Л. М., Булатов Н. В., Лобанов В. Б. Синоптические вихри в океане на спутниковых радиолокационных изображениях // Доклады Академии наук СССР. – 1989. – Т. 307. – №. 2. – С. 454-456.
55. Митягина М. И., Лаврова О. Ю. Спутниковые наблюдения поверхностных проявлений внутренних волн в морях без приливов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2010. – Т. 7. – №. 1. – С. 260-272.
56. Михайлов, Г. А. Статистическое моделирование. Методы Монте-Карло: Учебное пособие / Г. А. Михайлов, А. В. Войтишек. – 1-е изд.. – Москва: Издательство Юрайт, 2018. – 371 с.
57. Морозов Е. Г., Писарев С. В. Внутренние волны и образование полыньи в море Лаптевых // Доклады Академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение " Российская академия наук", 2004. – Т. 398. – №. 2. – С. 255-258.
58. Морозов Е.Г. Океанские внутренние волны. М.:Наука, 1985. 151 с.

59. Новотрясов В. В., Захарков С. П., Степанов Д. В. Осенний внутренний прилив в прибрежной зоне Японского моря // Метеорология и гидрология. – 2016. – №. 8. – С. 64-69.
60. Павлов А. Н. и др. Лидарные исследования изменчивости вертикального распределения озона под влиянием процессов стратосферно-тропосферного обмена в Дальневосточном регионе // Оптика атмосферы и океана. – 2012. – Т. 25. – №. 9. – С. 788-795.
61. Патент № 2605640 С2 Российская Федерация, МПК G01N 21/59. Способ определения спектрального показателя ослабления направленного света в морской воде "in situ": № 2014152767/28: заявл. 24.12.2014: опубл. 27.12.2016 / А. А. Латушкин, О. В. Мартынов; заявитель Федеральное государственное бюджетное учреждение науки "Морской гидрофизический институт РАН" (ФГБУН "МГИ РАН").
62. Патент № 2652528 С1 Российская Федерация, МПК G01N 21/64, G01N 21/63, G01N 21/01. Флуориметр с многоканальной системой возбуждения на светодиодах: № 2017119578: заявл. 05.06.2017: опубл. 26.04.2018 / П. А. Салюк, И. Г. Нагорный, А. Ю. Майор [и др.]; заявитель Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук (ТОИ ДВО РАН).
63. Патент № 2659902 С1 Российская Федерация, МПК G01J 3/12. Способ определения спектрального коэффициента яркости и абсолютных значений спектральной яркости и облученности поверхности моря: № 2017124075: заявл. 06.07.2017: опубл. 04.07.2018 / М. Е. Г. Ли, С. В. Федоров; заявитель Федеральное государственное бюджетное учреждение науки "Морской гидрофизический институт РАН".
64. Пелевин В. В. и др. Дистанционное лазерное зондирование морей и внутренних водоемов портативными ультрафиолетовыми лидарами (УФЛ-серии) // Труды международной конференции «Современные проблемы оптики естественных вод». – Федеральное государственное бюджетное

учреждение науки Институт океанологии им. ПП Ширшова Российской академии наук, 2015. – Т. 8. – С. 179-184.

65. Пелевин В. В. и др. Пространственная изменчивость концентраций хлорофилла “а”, растворенного органического вещества и взвеси в поверхностном слое Карского моря в сентябре 2011 г. по лидарным данным // Океанология. – 2017. – Т. 57. – №. 1. – С. 183-193.

66. Салюк П. А. и др. Анализ применимости спутниковых данных по цвету моря в Амурском заливе в летний период // Подводные исследования и робототехника. – 2020. – №. 2. – С. 49-55.

67. Салюк П. А. и др. Разработка эмпирических алгоритмов восстановления концентрации хлорофилла-а и окрашенных растворенных органических веществ для Дальневосточных морей из дистанционных данных по цвету водной поверхности // Исследование Земли из космоса. – 2013. – №. 3. – С. 45-45.

68. Салюк П. А. Корреляционные соотношения биооптических компонент спектров лазерной индуцированной флуоресценции морской воды: дис. – Дальневосточный государственный университет путей сообщения, 2005. – 116 с.

69. Салюк П. А. Проблемы спутникового зондирования цвета океана при исследовании климатообразующих процессов // Современные проблемы оптики естественных вод. – 2015. – Т. 8. – С. 40-45.

70. Салюк П.А., Глуховец Д.И., Липинская Н.А., Моисеева Н.А., Чурилова Т.Я., Пономарев В.И., Аглова Е.А., Артемьев В.А., Латушкин А.А., Майор А.Ю., Изменчивость биооптических характеристик морской поверхности в районе Фолклендского течения и Патагонского шельфа // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2021. – Т.18, – №6. – С. 200-213.

71. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2022620146 Российская Федерация. Характеристики внутренних волн в полях концентрации хлорофилла-а в Японском море, зарегистрированных с

- помощью спутникового сканера цвета моря GOCI-COMS-1: № 2021623353: П. А. Салюк, Н. А. Липинская
72. Серебренников А. Н. Методика пространственного разделения апвеллингов по характеру сезонной изменчивости температурных и ветровых полей // Системы контроля окружающей среды-2019. – 2019. – С. 129-129.
73. Соболев И. М. Метод Монте-Карло для расчета критичности в многогрупповом приближении // Метод Монте-Карло в проблеме переноса излучений.-М.: Атомиздат. – 1967. – С. 232-254.
74. Сухоруков Б. Л., Решетняк Н. В. Расширение возможностей мониторинга водных объектов по данным дистанционных спектрометрических измерений видимого диапазона // водные ресурсы: новые вызовы и пути решения. – 2017. – С. 431-436.
75. Талипова Т. Г. Механизмы образования внутренних «волн-убийц» // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2022. – Т. 4. – №. 4. – С. 58-70.
76. Талипова Т. Г., Пелиновский Е. Н. Трансформация внутренних волн над неровным дном: аналитические результаты // Океанология. – 2011. – Т. 51. – №. 4. – С. 621-626.
77. Федоров С. В. Сопоставление вторичных продуктов оптического сенсора космического аппарата " Ресурс-П" с продуктами аналогичных оптических сенсоров // Морской гидрофизический журнал. – 2018. – №. 1 (199). – С. 29-39.
78. Чурилова Т. Я. и др. Спектральные показатели поглощения света взвешенным веществом и растворенным органическим веществом в Азовском море // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2022. – Т. 15. – №. 3. – С. 73–83.
79. Шифрин К. С. Введение в оптику океана. – 1983. – 277 с.
80. Шулейкин В. В. Физика моря. – Рипол Классик. – 1933. – 1090 с.
81. Apel J. R. et al. Internal solitons in the ocean and their effect on underwater sound // The Journal of the Acoustical Society of America. – 2007. – V. 121. – N. 2. – P. 695-722.

82. Arkhipkin A., Brickle P., Laptikhovsky V. Links between marine fauna and oceanic fronts on the Patagonian Shelf and Slope // *Arquipélago. Life and Marine Science*. – 2013. – V. 30. – P. 19-37.
83. Arkhipkin A., Brickle P., Laptikhovsky V. The use of island water dynamics by spawning red cod, *Salilota australis* (Pisces: Moridae) on the Patagonian Shelf (Southwest Atlantic) // *Fisheries Research*. – 2010. – V. 105. – N. 3. – P. 156-162.
84. Artemiev A. I. et al. Free-electron laser without inversion: Gain optimization and implementation scheme // *Physical Review Letters*. – 2000. – V. 85. – N. 21. – P. 4510.
85. Bailey S. W., Werdell P. J. A multi-sensor approach for the on-orbit validation of ocean color satellite data products // *Remote sensing of environment*. – 2006. – V. 102. – N. 1-2. – P. 12-23.
86. Brandt P., Alpers W., Backhaus J. O. Study of the generation and propagation of internal waves in the Strait of Gibraltar using a numerical model and synthetic aperture radar images of the European ERS 1 satellite // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1996. – V. 101. – N. C6. – P. 14237-14252.
87. Bricaud A. et al. 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. – N. C13. – P. 31033-31044.
88. Bukin O. A. et al. Continuous measurements of chlorophyll-a concentration in the Pacific Ocean by shipborne laser fluorometer and radiometer: comparison with SeaWiFS data // *International Journal of Remote Sensing*. – 2001. – V. 22. – N. 2-3. – P. 415-427.
89. Dierssen H. M. Perspectives on empirical approaches for ocean color remote sensing of chlorophyll in a changing climate // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. – 2010. – V. 107. – N. 40. – P. 17073-17078.
90. Fougnie B. et al. Reduction of skylight reflection effects in the above-water measurement of diffuse marine reflectance // *Applied Optics*. – 1999. – V. 38. – N. 18. – P. 3844-3856.

91. Fournier G. R. Backscatter corrected Fournier-Forand phase function for remote sensing and underwater imaging performance evaluation // Current Research on Remote Sensing, Laser Probing, and Imagery in Natural Waters. – SPIE, 2007. – V. 6615. – P. 207-213.
92. Gao W., Hung J. C. Variable structure control of nonlinear systems: A new approach // IEEE transactions on Industrial Electronics. – 1993. – V. 40. – N. 1. – P. 45-55.
93. Garcia V. M. T. et al. Environmental factors controlling the phytoplankton blooms at the Patagonia shelf-break in spring // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2008. – V. 55. – N. 9. – P. 1150-1166.
94. Garrett C., Munk W. Space-time scales of internal waves // Geophysical Fluid Dynamics. – 1972. – V. 3. – N. 3. – P. 225-264.
95. Gordon H. R. et al. A semianalytic radiance model of ocean color // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 1988. – V. 93. – N. D9. – P. 10909-10924.
96. Gordon H. R., Brown O. B., Jacobs M. M. Computed relationships between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean // Applied optics. – 1975. – V. 14. – N. 2. – P. 417-427.
97. Gordon H. R., Clark D. K. Remote sensing optical properties of a stratified ocean: an improved interpretation // Applied Optics. – 1980. – V. 19. – N. 20. – P. 3428-3430.
98. Gordon H. R., McCluney W. R. Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing // Applied optics. – 1975. – V. 14. – N. 2. – P. 413-416.
99. Hedley J. D., Mobley C. D. HYDROLIGHT 6.0 ECOLIGHT 6.0 Technical Documentation // Numerical Optics Ltd.: Tiverton, UK. – 2019.
100. Портал Copernicus URL: <https://resources.marine.copernicus.eu> (дата обращения 20.02.2021)
101. Портал HYCOM URL: <https://www.hycom.org/> (дата обращения 06.10.2018)

102. Jackson C. R., Apel J. An atlas of internal solitary-like waves and their properties // *Contract*. – 2004. – V. 14. – N. 03-C. – P. 0176.
103. Kiefer D. A. Fluorescence properties of natural phytoplankton populations // *Marine Biology*. – 1973. – V. 22. – P. 263-269.
104. Kim D. et al. Impact of an anticyclonic eddy on the summer nutrient and chlorophyll a distributions in the Ulleung Basin, East Sea (Japan Sea) // *ICES Journal of Marine Science*. – 2012. – V. 69. – N. 1. – P. 23-29.
105. Kim H. et al. Comparison of internal waves in various ocean fields around the Korean peninsula // *Journal of Coastal Research*. – 2018. – N. 85. – P. 466-470.
106. Kim H., Son Y. B., Jo Y. H. Hourly observed internal waves by geostationary ocean color imagery in the east/Japan Sea // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. – 2018. – V. 35. – N. 3. – P. 609-617.
107. Kirk J. T. O. Dependence of relationship between inherent and apparent optical properties of water on solar altitude // *Limnology and Oceanography*. – 1984. – V. 29. – N. 2. – P. 350-356.
108. Korteweg D. J., De Vries G. XLI. On the change of form of long waves advancing in a rectangular canal, and on a new type of long stationary waves // *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*. – 1895. – V. 39. – N. 240. – P. 422-443.
109. Lapeyre G., Klein P., Hua B. L. Oceanic restratification forced by surface frontogenesis // *Journal of Physical Oceanography*. – 2006. – V. 36. – N. 8. – P. 1577-1590.
110. Lavrova O. et al. Investigation of fine spatial structure of currents and submesoscale eddies based on satellite radar data and concurrent acoustic measurements // *Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, Coastal Waters, and Large Water Regions 2012*. – SPIE, 2012. – V. 8532. – P. 155-168.
111. Lee J. S., Grunes M. R., Kwok R. Classification of multi-look polarimetric SAR imagery based on complex Wishart distribution // *International Journal of Remote Sensing*. – 1994. – V. 15. – N. 11. – P. 2299-2311.

112. Lee Z. P., Carder K. L., Arnone R. A. Deriving inherent optical properties from water color: a multiband quasi-analytical algorithm for optically deep waters // *Applied optics*. – 2002. – V. 41. – N. 27. – P. 5755-5772.
113. Lehmann M. K. et al. GLORIA-A globally representative hyperspectral in situ dataset for optical sensing of water quality // *Scientific Data*. – 2023. – V. 10. – N. 1. – P. 100.
114. Liu B. et al. Tracking the internal waves in the South China Sea with environmental satellite sun glint images // *Remote sensing letters*. – 2014. – V. 5. – N. 7. – P. 609-618.
115. Maritorena S., Siegel D. A., Peterson A. R. Optimization of a semianalytical ocean color model for global-scale applications // *Applied optics*. – 2002. – V. 41. – N. 15. – P. 2705-2714.
116. McWilliams J. C. Submesoscale currents in the ocean, *PR Soc. A*, 472, 20160117. – 2016.
117. McWilliams J. C. Submesoscale, coherent vortices in the ocean // *Reviews of Geophysics*. – 1985. – V. 23. – N. 2. – P. 165-182.
118. Mobley C. D. Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements // *Applied optics*. – 1999. – V. 38. – N. 36. – P. 7442-7455.
119. Mobley C. D. et al. Comparison of numerical models for computing underwater light fields // *Applied Optics*. – 1993. – V. 32. – N. 36. – P. 7484-7504.
120. Mobley C. D. Fast light calculations for ocean ecosystem and inverse models // *Optics express*. – 2011. – V. 19. – N. 20. – P. 18927-18944.
121. Mobley, C.D., 1994. *Light and Water: Radiative Transfer in Natural Waters*, Academic Press.
122. Mobley C. D., Sundman L. K. *Hydrolight 4.2 users' guide* // Sequoia Scientific, Inc., Redmond, WA. – 2001. – V. 87.
123. Mobley C. D., Sundman L. K., Boss E. Phase function effects on oceanic light fields // *Applied optics*. – 2002. – V. 41. – N. 6. – P. 1035-1050.

124. Morel A., Antoine D., Gentili B. Bidirectional reflectance of oceanic waters: accounting for Raman emission and varying particle scattering phase function // *Applied Optics*. – 2002. – V. 41. – N. 30. – P. 6289-6306.
125. Morel A., Gentili B. Diffuse reflectance of oceanic waters. II. Bidirectional aspects // *Applied Optics*. – 1993. – V. 32. – N. 33. – P. 6864-6879.
126. Morel A., Maritorena S. Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2001. – V. 106. – N. C4. – P. 7163-7180.
127. Morel A., Prieur L. Analysis of variations in ocean color 1 // *Limnology and oceanography*. – 1977. – V. 22. – N. 4. – P. 709-722.
128. Mueller J. L. Ocean Optics Protocols for Satellite Ocean Color Sensor Validation, Revision 4: Introduction, background, and conventions. – Goddard Space Flight Center, 2003. – V. 1.
129. Munk W. et al. Spirals on the sea // *Proceedings of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. – 2000. – V. 456. – N. 1997. – P. 1217-1280.
130. Lipinskaya N. A. The study of the indicate and characteristics of internal waves according to satellite images of the color of the sea // *26th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics*. – SPIE, 2020. – T. 11560. – C. 1036-1040.
131. Nagorny I. G. et al. A mobile complex for on-line studying water areas and surface atmosphere // *Instruments and Experimental Techniques*. – 2014. – V. 57. – P. 68-71.
132. Neeley A. R. et al. Ocean optics & biogeochemistry protocols for satellite ocean colour sensor validation // *IOCCG: Dartmouth, NS, Canada*. – 2018.
133. Oguz T., Mourre B., Tintoré J. Modulation of frontogenetic plankton production along a meandering jet by zonal wind forcing: An application to the Alboran Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2017. – V. 122. – N. 8. – P. 6594-6610.

134. O'Reilly J. E. et al. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1998. – V. 103. – N. C11. – P. 24937-24953.
135. O'Reilly J. E., Werdell P. J. Chlorophyll algorithms for ocean color sensors-OC4, OC5 & OC6 // *Remote sensing of environment*. – 2019. – V. 229. – P. 32-47.
136. Osborne A. R., Burch T. L. Internal solitons in the Andaman Sea // *Science*. – 1980. – V. 208. – N. 4443. – P. 451-460.
137. Palma E. D., Matano R. P., Piola A. R. A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Barotropic response to tidal and wind forcing // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2004. – V. 109. – N. C8.
138. Pan B., Xing B. Adsorption mechanisms of organic chemicals on carbon nanotubes // *Environmental science & technology*. – 2008. – V. 42. – N. 24. – P. 9005-9013.
139. Pan X., Zimmerman R. C. Modeling the vertical distributions of downwelling plane irradiance and diffuse attenuation coefficient in optically deep waters // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2010. – V. 115. – N. C8.
140. Salyuk P. A. et al. Physical and biological features of the waters in the outer Patagonian shelf and the Malvinas Current // *Water*. – 2022. – T. 14. – №. 23. – C. 3879.
141. Peterson R. G., Whitworth III T. The Subantarctic and Polar Fronts in relation to deep water masses through the southwestern Atlantic // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1989. – V. 94. – N. C8. – P. 10817-10838.
142. Prieur L., Sathyendranath S. An optical classification of coastal and oceanic waters based on the specific spectral absorption curves of phytoplankton pigments, dissolved organic matter, and other particulate materials 1 // *Limnology and oceanography*. – 1981. – V. 26. – N. 4. – P. 671-689.
143. Rattray Jr M. On the coastal generation of internal tides // *Tellus*. – 1960. – V. 12. – N. 1. – P. 54-62.
144. Rio M. H., Mulet S., Picot N. Beyond GOCE for the ocean circulation estimate: Synergetic use of altimetry, gravimetry, and in situ data provides new

- insight into geostrophic and Ekman currents // *Geophysical Research Letters*. – 2014. – V. 41. – N. 24. – P. 8918-8925.
145. Rivas A. L., Dogliotti A. I., Gagliardini D. A. Seasonal variability in satellite-measured surface chlorophyll in the Patagonian Shelf // *Continental Shelf Research*. – 2006. – V. 26. – N. 6. – P. 703-720.
146. Roesler C. S., Perry M. J. In situ phytoplankton absorption, fluorescence emission, and particulate backscattering spectra determined from reflectance // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1995. – V. 100. – N. C7. – P. 13279-13294.
147. Romero S. I. et al. Chlorophyll-a variability off Patagonia based on SeaWiFS data // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2006. – V. 111. – N. C5.
148. Sabatini M., Reta R., Matano R. Circulation and zooplankton biomass distribution over the southern Patagonian shelf during late summer // *Continental Shelf Research*. – 2004. – V. 24. – N. 12. – P. 1359-1373.
149. Salyuk P. A. et al. Developing and Using Empirical Bio-Optical Algorithms in the Western Part of the Bering Sea in the Late Summer Season // *Remote Sensing*. – 2022. – V. 14. – N. 22. – P. 5797.
150. Salyuk P. et al. Optical properties of Peter the Great Bay waters compared with satellite ocean colour data // *International Journal of Remote Sensing*. – 2010. – V. 31. – N. 17-18. – P. 4651-4664.
151. Su F. C. et al. Estimating amplitudes of internal waves using satellite ocean colour imagery of the South China Sea // *International Journal of Remote Sensing*. – 2008. – V. 29. – N. 21. – P. 6373-6380.
152. Su Z. et al. Ocean submesoscales as a key component of the global heat budget // *Nature communications*. – 2018. – V. 9. – N. 1. – P. 775.
153. Thomas L. N., Tandon A., Mahadevan A. Submesoscale processes and dynamics // *Ocean modeling in an Eddying Regime*. – 2008. – V. 177. – P. 17-38.
154. Tkalin A. V., Shapovalov E. N. Influence of typhoon Judy on chemistry and pollution of the Japan Sea coastal waters near the Tumangan River mouth // *Ocean and Polar Research*. – 1991. – V. 13. – N. 2. – P. 95-101.

155. Tonizzo Q. et al. Microstructure, plastic flow and fracture behavior of ferrite-austenite duplex low density medium Mn steel // *Materials Science and Engineering: A*. – 2017. – V. 706. – P. 217-226.
156. Twardowski M. S. et al. A model for estimating bulk refractive index from the optical backscattering ratio and the implications for understanding particle composition in case I and case II waters // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2001. – V. 106. –N. C7. – P. 14129-14142.
157. Ulloa O., Sathyendranath S., Platt T. Effect of the particle-size distribution on the backscattering ratio in seawater // *Applied Optics*. – 1994. – V. 33. – N. 30. – P. 7070-7077.
158. Walter M. et al. Spirals on the sea // *Proc. R. Soc. Lond. A*. – 2000. – V. 456. – P. 1217-1280.
159. Wang J. et al. Study of the propagation direction of the internal waves in the South China Sea using satellite images // *Acta Oceanologica Sinica*. – 2013. – V. 32. – P. 42-50.
160. Werdell P. J. et al. Generalized ocean color inversion model for retrieving marine inherent optical properties // *Applied optics*. – 2013. – V. 52. – N. 10. – P. 2019-2037.
161. Whitmire A. L. et al. Spectral variability of the particulate backscattering ratio // *Optics express*. – 2007. –V. 15. – N. 11. – P. 7019-7031.
162. Winker D. M., Pelon J. R., McCormick M. P. CALIPSO mission: spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds // *Lidar Remote Sensing for Industry and Environment Monitoring III*. – SPIE, 2003. – V. 4893. – P. 1-11.
163. Zaneveld J. R. V., Barnard A. H., Boss E. Theoretical derivation of the depth average of remotely sensed optical parameters // *Optics express*. – 2005. – V. 13. – N. 22. – P. 9052-9061.
164. Zatsepin A. et al. Physical mechanisms of submesoscale eddies generation: evidences from laboratory modeling and satellite data in the Black Sea // *Ocean dynamics*. – 2019. – V. 69. – P. 253-266.

Список используемых в работе переменных

a — показатель поглощения света

$alpha$ — нелинейный коэффициент в уравнении (51)

b — показатель рассеяния излучения света в водной среде

b_b — показатель рассеяния света назад

$beta$ — дисперсионный коэффициент в уравнении (52)

bkg — фон

c — показатель ослабления света

C_i — концентрация оптически-активных компонентов

$CDOM_{in situ}$ — концентрация окрашенного растворенного органического вещества, измеренная *in situ*

Chl_{flow} — концентрация хлорофилла-а, полученная с проточной системы

$Chl_{in situ}$ — концентрация хлорофилла-а, измеренная *in situ*

$chlor_a$ — концентрация хлорофилла-а, полученная из спутниковых данных стандартным биооптическим алгоритмом ОСЗ

Chl_{ow} — оптически-взвешенное значение концентрации хлорофилла-а

CI — индекс цвета

CNR — (от англ. contrast-to-noiseratio) отношение контраст/шум

D — расстояние между гребнями внутренней волны

div — дивергенция вектора скорости течения

E_d — нисходящая облученность

E_u — восходящая облученность

f_k — сила Кориолиса

g — ускорение свободного падения

h — глубина моря

h_i — толщина слоя моря

$K_d(\lambda)$ — коэффициент диффузного ослабления нисходящей облученности

K_u — коэффициент диффузного ослабления восходящего излучения

L — яркость излучения

L_a — яркость солнечного излучения, рассеянного аэрозолем в атмосфере

L_{aR} — яркость солнечного излучения, рассеянная аэрозолями и молекулами воздуха

l_{arc} — длина дуги внутренней волны

L_g — яркость солнечного излучения, отраженного от морской поверхности напрямую в детектор (солнечный блик)

L_{gs}, L_{gs2} — солнечный блик рассеянный в атмосфере в направлении детектора

L_R — яркость солнечного излучения, рассеянная молекулами воздуха

L_r — яркость суммарного излучения, отраженного от морской поверхности в направлении детектора

L_{sky} — яркость излучения участка неба, отраженного от морской поверхности напрямую в детектор

L_t — общая яркость восходящего излучения над атмосферой, измеренная со спутника

L_u — яркость общего восходящего излучения моря над морской поверхностью

L_w — яркость восходящего излучения моря

N — частота плавучести Вьясяля – Брента

$Noise$ — показатель статистического шума

n_{wave} — количество волн в пакете

PAR — фотосинтетически-активная радиация

R — коэффициент диффузного отражения толщи моря

Rd — радиус бароклинной деформации

Ro — число Россби

$Rrs_{model}(\lambda)$ — смоделированные спектры яркости восходящего излучения моря

$Rrs_{ship}(\lambda)$ — дистанционно измеренные с борта судна спектры яркости восходящего излучения моря

S — внутренние источники света в морской толще

S_{flow} — соленость, полученная с проточной системы

sig — сигнал

sst — температура поверхности океана, полученная из спутниковых данных

T_{flow} — температура приповерхностного слоя моря, полученная с проточной системы

V_0 — линейная скорость движения внутренней волны

V_{GOCI} — фазовая скорость внутренней волны, полученная по соседним спутниковым изображениям радиометра GOCI

w_0 — вероятность выживания фотона (альбеда однократного рассеяния)

z — глубина в водной толще

$Z_{90}(\lambda)$ — толщина приповерхностного слоя моря, в котором формируется 90% рассеянного излучения моря (за исключением зеркального отражения)

Z_{rsH} — максимальная глубина проявления гидродинамической структуры в дистанционных спектральных данных по цвету моря

γ — угол рассеяния света

δ — статистическая относительная ошибка дистанционных измерений

Δ_{chl} — изменение хлорофилла-а

θ — зенитный угол

ρ_{sw} — среднее значение плотности по всей толще воды

σ — среднее квадратичное отклонение

τ — оптическая глубина

ϕ — азимутальный угол

Ω — телесный угол

ω — угловая скорость орбитального вращения

β — индикатриса рассеяния