ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН»

На правах рукописи

Папкова Анна Станиславовна

УЧЕТ ВЛИЯНИЯ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ НА ВОССТАНОВЛЕНИЕ СПЕКТРАЛЬНОГО КОЭФФИЦИЕНТА ЯРКОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

Специальность 1.6.17 – Океанология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель
доктор физико-математических наук
Шибанов Евгений Борисович

Севастополь – 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования и степень ее разработанности

Информация о биооптических характеристиках состояния морской среды содержится в яркости излучения, вышедшего из водной толщи $L_w(\lambda)$ [Morel et al., 1977;Gordon et al., 1994; Копелевич и др., 2017]. Спектральная яркость выходящего из воды излучения определяется оптическими свойствами морской воды, которые зависят от количественного и качественного состава содержащегося в ней вещества. Размер, форма и химический состав аэрозольных частиц также определяют их поглощающие и рассеивающие свойства и, следовательно, влияют на яркость, получаемую прибором дистанционного зондирования [Shettle et al. 1979; Ahmad et al., 2010; Dubovik et al.,2000; Jamet et al., 2004]. Известно, что спутниковые сканеры цвета, например MODIS-Aqua, измеряют спектральные величины яркости восходящего излучения на верхней границе атмосферы (L_{TOA}), которая складывается из нескольких составляющих - рэлеевское рассеяние, отражённая от поверхности воды компонента, компонента выходящая из толщи воды и рассеяние аэрозольными частицами [Gordon, 1978; (Ruddick et al., 2000; Moore et al., 1999; Siegel et al., 2000; Stumpf et al., 2003; Bailey et al., 2010]. Таким образом для получения L_w, необходима процедура «атмосферной коррекции», а именно исключение вкладов всех других составляюgих из величины L_{TOA}[Gao et al., 2000; Wang and Shi, 2007; Oo et al., 2008; Wang et al., 2009 Land and Haigh, 1997; Chomko and Gordon, 1998; Stamnes et al., 2003; Kuchinke et al., 2009; Shi et al., 2016]. Трудность решения задачи атмосферной коррекции определяется, прежде всего, тем, что даже при условии чистой воды в глубоком океане L_w в синей части спектра составляет всего около 10–15 % от общей яркости на верхней границы атмосферы, в которой преобладает в основном рэлеевское и аэрозольное рассеяние на молекулах воздуха и аэрозолей соответственно. В прибрежных районах, вклад L_w в яркость на верхней границе атмосферы *TOA* может уменьшиться менее чем до 5% из-за увеличения поглощения хлорофиллом и окрашенным растворенным органическим веществом (*CDOM)* в толще воды [Копелевич и др., 2017; Morel et al, 1979]. Для минимизации влияния геометрии наблюдения и оптических свойств атмосферы, Гордон (1989) ввел в качестве характеристики восходящего от морской поверхности излучения понятие нормализованной яркости L_{wn}, которая выражается через $L_w(\lambda)$ путем деления на спектральное пропускание атмосферой нисходящего солнечного излучения и косинус зенитного угла Солнца [Gordon, 1989]. На данный момент величина $L_{wn}(\lambda)$ до сих пор используется в качестве стандартного продукта обработки данных, но в качестве конечного продукта атмосферной коррекции спутниковых данных чаще используется коэффициент яркости моря $Rrs(\lambda)$, который вычисляется как отношение нормализованной яркости к величине солнечной постоянной для соответствующего спектрального канала.

Контроль ошибок атмосферной коррекции выполняется посредством измерений значений спектрального коэффициента яркости *in situ* и их последующего сравнения со значениями, рассчитанными по спутниковым данным. Теоретические оценки показывают, что погрешность экстраполяции величины аэрозольного рассеяния на длине волны λ пропорциональна полиному второй степени от волнового числа $k = 2\pi/\lambda$. Квадратичная зависимость ошибок от k объясняется неточными оценками вклада мелкодисперсной фракции аэрозольных частиц в радиацию, рассеянную атмосферой [Moulin, C et al., 2001; Паршиков С.В. и др. 1992; Суетин В.С. и др.,2004; Корчемкина Е.Н. и др., 2009; Shibanov E.B. et al., 2008].

Следует отметить, что результаты спутниковых алгоритмов регулярно калибруются с использованием новых подходов [IOCCG (2006).; IOCCG (2007).; IOCCG (2008).; IOCCG (2010).; IOCCG (2012); IOCCG (2014)], но несмотря на это, был отмечен ряд систематических ошибок стандартных алгоритмов, в основном вызванных следующими причинами:

1. неопределённость в оценках значений коэффициента яркости моря во всём видимом диапазоне из-за бимодального распределения аэрозольных частиц по размеру и вариации параметров распределения внутри каждой моды [Суетин В.С. и др., 2004; Корчемкина Е.Н. и др., 2009; Корчемкина Е.Н. и др., 2022];

2. пространственная неоднородность атмосферы (атмосферные фронты, границы облаков) [Frouin et al., 2014];

3. поглощающий аэрозоль (пыль, смог) и его вертикальное распределение [Суетин и др.,2002; Shybanov et al., 2021; Суетин и др., 2021; Suslin et al., 2016; Kalinskaya et al., 2022].

Случаи пылевых выносов характеризуются тем, что средняя высота расположения поглощающих частиц заметно больше, чем у аэрозолей промышленного и континентального типа. Над поверхностью аэрозоль стратифицирован в соответствии с интенсивностью турбулентного обмена, которая, как правило, значительно больше над сушей. Значит при наличии переноса аэрозоля в сторону акватории моря, континентальный аэрозоль располагается выше чем океанический. Влияние перечисленных факторов усугубляется нелинейной зависимостью яркости рассеянной радиации от оптических толщин молекулярной и аэрозольной компоненты. В результате получаем комбинацию ошибок атмосферной коррекции для значений спектральной яркости восходящего излучения в случаях присутствия поглощающего аэрозоля над Черноморским регионом. Так как поглощающий аэрозоль ухудшает качество стандартных спутниковых продуктов, идентификация пыли и определение ее оптических свойств является сложной задачей, актуальной для акватории Черного моря. Таким образом, для дистанционного зондирования цвета океана в условиях нахождения пылевого аэрозоля нужны реалистичные модели пыли и информация о вертикальном распределении. В настоящее время ни один из предложенных методов где учитывается наличие пылевого аэрозоля в атмосфере не нашел широкого применения для автоматизированной атмосферной коррекции, поскольку они требуют дополнительной информации о стратификации аэрозоля [Gordon et al., 1997; Chomko et al., 1998; Antoine et al., 1999]. На данный момент информацию о стратификации аэрозоля предоставляет радар CALIOP (миссия CALIPSO) [Kim et al., 2018; Omar et al., 2009]. Предполагается, что высота пылевого аэрозоля вдоль трекинга CALIPSO репрезентативна для всего пылевого региона, но в реальных условиях это может быть неточным и может привести к ошибкам при извлечении L_{wn}. По-прежнему необходимы дальнейшие исследования по совершенствованию моделей аэрозоля, которые имеют целью точное получение информации о высоте аэрозоля, его пространственному распределению, для коррекция спутниковых продуктов цвета океана и оценки региональных особенностей влияния пыли на восстановление коэффициента яркости моря.

Цель работы – разработка алгоритма дополнительной коррекции спутниковых значений коэффициента яркости моря, при наличии пылевого аэрозоля над акваторией Черного моря.

Задачи исследования

1. Исследование изменчивости коэффициента яркости в Черном море и выявление факторов влияющих на его вариативность.

2. Разработка математического аппарата для проверки качества натурных измерений коэффициента яркости моря, измеряемого в сети AERONET-OC.

3. Оценка влияния пылевого аэрозоля на коэффициент яркости моря, получаемый по спутниковым данным с использованием стандартной атмосферной коррекции NASA.

4. Создание алгоритма дополнительной коррекции спутниковых значений коэффициента яркости для случаев наличия пылевого аэрозоля над Черного моря.

Объект исследования – спутниковый продукт «спектральный коэффициент яркости моря».

Предмет исследования – алгоритм определения спектрального коэффициента яркости моря методами дистанционного зондирования при наличии пылевого аэрозоля над Черным морем.

Метод исследования основан на сопоставлении экспериментальных данных: сканера MODIS-Aqua/Terra и измерений с сети станций AERONET-OC. Для обработки данных привлекался математический пакет Python. Анализ и визуализация спутниковых снимков произведена в SeaDAS. Для решения обратных задач атмосферной оптики используются аэрозольная модель, основанная на микрофизических параметрах, а также физико-математическое моделирование дистанционных оптических измерений. Методология и методы диссертационного исследования включают: анализ изменчивости коэффициента яркости моря, вычисление индексов цвета для различных комбинаций длин волн, анализ значений оптической толщины атмосферы, определение оптических характеристик пыли, а также численное моделирование ошибки атмосферной коррекции.

Научная новизна

1. Впервые предложена аналитическая формула описывающая эффект влияния пылевого аэрозоля на измеряемую яркость на верхней границе атмосферы. Показано, что при поглощающем аэрозоле погрешность атмосферной коррекции близка к λ–4.

2. На основании многолетнего сравнительного анализа натурных и спутниковых измерений коэффициента яркости моря в акватории Черного моря, получены статистические закономерности ошибки атмосферной коррекции при различных состояниях атмосферы. Для повышения качества натурных измерений AERONET-OC, предложено использовать стандартную оптическую модель моря. Установлено, что в случаях наличия пыли, первый собственный вектор ошибки атмосферной коррекции пропорционален λ–3,6.

3. Впервые разработан региональный алгоритм дополнительной коррекции спутниковых значений коэффициента яркости Черного моря при наличии пылевого аэрозоля. Метод основан на обнаруженной

закономерности постоянства индекса цвета на длинах волн 412 нм и 443нм для вод Черного моря. Проведен кластерный анализ многолетнего массива данных об изменчивости коэффициента яркости моря по данным с платформ AERONET-OC. Было показано, что для всех кластеров условие постоянства CI (412/443) сохраняются.

Теоретическая и практическая значимость результатов работы

Полученные в работе оценки ошибок атмосферной коррекции в присутствии пылевого аэрозоля, могут быть использованы для широкого спектра задач оптики атмосферы. Поправки атмосферной коррекции улучшат надежность спутниковой информации о коэффициенте яркости моря. Разработанный алгоритм дополнительной атмосферной коррекции данных существенно повысит точность спутниковой информации, которая в свою очередь повлияет на достоверность результатов экологических моделей, где входными параметрами является концентрация хлорофилла-а. Алгоритмы и математический аппарат, созданные на основе задач диссертационного исследования, могут быть использованы для решения задач оптики атмосферы и интерпретации данных спутникового зондирования.

Все предложенные в диссертации теоретические разработки, модели и алгоритмы с теоретическим обоснованием опубликованы в научной печати, являются общедоступным для применения.

Положения, выносимые на защиту

1. Аналитическая формула, описывающая ошибку спектрального коэффициента яркости моря при наличии в атмосфере поглощающего аэрозоля.

2. Спектральная зависимость первого собственного вектора ошибки стандартной атмосферной коррекции при наличии пылевого аэрозоля.

3. Алгоритм дополнительной коррекции спутниковых данных для Черного моря, использующий постоянство отношения коэффициентов яркости в коротковолновой области видимого диапазона.

Степень достоверности результатов проведенных исследований

Научная обоснованность и достоверность научных результатов, разработанных методов и моделей подтверждаются тем, что в работе были использованы стандартные методы и подходы оптики моря и атмосферы, в частности, разнообразное тестирование алгоритмов и соответствующих компьютерных кодов и сравнение с результатами аналогичных независимых расчетов. При определении конкретных аэрозольных параметров наряду с методами дистанционного зондирования применялись продукты, предоставляемые с платформ AERONET-OC, качество которых гарантировано NASA. Использование разработанных автором моделей в ряде конкретных задач спутникового зондирования явилось прямой практической проверкой их достоверности.

Апробация результатов работы

Основные результаты работы, докладывались на семинарах отдела оптики и биофизики моря, отделения оперативной океанографии ФГБУН ФИЦ МГИ, а также на следующих международных и всероссийских научных конференциях:

1. Научная конференция “Моря России: наука, безопасность, ресурсы”. Севастополь, 27-30 сентября 2022.
2. Научная конференция “Моря России: наука, безопасность, ресурсы”. Севастополь, 3-7 октября 2017.
3. XXVIII Международный симпозиум "Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы",04-08 июля, Томск 2022.
4. XXVII Международный Симпозиум “Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы”,05-09 июля, Москва 2021.
5. XXVI Международный симпозиум «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы», Москва, 6-10 июля 2020.
6. XXV Международный симпозиум «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы», Новосибирск, 1-5 июля 2019.

7. XXV международная научно-техническая конференция “Прикладные задачи математики”. Севастополь, 18-22 сентября 2017.

8. III Всероссийская конференция молодых ученых «Комплексные исследования мирового океана», Севастополь, 21-25 мая 2018.

9. Шестнадцатая Всероссийская открытая конференция "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса" Москва, 12-16 ноября 2018.

10. International multidisciplinary scientific geoconference surveying geology and mining ecology management, SGEM. Bulgaria, 2019.

11. X Юбилейная Всероссийская конференция "Современные проблемы оптики естественных вод". X Юбилейная Всероссийская конференция с международным участием. Санкт-Петербург, 9-11 октября 2019.

12. V Всероссийская конференция молодых ученых «Комплексные исследования мирового океана». Калининград, 21-25 мая 2020.

Публикации

Результаты работы опубликованы в соавторстве в 17 научных работах, из них: 8 публикаций в рецензируемых журналах, удовлетворяют требованиям ВАК при Минобрнауки России, включены в международные наукометрические базы данных «SCOPUS» и «Web of Science» [1–8]. 6 тезисов докладов на научных конференциях, входящих в базу данных РИНЦ, «SCOPUS» и «Web of Science» [Kalinskaya et al., 2018; Kalinskaya et al., 2020; Papkova et al., 2022; Papkova et al., 2020; Papkova et al., 2021; Kalinskaya et al., 2021].

Статьи в рецензируемых журналах

1. Kalinskaya D.V., Varenik A.V., **Papkova A.S**. Phosphorus and silicon as markers of dust aerosol transfer over the Black Sea region // Sovremennye Problemy Distantsionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa. – 2018. – V. 15, № 3. – P. 217-225. DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-3-217-225.

2. **Papkova A.S.**, Papkov S.O., Shukalo D.M. CALIPSO stratification of atmospheric aerosols with environmental assessment of dust content over the

Black Sea region // Sovremennye Problemy Distantsionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa. – 2020. – V. 17, № 1. – P. 234-242. DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-1-234-242.

3. Kalinskaya D.V., **Papkova A.S**., Kabanov D.M. Research of the Aerosol Optical and Microphysical Characteristics of the Atmosphere over the Black Sea Region by the FIRMS System during the Forest Fires in 2018–2019 // Physical Oceanography. – 2020. – V. 27, № 5. – P. 514-524. DOI: 10.22449/1573-160X-2020-5-514-524.

4. Kalinskaya, D.V., **Papkova, A.S**., Varenik, A.V. The case of absorbing aerosol anomalous transport over the Black Sea in the spring of 2020 // Sovremennye Problemy Distantsionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa. – 2021. – V. 18, № 2. – P. 287-298. DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-2-287-298.

5. **Papkova A.,** Papkov S., Shukalo D. Prediction of the Atmospheric Dustiness over the Black Sea Region Using the WRF-Chem Model // Fluids. – 2021. – V.6, № 6. – P. 201. DOI: 10.3390/fluids6060201.

6. **Papkova A.S.,** Shybanov E.B. Influence of dust aerosol on the results of atmospheric correction of remote sensing reflection of the Black and Mediterranean Seas from MODIS satellite data // Sovremennye Problemy Distantsionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa. – 2021. – V. 18, № 6. – P. 46–56. DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-6-46-56.

7. Kalinskaya D.V., **Papkova A.S**. Why Is It Important to Consider Dust Aerosol in the Sevastopol and Black Sea Region during Remote Sensing Tasks? A Case Study // Remote Sensing. – 2022. – V.14, № 8. – P.№ 1890. DOI: 10.3390/rs14081890.

8. Shybanov E.B. **Papkova A.S.** 2022. Algorithm for Additional Correction of Remote Sensing Reflectance in the Presence of Absorbing Aerosol: Case Study // Physical Oceanography. – 2022. – 29(6). – P. 688-706. DOI:10.22449/1573-160X-2022-6-688-706

Связь с научными программами, планами, темами

Работа выполнялась в соответствии с научными планами и программами исследований Федерального государственного бюджетного учреждения науки «Морской гидрофизический институт РАН» в рамках программ государственного задания:

– тема «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений» (шифр «Оперативная океанология»), 0827-2019-0002, исполнитель;

– тема «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений» (шифр «Оперативная океанология»), FNNN-2021-0003, исполнитель.

– проект Российского Фонда Фундаментальных Исследований (РФФИ) в рамках научного проекта № 19-35-90066 аспиранты (исполнитель).

Личный вклад автора

Постановка ряда задач научного исследования проводилась под руководством научного руководителя Шибанова Е.Б., с которым обсуждались полученные результаты и формулировки выводов. Соискатель принимала непосредственное участие в обработке данных дистанционного зондирования и натурных измерений коэффициента яркости Черного моря предоставляемого с платформ AERONET-OC. Был осуществлён визуальный анализ спутниковых снимков с сопутствующим анализом обратных траекторий движения аэрозолей. Автором был подготовлен массив данных с датами переноса пылевого аэрозоля над акваторией Черного моря, который содержал: коэффициенты яркости моря по *in situ* и спутниковым измерениям в анализируемые даты, оптические характеристики атмосферы. Папковой А.С. были написаны программные коды и рассчитаны результаты при кластеризации многолетнего массива натурных измерений коэффициента яркости моря с платформ AERONET-OC. Соискателем выполнена основная часть работы по статистическому анализу, визуализации и теоретической интерпретации полученных результатов.

Благодарности

Автор выражает благодарность своему научному руководителю – доктору физико-математических наук, ведущему научному сотруднику отдела оптики и биофизики моря МГИ РАН Шибанову Евгению Борисовичу за внимательное руководство работой, полезные комментарии и замечания. Автор благодарит коллектив отдела оптики и биофизики моря МГИ РАН, в особенности заведующего отделом, профессора физ.-мат. наук Ли Михаила Ен Гонга за полезные советы о визуализации результатов, а также младшего научного сотрудника Калинскую Дарью Владимировну за помощь в разработке методологии для идентификации пылевого аэрозоля и кандидата физ-мат. наук Корчемкину Елену Николаевну за предоставление экспедиционных данных. Автор выражает благодарность к.ф.-м.н., ведущему научному сотруднику, заведующему отделом динамики океанических процессов МГИ РАН Суслину Вячеславу Владимировичу за полезные советы в течение всего периода написания работы, помощь в улучшении структуры работы и предоставленные графические материалы. Так же автор благодарит к.ф-м.н., заведующего отделом дистанционных методов исследований МГИ РАН Сергея Владимировича Станичного за ценные советы по содержанию работы. Соискатель благодарит доктора физ.-мат. наук, главного научного сотрудника, заведующего лабораторией прикладной физики моря МГИ РАН Дулова Владимира Александровича за полезные замечания и комментарии по изложению материала диссертации. Так же автор благодарит к.ф.-м.н. Ужегова Виктора Николаевича (ФГБУН Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева) за первичное рецензирование работы, полезные комментарии и замечания.

Структура и содержание работы

Диссертация состоит из четырех разделов, введения, заключения и списка литературы. Общий объём работы составляет 117 страниц, включая

24 рисунка и 12 таблиц. Список литературы содержит 111 наименований. **Первый раздел** работы посвящен обзору основных результатов предыдущих исследований в области атмосферной коррекции, изменчивости спектрального коэффициента яркости при различных атмосферных условиях. Во **Втором разделе** описаны аппаратура и методы для нахождения оптических свойств пылевого аэрозоля и морской поверхности, включая методы дистанционного зондирования. **Третий, четвертый раздел** посвящены результатам полученным для акватории Черного моря. **Третий раздел** рассматривает изменчивость яркости моря в исследуемом регионе, закономерности вариативности индекса цвета. В **Четвертом разделе**, представлен и описан сам алгоритм дополнительной коррекции спутниковых значений коэффициента яркости моря с теоретическим и экспериментальным обоснованием. В Заключении представлены полученные основные результаты работы и выводы.

РАЗДЕЛ 1 ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

1.1 Уравнение переноса излучения в атмосфере и океане

Для восстановления показателя поглощения оптически активными примесями морской воды, необходимо разделить влияние рассеяния и поглощения на форму спектра $L_w(\lambda)$, что становится возможным, если известен спектральный закон этих процессов. Для данной цели используется теория переноса излучения, которая так же нашла широкое применение в задачах расчета яркости рассеянного света в атмосфере. Уравнение переноса связывает интенсивность рассеянного света с поглощающими и рассеивающими свойствами среды [Чандрасекар и др., 1953; Mobley, 2002]. Для плоскопараллельного горизонтально однородного слоя среды параметры светового поля зависят только от вертикальной координаты (глубины z) и скалярное уравнение переноса, может быть записано в виде

$$\mu \cdot \frac{dL(z,\mu,\varphi)}{dz} = -c(z)\cdot L(z,\mu,\varphi) + \\ + \frac{b(z)}{4\cdot\pi}\cdot\int_0^{2\cdot\pi}\int_{-1}^{1} L(z,\mu',\varphi')\cdot p(z,\mu,\varphi,\mu',\varphi')\partial\mu'\partial\varphi' + J(z,\mu,\varphi), \tag{1.1}$$

$$c(z) = a(z) + b(z),$$

где $L(z,\mu,\varphi)$ – интенсивность света рассеянного под зенитным углом μ и азимутальным φ на расстоянии z от верхней границы атмосферы (океана);

c(z) – показатель ослабления*b(z)* – показатель рассеяния;

a(z) – показатель поглощения;

$p(z,\mu,\varphi)$ - индикатриса рассеяния.

Нормируем индикатрису рассеяния как

$$\int_0^{2\cdot\pi}\int_0^{\pi} p(z,\cos(\gamma),\varphi)\cdot\sin(\gamma)\cdot\partial\gamma\cdot\partial\varphi = 4\cdot\pi\,, \tag{1.2}$$

где γ – угол рассеяния.

В оптике естественных сред принято считать индикатрису независящей от азимута. Тогда угол рассеяния будет зависеть от разницы азимутов падающего и рассеянного луча, и определяться выражением

$$\cos(\gamma) = \mu \cdot \mu' + \sqrt{(1-\mu^2)\cdot(1-\mu'^2)} \cdot \cos(\varphi - \varphi'), \qquad (1.3)$$

где μ, μ' - косинусы зенитных углов;

φ, φ' – азимутальные углы.

В уравнении (1.1) $J(z,\mu,\varphi)$ есть функция источника. В атмосферной оптике она используется для учета сингулярности граничных условий. Если на верхнюю границу атмосферы падает солнечный свет, и нет внутренних источников, эта функция описывается как

$$J(z,\mu,\varphi) = \frac{b(z)\cdot p(z,\mu,\varphi,\mu_0,\varphi_0)}{4\pi} \cdot S_0 \cdot \exp[-\frac{1}{\mu_0}\int_0^z c(x)\cdot dx], \qquad (1.4)$$

где S_0 – солнечная постоянная (облученность единицы площади при нормальном падении луча).

Величина $\tau = \int_0^z c(x)\cdot dx$ - это оптическая толщина от верхней границы слоя до точки z. При переходе от переменной z к оптической толщине уравнение (1.1) преобразуется к виду

$$\mu \frac{dL(\tau,\mu,\varphi)}{d\tau} = -L(\tau,\mu,\varphi) +$$
$$\frac{\omega}{4\cdot\pi}\cdot\int_0^{2\cdot\pi}\int_{-1}^{1} p(\mu,\varphi,\mu',\varphi')L(\tau,\mu',\varphi')d\mu' d\varphi' +$$
$$\frac{\omega\cdot p(\mu,\varphi,\mu_0,\varphi_0)S_0}{4\pi}\cdot\exp[-\frac{\tau_0-\tau}{\mu_0}],$$

где $\omega = \dfrac{b}{a+b}$ – вероятность выживания фотона (альбедо однократного рассеяния).

Аналитическое решение этого уравнения в приближении однократного рассеяния состоит в исключении интегрального члена и переходе к неоднородному дифференциальному уравнению. Если оптическая толщина τ отсчитывается от верхней границы атмосферы, а оптическая толщина всего слоя обозначается как τ_0, то наблюдаемое излучение, выходящее из верхней части атмосферы равно [Philpot, 1987]

$$L(0,\mu,\varphi) = \frac{S_0\omega}{4\pi}\frac{p(\mu_0 \to \mu, \varphi_0 \to \varphi)}{1-\dfrac{\mu}{\mu_0}}\left\{1-\exp\left[-\tau_0\left(\frac{1}{\mu_0}-\frac{1}{\mu}\right)\right]\right\}, \mu < 0. \tag{1.5}$$

Удобнее в окончательных выражениях все величины косинусов считать положительными, а направление распространения излучения указывать знаком (в $L(z,\mu,\varphi)$ и в индикатрисе). Поскольку электромагнитная волна является поперечной, $L(z,\mu,\varphi)$ будет зависеть от направления электрического вектора по отношению к плоскости рассеяния $(\mu,\varphi,\mu',\varphi'')$, если падающий свет поляризован. Интенсивность однократно рассеянного света наблюдаемое по направлению от поверхности Земли и восходящее излучение выражаются как

$$L_1(\tau,\mu_0,\mu) = \omega\frac{\mu_0 \cdot S_0 \cdot p(\mu_0,\mu)}{4\cdot\pi\cdot(\mu_0-\mu)}\cdot[\exp(-\frac{\tau}{\mu_0}) - \exp(-\frac{\tau}{\mu})],$$

$$L_1(\tau,\mu_0,-\mu) = \omega\frac{\mu_0 \cdot S_0 \cdot p(\mu_0,-\mu)}{4\cdot\pi\cdot(\mu_0+\mu)}\cdot[\exp(-\frac{\tau}{\mu_0}) - \exp(-\frac{\tau_0}{\mu_0} - \frac{\tau_0}{\mu} + \frac{\tau}{\mu})],$$

где τ_0 - оптическая толщина атмосферы;

$p(\mu_0,-\mu)$ - значение индикатриса при рассеянии в обратном направлении.

Чем меньше величины $\frac{\tau_0}{\mu}$ и $\frac{\tau_0}{\mu_0}$, тем выше точность решения в приближении однократного рассеяния. Разложение по малому параметру дает одинаковые формулы для отраженной ($\tau = 0$) и рассеянной вниз ($\tau = \tau_0$) всей атмосферой радиации, что является линейным приближением по оптической толщине

$$L_1(\tau,\mu_0,\mu) = \omega \frac{S_0 \cdot p(\mu_0,\mu)}{4\pi\mu} \cdot \tau_0,$$

$$L_1(\tau,\mu_0,-\mu) = \omega \frac{S_0 \cdot p(\mu_0,-\mu)}{4\pi\mu} \cdot \tau_0.$$

Гордоном было предложено линейное приближение для отраженной составляющей, которое позже было реализовано в алгоритме [Viollier et al., 1980] и является более точным, чем приближение однократного рассеяния (формула 1.5). С физической точки зрения наличие линейной зависимости от оптической толщины означает то, что ослаблением луча света вследствие рассеяния можно пренебречь и записать упрощенное уравнение при отсутствии поглощения для отраженной радиации, $p(\mu_0,-\mu) < 1$

$$\mu \frac{dL(z,\mu,\varphi)}{dz} = \beta(z,\mu,\mu_0,\varphi) \cdot S_0, \qquad (1.6)$$

где $\beta(z,\mu,\mu_0,\varphi)$ - угловой показатель рассеяния, равный $\frac{p(\mu,\mu_0)}{4\pi} b(z)$.

Для рассмотрения переноса излучения в океане, используется двухпотоковое приближение. В этом приближении упрощение достигается путем перехода к задаче об определении лишь интегральных характеристик светового поля – потоков радиации в двух противоположных направлениях.

В качестве примера, иллюстрирующего двухпотоковое приближение, рассмотрим плоскопараллельную однородную среду, освещаемую с поверхности z=0 (координата z направлена внутрь среды) [Показеев, 2018]. Уравнение переноса для яркости, осредненной по азимуту, имеет вид

$$\mu \frac{dL}{dz} = -cL + \frac{b}{2}\int_{-1}^{1} p(\mu,\mu^{'})L(z,\mu^{'})d\mu^{'}. \qquad (1.7)$$

Интегрируя (1.7) по μ в пределах [-1,0] и [0,1], можно получить систему уравнений для освещенностей горизонтальной площадки сверху $\downarrow E$ и снизу $\uparrow E$

$$\frac{\partial E\downarrow}{\partial z} = \frac{a+b\varphi_1}{\mu_1}E\downarrow + \frac{b\varphi_2}{\mu_2}E\uparrow,$$

$$\frac{\partial E\uparrow}{\partial z} = \frac{a+b\varphi_2}{\mu_2}E\uparrow + \frac{b\varphi_1}{\mu_1}E\downarrow,$$

$$\varphi_1 = \frac{1}{2}\int_{0}^{1} L\mu d\mu \int_{-1}^{0} p(\mu,\mu^{'})d\mu^{'} / \int_{0}^{1} Ld\mu,$$

$$\varphi_2 = \frac{1}{2}\int_{-1}^{0} L\mu d\mu \int_{0}^{1} p(\mu,\mu^{'})d\mu^{'} / \int_{-1}^{0} Ld\mu,$$

где μ_1 - средний косинус углов наклона световых пучков в нисходящем излучении;

μ_2 - средний косинус углов наклона световых пучков в восходящем излучении.

Уравнения, описанные выше решаются в предположении постоянства μ и φ. Строго говоря, это предположение выполняется только для глубинного режима, а вблизи границ среды, где происходит перестройка углового распределения яркости, функции $\mu_i(z)$ и φ_i(z) довольно резко изменяются. Тем не менее, замена функций μ_i и φ_i их средними значениями приводит к удовлетворительным результатам. В частности, коэффициент отражения полубесконечной среды R_∞ при диффузном освещении ее границы связан с оптическими характеристиками среды удобным для практического использования соотношением [Иванов, 1978]

$$\frac{(1-R_\infty)^2}{2R_\infty}=\frac{a}{b\varphi}.$$

Данное соотношение часто используется в работах, посвященных спектроскопии рассеивающих сред. В гидрооптике используется термин коэффициент диффузного отражения (КДО)

$$R_\infty \sim \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)+b_b(\lambda)}.$$

Высокая точность линейной связи КДО с параметром Гордона $x=\dfrac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)+b_b(\lambda)}$ была подтверждена численными расчетами для различных индикатрис рассеяния.

При переходе от КДО к коэффициенту яркости моря необходимо учесть наличие граничных условий вода-воздух. Коэффициент яркости водной толщи $\rho(\lambda)$ определяется как: $\rho(\lambda) = \pi{\cdot}L_u(\lambda,0\text{-}) / E_d(\lambda,0\text{-})$, где $L_u(\lambda,0\text{-})$ и $E_d(\lambda,0\text{-})$ – яркость восходящего излучения и облученность, создаваемая нисходящим потоком излучения, непосредственно под поверхностью моря. В случае полностью диффузного восходящего излучения, коэффициент яркости равняется

$$\rho=\frac{T\uparrow\cdot T\downarrow}{m^2}R_\infty,$$

где m – показатель преломления воды;

T – пропускания по закону Френеля.

Численные расчеты показали, что угловая структура восходящего излучения зависит от рассеяния и поглощения морской воды, а величины коэффициентов пропускания зависят от состояния морской поверхности. В статье [Morel et al., 1995] для вычисления коэффициента яркости предлагается следующая формула

$$L_w(\theta_s,\theta_v,\phi,\lambda,W,a,b_b) = E_d(\theta_s,\lambda)\cdot R(\theta_s,\theta_v^{'},W)\cdot \frac{f(\theta_s,\lambda,W,a,b_b)}{Q(\theta_s,\theta_v^{'},\phi,\lambda,W,a,b_b)}\cdot \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)+b_b(\lambda)},$$

где f – безразмерный коэффициент, связывающий величину коэффициента отражения излучения сразу под поверхностью с оптическими свойствами воды (a и b_b);

Q – отношение яркости к облученности, единицы измерения sr^{-1};

θ_v – зенитный угол наблюдения;

φ – относительный азимутальный угол от направления Солнца,

θ_s– зенитный угол Солнца,

W – состояние моря (параметризованное через скорость ветра).

Яркость моря L_w, при заданной длине волны λ зависит от собственного направления, геометрии наблюдения (θ_v, φ), от условий освещения (определяемых θ_s), состояния моря (W) и внутренних оптических свойств самого водоема. Напротив, E_d является функцией только зенитного угла Солнца, θ_s и длины волны. Отношение f/Q связано с неоднородностью светового поля и варьируется от 0,09 до 0,11 для большинства дистанционных измерений (анизотропия обратного рассевания).

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

$$L_{wn}(\lambda) = \frac{L_w(\lambda)}{t_0(\lambda)\cos\theta_0},$$

где $t_0(\lambda)$ – спектральное пропускание атмосферой нисходящего солнечного излучения;

θ_0 – зенитный угол Солнца.

Данная процедура необходима для приведения характеристик моря к стандартной геометрии наблюдений.

1.2 Задача измерения коэффициента яркости моря

1.2.1 Методы дистанционного зондирования

Инструменты дистанционного зондирования предоставляют возможность измерять спектральный состав выходящего из моря излучения с регулярным пространственно-временным разрешением. В задачах дистанционного зондирования земли из космоса рассматривается свет, многократно рассеянный или отраженный морем и атмосферой в направлении наблюдения. Следовательно, наблюдению доступна только яркость восходящего потока излучения в атмосфере над океаном. При этом, диффузный свет моря составляет лишь часть этого светового потока, которая с высотой уменьшается. Например, даже в открытой части Мирового океана $L_w(\lambda)$ в «синей» области спектра составляет всего 10–15 % от общей яркости, в которой преобладает рассеянное атмосферой излучение. В прибрежных районах, где воды характеризуются насыщенным синим цветом, в «синей» области спектра вклад $L_w(\lambda)$ в яркость на верхней границе атмосферы становится еще меньше и равняется около 5% из-за роста поглощения примесями, содержащимися в морской воде, а также вследствие увеличения изменчивости аэрозольного рассеяния [Morel et al., 1977]. Так что интересующий нас сигнал, идущий от моря, сильно зашумлен помехами, которые обусловлены рассеянием света в атмосфере и зеркальным отражением от поверхности воды нисходящего излучения. Кроме этого, величина яркости моря $L_w(\lambda)$ характеризует лишь интегральную отражательную способность верхнего слоя воды. Следовательно, для корректной оценки L_w необходима процедура «атмосферной коррекции», исключающая вклад этих составляющих в величину L_{TOA}. В алгоритмах Ocean Color приводится формула восходящего излучения на верхней границе атмосферы (L_{TOA}) [Gordon et al., 1994]. Предполагается, что излучение L_{TOA} линейно разделено на различные физические вклады, как показано ниже

$$L_{TOA}(\lambda) = [\mathrm{L_r}(\lambda) + \mathrm{L_a}(\lambda) + \mathrm{t_{dv}}(\lambda)\mathrm{L_f}(\lambda) + \mathrm{t_{dv}}(\lambda)\mathrm{L_w}(\lambda)]\mathrm{t_{gv}}(\lambda)\mathrm{t_{gs}}(\lambda)\mathrm{f_p}(\lambda), \qquad (1.8)$$

где $L_r(\lambda)$ – вклад в суммарную яркость рэлеевского рассеяния с учетом френелевского отражения от поверхности;

$L_a(\lambda)$ – вклад за счет рассеяния аэрозолями, включая многократное взаимодействие рассеяния с молекулами воздуха с учетом френелевского отражения от поверхности;

$L_f(\lambda)$ – вклад морской пены и блика;

$L_w(\lambda)$ – яркость моря;

$t_{dv}(\lambda)$ – коэффициент пропускания рассеянного излучения через атмосферу на пути обзора от поверхности к датчику;

$t_{ds}(\lambda)$ – коэффициент пропускания рассеянного излучения через атмосферу на пути обзора от Солнца к поверхности;

$t_{gv}(\lambda)$ – потери на пропускание из-за поглощающих газов для всего восходящего излучения, проходящего вдоль траектории обзора датчика;

$t_{gs}(\lambda)$ – коэффициент пропускания рассеянного излучения через атмосферу на пути обзора от Солнца к поверхности;

$f_p(\lambda)$ – поправка на эффекты поляризации.

1.2.2 Подспутниковые измерения AERONET-OC

Рассмотри проблему измерения яркости моря с уровня поверхности (платформа, судно и т.д). Схематически измерение представлено на рисунке 1.1.

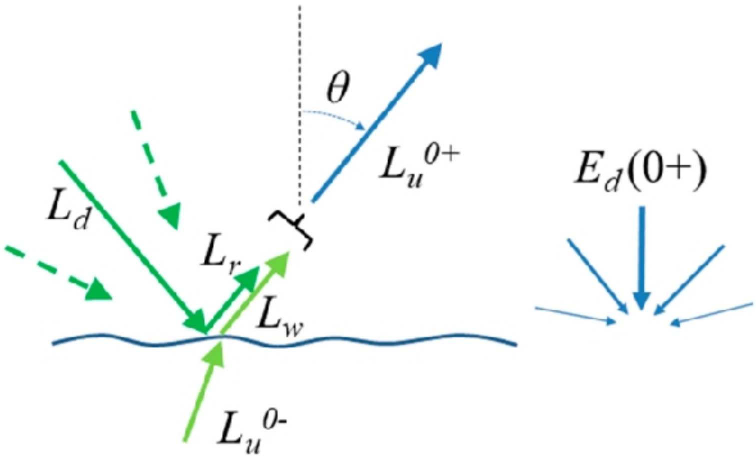


Рисунок 1.1 – Иллюстрация определения яркости моря (L_w).

На рисунке 1.1 L_u^{0-} и L_u^{0+}- яркость восходящего и нисходящего излучения, L_r – блик (засветка), L_d – нисходящее (небо) излучение в направлении зеркального отражения; E_d – облученности на уровне моря. Из рисунка 1.1 несложно увидеть, что

$$L_w = L_u^{0+} - L_r ,$$

где $L_{sky}(\lambda)$ – отношение яркости неба в точке, от которой свет после зеркального отражения от поверхности попадает в прибор, к облученности на уровне моря.

Тогда яркость водной толщи $L_w(\lambda)$ будет равна

$$L_w(\lambda) = L_u^{0+}(\lambda) - R_f(\lambda) \cdot L_{sky}(\lambda) , \qquad (1.9)$$

где R_f – коэффициент отражения поверхностью моря.

Формула (1.9) указывает на необходимость дополнительного измерения коэффициента яркости небосвода в точке, соответствующей зеркальному отражению от поверхности моря. Следовательно, оптические характеристики атмосферы за период измерений не должны сильно варьироваться. Но даже при соблюдении условия стабильности атмосферы основную трудность составляет определение величины коэффициента отражения поверхности [Ruddick et al., 2019]. Поскольку коэффициент R_f зависит как от волнения, так и от поляризационных параметров падающего света, измерений яркости неба будет недостаточно [Zibordi et al., 2009] . В МГИ РАН в отделе оптики разработали методику устранения отраженной составляющей суть, которой заключается в использовании эталона, специального сосуда, стенки которого покрыты полированными стеклами с большим поглощением, в который налит тонкий слой воды. Фактически данная кювета выполняет роль эталона абсолютно поглощающего моря. Вычисление $L_w(\lambda)$ происходит посредством вычитания из коэффициента яркости воды $L_s(\lambda)$ коэффициент яркости кюветы $L_q(\lambda)$. Данные измерения не требуют дополнительных усилий по контролю состояния неба, позволяют до минимума уменьшить перечисленные методические погрешности. Недостатком такого способа, по-видимому, следует считать угловую неустойчивость прибора при волнении более 2 баллов. Ошибки, обусловленные этой неустойчивостью, становятся существенными при низких высотах Солнца [Толкаченко и др, 2001].

1.3 Оптические свойства морской воды, определяющие цвет моря

Принято считать, что суммарное рассеяние в морской воде определяется рассеянием на флуктуациях молекул воды и на частицах взвеси, а поглощение – поглощением чистой морской водой, поглощением растворенным веществом и поглощением пигментами фитопланктона. Следуя работе [Sosik et al., 1995], представим поглощение морской воды $a(\lambda)$ в виде (1.10)

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{ph}(\lambda) + a_d(\lambda) + a_{dm}(\lambda), \tag{1.10}$$

где λ – длина волны;

$a_w(\lambda)$ – поглощение чистой морской воды [Smith, 1981];

$a_d(\lambda)$ – поглощение детритом;

$a_{ph}(\lambda)$ – поглощение клетками фитопланктона;

$a_{dm}(\lambda)$ – поглощение растворенным веществом;

Поскольку форма спектра поглощения детрита похожа на спектр поглощения растворенным веществом, то

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{ph}(\lambda) + a_{ddm}(\lambda), \tag{1.11}$$

где $a_{ddm}(\lambda)$ – поглощение неживой органикой.

Спектр поглощения различных компонентов морской среды изображен на рисунке 1.2.

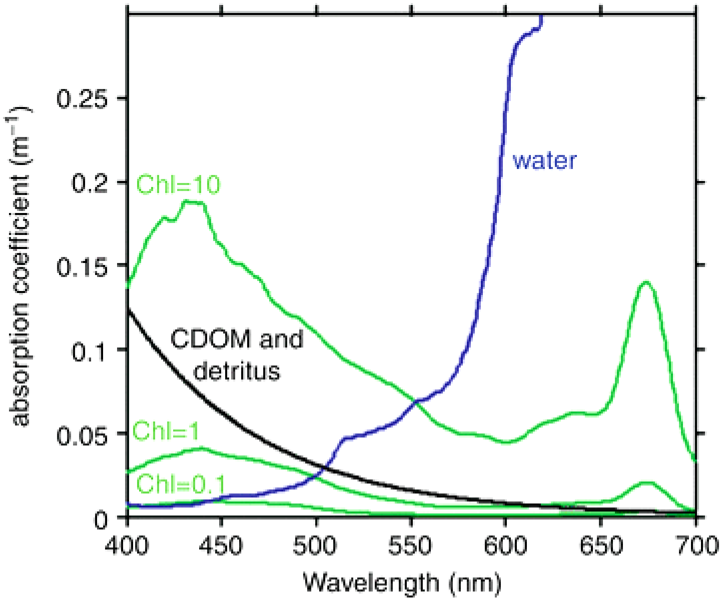


Рисунок 1.2 – Спектр поглощения различных компонентов морской воды, включая чистую воду, хромофорные растворенные органические вещества и детрит, а также вклады фитопланктона, биооптически смоделированные для хлорофилла при 0,1; 1 и 10 мг м$^{-3}$.

Из рисунка 1.2 видно, что чистая вода наиболее эффективно поглощает свет с длинами волн более 550 нм и минимально поглощает в синей и зеленой частях видимого спектра. И наоборот, *CDOM*, определяемый как весь окрашенный материал, который проходит через фильтр 0,2 мкм, максимально поглощает в ультрафиолетовой и синей части спектра, экспоненциально уменьшаясь с длиной волны. Детрит поглощает так же, как *CDOM*, и эти два компонента трудно различить спектрально. Стоит отметить, что спектр $a_{ph}(\lambda)$ может сильно изменятся. Вариативность удельного поглощения хлорофилла означает, что при решении обратной задачи любая параметризация вида (формула 1.12) не может гарантировать правильной оценки C_{chl}

$$a_{ph}(\lambda) = C_{chl} \cdot a_{ph}^{spe}(\lambda) \tag{1.12}$$

С другой стороны, многофакторный характер зависимости спектра удельного поглощения $a_{ph}^{spe}(\lambda)$ не дает основания рассчитывать на приемлемое малопараметрическое представление, а статистическая параметризация $a_{ph}^{spe}(\lambda)$ через C_{chl} будет дополнительной причиной неустойчивости решения обратной задачи. Показатель рассеяния назад (b_b) есть сумма молекулярного рассеяния и рассеяния на частицах взвеси, и может быть представлен в виде [Morel , 1977]

$$b_b(\lambda) = b_{bw}(\lambda) + b_{na}(\lambda) + b_{ba}(\lambda), \tag{1.13}$$

где $b_{bw}(\lambda)$– показатель обратного рассеяния чистой воды;

$b_{ba}(\lambda), b_{bna}(\lambda)$ – показатели обратного рассеяния на поглощающих и непоглощающих частицах соответственно.

Такое разделение обусловлено тем, что характер спектрального поведения обратного рассеяния непоглощающих и поглощающих частиц различный. Из–за большого количества параметров, влияющих на оптические свойства морской воды задача определения концентраций оптически активных примесей является плохо обусловленной. Для удобства ее решения необходимо предоставить малопараметрическую модель. Как говорилось ранее в подразделе 1.1, при решении обратных задач восстановления оптических свойств морской воды по коэффициенту яркости его обычно связывают с отношением $\rho(\lambda) = k \cdot b_b(\lambda)/a(\lambda)$ Коэффициент пропорциональности k уменьшается по мере того, как индикатриса рассеяния морской воды становиться более вытянутой. В предельном случае рэлеевского рассеяния его значение примерно равно 0,17 [Ли и др., 2003]. Коэффициент k по литературным данным варьируется от 0,1 до 0,17. Спектры обратного рассеяния и поглощения, как правило, представляются в виде суммы соответствующих компонентов, и тогда спектр коэффициента яркости описывается формулой (1.14)[Корчемкина и др., 2005]

$$\rho(\lambda) = k\frac{b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(\lambda_0)(\frac{\lambda}{\lambda_0})^{\gamma}}{a_w(\lambda) + Chl \cdot a^{*}_{chl}(\lambda) + C_{ddm}e^{-\alpha(\lambda-\lambda_0)}}, \tag{1.14}$$

где $k = 0{,}15$ [Шибанов и др., 2008];

b_{bw} – показатель обратного рассеяния чистой воды;

ν – показатель спектрального наклона обратного рассеяния, зависящий от размера частиц;

a_w – показатель поглощения чистой воды;

a_{chl} – спектр удельного поглощения пигментов фитопланктона [Bricaud et al., 1995];

α – параметр спектрального наклона поглощения неживой органикой;

b_{bp}– показатель обратного рассеяния частиц взвеси на длине волны λ_0;

C_{chl} – концентрация пигментов фитопланктона;

C_{ddm} –поглощение неживой органикой.

Параметры C_{chl} и C_{ddm} рассчитываются путем оптимизации в специально разработанной итерационной процедуре. В большинстве случаев для описания биооптических свойств морской воды используется описанная выше трехпараметрическая модель коэффициента яркости. В работе [Корчемкина и др., 2009] показано, что спектр коэффициента яркости Черного моря вне полос поглощения хлорофилла-а может быть аппроксимирован с использованием меньшего количества входных параметров, а точнее двухпараметрической моделью (формула 1.15)

$$\rho(\lambda) = k\frac{b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(\lambda_0)(\frac{\lambda}{\lambda_0})^{\gamma}}{a_w(\lambda) + C_{ddm}e^{-\alpha(\lambda-\lambda_0)}}. \tag{1.15}$$

Недостатком данного метода является то, что данная модель носит региональный характер, поскольку спектральный наклон поглощения неживой органики сильно варьируется в области 420–440 нм [Чурилова и др., 2004].

1.4 Атмосферная коррекция в задачах цвета океана. Модели аэрозолей

По данным, полученным в результате дистанционного зондирования, можно определить значения коэффициента яркости света, отраженного системой «атмосфера – подстилающая поверхность». В ранних версиях алгоритмов атмосферной коррекции, используемых для обработки данных CZCS (Costal Zone Color Scaner), спектральные свойства аэрозольного рассеяния в видимой области определялись по упрощенному алгоритму [Werdell et al., 2002] в предположении, что вклад молекулярного и аэрозольного рассеяния в суммарный сигнал, измеряемый на верхней границе атмосферы, описывается линейной зависимостью от длины волны. По сути, существовала одна модель аэрозоля с двумя параметрами, однозначно определяемыми по двум каналам 670 и 750 нм, и сигнал от морской поверхности в «красной» области спектра не учитывался. Совершенствование алгоритмов коррекции требовало более точного определения эффектов многократного рассеяния в алгоритмах и моделях с учетом аэрозольной составляющей. Некоторые модели заимствовали данные, используемые LOWTRAN–6 для расчета пропускания в диапазоне 0,35–40 мкм [4]. Основными исследуемыми параметрами аэрозольной составляющей являлись размерное распределение аэрозолей и изменение показателя преломления частиц в зависимости от относительной влажности (*RH*).Стоит отметить, что за последние несколько десятилетий, было предпринято много попыток описать распределение размеров аэрозолей с помощью аналитических функций. Основываясь на натурных измерениях, Юнге [Junge, 1972] предложил степенную функцию, а Дейрменджян [Deirmendjian, 1964] предложил использовать модифицированную гамма–функцию для описания распределения аэрозолей по размерам. Дейрменджян также показал, что модифицированная гамма–функция правильно описывает поляризационные свойства аэрозолей и водяных облаков. Позже Дэвис [Davies, 1974] сообщил, что степенной закон Юнге неточно учитывает крупные частицы в наблюдаемых распределениях по размерам, и предложил логнормальную функцию для описания распределения аэрозолей по размерам. Основываясь на его работе, в настоящее время принято считать логарифмически нормальным распределение аэрозольного распределения по размерам. Кроме того, по сравнению с модифицированным гамма–распределением Дейрменджана, константы логарифмически нормального распределения более наглядны. Другая интересная особенность логарифмически нормального распределения состоит в том, что каждый компонент распределения имеет уникальный модальный радиус, стандартное отклонение и показатель преломления. В современных классификациях аэрозолей приняты логнормальные распределения для описания аэрозолей в атмосфере. Первые модели аэрозоля были разработаны Шеттлом и Фенном (в Ocean Color часто именуемые SF79) [Shettle et al., 1976] Модели были построены для представления основных типов аэрозолей на региональном уровне: городской (urban), сельский (rural), морской (maritime) и тропосферный. Шеттл и Фенн моделируют рост размеров аэрозольных частиц и изменение показателя преломления частиц в зависимости от относительной влажности (*RH*). Это делалось таким образом, что при использовании модели LOWTRAN (LOW spectral atmospheric TRANsmission) давалось на тот момент наиболее точное представление об атмосферном аэрозоле в условиях окружающей среды. Таким образом, распределение размера для различных моделей аэрозоля представлено одним или суммой двух логарифмически нормальных распределений

$$n(r)=\frac{dN(r)}{dr}=\sum_{i=1}^{2}\left(\frac{Ni}{\ln(10)r\sigma_i\sqrt{2\pi}}\right)\exp\left[-\frac{(\log r-\log r_i)^2}{2\sigma_i^2}\right], \tag{1.16}$$

где *N(r)* — кумулятивная числовая плотность частиц радиуса r;

σ_i – стандартное отклонение;

r_i – радиус моды;

N_i – числовая плотность с r_i.

Эта форма функции распределения отражает мультимодальный характер атмосферных аэрозолей, который обсуждался в различных исследованиях. Уитби и Кантрелл [Whitby et al., 1975] показали, что две моды обычно достаточно, чтобы охарактеризовать грубые характеристики большинства аэрозолей. Таким образом, были разработаны четыре различные модели аэрозолей для пограничного слоя атмосферы у поверхности земли. Они отличаются распределением частиц по размерам и показателем преломления частиц (Сельская(Rural), Городская (Urban) модель, Морская (Maritime) модель, Тропосферная модель аэрозоля). В моделях Шеттла и Фенна не учитывается химический состав аэрозолей, а используется одна композитная частица. Это было сделано, прежде всего, для того, чтобы уменьшить количество расчетов, необходимых для определения показателя преломления, который рассчитывается как функция RH. Для визуального представления характеристики различных моделей аэрозолей имплементированных в алгоритмы Ocean Color можно представить в виде таблицы 1.1.

За последнее десятилетие сеть наземных фотометров AERONET *(Aerosol RОboties NETwork)* накопила обширный каталог натурных данных об аэрозолях, включая извлечение данных о распределении размеров и альбедо однократного рассеяния из глобальной сети автономных измерений солнечного фотометра CIMEL–318.

Таблица 1.1 – Оптические характеристики аэрозолей по моделям

Модель аэрозоля	SSA (865 нм)	Параметр асимметрии (g)	Параметр Ангстрема (AE) (510,865 нм)
Океаническая*	1,0	0,724–0,840	–0,087—0,016
Морская*	0,98–0,99	0,69–0,82	0,09–0,5
Прибрежная**	0,97–0,99	0,68–0,81	0,23–0,76
Тропосферная*	0,93–0,99	0,603–0,76	1,19–1,53
Промышленный*	0,6–0,94	0,63–0,77	0,85–1,14
Пыль**	0,83–0,99	0,66–0,76	0,29–0,36

*–Модели SF79;**–Гордон и Ванг (1994);

Некоторые из CIMELS находятся в прибрежных и островных точках для измерения морской атмосферы. Таким образом, в обновлении репроцессинга Ocean Color (2009 год) стали использоваться новые модели [Ahmad et al., 2010]. Преимущество новых моделей по сравнению с предыдущими заключалось в учете мелкодисперсных и грубых фракций атмосферного аэрозоля независимо друг от друга. Для повторной обработки был разработан новый набор моделей аэрозолей для атмосферной коррекции на основе диапазона альбедо однократного рассеяния (ω) и распределения размеров аэрозолей, полученных с морских платформ AERONET. Размерные распределения аэрозолей были стратифицированы по относительной влажности (*RH*) и каталогизированы по мелким и непрямым радиусам с фиксированной модальной шириной. Чтобы учесть влияние относительной влажности на рост мелкодисперсных и крупнодисперсных аэрозолей, Ахмад и др. [Ahmad et al., 2010] следовали методу, впервые предложенному Хенелем [Häne et al., 1976] и позднее использованному SF79 для определения эффективного показателя преломления (m) и модальных радиусов. (r_f и r_c) при ряде значений *RH* от 30% до 95%. Метод Хенеля заключается в определении радиуса, как функции относительного *RH* по отношению сырой массы к сухой, который описывается следующим выражением

$$r(a_w) = r_0 \left[1 + \rho \frac{m_w \cdot a_w}{m_0} \right]^3, \quad (1.17)$$

где a_w– называемая активностью воды, совпадает с *RH* с поправкой на кривизну поверхности частицы;

r_o — радиус частицы при $RH = 0$;

m_o — масса сухой частицы;

m_w — масса при *RH*;

ρ — отношение массовой плотности аэрозолей во влажном и сухом состоянии.

Хенель [Häne et al., 1976] также привел табличные значения отношений $m_w=m_o$ и ρ для шести типов аэрозолей для ряда значений *RH*, варьирующихся от 20% до 99%. На основании этого Ахмад и др. [Ahmad et al., 2010] предположили, что среднемесячные значения модальных радиусов для тонкой и грубой мод соответствуют климатологическим значениям *RH* по каждому участку, определенным из ежемесячных климатологий NCEP [Werdell et al., 2002]. Следующей_задачей при разработке новых аэрозольных моделей было определение показателя преломления таким образом, чтобы прогнозируемое значение альбедо однократного рассеяния совпадало с наблюдаемым значением и демонстрировало подобную спектральную зависимость. Первоначально предполагалось, что аэрозоли тонкой и грубой очистки аналогичны моделям тропосферного и морского аэрозоля SF79. Они определяют свои тропосферные аэрозоли как состоящие из смеси водорастворимых веществ, таких как аммоний и сульфат кальция (70%) , и пылевидные аэрозоли (30%), и морские аэрозоли, состоящие из морских солей. Ахмад и др. [Ahmad et al., 2010] использовали значения показателя преломления в сухой массе SF79 и, используя следующее уравнение вычислили значения показателя преломления для ряда значений *RH* от 30% до 95%

$$n = n_w + (n_0 - n_w)\left[\frac{r_0}{r_{rh}}\right]^3, \qquad (1.18)$$

где n_w – комплексный показатель преломления воды;

n_o – комплексный показатель аэрозолей при $RH=0$;

r_o – радиусу аэрозолей при $RH=0$;

r_{rh} – радиусу аэрозолей при RH.

В настоящее время, в рабочем коде Ocean Color используется алгоритм GW94 [Gordon et al., 1994] для определения вклада аэрозолей, а также биооптическая модель [Bailey et al., 2006] для разделения сигналов аэрозоля и воды в сложных мутных водах. Внедрение новых моделей в код NASA было достигнуто за счет создания нового набора таблиц LUT (Lookup table) для замены стандартных SF79LUT. Новые LUT были созданы с использованием текущей версии векторного кода радиационного переноса Ахмада и Фрейзера для системы океан–атмосфера. к каждому мгновенному полю зрения (IFOV).

1.4.1 Алгоритм Гордона и Ванга (1994) и его недостатки. Альтернативные методы атмосферной коррекции

Теперь опишем краткие принципы работы самого алгоритма Гордона и Ванга и его основные недостатки [Gordon et al., 1994]. Этот алгоритм основан на наблюдениях датчиков из двух диапазонов в ближней инфракрасной (ИК) области (например, 748 и 869 нм для MODIS (англ. Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)), где вклады яркости моря обычно невелики и могут быть точно оценены с помощью итеративного подхода к биооптическому моделированию, как описано в работе [IOCCG (2000)]. Для описания спектральных свойств аэрозольного рассеяния, Gordon ввел величину $\varepsilon(\lambda_i, \lambda_j)$, где λ_i, λ_j произвольные длины волн. Согласно алгоритмам атмосферной коррекции величина $\varepsilon(\lambda_{IR1}, \lambda_{IR2})$ равна отношению коэффициентов отражения аэрозольной атмосферы в ближней ИК–области спектра в линейном приближении и получена по данным спутниковых измерений. Выбирались две такие модели аэрозоля, чтобы величина $\varepsilon(\lambda_{IR1}, \lambda_{IR2})$ была линейной комбинацией ближайших модельных величин $\varepsilon_{mod}(\lambda_{IR1}, \lambda_{IR2})$, где λ_{IR1}, λ_{IR2} – выбранные для атмосферной коррекции длины волн в ИК–области спектра.

Считается, что эффективность использования космических наблюдений может быть повышена за счет комплексной обработки измерений, получаемых одновременно по всем спектральным каналам спутникового прибора [Суетин и др., 2004]. Но для этого необходимо, чтобы атмосферная коррекция для всех λ выполнялась без ошибок. Практика использования этих алгоритмов показала, что при изменении геометрии визирования (включая зенитный и азимутальный углы Солнца) зачастую приходиться выбирать другую модель аэрозоля [Суетин и др., 2004а], так как модельные входные характеристики имеют свойство пересекаться, что приводит к неопределённостям в выборе модели аэрозолей. При этом, естественно, наибольшие ошибки дистанционного определения ε наблюдались в коротковолновой области, в частности, нередки случаи, когда используемый метод атмосферной коррекции приводит к отрицательным значениям коэффициента яркости на длинах волн 412 и 443 нм, они лишены физического смысла и являются следствием и признаком атмосферных искажений. Ранее в упрощенных алгоритмах предполагалось, что для выполнения атмосферной коррекции достаточно определить спектры аэрозольной оптической толщины τA(λ), однако реальные механизмы формирования излучения в системе море – атмосфера оказываются намного сложнее, что и может приводить в ряде случаев к неоднозначным результатам при определении оптических параметров моря по измерениям из космоса даже при использовании более совершенных алгоритмов, так как эффекты поглощения по-прежнему плохо учитываются. Математические оценки показывают, что погрешность экстраполяции величины аэрозольного рассеяния на длине волны λ пропорциональна величине, являющейся полиномом второй степени от волнового числа $k = 2\pi/\lambda$ даже при условии чистой атмосферы [Паршиков и др., 1992]

$$\Delta(\lambda) \sim \left(2/\lambda - 1/\lambda_{IR1} - 1/\lambda_{IR2}\right)^2 - \left(1/\lambda_{IR1} - 1/\lambda_{IR2}\right)^2.$$

Контроль ошибок атмосферной коррекции выполняется посредством измерений значений яркости *in situ* и их последующего сравнения со значениями, рассчитанными по спутниковым данным. Квадратичная зависимость ошибок от *k* соответствует результатам работ [Паршиков, 1992; Корчемкина и др., 2009] и объясняется неточными оценками вклада мелкодисперсной фракции аэрозольных частиц в радиацию, рассеянную атмосферой. Полное описание алгоритма атмосферной коррекции, включая подробные сведения об оценке каждого компонента и операционном процессе, посредством которого оцениваются и удаляются вклады различных типов аэрозолей, доступны в публикации [Mobley et al., 2016]. Приведенные примеры свидетельствуют о том, что даже после обновления используемый в NASA алгоритм далеко не всегда дает хорошие результаты.

В результате самолетных, подспутниковых экспериментов было найдено, что относительная изменчивость регистрируемого сигнала с борта самолета, в коротковолновой области существенно выше чем в длинноволновой [Шибанов и др., 1987]. При этом судовые измерения не показывали изменчивость самого коэффициента яркости. На этом основании было предложено использовать коротковолновый участок спектра для проведения процедуры атмосферной коррекции [Паршиков и др., 1992].

Для того что бы провести процедуру атмосферной коррекции необходимо задать величину коэффициента яркости в коротковолновой области. Для Черного моря были предложены следующие методы параметризации ДЗЗ: пренебрежение значениями *Rrs(λ)* в ближнем ультрафиолете и постоянство значений в «голубой» коротковолновой области [Корчемкина и др., 2009; Паршиков и др., 1992], оценка значение

Rrs(412) из условия близости скорректированного спектра ДЗЗ к его модельному спектру, описываемому двумя параметрами [Чурилова и др., 2004]. С привязкой к коэффициенту яркости в коротковолновой области можно построить алгоритм для устранения влияния атмосферы методами интерполяции, что было показано в работе [Чурилова и др., 2004]. В данной работе была предложена функция интерполяции вида

$$Rrs(\lambda)_m = C_1 + C_2\,\lambda^{-2}$$

Данная закономерность была получена из анализа всех данных level 2 над Черным морем для данных спутника SeaWiFS.Специально не анализировались случаи пылевого выноса особенное внимание, к которым проявилось вследствие отрицательных значений коэффициентов яркости. [Суетин и др., 2004а]. Случаи пылевых выносов характеризуются тем, что средняя высота расположения поглощающих частиц заметно больше, чем у аэрозолей промышленного и континентального типа [Кондратьев и др., 1976]. Над поверхностью аэрозоль стратифицирован в соответствии с интенсивностью турбулентного обмена, которая, как правило, значительно больше над сушей. Значит при наличии переноса аэрозоля в сторону акватории моря, континентальный аэрозоль располагается выше океанического. Влияние перечисленных факторов усугубляется нелинейной зависимостью яркости рассеянной радиации от оптических толщин молекулярной и аэрозольной компоненты. На данный момент существует два алгоритма, которые могут учитывать наличие поглощающего аэрозоля, а именно алгоритм спектрального сопоставления (SMA) и алгоритм спектральной оптимизации SOA [Gordon et al, 1997; Chomko et al., 1998]. Традиционные алгоритмы сопоставления спектров обычно принимают сходство их значения поглощения в качестве показателя для сравнительной оценки между двумя спектрами. Чтобы использовать эти модели в атмосфере с поглощающими аэрозолями, необходим набор физических моделей аэрозолей, учитывающих поглощающие и рассеивающие свойства. определенного аэрозоля. Требуются справочные таблицы, адаптированные для каждого вертикального распределения аэрозоля. Их необходимо разрабатывать для каждого конкретного географического региона, подлежащего изучению. Морель и Антуан [Antoine et al., 1999] представили другую модель. Эта модель требовала полного решения уравнения переноса излучения, и результаты были представлены в виде интерполяционных таблиц. Они использовали данные отражательной способности дистанционного зондирования MERIS на двух каналах длин волн 510 и 705 нм. В качестве исходной информации для разработанной модели использовались модели аэрозолей (например, модели Шеттла и Фенна). В открытой части Мирового океана, включая значительную часть Средиземного моря, наборы коэффициентов отражения дистанционного зондирования примерно пересекаются в районе 510 нм. Если изменчивость Rrs(510) по сравнению с влиянием пылевого аэрозоля (с погрешностью атмосферной коррекции при наличии пылевого аэрозоля) незначительна, то их алгоритм можно применить к водам Case 1. К сожалению, в настоящее время ни один из описанных выше методов не нашел широкого применения для автоматизированной атмосферной коррекции в присутствии пылевого аэрозоля. Таким образом, задачу дистанционного зондирования моря с учетом атмосферы можно представить в виде блок–схемы (рисунок 1.3). Стоит отметить, что жирным шрифтом отмечена «стратификация аэрозоля», что является основным в случае выноса в атмосферу поглощающего аэрозоля, что и является интересующим фактором в настоящей работе.

Рисунок 1.3 – Блок–схема задачи дистанционного зондирования моря с учетом атмосферы.

Вывод к Разделу 1

В качестве конечного продукта атмосферной коррекции спутниковых данных в основном используется коэффициент яркости моря Rrs(λ), который вычисляется как отношение нормализованной яркости к величине солнечной постоянной.

Контроль ошибок атмосферной коррекции выполняется посредством измерений значений спектрального коэффициента яркости *in situ* и их последующего сравнения со значениями, рассчитанными по спутниковым данным. Предыдущие исследования показывают, что погрешность экстраполяции величины аэрозольного рассеяния на длине волны λ пропорциональна величине, являющейся полиномом второй степени от волнового числа $k=2\pi/\lambda$. Квадратичная зависимость ошибок от k объясняется неточными оценками вклада мелкодисперсной фракции аэрозольных частиц в радиацию, рассеянную атмосферой. На основании данного исследования полученной закономерности показано, что с привязкой к коэффициенту яркости в коротковолновой области можно построить алгоритм для устранения влияния атмосферы методами интерполяции. В ходе валидации данных был отмечен ряд систематических ошибок стандартных алгоритмов, в основном вызванных следующими причинами:

1. неопределённость в оценках значений яркости моря во всём видимом диапазоне из–за бимодального распределения аэрозольных частиц по размеру и вариации параметров распределения внутри каждой моды [Суетин В.С. и др., 2004; Корчемкина Е.Н. и др., 2009; Корчемкина Е.Н. и др., 2022];
2. пространственная неоднородность атмосферы (атмосферные фронты, границы облаков) [Frouin et al., 2014];
3. поглощающий аэрозоль (пыль, смог) и его вертикальное распределение [Суетин и др.,2002; Shybanov et al., 2021; Суетин и др., 2021; Suslin et al., 2016; Kalinskaya et al., 2022].

Поскольку в случаях поглощающего аэрозоля зачастую воспроизводятся отрицательные величины в интервалах 412–443 нм, стала очевидна проблема учета данного типа аэрозоля. В обзоре рассмотрены существующие методы учета поглощающего аэрозоля в задачах атмосферной коррекции. В настоящее время ни один из описанных выше методов не нашел широкого применения для автоматизированной атмосферной коррекции в присутствии пылевого аэрозоля поскольку они требуют дополнительной информации о стратификации [Gordon et al., 1997; Chomko et al., 1998; Antoine et al., 1999].

РАЗДЕЛ 2 ИНСТРУМЕНТЫ И МЕТОДЫ ДЛЯ НАХОЖДЕНИЯ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ И МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

2.1 Наземные источники данных об оптических характеристиках аэрозоля и морской воды над Черноморским регионом

Одним из наиболее эффективных средств исследования характеристик атмосферного аэрозоля, а так же *in situ* измерений цвета океана является глобальная сеть наблюдательных наземных автоматизированных станций (платформ) AERONET (Aerosol RObоties NETwork) [42]. Преимуществом этой сети является использование однотипных автоматических фотометров и стандартизированных процедур калибровки и обработки полученных данных. На всех станциях установлены солнечные многоканальные фотометры Cimel-318 (CE-318). Станции, оснащенные такими фотометрами, функционируют в течение относительно длительного периода времени (от года до нескольких десятков лет). Солнечные измерения производятся в 8-ми спектральных линиях на длинах волн 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 и 1020 нм. Аэрозольная оптическая толщина (АОТ) вычисляется исходя из спектрального ослабления луча на каждой длине волны при помощи закона Бугера. Рэлеевское рассеяние, поглощение озоном и загрязняющими газами отбрасывается, оставляя только оптическую толщину аэрозолей. В центре обработки (GSFC NASA) данные калибруются и обрабатываются по единой методике [Holben et al., 1998]. В задачи AERONET входит мониторинг атмосферного аэрозоля (оптическая толщина; высота водяного пара); исследование микрофизических характеристик аэрозоля (альбедо однократного рассеяния, распределение частиц по размерам, динамика роста и исчезновения частиц); динамика глобального аэрозольного загрязнения [Dubovik et al., 2000; Dubovik et al., 2000a]. За все время работы в рамках сети AERONET Черноморский регион был представлен 4 регулярно измеряющими станциями: Sevastopol (44,616N, 33,517E), Gloria (44,600N, 29,360E) (с 2019 года Section_7), Galata_Platform (далее Galata) (43,045N, 28,193E) и Eforie (44,075N, 28,632E). Однако станция Sevastopol перестала функционировать в 2015 году. (рисунок 2.1).

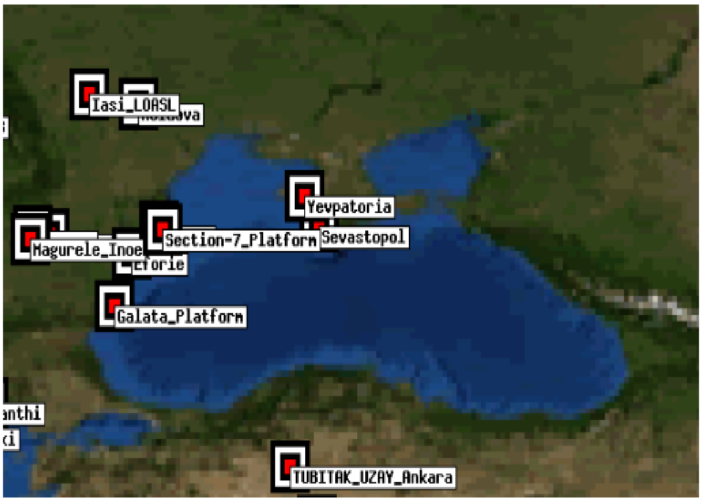


Рисунок 2.1 – Размещение станций AERONET для Черноморского региона.

Платформа Gloria AERONET–OC, созданная в 2010 году расположена примерно в 12 морских милях от побережья Румынии к югу от устья Дуная.. Глубина воды в обоих местах составляет около 40 м. Платформа Galata AERONET–OC, созданная в 2014 году расположена примерно в 13 морских милях от побережья Болгарии перед городом Варна. Глубина воды на этом участке 35 м.

Сеть AERONET, разработанная для проведения исследований атмосферы, позже была расширена для поддержки морских приложений. Этот новый сетевой компонент под названием AERONET Ocean Color (AERONET–OC) обеспечивает дополнительную возможность измерения коэффициента яркости моря. AERONET–OC играет важную роль в задачах валидации спутниковых данных за счет стандартизированных измерений, которые, а) выполняются в разных местах с использованием единой измерительной системы, б) калибруются с использованием идентичного эталонного источника и метода, в) обрабатываются с использованием одного и того же кода. На данный момент только две Черноморские станции предоставляют информацию о цвете океана по измерениям станций Section–7(Gloria) и Galata, которые регулярно будут использоваться в дальнейшем исследовании. Регулярно для западной части Черного моря предоставляются данные о яркости моря (L_w), а так же нормализованной яркости моря (L_{wn}) рассчитанной по методу, предложенному Зиборди и др. [Zibordi et al., 2009] для снятия зависимости от геометрии обзора и двунаправленных эффектов при нахождении L_w. В ходе дальнейшего исследования, значения $L_{wn}(\lambda)$ будут переведены в *Rrs(λ)* путем деления на солнечную постоянную $F_o(\lambda)$ [Thuillier et al., 2003]. Для станции Galata и Gloria данные значения предоставляются на 400, 412, 443, 490, 510, 560, 620, 667, 779, 865 и 1020 нм.

При наличии пылевого аэрозоля в атмосфере изменяются такие параметры как: аэрозольная оптическая толщина, параметр Ангстрем (AE) и альбедо однократного рассеяния. В работе представлены результаты статистического анализа данных оптических характеристик аэрозоля для двух станций AERONET: Sevastopol с 2006 по 2014 год и Gloria с 2014 по 2018 год. Размер первоначального массива данных значений оптических характеристик аэрозоля составлял 10759 значений. За каждый день измерений были определены максимумы коэффициентов деполяризации и минимумы альбедо однократного рассеяния, а также проведен анализ данных 7-мидневных обратных траекторий AERONET для определения географического положения источника пылевого переноса. Если траектория аэрозоля зарождалась или большая часть пути траектории проходила через пустыню Сахара или Сирийскую пустыню, сответствующему дню присваивался тэг «пылевой перенос + источник пыли (Сахара/Сирия)». По результатам обработки первоначального массива данных этот тэг был присвоен 118-ти дням, из которых 98 переносов были зафиксированы со стороны Сахары и 20 со стороны Аравийского полуострова. В выборку попадали и неблагоприятные для измерений фотометрами дни (высокая облачность или дожди), когда было произведено 1 измерение, что является недостаточным условием для достоверной оценки оптических характеристик аэрозоля за день. Таким образом, для 21 строки данных в массиве (для 21 дня) последующий анализ оптических характеристик не проводился [Папкова и др., 2020]. Средние значения *AOT* в дни пылевых переносов и без них (фоновый аэрозоль) на разных длинах волн представлены в таблице 2.1.

Таблица 2.1 – Средние значения *in situ* АОТ для случаев пылевого переноса и для фонового аэрозоля

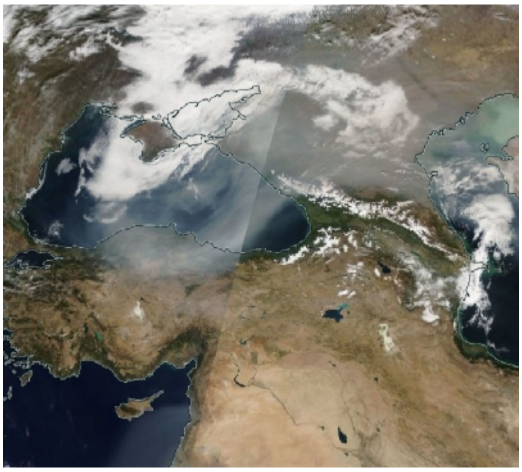
	AOT_{1020}	AOT_{870}	AOT_{675}	AOT_{500}	AOT_{440}
Пыль	0.131±0.06	0.146±0.06	0.176±0.07	0.237±0.08	0.264±0.09
Без пыли	0.072±0.03	0.087±0.04	0.121±0.05	0.19±0.07	0.22±0.08

Сравнительный анализ данных АОТ, представленных в таблице 2.1 показал, что при наличии пылевого аэрозоля величина АОТ возрастает по всем спектральным каналам. Наибольшее расхождение в значениях присутствует в длинноволновой области. Среднедневное значение АОТ при высокой концентрации пыли может превышать среднемесячные значения в 1,5–2 раза. Параметр Ангстрем 440–870 нм используется в качестве индикатора размера частиц (крупнодисперсных или мелкодисперсных аэрозолей) [Basart et al., 2009]. При наличии чистой пыли, доминирует крупнодисперсная фракция аэрозоля, следовательно, предел значения AE (≤ 0.75) [Gkikas et al., 2021].

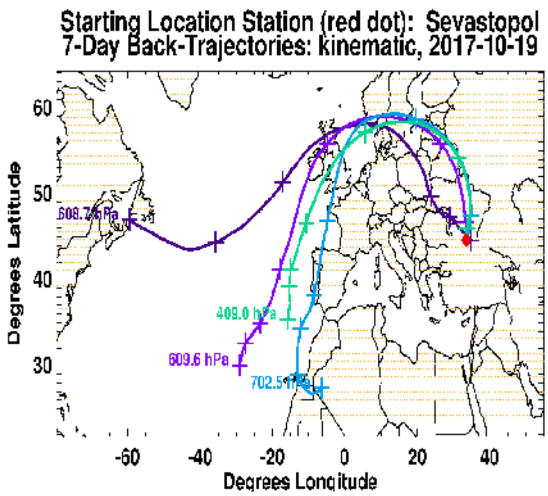
Альбедо однократного рассеяния при наличии пыли уменьшается, из–за поглощающих свойств данного типа аэрозоля [Lee et al., 2017].

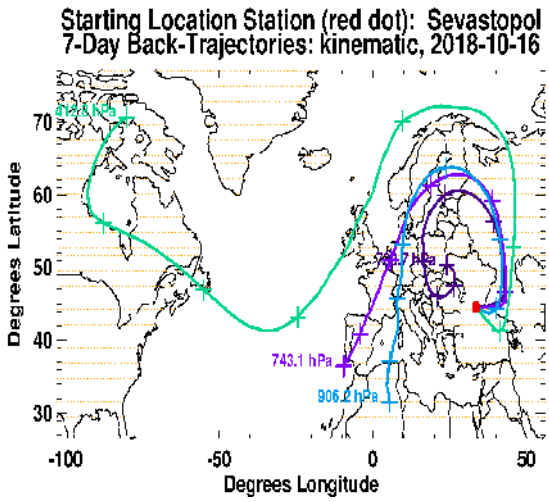
Для дополнительной информации о природе аэрозоля пустынного происхождения часто анализируются 7-дневные обратные траектории движения аэрозолей. Траектории основаны на кинематическом анализе, с использованием агрегированных данных анализа с привязкой к координатной сетке NASA GMAO (Global Modeling Assimilation Office) (за 1 января 2000 г. – 30 августа 2007 г.) и анализа NCEP (Национальных центров экологического прогнозирования). Анализ траектории основан на алгоритме, разработанном NASA (Goddard Code 614 — The Atmospheric Chemistry and Dynamics Branch (T. Kucsera)). В настоящее время анализ 7-ми дневных обратных траекторий аэрозоля генерируется два раза в день (00Z и 12Z) с двумя наборами изображений. Первый набор включает анализ траектории, начиная с четырех уровней давления (950 гПа, 850 гПа, 700 гПа и 500 гПа) на каждом из сайтов AERONET эти уровни соответствуют высотам примерно 0,5, 1,5, 3 и 5 км соответственно. Второй набор изображений содержит 4 вышеуказанных уровня, а также 4 более высоких уровня (400, 300, 250 и 200 гПа), что соответствует высотам 7, 9, 10 и 12 километров [Schoeberl et al., 1995]. Таким образом, в данном исследовании рассматривались обратные 7-ми дневные траектории для станций AERONET преимущественно в Черноморском регионе. Если начало траектории находится вблизи расположения пустыни (Сахара, пустыни Аравийского полуострова, Каракумы и т.д) то с большой вероятностью пылевой аэрозоль может быть идентифицирован и над Черноморским регионом. Например, за 19.10.2017 (рисунок 2.2 (а)) и 16.10.2018 (рисунок 2.2 (б)) по результатам спутниковой сьемки MODIS-Aqua было обнаружено наличие белого шлейфа над акваторией Черного моря. Используя анализ обратных траекторий (рисунок 2.2 (в,г)) показано, что на высоте 702 гПа (19.10.2017) и 906 гПа (16.10.2018) происходил перенос аэрозоля со стороны пустыни Сахара.

Данный метод уже применялся в задачах идентификации пылевого аэрозоля над акваторией Черного моря [Калинская и др., 2015]. Одного анализа обратных траекторий недостаточно для точной идентификации пыли, его необходимо комбинировать с анализом натурных измерений оптических характеристик аэрозоля.



(а) (б)





(в) (г)

Рисунок 2.2 – Спутниковые снимки MODIS-Aqua за (а) 19.10.2017; (б) 16.10.2018 и 7-ми дневные обратные траектории подтверждающие перенос аэрозоля со стороны Сахары (в) 19.10.2017; (г) 16.10.2018

2.2 Инструменты дистанционного зондирования

MODIS-Terra и MODIS-Aqua имеют по 36 спектральных каналов, но из них первоначально только 9 относились к цвету океана (в их числе, канал 673–683 нм, предназначенный для регистрации флуоресценции хлорофилла, возбуждаемой солнечным излучением), остальные предназначены для исследования атмосферы и суши и определения температуры поверхности и облаков. Сканирующий спектрорадиометр MODIS имеет радиометрическую чувствительность в 36 спектральных каналах в спектральном диапазоне от 0,4 до 14,4 мкм. Каналы 1–2 имеют пространственное разрешение 250 м, каналы 3–7 – 500 м, остальные (8–36) – 1000 м. Размер полосы сканирования 2330 км в поперечном направлении (относительно полета спутника) и 10 км вдоль направления полета; глобальное покрытие обеспечивается каждые двое суток. Калибровка во время полета обеспечивается четырьмя калибровочными устройствами на борту, включая устройство спектрорадиометрической калибровки и черное тело. После пересчета данных (reprocessing), выполненных специалистами NASA в 2009–2011 гг. (https://oceancolor.gsfc.nasa.gov),число каналов для расчета биооптических характеристик было увеличено до 12, за счет использования данных в каналах 1, 3–4, пересчитанных на размер пиксела 1 км. По данным измерений во всех спектральных каналах MODIS рассчитывается стандартный набор из 44 величин, включающих калиброванные яркости на верхней границе атмосферы, привязанные по времени и координатам, и различные геофизические параметры. Для мониторинга состояния океана наибольший интерес представляют: аэрозольная оптическая толщина, оптическая толщина и высота облаков, концентрация хлорофилла, концентрация взвешенных частиц и показатель рассеяния морской взвеси, показатель поглощения морской воды, а также дневная и ночная температура поверхности океана.

Указанные характеристики представляются данными разного уровня: level 2 – разрешение 1 км, level 3 – усредненные данные на сетке с различным разрешением и за разное время (дневные, недельные, месячные средние). Из таблицы 2.2 видно, что преимуществом MODIS по сравнению с остальными инструментами спутникового зондирования является большое число спектральных каналов [O’Reilly et al., 1998].

Таблица 2.2 – Технические характеристики инструментов дистанционного зондирования

Датчик	Спутник	Ширина полосы, км	Пространственное разрешение	Число спектр. каналов	Спектр. диапазон, нм
MODIS	Aqua	2330	250/500 /1000	36	405–14385
MODIS	Terra	2330	250/500 /1000	36	405–14385
VIIRS	SuomiNPP	3000	375/750	22	402–11800
VIIRS	JPSS–1	3000	375/750	22	402–11800

Спектральный коэффициент яркости моря $Rrs(\lambda)$ (sr^{-1}), для данных MODIS определяется для спектральных каналов 412, 443, 469, 488, 531, 547, 555, 645, 667, 678 нм. Концентрация хлорофилла-а, (мг м$^{-3}$) по данным MODIS рассчитывается через значения $Rrs(\lambda)$ для 2–4 длин волн из диапазона 440–670 нм. Для MODIS-Aqua оптическая толщина аэрозоля определяется стандартно в длинноволновой области на 869 нм. Параметр Ангстрем (AE) вычисляется как отношение AOT на 443 и 865 нм. Стоит отметить, что рассматриваемые сканеры вращаются по определённым траекториям и только изредка попадают в рассматриваемую зону (Черноморский регион), ежедневно в Ocean Color по результатам сьемки MODIS-Aqua предоставляется от одного до трех спутниковых снимков. Основным способом определения наличия пылевого аэрозоля над акваторией Черного моря, является визуальный анализ спутниковых снимков и явное завышение *AOT* [Калинская, 2012].

2.3 База данных SeaBASS

В настоящем исследовании для нахождения влияния различных атмосферных условий на изменчивость спектрального коэффициента яркости моря выбирались данные о коэффициенте яркости Черного моря, представляемые базой SeaBASS для спутников MODIS-Aqua и для станций AERONET. Система проверки SeaBASS (SeaWiFS Bio–optical Archive and

Storage System) содержит готовые синхронные пары для спутниковых наблюдений и соответствующих *in situ* измерений, которые удобно использовать в дальнейшем сравнительном анализе[IOCCG (2000)]. Чтобы упростить использование измерений для конкретных длин волн, мультиспектральные измерения в пределах ±3 нм обобщаются и переназначаются на ближайшую длину волны спутника без преобразования данных. Двунаправленная функция распределения отражательной способности (BRDF) рассчитывается для проверочных измерений Rrs *in situ* для получения «точной» нормализации, как описано Морелем и Джентили с изменениями, описанными Гордоном [Morel et al., 1995]. Спутниковые измерения получаются из прямоугольника пикселей (5 × 5), центрированного над местом измерения *in situ*. Значение спутникового коэффициента яркости моря определяется, как отфильтрованное среднее значение неотмеченных пикселей в поле, и оцениваются пространственная однородность и другие критерии качества в точке проверки (например, флаги ошибок). При подготовке данных для занесения в базу SeaBASS исключаются все пиксели, содержащие следующие флаги ошибок: земля (LAND), засветка (STRAYLIGHT, HIGLINT, HILT, ATMWAR), LOWLW (*Lw*(555 нм) <0,15) и ошибки навигации (NAVFAILE), границы облаков или лед (CLDICE). Стоит отметить, что поскольку данные *in situ* редко осуществляются именно в момент сьемки спутником, допускается порог временного окна, а именно ±3 часа. Длина этого окна является компромиссом между достаточно короткой, чтобы свести к минимуму различия из–за временной изменчивости в океане, и достаточно длинной, чтобы создать объем успешных совпадений со спутниковыми наблюдениями.

Стоит отметить, что набор спектральных каналов для измерения *Rrs(λ)* натурными и спутниковыми методами отличается, необходимо провести интерполяцию данных. Для восстановления промежуточных значений спектрального коэффициента яркости используется две общепринятые методики [O’Reilly et al., 2019]. Первая из них основывается на линейной интерполяции результатов натурных измерений между двумя ближайшими каналами, вторая на логарифмическом преобразовании. Например, значения для 531, 547 и 555 нм для *in situ* измерений можно рассчитать исходя из значений на 510 нм и 560 нм. В базе данных SeaBASS натурные измерения уже проинтерполированы.

Выводы к Разделу 2

Для решения поставленных задач диссертационного исследования выбраны инструменты дистанционного зондирования (MODIS-Aqua), источники натурных измерений спектрального коэффициента яркости моря в западной части Черного моря(AERONET–OC), а так же оптических характеристик атмосферы (AERONET). Для подтверждения наличия пылевого аэрозоля использовались обратные 7-ми дневные траектории AERONET (*Goddard Code 614)*, включая визуальный анализ спутниковых снимков с MODIS-Aqua и дополнительный анализ оптических характеристик атмосферы (AOT, параметр Ангстрем, альбедо однократного рассеяния). Научное содержание раздела опубликовано в работах [Папкова и др., 2020; Kalinskaya et al., 2022; Papkova et al., 2022]

РАЗДЕЛ 3 НАТУРНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ СПЕКТРАЛЬНОГО КОЭФФИЦИЕНТА ЯРКОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

3.1 Способ проверки *in situ* данных AERONET с использованием стандартной оптической модели

Значения нормализированной яркости моря (L_{wn}(λ)) предоставленные AERONET–OC, широко используются в задачах валидации спутниковых данных. Для сопоставления с данными Ocean Color значения L_{wn}(λ) далее представленного в виде *Rrs(λ*). Целью данного раздела является проверка качества натурных измерений с платформ AERONET–OC. Исходными данными в работе служили результаты валидации коэффициентов спектральной яркости моря *Rrs(λ)* из базы данных SeaBASS: 2 станции AERONET в Черном море (Gloria, Galata) и станция Venise (Средиземное море). Точка в Средиземном море была добавлена в анализ данных, так как при пылевых переносах со стороны Сахары траектория движения пылевого аэрозоля к Черному морю в большинстве случаев пересекает воды Средиземного моря. Натурные измерения коэффициента яркости моря AERONET-OC сопоставлялись со спутниковыми измерениями *Rrs(λ).* Всего для станций Gloria, Galata и Venise в SeaBass внесено по данным MODIS-Aqua – 4580 значений. Если имеются пылевые выносы или другие аномальные условия для измерения коэффициента яркости моря, возможны погрешности и для натурных измерений. При измерении отражательной компоненты, из–за волнения или других неблагоприятных факторов может происходить выброс данных по нескольким каналам измерений. К сожалению, обрабатывать данные с пропусками при анализе спектральной изменчивости *Rrs(λ)* невозможно. Строки, где были пропуски в значениях *Rrs(λ)* в видимом диапазоне спектра, где обычно они проводятся, отсеивались из–за гипотетических помех в измерениях. Таким образом, без пропусков по спектральным каналам для 3х станций осталось 953 значений. При удалении дубликатов (измерений близких по времени) осталось 838 точек. 190 значение – Galata, 239 – станция Gloria, 409 для станции Venise. Таким образом, в настоящей работе предложен способ дополнительной проверки качества *in situ Rrs(λ)* с платформ AERONET на основании стандартной оптической модели. Коэффициент яркости моря есть отношение яркости восходящего из–под воды излучения к яркости идеальной диффузно отражающей поверхности. Его выражение традиционно записывается в виде

$$\rho(\lambda) = f\left(b_b(\lambda)/a(\lambda)\right). \tag{3.1}$$

Как показали численные расчеты, функциональная связь $\rho(\lambda)$ с показателями обратного рассеяния света $b_b(\lambda) = 2\pi \cdot \int_{90}^{180} \beta(\lambda,\theta) \cdot \sin\theta \cdot d\theta$ и поглощения $a(\lambda)$ близка к линейной зависимости от их отношения, что соответствует приближенной формуле Мореля [Morel A et al.,. 1977]

$$\rho(\lambda) = k \cdot b_b(\lambda)/a(\lambda) \tag{3.2}$$

В прибрежной зоне рассеяние назад в основном определяется рассеянием на примесях, содержащихся в морской воде. Поэтому вследствие линейности уравнения (3.2) конкретный выбор коэффициента слабо повлияет на результат аппроксимации натурных данных. Однако, для оптически чистых морских акваторий более логичным будет использовать высокие значения k . В данном случае использовалось значение k=0,15 [Bricaud et al., 1995].

Ранее в подразделе 1.3 уже были рассмотрены основные оптические характеристики морской воды и описаны стандартные оптические модели. Для проверки качества натурных измерений AERONET–OC будет использоваться трёхпараметричёская модель, следовательно, модельное значение спектрального коэффициента яркости моря можно рассчитать по формуле

$$\rho(\lambda) = k\,\frac{b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(\lambda_0)(\frac{\lambda}{\lambda_0})^{\gamma}}{a_w(\lambda) + Chl \cdot a^{*}_{chl}(\lambda) + C_{ddm}e^{-\alpha(\lambda-\lambda_0)}}, \qquad (3.3)$$

где b_{bw} – показатель обратного рассеяния чистой воды;

$b_{bp}(\lambda_0)$ – общий показатель обратного рассеяния на фиксированной длине волны;

γ – параметр наклона спектра поглощения органики;

$a_w(\lambda)$ – показатель поглощения чистой воды;

C_{chl} – концентрация хлорофилла;

$a^{*}_{ph}(\lambda)$ – удельный показатель поглощения фитопланктона по модели, описанной в [Корчемкина и др., 2009] при заданной концентрации хлорофилла, $C_{chl} = 0.75\,мг/м^3$ [Чурилова и др., 2004];

α – параметр спектрального наклона поглощения неживой органики;

C_{ddm} – концентрация органического вещества, детрит и желтое вещество.

В данном случае показатель обратного рассеяния и спектр поглощения органическим веществом монотонно возрастают в сторону более коротких длин волн. Поэтому, также как и параметр наклона спектра поглощения органики (0,0015), так и показатель Ангстрема были зафиксированы, и γ =1.

Далее происходил поиск минимума невязки значений коэффициента яркости моря AERONET и модельных значений, рассчитанных по формуле 3.3, с использованием метода наименьших квадратов

$$f = \sum_{\lambda_i}\left[\rho_{\exp}(\lambda_i) - \rho_m(\lambda_i)\right]^2 \approx f_m = \sum_{\lambda_i}\rho^2_{\exp}(\lambda_i)\cdot\left[1/\rho_{\exp}(\lambda_i) - 1/\rho_m(\lambda_i)\right]^2, \qquad (3.4)$$

где $\rho_{\exp}(\lambda_i)$ – экспериментальный коэффициент яркости для λ_i;

$\rho_m(\lambda_i)$ –модельный коэффициент яркости для λ_i.

Поскольку данное выражение линейно относительно параметров поглощения (концентраций хлорофилла и органического вещества), то при заданном значении обратного рассеяния эти параметры однозначно определяются решением системы двух линейных уравнений, после взятия частных производных. Стоит отметить, что в данной модели хлорофилл является подгоночным параметром, так как в Черном море «цвет» определяется растворенной органикой. Данная модель не учитывать изменения спектрального хода желтого вещества и детрита и не учитывает стратификацию поглощающих веществ в море. По этой причине данную модель можно рассматривать в качестве приближенной и поэтому сразу допускается определенный уровень ошибки.

Далее, происходило вычисление невязки *in situ* значений *Rrs(λ)* и значений по трехпараметрической оптической модели по правилу $\frac{2\sigma}{\max(Rrs(\lambda))}$. Нормирование на максимум коэффициента яркости необходимо, так как величина рассеяния определяет коэффициент яркости в прибрежных водах и может сильно варьироваться. Далее отсеивались все значения имеющие величину невязки между *in situ* значениями и трехпараметрической моделью больше, чем допустимые значения оптимизированной невязки, для Черного моря эта величина невязки составляла – 0,0505; для Средиземного моря – 0,0449. Таким образом, из 838 точек, натурные измерения согласуются в 659 случаях с трехпараметрической моделью, то есть произошел отсев 21% натурных измерений. 327 значений для Venise, 176 для Gloria и 156 значений для Galata. Таким образом, показано, что для рассматриваемого массива данных 21% *in situ* измерений *Rrs(λ)* имеют явные расхождения с модельными значениями трехпараметрической оптической модели и как следствие, должны быть убраны из дальнейшего анализа данных [Шибанов и др., 2022a]. Мы предполагаем, что данные погрешности связаны с не учётом поляризации при измерениях и отраженной составляющей (неоднородность небосвода, волнение, поляризация).

3.2 Особенности изменчивости коэффициента яркости моря в западной части Черного моря. Изменения индекса цвета

Так как основной целью настоящего диссертационного исследования является изучение влияния пылевого аэрозоля на спектральную изменчивость коэффициента яркости Черного моря, далее рассматривается временная изменчивость натурного коэффициента яркости моря. Для этой задачи были скачаны все натурные данные AERONET для 2х западных платформ Gloria и Galata_Platform на уровне качества 1,5 (атмосферная коррекция проведена) с 2011 по 2022 год. На значение спектрального коэффициента яркости влияет множество внешних факторов: цветения, речной сток, растворенная органика. Например, одной из причин спектральной изменчивости *Rrs(λ)* может служить цветение кокколитофорид — одноклеточного фитопланктона, численность которого существенно влияет на углеродный баланс и, следовательно, влияет на глобальные биогеохимические циклы в краткосрочных и геологических временных масштабах [IOCCG (2000); Balch et al., 2011]. Современные алгоритмы дистанционного зондирования используют нормализованную яркость $L_{wn}(\lambda)$ или, альтернативно, *Rrs(λ)* для обнаружения присутствия кокколитов [Müller et al., 2019; Iglesias–Rodríguez et al., 2002]. В недавних исследованиях рассматривается прямое применение *Rrs(λ)* для определения концентрации *PIC* [Mitchell et al., 2017; Balch et al.,2018]. В нескольких исследованиях изучалась эволюция и распределение цветения кокколитофорид с помощью методов ДЗЗ с использованием цветового сканера прибрежной зоны (CZCS) и изображений с широкоугольным датчиком обзора моря (SeaWiFS) [Brown et al., 1994; Kopelevich et al, 2014]. Применительно к региону Черного моря, представляющему интерес для данного исследования, временные ряды SeaWiFS за период 1998–2002 гг. показали явное совпадение так называемого июньского максимума яркости моря с цветением кокколитофорид. Ранее было показано, что в западной части Черного моря наблюдается почти регулярное ежегодное цветение кокколитофорид, развивающееся в течение июня и постепенно исчезающее в течение июля [Mikaelyan et al., 2005; Mikaelyan et al., 2011; Kubryakov et al., 2019]. Так же для данного региона наблюдаются сезонные изменения видового разнообразия другого фитопланктона и его численных характеристик. Например, повышенная концентрация диатомовых водорослей является частой причиной цветения на западе Черного моря в весенние месяцы. Минимальная величина биомассы была отмечена зимой, в образовании которой так же доминируют диатомовые водоросли. Сезонная динамика численности различных видов фитопланктона по результатам статистического анализа, представлена в таблице 3.1 [Lobkov, 2017].

Таблица 3.1 – Сезонная динамика численности (тыс. кл. $л^{-1}$) фитопланктона в СЗЧМ в 2005–2013 гг.

Сезон	Диатомовые	Динофитовые	Сине–зеленые	Золотистые
Весна	220.50	392.4	0	390.3
Лето	83.54	127.8	2628.93	3.04
Осень	46.10	15.85	14.7	1.15
Зима	287.50	24.90	3.4	0.5

Так же на сезонную изменчивость спектрального коэффициента яркости моря в данном районе может существенно влиять речной сток. Учитывая разделение Черного моря на субърегионы в зависимости от батиметрии и речного стока, важные для исследования участки AERONET–OC (т.е. Galata_Platform и Gloria/Section –7) расположены на западном и юго–западном шельфах. Оба этих региона характеризуются высокой изменчивостью оптически сложных вод [Zibordi et al., 2015] в результате совместного влияния местной динамики и стока рек: Дунай, Днепр, Днестр и Буга. Судя по временным рядам с 1991 по 2008 год, сток Дуная обычно достигает пика между концом апреля и началом мая [Stagl et al., 2015].

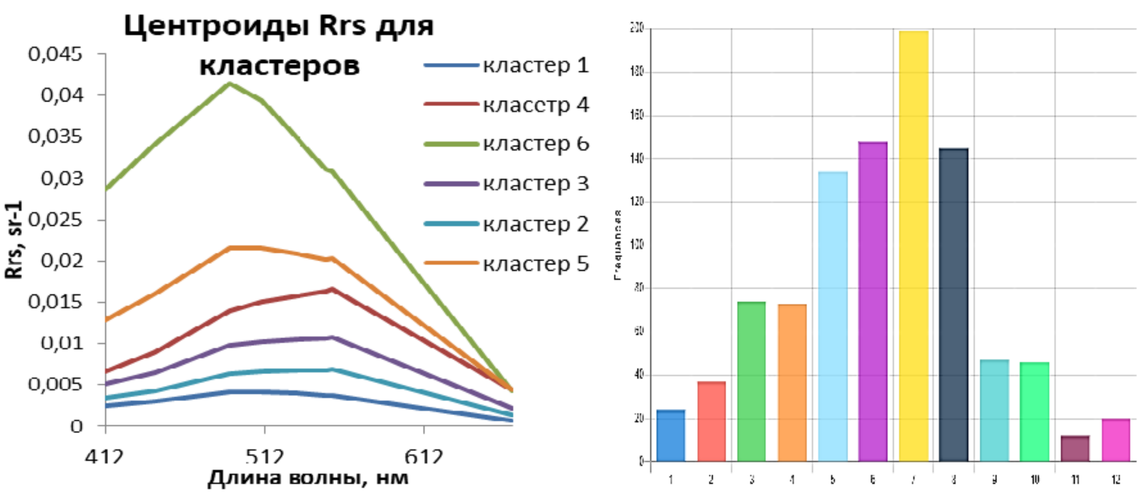
Так как каждая станция предоставляет общее количество измерений (для Galata–8841 и Gloria–7171), было предложено проанализировать среднедневные значения коэффициента яркости, используя критерий вариативности дневных измерений в коротковолновой области спектра. Отношение среднеквадратичного отклонения всех измерений за день к среднему значению коэффициента яркости за этот же день на 412 нм не должно превышать 10%. В дальнейшем этот шаг поможет исключить явные выбросы и данные с сильной изменчивостью, что может свидетельствовать о неудачных экспериментальных условиях. Таким образом, было отсеяно около 42 % всех дат, в которые проводились измерения. Наибольшая дневная изменчивость наблюдалась в ноябре–феврале, наиболее вероятно, в связи с неблагоприятными погодными условиями. Для анализа сезонной изменчивости *Rrs(λ)* для станции Galata было выбрано 553 даты с 2013 по 2021 год, а для станции Gloria 408 даты с 2011 по 2019 год. Следовательно, анализируемая выборка составляла 961 спектр коэффициента яркости *Rrs(λ)* на 10 исследуемых каналах.

Кластерный анализ всего массива данных производился в *Python* с использованием функции *K–Means*. В этом типе алгоритма данные делятся или разделяются на «K отдельных кластеров». Необходимо выбрать количество кластеров (K) в соответствии данными (в данном случае мы используем 6 кластеров). Центры кластеров будут оптимизированы на основе среднего значения точек, отнесенных к данному кластеру. Если центроиды кластеров не совершают много перемещений или перемещаются на небольшие расстояния, мы можем с уверенностью сказать, что кластер K–means сходится. При помощи кластерного анализа были рассмотрены сезонные значения спектрального коэффициента яркости с трендами при наличии высокой концентрации фитопланктона или влияния речного стока. Общее распределение количества исследуемых дат по сезонам для каждой станции AERONET представлено в таблице 3.2.

Таблица 3.2 – Реализации спектральной яркости по сезонам для черноморских станций AERONET

Сезон	Gloria	Galata_Platform
Осень	44	61
Зима	36	46
Весна	106	176
Лето	222	270

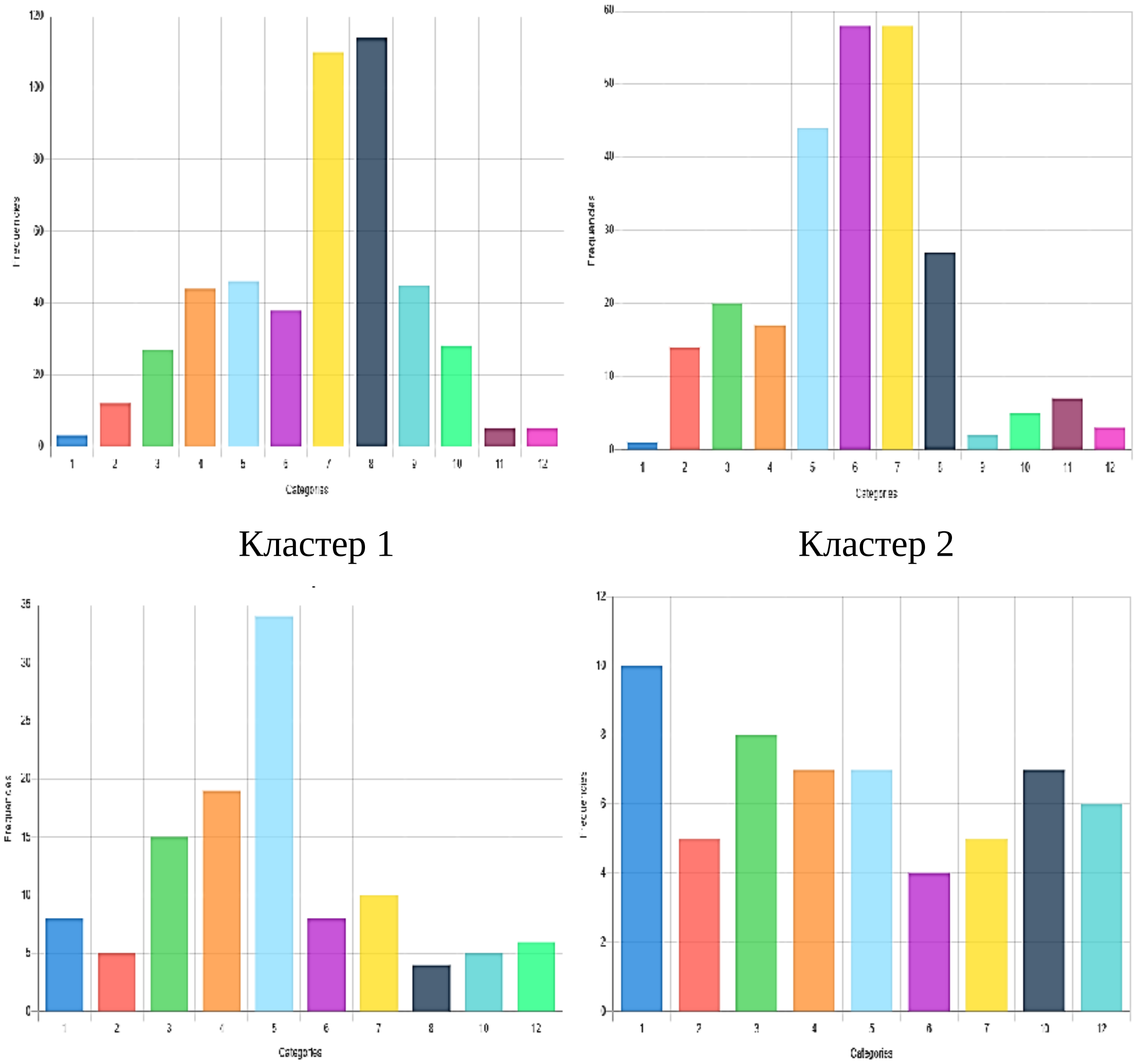
Таким образом, все дневные значения спектрального коэффициента яркости были разделены на 6 кластеров. Стоит отметить, что при первоначальном разделении не вносился физический смысл, процедура была проведена чисто автоматически, как и вычисление количества исходных кластеров (рисунок 3.1).



(а) (б)

Рисунок 3.1 – Спектральный ход центроидов Rrs(λ) для 6 кластеров (а) и частотное распределение выборки по месяцам (б).

Далее, на рисунке 3.2, рассмотрены гистрограммы частот по месяцам для каждого кластера в отдельности.



Кластер 1 Кластер 2

Кластер 3 Кластер 4

Рисунок 3.2 – Гистрограмма частот по месяцам для кластеров 1–4 при кластерном разделении данных.

Первый кластер содержит наибольшее количество значений, а конкретно 477, что составляет 49% от общего объёма данных. Значения спектрального коэффициента яркости в данном случае наименьшие, при этом максимум спектра находится в районе 490 нм. Из гистограммы распределения частот по месяцам попавших в данный кластер видно, что данная мода присутствует в течение всего года, с наибольшей частотой в июле и августе (рисунок 3.2 (а)). Мы предпологаем, что в данном кластере содержаться «типичные» (близкие к значениям, полученным при экспедиционных измерениях) коэффициенты яркости для западной части

Черного моря в случае отсутсвия цветений в морской воде, при этом вода не является сильно мутной. Миниальные значения спектрального коэффициента яркости на 412 нм расчитывались как среднее значения *Rrs(λ)* минус стандартное отклонение и равнялось 0,0016. Данная информация необходима для корректного восстановления спутниковых *Rrs(λ)* в случае присутствия поглощающего аэрозоля.

Второй кластер содержит 256 значений, что составляет 27% от общего объёма данных. Значения спектрального коэффициента яркости в данном случае также являются достаточно низкими, но при этом максимум спектра находится в районе 555 нм, что является индикатором мутной воды. Из гистограммы распределения частот по месяцам попавших в данный кластер видно, что данная мода присутствует в течение всего года, с наибольшей частотой в июне и июле (рисунок 3.2 (б)).

В третьем кластере содержится 117 значений (12% от общей выборки), значения *Rrs(λ)* возрастают более чем в 2 раза, сдвиг максимума спектра отмечен на 555 нм (индикатор мутной воды). Исходя из гистограмм частот месячного распределения данных (рисунок 3.2 (в)), мода отмечается с конца марта по начало июня. Предположительно данный кластер, демонстрирует влияние речного стока, так как площадка Gloria AERONET–OC, расположена примерно в 12 морских милях от побережья Румынии к югу от устья Дуная.

В четвертом кластере содержится 59 значений (6%). Для него характерны еще более высокие значения *Rrs(λ)* и максимум спектра яркости на 555 нм. Гистограмма частот по месяцам показала явные пики в зимний период и межсезонье (рисунок 3.2 (г)). Вероятно, этот кластер соответствует зимнему цветению фитопланктона (диатомовые и динофитовые водоросли).

В кластере 5 содержится 44 точки (5%), в кластере 6 всего 6 точек (0,6 %). Данные группы соответствуют периоду цветений кокколитофорид. Все случаи были зарегистрированы с конца мая по июль. При расчете системы индексов цветов (3.1) был дополнительно подтверждён факт цветения. В данных кластерах отмечены наивысшие значения спектрального коэффициента яркости по всем длинам волн с максимумом спектра в 490 нм. Кластер 6 представляет цветение кокколитофорид при отсутствии растворенной органики. Миниальные значения спектрального коэффициента яркости на 412 нм расчитывались как среднее значения *Rrs(λ)* минус стандартное отклонение и равнялось 0,009. Данная информация необходима для корректного восстановления спутниковых *Rrs(λ)* в случае присутствия пылевого аэрозоля или при наличии сильного цветения в летний период на западе Черного моря.

Центроид первого кластера можно считать наиболее приближенным к «типичным» значениям спектрального коэффициента яркости на западе Черного моря. К замутненным водам относятся результаты второго и третьего кластера, вероятнее всего, они демонстрируют тенденции изменения *Rrs(λ)* при влиянии речного стока. Мы предполагаем, что кластер 4 относится к осенне–зимним цветениям диатомовых и динофитовых водорослей, а кластер 5 и 6 к летнему цветению кокколитофорид. Основываясь на данных кластерах, дополнительно был проведен анализ различных комбинация индексов цвета, используемых в алгоритмах Ocean Color для нахождения концентрации хлорофилла-а (таблица 3.3). Подробная информация о процедуре нахождения *Chl–a* описана в работах [Hu et al, 2012; Hu et al, 2019].

Таблица 3.3 – Средние значения индексов цвета для различных кластеров по станциям AERONET (Galata, Gloria)

	$CI(412/443)$	$CI(443/555)$	$CI(443/488)$	$CI(443/547)$
Кластер 1	0,83±0,07	0,8±0,3	0,70±0,08	0,77±0,26
Кластер 2	0,73±0,07	0,54±0,2	0,64±0,07	0,57±0,16
Кластер 3	0,79±0,08	0,60±0,2	0,66±0,07	0,62±0,17
Кластер 4	0,80±0,07	0,60±0,2	0,68±0,06	0,64±0,20
Кластер 5	0,79±0,06	0,8±0,2	0,75±0,06	0,78±0,17

Как видно из таблицы 3.3 отношение *CI*(412/443) меняется слабо и приблизительно равняется 0,79. В первом случае был представлен кластерный анализ без учета сдвига максимума, а также без дополнительной проверки данных (согласованность с оптической трехпараметрической моделью в 87% случаев). Если для каждого спектра рассчитать максимумы и добавить их как еще один критерий при кластеризации данных (процедура *K–Means*) получаем рисунок 3.3.

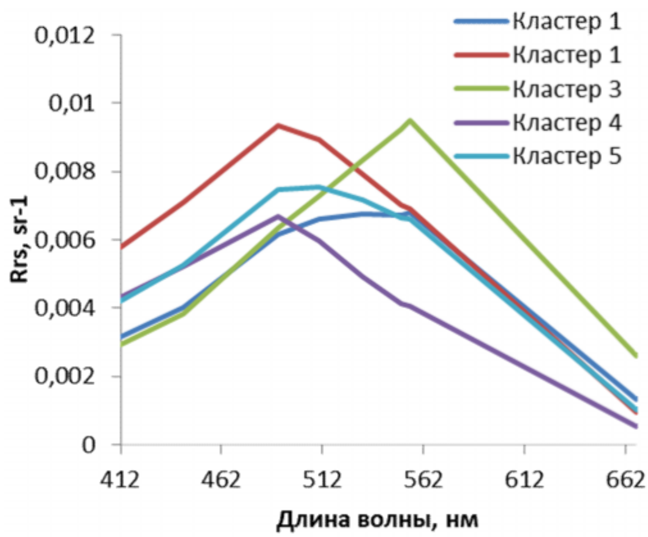
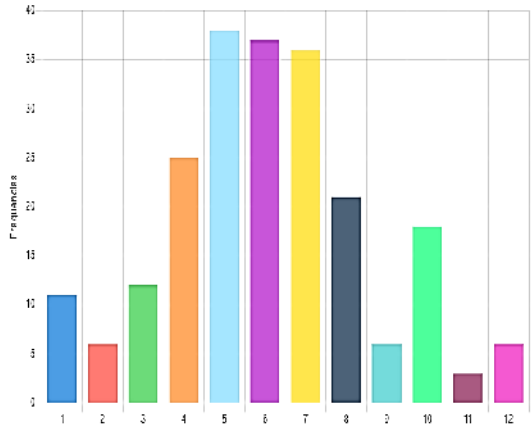
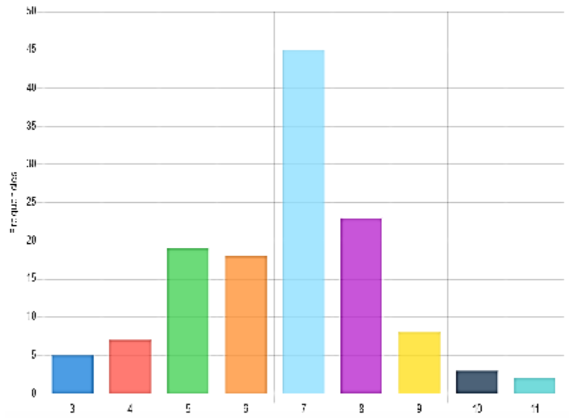


Рисунок 3.3 – Спектральный ход центроидов *Rrs(λ)* для 5 кластеров при учете модельного максимума значения коэффициента яркости

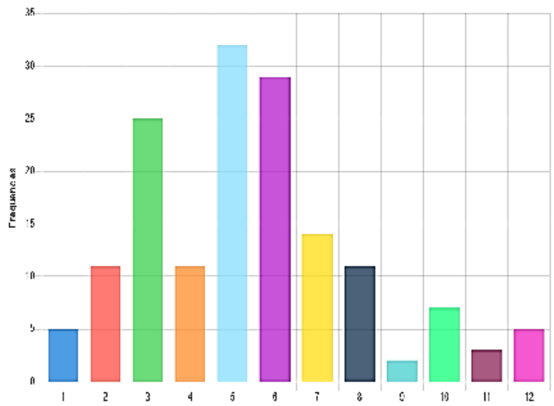
При делении на кластеры с учетом анализа модельных значений максимума выделяются 5 явных групп. Кластер 1 содержит 219 значений, максимум значений коэффициента яркости моря отмечен на 540 нм. Значения *Rrs(λ)*достаточно низкие, встречаются в течение всего года (рисунок 3.4 (а)). Эта группа соответствует мутным водам. Во втором кластере содержится 130 значений, максимум спектрального коэффициента яркости отмечен на 490 нм, наибольшая частота наблюдений с мая по август (рисунок 3.4. (б)). Предположительно, это группа соответствует значениям коэффициента яркости моря при цветении кокколитофорид. Кластер 3 (164 значения) представляет собой очень мутные воды, так как максимум длины волны находится на 565 нм. Мода присутствует в весенне–летний период (рисунок 3.4 в).



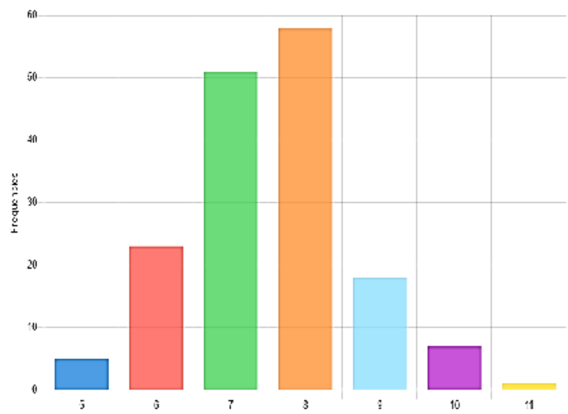
Кластер 1



Кластер 2



Кластер 3



Кластер 4

Рисунок 3.4 – Гистрограмма частот по месяцам для кластеров 1–4 при учете модельного максимума значения коэффициента яркости

Коэффициенты яркости низкие в коротковолновой области спектра и очень высокие в зеленой части видимой области. Такая спектральная изменчивость возможна при наличии цветений, или при большой концентрации минеральной взвеси (песок, глина). Кластер 4 представляет собой значения спектрального коэффициента яркости моря, близким к значениям в центральной части Черного моря. Предположительно, кластер 5 соответствует цветению в зимний период и в межсезонье.

При перерасчете индексов цвета для нового кластерного разделения получено, что отношение *CI*(412/443) меняется слабо и приблизительно равняется 0,81±0,07, что практически соответствует результатам предыдущего кластерного анализа, без учета сдвига модельного максимума Rrs(λ). В целом *CI*(412/443) для западной части Черного моря варьируется от 0,79 до 0,81 [Shybanov et al., 2022]. Независимо от степени изменения мутности отношение на двух каналах остается приблизительно постоянным, это может быть использовано для построения алгоритмов атмосферной коррекции, использующих коротковолновую область видимого диапазона.

Выводы к Разделу 3

Регулярные натурные измерения коэффициента яркости осуществляются преимущественно в западной части Черного моря (СЗЧМ), с платформ, предоставленных сетью AERONET–OC (Gloria, Galata). В ходе исследования был проведен дополнительный анализ изменчивости и факторов, влияющих на вариативность *Rrs(λ)* в выбранной области, так же предложен критерий надежности *in situ* измерений. Рассчитано, что 21% натурных данных имеют явные расхождения с модельными значениями трехпараметрической оптической модели, и как следствие, должны быть убраны из дальнейшего анализа. Наличие выбросов свидетельствует о необходимости применения предложенного критерия в других исследовательских задачах с использованием измерений коэффициента яркости моря с платформ AERONET-OC.

В ходе кластерного анализа в подразделе 3.2. представлена изменчивость спектрального коэффициента яркости для различных внешних условий (летние и зимние цветения, речной сток). Один из кластеров, в который входит большинство данных измерений, по оптическим свойствам соответствует водам центральной части Черного моря, в результате экспериментальных измерений. Показано, что индекс цвета *CI(412/443)* слабо изменчив для западной части Черного моря и варьируется в пределах 0,80±0,07. В дальнейшем это служит опорной информацией при разработке регионального алгоритма дополнительной коррекции при наличии пылевого аэрозоля.

Научное содержание раздела опубликовано в работах [Шибанов и др., 2022; Shybanov et al., 2022].

РАЗДЕЛ 4 АЛГОРИТМ ДОПОЛНИТЕЛЬНОЙ КОРРЕКЦИИ СПУТНИКОВЫХ ЗНАЧЕНИЙ КОЭФФИЦИЕНТА ЯРКОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПРИ УСЛОВИИ НАЛИЧИЯ ПЫЛЕВОГО АЭРОЗОЛЯ

4.1 Аналитический метод для учета стратификации аэрозоля в уравнении переноса

Ранее было упомянуто, что для дистанционного зондирования цвета океана в условиях нахождения пылевого аэрозоля (например, пыли) нужны реалистичные модели аэрозоля и информация о вертикальном распределении. По–прежнему необходимы дальнейшие исследования по совершенствованию моделей пылевого аэрозоля, способам эффективного и точного получения информации о высоте аэрозоля (например, его пространственное распределение), реализации алгоритма и т. д. В данной работе предлагается использовать аналитический метод учета стратификации аэрозоля в задаче о распространении излучения в плоскопараллельных слоях. Метод основан на решении приближенного дифференциального уравнения, учитывающего стратификацию оптических характеристик. Это приближенное дифференциальное уравнение должно отражать физический смысл распространения света в неоднородной поглощающей среде и иметь наиболее простые решения уравнения переноса в частных случаях. Необходимо предоставить решения, соответствующие хорошо известным аналитическим формулам, используемым в оптике естественных сред. Для описания влияния пылевого аэрозоля на перенос излучения предлагается использовать принцип взаимодействия, который работает с коэффициентами пропускания (T) и коэффициентами отражения плоскопараллельного слоя (R) [Preisendorfer et al., 1976; Plass et al, 1973]. Коэффициент отражения, если коэффициент пропускания выражается через восходящее и нисходящее излучение, и может быть рассчитан как

$$R,T = \frac{\pi \cdot L}{\mu_0 F_0},$$

где L – интенсивность рассеянного света;

μ_0 – косинус зенитного угла Солнца.

Для общности функция пропускания включает прямой свет, ослабленный по закону Бугера, т.е.

$$T = \frac{\pi \cdot L_{sc}}{\mu_0 F_0} + \frac{\pi}{\mu_0} \exp[-\tau / \mu_0] \cdot \delta(\mu_0 - \mu) \cdot \delta(\varphi_0 - \varphi),$$

где L_{sc} – яркости рассеяния;

τ – оптическая толщина слоя;

$\delta(x_0 - x)$ – дельта–функция Дирака;

μ – косинус зенитного угла наблюдения;

φ_0, φ – азимутальные углы.

Согласно теории, R и T рассматриваются как оператор X, работающий с произвольным полем яркости

$$\hat{X} \cdot L_0 = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\cdot\pi} \int_0^1 X(\mu, \varphi, \mu_0, \varphi_0) \cdot L_0(\mu_0, \varphi_0) \mu_0 d\mu_0 d\varphi_0 .$$

Для неоднородных слоев следует различать отражение и пропускание слоя при падении света сверху и снизу. Для оптической системы, состоящей из двух слоев, суммарные операторы R и T определяются из решения системы линейных уравнений. В случае, когда второй слой оптически тонкий, нет необходимости учитывать переотражение между слоями. Тогда полное отражение будет следующим

$$\widehat{R} = \widehat{R}_1 + \widehat{T}_1^u \cdot \widehat{R}_2 \cdot \widehat{T}_1^d, \qquad (4.1)$$

где R_1 — отражение от первого слоя;

R_2 — отражение от второго слоя;

T^u— пропускание с направлением распространения излучения вверх;

T^d— пропускание с направлением распространения излучения вниз.

Для приближенной оценки перейдем от (4.1) к скалярной форме [Shybanov, 2005]

$$R = R_1 + T^u T^d R_2. \qquad (4.2)$$

В настоящей модели слой добавляется снизу, и вертикальная ось направлена вниз. Поскольку в оптике атмосферы принято обратное направление вертикальной оси, то (вместо зависимостей оптических характеристик от высоты h) будем полагать, что показатели рассеяния и поглощения зависят от отношения атмосферного давления $P(h)$ на заданной высоте h к атмосферному давлению на уровне поверхности моря P_0. Таким образом, безразмерная величина глубины $z = P(h)/P_0, z \in [0,1]$. Очевидно, что $d\tau_m / dz = const = \tau_m^0$, где τ_m – оптическая толщина верхнего слоя молекулярной атмосферы на высоте h, τ_m^0 – общая оптическая толщина молекулярной атмосферы. Напротив, оптические характеристики аэрозоля зависят от его стратификации. Поскольку второй слой тонкий, для коэффициента отражения существует аналитическое выражение

$$R_2 = \frac{p(\cos\gamma) b(z) dz}{4\mu\ \mu_0}, \qquad (4.3)$$

где $b(z)$ – рассеяние (аэрозоль и Рэлей) на глубине z;

$p(z,\cos\gamma)$ – фазовая функция, зависящая от угла рассеяния $\cos\gamma = -\mu_1 \cdot \mu_2 + \sqrt{1-\mu_1^2}\sqrt{1-\mu_2^2}\cos\varphi$.

Подставляя выражение (4.2) в (4.3), получаем аналитические выражения для функций пропускания

$$\frac{dR}{dz} = T^u(z) \cdot T^d(z) \cdot \frac{p(\cos\gamma) \cdot b(z)}{4\mu_0 \mu}. \tag{4.4}$$

Рассмотрим этот механизм с точки зрения прохождения рассеянного излучения через поглощающий аэрозоль. Для этого необходимо оценить *T*–функции пропускания. В первом приближении *T* учитывает затухание за счет рассеяния и поглощения. Действительно, затухание из–за рассеяния компенсируется многократным рассеянием, особенно для анизотропной фазовой функции, т.е. если $p(\cos\gamma) < 1$. Если T_1 и T_2 считать равными 1, то это выражение представляется линейным приближением Гордона. В этом случае предлагается учитывать поглощение в функциях пропускания, вводя вертикальный профиль аэрозольного поглощения в виде $a(z) = \frac{d\tau_a(z)}{dz} \cdot (1-\Lambda(z))$,где $\tau_a(z)$ – оптическая толщина аэрозоля от верхней границы атмосферы до глубины z, $\Lambda(z)$ –альбедо однократного рассеяния. В случае экспоненциальных зависимостей аэрозольного и молекулярного рассеяния от высоты функция стратификации аэрозоля имеет степенной вид $g(z) = \frac{1}{\tau_a^0}\frac{d\tau_a(z)}{dz} = \frac{h_m}{h_a} z^{\frac{h_m - h_a}{h_a}}$, где τ_a^0 – *AOT*, $h_m \approx 8\,km, h_a \approx 1.2\,km$ – высота эквивалентной однородной атмосферы для молекул воздуха и частиц аэрозоля. Предлагается учитывать поглощение в функциях пропускания, вводя *a(x)* – изменчивость поглощения по высоте

$$T^u(z) = \exp\left[-\frac{1}{\mu}\int_0^z a(x)dx\right], T^d(z) = \exp\left[-\frac{1}{\mu_0}\int_0^z a(x)dx\right]. \tag{4.5}$$

Запишем формулу (4.4) в виде суммы и подставим выражения для *T*:

$$\frac{dR}{dz}=\frac{p_m(\cos\gamma)\cdot b_m(z)}{4\mu_0\mu}\exp\left[-\left(\frac{1}{\mu_0}+\frac{1}{\mu}\right)\cdot\int_0^z a(x)dx\right]+\frac{p_a(\cos\gamma)\cdot b_a(z)}{4\mu_0\mu}\exp\left[-\left(\frac{1}{\mu_0}+\frac{1}{\mu}\right)\cdot\int_0^z a(x)dx\right],$$

где нижние индексы m, a – относятся к молекулярному и аэрозольному рассеянию соответственно.

В настоящей работе нас интересует не решение указанного приближенного уравнения, а аналитическая оценка погрешности эффектов поглощения аэрозолем, т.е. разность двух решений уравнения, при $a(z)=0$ и при $a(z)\neq 0$

$$r=R(a(z)=0)-R(a(z)\neq 0).$$

Второе слагаемое относится только к оптическим свойствам аэрозоля и формально может рассматриваться как часть модели аэрозоля, выбор которой основывается на величинах сигнала в ближнем ИК диапазоне. Первое слагаемое описывает уменьшение вклада молекулярного рассеяния и, поэтому, заметно влияет на погрешность атмосферной коррекции в коротковолновой части видимого диапазона. С учетом этого ошибку атмосферной коррекции можно записать в виде

$$r=\frac{p_m(\cos\gamma)\cdot\tau_m^0(\lambda)}{4\mu_0\mu}a_0(\lambda)\cdot\left(\frac{1}{\mu_0}+\frac{1}{\mu}\right)\int_0^1\int_0^z g(x)dx\cdot dz. \tag{4.6}$$

где $a_0(\lambda)=(1-\Lambda(\lambda))\tau_a^0$ – оптическая толщина аэрозольного поглощения.

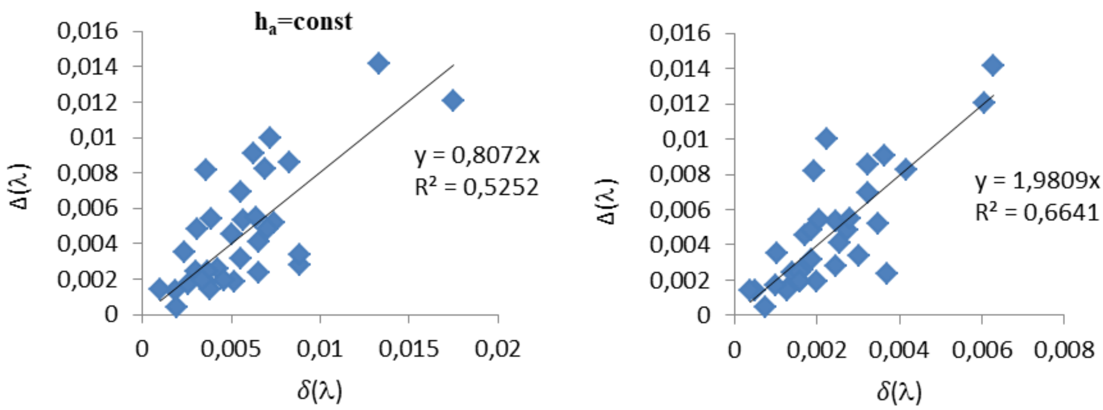
Стоит отметить, что формула (4.6) подходит для любого возможного распределения по высоте. Поскольку: 1) величина g является фактором стратификации нормированного на 1 [Папкова и др., 2020], $\int_0^z g(x)dx<1$ вследствие стратификации; 2) как правило $(1-\Lambda(\lambda))<<1$; 3) величина произведения АОТ на геометрический фактор $(1/\mu_0 + 1/\mu)$ ограничена возможностью наблюдения цвета моря, то показатель экспоненты мал. В вышеприведенной формуле множитель $a_0(\lambda)$ учитывает поглощающие свойства аэрозоля, множитель $\frac{p_m(\cos\gamma)}{\mu_0\mu}\left(\frac{1}{\mu_0}+\frac{1}{\mu}\right)$ – геометрию наблюдения, а двойной интеграл не зависит от длины волны и учитывает стратификацию пылевого аэрозоля относительно молекул воздуха. Величина альбедо однократного рассеивания в большинстве случаев убывает в коротковолновой области, однако, в случаях наличия пылевого аэрозоля в атмосфере наблюдается и противоположный ход, когда $\Lambda(\lambda)$ убывает в зависимости от возрастания длины волны, с резким спадом в длинноволной области. При этом часто отмечаются отрицательные значения спектрального коэффициента яркости не только в ИК, но и в длиноволновой области спектра [Папкова и др., 2021]. Следовательно, изменчивость направления спектрального хода альбедо однократного рассеивания затрудняет точное определение порядка величины $a_0(\lambda)$. Поэтому спектральные свойства ошибки атмосферной коррекции в основном описываются сомножителем $\tau_m^0(\lambda)$. По закону Рэлея мы знаем, что $\tau_m^0 \approx \lambda^{-4}$. Поэтому при поглощающем аэрозоле ошибка атмосферной коррекции описывается спектральным ходом молекулярного рассеяния, т. е. близка к λ^{-4}. Следовательно, для частного случая, когда аэрозоль распространен экспоненциально ошибка атмосферной коррекции может быть вычислена как

$$\delta = \frac{\tau_m \cdot M_m}{4\mu\mu_0} = \frac{\tau_m}{4\mu\mu_0}(1 - \frac{h_a \tau_a^a}{h_a + h_m}\left(\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0}\right)). \quad (4.7)$$

Следующим шагом является подтверждение теоретической основы экспериментальными данными. Таким образом, было отобрано 33 пылевых случаев над Черноморским регионом. В рассматриваемых случаях виден явный пылевой шлейф на снимках MODIS-Aqua и завышенные *in situ* значения АОТ с низкими показателями альбедо однократного рассеяния. По натурным измерениям AERONET была рассчитана величина оптической толщины поглощения аэрозолем как: $a_0 = (1-\Lambda)\tau_a^0$. Стоит отметить, что данные о величине Λ по данным AERONET предоставляются только на 4х каналах (1020 нм, 870 нм, 675 нм, 443 нм), остальной набор каналов (412 нм, 490 нм, 532 нм, 547 нм, 555 нм, 667 нм) был интерполирован в *Python*. Исходя из формулы (4.7), учитывать поглощение с учетом геометрии наблюдения будем с помощью суммы обратных косинусов зенитного угла наблюдения и Солнца, информация об этих показателях так же предоставляется AERONET. В свою очередь оптическая толщина молекулярной атмосферы вычисляется по формуле Пенндорфа [Penndorf et al, 1957] и напрямую зависит от длины волны как

$$\tau_{\mathrm{m}} = \frac{1.545 \cdot 10^{10}}{\lambda^{4.086}}. \tag{4.8}$$

Следовательно, имея набор *in situ* измерений AERONET (*AOT*, Λ, μ и μ_0) подставив (4.8) в (4.7) можно рассчитать ожидаемую ошибку атмосферной коррекции. Известно, что при наличии пылевого аэрозоля наибольшие ошибки атмосферной коррекции (отрицательные величины КЯ) встречаются в коротковолновой области. Было принято решение проанализировать корреляцию абсолютной погрешности спектрального коэффициента яркости моря и величины ошибки атмосферной коррекции рассчитанной по формуле (4.7). Абсолютная погрешность спектрального коэффициента яркости моря может быть вычислена как разница *in situ* и спутниковых значений *Rrs(λ)* и обозначается как Δ(λ). В данном случае мы рассматриваем разницу между натурными измерениями AERONET и спутниковыми с MODIS-Aqua. Далее вычислялась величина коэффициента корреляции Пирсона (*PCC*) [Афанасьев и др, 2007]. Таким образом, для 412 нм коэффициент корреляции Пирсона равнялся 0,729 (73%) и на 443 нм – 0,673 (67%), что свидетельствует об умеренной положительной корреляции. Далее была построена простая линейная зависимость между ошибкой атмосферной коррекции и абсолютной погрешности спектрального коэффициента яркости моря *Δ(λ)* с учетом вариации средней высоты пылевого аэрозоля h_a и без нее на 412 нм (рисунок 4.1).



(а) (б)

Рисунок 4.1 – Линейная зависимость между рассчитанной ошибкой атмосферной коррекции δ и абсолютной погрешностью спектрального коэффициента яркости моря на 412 нм (а) при h_a=const (8 км); (б) h_a варьируется.

Данные о величине h_a содержатся как дополнение к 7-ми дневным обратным траекториям AERONET, например, за 30.06.2016 (одна из рассматриваемых дат в массиве) для станции Venise был зарегистрирован пылевой перенос со стороны Сахары на разных высотах, усредняя их мы получаем среднюю высоту в 6 км (рисунок 4.2).

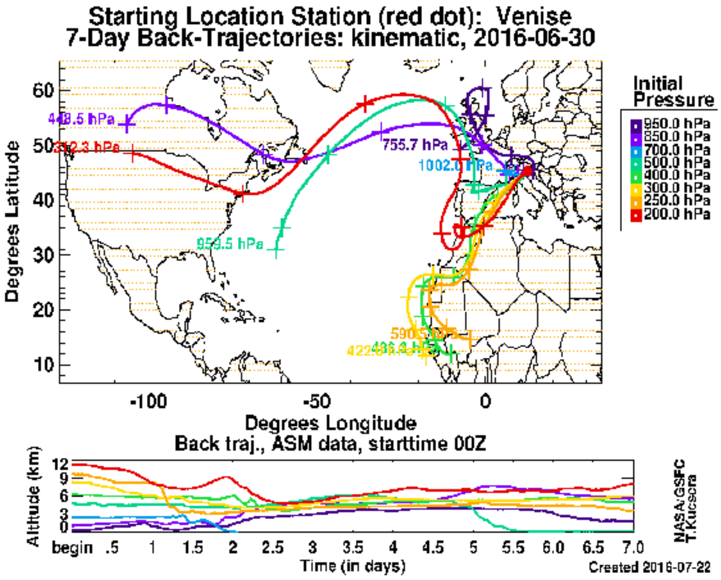


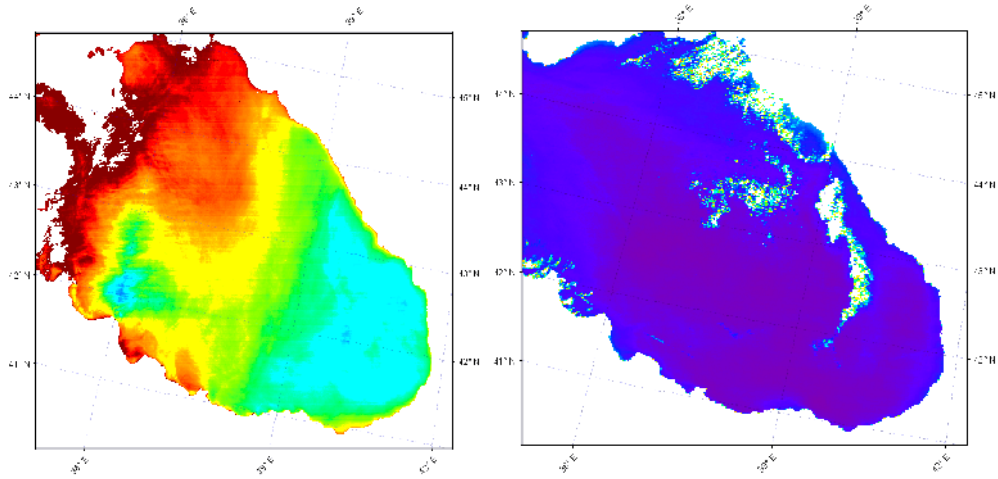
Рисунок 4.2 – Обратная 7-ми дневная траектория за 30.06.2016 (одна из рассматриваемых дат в массиве) для станции Venise (Средиземное море).

Следовательно, пересчитывая коэффициент корреляции Пирсона, с учетом стратификации получаем 83% процента корреляции на 412 нм и 67% на 443 нм. Данная поправка повысила коэффициент корреляции Пирсона на 10% (412 нм), чем без ее учета (рисунок 4.1 (б)). Таким образом, учет вариативности стратификации положительным образом влияет на корреляцию данных между рассчитанной ошибкой атмосферной коррекции и абсолютной погрешностью спектрального коэффициента яркости моря между натурными (AERONET) и спутниковыми данными (MODIS-Aqua).

4.2. Влияние пыли на спектральную зависимость яркости Черного моря, аналитические оценки влияния поглощающего аэрозоля

Так как главной исследовательской задачей данной работы является изучение влияния пылевого аэрозоля (пыли) на особенности работы алгоритмов атмосферной коррекции был произведен обширный статистический анализ всех данных SeaBASS о значениях *Rrs(λ)* для

Черноморского региона. Ранее отдельные исследования подтвердили явные аномалии в спектральном ходе коэффициента яркости при пыли над Черноморским регионом где значения *Rrs*(412 нм)<0 и явными расхождениями по сравнению с измерениями для чистой атмосферы (день до события пылевого переноса или после него) [Суетин и др., 2021] (рисунок 4.3) (таблица 4.1).



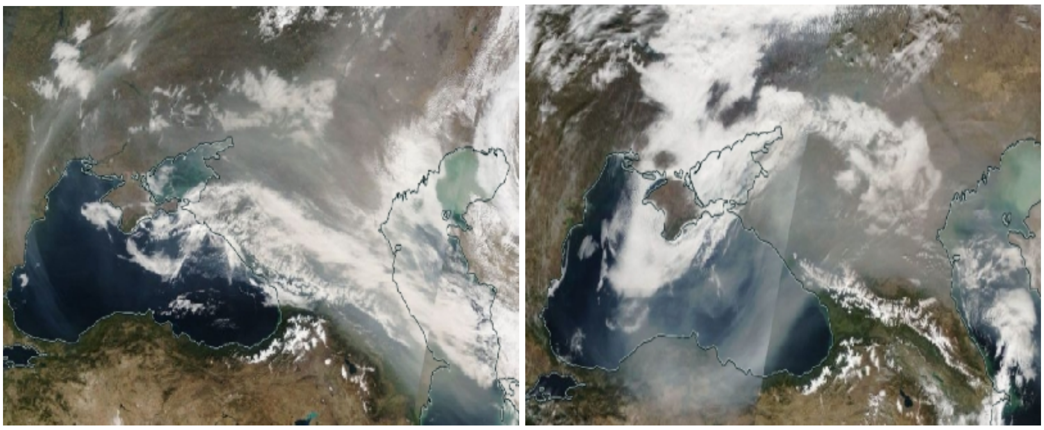
(а) (б)

Рисунок 4.3 – Распределение *AOT(*869 нм) по спутниковым снимкам MODIS-Aquaза день пылевого переноса 12.09.2017 (а) и 08.09.2017 (чистая атмосфера) (б) (источник: SeaDAS).

Таблица 4.1 – Усредненные значения *Rrs(λ)* для выбранной области пикселей (рисунок 4.3) на юго–востоке Черного моря за день с чистой атмосферой (08.09.2017) и пылевого выноса (12.09).

Rrs(λ)	412 нм	443 нм	469 нм	488 нм	531 нм	547 нм	555 нм	645 нм	667 нм
08.09	0,0031	0,0040	0,0046	0,0049	0,0039	0,0034	0,0030	0,0004	0,0003
12.09	–0,0002	0,0020	0,0033	0,0036	0,0030	0,0026	0,0023	0,0002	0,0002

Больше случаев переноса и сравнение результатов с предыдущими датами рассмотрены в работе [Kalinskaya et al., 2022]. Аналогичные аномалии *Rrs(λ)* были зафиксированы и в случае присутствия горящей биомассы [Папкова и др., 2022]. На примере случая за 19.10.2017 где на спутниковых изображениях MODIS-Aqua хорошо виден шлейф дымки над Черноморским регионом за 18–19.10.2017 (рисунок 4.4)**.**



(а) (б)

Рисунок 4.4. – Спутниковые изображения MODIS-Aqua за:
а) 18.10.2017; б) 19.10.2017

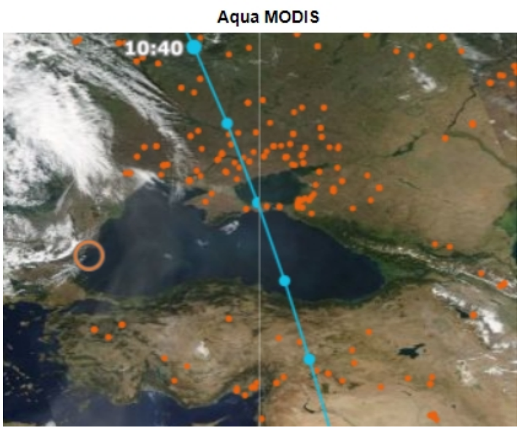
В середине октября 2017 года ураган Офелия пересек западное побережье Европы, вызвав перенос одновременно 2 типов аэрозоля: пыли из Сахары и дыма пожаров Пиренейского полуострова над несколькими европейскими регионами [Papkova et al., 2022]. Так же как и при изучении влияния пыли производилось сравнение спектров *Rrs(λ)* при чистой атмосфере (13.10.2017) и при наличии горящей биомассы (19.10.2017). Таким образом, были посчитаны усредненные значения *Rrs(λ)* для выбранной области пикселей в центральной части Черного моря за день с чистой атмосферой (13.10.2017) и переноса горящей биомассы (19.10.2017). Данные таблицы за 19.10.2017 показывают занижение показателей *Rrs(λ)* в коротковолновой области, с резким увеличением значений в видимой и ИК области спектра, что является признаком аномалии и неверной атмосферной коррекции (таблица 4.2).

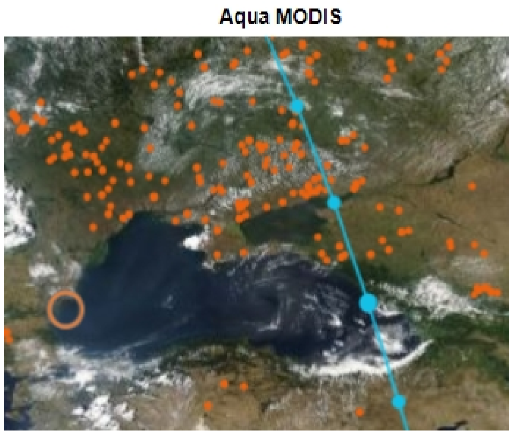
Таблица 4.2 – Усредненные значения *Rrs(λ)* для выбранной области пикселей в восточной части Черного моря за день с чистой атмосферой (13.10.2017) и выноса дымового аэрозоля (19.10.2017)

Rrs(*λ*)	412 нм	443 нм	469 нм	488 нм	531 нм	547 нм	555 нм	645 нм	667 нм
13,10	0,0018	0,0024	0,0029	0,0031	0,0025	0,0022	0,0019	0,0003	0,0003
19,10	–0,0004	0,0022	0,0037	0,0040	0,0041	0,0038	0,0034	0,0017	0,0017

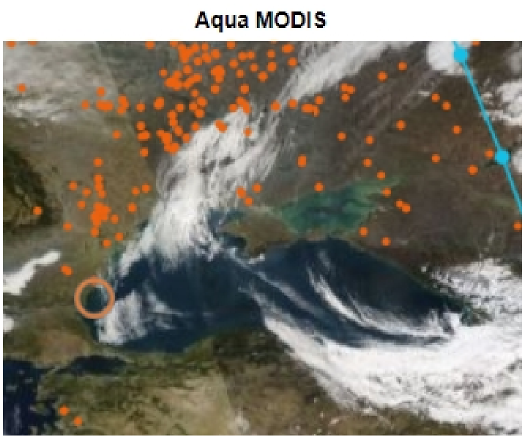
Влияние на спектральную зависимость коэффициента яркости Черного моря также могут оказывать и границы облаков, даже при качественной обработке данных, область на границе облаков часто имеют искаженные *Rrs(λ)* с присутствием завышенных значений АОТ [Папкова и др., 2021]. Поэтому, при рассмотрении единичных случаев в присутствии разных видов атмосферных аэрозолей или облаков стали прослеживаться конкретные тенденции искажения спектрального хода коэффициента яркости, которые далее будут описаны с помощью статистического анализа.

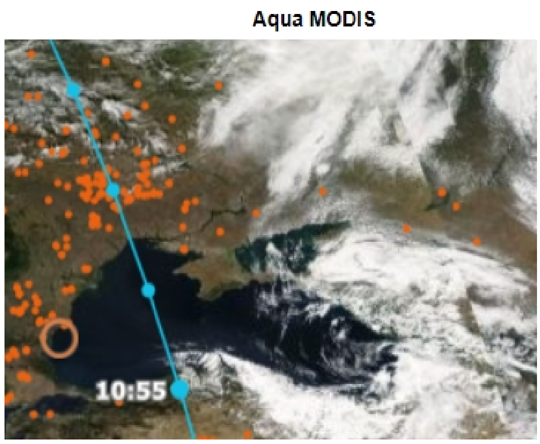
Так как не только пылевой аэрозоль имеет влияние на искажение значений *Rrs(λ)* в данной работе рассматривались особенности работы алгоритмов атмосферной коррекции при различных внешних условиях, конкретно: наличие пылевого аэрозоля, наличие дымки неявного происхождения (смог), границы облачности. К натурным измерениям коэффициента яркости моря AERONET сопоставлялись на аналогичных каналах длин волн спутниковые измерения *Rrs(λ)* (MODIS-Aqua). Все отобранные даты были разделены на 4 группы: ПЫЛЬ, ДЫМКА, ГРАНИЦЫ ОБЛАКОВ, ЧИСТАЯ АТМОСФЕРА. Дополнительно для каждого случая был проведен визуальный анализ спутниковых снимков. При наличии видимого шлейфа желтого, бело–желтого, белого оттенка делалось предположение о наличии ПЫЛИ. Если снимок был мутным, с явной белой дымкой делалось предположение о возможном наличии ДЫМКИ. При близкой облачности, пограничных ситуаций в исследуемом пикселе делалось предположение о ГРАНИЦАХ ОБЛАЧНОСТИ. ЧИСТАЯ АТМОСФЕРА характеризовалась визуально чистым, четким снимком (рисунок 4.5).





11.09.2017 (пыль) 10.08.2016 (дымка неясного происхождения)





04.11.2014(границы облаков) 30.09.2016 (чистая атмосфера)

Рисунок 4.5. Примеры спутниковых снимков пыли, дымки, границ облачности и чистой атмосферы по данным Ocean Color MODIS-Aqua для Черного моря.

По *in situ* данным AERONET для каждого измерения был проведен дополнительный анализ, а конкретно: оценка величины аэрозольной оптической толщины (*AOT*), величина параметра Ангстрема (AE), величина альбедо однократного рассеяния ($\Lambda(z)$). Наличие пыли в атмосфере над Черным морем должно подтверждаться не только визуально, но и высокими показателями *AOT* по всей длине спектра длин волн и более низкими Ангстремами для *AOT*, чем для чистой атмосферы. Напротив, при чистой атмосфере *AOT* должен быть минимальным, а AE максимальным. В спорных ситуациях при определении ПЫЛЬ, ДЫМКА или ГРАНИЦЫ ОБЛАКОВ был проведен анализ обратных 7-ми дневных кинематических траекторий, подтверждающий или опровергающий пылевое происхождение аэрозольной дымки над исследуемыми пикселями. Например, на рисунке 4.6 показано, что за 11.09.2017 аэрозоль был сгенерирован на территории Сахарской пустыни (ПЫЛЬ), за 10.08.2016 мы не можем утверждать, что аэрозоль имеет пылевое происхождение, так как обратные траектории этого не подтвердили, следовательно, данная дата сортируется как ДЫМКА. Преимущественно для Черного моря характерным является движение пылевого аэрозоля со стороны Сахары, а также со стороны Аравийского полуострова и пустынь средней Азии (Кызылкум и т.д.).

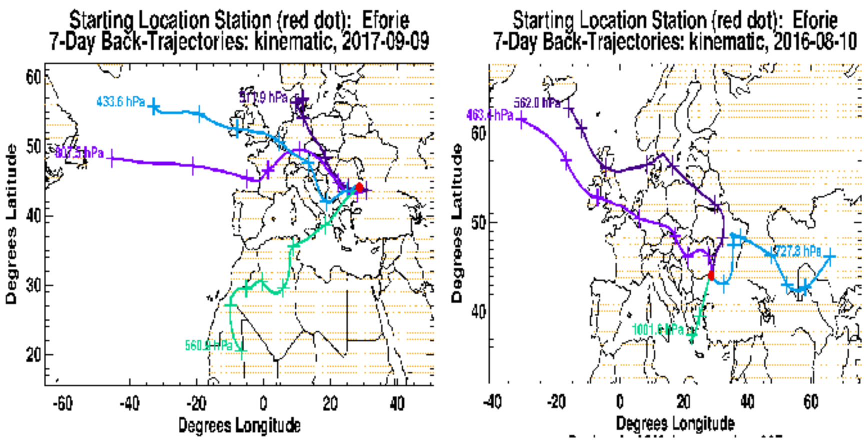


Рисунок 4.6. Обратные 7-ми дневные траектории AERONET за 09.09.2017 и 10.08.2016 для станции Eforie (Черное море).

С учетом дополнительной проверки качества натурных измерений со станций AERONET (подраздел 3.1) было рассмотрено 332 дня для акватории Черного моря. Более подробное распределение данных по выбранным критериям, представлено в таблице 4.3.

Таблица 4.3 –Количество данных по критерию состояния атмосферы над Черным морем по MODIS-Aqua

Группа	Черное море
Пыль	49
Дымка	80
Границы облаков	70
Чистая атмосфера	133
ИТОГО	332

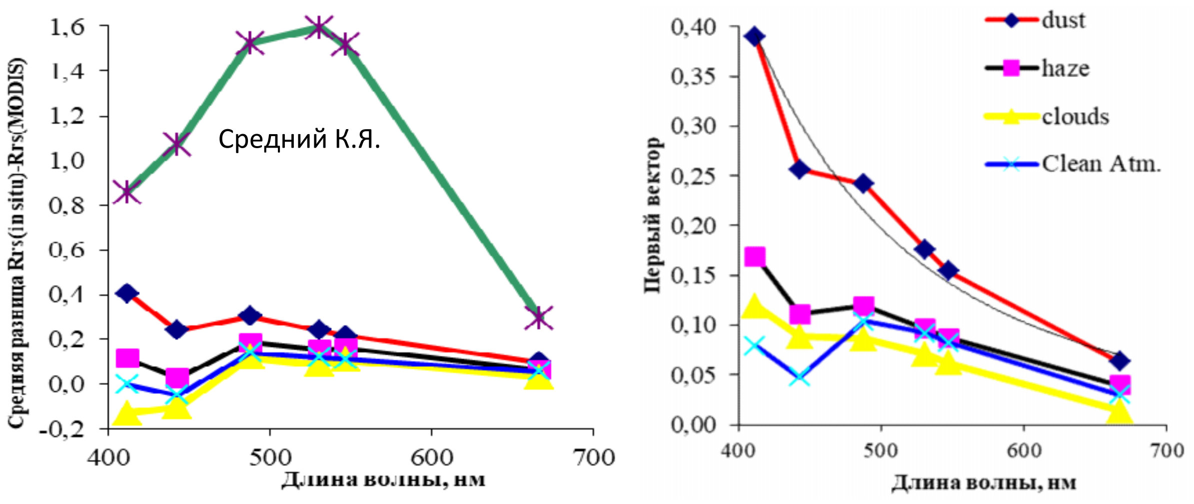
Сравнительный анализ коснулся не только валидации спектрального коэффициента яркости моря, но и также аэрозольной оптической толщины, где эталонными значениями принимались *in situ* измерения АОТ. Таким образом, *АОТ* на 862 нм по результатам MODIS-Aqua и AERONET коррелируют на 72 % для Черного моря. Стоит отметить, что при наличии пылевого аэрозоля корреляция значений АОТ падает до 37% для Черного моря (систематическое занижение спутниковых *АОТ*). Для отобранных значений по *in situ* измерениям были рассчитаны средние показатели АОТ, а также параметра АЕ (таблица 4.4).

Таблица 4.4 – Оптические характеристики атмосферного аэрозоля при различных состояниях атмосферы с учетом СКО

	Черное море (станции Gloria, Galata)			
	чистая атм.	границы облаков	пыль	дымка
АОТ				
1020 нм	0,039±0,005	0,040±0,007	0,072±0,01	0,056±0,002
870 нм	0,051±0,007	0,052±0,008	0,091±0,02	0,076±0,008
667 нм	0,077±0,01	0,081±0,02	0,133±0,03	0,111±0,01
551 нм	0,110±0,01	0,116±0,03	0,184±0,05	0,149±0,02
532 нм	0,117±0,03	0,123±0,05	0,195±0,06	0,158±0,02
490 нм	0,132±0,02	0,139±0,03	0,217±0,08	0,185±0,03
443 нм	0,157±0,02	0,163±0,03	0,256±0,08	0,206±0,02
412 нм	0,175±0,03	0,180±0,05	0,283±0,10	0,239±0,05
АЕ				
440–870	1,688	1,757	1,499	1,541
440–865	1,775	1,730	1,535	1,540

Как видно из таблицы 4.4, пылевой аэрозоль имеет самые высокие АОТ, превышающие более чем в 2 раза средние АОТ для чистой атмосферы. Параметр АЕ в среднем уменьшается на 20–25% при наличии пыли и дымки. В целом нами получены аналогичные спектры АОТ, что и для работы [Li et al., 2015], это дополнительно подтверждает правильность отбора.

Математической основой для вариации спутниковых и натурных измерений был выбран метод главных компонент (*PCA метод*). Часто для подобных задач оценки производительности алгоритма, используются метрики наименьших квадратов, в частности, среднеквадратичная ошибка регрессии (RMSE), коэффициент детерминации (R^2) и наклон регрессии. Среднеквадратичная ошибка регрессии обеспечивает подходящую метрику для упражнений по проверке, когда распределения ошибок являются гауссовыми и когда целью исследования является выявление чувствительности к выбросам (что возможно при тестировании модели). Однако наборы данных, соответствующие распределению Гаусса, без выбросов не являются повсеместными для всех данных о цвете океана, что иногда делает эти метрики информативнее метрик без такой большой чувствительности к выбросам и негауссовым распределениям. Следовательно, в данной работе был предложен альтернативный математический анализ для оценки спектральных особенностей изменения *Rrs(λ)* при различных внешних условиях, *PCA* метод для отобранных случаев с оценкой вклада первого собственного вектора. Ковариационная матрица случайного вектора является характеристикой его распределения, больше информации о данном методе содержится в [Pearson, 1901; Frećhet, 1948]. Для конкретной задачи в качестве условного математического ожидания были взяты разницы *in situ* значений для станций AERONET и соответствующих спутниковых значений по спутниковым наблюдениям MODIS-Aqua. Первый собственный вектор описывает основную изменчивость восстановленного коэффициента яркости, обусловленную погрешностями процедуры атмосферной коррекции, а также изменением оптических свойств моря при переходе от прибрежной части Черного моря к центральной его части или в случае пространственных неоднородностей яркости при цветении фитопланктона. Ранее в работе [Шибанов и др., 2022] данный подход уже применялся для исследования влияния пылевого аэрозоля, но математические ожидания матрицы ковариации вычислялись исходя из усредненных по пикселям исследуемой области значениям *Rrs(λ)*, т.е. в учет брались только результаты дистанционного зондирования без привязки к натурным измерениям. Уже тогда было получено, что в единично рассматриваемых случаях при чистой атмосфере первый собственный вектор имел минимальные погрешности атмосферной коррекции, в то время как при пыли первый он имел вид степенной функции. В расширенной задаче, где анализируются, многолетняя статистика по конкретным пикселям со станций AERONET был подобран новый подход с использование *PCA* анализа с привязкой к *in situ* измерениям. Результаты ковариационного анализа сравнения спутниковых и натурных измерений для Черного моря по измерениям MODIS-Aqua представлены на рисунке 4.7.



(а) (б)

Рисунок 4.7. (а) Абсолютная погрешность *Rrs(λ)* между спутниковыми значениями MODIS-Aqua и натурными измеренями AERONET для Черного моря; (б) первый собственный вектор для Чергого моря.

Из рисунка 4.7 (а) видно, что наибольшая разница $\Delta Rrs(\lambda)$ присутствует в случае пылевого аэрозоля, так как средняя разница коэффициента яркости максимальна. В меньшей степени влияет наличие дымки. По результатам *PCA* анализа для Черного моря видно, что для чистой атмосферы в среднем небольшие ошибки, но при аномальных условиях наблюдается явная систематика, а именно первый собственный вектор в случаях пыли и дымки имеет вид степенной функции. Как видно из рис. 4.7 (б), максимум вектора приходится на «зеленую» часть видимого диапазона, что соответствует смещению максимума коэффициента яркости при изменении прозрачности воды. На рисунке 4.7 также продемонстрировано, что спектральная зависимость первого вектора в случаях наличия в атмосфере пылевых частиц или дымки неявного происхождения демонстрирует тенденцию к увеличению в коротковолновой области с промежуточным локальным максимумом около 500 нм и резким уменьшением значений в длинноволновой области спектра. Этот эффект объясняется тем, что методами дистанционного зондирования по алгоритмам Гордона и Ванга пылевой аэрозоль определяется по инфракрасному каналу, однако основное влияние аридный аэрозоль оказывает на соотношение аэрозольного и молекулярного компонента. На основании результатов рисунка 4.7 (б) было принято решение аппроксимировать первый собственный вектор для нахождения численных статистических уравнений спектрального закона коэффициента яркости молекулярной атмосферы при различных состояниях (Таблица 4.5).

Таблица 4.5 – Экспериментальные закономерности ошибки валидации (данные MODIS-Aqua)

Статус	Черное море	R^2
Пыль	$9 \cdot 10^8 \lambda^{-3.574}$	0,96
Дымка	$2 \cdot 10^6 \lambda^{-2,73}$	0,91
Границы облаков	$7 \cdot 10^9 \lambda^{-4,087}$	0,85
Чистая атм.	$3 \cdot 10^2 \lambda^{-1,367}$	0,24

Исходя из результатов по таблице 4.5, видно, что для Черного моря данные уравнения могут быть использованы в случае пыли, дымки и облаков, где R^2 является максимальным. При наличии пылевого аэрозоля наблюдается явная систематика, а ход первого собственного вектора имеет вид степенной функции. В присутствии пылевого аэрозоля спектральный закон ошибок атмосферной коррекции близок к функции λ^{-4}. Математические оценки показывают, что погрешность экстраполяции величины аэрозольного рассеяния на длине волны λ (алгоритм Гордона и Ванга), при условии чистой атмосферы, пропорциональна величине, являющейся полиномом второй степени от волнового числа $k=2\pi/\lambda$. При условии пыли и границ облачности степень погрешности ошибки экстраполяции так же близка к λ^{-4}, при условии дымки к λ^{-3}. Данное явление объясняется неточными оценками вклада крупнодисперсной фракции аэрозольных частиц в радиацию, рассеянную атмосферой [Шибанов и др., 2022a].

4.3 Коррекция значений спектрального коэффициента яркости Черного моря

В подразделах 3.1. и 3.2 было теоретически и экспериментально доказано, что спектральная зависимость ошибок атмосферной коррекции при наличии поглощающего аэрозоля, дымки или границ облаков далек от линейного от волнового числа и чаще всего имеет вид степенной функции. Было показано, что в случае присутствия пылевого аэрозоля спектральный закон ошибок атмосферной коррекции близок к функции λ^{-4}. Таким образом, для спутниковых данных спектрального коэффициента яркости моря, был разработан дополнительный алгоритм коррекции данных *level 2*, предоставляемых Ocean Color для Черного моря. Мы предполагаем, что модельные (восстановленные) значения спектрального коэффициента яркости будут вычисляться по простой формуле линейной регрессии как

$$Rrs_m(\lambda) = Rrs_{sat}(\lambda) + k \cdot \lambda^{-4}, \qquad (4.9)$$

где $Rrs_{sat}(\lambda)$ – значение спектрального коэффициента яркости, полученное методами дистанционного зондирования на длине волны λ;

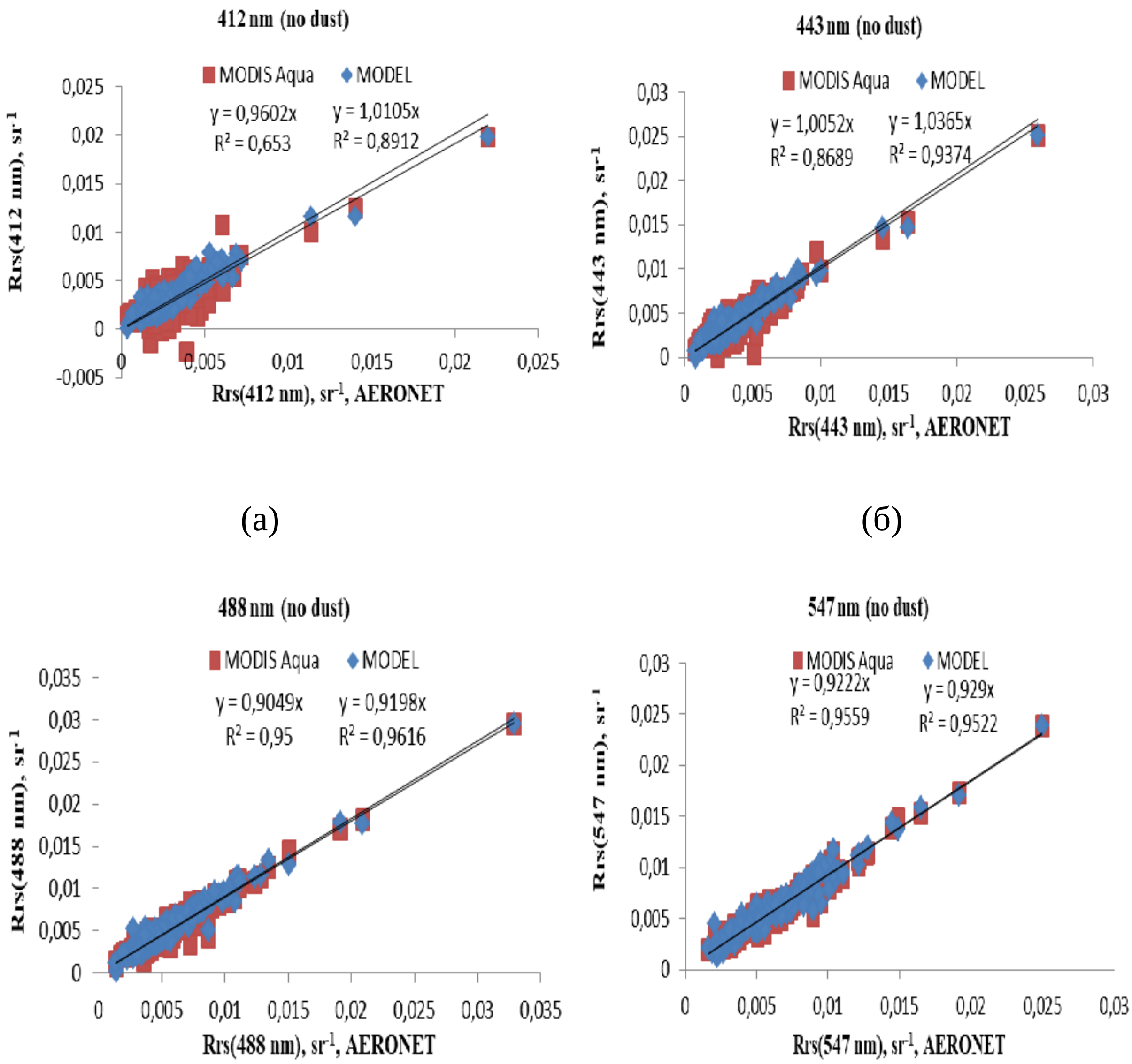
k –подгоночный параметр.

Как отмечалось ранее некорректный учет атмосферных воздействий, таких как пылевой аэрозоль, смог и промышленных аэрозолей может исказить величины восстановленных значений *Rrs(λ)* для вод Черного и Средиземного моря и впоследствии привести к систематическим ошибкам в расчетах концентраций хлорофилла-а [Суетин и др., 2021; Suslin et al., 2016; Suslin et al., 2007]. Мы предлагаем определять значение коэффициента яркости в синей области (для спутниковых измерений – на длине волны 412 нм) по некоему «стандартному значению индекса цвета, который рассчитывается в ходе кластерного анализа натурных измерений (подраздел 3.2). Значение *k* предлагается рассчитывать путем решения системы уравнений, опираясь на стандартные значения индекса цвета 412 нм на 443 нм как

$$k = \frac{CI(\frac{412}{443})Rrs_{sat}(443) - Rrs_{sat}(412)}{(412^{-4} - CI(\frac{412}{443})443^{-4})}. \qquad (4.10)$$

Таким образом, считая *k* постоянной при конкретно рассматриваемом случае, по формуле (4.10) рассчитываем модельные значения спектрального коэффициента яркости моря на 443, 488, 531, 547, 555 и 667 нм.

Исследуемый массив данных, состоящий из натурных измерений с платформ AERONET для Черного моря, согласующихся с трёхпараметричёской оптической моделью (подраздел 3.1) и соответствующих спутниковых измерений составлял 332 значения. Для каждых спутниковых *Rrs(λ)* по вышеизложенной методике были рассчитаны модельные значения коэффициента яркости. Далее проводился регрессионный анализ результатов (рисунок 4.8).

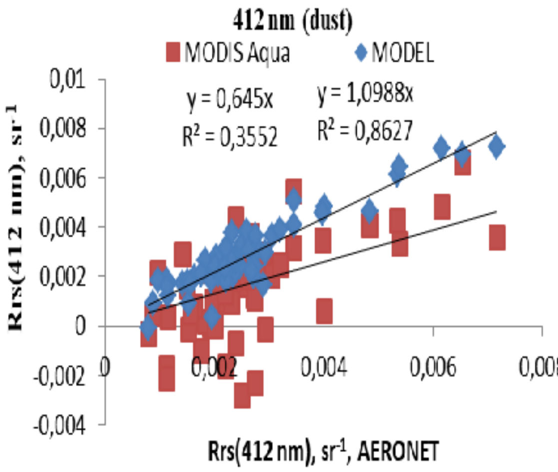


(а) (б)

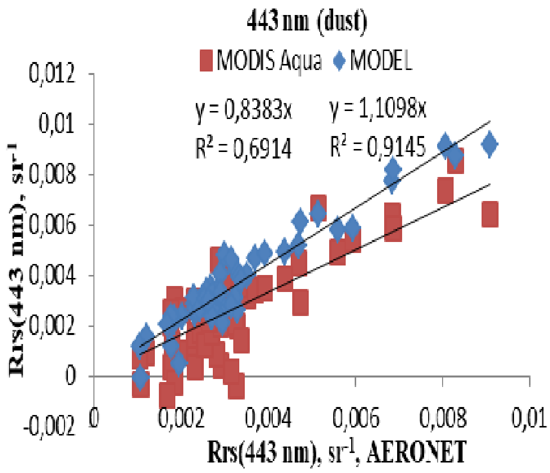
(в) (г)

Рисунок 4.8 – Линейная регрессия *Rrs(λ)* между значениями спутника MODIS и измерениями AERONET-OC *in situ* , а также модельными значениями для западной части Черного моря на 412 нм (а), 443 нм (б), 488 нм (в), 547 нм (г) для всех случаев, когда пыль не обнаружена.

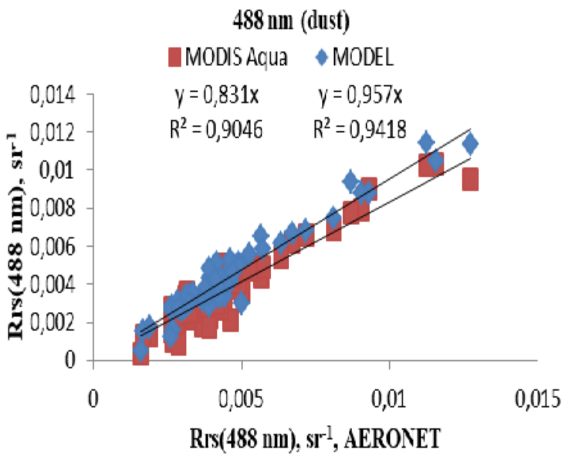
Особый интерес представляют случаи наличия поглощающего аэрозоля; далее будет рассмотрено 49 случаев наличия пыли над акваторией Черного моря с проведением аналогичного регрессионного анализа (рисунок 4.9).



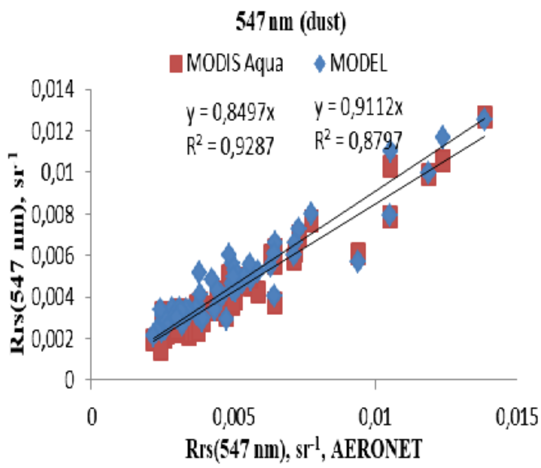
(а)



(б)



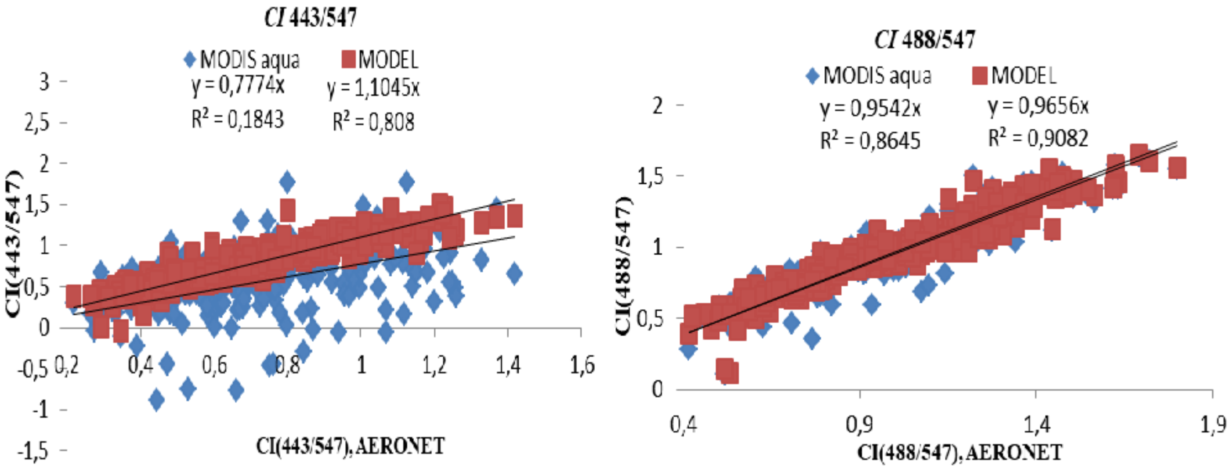
(в)



(г)

Рисунок 4.9 – Линейная регрессия *Rrs(λ)* между значениями спутника MODIS и натурными измерениями AERONET-OC, а также модельными значениями для западной части Черного моря на 412 нм (а), 443 нм (б), 488 нм (в), 547 нм (г) для пыли в атмсофере.

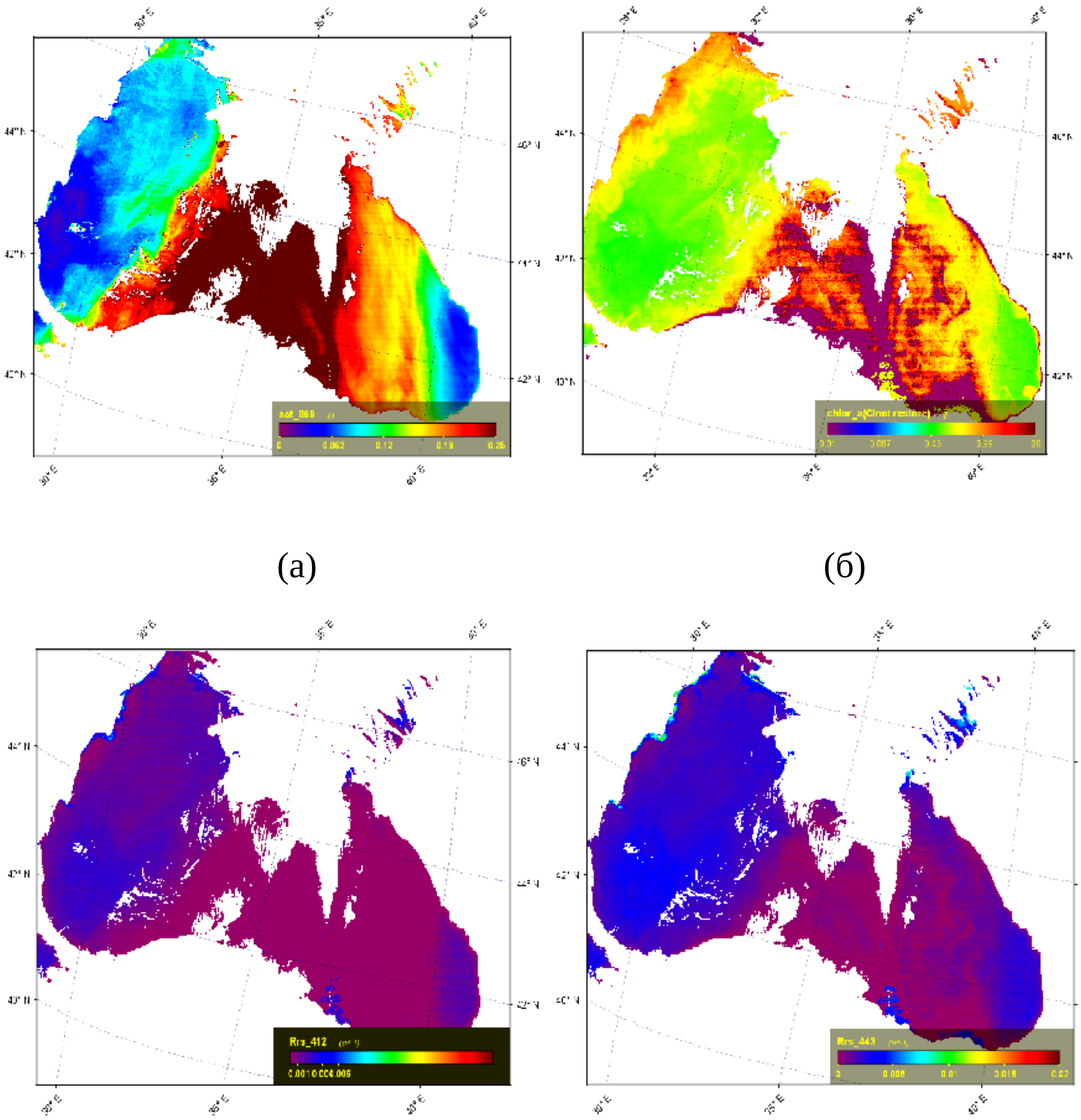
Из рисунока 4.8 следует, что предложенная модельная поправка позволила приблизить спутниковые значения к достоверным, особенно в коротковолновой области. Для приемлемых моделей предполагается, что коэффициент детерминации должен быть хотя бы не меньше 50 % . Модели с коэффициентом детерминации выше 80 % можно признать достаточно хорошими. Повышение углового коэффициента так же свидетельствует о эффективности работы предложенной модели. В случаях наличия пылевого аэрозоля предложенная модель повышает R^2 более чем в 2 раза на 412 нм, также ощутима разница на 443 нм, в зеленом диапазоне 531–555 нм изменения незначительны, коэффициент корреляции наоборот несколько занижается (рисунок 4.9). В свою очередь при нахождении пылевого аэрозоля в атмосфере повышение углового коэффициента отмечается во всех случаях. Данный алгоритм с большой достоверностью восстанавливает спутниковые значения в дни пылевого переноса над Черноморским регионом. Разработанная модельная поправка может оказать значительное влияние на расчет индексов цвета, используемых в алгоритмах Ocean Color для нахождения концентрации хлорофилла-а. Чаще всего используется отношение каналов 443 нм на 547 нм (MODIS-Aqua *OC3M*) или 488 нм на 547 нм (MODIS-Aqua *OC2M)*. Как и в предыдущих случаях были рассчитаны соответствующие индексы цвета по натурным, спутниковым и модельным измерениям. Было показано, что модельные значения лучше согласуются с натурными данными и, если без коррекции корреляция составляла 18% (отсутствовала), при ее учете 80% (высокая) (рисунок 4.10).



(а) (б)

Рисунок 4.10 – Линейная регрессия *CI* между спутниковыми значениями MODIS и натурными измерениями AERONET-OC, а так же модельных значений для западной части Черного моря.

Далее работа данной модельной поправки рассмотрена на конкретных примерах. 27 сентября 2020 г. зарегистрирован крупномасштабный перенос пыли из Сахары над Черноморским регионом. По данным MODIS-Aqua AOT на длине волны 869 нм превышала 0,25 в центральной части Черного моря. В области 412 и 443 нм зафиксированы отрицательные значения Rrs(λ), которые на рисунках 7 (в, г) обозначены фиолетовыми пикселями. Следует отметить, что, возможно, из–за неправильного расчета цветового показателя на рисунке 7 (б) в центральной части Черного моря были обнаружены резкие скачки хлорофилла-а.

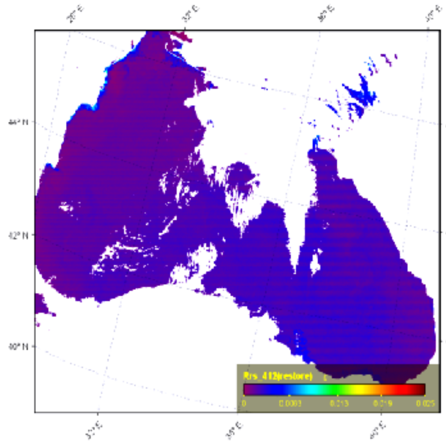


(а) (б)

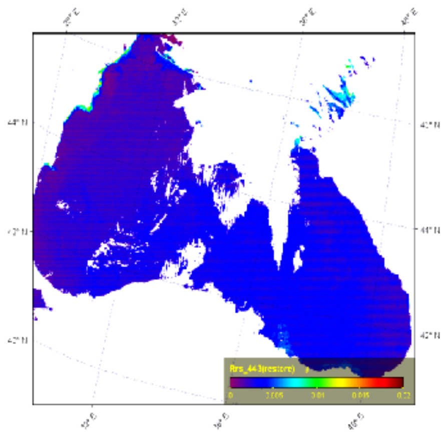
(в) (г)

Рисунок 4.11 – Анализ спутникового снимка MODIS-Aqua за 27 сентября 2020 г.: (а) распределение *AOT*, (б) *CI* (547/443), (в) *Rrs*(412 нм), (г) *Rrs*(443 нм) (построено в SeaDAS)

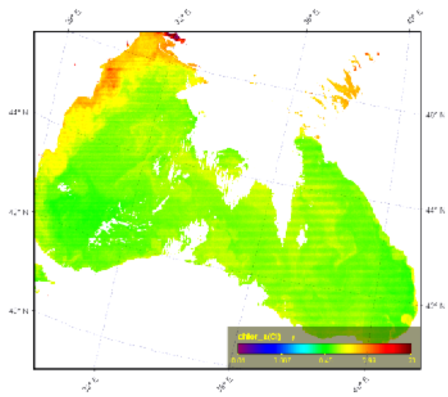
Используя новую модельную коррекцию, мы пересчитали все значения *Rrs(λ)* на исследуемую дату и получили феноменальный результат (рисунок 4.12). На основании риснка 4.12 видно, что данная модельная коррекция позволила избавиться от отрицательных значения в центральной части Черного моря, не искажая данные, где пыли не было. Также пересчет индекса цвета, который впоследствии используется при расчете хлорофилла-а, показал что цветения в центральной части Черного моря нет (что подтверждается многолетними экспедиционными наблюдениями за сентябрь в Черном море).



(а)



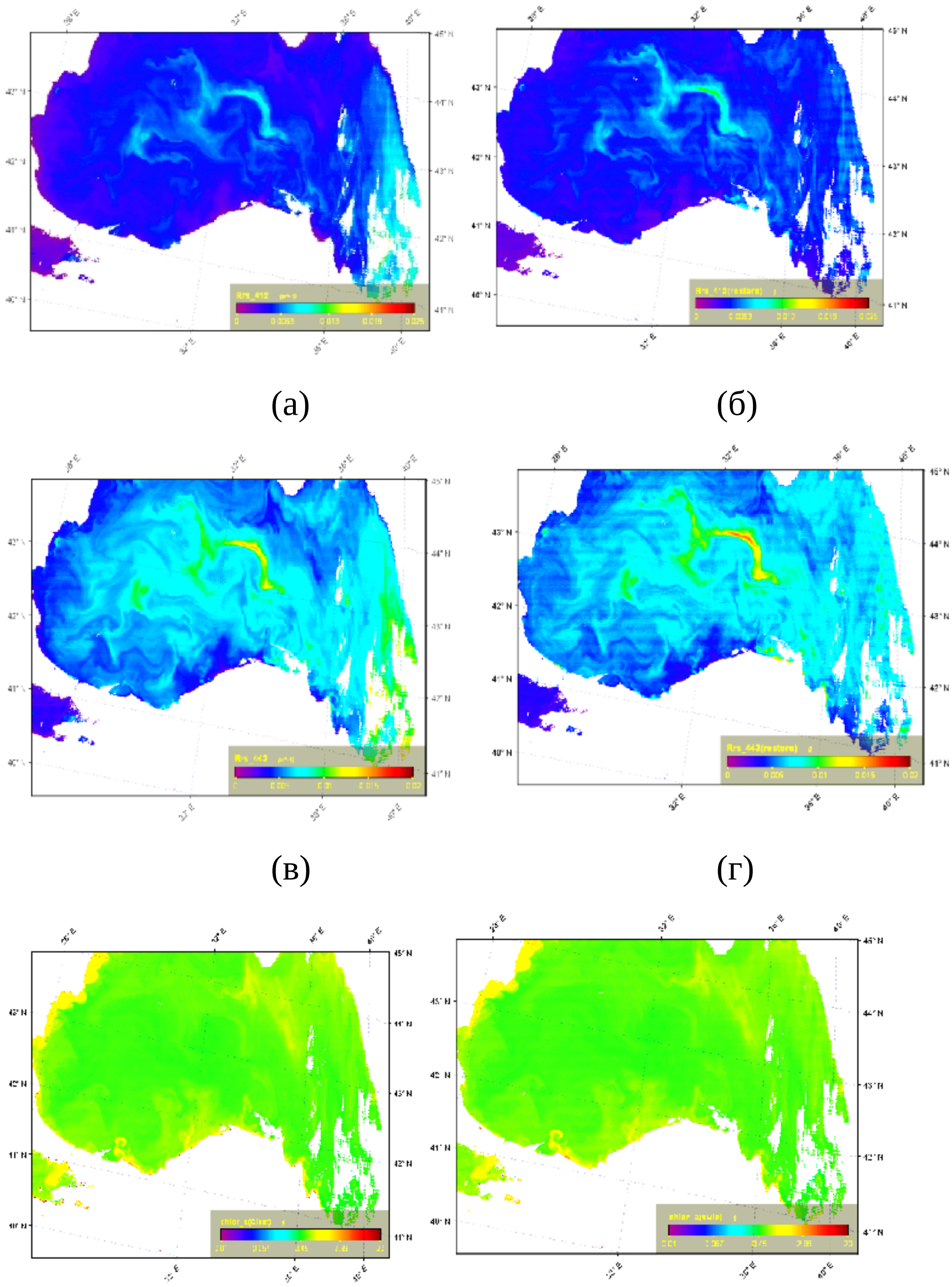
(б)



(в)

Рисунок 4.12 – Данные спутникового снимка MODIS-Aqua за 27 сентября 2020 г. с учетом коррекции модели: (а) *Rrs*(412 нм) восстановлен, (б) *Rrs*(443 нм) восстановлен, (в) *CI*(547/443) восстановлен (построен в SeaDAS).

Еще несколько случаев пыли продемонстрировали аналогичный результат. Также мы рассмотрели работу новой модели для случаев с чистой атмосферой, чтобы избежать искажения заведомо хороших значений, и обнаружили, что данная модельная поправка не искажает правильные результаты. Например, в случае спутникового снимка MODIS-Aqua от 12.07.2020 значения *AOT* на 869 нм низкие (среднее значение составило 0,062), что может свидетельствовать о чистой атмосфере (рисунок. 4.13).



(а) (б)

(в) (г)

(д) (е)

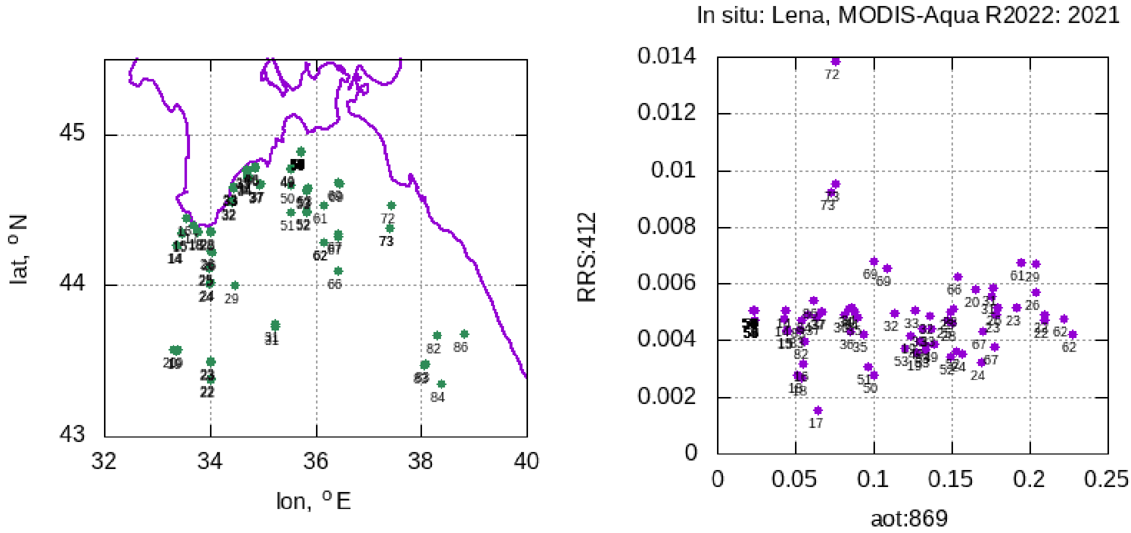
Рисунок 4.13 – Данные спутникового снимка MODIS-Aqua за 12 июля 2020 г. с учетом коррекции модели: (а) *Rrs*(412 нм), (б) *Rrs*(412 нм) восстановленные, (в) *Rrs*(443 нм) , (г) *Rrs*(443 нм) восстановлен, (д) *CI*(547/443), (е) *CI*(547/443) восстановлен (построен в SeaDAS)

При анализе спектральных коэффициентов отражения ДЗЗ в дни с чистой атмосферой были отмечены небольшие отклонения в значениях.

После применения коррекции новой модели данные не изменились, явных искажений нет (рисунок. 4.13). Рассмотрев множество других случаев, мы пришли к выводу о возможности использования этой модельной поправки даже при отсутствии поглощающего аэрозоля [Shybanov et al., 2022].

4.4 Сравнение результатов коррекции синхронных спутниковых продуктов Rrs с *in situ* измерениями коэффициента яркости Черного моря

Для проверки качества работы предлагаемого способа коррекции спутникового продукта *Rrs(λ)* были использованы независимые измерения коэффициента яркости моря, полученные в 116 рейсе НИС «Проф. Водяницкий». В этом рейсе измерения проводились в экономической зоне Черного моря РФ с апреля по май 2021 года. Всего в рамках этой экспедиции было получено 90 спектров коэффициента яркости моря. Методика и инструменты, используемые в ходе экспериментальных измерений *Rrs(λ)* подробно описана в работах [Корчемкина и др., 2021; Korchemkinaet al., 2022]. Сразу отметим, что расчеты отношений *Rrs(*λ) на длинах волн 412 и 443 для всех этих спектров дали значение 0,80±0,03. Полученное значение отношения хорошо соответствует, тому, которое ранее было получено для измерений коэффициентов яркости моря, на станциях AERONET–OC, расположенных на западном шельфе Черного моря (подраздел 3.2). Для каждой станции были найдены синхронные (выполненные в тот же самый день) продукт *Rrs(λ)* для сканера MODIS со спутников Aqua и Terra. Были использованы данные последнего репроцессинга (R2022). Результаты географического положения синхронных измерений *in situ* и спутниковых *Rrs(λ)* представлены на рисунке 4.14 (а). Кроме того, на рисунке 4.14 (б) для этих пар показана связь между *Rrs*(412) и отношения *Rrs*(412):*Rrs*(443) как функция aot869 (аэрозольная оптическая толщина на 869 нм).



(а) (б)

Рисунок 4.14 – (а) Пространственное расположение ближайших спутниковых точек MODIS-Aqua к координатам экспедиционных измерений (б) зависимость спутниковых Rrs(412 нм) к *AOT*(869 нм)

Для иллюстрации работы процедуры коррекции ошибок стандартных алгоритмов были выбраны синхронные пары, которые обладали следующими свойствами: (1) имели разные значения aot869 в диапазоне от 0,05 до 0,25, (2) отношение *Rrs*(412):*Rrs*(443) были существенно ниже, чем 0,76. Информация о aot869 и параметре Ангстрем для четырех таких пар представлена в таблице 4.6.

Таблица 4.6 –Дополнительная информация о спектрах *Rrs(λ)*, показанных на рисунке 4.14

Сканер	**Номер спектра КЯ *in situ***	**aot869**	**Параметр Ангстрем**
MODIS– Aqua	18	0,054	1,99
MODIS– Aqua	50	0,100	1,46
MODIS– Aqua	51	0,096	1,55
MODIS– Terra	33	0,195	0,58

Следовательно,с учетом модельной поправки получены следующие спектры для вышеперечисленных пар (таблица 4.6) (рисунок 4.15).

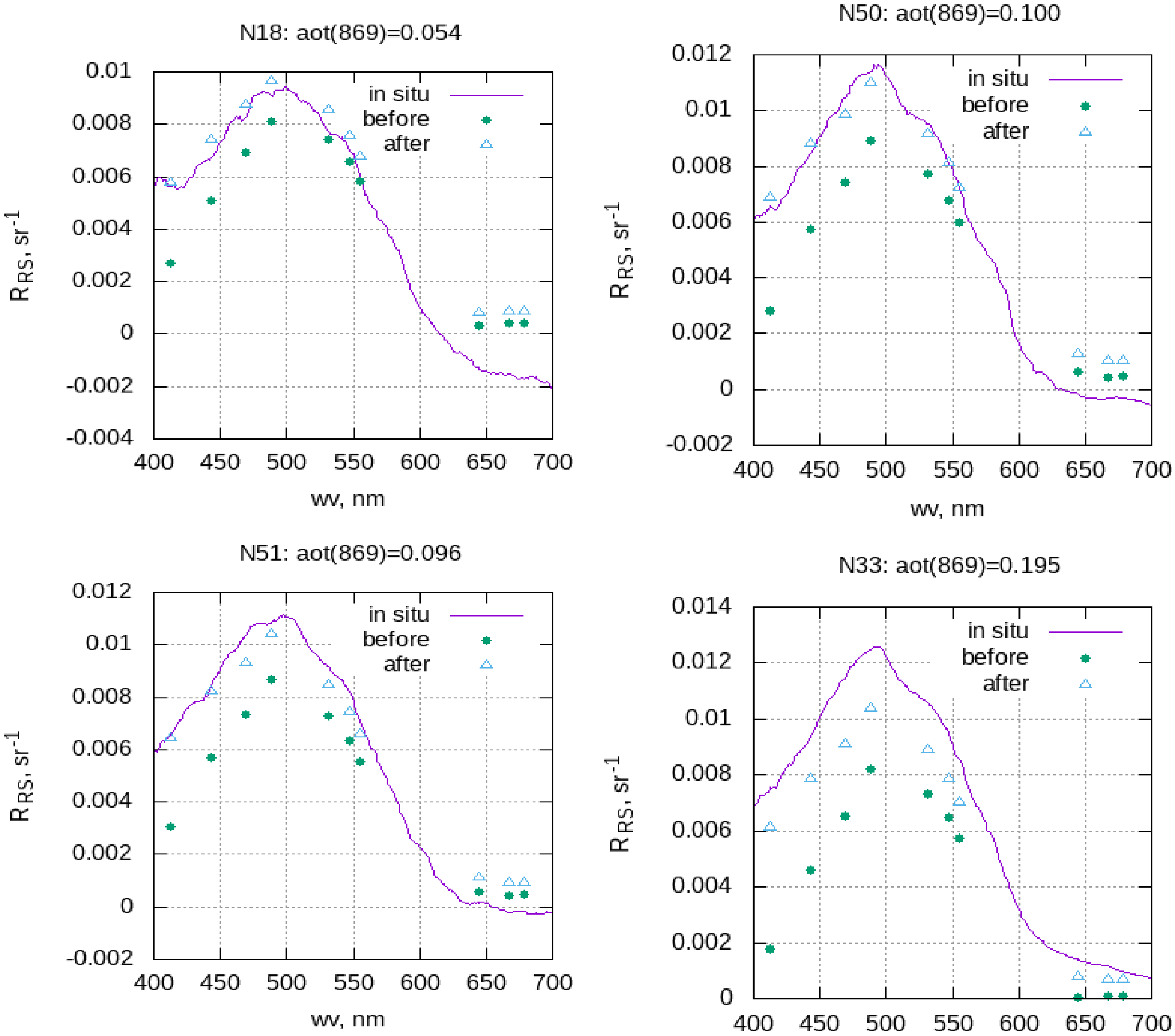


Рисунок. 4.15. Сравнение измерения *in situ* (сплошная линия) со спутниковым продуктом *Rrs(λ)* до (before) и после (after) поправки для рассматриваемых пар

Из рисунка 4.15 видно, что после введения модельной поправки спектр *Rrs(λ)* становится ближе к реально измеренному спектру, что указывает на, то методика учета ошибок стандартной атмосферной коррекции успешно работает.

Выводы к Разделу 4

Для разработки алгоритма дополнительной коррекции необходимо было предоставить аналитические оценки для учета стратификации аэрозоля в уравнении переноса, доказать, что пылевой аэрозоль влияет на величину ошибки атмосферной коррекции. В подразделе 4.1 показано, что при поглощающем аэрозоле погрешность атмосферной коррекции, выражается степенной функцией четвертой степени, т.е. близка к λ^{-4}. Это связано с поглощением аэрозольной компоненты молекулярной составляющей. Аналитические выводы, подтвердились при валидации спутниковых и натурных измерений. На основании этого была предложена простая модель, где восстановленные значения спектрального коэффициента яркости могут быть вычислены по формуле (4.9). Новая модель, основана на предположении о малой вариативности индекса цвета (*CI*) на 412 и 443 нм, что было показано в подразделе 3.2. Таким образом, модельные значения спектрального коэффициента яркости имели лучшую согласованность с натурными значениями, чем спутниковые Rrs(λ). на *level 2*. В случаях наличия пылевого аэрозоля разработанная модель повышает коэффициент детерминации R^2 между спутниковыми и натурными значениями *Rrs(λ)*. более чем в 2 раза на 412 нм, также ощутима разница на 443 и 488 нм, в зеленом диапазоне 531–555 нм изменения незначительны. Рассчитанные по модельным значениям Rrs(λ). индексы цвета, необходимые для корректного расчета *Chl–a*, так же лучше согласуются с данными AERONET (возрастание корреляции на 60% на 412 нм).

Научное содержание раздела опубликовано в работах [Шибанов и др., 2022a; Papkova et al., 2020; Папкова и др., 2021; Шибанов и др, 2022; Kalinskaya et al., 2022; Papkova et al, 2022; Shybanov et al., 2022].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главной целью диссертационной работы стало исследование влияния поглощающего аэрозоля на величину спутникового коэффициента яркости моря и разработка модельной поправки для улучшения результатов. Актуальность настоящей задачи обоснована тем, что при использовании современных алгоритмов экстраполяции (Гордон и Ванг) наблюдается рост ошибок при уменьшении длины волны.. Данное свойство стандартных алгоритмов объясняется неточным описанием вклада мелкодисперсной фракции аэрозольных частиц в радиацию, рассеянную атмосферой. Это означает, что используемые алгоритмы даже при условии чистой атмосферы могут давать большие погрешности. При наличии пылевого аэрозоля ошибки становятся более явными, появляются отрицательные значения в коротковолновой области спектра. С привязкой к коэффициенту яркости в коротковолновой области можно построить новый алгоритм для устранения влияния атмосферы методами интерполяции.

Для решения поставленных задач диссертационного исследования использовались инструменты дистанционного зондирования (MODIS-Aqua), источники натурных измерений спектрального коэффициента яркости моря для Черного моря (AERONET–OC), а так же набор оптических характеристик атмосферы из сети AERONET, таких как аэрозольная оптическая толщина, параметр Ангстрем, альбедо однократного рассеяния (AERONET).

Проводился анализ изменчивости *in situ* измерений яркости моря по данным AERONET–OC в западной части Черного моря. В данной работе впервые предложено использование критерия надежности величин спектрального коэффициента яркости для данных AERONET–OC, который необходим для повышения точности процедуры валидации спутниковых и натурных измерений. С использованием трехпараметрической модели, описанной в подразделе 1.3, обнаружено, что 13% данных имеют явные расхождения. Эти данные были исключены из дальнейшего анализа.

В третьем разделе показано, что индекс цвета *CI(412/443)* слабо изменчив для западной части Черного моря и варьируется в пределах 0,80±0,07, это было подтверждено не только данными со станций AERONET–OC, но и экспедиционными данными с 116го рейса НИС «Проф. Водяницкий». Для других комбинаций набора длин волн, среднее квадратичное отклонение превышало 20%. Данная закономерность служит опорной информацией при разработке регионального алгоритма дополнительной коррекции при наличии пылевого аэрозоля.

В качестве основы алгоритма дополнительной коррекции были предоставлены теоретические выкладки для учета стратификации аэрозоля в уравнении переноса. В подразделе 4.1. показано, что при поглощающем аэрозоле погрешность атмосферной коррекции близка к λ^{-4}. Аналитические выводы, подтвердились при валидации спутниковых и натурных измерений. Для анализа изменчивости *Rrs(λ),* был использован метод главных компонент (*PCA*) для отобранных дат с оценкой вклада первого собственного вектора матрицы ковариации. В данной задаче *PCA* учитывает не просто спектральный коэффициент яркости моря, а разницу натурного значения *Rrs* на длине волны λ нм и спутникового спектрального коэффициента яркости. В результате было найдено, что наибольшая разница присутствует в случае пылевого аэрозоля. При наличии пылевого аэрозоля наблюдается явная систематика, а именно при аппроксимации первого собственного вектора для MODIS-Aqua получено $y = 9 \cdot 10^8 \lambda^{-3.574}$. На основании этого была предложена простая модель, где восстановленные значения спектрального коэффициента яркости могут быть вычислены по формуле (4.9). Новая модель, основана на предположении о малой вариативности индекса цвета (CI) на 412 и 443 нм, что было показано в подразделе 3.2. Таким образом, модельные значения спектрального коэффициента яркости имели лучшую согласованность с натурными значениями, чем спутниковые *Rrs(λ).* В случаях наличия пылевого аэрозоля разработанная модель повышает коэффициент детерминации R^2 между спутниковыми и натурными значениями *Rrs(λ)* более чем в 2 раза на 412 нм. Также ощутима разница на 443 и 488 нм, в зеленом диапазоне 531–555 нм изменения незначительны. Рассчитанные по модельным значениям *Rrs(λ)* индексы цвета, необходимые для корректного расчета *Chl–a*, так же лучше согласуются с данными AERONET-OC (возрастание корреляции на 60% на 412 нм). Улучшение результатов дополнительно подтверждено и независимыми натурными измерениями с 116го рейса НИС «Проф. Водяницкий», что детально рассмотрено в подразделе 4.4.

Разработанная методика в дальнейшем может быть использована и для других акваторий, подверженных влиянию поглощающих аэрозолей (пылевые регионы). Это могут быть другие платформы AERONET с расширением Ocean Color или другие акватории и, где *in situ* измерения имеют достаточное пространственно–временное покрытие. Большим преимуществом разработанного алгоритма является его простота в реализации, возможность использования даже при отсутствии пыли без искажения данных, а так же небольшой набор входных параметров.

СПИСОК УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

L_w – восходящая яркость над поверхностью моря, Вт·м$^{-2}$·ср$^{-1}$

L_{TAO} – яркость на верхней границе атмосферы, Вт·м$^{-2}$·ср$^{-1}$

SMA – алгоритм спектрального сопоставления

SMA – алгоритм спектральной оптимизации

CZCS – Costal Zone Color Scaner

CDOM – Окрашенное растворенное органическое вещество

MODIS – Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

AERONET – Aerosol Robotic Network

a – показатель поглощения, м$^{-1}$

a_d – показатель поглощения детрита, м$^{-1}$

a_{ddm} – показатель поглощения неживой органики, м$^{-1}$

a_{dm} – показатель поглощения растворенного органического вещества, м$^{-1}$

a_p – показатель поглощения взвешенных частиц, м$^{-1}$

a_{ph} – показатель поглощения клеток фитопланктона м$^{-1}$

a^*_{ph} – удельное поглощение клеток фитопланктона, м^2·мг$^{-1}$

a_w – поглощение чистой морской воды, м$^{-1}$

b – показатель рассеяния, м$^{-1}$

b_b – показатель рассеяния назад, м$^{-1}$

b_{bw} – показатель обратного рассеяния чистой воды, м$^{-1}$

b_{bp} – показатель обратного рассеяния частиц взвеси, м$^{-1}$

c – показатель ослабления, м$^{-1}$

C_{ddm} – поглощение неживой органики на длине волны 400 нм, м$^{-1}$

C_{chl} – концентрация хлорофилла (пигментов), мг·м$^{-3}$

h_S – высота Солнца

L – яркость, Вт·м$^{-2}$·ср$^{-1}$

Lt –спектральная яркость восходящего излучения на верхней границе атмосферы, Вт·м$^{-2}$·ср$^{-1}$

L_u – восходящая яркость под поверхностью моря, Вт·м$^{-2}$·ср$^{-1}$

L_{wn}– нормализованная восходящая яркость под поверхностью моря, Вт·м$^{-2}$·ср$^{-1}$

CI – индекс цвета,

Rrs – спектральная отражательная способность дистанционного зондирования, sr–1

n – показатель преломления

p – индикатриса рассеяния, м$^{-1}$·ср$^{-1}$

R – коэффициент диффузного отражения (КДО)

r – Френелевский коэффициент отражения

F_0 – солнечная постоянная,

t – спектральное пропускание атмосферы

T_1, T_2 – коэффициенты пропускания света атмосферой вверх и вниз,

α – параметр спектрального наклона поглощения неживой органики.

γ – угол рассеяния

θ – зенитный угол сканера

θ' –угол преломления, причем $\theta' = \arcsin(\sin\theta / n)$,

θ_S – зенитный угол солнца

λ – длина волны, нм

μ_1, μ_2 – средние косинусы передней и задней половин индикатрисы рассеяния

ρ – коэффициент яркости

ρ_{sea} – общий коэффициент яркости моря

ρ_{surf} – коэффициент яркости водной поверхности

ρ_w – коэффициент яркости моря (водной толщи)

ρ_e – измеренный коэффициент яркости

ρ_m – модельный коэффициент яркости

τ – оптическая толщина атмосферы

AOT – аэрозольная оптическая толщина

τ_r – рэлеевская оптическая толщина

τ_{Oz} – оптическая толщина озона

ϕ – азимут

SSA– альбедо однократного рассеяния

Rd – коэффициента запыленности атмосферы,

AE –параметр Ангстрема,

τ_a^s – АОТ без поглощения,

τ_a^a – оптическая толщина поглощения аэрозолем,

h_a – средняя высота аэрозольной атмосферы, км

τ_m – оптическая толща молекулярной атмосферы,

$h_m \approx 8$ – средняя высота молекулярной атмосферы, км

$p_a(\mu,\mu_0)$, $p_m(\mu,\mu_0)$ – аэрозольная и реллеевская индикатрисы рассеяния.

$\delta_{\text{р}}$– коэффициент деполяризации,

δ– величина ошибки атмосферной коррекции,

δ_{strat}– величина ошибки атмосферной коррекции с учетом стратификации,

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Афанасьев, В. В.* Теория вероятностей / В. В. Афанасьев. – М.: ВЛАДОС, 2007. – 350 с.Берлин– Севастополь: Изд ИКИ АН ГДР, 1987. – Т.2. – ч. I. – С. 53–71.
2. *Иванов А.А.* Введение в океанографию. М.: Мир. 1978.
3. *Калинская Д.В.* Исследование особенностей оптических характеристик пылевого аэрозоля над Черным морем // Екологічна безпека прибережної та шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу. 2012. Т. 26. № 2. С. 151–162.
4. *Калинская Д.В., Суслин В.В.* Простой метод определения источников приземного аэрозоля на основе результатов анализа обратных траекторий. *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2015;8(1):59–67.
5. *Кондратьев К.Я*. Перенос излучения в атмосфере. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 402 с.8, 9. Waters J.W. Absorption and emission by atmospheric gases // In Methods of Experimental Physics. 1976. Vol. 12. Pt B. Academic, New York. P. 142−176.]
6. *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
7. *Корчемкина Е.Н.* Метод определения спектрального показателя поглощения фитопланктона по коэффициенту яркости моря / Е.Н. Корчемкина, Е.Б. Шибанов // Системы контроля окружающей среды. сб. науч. тр – Севастополь, 2005. – С. 90–94.
8. *Корчемкина Е.Н.* Усовершенствование методики атмосферной коррекции для дистанционных исследований прибрежных вод Черного моря // Е.Н. Корчёмкина, Е.Б. Шибанов, М.Е. Ли // Исследование Земли из космоса.– 2009. – № 6. – С. 24–30.

9. *Корчемкина Е.Н., Маньковская Е.В., Райкина А.О.* Биооптические характеристики поверхностных вод черного моря в апреле–мае 2021 года // В книге: Моря России: Год науки и технологий в РФ – Десятилетие наук об океане ООН. Тезисы докладов Всероссийской научной конференции. Севастополь, 2021. С. 261–262

10. *Ли М.Е.* Новые принципы измерения индикатрисы рассеяния в широком диапазоне углов / М.Е. Ли, О.В. Мартынов, Е.Б. Шибанов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: сб. науч. тр. – Севастополь, 2003. – Вып. 8. – С. 194 – 211.

11. *Папкова А. С*, *Калинская Д. В, Папкова Ю. И.*. Особенности идентификации оптических характеристик пылевого аэрозоля методами дистанционного зондирования в ИК–области спектра. Ученые записки физического факультета МГУ. Т 3, 2020.

12. *Папкова, А.С., Шибанов, Е.Б.* Влияние пылевого аэрозоля на результаты атмосферной коррекции спектрального коэффициента яркости Чёрного и Средиземного морей по спутниковым данным MODIS] // Sovremennye Problemy Distantsionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa. 2021. Т.18, № 6. С.46 – 56

13. *Папкова А.С., Папков С.О., Шукало Д.М.* CALIPSO стратификация атмосферного аэрозоля с экологической оценкой над Черноморским регионом // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 1. С. 234-242.doi: 10.21046/2070-7401-2020-17-1-234-242

14. *Паршиков С.В.* Дистанционное зондирование оптически активных примесей с применением коротковолнового участка спектра / С.В.Паршиков, М.Е. Ли // Автоматизированные системы контроля состояния морской среды: сб. науч. тр. – Севастополь, 1992. – С. 65–78.

15. *Показеев, К.В.* Океанология. Оптика океана: учебное пособие для вузов/ К.В.Показеев, Т.О.Чаплина. — Москва: Издательство Юрайт, 2023.— 270 с.

16. *Суетин В.С., Королев С.Н.* Использование спутниковых данных для определения характеристик поглощения света в водах Черного моря. Морской гидрофизический журнал. 2021;37(2):222–232. https://doi.org/10.22449/0233–7584–2021–2–222–232
17. *Суетин В.С., Королев С.Н., Суслин В.В., Кучерявый А.А.* Проявление особенностей оптических свойств атмосферного аэрозоля над Черным морем при интерпретации данных спутникового прибора SeaWiFS // Мор. гидрофиз. журн. 2004. Т. 1. С. 69–79.
18. *Суетин В.С., Королев С.Н., Суслин В.В., Кучерявый А.А.* Проявления атмосферных искажений в данных спутникового прибора SeaWiFS в окрестности океанографической платформы в Кацивели летом 2002 г. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2004. Т. 11. С. 174–183
19. *Толкаченко Г.А., Мартынов О.В., Шибанов Е.Б.* Методика измерения спектральной яркости культур фитопланктона // В сб. Системы контроля окружающей среды, под ред. Гайского В.А., МГИ НАНУ, Севастополь.– 2001.– с. 47–56.
20. *Чандрасекар С.* Перенос лучистой энергии / С. Чандрасекар. – ИЛ, 1953. –431 с.
21. *Чурилова Т.Я., Берсенева Г.П.* Поглощение света фитопланктоном, детритом и растворенным органическим веществом в прибрежном районе Черного моря (июль–август 2002 г) // Мор. гидрофиз. журн. 2004. №4. С. 39–50.
22. *Шибанов Е.Б.* Восстановление биооптических характеристик вод Черного моря при условии постоянства коэффициента яркости на длине волны 400mнм / Е.Б. Шибанов, Е.Н. Корчемкина // Морской гидрофизический журнал. –2008. – №1. – С. 38–50.
23. *Шибанов Е.Б.* Методика восстановления коэффициента яркости моря по измерениям с самолета / Е.Б. Шибанов, В.А. Урденко // Дистанционное зондирование моря с учетом атмосферы. Программа "Интеркосмос". Москва–

24. *Шибанов, Е.Б., Папкова, А.С., Калинская, Д.В.* Особенности использования алгоритмов атмосферной коррекции для восстановления яркости черного моря в дни пылевых переносов по спутниковым данным Modis // Оптика атмосферы и океана. 2022a. Т.35, № 7 (402). С.532–538 DOI: 10.15372/AOO20220703
25. *Шибанов, Е.Б., Папкова, А.С.* Особенности работы алгоритмов атмосферной коррекции Ocean Color при расчёте спектрального коэффициента яркости моря для различных состояний атмосферы // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. №6, С. 38-46.
26. *Ahmad, Ziauddin, Bryan A. Franz, Charles R. McClain, Ewa J. Kwiatkowska, Jeremy Werdell, Eric P. Shettle, and Brent N. Holben*. 2010. “New Aerosol Models for the Retrieval of Aerosol Optical Thickness and Normalized Water–Leaving Radiances from the SeaWiFS and MODIS Sensors over Coastal Regions and Open Oceans.” Applied Optics 49 (29): 5545
27. *Antoine D.; Morel A.* A multiple scattering algorithm for atmospheric correction of remotely sensed ocean color (MERIS instrument): Principle and implementation for atmospheres carrying various aerosol including absorbing ones. Int. J. RemoteSens. 1999, 20, 1875–1916.
28. *Bailey, S.W. and Werdell, P.J.* (2006) A Multi–Sensor Approach for the On–Orbit Validation of Ocean Color Satellite Data Products. Remote Sensing of Environment, 102, 12–23. https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.01.015
29. *Balch W.M., Bowler B.C.,. Drapeau D.T, Lubelczyk L.C, Lyczkowski E.* Vertical distributions of Coccolithophores, PIC, POC, Biogenic Silica, and Chlorophyll a throughout the Global Ocean Glob. Biogeochem. Cycles, 32 (2018), pp. 2–17,
30. *Balch W.M., Drapeau D.T, Bowler B.C., Lyczkowski E, Booth E.S.* The contribution of coccolithophores to the optical and inorganic carbon budgets during the Southern Ocean Gas Exchange Experiment: new evidence in support of the Great Calcite Belt hypothesisJ. Geophys. Res. Ocean, 116 (2011), pp. 1–14, 10.1029/2011JC006941

31. *Basart, S. and Pérez, C. and Cuevas, E. and Baldasano, J. M. and Gobbi, G. P*. Aerosol characterization in Northern Africa, Northeastern Atlantic, Mediterranean Basin and Middle East from direct–sun AERONET observations,2009,Atmos. Chem. Phys.,V.9,pp. 8265—8282

32. *Bricaud, A., Babin,M., Morel, A., Claustre*. Variability in the chlorophyll–specific absorption coefficients of natural phyto–plankton: Analysis and parameterization, J. Geophys. Res, 1995, Vol. 100, pp. 13321–13332. DOI : 10.1029/95JC00463

33. *Brown C.W., Yoder J.A.* Coccolithophorid blooms in the global ocean J. Geophys. Res., 99 (1994), pp. 7467–7482, 10.1029/93JC02156

34. *Chomko, R.; Gordon, H.R.* Atmospheric correction of ocean color imagery: Use of the Junge power–law aerosol size distribution with variable refractive index to handle aerosol absorption. Appl. Opt. 1998, 37, 5560–5572

35. *Cokacar T., Kubilay N , Oguz T.* Structure of Emiliania huxleyi blooms in the Black Sea surface waters as detected by Sea WIFS imagery Geophys. Res. Lett., 28 (2001), pp. 4607–4610, 10.1029/2001GL013770

36. *Davies C. N*. Size distribution of atmospheric particles, J.Aerosol Sci. 5, 293–300 (1974)

37. *Deirmendjian D.,* Scattering and polarization properties ofwater clouds and hazes in the visible and infrared, Appl.Opt. 3, 187–196 (1964).

38. *Dubovik, O. and M. D. King,* A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements, J. Geophys. Res., 105, 20,673–20,696, 2000.

39. *Dubovik, O., A. Smirnov, B.N. Holben, M.D. King, Y. J. Kaufman, T.F. Eck and I. Slutsker, A*ccuracy assessment of aerosol optical properties retrieval from AERONET sun and sky radiance measurements, J. Geophys. Res 105, 9791–9806, 2000

40. *Frećhet M.* Les élements aléatoires de nature quelconque dans un espace distancié. Ann. Inst. H. Poincaré, 10 (1948), 215–310.

41. *Frouin, R., Duforêt, L., and Steinmetz, F.* (2014). “Atmospheric correction of satellite ocean–color imagery in the presence of semi–transparent clouds,” in Proceedings SPIE (Beijing), 926108.

42. *Gkikas, A., Proestakis, E., Amiridis, V., Kazadzis, S., Di Tomaso, E., Tsekeri, A., Marinou, E., Hatzianastassiou, N., and Pérez García–Pando, C.: ModIs* . Dust AeroSol (MIDAS): a global fine–resolution dust optical depth data set, Atmos. Meas. Tech., 14, 309–334, https://doi.org/10.5194/amt–14–309–2021, 2021.

43. *Gordon H.R.* Can the Lambert–Beer low be applied to the diffuse attenuation coefficient of ocean water // Limnology and Oceanography. 1989. V. 34. No. 8. P. 1389–1409.

44. *Gordon, H. R.* (1978). Removal of atmospheric effects from satellite imagery of the oceans. Appl. Opt. 17:1631. doi: 10.1364/AO.17.001631

45. *Gordon, H. R., Wang, W.* (1994). Influence of oceanic whitecaps on atmospheric correction of SeaWiFS. Applied Optics 33(33), 7754–7763. doi:10.1364/ao.33.007754

46. *Gordon, H.R.; Du, T.; Zhang, T.* Remote sensing of ocean color and aerosol properties: Resolving the issue of aerosol absorption. Appl. Opt. 1997, 36, 8670–8684

47. *Hänel G.* The properties of atmospheric aerosol particles asfunctions of the relative humidity at thermodynamic equili–brium with the surrounding moist air, Advances in Geophy–sics, H. E. Landsberg and J. V. Miehem, eds. (Academic, 1976),Vol. 19.

48. *Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanré D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A.,* AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization, Remote Sensing of Environment,Volume 66, Issue 1,1998,Pages 1–16.

49. *Howard R, Gordon and Menghua Wang*, "Retrieval of water–leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm," Appl. Opt. 33, 443–452 (1994)

50. *Hu C., Feng L., Lee Z., Franz B. A., Bailey S. W., Werdell P. J., & Proctor C. W.* (2019). Improving satellite global chlorophyll a data products through algorithm refinement and data recovery. Journal of Geophysical Research: Oceans, 124(3), 1524–1543, doi: 10.1029/2019JC014941

51. *Hu C., Lee Z., & Franz B.* (2012). Chlorophyll a algorithms for oligotrophic oceans: A novel approach based on three–band reflectance difference . Journal of Geophysical Research, 117(C1).

52. *Iglesias–Rodríguez M.D., Brown C.W., Doney S.C., Kleypas J., Kolber D. Z. et al.* Representing key phytoplankton functional groups in ocean carbon cycle models: coccolithophorids Glob. Biogeochem. Cycl., 16 (2002), 10.1029/2001gb00145447–1–47–20

53. IOCCG (2000) Remote sensing of ocean colour in coastal, and other optically–complex, waters. Sathyendranath, S. (ed.), Reports of the International Ocean–Colour Coordinating Group,No. 3, IOCCG, Dartmouth, Canada. – 140 p

54. IOCCG (2006). “Remote sensing of inherent optical properties: fundamentals, tests of algorithms, and applications,” in Report No. 5 of the International Ocean–Colour Coordinating Group, ed Z. Lee (Dartmouth, NS: IOCCG), 126.

55. IOCCG (2007). “Ocean–colour data merging,” in Report No. 6 of the International Ocean–Colour Coordinating Group, ed W. W. Gregg (Dartmouth, NS: IOCCG), 68.

56. IOCCG (2008). “Why ocean colour? the societal benefits of ocean–colour technology,” in Report No. 7 of the International Ocean–Colour Coordinating Group, eds T. Platt, N. Hoepffner, V. Stuart, and C. Brown (Dartmouth, NS: IOCCG), 141.

57. IOCCG (2010). “Atmospheric correction for remotely–sensed ocean–colour products,” in Reports No. 10 of the International Ocean–Colour Coordinating Group, ed M. Wang (Dartmouth, NS: IOCCG), 78.

58. IOCCG (2012). “Mission requirements for future ocean–colour sensors,” Report No. 13 of the International Ocean–Colour Coordinating Group, eds McClain and Meister (Dartmouth, NS: IOCCG), 106.

59. IOCCG (2013). “In–flight calibration of satellite ocean–colour sensors,” Report No. 14 of the International Ocean–Colour Coordinating Group, ed R. Frouin (Dartmouth, NS: IOCCG), 106.

60. IOCCG (2014). “Phytoplankton functional types from space,” Report No. 15 of the International Ocean–Colour Coordinating Group, ed S. Sathyendranath (Dartmouth, NS: IOCCG), 156.

61. *Jamet, C., Moulin, C., and Thiria, S.* (2004). Monitoring aerosol optical properties over the Mediterranean from SeaWiFS images using a neural network inversion. Geophys. Res. Lett. 31:L13107. doi: 10.1029/2004GL019951

62. *Junge C. E.* Our knowledge on the physico–chemistry ofaerosols in the undisturbed marine environment, J. Geophys.Res. V. 77, 5183–5200 (1972).

63. *Kalinskaya, D., Papkova, A., Papkova, Y., Gurov, K.* Quality assessment of the aerosol optical depth by AERONET, MODIS and CALIPSO over the western part of the Black sea region // International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM. 2019. T.19, № 4.1. C.1041-1046

64. *Kalinskaya, D.V., Papkova, A.S.* Optical characteristics of atmospheric aerosol from satellite and photometric measurements at the dust transfers dates // Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering. 2020.**T.**11560, **C.**№ 115603S

65. *Kalinskaya, D.V., Papkova, A.S.* Effect of the absorbing aerosol on the value of the brightness spectral factor by AERONET data and MODIS satellite data over the Black sea region // Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering. 2019. T.11208, C.112084R

66. *Kalinskaya, D.V., Papkova, A.S.* Identification of the marine aerosol by the CALIPSO radiometer over the Black sea for 2017 // Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering. 2018. T.10833, C.UNSP 108335K

67. *Kalinskaya, D.V., Papkova, A.S.* Influence of dust transfers on aerosol asymmetry factor over the Black Sea region according to AERONET data // Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering. 27th International

Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics 2021Moscow5 July 2021 до 9 July 2021. 2021. T.11916, C.№ 1191645

68. *Kalinskaya, D.V.; Papkova, A.S.* Why Is It Important to Consider Dust Aerosol in the Sevastopol and Black Sea Region during Remote Sensing Tasks? A Case Study. *Remote Sens.* **2022**, *14*, 1890.

69. *Kim, M.H., Omar, A. H., Tackett, J. L., Vaughan, M. A., Winker, D. M., Trepte, C. R., Hu, Y., Liu, Z., Poole, L. R., Pitts, M. C., Kar, J., and Magill, B. E.:* The CALIPSO version 4 automated aerosol classification and lidar ratio selection algorithm, Atmos. Meas. Tech., 11, 6107–6135, 2018.

70. *Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Sheberstov S.V., Vazyulya S.V., Kravchishina M.D., Pautova L., Silkin V.A., Artemiev V.A., Grigoriev V.* Satellite monitoring of coccolithophore blooms in the Black Sea from ocean color data // Remote Sensing of Environment. 2014. V. 146. P. 113–123.

71. *Korchemkina E.N., Kalinskaya D.V.* Algorithm of additional correction of level 2 remote sensing reflectance data using modelling of the optical properties of the black sea waters. Remote Sensing. 2022. Т. 14. № 4.

72. *Kubryakov A.A., Mikaelyan A.S., Stanichny S. V.* Summer and winter coccolithophore blooms in the Black Sea and their impact on production of dissolved organic matter from Bio–Argo data // Journal of Marine Systems. 2019. Vol. 199. 103220.

73. *Lee J, Hsu NC, Sayer AM, Bettenhausen C, Yang P.* AERONET–based nonspherical dust optical models and effects on the VIIRS Deep Blue/SOAR over–water aerosol product. J Geophys Res Atmos. 2017 Oct 16;122(19):10384–10401. doi: 10.1002/2017jd027258.

74. *Li J., Carlson B. E. and Lacis A. A.* (2015), Using single–scattering albedo spectral curvature to characterize East Asian aerosol mixtures. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120: 2037– 2052. doi:10.1002/2014JD022433.

75. *Lobkov, V.A.*Odessa region of the Black Sea: hydrobiology of the pelagic and benthal. IMB Monographies 2017,p.320.

76. *Mikaelyan A.S., Pautova L.A., Pogosyan S.I., Sukhanova I.N.* Summer bloom of coccolithophorids in the northeastern Black Sea // Oceanology. 2005. T. 45. C. S127.
77. *Mikaelyan A.S., Silkin V.A., Pautova L.A.* Coccolithophorids in the Black Sea: their interannual and long–term changes // Oceanology. 2011. T. 51. №. 1. C. 39–48.
78. *Mitchell C., Hu C., Bowler B., Drapeau D., Balch W.M.* Estimating particulate inorganic carbon concentrations of the global ocean from ocean color measurements using a reflectance difference approach J. Geophys. Res. Ocean, 122 (2017), pp. 8707–8720, 10.1002/2017JC013146
79. *Mobley C. D*. Phase function effects on oceanic light fields / C.D. Mobley,L.K. Sundman, E. Boss // Appl. Opt. – 2002. – Vol. 41. – P. 1035–1050.
80. *Mobley, C. D., Werdell, J., Franz, B., Ahmad, Z., and Bailey,S.*: Atmospheric Correction for Satellite Ocean Color Radiom–etry, National Aeronautics and Space Administration, Washing–ton, DC, USA, https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/docs/technical/NASA–TM–2016–217551.pdf (last access: 18 August 2022),2016.(4):
81. *Morel A, Voss Kj, Gentili B*. Bidirectional reflectance of oceanic waters – a comparison of modeled and measured upward radiance fields. Journal of Geophysical Research. Oceans, 1995, 100 (C7), pp.13143–13150.
82. *Morel A., Prier L.* Analysis of variations in ocean color // Limnol. Oceanogr. 1977. V. 22. No. 4. P. 709–722.
83. Morel, A.; Prieur, L. Analysis of variations in ocean color. Limnol. Oceanogr. 1977, 22, 709–722.
84. *Müller M.N.. O*n the genesis and function of coccolithophore calcification Front. Mar. Sci., 6 (2019), p. 49, 10.3389/fmars.2019.00049
85. *O'Reilly, J.E. and Werdell, P.J.* (2019) Chlorophyll algorithms for ocean color sensors – OC4, OC5 & OC6. Remote Sensing of Environment, 229, pp.32–47. DOI: https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.04.021.
86. *O'Reilly, J.E., Maritorena, S.,Mitchell, B. G., Siegel, D. A., Carder, K. L., Garver, S. A., Kahru, M., & McClain, C. R*. (1998). Ocean color chlorophyll algorithms for

SeaWiFS, Journal of Geophysical Research 103, 24937–24953, doi: 10.1029/98JC02160.
87. *Papkova A. S., Kalinskaya D. V., Shybanov E. B,* "Atmospheric correction according to the MODIS and VIIRS satellite data with considering the atmospheric pollution factor by a combination of different types of aerosol," 2022. Proc. SPIE 12341, 28th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 123414G
88. *Papkova A., Papkova Y., Shukalo D.* Modelling episode of Saharan dust transfer over the Black Sea according to the WRF model and MODIS satellite data E3S Web Conf., 285 (2021) 08004
89. *Papkova, A., Papkov, S., Shukalo, D.* Modelling the generation of dusty marine aerosol by expeditionary data and remote sensing methods over the Black Sea region // E3S Web of Conferences. 2020. T.224, C.№ 02031
90. *Pearson K.*, On lines and planes of closest fit to systems of points in space, Philosophical Magazine, (1901) 2, 559—572;
91. *Penndorf R.*, "Tables of the Refractive Index for Standard Air and the Rayleigh Scattering Coefficient for the Spectral Region between 0.2 and 20.0 μ and Their Application to Atmospheric Optics," J. Opt. Soc. Am. 47, 176–182 (1957).
92. *Plass G.N.* Matrix Operator Theory II. Scattering from Maritime Haze G.N. Plass, G.W Kattawar., F.E. Catchings // Appl. Opt. – 1973. – Vol. 12. – P. 1071–1084.
93. *Preisendorfer R.W.* Hydrologic Optics / R.W. Preisendorfer // VOLUME II,Chapter 3, The Interaction Principle, Joint Tsunami Research Effort, Honolulu Hawaii, U.S. Department of Commerce, NOAA, Environmental Research Laboratories, Pacific Marine Environmental Laboratory, 1976. – P. 188–400.
94. *Ruddick K.G., Voss K, Boss E, Castagna A, Frouin R, Gilerson A, Hieronymi M, Johnson BC, Kuusk J, Lee Z, Ondrusek M, Vabson V, Vendt R.* A Review of Protocols for Fiducial Reference Measurements of Water–Leaving Radiance for Validation of Satellite Remote–Sensing Data over Water. Remote Sensing. 2019; 11(19):2198. https://doi.org/10.3390/rs11192198

95. *Schoeberl, M. R., and P. A. Newman,* A multiple–level trajectory analysis of vortex filaments, J. Geophys. Res., 100, 25,801–25,816, 1995

96. *Shettle, E. P., Fenn, R. W.* (1976) Models of the Atmospheric Aerosols and their Optical Properties, in AGARD Conference Proceedings No. 183 Optical Propagation in theAtmosphere AGARD–CP–183, available from the U.S. National Technical Information Service, AD A028–615.

97. *Shibanov E.B.* Numerical method for the solution of the equation of radiation transfer. Reflection and transmission coefficients for an optically thin plane–parallel layer / E.B. Shibanov // Physical Oceanography. – 2005. – V. 15, Issue 3. – P. 192–202. doi: 10.1007/s11110–005–0041–2.

98. *Smith R.C.* Optical properties of clearest natural waters (200–800 nm) // Appl. Optics. 1981. V. 20. P. 177–184.

99. *Sosik H.M.* Light absorption by phytoplankton, photosynthetic pigments and detritus in California Current System / H.M. Sosik, B.G. Mitchell // Deep–Sea Res. – 1995. –Vol. 42. – № 10. – P. 1717–1748.

100. *Suslin, V.V.; Slabakova, V.K.; Kalinskaya, D.V.; Pryakhina, S.F.; Golovko, N.I*. Optical features of the Black Sea aerosol and the sea water upper layer based on in situ and satellite measurements. *Phys. Oceanogr.* **2016**, *1*, 20–32.

101. *Suslin, V.V.; Suetin, V.S.; Korolev, S.N.; Kucheryaviy, A.A*. Desert dust effects in the results of atmospheric correction of satelle sea color observations. In Proceedings of the 4th International Conference on Current Problems in Optics of Natural Waters, Nizhny Novgorod, Russia, 11–15 September 2007; pp. 184–187

102. Shybanov E.B. and **Papkova A.S.,** Algorithm for Additional Correction of Remote Sensing Reflectance in the Presence of Absorbing Aerosol: Case Study // PHYSICAL OCEANOGRAPHY. 2022. *Т.* 29(6). С. 688-706. doi:10.22449/1573-160X-2022-6-688-706

103. *Sylvester J.J.*, On the reduction of a bilinear quantic of the nth order to the form of a sum of n products by a double orthogonal substitution, Messenger of Mathematics, 19 (1889), 42–46.

104. *Thuillier, G., Hersé, M., Labs, D., et al***.** (2003).The solar spectral irradiance from 200 to 2400 nm as measured by the SOLSPEC spectrometer from the Atlas and Eureca missions. Solar Physics 214: 1. doi:10.1023/A:1024048429145

105. *Viollier M.* An algorithm for remote sensing of water color from space / M. Viollier , D. Tanre, P.Y. Deschamps // Boundary–Layer Meteorol. – 1980. – Vol.18. – No.3. – P. 247–267

106. *Werdell P.J., Bailey S.W.* The SeaWiFS Bio–Optical Archive and Storage System (SeaBASS): Current Architecture and Implementation // NASA /TM 2002–211617. Goddard Space Flight Center. Greenbelt, Maryland. 2002.

107. *Werdell P.J., Bailey S.W.* The SeaWiFS Bio–Optical Archive and Storage System (SeaBASS): Current Architecture and Implementation // NASA /TM 2002–211617. Goddard Space Flight Center. Greenbelt, Maryland. 2002.

108. *Whitby, K. T., Cantrell, B.* (1975) Atmospheric aerosols – Characteristicsand measurements, International Conf. on Environmental Sensing andAssessment, 2, Las vegas, Nev., 14–19 Septe–mer 1975

109. *William D. Philpot*, Radiative transfer in stratified waters: a single–scattering approximation for irradiance, Appl. Opt. 26, 4123–4132 (1987)

110. *Zibordi G., Mélin F., Berthon J.F., Talone M.*. In situ autonomous optical radiometry measurements for satellite ocean color validation in the Western Black SeaOcean Sci., 11 (2015), pp. 275–286, 10.5194/os–11–275–2015

111. *Zibordi, G., Holben, B., Slutsker, I., Giles, G., D'Alimonte, D., Melin, F., Berthon, Vandemark J. F., Feng D., Schuster H., Fabbri G., Kaitala B. E., Seppala J.* (2009). AERONET–OC: A Network for the Validation of Ocean Color Primary Products. J. Atmos. and Oceanic Technology. 26, 1634–1651.