

УДК 504.3.054

Особенности использования алгоритмов атмосферной коррекции для восстановления яркости Черного моря в дни пылевых переносов по спутниковым данным MODIS

Е.Б. Шибанов, А.С. Папкина, Д.В. Калинская✉*

*Морской гидрофизический институт РАН
299011, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2*

Поступила в редакцию 29.09.2021 г.;
после доработки 18.04.2022 г.;
принята к печати 16.05.2022 г.

Для акватории Черного моря рассмотрены три периода пылевых переносов и отобраны даты наиболее интенсивного их воздействия. В ходе анализа спутниковых снимков MODIS Aqua были определены вероятные пиксели пыли, подтвержденные натурными измерениями наземных фотометров CIMEL-318 (станции AERONET). Далее с использованием метода главных компонент (ковариационного анализа) оценивалось влияние пыли на изменчивость коэффициента спектральной яркости моря. В случаях пылевых переносов спектральные свойства первого собственного вектора величины яркости объясняются наличием поглощающего аэрозоля. Эффект поглощения проявляется в уменьшении яркости в направлении наблюдения, при этом максимум первого собственного вектора приходится на коротковолновую область спектра. В случае чистой атмосферы первый собственный вектор, в меньшей степени подверженный ошибкам атмосферной коррекции, принимает минимальные значения в коротковолновой области спектра, а его максимум лежит в середине видимого диапазона.

Ключевые слова: атмосферная коррекция, яркость моря, пылевой аэрозоль, АОТ, микрочастицы, концентрация, MODIS, AERONET, HYSPLIT; atmospheric correction, remote sensing, reflectance, dust aerosol, AOD, microparticles, concentration, MODIS, AERONET, HYSPLIT.

Введение

По данным, полученным в результате зондирования Земли из космоса, можно определить значения коэффициента яркости света, отраженного системой «атмосфера — подстилающая поверхность». Задача атмосферной коррекции состоит в исключении из коэффициента яркости таких атмосферных эффектов, как газовое поглощение, рэлеевское рассеяние, а также аэрозольное поглощение и рассеяние. При этом для спектральных каналов, расположенных вне полос существенного газового поглощения, выполняется коррекция только эффектов, возникших из-за взаимодействия света с аэрозолями и при рэлеевском рассеянии.

В ранних версиях алгоритмов атмосферной коррекции, используемых для обработки данных CZCS (Costal Zone Color Scanner), спектральные свойства аэрозольного рассеяния в видимой области определялись по упрощенному алгоритму [1] в предположении, что вклад молекулярного и аэрозольного рассеяний в суммарный сигнал, измеряе-

мый 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 [2].

Для описания спектральных свойств аэрозольного рассеяния H.R. Gordon [1] ввел величину $\epsilon(\lambda_i, \lambda_j)$, где λ_i, λ_j — произвольные длины волн. Согласно алгоритмам атмосферной коррекции величина $\epsilon(\lambda_{IR1}, \lambda_{IR2})$ равна отношению коэффициентов отражения аэрозольной атмосферы в ближней ИК-области спектра в линейном приближении и может быть получена по данным спутниковых измерений, например, $\epsilon(\lambda_{IR1}, \lambda_{IR2})$ в ближнем ИК-диапазоне для спектрорадиометра MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) и сканера цвета SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) на длинах волн $\lambda = 750, 870$ нм [3, 4].

Выбирались две такие модели аэрозоля, чтобы $\epsilon(\lambda_{IR1}, \lambda_{IR2})$ была линейной комбинацией ближайших

* Евгений Борисович Шибанов (e-shybanov@mail.ru);
Анна Станиславовна Папкина (anna.papkova@gmail.com);
Дарья Владимировна Калинская (kalinskaya_d_v@mail.ru).

модельных величин $\varepsilon_{\text{mod}}(\lambda_{IR1}, \lambda_{IR2})$, где $\lambda_{IR1}, \lambda_{IR2}$ — выбранные для атмосферной коррекции длины волн в ИК-области спектра. Практика использования этих алгоритмов показала, что при изменении геометрии визирования (включая зенитный и азимутальный углы Солнца) чаще всего приходится выбирать другую модель аэрозоля [5]. 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 $\lambda = 412$ и 443 нм [6]. Математические оценки показывают, что погрешность экстраполяции величины аэрозольного рассеяния на длине волны λ пропорциональна величине, являющейся полиномом второй степени от волнового числа $k = 2\pi/\lambda$:

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

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 работы [7] и объясняется неточными оценками вклада мелкодисперсной фракции аэрозольных частиц в радиацию, рассеянную атмосферой.

Случаи пылевых выносов характеризуются тем, что средняя высота расположения поглощающих частиц заметно больше, чем у аэрозолей промышленного и континентального типов [8, 9]. В воздухе 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. Этим обусловлена дополнительная погрешность атмосферной коррекции, которая выражается полиномом четвертой степени от волнового числа. Влияние перечисленных факторов усугубляется нелинейной зависимостью яркости рассеянной радиации от оптических толщин молекулярной и аэрозольной компонент.

В результате получаем комбинацию ошибок атмосферной коррекции значений спектральной яркости восходящего излучения, для которых проводим анализ статистическим методом. В настоящей работе используются данные сканера цвета MODIS, установленного на спутнике Aqua. Спутниковый датчик измеряет спектральную яркость восходящего излучения на верхней границе атмосферы, которая в значительной степени определяется вкладами атмосферы и отражения от поверхности (http://d33.infospace.ru/d33_conf/tarusa2014/pdf/Kopelevich-lecture.pdf).

Спектральная яркость выходящего из воды излучения определяется оптическими свойствами морской воды, которые зависят от количественного и качественного составов содержащегося в ней ве-

щества. Размер, форма и химический состав аэрозольных частиц также определяют их поглощающие и рассеивающие свойства и, следовательно, яркость, получаемую прибором дистанционного зондирования. Так как поглощающий аэрозоль ухудшает качество стандартных спутниковых продуктов, идентификация пыли и определение ее оптических свойств является сложной задачей, актуальной для акватории Черного моря [10–12].

Цели настоящей работы — определить периоды пылевого переноса по спутниковым и натурным данным и выделить даты его наиболее интенсивного влияния на оптические характеристики: 1) атмосферы над Черноморским регионом; 2) поверхностного слоя Черного моря, а также по спутниковым данным определить вероятные места локализации пыли, для которых необходимо провести анализ результатов натурных измерений фотометров CIMEL-318 (ближайших станции AERONET), чтобы оценить пространственно-временную изменчивость характеристик пылевого аэрозоля. В задачи работы входит доказательство необходимости учета стратификации аэрозоля в случае пылевых выносов. Считается, что причиной ошибок атмосферной коррекции является неадекватность оценки оптических свойств аэрозоля в видимом диапазоне длин волн по измерениям яркости восходящего излучения в ближней ИК-области спектра.

Приборы, методика и материалы

Для исследования взаимосвязи между процессами, происходящими на Земле, разрабатываются модели, способные объяснить нынешние и предсказать будущие изменения. Моделирование процессов требует регулярного получения и анализа объективных данных о разных компонентах окружающей среды. Такие данные должны покрывать всю поверхность Земли, накапливаться в течение длительного периода и охватывать широкий спектр излучения. С учетом этих требований была разработана программа EOS (Earth Observing System). В рамках программы EOS 18 декабря 1999 г. был запущен спутник EOS-AM (под названием Terra) и спутник EOS-PM (Aqua). Спутники имеют солнечно-синхронные полярные орбиты (высота — 705 км, период обращения — 99 мин, наклонение — 98,2°; EOS-AM пересекает экватор, двигаясь с севера на юг в 10:30 по местному времени, а EOS-PM — с юга на север — в 13:30). Спектрорадиометр MODIS — ключевой прибор на борту спутников Terra и Aqua. С 2005 г. данные MODIS регулярно используются алгоритмами Ocean Color [13]. В настоящей работе использовались данные MODIS, полученные в 10 каналах (412, 443, 469, 488, 531, 547, 555, 645, 667, 678 нм).

В качестве натурных используются результаты измерений яркости моря L_{wn} на трех прибрежных станциях AERONET на западе Черного моря: Galata_Platform (43,045° с.ш., 28,193° в.д.) в Болгарии, Eforie (44,075° с.ш., 28,632° в.д.) и Gloria (44,6° с.ш., 29,36° в.д.; с 2019 г. переименована

в Section_7) в Румынии. Станция Gloria находится в районе выноса дунайских вод (отклик по береговой линии), и данные о яркости морской поверхности могут отличаться от данных Galata Platform при одинаковых атмосферных условиях. Такой выбор станций обусловлен расширенными возможностями автоматизированных солнечных фотометров фирмы CIMEL (Париж, Франция) марки CE-318 для морских радиометрических измерений с целью определения нормализованной яркости моря $L_{\text{wn}}(\lambda)$ в дополнение к регулярным измерениям оптических свойств атмосферного аэрозоля. Система SeaPRISM (SeaWiFS Photometer Revision for Incident Surface Measurements) по измерениям фотометров CIMEL регистрирует коэффициенты яркости неба и моря с программируемыми углами обзора и азимута на девяти центральных длинах волн: 400; 412,5; 442,5; 490; 510; 560; 620; 665 и 667 нм.

AERONET-OC является компонентом Ocean Color аэрозольной роботизированной объединенной сети приборов и архива данных AERONET, управляемой Центром космических полетов Годдарда (GSFC) США. В настоящей работе используются данные AERONET-OC $L_{\text{wn}}(\lambda)$, основанные на методе, предложенном в [14]. Значения $L_{\text{wn}}(\lambda)$ представляются в размерности $\text{мВт} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{ср}^{-1} \cdot \text{мкм}^{-1}$. Более подробную информацию о сети AERONET и ее приложении Ocean Color можно найти в [15]. Также на основании ряда оптических параметров, предоставленных AERONET, можно подтвердить наличие пылевого аэрозоля над акваторией Черного моря (повышенные значения аэрозольной оптической толщины (AOT), пониженные показатели Ангстрема (α)). Для дополнительной информации о поглощающей природе аэрозоля именно пустынного происхождения анализировались 7-дневные обратные траектории движения аэрозолей.

Результаты и обсуждение

Предположим, что на основе подспутниковых измерений можно определить оптические характеристики аэрозоля в видимой области и использовать эту информацию в процедуре атмосферной коррекции. Однако аэрозоль стратифицирован по высоте и в зависимости от характера его вертикального распределения возможен неправильный учет ослабления радиации аэрозолем в алгоритмах атмосферной коррекции. Такая закономерность должна проявиться в статистическом анализе результатов Level-2 (L2) методом главных компонент как в средних величинах спектрального коэффициента яркости, так и в спектральной зависимости первого собственного вектора. Стоит отметить, что первый собственный вектор, если на него приходится 80% дисперсии и более, повторяет ход дисперсии, в данном случае ее спектральную зависимость.

В настоящей работе по данным сканера цвета MODIS Aqua были выбраны периоды пылевых переносов и даты их особой активности. Для исследуемых дат были определены вероятные пиксе-

ли пыли (отбирались пиксели, для которых $\text{AOT} > 0,27$ и $\alpha < 0,7$, подтвержденные натурными измерениями наземных фотометров CIMEL-318). Также для этих дат был проведен анализ AOT, α и распределения аэрозольных частиц по размерам. Далее с использованием метода главных компонент (ковариационного анализа) оценивалось влияние пыли на изменчивость коэффициента спектральной яркости моря. Этот математический метод позволяет оценить соответствие критерию ошибочности процедуры атмосферной коррекции, а именно выявить отрицательные значения коэффициента яркости морской воды (как правило, в коротковолновой области). Для вод Черного моря вследствие куполообразной формы кривой спектральной изменчивости коэффициента яркости признаком ошибок работы алгоритмов следует считать возрастание первого собственного вектора по направлению к коротковолновому участку спектра. При этом следует обратить внимание на монотонный характер спектральных кривых, описывающих рассеяние света аэрозолем в видимой области. Тогда наличие точек перегиба в спектре первого собственного вектора будет говорить об изменении вклада сигнала, выходящего из толщи моря.

Особое внимание уделялось данным за весенне-летний период, когда в Черноморском регионе наблюдается самая интенсивная и длительная фаза переноса пылевого аэрозоля со стороны аридных районов [16]. Еще один критерий выбора дат — минимальная облачность над исследуемым регионом и отсутствие спутниковой засветки (т.е. пикселей спутниковых изображений с флагами ошибок Nythlights), так как ее наличие и одновременно присутствие интенсивного пылевого переноса не позволяют восстановить с высокой степенью достоверности оптические характеристики поверхностного слоя моря.

В результате были получены три даты переноса со стороны пустыни Сахары: 18 июня 2016 г., 28 мая 2019 г. и 1 июля 2021 г. Особенность отобранных спутниковых снимков — наличие пылевого переноса преимущественно над западной частью Черного моря (рис. 1, а–в), где расположены станции Galata Platform, Eforie и Gloria.

По результатам натурных измерений ослабления прямой солнечной радиации, полученных на черноморских станциях AERONET, были проанализированы AOT на $\lambda = 560$ и 870 нм, а также α , определенный из измерений AOT на $\lambda = 440$ и 870 нм в отобранные даты, и проведен сравнительный анализ полученных величин со среднемесячными значениями (таблица).

Для всех рассматриваемых дат среднедневные AOT на всех длинах волн превышали среднемесячные более чем в 1,5 раза. Также по данным AERONET был проанализирован вклад крупнодисперсных и мелкодисперсных частиц в общее распределение дневного хода AOT, где наблюдалось явное преимущество крупнодисперсной фракции, характерное для аридного (пылевого) аэрозоля. Значения AOT за 1 июля 2021 г. невысокие по сравнению с данными за другие дни (несмотря

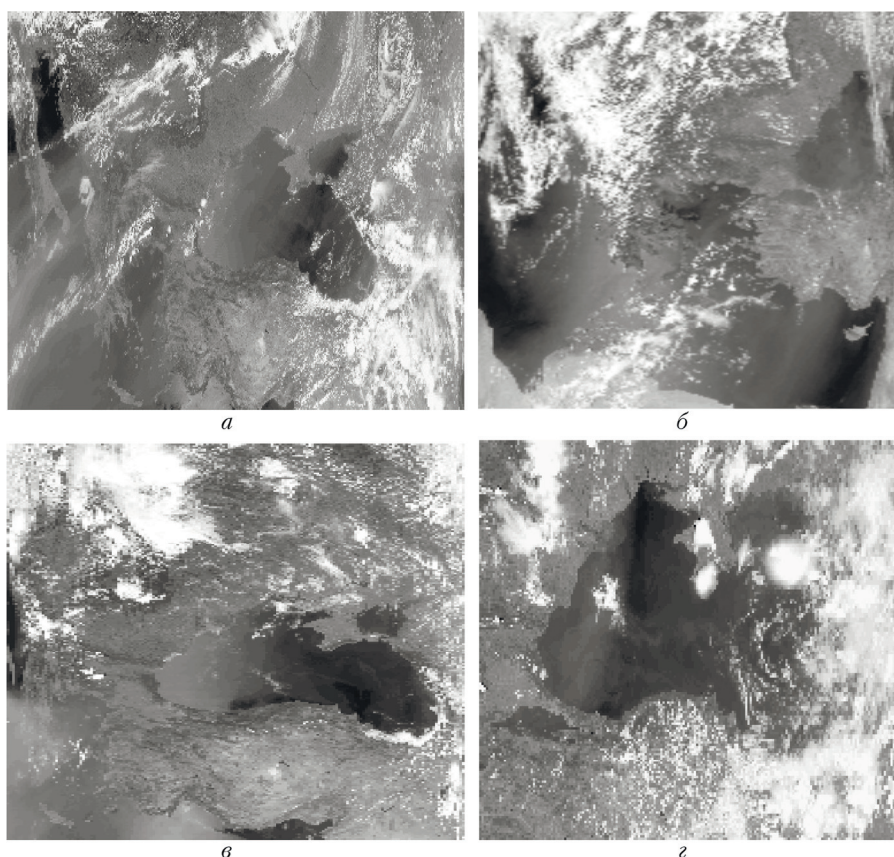


Рис. 1. Пылевой перенос по спутниковым данным MODIS-Aqua за 18 июня 2016 г. (а), 28 мая 2019 г. (б), 1 июля 2021 г. (в) и «чистый» летний день 15 июня 2015 г. (г)

АОТ и параметр Ангстрема для станций AERONET, измеренные в дни пылевых переносов, и их среднемесячные значения

Дата	Станция	АОТ (551–560)	АОТ (551–560) (ср.м)	АОТ (870)	АОТ (870) (ср.м)	α	α (ср.м)
18.06.2016 г.	Gloria	0,40	0,18	0,36	0,12	0,22	1,19
	Galata	0,47	0,24	0,44	0,18	0,17	1,09
	Eforie	0,39	0,15	0,37	0,12	0,22	1,14
28.05.2019 г.	Galata	0,35	0,25	0,3	0,2	0,41	1,10
1.07.2021 г.	Section-7	0,23	0,18	0,17	0,1	0,69	1,41

на превышение среднемесячных значений более чем на 25%). Это может быть обусловлено тем, что 1 июля 2021 г. количество пылевого поглощающего аэрозоля было в несколько раз меньше, чем в другие дни.

Повышение АОТ может быть вызвано наличием в атмосфере в этот период либо сильно рассеивающего, либо сильно поглощающего аэрозоля. Один из методов регистрации аэрозольного переноса в исследуемый регион — анализ обратных траекторий на различных высотах одновременно с анализом спутниковых изображений, на которых могут быть заметны такие явления, как пылевая буря или локализация дыма от пожаров, сильно влияющих на изменчивость оптических характеристик атмосферы.

Результаты моделирования обратных траекторий AERONET за 2019 г. отсутствуют, поэтому за 28 мая 2019 г. были проанализированы данные моделирования HYSPLIT. По данным моделирования обратных траекторий в исследуемые дни наблюдается перенос аэрозоля со стороны пустыни Сахара (рис. 2).

Следующий этап исследования атмосферного аэрозоля — метод главных компонент для отобранных пылевых переносов с оценкой вклада первого и второго векторов. Ковариационная матрица случайного вектора является характеристикой его распределения. В случае нормального распределения коэффициентов яркости моря матрица ковариации и математическое ожидание первого собственного вектора полностью определяют его распределение.

Характеристиками условного распределения одного случайного вектора при заданном значении другого случайного вектора являются условное математическое ожидание (функция регрессии) и условная ковариационная матрица. Собственные векторы и собственные числа матрицы позволяют оценить размеры и форму облака распределения случайной величины (в нашем случае спектральной яркости моря), аппроксимировав его эллипсоидом (или эллипсом в двумерном случае) [17].

Однако, во-первых, ошибки атмосферной коррекции имеют закономерный характер. Поэтому существует погрешность оценки коэффициента яркости средними величинами. Во-вторых, даже если имеется только один статистически значимый фактор, но зависимость нелинейна, например обусловлена ростом значений АОТ, то это скажется на увеличении (результате определения) второго собственного значения.

Таким образом, за 18 июня 2016 г. (взяты спектральные зависимости для 74478 пикселей) вклад первого собственного вектора был 76%, а второго — 18%; 28 мая 2019 г. (взяты спектральные зависимости для 62055 пикселей) вклад первого вектора — 87%, второго — 9%; 1 июля 2021 г. (взяты спектральные зависимости для 64018 пикселей) — 90% и 7% соответственно. Главным результатом ковариационного анализа является вывод, что во время пылевого переноса большой вклад в распределение вносит не только первый, но и второй собственный

вектор, в отличие от дней без присутствия поглощающего аэрозоля, где первый собственный вектор вносит вклад > 94%.

На рис. 3 приведены средние значения коэффициента яркости моря $\rho(\lambda) = \pi Rrs(\lambda)$, где $Rrs(\lambda)$ (remote sensing reflectance) — коэффициент яркости моря — основной зондируемый параметр для продуктов Ocean Color. Был проведен сравнительный анализ коэффициентов спектральной яркости для дат пылевого переноса (18 июня 2016 г., 28 мая 2019 г. и 1 июля 2021 г.), за день с чистой атмосферой и с ярко выраженным цветением, свойственным водам Черного моря в июне (15 июня 2015 г.). По результатам анализа спутниковых данных была выявлена большая дисперсия значений АОТ(870), за исключением даты 15 июня 2015 г., для которой характерны низкие значения АОТ (прозрачная атмосфера). Поэтому в этот день средние величины коэффициента яркости наиболее достоверно определяются по спутниковым измерениям. Следовательно, коэффициенты яркости моря в коротковолновой области в дни пылевых переносов 18 июня 2016 г. и 1 июля 2021 г. следует считать заниженными. На рис. 3, а и б видны и одинаковый порядок средних величин коэффициента яркости, и спектральный ход, построенный по первому собственному вектору. Первый собственный вектор описывает основную изменчивость восстановленного коэффициента яркости, обусловленную погрешностями процедуры атмосферной коррекции, а также

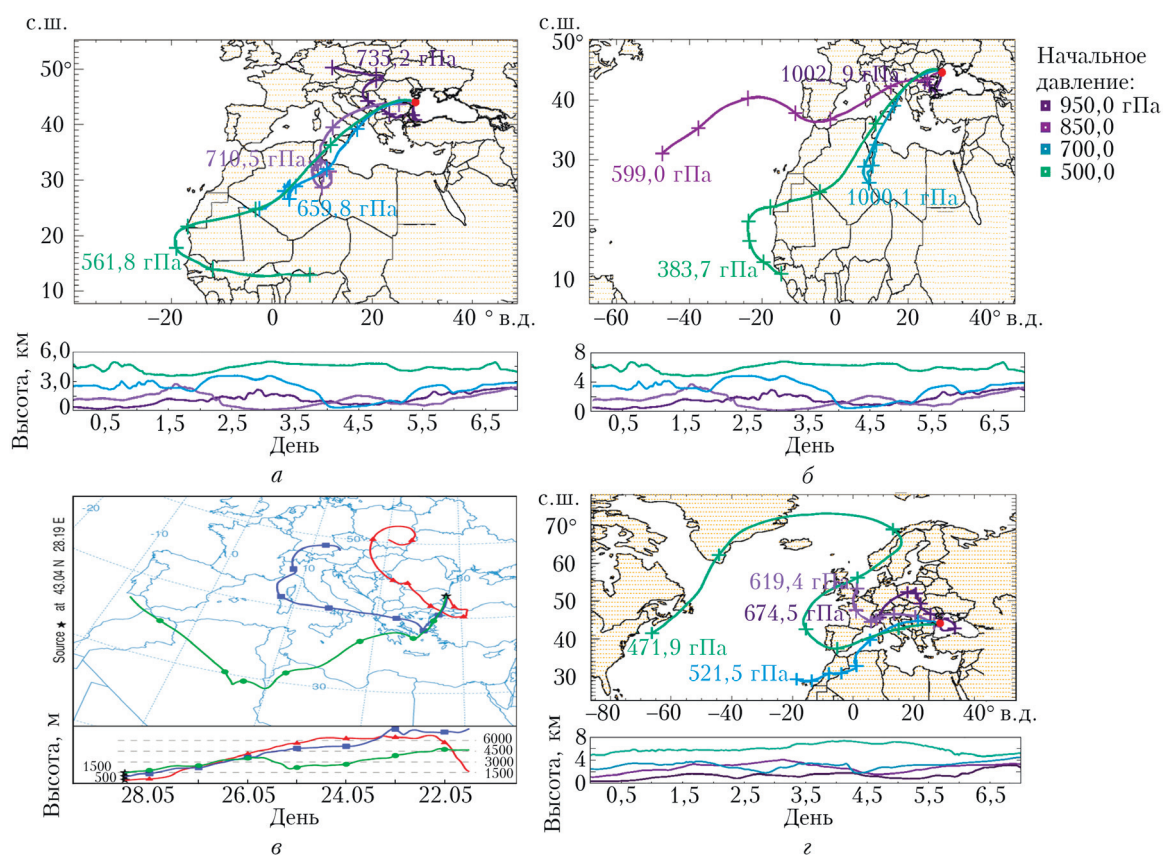


Рис. 2. Семидневные обратные траектории по данным модели AERONET для ст. Eforie (а), Gloria (б) за 18 июня 2016 г. и ст. Section_7 за 1 июля 2021 г. (з) и по данным модели HYSPLIT для Galata Platform за 28 мая 2019 г. (в) (см. цв. рисунок на сайте <https://tropo.gsfc.nasa.gov/aeronet/>)

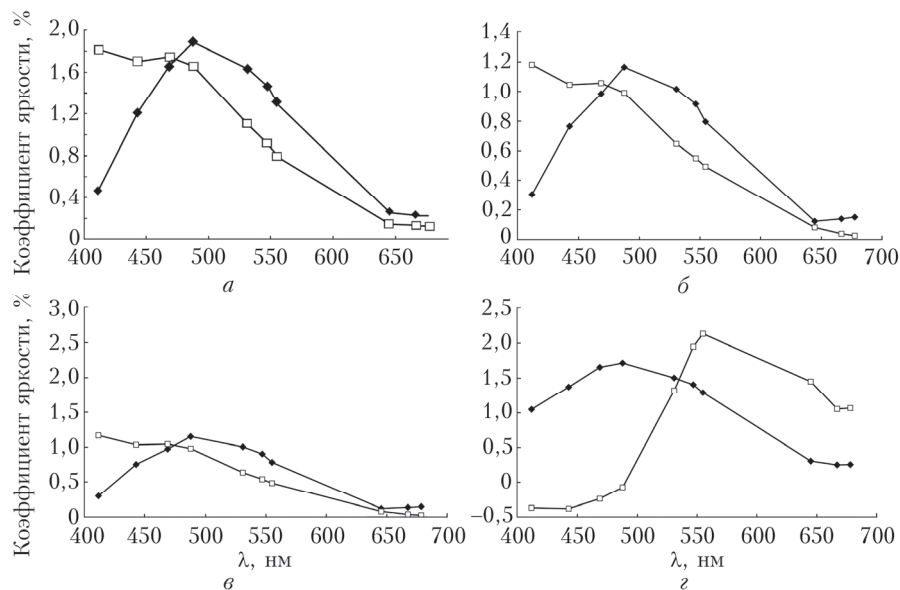


Рис. 3. Вклад первого собственного вектора (белые символы) в распределение средних (черные символы) значений коэффициента яркости моря для исследуемой области пыли за 18 июня 2016 г. (а), 1 июля 2021 г. (б), 28 мая 2019 г. (в) и «чистый» летний день 15 июня 2015 г. (з)

изменением оптических свойств моря при переходе от прибрежной части Черного моря к центральной или в случае пространственных неоднородностей яркости при цветении фитопланктона.

Заметим, что вследствие влияния поглощения компонентами морской воды величина $\rho(412)$ не может уменьшаться сильнее, чем $\rho(443) \cdot \exp[-0,015 \times (443 - 412)] \approx 0,63\rho(443)$. Только в случае рис. 3, з отношение коэффициентов яркости $\rho(412)/\rho(443) \approx 0,76$. Таким образом, средние величины на $\lambda = 412$ нм, приведенные на рис 3, а–в, определены с ошибкой.

Рисунки 3, а, б, в отличие от рис. 3, в, похожи по форме первого собственного вектора, на котором спектральная кривая среднего коэффициента яркости выглядит достаточно странно для моря. Здесь, по-видимому, сказывается и сама изменчивость отражающих свойств воды, поскольку среднее значение коэффициента яркости на $\lambda = 490$ нм заметно отличается от всех приведенных случаев и принимает максимальное значение, равное 3%. Столь высокие для Черного моря значения наблюдаются при цветении кокколитофидов, клетки которых обладают повышенной способностью рассеивать свет в обратном направлении.

Покажем, как стратификация поглощающего аэрозоля влияет на спектральные свойства первого вектора. Атмосферная коррекция с некоторой погрешностью учитывает уменьшение вклада аэрозольного компонента в зависимости от концентрации аэрозоля в столбе атмосферы и в меньшей степени от его типа. Однако в этом случае изменение вклада молекулярного рассеяния по ИК-каналам оценить невозможно. Поэтому спектральную зависимость ошибки атмосферной коррекции при изменении поглощающих свойств аэрозоля можно представить в виде

$$\delta(\lambda) \approx A(\lambda)[\rho_m(\lambda) - \rho_m(870)],$$

где $\rho_m(\lambda)$ — коэффициент яркости молекулярной атмосферы, спектральный закон которого близок к функции λ^{-4} ; $A(\lambda)$ — доля поглощенного света, зависящая от спектральных величин АОТ и альбедо однократного рассеяния.

При изменчивости АОТ ошибка будет содержаться также в средних значениях спектрального коэффициента яркости моря ковариационной матрицы, что будет видно при сравнении с рис. 3, з.

В случае чистой атмосферы первый собственный вектор имеет минимальные погрешности атмосферной коррекции, что объясняется отсутствием поглощающего аэрозоля. Как видно из рис. 3, максимум вектора приходится на «зеленую» часть видимого диапазона, что соответствует смещению максимума коэффициента яркости при изменении прозрачности воды. Из рис. 3 также видно, что в коротковолновой области изменчивость коэффициента яркости незначительна. Методика использования постоянного значения коэффициента яркости Черного моря для проведения процедуры атмосферной коррекции была предложена в [18].

Заключение

Анализ спектрального хода среднего восстановленного коэффициента яркости моря для дней переносов пылевого аэрозоля со стороны африканского континента, а также среднестатистического распределения этого параметра показал существенные различия. Спектральный ход первого вектора в случаях превалирования крупнодисперсных пылевых частиц (18 июня 2016 г., 28 мая 2019 г., 1 июля 2021 г.) демонстрирует тенденцию к увеличению

в коротковолновой области с промежуточным локальным максимумом около 500 нм и резкому уменьшению значений в длинноволновой области спектра. Этот эффект объясняется тем, что методами дистанционного зондирования по алгоритмам H.R. Gordon and M. Wang пылевой аэрозоль определяется по ИК-каналу, однако основное влияние аридный аэрозоль оказывает на соотношение аэрозольного и молекулярного компонент. Показано, что в случае чистой атмосферы первый собственный вектор имеет минимальные погрешности атмосферной коррекции, а вся изменчивость обусловлена отражающими свойствами водной среды. В случаях пылевых переносов спектральные свойства первого вектора объясняются наличием поглощающего аэрозоля.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (научные проекты № 19-35-90066 (обработка спутниковых данных), № 19-05-50023 (получение и обработка фотометрических данных и данных моделирования обратных траекторий)). Работа проведена в рамках государственного задания Морского гидрофизического института РАН (№ 0827- 2021-0002, № 0555-2021-0003 «Разработка методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с использованием данных дистанционных и контактных измерений»).

Список литературы

1. Gordon H.R. Removal of atmospheric effects from satellite imagery of the ocean // *Appl. Opt.* 1978. V. 17. P. 1631–1636.
2. Viollier M., Tanre D., Deschamps P.Y. An algorithm for remote sensing of water color from space // *Bound.-Lay. Meteorol.* 1980. V. 18. P. 247–267.
3. Gordon H.R., Wang M. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: A preliminary algorithm // *Appl. Opt.* 1994. V. 33, N 3. P. 443–452.
4. Shettle E.P., Fenn R.W. Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties. Report AFGL-TR-79-0214. Air Force Geophysics Laboratory, USA, 1979.
5. Суетин В.С., Королев С.Н., Суслин В.В., Кучерявый А.А. Проявление особенностей оптических свойств атмосферного аэрозоля над Черным морем при интер-

- претации данных спутникового прибора SeaWiFS // *Мор. гидрофиз. журн.* 2004. Т. 1. С. 69–79.
6. 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.
 7. Корчемкина Е.Н., Шибанов Е.Б., Лу М.Е. Усовершенствование методики атмосферной коррекции для дистанционных исследований прибрежных вод Черного моря // *Исслед. Земли из космоса.* 2009. Т. 6. С. 24–30.
 8. Кондратьев К.Я. Перенос излучения в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 402 с.
 9. Waters J.W. Absorption and emission by atmospheric gases // *Methods of Experimental Physics.* New York: Academic, 1976. V. 12, part B. P. 142–176.
 10. Nobileau D., Antoine D. Detection of blue-absorbing aerosols using near infrared and visible (ocean color) remote sensing observations // *Rem. Sens. Environ.* 2005. V. 95. P. 368–387.
 11. 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 // *Proc. SPIE.* 2019. V. 11208. P. 112084R.
 12. Папкова А.С., Шибанов Е.Б. Влияние пылевого аэрозоля на результаты атмосферной коррекции спектрального коэффициента яркости Черного и Средиземного морей по спутниковым данным MODIS // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса.* 2021. Т. 18, № 6. С. 46–56.
 13. Ahmad Z., Franz B., McClain C., Kwiatkowska E., Werdell J., Shettle E., Holben B. 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 // *Appl. Opt.* 2010. V. 49. P. 5545–5560.
 14. Morel A., Antoine B., Gentili B. Bidirectional reflectance of oceanic waters: Accounting for Raman emission and varying particle scattering phase function // *Appl. Opt.* 2002. V. 41. P. 6289–6306.
 15. Zibordi G., Holben B. AERONET-OC: A network for the validation of ocean color primary products // *Atmos. Ocean. Technol.* 2018. V. 2. P. 1634–1651.
 16. Papkova A.S., Papkov S.O., Shukalo D.M. Prediction of the atmospheric dustiness over the Black Sea region using the WRF-Chem model // *Fluids.* 2021. V. 6, N 6. P. 201.
 17. Ширяев А.Н. Вероятность: в 2-х т. М.: МЦНМО, 2004. 520 с.
 18. Shibanov E.B., Korchemkina E.N. Retrieving of the biooptical characteristics of Black-sea waters under the conditions of constant reflectance at a wavelength of 400 nm // *Phys. Ocean.* 2008. V. 18, N 1. P. 25–37.

E.B. Shybanov, A.S. Papkova, D.V. Kalinskaya. Specifics of using atmospheric correction algorithms to determine the brightness of the Black Sea on days of dust transport from MODIS satellite data.

In this study, three dates of dust transport over the Black Sea are considered. During the analysis of MODIS-Aqua satellite images, probable dust pixels were determined, confirmed by field measurements of ground-based Cimel-318 photometers (AERONET station). Further, using the method of principal components (covariance analysis), the contribution of dust to the variability of the values of the spectral brightness coefficient of the sea was estimated. In the cases of dust transport, the spectral properties of the first vector are explained by the presence of absorbing aerosol distributed over the height. The absorption effect reduces the brightness reflected by the entire atmosphere in the viewing direction. In the case of a clean atmosphere, the first eigenvector has minimal errors of atmospheric correction, and all variability is due to the reflective properties of the sea water.