

УДК 551.521; 528.714

# Атмосферная коррекция многоспектральных спутниковых снимков на основе аппроксимационной модели переноса солнечного излучения

С.А. Лысенко\*

Белорусский государственный университет  
220023, г. Минск, пр. Независимости, 4, Беларусь

Поступила в редакцию 19.12.2016 г.

Разработана модель переноса солнечного излучения в атмосфере Земли, позволяющая в явном виде рассчитывать ее передаточные характеристики (коэффициенты яркости, функцию пропускания и сферическое альbedo) в окнах прозрачности видимого и ближнего ИК-диапазонов в зависимости от приземного давления воздуха (или высоты местности), оптических параметров аэрозоля и углов, характеризующих положение Солнца и спутниковой системы относительно площадки земной поверхности. Данная модель основана на спектрально зависящих аппроксимационных выражениях, которые получены с использованием программного кода для решения уравнения переноса излучения DISORT. Исследовано влияние высотной стратификации оптических параметров атмосферы на точность восстановления спектрального альbedo подстилающей поверхности из коэффициентов яркости на верхней границе атмосферы. Предложен алгоритм радиометрической коррекции многоспектральных спутниковых снимков на основе разработанной модели и проведена его апробация на данных аппаратуры MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer). Показаны существенное улучшение качества изображения объектов земной поверхности и адекватность воспроизведения их спектральных отражательных характеристик после учета влияния на спутниковые снимки процессов взаимодействия оптического излучения с атмосферой и эффекта бокового подсвета.

*Ключевые слова:* многоспектральные спутниковые снимки, альbedo поверхности, аэрозольная оптическая толщина, атмосферная коррекция, модель переноса излучения, обратная задача; multispectral satellite imagery, surface albedo, aerosol optical thickness, atmospheric correction, radiative transfer model, inverse problem.

## Введение

Современные технологии многоспектральной спутниковой съемки находят широкое применение в исследованиях окружающей среды и природных ресурсов. Обширный перечень их практических приложений включает: экологический мониторинг биосферы, изучение изменений экосистем под воздействием техногенеза и климата, разведывание полезных ископаемых, прогнозирование урожайности сельскохозяйственных культур, тематическое картографирование почвенно-лиственных покровов, учет лесного фонда, оценку биопродуктивности океана и др. [1–3].

Распознавание, классификация и оценка состояния природных объектов на спутниковых снимках выполняются путем сопоставления их спектральных отражательных характеристик с обучающими данными, полученными, например, на основе многолетней наземной или приповерхностной съемки [1]. Надежное определение отражательных характеристик объектов земной поверхности по снимкам из космоса требует их качественной атмосферной коррекции,

учитывающей эффекты поглощения и рассеяния света в атмосфере. Для снимков неоднородных земных покровов необходим также учет эффекта бокового подсвета каждого пиксела [4, 5], а для снимков поверхностей со сложным рельефом — топографическая нормализация [6, 7] (приведение яркостей пикселов к одинаковым условиям освещения). Обе задачи тесно связаны с состоянием атмосферы на момент съемки и могут быть решены только при наличии информации об ее оптических параметрах в спектральных каналах съемочной аппаратуры.

Известно большое количество алгоритмов атмосферной коррекции многоспектральных аэрокосмических снимков — от простейших эмпирических преобразований спектральных значений пикселов до сложных модельных расчетов передаточных функций атмосферы для каждого пиксела с учетом оптико-метеорологического состояния атмосферы на момент съемки [5–14]. Эмпирические алгоритмы можно разделить на алгоритмы относительной и абсолютной коррекции. К первой группе относятся алгоритмы нормализации спектральных значений пикселов на некоторый опорный спектр, в качестве которого используется либо спектр пиксела, отображающего объект земной поверхности с не зависящей от длины

\* Сергей Александрович Лысенко (optobaritone@gmail.ru).

волны отражательной способностью (Flat Field Calibration), либо средний спектр пикселей всего изображения (Internal Average Relative Reflectance) [5, 8]. Использование таких алгоритмов оправдано только в том случае, когда пространственные вариации оптических параметров атмосферы в пределах поля зрения съемочной системы незначительны, а целью анализа спутниковой информации является сопоставление многоспектральных снимков, сделанных для однотипных земных покровов в условиях высокой видимости в атмосфере.

Наиболее известные и часто применяемые на практике эмпирические алгоритмы абсолютной коррекции аэрокосмических снимков – это алгоритм «вычитания абсолютно черных объектов» (Dark Object Subtraction Technique) [6, 7] и алгоритм «эмпирической линии» (Empirical Line Calibration) [5, 8]. Первый основан на использовании объектов земной поверхности с отражательной способностью, близкой к нулю. Яркости пикселей аэрокосмического снимка, отображающие такие объекты, позволяют приблизительно оценить яркость атмосферной дымки и устранить вызванное ею искажение снимка. Алгоритм «эмпирической линии» решает более широкую задачу – помимо устранения атмосферной дымки на снимке корректирует мультипликативные искажения изображения поверхности, вызванные ослаблением света атмосферой на пути его распространения от Солнца к земной поверхности и от нее к фотоприемнику. Для этого используются (как минимум) два контрольно-калибровочных полигона с известными и различающимися отражательными способностями, на основе которых строится линейная регрессия между яркостью пикселя и отражательной способностью соответствующего ему участка подстилающей поверхности.

При отсутствии на спутниковом изображении объектов с известными отражательными характеристиками, а также при существенных пространственных вариациях оптических параметров атмосферы радиометрическая коррекция изображений выполняется в рамках таких моделей переноса излучения в атмосфере, как MODTRAN (Moderate Resolution Atmospheric Radiance and Transmittance Model) [15], SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer) [16], 6S-модель (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum) [4] и др. В общем случае эти модели требуют достаточно большого набора входных данных о состоянии атмосферы, но для вычисления ее передаточных функций в спектральных окнах прозрачности видимого и ближнего ИК-диапазонов наиболее важными являются данные об аэрозольном светорассеянии и поглощении. Исходя из этого задача атмосферной коррекции спутниковых снимков тесно связана с задачей определения оптических параметров аэрозоля.

Учитывая сложность в обеспечении спутниковых измерений независимыми данными об оптическом состоянии атмосферы, особый интерес представляют алгоритмы атмосферной коррекции, в которых все параметры, влияющие на перенос в ней солнечного излучения, восстанавливаются из самих снимков.

Примером этому служат алгоритмы, разработанные для атмосферной коррекции многоспектральных снимков MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) [10] и MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer) [11–13]. Данные приборы не обладают возможностью многопозиционной съемки одного и того же участка земной поверхности (под разными углами), поэтому алгоритмы обработки их данных предполагают априорное задание индикаторы отражения света от подстилающей поверхности. В этом случае единственной неизвестной оптической характеристикой подстилающей поверхности является альbedo (исключение составляют алгоритмы обработки серии снимков, сделанных для одной и той же местности с интервалом в несколько суток [17, 18]). На этапе восстановления оптических параметров аэрозоля дополнительно используются упрощающие предположения о спектральной зависимости альbedo поверхности.

Действующий алгоритм атмосферной коррекции снимков MODIS основан на предположении о наличии устойчивой корреляции между альbedo поверхности в синем (0,47 мкм), красном (0,66 мкм) и ближнем ИК (2,12 мкм) каналах, обусловленной особенностями поглощения света зеленой растительностью. Аналогичные алгоритмы для аппаратуры MERIS используют представление спектра отражения подстилающей поверхности в виде суперпозиции обобщенных спектров альbedo зеленой растительности и почвы.

Для сокращения объема вычислений применяются предварительно рассчитанные таблицы передаточных функций атмосферы [9–12] или аналитические методы теории переноса излучения [13, 19, 20]. Недостатком табличного задания характеристик переноса излучения в атмосфере является дискретность данных, затрудняющая использование стандартных алгоритмов решения обратных задач, которые требуют взятия частных производных от анализируемой функции по модельным параметрам. Алгоритмы атмосферной коррекции, основанные на аналитических методах теории переноса излучения, являются более гибкими в плане возможностей решения обратных задач, но при этом вносят дополнительную погрешность в восстановление оптических характеристик атмосферы и подстилающей поверхности за счет приближенного описания связи этих характеристик с сигналами, измеряемыми фотоприемником на спутниковом носителе.

Для устранения недостатков отмеченных выше алгоритмов атмосферной коррекции разрабатываются аппроксимационные модели переноса излучения, основанные на аналитических аппроксимациях передаточных функций атмосферы [21]. Достаточно простые аппроксимации функции пропускания и сферического альbedo однородной не поглощающей свет среды предложены в [22]. В [23] предпринята попытка представить интенсивность многократного рассеяния однородной средой в виде поправки к приближению однократного рассеяния. Поправочный коэффициент рассматривается как функция оптических параметров среды (оптической толщины  $\tau$ , альbedo однократного рассеяния  $\omega$ , среднего косинуса ин-

дикатрисы рассеяния  $g$ ) и косинуса зенитного угла Солнца  $\mu_0$ . Но предложенная параметризация справедлива лишь для наблюдений в надири и при малых оптических толщинах среды: погрешность расчетов интенсивности менее 10% достигается лишь при  $\tau\omega = 0,01-0,035$  (в зависимости от  $g$  и  $\mu_0$ ).

Настоящая работа также развивает подход к атмосферной коррекции многоспектральных спутниковых снимков с использованием аппроксимационных моделей переноса излучения. Предлагаются аналитические аппроксимации, позволяющие для заданной микрофизической модели аэрозоля рассчитывать коэффициент яркости, функцию пропускания и сферическое альbedo атмосферы в зависимости от оптических толщин аэрозоля и молекул воздуха, зенитных и азимутальных углов визирования и Солнца. Эффективность предложенных аппроксимаций для восстановления оптической толщины аэрозоля и альbedo подстилающей поверхности из многоспектральных спутниковых снимков оценивается на данных прибора MERIS и результатах численного моделирования переноса излучения в атмосфере методом Монте-Карло.

## Модель переноса солнечного излучения в атмосфере

Из-за принципиальной невозможности разделения вкладов отдельных слоев атмосферы в результирующий сигнал, регистрируемый со спутника вне полос поглощения атмосферных газов, будем использовать модель оптически однородной и плоскопараллельной атмосферы, характеризуемой оптической толщиной  $\tau(\lambda)$ , альbedo однократного рассеяния  $\omega(\lambda)$  и индикатрисой рассеяния  $P(\theta, \lambda)$ , где  $\lambda$  — длина волны излучения;  $\theta$  — угол рассеяния. Оптические характеристики атмосферы складываются из соответствующих характеристик ее аэрозольной и газовых компонентов по известным правилам:

$$\tau(\lambda) = \tau_a(\lambda) + \tau_R(\lambda) + \tau_g(\lambda), \quad (1)$$

$$\omega(\lambda) = \frac{\omega_a(\lambda)\tau_a(\lambda) + \tau_R(\lambda)}{\tau(\lambda)}, \quad (2)$$

$$P(\theta, \lambda) = \frac{P_a(\theta, \lambda)\omega_a(\lambda)\tau_a(\lambda) + P_R(\theta)\tau_R(\lambda)}{\omega_a(\lambda)\tau_a(\lambda) + \tau_R(\lambda)}, \quad (3)$$

где  $\tau_a$ ,  $\tau_R$  и  $\tau_g$  — оптические толщины атмосферы, обусловленные аэрозольным ослаблением, газовым (рэлеевским) рассеянием и газовым поглощением соответственно;  $\omega_a$  — аэрозольное альbedo однократного рассеяния;  $P_a$  и  $P_R$  — аэрозольная и газовая индикатрисы рассеяния. Функции  $P_a(\theta, \lambda)$  и  $\omega_a(\lambda)$  выбраны на основе статистического анализа данных AERONET (Aerosol Robotic Network) [24], собранных за все время наблюдений на 12 станциях в Восточной Европе (табл. 1).

Спектральная зависимость аэрозольной оптической толщины (АОТ) описывается формулой Ангрестра [11–13]:

$$\tau_a(\lambda) = \tau_a(\lambda_0) \left( \frac{\lambda_0}{\lambda} \right)^v \quad (4)$$

( $\tau_a(\lambda_0)$  и  $v$  — свободные параметры;  $\lambda_0 = 675$  нм — условно выбранная длина волны). Средние значения альbedo однократного рассеяния  $\bar{\omega}_a(\lambda_0)$  и параметра анизотропии индикатрисы рассеяния  $\bar{g}_a(\lambda_0)$  аэрозоля для рассматриваемых станций AERONET различаются несущественно (максимальные отклонения  $\bar{\omega}_a(\lambda_0)$  и  $\bar{g}_a(\lambda_0)$  от их среднерегionalных значений составляют 3,3 и 2,5% соответственно). Это говорит о малых пространственных вариациях микрофизических характеристик аэрозоля (комплексного показателя преломления и распределения частиц по размерам) в регионе. О временной изменчивости  $\omega_a(\lambda)$  и  $P_a(\theta, \lambda)$  в рассматриваемом регионе можно судить по данным, представленным на рис. 1. Видно, что среднеквадратические отклонения  $\omega_a(\lambda)$  и  $P_a(\theta, \lambda)$  в спектральной области наибольшего влияния аэрозоля на перенос излучения в атмосфере ( $\lambda < 700$  нм) непринципиальны для целей коррекции спутниковых снимков в условиях неопределенности оптической толщины аэрозоля. Исходя из этого полагаем, что оптические характеристики аэрозоля ( $P_a(\theta, \lambda)$ ,  $\omega_a(\lambda)$ ) неизменны и соответствуют среднестатистическим данным AERONET для Восточно-Европейского региона.

Таблица 1

Названия и географические координаты станций AERONET, данные которых используются для статистического анализа оптических параметров аэрозоля;  $\bar{\omega}_a$  и  $\bar{g}_a$  — альbedo и параметр анизотропии однократного рассеяния аэрозоля, усредненные по совокупности измерений на рассматриваемых станциях

Станция	Количество измерений	Координаты, град с.ш.; в.д.	$\bar{\omega}_a$ (675 нм)	$\bar{g}_a$ (675 нм)
Belsk	331	51,837; 20,792	0,9293	0,7073
CLUJ-UBB	236	46,768; 23,551	0,9069	0,7193
Iasi_LOASL	75	47,193; 27,556	0,9466	0,6969
Kyiv	319	50,364; 30,497	0,9112	0,6856
Martova	25	49,936; 36,953	0,9517	0,7059
Minsk	409	53,920; 27,601	0,9134	0,6962
Moldova	752	47,000; 28,816	0,9206	0,7000
Raciborz	8	50,083; 18,192	0,9249	0,7154
Sopot	11	54,451; 18,565	0,9436	0,7254
Timisoara	112	45,746; 21,227	0,9190	0,7005
Toravere	146	58,255; 26,460	0,9128	0,6891
Zvenigorod	104	55,695; 36,775	0,8914	0,6996

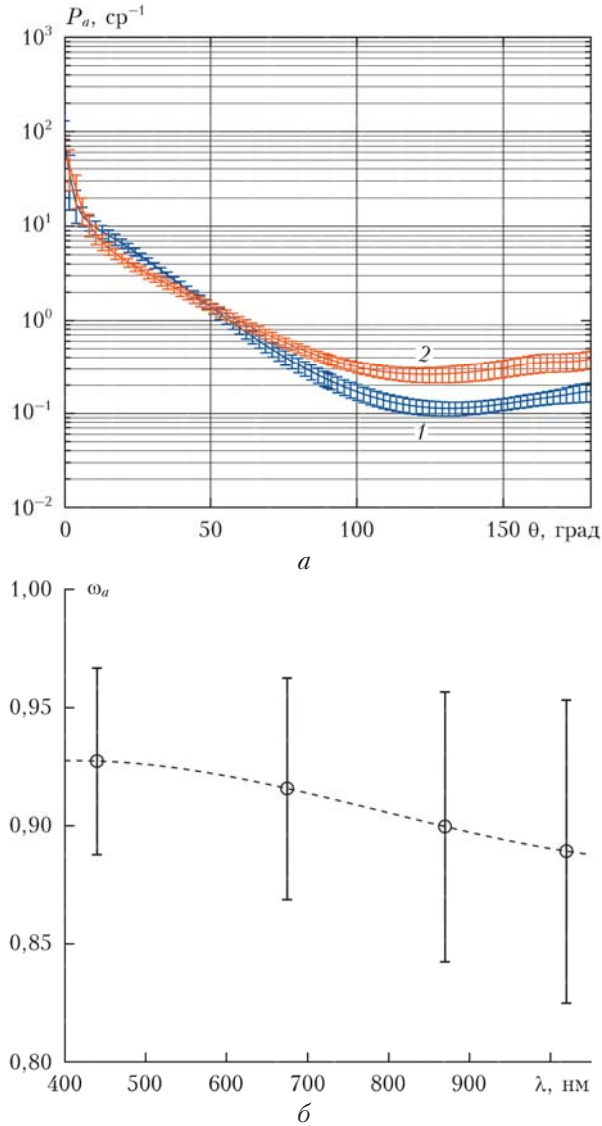


Рис. 1. Статистические характеристики (среднее  $\pm$  среднеквадратическое отклонение) индикатрисы рассеяния (а): 1 –  $\lambda = 440$  нм; 2 –  $\lambda = 1020$  нм; альbedo однократного рассеяния (б): пунктир – кубическая интерполяция

Оптическая толщина газового рассеяния рассчитывается на основе широко используемой аппроксимации, предложенной в работе [25]:

$$\tau_R(\lambda) = \frac{0,008569\lambda^{-4}}{1 + 0,0113\lambda^{-2} + 0,00013\lambda^{-4}} \frac{p_s}{p_0}. \quad (5)$$

Здесь  $p_0 = 1013,25$  гПа – стандартное давление воздуха;  $p_s$  – фактическое давление воздуха на уровне подстилающей поверхности. Индикатриса рассеяния неполяризованного излучения молекулами воздуха вычисляется по формуле [26]:

$$P_R(\theta) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2\theta). \quad (6)$$

Оптическая толщина газового поглощения  $\tau_g(\lambda)$  оценивается в рамках стандартной модели атмосферы

для лета средних широт [27], задающей профили температуры воздуха, общего и парциального давления газов в слое атмосферы 0–120 км. В расчетах  $\tau_g(\lambda)$  для окон прозрачности атмосферы видимого и ближнего ИК-диапазонов принимается во внимание поглощение излучения кислородом, озоном и водяным паром. Параметры линий поглощения кислорода и водяного пара взяты из базы данных HITRAN 2008 [28], спектр поглощения озона – из экспериментальных данных лаборатории молекулярной спектроскопии Института физики окружающей среды Бременского университета (Германия) [29].

Коэффициент яркости (КЯ) атмосферы с подстилающей поверхностью определяется выражением

$$R(\lambda, \mu_0, \mu, \varphi) = \frac{\pi I(\lambda, \mu_0, \mu, \varphi)}{\mu_0 F_0(\lambda)}, \quad (7)$$

где  $F_0$  – внеатмосферный поток солнечного излучения;  $I$  – интенсивность излучения, отраженного и рассеянного системой «атмосфера–подстилающая поверхность» в направлении на фотоприемник;  $\mu_0$  и  $\mu$  – косинусы зенитных углов Солнца и приемника соответственно;  $\varphi$  – разность азимутальных углов для направлений на Солнце и приемник. В случае ламбертовской (изотропно-отражающей) подстилающей поверхности КЯ на верхней границе плоскопараллельной и горизонтально-однородной атмосферы можно представить в виде [30]:

$$R(\mu_0, \mu, \varphi) = R_{atm}(\mu_0, \mu, \varphi) + \frac{[r_s T_{dir}(\mu) + \bar{r}_s T_{dif}(\mu)][T_{dir}(\mu_0) + T_{dif}(\mu_0)]}{1 - S_{atm} \bar{r}_s}. \quad (8)$$

Здесь первое слагаемое  $R_{atm}$  характеризует вклад излучения, рассеянного атмосферой; второе – вклад подстилающей поверхности с учетом ее освещения прямым и рассеянным солнечным излучением, а также излучением, многократно отраженным от поверхности и рассеянным атмосферой в обратном направлении;  $r_s$  – альbedo наблюдаемого из космоса элемента земной поверхности, ограниченного пространственным разрешением фотоприемника;  $\bar{r}_s$  – среднее альbedo поверхности в пределах области бокового подсвета (т.е. области влияния отражения света неоднородной поверхностью в соседних пикселах на сигнал, регистрируемый от тестового пиксела);  $T_{dir}(\mu) = \exp(-\tau/\mu)$  – пропускание атмосферой излучения в направлении его распространения без учета рассеяния;  $T_{dif}$  – пропускание атмосферой рассеянной компоненты излучения;  $S_{atm}$  – сферическое альbedo атмосферы, характеризующее ее обратное рассеяние при освещении диффузным световым потоком. Для сокращения записи формулы (8) зависимость всех входящих в нее параметров атмосферы и подстилающей поверхности от  $\lambda$  опущена.

Чтобы устранить необходимость табличного задания характеристик многократного рассеяния атмосферы ( $R_{atm}$ ,  $S_{atm}$ ,  $T_{dif}$ ), они рассчитываются на основе выражений, аппроксимирующих результаты их точных расчетов методом DISORT (DIScrete Ordinate Radiative Transfer) [31]. При формировании

обучающих данных параметры атмосферы, а также угловые координаты Солнца и спутникового фотоприемника равномерно варьировались в характерных для них диапазонах:  $\tau_a(\lambda_0) = 0,005-2,0$ ;  $\nu = -0,5-2,5$  [24, 32];  $p_s = 800-1030$  гПа (соответствует высоте местности 0–2 км над уровнем моря);  $\arccos(\mu_0) = 0-65^\circ$ ;  $\arccos(\mu) = 0-65^\circ$ ;  $\varphi = 0-180^\circ$  (типичная геометрия для большинства съемочных систем, установленных на спутниках).

Рассматриваемые характеристики переноса излучения в окнах прозрачности атмосферы аппроксимированы выражениями со спектрально зависящими параметрами. Коэффициенты яркости атмосферы без учета отражения от подстилающей поверхности ( $R_{atm}$ ) представлены в следующем виде:

$$\begin{aligned} \ln[R_{atm}(\mu_0, \mu, \varphi, \lambda)] = & a_0(\lambda) + \sum_{m=1}^M a_m(\lambda) \ln^m[\tau(\lambda)] + \\ & + \sum_{m=1}^M a_{M+m}(\lambda) \ln^m[\tau_a(\lambda)] + \\ & + \sum_{m=1}^M a_{2M+m}(\lambda) \ln^m[P(\gamma, \lambda)\tau(\lambda)] + \\ & + \sum_{m=1}^M a_{3M+m}(\lambda) \ln^m[P_a(\gamma, \lambda)\tau_a(\lambda)] + \\ & + \sum_{m=1}^M a_{4M+m}(\lambda) \ln^m\left[\tau(\lambda)\left(\frac{1}{\mu_0} + \frac{1}{\mu}\right)\right] + \\ & + \sum_{m=1}^M a_{5M+m}(\lambda) \ln^m(\mu_0) + \sum_{m=1}^M a_{6M+m}(\lambda) \ln^m(\mu), \quad (9) \end{aligned}$$

где  $a_0, \dots, a_{7M}$  – параметры аппроксимации,  $M = 5$  – степень аппроксимирующих полиномов;  $\gamma$  – угол рассеяния солнечного излучения в направлении на фотоприемник, вычисляемый по формуле [26]:

$$\cos \gamma = -\mu\mu_0 + \sqrt{1 - \mu^2} \sqrt{1 - \mu_0^2} \cos \varphi.$$

Достаточно сложный вид выражения (9) обусловлен зависимостью  $R_{atm}$  не только от оптических параметров аэрозольной и газовой компонент атмосферы, но и от трех угловых координат спутниковой сцены –  $\mu_0, \mu, \varphi$ . Функция пропускания атмосферы для рассеянного излучения  $T_{dif}$  зависит только от зенитного угла Солнца  $\mu_0$  или угла визирования  $\mu$  (определяется направлением распространения излучения), а сферическое альbedo атмосферы  $S_{atm}$  не зависит от геометрии освещения и наблюдения площадки земной поверхности, поэтому аппроксимационные выражения для данных характеристик атмосферы имеют более простой вид:

$$\begin{aligned} \ln[T_{dif}(\mu, \lambda)] = & b_0(\lambda) + \sum_{m=1}^M b_m(\lambda) \ln^m\left[\frac{\tau(\lambda)}{\mu}\right] + \\ & + \sum_{m=1}^M b_{M+m}(\lambda) \ln^m[\tau_a(\lambda)] + \sum_{m=1}^M b_{2M+m}(\lambda) \ln^m(\mu), \quad (10) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \ln[S_{atm}(\lambda)] = & c_0(\lambda) + \sum_{m=1}^M c_m(\lambda) \ln^m[\tau(\lambda)] + \\ & + \sum_{m=1}^M c_{M+m}(\lambda) \ln^m[\tau_a(\lambda)], \quad (11) \end{aligned}$$

где  $b_0, \dots, b_{3M}$  и  $c_0, \dots, c_{2M}$  – параметры аппроксимации, определяемые на основе обучающих данных, соответствующих спектральным каналам конкретной спутниковой аппаратуры.

Выражения (9)–(11) описывают связи рассматриваемых величин на длинах волн излучения из окон прозрачности атмосферы видимого и ближнего ИК-диапазонов с погрешностями, не превышающими 1% в сравнении с численными расчетами при рассматриваемых вариациях параметров задачи. Такие погрешности не принципиальны для практики и позволяют рассматривать предложенные выражения в качестве аппроксимационных аналогов метода DISORT для быстрых расчетов характеристик переноса излучения в атмосфере с фиксированными и не меняющимися по высоте зависимостями ( $\omega_a(\lambda), P_a(\theta, \lambda)$ ). Для получения параметров предложенных аппроксимаций при заданной микрофизической модели аэрозоля, определяющей его оптические характеристики ( $\omega_a(\lambda), P_a(\theta, \lambda)$ ), достаточно рассмотреть  $\sim 10^3$  случайных реализаций передаточных функций атмосферы. Так, среднеквадратическая погрешность аппроксимации (9) выходит на свое стационарное значение уже при рассмотрении  $10^3$  эталонных расчетов по переносу излучения в атмосфере (0,783% в диапазоне  $\lambda = 400-1000$  нм). При увеличении объема обучающих данных в 3 раза эта погрешность изменяется лишь на 0,014%.

## Алгоритм атмосферной коррекции многоспектральных спутниковых снимков

Полагаем, что исходные снимки представлены в виде спектральных КЯ на верхней границе атмосферы  $R(\lambda_n, \eta_i, \xi_j)$ , где  $n$  – номер приемного канала спутниковой аппаратуры;  $\lambda_n$  – соответствующая ему эффективная длина волны излучения;  $(i, j)$  – целочисленные координаты пиксела на снимке;  $\eta_i$  и  $\xi_j$  – географические координаты (широта и долгота) участка подстилающей поверхности, отображаемого на снимке пикселем  $(i, j)$ . Обработка снимка выполняется в четыре этапа:

- 1) восстановление параметров атмосферы для каждого пиксела (обратная задача);
- 2) устранение влияния атмосферы на спектральные значения каждого пиксела в предположении однородной подстилающей поверхности (атмосферная коррекция);
- 3) приведение спектральных значений пикселей к одинаковым условиям освещения соответствующих им участков неровной поверхности (топографическая коррекция);

4) учет подсветки каждого пиксела солнечным излучением, отраженным от неоднородной подстилающей поверхности в соседних пикселах (боковой подсвет).

Параметры атмосферы  $\mathbf{x}$ , влияющие на перенос в ней оптического излучения, восстанавливаются для каждого пиксела снимка путем минимизации невязки между спектральными КЯ на верхней границе атмосферы, измеряемыми со спутника  $R_{\text{exp}}(\lambda_n)$  и рассчитываемыми в рамках модели  $R(\lambda_n, \mathbf{x})$ . Задача минимизации решается методом Левенберга–Марквардта, основанным на следующей итерационной формуле:

$$\mathbf{x}_{k+1} = \mathbf{x}_k - \left\{ \mathbf{J}^T(\mathbf{x}_k) \mathbf{J}(\mathbf{x}_k) + \alpha_k \text{diag} \left[ \mathbf{J}^T(\mathbf{x}_k) \mathbf{J}(\mathbf{x}_k) \right] \right\}^{-1} \mathbf{J}^T(\mathbf{x}_k) \mathbf{f}(\mathbf{x}_k), \quad (12)$$

где  $k$  – порядковый номер итерации;  $\mathbf{f}$  – вектор невязки с компонентами  $f_n(\mathbf{x}_k) = \ln[R(\lambda_n, \mathbf{x}_k)/R_{\text{exp}}(\lambda_n)]$ ;  $\mathbf{J}$  – матрица Якоби, состоящая из частных производных от компонентов вектора невязки по модельным параметрам;  $\text{diag}$  – оператор выделения диагонали матрицы;  $\alpha_k$  – параметр регуляризации, выбором которого обеспечивается монотонное убывание минимизируемой функции. При больших значениях  $\alpha_k$  поиск решения обратной задачи фактически выполняется методом градиентного спуска в направлении убывания функции невязки, но с небольшой скоростью сходимости в области ее минимума, где градиент мал. При  $\alpha_k \rightarrow 0$  алгоритм (12) вырождается в метод Гаусса–Ньютона, обладающий квадратичной сходимостью, но не гарантирующий верное направление поиска минимума функции. Перед началом итераций по формуле (12) параметр регуляризации полагается равным единице. Если на итерации  $k$  невязка между расчетными и экспериментальными данными увеличилась, то вычисления повторяются с параметром регуляризации  $10\alpha_k$  от точки  $\mathbf{x}_k$ , иначе выполняется переход к следующей итерации с параметром  $\alpha_{k+1} = \alpha_k/10$ . Итерации прекращаются при выполнении условия  $\|\mathbf{f}(\mathbf{x}_{k+1}) - \mathbf{f}(\mathbf{x}_k)\| < \delta$ , где  $\delta$  соответствует относительному изменению  $R(\lambda_n, \mathbf{x}_k)$  на соседних итерациях 0,1%.

Вектор  $\mathbf{x}$  включает параметры спектральной зависимости АОТ ( $\tau_a(\lambda_0)$  и  $\nu$ ), описываемой формулой (4), приземное давление воздуха  $p_s$ , а также параметры  $C_{\text{soil}}$  и  $C_{\text{veg}}$  спектра отражения подстилающей поверхности, который, на этапе определения передаточных функций атмосферы, так же как в алгоритме атмосферной коррекции ВАЕР [11], аппроксимируется суперпозицией спектральных альbedo почвы  $A_{\text{soil}}(\lambda)$  и растительности  $A_{\text{veg}}(\lambda)$ :

$$r_s(\lambda) = C_{\text{soil}} A_{\text{soil}}(\lambda) + C_{\text{veg}} A_{\text{veg}}(\lambda). \quad (13)$$

В качестве базовой функции  $A_{\text{soil}}(\lambda)$  используется средний спектр отражения почв, встречающихся на территории Восточной Европы: почвы Alfisols, Inceptisols, Mollisols, Spodosols и Vertisols в их американской классификации [33]. Базовая функция

$A_{\text{veg}}(\lambda)$  соответствует усредненному спектру отражения зеленой травы, хвойной и лиственной растительности. Спектральные альbedo рассматриваемых типов почв и растительности приведены в базе данных ASTER [34], результаты их усреднения представлены на рис. 2.

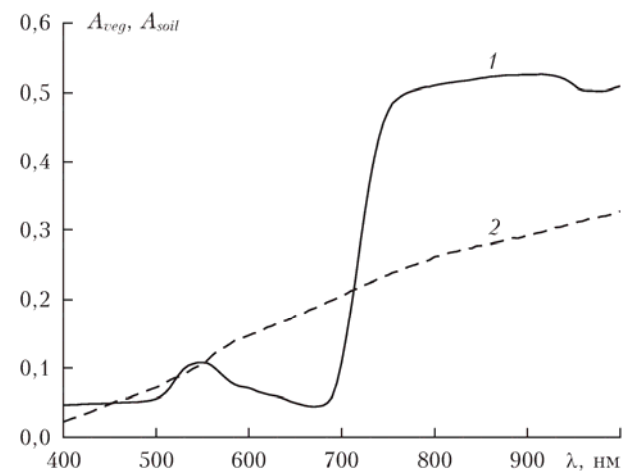


Рис. 2. Базовые спектры альbedo зеленой растительности (1) и почвы (2)

В итерационном алгоритме (12) спектральные КЯ  $R(\lambda_n, \mathbf{x})$  моделируются на основе формул (8) и (13) при  $\bar{r}_s = r_s$  (т.е. для однородной подстилающей поверхности). Необходимые для этого характеристики переноса излучения  $R_{\text{atm}}$ ,  $S_{\text{atm}}$ ,  $T_{\text{dir}}$  и  $T_{\text{dif}}$  рассчитываются по формулам (1)–(6), (9)–(11) как явные функции параметров атмосферы  $\tau_a(\lambda_0)$ ,  $\nu$  и  $p_s$ . После решения обратной задачи и вычисления передаточных функций  $R_{\text{atm}}(\lambda_n, \mu_0, \mu, \varphi, \mathbf{x})$ ,  $S_{\text{atm}}(\lambda_n, \mathbf{x})$ ,  $T_{\text{dir}}(\lambda_n, \mu_0, \mathbf{x})$ ,  $T_{\text{dif}}(\lambda_n, \mu_0, \mathbf{x})$ ,  $T_{\text{dir}}(\lambda_n, \mu, \mathbf{x})$  и  $T_{\text{dif}}(\lambda_n, \mu, \mathbf{x})$  проводится восстановление альbedo однородной подстилающей поверхности, наблюдаемой из космоса при отсутствии атмосферы:

$$r_s^*(\lambda_n) = \left[ R_{\text{exp}}(\lambda_n, \mu_0, \mu, \varphi) - R(\lambda_n, \mu_0, \mu, \varphi, \mathbf{x}) \right] \times \left\{ T(\lambda_n, \mu_0, \mathbf{x}) T(\lambda_n, \mu, \mathbf{x}) - S_{\text{atm}}(\lambda_n, \mathbf{x}) \right\} \times \left[ R_{\text{exp}}(\lambda_n, \mu_0, \mu, \varphi) - R(\lambda_n, \mu_0, \mu, \varphi, \mathbf{x}) \right]^{-1}, \quad (14)$$

где  $T = T_{\text{dir}} + T_{\text{dif}}$  – полное пропускание атмосферы.

Для изображений поверхности со сложным рельефом необходимо учитывать зависимость освещенности ее отдельных элементов от их пространственной ориентации. Освещенность площадки, наклоненной под углом  $\theta_s$  к горизонту, складывается из двух составляющих – освещенности, создаваемой прямыми солнечными лучами  $E_{\text{dir}} = \mu_{\text{inc}} F_0 T_{\text{dir}}(\mu_0)$ , где  $\mu_{\text{inc}}$  – косинус угла падения солнечного излучения, отсчитываемый от нормали к площадке; и освещенности, создаваемой рассеянным светом небосвода  $E_{\text{dif}} = f(\theta_s) \mu_0 F_0 T_{\text{dif}}(\mu_0)$ , где  $f(\theta_s) = (1 + \cos \theta_s)/2$  – доля небосвода (полусферы), диффузно освещающего площадку. Отношение освещенностей наклонной и горизонтальной ( $\theta_s = 0$ ,  $\mu_{\text{inc}} = \mu_0$ ) площадок [6]:

$$G(\mu_0, \mu_{inc}, \theta_s) = \frac{\mu_{inc} T_{dir}(\mu_0) + f(\theta_s) \mu_0 T_{dif}(\mu_0)}{\mu_0 [T_{dir}(\mu_0) + T_{dif}(\mu_0)]}. \quad (15)$$

В зависимости от значения  $G$  наклонная площадка, наблюдаемая из космоса, может выглядеть темнее ( $G < 1$ ) либо светлее ( $G > 1$ ) аналогичной ей горизонтальной площадке, что, без учета рельефа местности, приведет к ошибочному определению ее альbedo. Корректирующий коэффициент (15) можно рассчитать, зная функцию пропускания атмосферы и геометрические параметры, определяющие ориентацию площадки в пространстве. Функция пропускания атмосферы определяется на этапе решения обратной задачи. Для нахождения геометрических параметров площадки используются цифровые модели рельефа (Digital Elevation Model) [6, 7], предоставляющие данные о высоте ( $z_{i,j}$ ) точек земной поверхности ( $i, j$ ) в зависимости от их географических координат — широты ( $\eta_i$ ) и долготы ( $\xi_j$ ). Координаты вектора нормали  $\mathbf{n}_s$  к участку земной поверхности с центром в точке ( $i, j$ ) можно определить, аппроксимировав зависимость  $z(\eta, \xi)$  в окрестности этой точки уравнением плоскости

$$z = z_{ij} + AL_{lat}^1(\eta - \eta_i) + BL_{long}^1(\xi - \xi_j), \quad (16)$$

где  $L_{lat}^1 = \frac{\pi a(1-e^2)}{180(1-e^2 \sin^2 \eta_i)^{3/2}}$  — длина дуги меридиана

на (по широте) в  $1^\circ$ ;  $L_{long}^1 = \frac{\pi a \cos \eta_i}{180(1-e^2 \sin^2 \eta_i)^{1/2}}$  —

длина дуги параллели (по долготе) в  $1^\circ$ ,  $a$  и  $e$  — большая полуось (экваториальный радиус) и эксцентриситет земного эллипсоида соответственно;  $A$  и  $B$  — параметры вектора нормали к плоскости  $\mathbf{n}_s = (-A, -B, 1)$ . При дискретном задании высоты местности на неравномерной прямоугольной сетке параметры  $A$  и  $B$  можно определить при помощи конечно-разностных операторов дифференцирования:

$$A = \frac{\partial z}{L_{lat}^1 \partial \eta_{(i,j)}} = \frac{1}{L_{lat}^1} \left[ \frac{\Delta \eta_{i-}}{\Delta \eta_i \Delta \eta_{i+}} z_{i+1,j} + \frac{\Delta \eta_{i+} - \Delta \eta_{i-}}{\Delta \eta_i - \Delta \eta_{i+}} z_{i,j} - \frac{\Delta \eta_{i+}}{\Delta \eta_i \Delta \eta_{i-}} z_{i-1,j} \right],$$

$$B = \frac{\partial z}{L_{long}^1 \partial \xi_{(i,j)}} = \frac{1}{L_{long}^1} \left[ \frac{\Delta \xi_{j-}}{\Delta \xi_j \Delta \xi_{j+}} z_{i,j+1} + \frac{\Delta \xi_{j+} - \Delta \xi_{j-}}{\Delta \xi_j - \Delta \xi_{j+}} z_{i,j} - \frac{\Delta \xi_{j+}}{\Delta \xi_j \Delta \xi_{j-}} z_{i,j-1} \right],$$

где  $\Delta \eta_i = \eta_{i+1} - \eta_{i-1}$ ,  $\Delta \eta_{i+} = \eta_{i+1} - \eta_i$ ,  $\Delta \eta_{i-} = \eta_i - \eta_{i-1}$ ;  $\Delta \xi_j = \xi_{j+1} - \xi_{j-1}$ ,  $\Delta \xi_{j+} = \xi_{j+1} - \xi_j$ ,  $\Delta \xi_{j-} = \xi_j - \xi_{j-1}$ .

Зная вектор нормали к площадке и положение Солнца относительно нее, несложно рассчитать геометрические параметры  $\theta_s$  и  $\mu_{inc}$ , необходимые для топографической коррекции спутникового снимка:

$$\cos \theta_s = \frac{1}{\sqrt{1 + A^2 + B^2}},$$

$$\mu_{inc} = \frac{\mu_0 - \sqrt{1 - \mu_0^2} (A \cos \varphi_0 + B \sin \varphi_0)}{\sqrt{1 + A^2 + B^2}}$$

( $\varphi_0$  — азимут Солнца, отсчитываемый от направления на юг по часовой стрелке).

Заключительный этап коррекции многоспектрального изображения земной поверхности состоит в учете эффекта бокового подсвета, возникающего вследствие отражения солнечного излучения от окрестности наблюдаемого из космоса элемента поверхности (пиксела) и рассеяния отраженного излучения атмосферой в направлении наблюдения, что в итоге приводит к снижению контраста изображения. Разделение вкладов альbedo пиксела  $r_s$  и его окрестности  $\bar{r}$  в альbedo  $r_s^*$ , полученное в приближении однородной подстилающей поверхности, основывается на использовании выражения (8). Пренебрегая в нем многократным переотражением света между атмосферой и поверхностью, т.е. полагая, что  $S_{atm} \bar{r} \ll 1$ , приходим к следующей, часто используемой на практике, формуле коррекции бокового подсвета пиксела как эффекта второго порядка малости [4, 35]:

$$r_s = r_s^* + (r_s^* - \bar{r}_s) \frac{T_{dif}(\mu)}{T_{dir}(\mu)}. \quad (17)$$

Среднее альbedo поверхности в окрестности ее наблюдаемого элемента, представленного на изображении пикселем ( $I, J$ ), задается следующей формулой [5]:

$$\bar{r}_s = \frac{\sum_{i=I-N}^{I+N} \sum_{j=J-N}^{J+N} r_s^*(i, j) f(\rho_{ij})}{\sum_{i=I-N}^{I+N} \sum_{j=J-N}^{J+N} f(\rho_{ij})}, \quad (18)$$

где  $f(\rho_{ij})$  — функция размытия точки (ФРТ) за счет рассеяния света в атмосфере;  $\rho_{ij} = \sqrt{(L_{lat}^1)^2 (\eta_i - \eta_I)^2 + (L_{long}^1)^2 (\xi_j - \xi_J)^2}$  — расстояния между элементами земной поверхности, представленными пикселями ( $I, J$ ) и ( $i, j$ ); параметр  $N$  определяет общее количество пикселей в пределах области бокового подсвета.

Функция размытия точки сложным образом зависит от высотного распределения характеристик светорассеяния атмосферы и зенитного угла визирования  $\theta$  [4, 5], а при  $\theta \geq 20-30^\circ$  ФРТ перестает быть осесимметричной и начинает проявляться ее зависимость от азимута [4, 36]. В общем случае ФРТ можно рассчитать только методом Монте-Карло [14, 36], требующим больших затрат машинного времени и поэтому неудобным для практического использования. Для расчетов ФРТ в частных случаях (для чисто аэрозольного или чисто молекулярного рассеяния, при наблюдении в надиры и т.п.) можно использовать достаточно простые аппроксимационные формулы [4, 5], заменяющие метод Монте-Карло. Известны также аналитические выражения для ФРТ, полученные в рамках малоуглового приближения теории переноса излучения [19] и в приближении

однократного рассеяния [37]. В целом задача расчета ФРТ с точностью и оперативностью, приемлемыми для практики, далека от своего окончательного решения и требует дальнейших исследований.

### Апробация алгоритма

Рассмотрим пример использования предложенного алгоритма для обработки снимков Земли аппаратурой MERIS [38] на борту спутника ENVISAT (ENVIRONMENTAL SATELLITE) Европейского космического агентства. MERIS выполнял съемку в 15 спектральных каналах видимого и ближнего ИК-диапазонов с разрешением 300 м на протяжении 10 лет (2002–2012 гг.). В настоящее время на борту европейского спутника Sentinel-3A, запущенного 16.01.2016 г., функционирует усовершенствованный аналог MERIS – спектрометр OLCI (Ocean and Land Colour Instrument) [39], но собираемые им данные, в отличие от данных MERIS, пока не доступны для общего пользования.

Для оценки потенциальной точности восстановления спектрального альbedo подстилающей поверхности по данным MERIS при различных оптических толщинах аэрозоля и его высотных стратификациях рассмотрим результаты имитационного моделирования транспорта фотонов в атмосфере. Для моделирования КЯ на верхней границе атмосферы в приемных каналах MERIS использовался алгоритм метода Монте-Карло из [40]. При рассмотрении однородной стратификации аэрозоля моделируемая среда задавалась ее интегральными оптическими характеристиками (формулы (1)–(3)). При неоднородном распределении аэрозоля в атмосфере среда разбивалась на элементарные слои оптической толщиной  $\Delta\tau = 10^{-3}$ , в пределах каждого из которых ее оптические параметры полагались неизменными.

Характеристики молекулярного поглощения и рассеяния в обоих случаях рассчитывались в рамках стандартной модели атмосферы для лета средних широт [27]. В качестве модели высотной стратификации аэрозоля в атмосфере выбрано экспоненциальное распределение  $\varepsilon_a(z) = \alpha_a \tau_a \exp(-\alpha_a z)$ , где  $\varepsilon_a(z)$  – аэрозольный коэффициент ослабления на высоте  $z$ ;  $\alpha_a = 0,92 \text{ км}^{-1}$  [41]. Альbedo и индикатриса однократного рассеяния аэрозоля задавались в соответствии с их среднерегionalной моделью (см. рис. 1) и полагались не меняющимися с высотой. Спектральное альbedo подстилающей поверхности представлено полусуммой базовых спектров почвы и растительности, используемых в алгоритме атмосферной коррекции (см. рис. 2).

Результаты расчета КЯ на верхней границе атмосферы со строгим учетом высотной стратификации ее оптических характеристик и в приближении ее однородной средой с эффективными значениями  $\tau(\lambda)$ ,  $\omega(\lambda)$  и  $P(\theta, \lambda)$  (формулы (1)–(3)) приведены на рис. 3, а. Неоднородность среды практически не влияет на ее КЯ, регистрируемые в спектральных каналах с  $\lambda \geq 560 \text{ нм}$ . Для более коротких длин волн это влияние проявляется лишь при больших зна-

чениях  $\tau_a(\lambda)$ . Максимальная погрешность модели однородной среды, соответствующая  $\lambda = 412,5 \text{ нм}$ , составляет  $\delta R(\lambda) = 5,4\text{--}8,8\%$  при  $\tau_a(\lambda) = 1,69\text{--}3,37$  (общая оптическая толщина среды  $\tau = 2,0\text{--}3,7$ ).

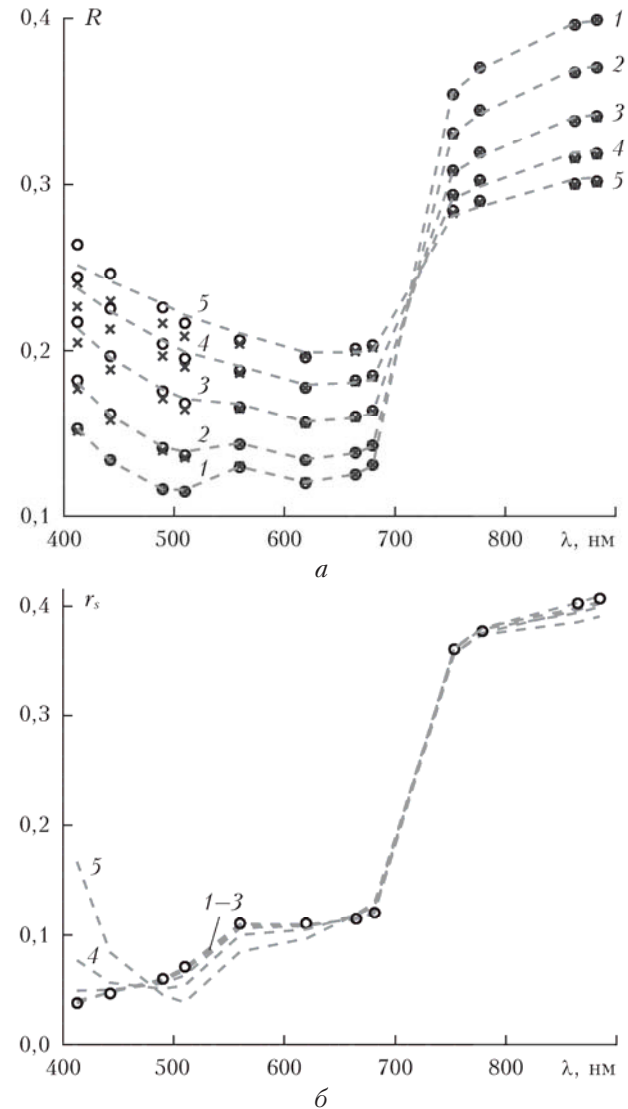


Рис. 3. Результаты численного эксперимента по восстановлению спектрального альbedo подстилающей поверхности из КЯ на верхней границе атмосферы: а – спектральные КЯ ( $R$ ), рассчитанные методом Монте-Карло (при однородной ( $\times$ ) и неоднородной ( $\circ$ ) высотной стратификациях оптических параметров атмосферы) и подобранные в рамках аппроксимационной модели переноса излучения (штриховые линии); б – фактические ( $\circ$ ) и восстановленные (штриховые линии) спектральные значения альbedo подстилающей поверхности ( $r_s$ );  $\tau_a(\lambda_0) = 0,1$  (1); 0,5 (2); 1,0 (3); 1,5 (4); 2,0 (5); параметр Ангстрема  $\nu = 1,0$ ; модель газовой атмосферы – Mid-Latitude Summer [27];  $\arccos(\mu_0) = 40^\circ$ ;  $\arccos(\mu) = 20^\circ$ ;  $\varphi = 120^\circ$

Рассмотрим результаты восстановления оптических параметров атмосферы и подстилающей поверхности из спектральных КЯ, смоделированных методом Монте-Карло. Интерпретация этих коэффициентов для однородной и неоднородной сред выпол-



нялась в рамках предложенной аппроксимационной модели переноса излучения. Восстановленные значения оптических параметров аэрозоля  $\tau_a(\lambda_0)$  и  $v$  приведены в табл. 2. Видно, что погрешности восстановления  $\tau_a(\lambda_0)$  практически не подвержены влиянию высотной стратификации аэрозольной и газовых компонентов среды. Однако восстановленные значения параметра Ангстрема, характеризующего спектральную зависимость  $\tau_a$ , для случая неоднородной среды существенно выше его фактического значения ( $v = 1,0$ ), что является следствием недостаточно точного описания неоднородной среды ее интегральными оптическими параметрами при  $\lambda < 560$  нм (см. рис. 3, а).

Спектральные альбедо  $r_s(\lambda)$ , восстановленные из КЯ неоднородной среды, моделирующей систему «атмосфера–подстилающая поверхность», сопоставлены с их фактическими значениями (рис. 3, б). При  $\tau_a(\lambda_0) \leq 1,0$  атмосферную коррекцию КЯ, регистрируемых со спутника, можно осуществлять без учета высотной стратификации оптических характеристик атмосферы (абсолютная погрешность восстановления  $r_s(\lambda)$  не превышает 0,01). Впрочем, при больших оптических толщинах аэрозоля ( $\tau_a(\lambda_0) \geq 1,5$ ) неоднородность его распределения в атмосфере может приводить к существенному искажению восстановленных спектров отражения подстилающей поверхности по сравнению с их фактическими значениями. Наиболее значимы эти искажения для диапазона  $\lambda = 400–680$  нм, в котором яркость атмосферной дымки при  $\tau_a(\lambda_0) \geq 1,5$  может в несколько раз превосходить яркость подстилающей поверхности. Это обстоятельство говорит о том, что в общем случае для атмосферной коррекции спутниковых снимков необходимы вспомогательные данные о высотной стратификации аэрозоля в атмосфере, получаемые, например, на основе лидарного зондирования [42], а также быстрые коды для расчета переноса излучения в неоднородной среде.

Таблица 2

**Фактические ( $\tau_a, v$ ) и восстановленные ( $\tau_a^*, v^*$ ) значения оптических параметров аэрозоля для однородной и неоднородной моделей атмосферы**

$\tau_a$ (675 нм)	$v$	Среда			
		однородная		неоднородная	
		$\tau_a^*$ (675 нм)	$v^*$	$\tau_a^*$ (675 нм)	$v^*$
0,1	1,0	0,11	0,88	0,08	1,12
0,5	1,0	0,50	1,06	0,51	1,24
1,0	1,0	1,03	1,01	1,04	1,31
1,5	1,0	1,54	1,00	1,53	1,46
2,0	1,0	2,01	1,00	2,00	1,62

Для экспериментальной верификации предложенного алгоритма атмосферной коррекции использовался снимок земной поверхности, сделанный аппаратурой MERIS над Восточной Европой 05.06.2011 г. Фрагменты снимка, относящиеся к территориям Польши и Беларуси, приведены на рис. 4 в виде псевдоцветных изображений, синтезированных по данным MERIS в каналах с  $\lambda = 442,5$  (синий); 560 (зеленый) и 665 нм (красный). На рис. 4, а (терри-

тория Польши) присутствует неравномерная полупрозрачная облачность, существенно ухудшающая видимость объектов земной поверхности. Рис. 4, б (Белорусско-Польская граница, проходящая через Беловежскую пушу) соответствует достаточно хорошей видимости в атмосфере. Размер обоих изображений –  $700 \times 700$  пикселей, что примерно соответствует площади поверхности  $21 \times 21$  км<sup>2</sup>.

Параметры аппроксимационных выражений (9)–(11), используемых в алгоритме атмосферной коррекции, получены на основе численных расчетов по переносу излучения в атмосфере методом DISORT для  $3 \times 10^3$  случайных реализаций модельных параметров. Расчет выполнен для приемных каналов MERIS, попадающих в окна прозрачности атмосферы (каналы 1–8; 10; 12–14) с учетом их спектральных чувствительностей. Среднеквадратические погрешности аппроксимации передаточных функций атмосферы  $R_{atm}$ ,  $T_{dif}$  и  $S_{atm}$  выражениями (9)–(11) при рассматриваемой вариативности модельных параметров составляют 0,78; 0,16 и 0,13% соответственно.

Перед началом атмосферной коррекции спутниковых снимков проведен поиск на них плотной облачности, не позволяющей проводить измерение отражательных характеристик подстилающей поверхности. Идентификация пикселей, относящихся к плотной облачности, основана на использовании порогового критерия для КЯ на верхней границе атмосферы [13]:  $R(560 \text{ нм}) \geq 0,4$ . Пиксели, удовлетворяющие этому критерию, исключаются из дальнейшего рассмотрения, оставшиеся обрабатываются в соответствии с предложенным алгоритмом. При обработке снимка используются вспомогательные данные MERIS о рельефе местности [38], представленные в цифровом виде и интерполированные на сетку географических координат пикселей снимка.

Для определения передаточных функций атмосферы используются снимки MERIS в спектральных каналах 1–8 (412,5; 442,5; 490; 510; 560; 620; 665; 681,25 нм), поскольку КЯ на верхней границе атмосферы, регистрируемые в этих каналах, в наименьшей степени подвержены влиянию отражения света от подстилающей поверхности. Приземное давление воздуха, определяющее оптическую толщину рэлеевского рассеяния, задается в соответствии с данными цифровой модели рельефа [38]. Параметры спектральной зависимости АОТ восстанавливаются по итерационной формуле (12) из среднего КЯ для блока пикселей размером  $5 \times 5$  с центром в обрабатываемом пикселе. Такое осреднение спектральных КЯ, во-первых, позволяет сгладить влияние погрешности измерений и локальных вариаций спектра отражения поверхности на точность восстановления оптических параметров аэрозоля, а во-вторых, облегчить задачу учета бокового подсвета пиксела за счет использования общих передаточных функций атмосферы для всех пикселей в радиусе бокового подсвета.

Пространственные распределения АОТ на  $\lambda = 675$  нм, восстановленные из многоспектральных снимков MERIS, приведены на рис. 5. Средние значения  $\tau_a(675 \text{ нм})$  для снимков с полупрозрачной

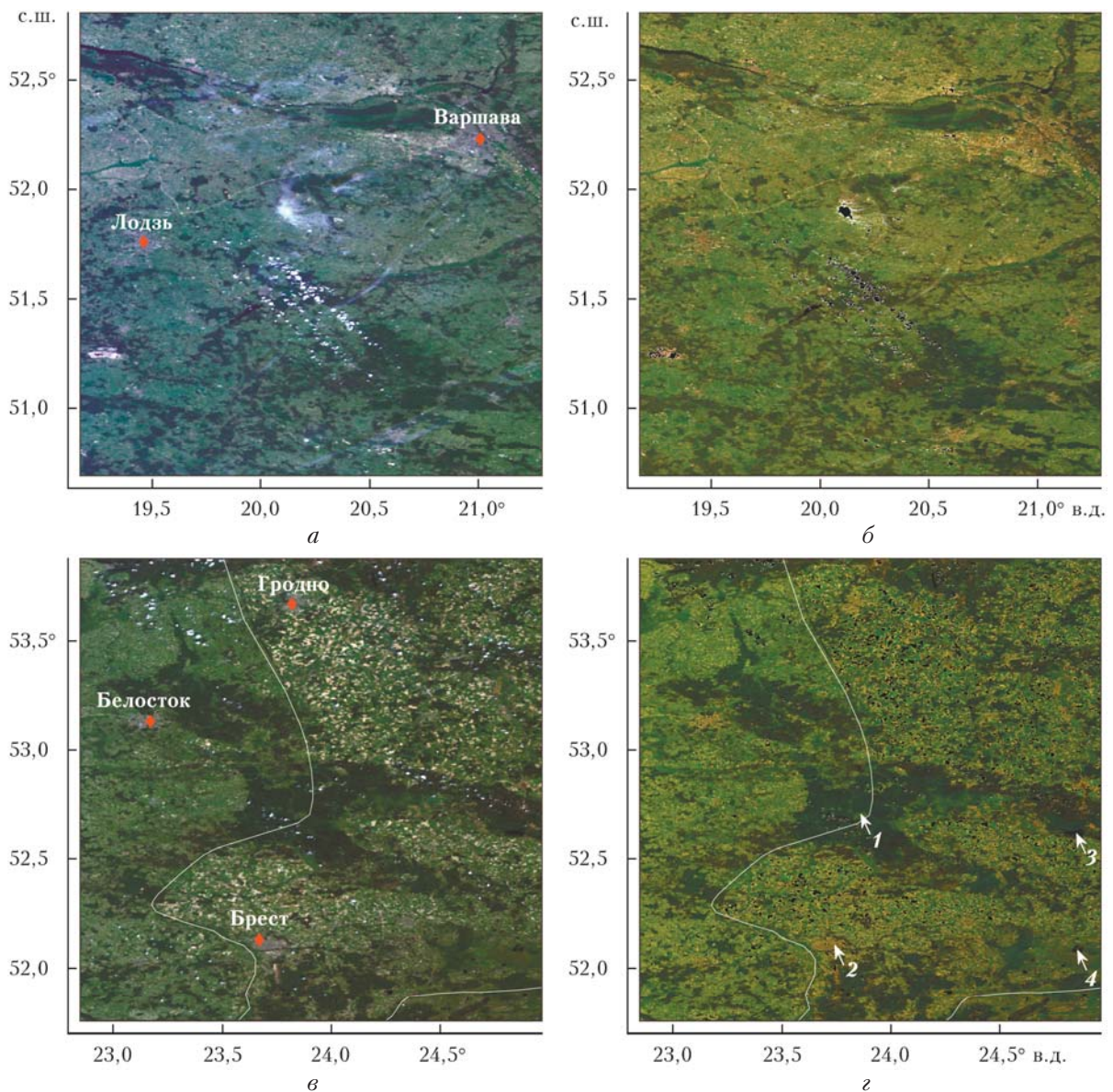


Рис. 4. Псевдоцветные фрагменты исходного (а, в) и обработанного (б, г) снимков MERIS; стрелками указаны тестовые пиксели, используемые для анализа влияния атмосферы на результаты спутниковых измерений альbedo подстилающей поверхности; бреши в изображениях земной поверхности (б, г) соответствуют участкам, закрытым плотной облачностью

облачностью (рис. 4, а) и без нее (рис. 4, в) отличаются примерно в 2 раза — 0,157 и 0,077 соответственно. На распределениях АОТ отчетливо выделяются районы с высокой плотностью проживания людей. Например, в некоторых районах Бреста АОТ достигает значений ~0,43, это намного больше ее среднего значения для всего региона, представленного на рис. 4, в.

После восстановления модельных параметров и расчета передаточных функций атмосферы для каждого пиксела снимка проводится атмосферная коррекция значений пикселей по формуле (14) и топографическая коррекция с использованием поправочного коэффициента (15). В данном случае снимки сделаны над равнинной местностью (среднеквадратическое отклонение высоты ~50 м), поэтому их топографическая коррекция не дает ощутимых результатов.

На последнем этапе обработки спутниковых изображений корректируются их искажения, вызванные эффектом бокового подсвета. Для этого используются формулы (17) и (18). С учетом того, что угол визирования объектов земной поверхности со спутника в пределах рассматриваемого региона не превышает 25°, ФРТ рассчитывается по аппроксимационной формуле, предложенной в [5] для надирной геометрии спутниковых измерений:

$$f(\rho) = 0,003\tau \exp(-1,424\rho) + (0,071\tau^3 - 0,061\tau^2 - 0,439\tau + 0,996) \exp(-12916\rho), \quad (19)$$

где  $\tau$  — оптическая толщина атмосферы;  $\rho$  — радиус, отсчитываемый от центра корректируемого пиксела в километрах. Результаты верификации формулы (19) на тестовых средах, моделирующих атмосферу с не-

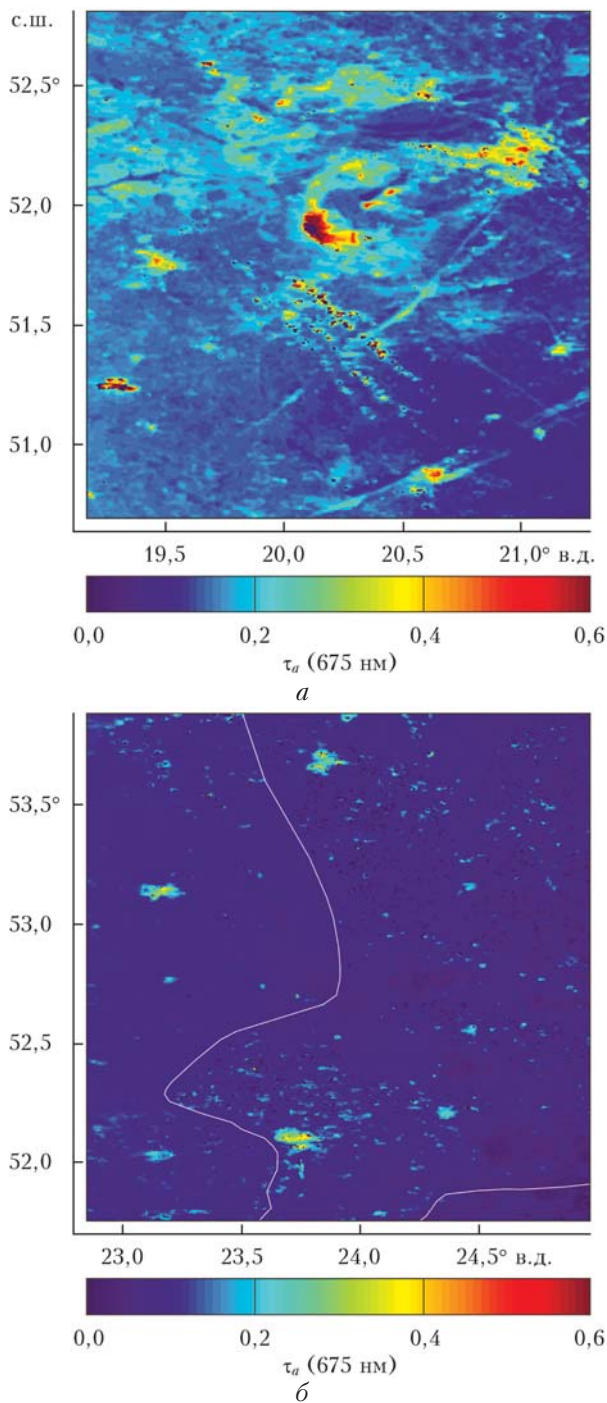


Рис. 5. Пространственные распределения АОТ в облачной (а) и слабозамутненной (б) атмосфере, восстановленные из многоспектральных снимков MERIS

однородной подстилающей поверхностью, демонстрируют ее высокую точность в диапазоне оптических толщин среды  $\leq 1,5$  и зенитных углов Солнца  $10\text{--}50^\circ$  [5].

Окончательные результаты обработки снимков MERIS представлены на рис. 4, б, г. Видно, что качество изображений земной поверхности в сравнении с исходными снимками существенно повысилось: устранена атмосферная дымка и полупрозрачная облач-

ность, улучшена видимость мелких деталей поверхности, усилено их контрастирование друг с другом. Для количественного сравнения исходного и обработанного изображений приведем диапазоны значений их пикселей в спектральных каналах MERIS на  $\lambda = 665$  и  $865$  нм, используемых для определения вегетационного индекса поверхности NDVI (Normalized Difference Vegetation Index):  $R(665) = 0,240\text{--}0,173$ ;  $r_s(665) = 1,1 \times 10^{-4}\text{--}0,176$ ;  $R(865) = 0,017\text{--}0,660$ ;  $r_s(865) = 2,3 \times 10^{-4}\text{--}0,72$ . В результате атмосферной коррекции спутникового изображения расширяется динамический диапазон (а вместе с ним и контраст) пикселей и становятся более заметными темные объекты земной поверхности (водоемы, участки тени и др.), первоначально скрытые атмосферной дымкой.

Для целей распознавания и классификации объектов земной поверхности важным является не только качество их изображений на аэрокосмических снимках, но и адекватность воспроизведения их спектральных отражательных характеристик. В связи с этим рассмотрим результаты восстановления спектра отражения подстилающей поверхности из КЯ на верхней границе атмосферы, измеренных аппаратурой MERIS. Исходные и откорректированные спектры четырех пикселей снимка MERIS, обозначенных на рис. 4, г стрелками, сопоставлены на рис. 6. Пиксели 1 и 2 отображают почвенно-лиственные участки поверхности, а пиксели 3, 4 – водные объекты. Заметно, что спектры отражения объектов земной поверхности существенно искажены атмосферой. Для почвенно-лиственных объектов эти искажения наиболее значимы в УФ- и видимом диапазонах спектра и проявляются в завышении наблюдаемых из космоса альbedo объектов по сравнению с их фактическими значениями вследствие сильного рассеяния солнечного излучения аэрозолями и молекулами воздуха. При наблюдении земных объектов в ближнем ИК-диапазоне спектра атмосфера может давать противоположный эффект – приводить к занижению «видимых» альbedo объектов за счет ослабления солнечного излучения на пути его распространения от Солнца к земной поверхности и от поверхности к приемнику. Предложенный алгоритм атмосферной коррекции, как показано на рис. 6, а, позволяет учесть отмеченные выше искажения спутниковых снимков и адекватным образом воспроизвести спектры отражения почвенно-лиственных участков поверхности [43].

Водные объекты обладают низким альbedo, поэтому яркость соответствующих им пикселей на спутниковом снимке практически полностью определяется яркостью атмосферной дымки. Из рис. 6, б видно, что спектральные КЯ на верхней границе атмосферы над двумя различными водными объектами отличаются в пределах 15%, это в первую очередь связано с пространственными вариациями оптических параметров атмосферы. Но после атмосферной коррекции этих спектров различие между ними существенно усиливается, достигая величины  $\sim 144\%$  на  $\lambda = 665$  нм. Восстановленные спектры и качественно и количественно хорошо соответствуют данным

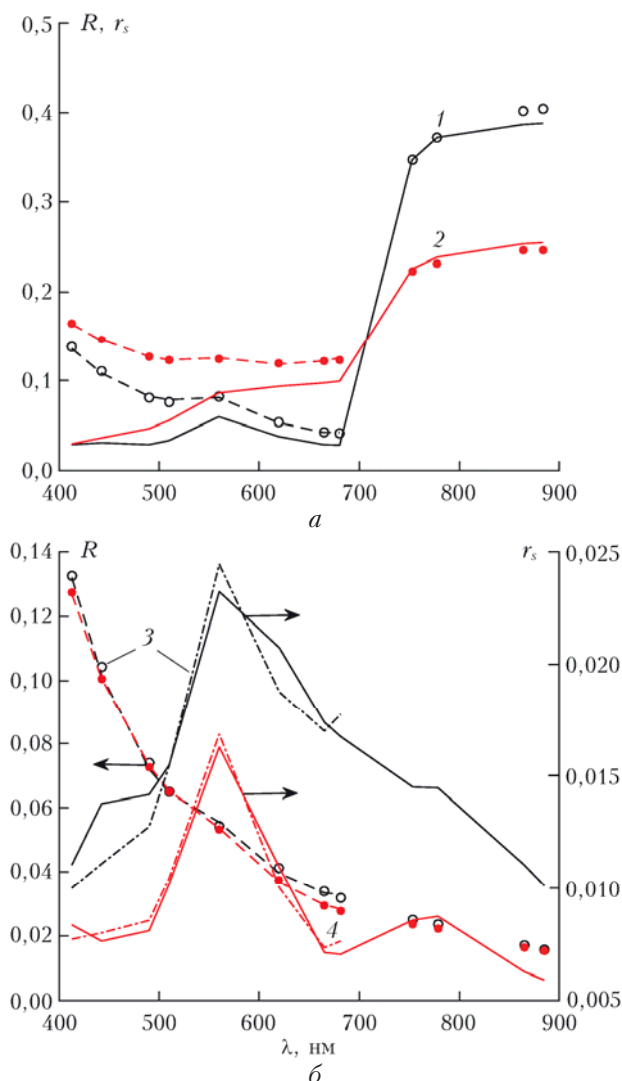


Рис. 6. Коэффициент яркости на верхней границе атмосферы, измеренные прибором MERIS (точки), и восстановленные из них альbedo подстилающей поверхности в пределах суши (а) и воды (б) (сплошные линии); номера 1–4 соответствуют тестовым пикселям, отмеченным на рис. 4, 2 стрелками; штриховые линии – результат подбора КЯ в рамках аппроксимационной модели переноса излучения под экспериментальные данные (остаточные дисперсии:  $1,6 \cdot 10^{-3}$  (1);  $8,9 \cdot 10^{-4}$  (2);  $1,3 \cdot 10^{-3}$  (3);  $4,3 \cdot 10^{-4}$  (4)); штрихпунктирные линии – аппроксимация спектральных альbedo поверхности по формуле (13) (остаточные дисперсии:  $1,5 \cdot 10^{-3}$  (3);  $5,4 \cdot 10^{-4}$  (4))

полевых исследований отражательных характеристик водоемов [8, 44]. Присутствующие на них минимумы и максимумы связаны с содержанием в воде окрашенных органических веществ и хлорофилла [45].

Следует заметить, что при восстановлении оптических параметров атмосферы предполагается возможность аппроксимации спектра отражения подстилающей поверхности суперпозицией базовых спектров отражения почвы  $A_{soil}(\lambda)$  и растительности  $A_{veg}(\lambda)$ , представленных на рис. 2. Для блока пикселей, соответствующего площади поверхности суши  $> 1 \text{ км}^2$ , такое предположение практически всегда выполня-

ется, но для водных участков земной поверхности оно, разумеется, физически неправомерно. Тем не менее, чисто в математическом смысле аппроксимация спектров отражения водных объектов базовыми функциями  $A_{soil}(\lambda)$  и  $A_{veg}(\lambda)$  вполне удовлетворительно работает в диапазоне  $\lambda = 410\text{--}680 \text{ нм}$ , используемом для восстановления оптических параметров атмосферы. Примеры такой аппроксимации приведены на рис. 6, б. При этом точность описания спектров отражения водных объектов вполне приемлема для оценок их малого вклада в КЯ, регистрируемых со спутника. Применимость базовых спектров альbedo почвы и растительности для описания спектра отражения внутриматериковых вод можно объяснить двумя причинами. Во-первых, на альbedo неглубоких водоемов влияет отражение света ото дна, приводя к появлению спектральных особенностей альbedo, характерных для объектов суши. Во-вторых, основным селективным поглотителем видимого солнечного излучения в водоемах является хлорофилл, содержащийся в фитопланктоне и водорослях, а также в листьях зеленых растений, что обуславливает некоторую схожесть спектров отражения воды и растительности в спектральной области сильного поглощения света хлорофиллом (400–680 нм). Все это делает возможным единое определение передаточных функций атмосферы над поверхностью суши и над водными объектами.

## Заключение

Предложенный алгоритм атмосферной коррекции многоспектральных спутниковых снимков позволяет существенным образом улучшить качество изображений объектов земной поверхности и адекватно воспроизвести их спектральные отражательные характеристики. Модель переноса излучения в атмосфере, используемая для этих целей, обеспечивает оперативность обработки больших объемов спутниковой информации и хорошо сочетается с численными алгоритмами решения обратных задач.

К недостаткам следует отнести ее ограниченность конкретным типом аэрозоля и необходимость определения коэффициентов ее аппроксимационных выражений отдельно для каждой длины волны излучения или узкого спектрального участка. Впрочем, это требует сравнительно небольшого объема «эталонных» расчетов по переносу излучения в атмосфере – достаточно рассмотреть  $\sim 10^3$  случайных реализаций модельных параметров, что на несколько порядков меньше, чем для моделей, построенных на основе lookup tables. Кроме того, модель легко адаптировать к другим типам аэрозоля, заложив в нее соответствующие им спектральные зависимости индикатрисы и альbedo однократного рассеяния.

1. Беляев Б.И., Катковский Л.В. Оптическое дистанционное зондирование. Минск: БГУ, 2006. 455 с.
2. Atzberger C. Advances in Remote Sensing of Agriculture: Context Description, Existing Operational Monitoring Systems and Major Information Needs // Remote Sens. 2013. V. 5, N 2. P. 949–981.

3. Hanes J.M. (ed.). Biophysical Applications of Satellite Remote Sensing. Heidelberg; New York; Dordrecht; London: Springer, 2014. 230 p.
4. Vermote E.F., Tanré D., Deuzé J.L., Herman M., Morcrette J.-J. Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S: An Overview // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 1997. V. 35, N 3. P. 675–686.
5. Liang S., Fang H., Chen M. Atmospheric correction of Landsat ETM+ land surface imagery – Part I: Methods // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2001. V. 39, N 11. P. 2490–2498.
6. Kobayashi S., Sanga-Ngoie K. The integrated radiometric correction of optical remote sensing imageries // Int. J. Rem. Sens. 2008. V. 29, N 20. P. 5957–5985.
7. Vanonckelen S., Lhermitte S., Balthazar V., Rompaey A.V. Performance of atmospheric and topographic correction methods on Landsat imagery in mountain areas // Int. J. Rem. Sens. 2014. V. 35, N 13. P. 4952–4972.
8. Gao B.-C., Davis C.O., Goetz A.F.H. Atmospheric correction algorithms for hyperspectral remote sensing data of land and ocean // Rem. Sens. Environ. 2009. V. 113, suppl. 1. P. S17–S24.
9. Kokhanovsky A.A., Breon F.-M., Cacciari A., Carboni E., Diner D., Di Nicolantonio W., Grainger R.G., Grey W.M.F., Höller R., Lee K.-H., Li Z., North P.R.J., Sayer A.M., Thomas G.E., von Hoyningen-Huene W. Aerosol remote sensing over land: A comparison of satellite retrievals using different algorithms and instruments // Atmos. Res. 2007. V. 85, N 3–4. P. 372–394.
10. Levy R.C., Remer L., Mattoo S., Vermote E., Kaufman Y.J. Second-generation algorithm for retrieving aerosol properties over land from MODIS spectral reflectance // J. Geophys. Res. D. 2007. V. 112, N 13. DOI: 10.1029/2007JD007811.
11. Von Hoyningen-Huene W., Freitag M., Burrows J.B. Retrieval of aerosol optical thickness over land surfaces from top-of-atmosphere radiance // J. Geophys. Res. D. 2003. V. 108, N 9. (20 p.). DOI: 10.1029/2001JD002018.
12. Guanter L., Gymez-Chova L., Moreno J. Coupled retrieval of aerosol optical thickness, columnar water vapor and surface reflectance maps from ENVISAT/MERIS data over land // Rem. Sens. Environ. 2008. V. 112, N 6. P. 2898–2913.
13. Katsev I.L., Prikhach A.S., Zege E.P., Ivanov A.P., Kokhanovsky A.A. Iterative procedure for retrieval of spectral aerosol optical thickness and surface reflectance from satellite data using fast radiative transfer code and its application to MERIS measurements // A.A. Kokhanovsky, G. de Leeuw (eds.) // Satellite aerosol remote sensing over land. Berlin: Springer-Praxis Books, 2009. P. 101–134.
14. Белов В.В., Тарасенков М.В. О точности и быстродействию RTM-алгоритмов атмосферной коррекции спутниковых изображений в видимом и УФ-диапазонах // Оптика атмосфер. и океана. 2013. Т. 26, № 7. С. 564–571; Belov V.V., Tarasenkov M.V. On the accuracy and operation speed of RTM algorithms for atmospheric correction of satellite images in the visible and UV ranges // Atmos. Ocean. Opt. 2014. V. 27, N 1. P. 54–61.
15. Berk A., Conforti P., Kennett R., Perkins T., Hawes F., van den Bosch J. MODTRAN6: A major upgrade of the MODTRAN radiative transfer code // Proc. SPIE. Algorithms and Technologies for Multispectral, Hyperspectral, and Ultraspectral Imagery XX. 2014. V. 9088. P. 90880H-1–90880H-7.
16. Ricchiuzzi P., Yang S., Gautier C., Sowle D. SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1998. V. 79, N 10. P. 2101–2114.
17. Schaaf C.B., Gao F., Strahler A.H., Lucht W., Li X., Tsang T., Strugnell N.C., Zhang X., Jin Y., Muller J.-P., Lewis P., Barnsley M., Hobson P., Disney M., Roberts G., Dunderdale M., Doll C., d'Entremont R.P., Hug B., Liang S., Privette J.L., Roy D. First operational BRDF, albedo nadir reflectance products from MODIS // Rem. Sens. Environ. 2002. V. 83, N 1–2. P. 135–148.
18. Lyapustin A., Wang Y. The time series technique for aerosol retrievals over land from MODIS // A.A. Kokhanovsky, G. de Leeuw (eds.) // Satellite aerosol remote sensing over land. Berlin: Springer-Praxis Books, 2009. P. 69–99.
19. Katsev I.L., Prikhach A.S., Zege E.P., Kokhanovsky A.A. Speeding up the aerosol optical thickness retrieval using analytical solutions of radiative transfer theory // Atmos. Meas. Tech. 2010. V. 3, N 5. P. 1403–1422.
20. Seidel F.C., Kokhanovsky A.A., Schaepman M.E. Fast and simple model for atmospheric radiative transfer // Atmos. Meas. Tech. 2010. V. 3, N 4. P. 1129–1141.
21. Катковский Л.В. Параметризация уходящего излучения для быстрой атмосферной коррекции гиперспектральных изображений // Оптика атмосфер. и океана. 2016. Т. 29, № 9. С. 778–784.
22. Kokhanovsky A.A., Mayer B., Rozanov V.V. A parameterization of the diffuse transmittance and reflectance for aerosol remote sensing problems // Atmos. Res. 2005. V. 73, N 1–2. P. 37–43.
23. Васильев А.В., Кузнецов А.Д., Мельникова И.Н. Аппроксимация многократно рассеянного солнечного излучения в рамках приближения однократного рассеяния // Уч. зап. РГМУ. 2016. № 42. С. 94–103.
24. Goddard Space Flight Center, AERONET. [Electronic resource]. URL: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov> (last access: 14.10.2016).
25. Hansen J.E., Travis L.D. Light scattering in planetary atmospheres // Space Sci. Rev. 1974. V. 16, N 4. P. 527–610.
26. Liou K.N. An introduction to atmospheric radiation. Second edition. New York; London: Elsevier-Academic Press, 2002. 583 p.
27. Abreu L.W., Anderson G.P. (eds.). The MODTRAN 2/3 Report and LOWTRAN 7 MODEL. 1996. [Electronic resource]. URL: <http://web.gps.caltech.edu/~vijay/pdf/modrept.pdf> (last access: 14.10.2016).
28. Rothman L.S., Gordon I.E., Barbe A., Benner D.C., Bernath P.F., Birk M., Boudon V., Brown L.R., Campargue A., Champion J.-P., Chance K., Couderti L.H., Dana V., Devi V.M., Fally S., Flaud J.-M., Gamache R.R., Goldman A., Jacquemart D., Kleiner I., Lacome N., Laferty W.J., Mandin J.-Y., Massie S.T., Mikhailenko S.N., Miller C.E., Moazzen-Ahmadi N., Naumenko O.V., Nikitin A.V., Orphal J., Perevalov V.I., Perrin A., Predoi-Cross A., Rinsland C.P., Rotger M., Šimečková M., Smith M.A.H., Sung K., Tashkun S.A., Tennyson J., Toth R.A., Vandaele A.C., Auwers J.V. The HITRAN 2008 molecular spectroscopic database // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2009. V. 110, N 9–10. P. 533–572.
29. Serdyuchenko A., Gorshelev V., Weber M., Burrows J.P. New broadband high-resolution ozone absorption cross-sections. Bremen University, Bremen, Germany, 2011. [Electronic resource]. URL: <http://www.spectroscopyeurope.com/articles/55-articles/3082-new-broadband-high-resolution-ozone-absorption-cross-sections> (last access: 14.10.2016).
30. Vermote E.F., El-Saleous N., Justice C.O., Kaufman Y.J., Privette J.L., Remer L., Roger J.C., Tanré D. Atmospheric correction of visible to middle-infrared EOS-MODIS data over land surfaces: Background, operational algorithm and validation // J. Geophys. Res. D. 1997. V. 102, N 14. P. 17,131–17,141.

31. *Stamnes K., Tsay S.-C., Laszlo I.* DISORT, a General-Purpose Fortran Program for Discrete-Ordinate-Method Radiative Transfer in Scattering and Emitting Layered Media: Documentation of Methodology (version 1.1, Mar 2000). [Electronic resource]. URL: [http://www.meteo.physik.uni-muenchen.de/~emde/lib/exe/fetch.php?media=teaching:radiative\\_transfer:disortreport1.1.pdf](http://www.meteo.physik.uni-muenchen.de/~emde/lib/exe/fetch.php?media=teaching:radiative_transfer:disortreport1.1.pdf) (last access: 14.10.2016).
32. *Catrrall C., Reagan J., Thome K., Dubovic O.* Variability of aerosol spectral lidar and backscatter and extinction ratio of key aerosol types derived from selected Aerosol Robotic Network locations // *J. Geophys. Res.* D. 2005. V. 110, N 10. D10S11 (13 p.).
33. *United States Department of Agriculture.* Global soil regions map. URL: [http://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/soils/use/?cid=nrcs142p2\\_054013](http://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/soils/use/?cid=nrcs142p2_054013) (last access: 14.10.2016).
34. *Baldrige A.M., Hook S.J., Grove C.I., Rivera G.* The ASTER spectral library version 2.0 // *Rem. Sens. Environ.* 2009. V. 113, N 4. P. 711–715.
35. *Guanter L., Richter R., Kauffmann H.* On the application of the MODTRAN4 atmospheric radiative transfer code to optical remote sensing // *Int. J. Rem. Sens.* 2009. V. 30, N 6. P. 1407–1424.
36. *Reinersman P.N., Carder K.L.* Monte Carlo simulation of the atmospheric point-spread function with an application to correction for the adjacency effect // *Appl. Opt.* 1995. V. 34, N 21. P. 4453–4471.
37. *Duanabc S.-B., Licd Z.-L., Tanga B.-H., Wua H., Tang R., Bi Y.* Atmospheric correction of highspatial-resolution satellite images with adjacency effects: Application to EO-1 ALI data // *Int. J. Rem. Sens.* 2015. V. 36, N 19–20. P. 5061–5074.
38. *European Space Agency – MERIS Product Handbook.* Issue 3.0, 1 August 2011. [Electronic resource]. URL: <http://envisat.esa.int/handbooks/meris/CNTR.html> (last access: 15.10.2016).
39. *Sentinel-3 OLCI User Guide.* [Electronic resource]. URL: <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-3-olci> (last access: 15.10.2016).
40. *Васильев А.В.* Численное моделирование интенсивности многократно рассеянного солнечного излучения и производных от нее с учетом сферической геометрии атмосферы (компьютерный код SCATRD) // *Вестн. СПбГУ.* 2006. Сер. 4: Физика. Вып. 3. С. 3–14.
41. *World Meteorological Organization.* World Climate Research Programme: A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation. Switzerland, Geneva. Report WCP-112, WMO/TD-24. 1986. 60 p.
42. *Лысенко С.А., Кугейко М.М., Хомич В.В.* Многочастотное лидарное зондирование атмосферного аэрозоля в условиях информационной неопределенности // *Оптика атмосф. и океана.* 2016. Т. 29, № 5. С. 404–413; *Lysenko S.A., Kugeiko M.M., Khomich V.V.* Multifrequency lidar sensing of atmospheric aerosol under conditions of information uncertainty // *Atmos. Ocean. Opt.* 2016. V. 29, N 6. P. 516–525.
43. *Bowker D.E., Davis R.E., Myriek D.L., Stacy K., Jones W.T.* Spectral Reflectances of Natural Targets for Use in Remote Sensing Studies. NASA RP-1139. Hampton: NASA Langley Research Center, 1985. 184 p.
44. *Bhatti A.M., Rundquist D., Schalles J., Ramirez L., Nasu S.* A comparison between above-water surface and subsurface spectral reflectances collected over inland waters // *Geocarto Int.* 2009. V. 24, N 2. P. 133–141.
45. *Yang W., Matsushita B., Chen J., Fukushima T.* Estimating constituent concentrations in case II waters from MERIS satellite data by semi-analytical model optimizing and look-up tables // *Rem. Sens. Environ.* 2011. V. 115, N 5. P. 1247–1259.

**S.A. Lisenko. Atmospheric correction of multispectral satellite images based on the approximate model of the solar radiation transfer.**

A model of the solar radiation transfer in the Earth's atmosphere is developed for explicit calculations of the transfer characteristics of the atmosphere (reflectance, transmission, and spherical albedo) in its visible and near-IR transparency windows depending on the surface air pressure (or terrain elevation), the aerosol optical parameters, and angles indicating the position of the Sun and the satellite system with respect to the Earth's target. The model is based on the spectrally dependent approximations obtained using the atmospheric radiative transfer code DISORT. The sensitivity of underlying surface spectral albedo retrieval from top-of-atmosphere reflectance to vertical distribution of atmosphere optical parameters is investigated. The algorithm is designed for the atmospheric correction of multispectral satellite images with the developed model and applied to MERIS instrument (Medium Resolution Imaging Spectrometer). It is shown that accounting of optical properties of the atmosphere and adjacency effects in the processing of satellite images substantially improves visibility of underlining surface targets and rendering their spectral reflectance parameters.