

## АППАРАТУРА И МЕТОДЫ ОПТИЧЕСКОЙ ДИАГНОСТИКИ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

УДК 551.501.8; 551.510.42

# Быстрый алгоритм восстановления карт загрязненности атмосферы мелкодисперсными аэрозольными частицами по многоспектральным снимкам из космоса

С.А. Лысенко\*

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

Поступила в редакцию 1.09.2016 г.

Предложен алгоритм восстановления полных содержаний в атмосфере мелкодисперсных частиц (диаметром менее 1,0 и 2,5 мкм) по многоспектральным снимкам из космоса в видимой области спектра электромагнитного излучения. Алгоритм основан на регрессионных соотношениях между спектральными коэффициентами яркости на верхней границе атмосферы, микрофизическими параметрами аэрозоля и геометрическими параметрами спутниковой сцены. Уравнения регрессий строятся на основе расчетов коэффициентов яркости в спектральных каналах спутниковой аппаратуры для ансамбля случайно сгенерированных параметров модели переноса излучения в атмосфере и геометрических параметров спутниковых сцен. В дальнейшем это позволяет в оперативном режиме получать карты загрязнений атмосферы мелкодисперсными фракциями аэрозоля напрямую из спутниковых снимков, без решения некорректных обратных задач по переносу солнечного излучения в атмосфере и аэрозольному светорассеянию. Предложенный алгоритм реализован и апробирован для спутниковой аппаратуры MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer). Сравнение результатов обработки снимков MERIS с данными наземной радиометрической сети AERONET (Aerosol Robotic Network) по полным содержаниям в атмосфере мелкодисперсных аэрозольных фракций демонстрирует среднеквадратическое отклонение  $\sim 0,5$  мкг/см<sup>2</sup>. Показана возможность использования разработанного алгоритма для оперативного слежения за региональным и трансграничным переносами аэрозольных загрязнений атмосферы во время природных пожаров.

*Ключевые слова:* аэрозоль, мелкодисперсные частицы, оптическое дистанционное зондирование, коэффициенты яркости, регрессионные соотношения, многоспектральные снимки из космоса, оперативная обработка, карты аэрозольных загрязнений атмосферы; aerosol, fine particles, optical remote sensing, top of atmosphere reflectance, regressions, multi-spectral satellite images, operational data processing, maps of atmospheric particulate matter.

### Введение

Атмосферные аэрозоли играют важную роль в климатообразующих процессах, определяют условия видимости в атмосфере, влияют на качество жизни и здоровье людей [1–3]. Степень этого влияния определяется оптическими (оптическая толщина, альbedo однократного рассеяния, индикатриса рассеяния) и микрофизическими (концентрация, комплексный показатель преломления, распределение частиц по размерам) параметрами аэрозоля, которые сильно изменчивы во времени и пространстве. Непрерывный региональный и глобальный мониторинг этих параметров является важной частью ряда национальных и международных программ, охватывающих широкий спектр проблем экологической и климатической направленности.

Для определения оптических и микрофизических параметров аэрозоля используются разнообразные методы (весовые, нефелометрические, лидарные,

радиометрические и др.), каждому из которых присущи свои достоинства и недостатки [4–10]. Основным преимуществом методов спутникового радиометрического зондирования [6] является возможность получения информации о пространственно-временном распределении параметров атмосферного аэрозоля, позволяющая выявлять источники аэрозольных загрязнений воздуха и контролировать их крупномасштабный перенос. Реконструкция карт распределения аэрозоля по снимкам из космоса в видимом и ближнем ИК-диапазонах спектра основывается на решении обратной задачи по переносу солнечного излучения в атмосфере с учетом его отражения от земной поверхности, поглощения газовыми составляющими атмосферы, многократного рассеяния молекулами воздуха и аэрозолем. Большинство современных радиометров, установленных на спутниковых платформах, позволяют наблюдать каждую площадку земной поверхности только под одним углом (зависящим от сезона, орбиты и географических координат площадки) и измеряют лишь один параметр вектора Стокса отраженного солнечного излучения – интенсивность. В этом случае можно

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

использовать только такие алгоритмы решения обратных задач, которые на выходе дают оценку аэрозольной оптической толщины (АОТ). Все остальные параметры оптической модели аэрозоля (альbedo однократного рассеяния и индикатриса рассеяния) изначально полагаются неизменными. Учитывая большие затраты машинного времени, необходимые для решения уравнения переноса излучения в атмосфере, восстановление АОТ из спектральных значений интенсивности излучения, уходящего с верхней границы атмосферы, выполняется с использованием справочных таблиц, построенных для различных типов аэрозоля, геометрий измерения и спектральных каналов спутникового сенсора [6, 11, 12]. Известны также алгоритмы восстановления АОТ по спутниковым данным с помощью аналитических методов теории переноса излучения и нейросетевых технологий [13, 14].

Оптические и микрофизические параметры аэрозоля связаны интегральными уравнениями Фредгольма первого рода [15]. Теория решения этих уравнений развита достаточно хорошо и позволяет восстанавливать распределение аэрозольных частиц по размерам и их комплексный показатель преломления из спектрально-угловых зависимостей характеристик аэрозольного светорассеяния [16–20]. Как было отмечено выше, данные об оптических параметрах аэрозоля, получаемые по спектральным измерениям интенсивности излучения, уходящего с верхней границы атмосферы, представлены лишь АОТ, причем на фиксированной длине волны, поэтому на практике обратная задача аэрозольного светорассеяния решается на основе эмпирических или модельных корреляций между оптической толщиной и массовым содержанием аэрозоля в атмосфере [21–26]. Между тем атмосферный аэрозоль включает несколько сортов частиц, различающихся размерами и комплексными показателями преломления, что даже в приближении атмосферы однородной средой приводит к неоднозначной зависимости оптической толщины аэрозоля от его полного содержания в столбе атмосферы.

Повысить точность определения микрофизических параметров аэрозоля можно, восстанавливая их напрямую из сигналов спутникового спектрометра, т.е. одновременно решая обратную задачу аэрозольного светорассеяния и переноса солнечного излучения в системе «атмосфера–поверхность» [27, 28]. Однако высокая трудоемкость и большое число неизвестных параметров задачи приводят к неоправданно большому времени обработки мультиспектральных снимков из космоса. Тем не менее эта задача может решаться в оперативном режиме на основе предварительно полученных регрессионных соотношений между спектральными сигналами, регистрируемыми со спутника, и искомыми микрофизическими параметрами аэрозоля. К настоящему времени накоплена обширная информация об оптических и микрофизических параметрах аэрозоля, а также об их изменчивости как для отдельно взятого региона, так и в глобальном масштабе; разработаны надежные оптико-микрофизические модели аэрозоля и компьютерные

программы для расчета характеристик распространения излучения в атмосфере. Все это делает возможным моделирование сигналов отраженного солнечного излучения, принимаемых произвольной спутниковой аппаратурой, при вариациях параметров системы «атмосфера–поверхность», характерных для реальных условий, и получение на этой основе устойчивых регрессионных решений обратной задачи дистанционного зондирования аэрозоля из космоса.

Информация об оптических параметрах аэрозоля необходима также для достоверного определения спектральных отражательных характеристик природных объектов по аэрокосмическим снимкам Земли в видимой и ближней ИК-областях спектра [11, 12, 29]. Учитывая практические трудности обеспечения аэрокосмической съемки независимыми данными о состоянии атмосферы, важно иметь возможность их получения непосредственно по многоспектральным снимкам. Алгоритмы получения таких данных должны быть просты в использовании и доступны для рядовых пользователей, не имеющих углубленных знаний в области атмосферной оптики.

Настоящая работа направлена на повышение точности и оперативности восстановления массовых содержаний в атмосфере мелкодисперсных фракций аэрозоля (оказывающих наиболее губительное влияние на здоровье людей) по спектральным измерениям интенсивности солнечного излучения, отраженного системой «атмосфера–подстилающая поверхность», без привлечения дополнительных источников информации. Для этой цели предлагается использовать регрессионные уравнения, связывающие спектральные коэффициенты яркости на верхней границе атмосферы, геометрические параметры спутниковой сцены и полные содержания в атмосфере аэрозольных частиц с эффективными диаметрами  $\leq 1,0$  мкм ( $PM_{1,0}$ ) и  $\leq 2,5$  мкм ( $PM_{2,5}$ ).

## Решение обратной задачи многоспектрального спутникового зондирования

В качестве исходной информации при восстановлении микрофизических параметров аэрозоля используются спектральные коэффициенты яркости (СКЯ) на верхней границе атмосферы, определяемые как

$$R(\lambda, \mu_0, \mu, \varphi) = \frac{\pi I(\lambda, \mu_0, \mu, \varphi)}{\mu_0 F_0(\lambda)}, \quad (1)$$

где  $\mu_0$  – косинус зенитного угла Солнца,  $\mu$  – косинус зенитного угла наблюдения площадки на земной поверхности;  $\varphi$  – азимутальный угол наблюдения, отсчитываемый от азимута Солнца;  $F_0$  – внеатмосферный поток солнечного излучения;  $I$  – интенсивность излучения, уходящего с верхней границы атмосферы, в направлении на датчик дистанционного зондирования;  $\lambda$  – длина волны излучения.

Искомые микрофизические параметры аэрозоля – интегральные массовые концентрации респиратора

белых частиц (способных проникать в дыхательную систему человека) в столбе атмосферы единичного поперечного сечения — задаются выражением

$$PM_X = \gamma_a \int_0^{z_\infty} dz \int_0^{X/2} v(a)\eta(a, z) da, \quad (2)$$

где  $a$  — радиусы частиц в их представлении эквивалентными по объему сферами;  $X = 1,0$  и  $2,5$  мкм — верхние границы диаметров частиц, отделяющие респираторные фракции  $PM_{1,0}$  и  $PM_{2,5}$  от общей массы аэрозоля;  $\gamma_a$  — средняя плотность вещества частиц (здесь и далее принимается равной  $1,0$  г/см<sup>3</sup>);  $z_\infty$  — условная высота верхней границы атмосферы;  $v(a)$  — объем частицы;  $\eta(a, z)$  — распределение частиц по размерам на высоте атмосферы  $z$ .

Получение статистически обеспеченных регрессионных операторов, позволяющих восстанавливать концентрации  $PM_X$  напрямую из СКЯ (без промежуточного восстановления оптических характеристик аэрозоля), требует репрезентативной выборки СКЯ, соответствующих различным состояниям атмосферы и спектральным альбедо подстилающей поверхности. Учитывая сложность проведения экспериментов по одновременному определению микрофизических параметров аэрозоля и СКЯ на верхней границе атмосферы, необходимая статистика получена на основе математического моделирования процесса переноса солнечного излучения в системе «атмосфера—подстилающая поверхность» с привлечением экспериментальных данных по аэрозольной и газовым компонентам атмосферы, а также по отражательным характеристикам поверхности.

Устойчивые регрессионные соотношения между  $PM_X$  и СКЯ предполагают, что малые погрешности измерения СКЯ не приводят к большим погрешностям восстановления  $PM_X$ . Для этого СКЯ, используемые в регрессиях, должны быть линейно независимыми, что заведомо не выполняется для спутниковых сенсоров среднего и высокого спектрального разрешения. В этом случае для выделения полезной информации из измеряемых СКЯ необходимо применять методы сжатия данных. Эффективным методом уменьшения размерности данных, без существенной потери содержащейся в них информации, является метод разложения данных по собственному базису их ковариационной матрицы [30].

Представим СКЯ в виде вектора измерений  $\mathbf{r} = (\rho_n)$ , где  $\rho_n = R_n/R_0$ ,  $R_n = R(\lambda_n, \mu_0, \mu, \varphi)$ ,  $R_0$  — опорное (нормировочное) значение коэффициента яркости системы «атмосфера—поверхность», регистрируемое в спектральном канале с центром на длине волны  $\lambda_0$ ,  $n = 1, \dots, N_\lambda - 1$ ,  $N_\lambda$  — общее число спектральных каналов спутникового сенсора, предназначенных для зондирования аэрозоля. Использование относительных СКЯ для восстановления оптических и микрофизических характеристик аэрозоля устраняет необходимость периодической калибровки спектрометра в процессе его эксплуатации на борту спутника (например, с целью учета различий в геометрических характеристиках съёмочной сис-

темы в пределах ее полосы обзора, изменяющегося в течение года расстояния между Землей и Солнцем и т.п.).

Разложим вектор измерений  $\mathbf{r}$  по собственному базису его ковариационной матрицы, ограничившись первыми  $K$  собственными векторами  $\mathbf{g}_k$ , соответствующими наибольшим собственным числам:

$$\mathbf{r} = \langle \mathbf{r} \rangle + \sum_{k=1}^K \xi_k \mathbf{g}_k, \quad (3)$$

где  $\langle \mathbf{r} \rangle$  — вектор из относительных СКЯ ( $\rho_n$ ), усредненных по ансамблю их модельных реализаций;  $\xi_k$  — коэффициенты разложения, которые с учетом ортогональности векторов  $\mathbf{g}_k$  находятся по формуле

$$\xi_k = \mathbf{g}_k^T (\mathbf{r} - \langle \mathbf{r} \rangle), \quad (4)$$

верхний индекс  $T$  у вектора  $\mathbf{g}_k$  означает его транспонирование.

Количество членов в разложении (3), позволяющих аппроксимировать исходные данные  $\mathbf{r}$  в пределах относительной погрешности их получения  $\delta\rho$ , определяется порядковым номером  $K$  наименьшего из собственных чисел  $\alpha_k$  ковариационной матрицы  $\mathbf{r}$  (расположенных в порядке убывания), для которого выполняется условие [30]:

$$\alpha_K \left( \sum_{k=1}^{N_\lambda-1} \alpha_k \right)^{-1} > \delta\rho^2. \quad (5)$$

Для аппроксимации связи микрофизических параметров аэрозоля с коэффициентами  $\xi_k$  и геометрическими параметрами спутниковой сцены будем использовать полиномиальные функции

$$\begin{aligned} \ln Z = a + \sum_{k=1}^K \sum_{m=1}^3 b_{km} (\xi_k)^m + \sum_{m=1}^3 c_m (\mu_0)^m + \\ + \sum_{m=1}^3 d_m (\mu)^m + \sum_{m=1}^3 f_m (\cos\theta)^m. \end{aligned} \quad (6)$$

Здесь  $Z = PM_{1,0}$  или  $PM_{2,5}$ ;  $a, b_{km}, c_m, d_m, f_m$  — регрессионные коэффициенты, определяемые на основе предварительного моделирования СКЯ в приемных каналах конкретной спутниковой аппаратуры;  $\theta$  — угол между направлением солнечного излучения и направлением наблюдения, рассчитываемый по формуле [31]:

$$\cos\theta = -\mu_0\mu + \sqrt{1-\mu_0^2}\sqrt{1-\mu^2}\cos\varphi, \quad (7)$$

в которой  $\mu_0$  и  $\mu$  положительны. Кубические полиномы (6) с логарифмом искомой величины  $Z$  позволяют достаточно точно аппроксимировать сложные физические зависимости, не поддающиеся аналитическому описанию [8, 9].

Хотя углы наблюдения и Солнца статистически не связаны с искомыми параметрами аэрозоля, их непосредственное включение в число предикторов регрессионной модели исключает необходимость ее

параметризации на геометрию спутниковых измерений и учета зависимости от нее СКЯ при их разложении по формуле (3).

## Моделирование процесса переноса солнечного излучения в системе «атмосфера—поверхность»

Обучающий ансамбль СКЯ на верхней границе атмосферы получен путем моделирования процесса переноса солнечного излучения в системе «атмосфера—поверхность» с учетом его рассеяния и поглощения аэрозольными частицами и молекулами воздуха, а также отражения от подстилающей поверхности. Моделирование выполнялось при различных геометрических параметрах спутниковой сцены и состояниях исследуемой среды, обусловленной микрофизическими характеристиками аэрозоля, приземным давлением, высотными профилями температуры и влажности воздуха, а также спектральным альбедо поверхности. Для решения уравнения переноса излучения в среде использовался пакет программ DISORT [32].

Высотные распределения температуры и влажности воздуха рассчитывались на основе статистических данных [33] для летнего сезона умеренной зоны, включающих средние  $(\bar{T}(z); \bar{q}(z))$ , среднеквадратические отклонения  $(\sigma_T(z); \sigma_q(z))$ , ковариационные матрицы  $(S_T; S_q)$  профилей температуры  $T$  (К) и массовой доли водяного пара  $q$  (‰) до высот  $z \leq 60$  км. При заданных значениях температуры  $T_0$  и относительной влажности воздуха  $u_0$  (%) на уровне атмосферы с давлением  $p_0 = 1013,25$  гПа расчет высотных профилей  $T(p)$  и  $q(p)$  выполняется на основе уравнений линейных регрессий

$$T(p) = \bar{T}(p) + S_T(p, p_0) \frac{\sigma_T(p)}{\sigma_T(p_0)} [T_0 - \bar{T}(p_0)], \quad (8)$$

$$q(p) = \bar{q}(p) + S_q(p, p_0) \frac{\sigma_q(p)}{\sigma_q(p_0)} \times \left[ 6,22 \frac{u_0 E(T_0)}{p_0} - \bar{q}(p_0) \right], \quad (9)$$

где  $p$  — уровень давления, однозначно связанный с высотой в атмосфере  $z$  в рамках стандартной модели;  $E(T_0)$  — давление насыщенного водяного пара при температуре  $T_0$ . В расчетах СКЯ на верхней границе атмосферы значения  $T_0$  и  $u_0$  задавались случайным образом в пределах 278–308 К и 30–99% соответственно. Давление у поверхности  $p_s$  выбиралось из диапазона 800–1030 гПа, что соответствует вариациям высоты местности над уровнем моря ~0–2 км.

Основные газовые составляющие атмосферы, ответственные за поглощение солнечного излучения в видимом и ближнем ИК-диапазонах спектра, — это водяной пар (полосы поглощения с максимумами на длинах волн 0,592; 0,656; 0,726; 0,820; 0,940 мкм), кислород (0,687; 0,692 и 0,761 мкм) и озон (слабая

полоса Шапью в диапазоне 0,440–0,850 мкм). Континуальное поглощение озона в указанном диапазоне практически не зависит от давления и температуры воздуха и в среднем более чем на порядок уступает аэрозольному ослаблению [34]. В связи с этим АОТ, обусловленная поглощением излучения озоном, рассчитана при его интегральном содержании в атмосфере  $n_{O_3} = 9,41 \cdot 10^{18}$  см<sup>-2</sup> (350 е.Д.) и полагается неизменной для всех моделируемых ситуаций. Сечения поглощения водяного пара и кислорода рассчитываются прямым методом (*line-by-line*) [31] с использованием параметров тонкой структуры линий поглощения атмосферных газов из базы данных HITRAN 2008 [35]. Модификация контуров этих линий (уширение и сдвиг центральной частоты) в зависимости от температуры и давления выполняется с разрешением по высоте 0,5 км. Суммарная оптическая толщина молекулярного поглощения при заданных профилях метеопараметров атмосферы  $p(z)$ ,  $T(z)$  и  $q(z)$  находится по формуле

$$\tau_g(\lambda) = n_{O_3} C_{O_3}(\lambda) + \frac{\gamma_{O_2}}{k_B} \int_{z_s}^{z_\infty} \frac{p(z)}{T(z)} C_{O_2}(\lambda, z) dz + \frac{1}{6,22 k_B} \int_{z_s}^{z_\infty} \frac{q(z) p(z)}{T(z)} C_{H_2O}(\lambda, z) dz, \quad (10)$$

где  $C_{O_3}$ ,  $C_{O_2}$  и  $C_{H_2O}$  — сечения поглощения озона, кислорода и водяного пара на высоте атмосферы  $z$ ;  $\gamma_{O_2} = 0,209$  — объемное содержание кислорода в атмосфере;  $k_B = 1,38 \cdot 10^{-23}$  Дж/К — постоянная Больцмана;  $z_s$  — высота местности;  $z_\infty = 60$  км — условная высота верхней границы атмосферы, выше которой взаимодействием солнечного излучения с атмосферой можно пренебречь.

Оптическая толщина  $\tau_R(\lambda)$  и индикатриса  $x_R(\theta)$  молекулярного рассеяния вычисляются в рамках теории Рэлея по формулам [31]:

$$\tau_R(\lambda) = \sigma_{std}(\lambda_0) \left( \frac{\lambda_0}{\lambda} \right) \frac{T_{std}}{p_{std}} \int_{z_s}^{z_\infty} \frac{p(z)}{T(z)} dz, \quad (11)$$

$$x_R(\theta) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \theta). \quad (12)$$

Здесь  $\sigma_{std}(\lambda_0) = 1,162 \cdot 10^{-2}$  км<sup>-1</sup> — показатель молекулярного рассеяния на длине волны  $\lambda_0 = 0,55$  мкм при нормальных условиях в атмосфере ( $p_{std} = 1013,25$  гПа,  $T_{std} = 288$  К).

Интегральное по столбу атмосферы распределение аэрозольных частиц по размерам, в соответствии с данными наземной радиометрической сети AERONET (Aerosol Robotic Network) [36], представлено в виде суммы двух логнормальных функций:

$$\frac{dV(a)}{d \ln a} = \frac{C_f}{\sqrt{2\pi s_f}} \exp\left(-\frac{[\ln a - \ln a_f]^2}{2s_f^2}\right) + \frac{C_c}{\sqrt{2\pi s_c}} \exp\left(-\frac{[\ln a - \ln a_c]^2}{2s_c^2}\right), \quad (13)$$

где индексы «*f*» и «*c*» относятся к мелкодисперсной (*fine*) и грубодисперсной (*coarse*) модам распределения;  $C_{f,c}$  – суммарные объемы частиц каждой моды в столбе атмосферы единичного поперечного сечения ( $\text{мкм}^3/\text{мкм}^2$ );  $a_{f,c}$  – модальные радиусы;  $s_{f,c}$  – стандартные отклонения радиусов частиц. Диапазоны вариаций параметров распределения (13), выбранные на основе архивных данных AERONET для ряда европейских станций, приведены в табл. 1. Комплексные показатели преломления частиц  $m = \kappa + i\chi$ , где  $\kappa$  и  $\chi$  – действительная и мнимая части, полагаются одинаковыми для обеих мод, не зависящими от длины волны и неизменными. Используется среднее значение комплексного показателя преломления для континентального аэрозоля  $1,45 + 0,007i$  [36]. Такое упрощение связано с принципиальной невозможностью одновременного восстановления комплексного показателя преломления и параметров распределения частиц по размерам из спектра интенсивности рассеянного ими в одном направлении света. При заданных микрофизических параметрах аэрозоля его оптическая толщина  $\tau_a(\lambda)$ , альbedo однократного рассеяния  $\omega_a(\lambda)$  и индикатриса рассеяния  $x_a(\theta, \lambda)$  рассчитываются по формулам теории Ми [37] с интегрированием по радиусам частиц в пределах от 0,01 до 15 мкм.

Т а б л и ц а 1

Диапазоны вариаций параметров среды, моделирующей систему «атмосфера–подстилающая поверхность»

Параметр	Диапазон	Параметр	Диапазон
$p_s$ , гПа	800–1030	$C_f/C_c$	0,2–20
$T_0$ , К	278–308	$a_f$ , мкм	0,11–0,36
$u_0$ , %	30–99	$s_f$	0,30–0,76
$r_s(0,865 \text{ мкм})$	0,10–0,65	$a_c$ , мкм	1,47–5,40
$\eta_{veg}$	0,0–1,0	$s_c$	0,4–0,9
$c_k$	0,0–1,0	$m$	$1,45 + 0,007i$
$p_k$	0,0–1,0	$\tau_a(0,675 \text{ мкм})$	0,02–2,50
$C_f$ , $\text{мкм}^3/\text{мкм}^2$	0,001–0,5	$\nu$	0,2–2,2

После нахождения оптических параметров аэрозольной и газовых составляющих атмосферы результирующие оптические параметры среды  $\tau(\lambda)$ ,  $\omega(\lambda)$  и  $x(\theta, \lambda)$  вычисляются по известным правилам сложения оптических величин:

$$\tau(\lambda) = \tau_g(\lambda) + \tau_R(\lambda) + \tau_a(\lambda), \quad (14)$$

$$\omega(\lambda) = \frac{\tau_R(\lambda) + \omega_a(\lambda)\tau_a(\lambda)}{\tau_g(\lambda) + \tau_R(\lambda) + \tau_a(\lambda)}, \quad (15)$$

$$x(\theta, \lambda) = \frac{\tau_R(\lambda)x_R(\theta, \lambda) + \omega_a(\lambda)\tau_a(\lambda)x_a(\theta, \lambda)}{\tau_R(\lambda) + \omega_a(\lambda)\tau_a(\lambda)}. \quad (16)$$

Для учета вариаций спектра отражения подстилающей поверхности используется база данных по спектральному альbedo природных поверхностей ASTER [38]. В ней содержатся спектральные альbedo трех типов зеленой растительности (травы, хвойных и лиственных деревьев) и 69 разновидностей почв, из которых рассматривались только почвы классов Alfisols, Entisols, Inceptisols, Mollisols, Spo-

dosols и Ultisols [39], встречающиеся в Евразии и представленные в базе данных ASTER 29 спектрами. Спектральный коэффициент отражения поверхности  $r_s(\lambda)$ , наблюдаемый из космоса при отсутствии атмосферы, моделируется в виде линейной комбинации спектров отражения рассматриваемых типов почвы  $A_{soil,k}(\lambda)$  ( $k = 1, \dots, 29$ ) и растительности  $A_{veg,k}(\lambda)$  ( $k = 1, 2, 3$ ):

$$r_s(\lambda) = F \left[ \eta_{veg} \frac{\sum_{k=1}^3 c_k A_{veg,k}(\lambda)}{\sum_{k=1}^3 c_k} + (1 - \eta_{veg}) \frac{\sum_{k=1}^{29} p_k A_{soil,k}(\lambda)}{\sum_{k=1}^{29} p_k} \right], \quad (17)$$

где  $\eta_{veg}$  – доля наблюдаемого участка поверхности, занятая растительностью;  $c_k$  и  $p_k$  – весовые коэффициенты, варьируемые в диапазоне 0,0–1,0;  $F$  – множитель, учитывающий неортогортность отражательных свойств поверхности, зависящий от ее типа и рельефа, углов наблюдения и Солнца, а также от соотношения между прямым и рассеянным солнечными потоками на нижней границе атмосферы. Значения  $F$  выбираются так, чтобы коэффициент  $r_s(\lambda)$  на  $\lambda = 0,865$  мкм варьировался в диапазоне 0,10–0,65, характерном для большинства природных поверхностей в пределах суши [11, 12, 38].

Таким образом, модель переноса солнечного излучения в системе «атмосфера–подстилающая поверхность» определяется следующими параметрами: приземное давление  $p_s$ , температура  $T_0$  и относительная влажность воздуха  $u_0$  на высоте с давлением 1013,25 гПа, параметры распределения аэрозольных частиц по размерам  $C_f$ ,  $C_c$ ,  $a_f$ ,  $a_c$ ,  $s_f$ ,  $s_c$ , параметры спектра отражения поверхности  $r_s(0,865 \text{ мкм})$ ,  $\eta_{veg}$ ,  $c_k$  и  $p_k$ . Диапазоны их вариаций охватывают большинство ситуаций в безоблачной атмосфере над поверхностью суши (см. табл. 1). Микрофизические параметры аэрозоля изменялись так, чтобы параметры спектральной зависимости аэрозольной оптической толщины при ее аппроксимации формулой Ангстрема  $\tau_a(\lambda) = \tau_a(0,675)[0,675/\lambda]^\nu$  не выходили из диапазонов, соответствующих данным многолетних наблюдений в сети AERONET:  $\tau_a(0,675) = 0,02–2,5$ ;  $\nu = 0,2–2,2$ . Остальные переменные варьировались независимо друг от друга.

Учитывая слабую чувствительность пассивных радиометрических измерений к вертикальной структуре атмосферы [40], расчет СКЯ проводился методом дискретных ординат (DISORT) [32] в приближении атмосферы оптически-однородной средой. Углы падения солнечного излучения  $\theta_0$  и наблюдения площади поверхности  $\theta$ , а также разница азимутальных углов для направлений солнечного потока и наблюдения  $\phi$  выбирались случайным образом из диапазонов  $\theta_0 = 0–65^\circ$ ,  $\theta = 0–45^\circ$ ,  $\phi = 0–180^\circ$ .

Пример расчета СКЯ среды, моделирующей систему «атмосфера–подстилающая поверхность», приведен на рис. 1. Геометрия освещения и наблюдения

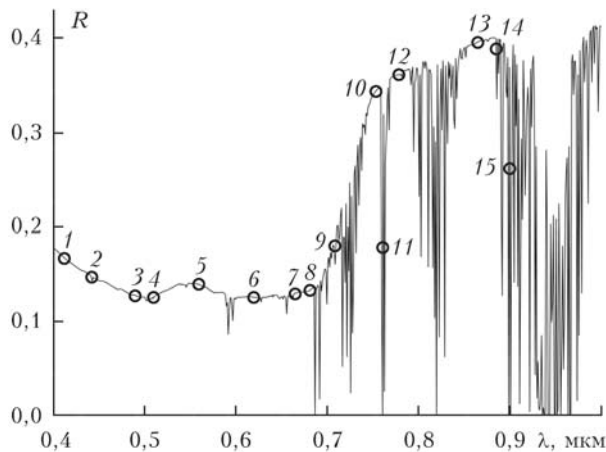


Рис. 1. Коэффициент яркости среды, моделирующей систему «атмосфера–подстилающая поверхность», рассчитанный со спектральным разрешением 1 нм (линия) и для 15 спектральных каналов спутниковой аппаратуры MERIS (окружности)

поверхности соответствует азимутальному углу солнца  $40^\circ$  и наблюдению в надир (по вертикали). Расчет выполнен в диапазоне  $\lambda = 0,4-1,0$  мкм при следующих параметрах среды:  $p_s = 1013$  гПа,  $T_0 = 293$  К,  $u_0 = 70\%$ ,  $C_f = 0,048$  мкм<sup>3</sup>/мкм<sup>2</sup>,  $a_f = 0,18$  мкм,  $s_f = 0,44$ ,  $C_c = 0,022$  мкм<sup>3</sup>/мкм<sup>2</sup>,  $a_c = 2,9$  мкм,  $s_c = 0,66$ ,  $r_s(0,865$  мкм) = 0,4,  $\eta_{veg} = 0,5$ , тип почвы – серовато-коричневый суглинок класса Mollisol (по американской классификации), растительность – зеленая трава. Сигналы на выходе конкретного спутникового сенсора рассчитываются путем интегрирования СКЯ в пределах приемных каналов сенсора с учетом их спектральных чувствительностей.

## Построение карт загрязненности атмосферы аэрозолями по данным спутниковой аппаратуры MERIS

Эффективность решения обратной задачи оптического дистанционного зондирования аэрозоля предлагаемым методом продемонстрируем на примере обработки данных конкретной измерительной аппаратуры – программируемого спектрометра среднего спектрального разрешения MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer) [41], работавшего на борту европейского спутника ENVISAT (Environmental Satellite) в период с марта 2002 г. по апрель 2012 г. MERIS вел съемку Земли из космоса в 15 спектральных каналах видимого и ближнего ИК-диапазонов спектра электромагнитных волн с пространственным разрешением  $\sim 300$  м (см. рис. 1). В настоящее время, из-за сбоев в работе аппаратуры, связь со спутником ENVISAT потеряна и съемка спектрометром MERIS не ведется. Несмотря на это, все сделанные им ранее снимки открыты для пользователей сети Интернет и в совокупности с одновременными и пространственно-совмещенными данными измерений и расчетов в наземной радиометрической сети AERONET могут служить основой для валидации

новых методов получения информации о состоянии атмосферы из космоса. Огромный объем данных, полученных MERIS за время его работы, полезен при изучении пространственно-временной изменчивости аэрозоля, а также крупномасштабного и трансграничного переноса аэрозольных загрязнений в атмосфере.

Современным аналогом MERIS является аппаратура OLCI (Ocean and Land Colour Instrument) на борту европейского исследовательского спутника Sentinel-3 [42], запущенного 16.01.2016 г. с космодрома «Плесецк» (Россия). OLCI обладает возможностью съемки в 21 спектральном канале, включая все 15 каналов MERIS и 6 новых каналов, предназначенных для более точного определения высоты верхней границы облачности, отражательных характеристик поверхности и интенсивности флуоресценции хлорофилла. В связи с этим все алгоритмы обработки данных MERIS в полной мере применимы и к действующей спутниковой аппаратуре OLCI.

Коэффициенты яркости на верхней границе атмосферы, рассчитанные в приемных каналах MERIS шириной  $\sim 10$  нм с учетом спектральных чувствительностей приемников, приведены на рис. 1. Вне полос поглощения атмосферных газов коэффициенты яркости в спектральных каналах и на их центральных длинах волн практически совпадают. В то же время для каналов, включающих сильные линии поглощения кислорода и водяного пара, эти различия могут быть довольно большими. Наибольшие погрешности расчета СКЯ, вызванные пренебрежением спектральной чувствительностью приемника, наблюдаются для каналов 11 и 15 с центрами на 0,761 и 0,900 мкм: для рассматриваемой атмосферной ситуации это 74 и 41% соответственно.

Для определения микрофизических параметров аэрозоля будем использовать снимки MERIS в каналах 1–8 (см. рис. 1) с центральными длинами волн  $\lambda = 0,4125; 0,4425; 0,4900; 0,5100; 0,5600; 0,6200; 0,6650; 0,68125$  мкм. В этом спектральном интервале отражательные способности природных поверхностей малы (альbedo  $< 10\%$ ), сильные полосы поглощения атмосферных газов отсутствуют и основными факторами, влияющими на формирование уходящего в космос излучения, являются процессы молекулярного рассеяния и аэрозольного ослабления в атмосфере. Начиная с  $\lambda > 0,7$  мкм, альbedo всех видов растительности резко возрастает и в области  $\lambda = 0,76-1,00$  мкм достигает величин  $\sim 50\%$ , что значительно превосходит уровень рассеяния света атмосферной дымкой в этой спектральной области.

В ряде известных алгоритмов восстановления АОТ по данным MERIS предполагается, что альbedo поверхности может быть представлено в виде суперпозиции двух базисных функций, описывающих соответственно спектральное поведение альbedo почвы и растительности [11–13]. В рамках этого предположения альbedo поверхности в спектральных участках 0,4–0,7 и 0,7–1,0 мкм однозначно связаны, поэтому использование соответствующих им каналов MERIS для совместного итерационного восстановления АОТ и параметров спектра альbedo поверхности

Таблица 2

Средние значения нормированных коэффициентов яркости на верхней границе атмосферы  $\rho_n = R_n/R_{n=3}$  и первые пять собственных векторов их ковариационной матрицы

$n$	$\lambda$ , мкм	$\langle r \rangle$	$g_1$	$g_2$	$g_3$	$g_4$	$g_5$
1	0,4125	1,20902	-0,32251	0,63658	0,19080	-0,05586	0,66370
2	0,4425	1,10598	-0,35523	0,53474	0,15772	-0,14728	-0,72984
4	0,5100	0,97901	0,38143	0,25610	-0,53124	-0,71043	0,02933
5	0,5600	0,98686	0,35749	0,45267	-0,43160	0,66724	-0,07292
6	0,6200	0,92750	0,41207	0,13820	0,28870	0,08973	-0,03661
7	0,6650	0,94627	0,40450	0,08714	0,44155	-0,08683	-0,11526
8	0,6812	0,97314	0,40384	0,10785	0,43807	-0,09840	0,07772

показывает достаточно высокую эффективность в численных экспериментах. Но при рассматриваемой нами вариативности спектра отражения поверхности (17) эта связь значительно менее выражена и использование для восстановления АОТ и  $PM_X$  всех 15 спектральных каналов MERIS не дает никакого преимущества по сравнению с использованием только каналов 1–8. В то же время приемные каналы из области сильного отражения света поверхностью не обходимы в решаемой задаче для разделения пикселей спутниковых снимков по типу отображаемых ими участков поверхности: «суша» или «вода» [11].

Спектральные коэффициенты яркости ( $R_n$ ) среды, моделирующей систему «атмосфера–подстилающая поверхность», вычислены для приемных каналов  $n = 1, \dots, 8$  аппаратуры MERIS при 2500 случайно-сгенерированных значениях ее параметров. По этим данным рассчитаны ковариационная матрица коэффициентов  $\rho_n = R_n/R_{n=3}$ , ее собственные векторы  $g_k$  ( $k = 1, \dots, 7$ ) и соответствующие им собственные числа  $\alpha_k$ . Анализ значений  $\alpha_k$  в соответствии с критерием (5) показывает, что при измерении коэффициентов  $\rho_n$  с погрешностью 1% в них содержится пять линейно-независимых компонентов, описываемых векторами  $g_1, \dots, g_5$ :

$$\alpha_5 \left( \sum_{k=1}^7 \alpha_k \right)^{-1} \approx 0,016^2 > \delta\rho^2.$$

В табл. 2 приведены средний вектор  $\langle r \rangle$  коэффициентов  $\rho_n$  и пять первых собственных векторов их ковариационной матрицы, рассчитанные при рассматриваемой вариативности параметров атмосферы и поверхности. Коэффициенты разложения  $\xi_k$  смоделированных векторов  $r = (\rho_n)$  по базисным векторам  $g_k$  проанализированы на предмет их связи с массовыми содержаниями в атмосфере аэрозольных частиц диаметром меньше 1,0; 2,5 и 10 мкм ( $PM_{1,0}$ ,  $PM_{2,5}$  и  $PM_{10}$ ). Между коэффициентами  $\xi_k$  ( $k = 1, \dots, 7$ ) и концентрациями  $PM_{1,0}$ ,  $PM_{2,5}$  обнаружена устойчивая множественная регрессия, позволяющая восстанавливать эти концентрации из коэффициентов  $\rho_n$  с погрешностями ~15,8 и 14,5% соответственно. Параметры уравнений регрессии (6) для концентраций  $PM_{1,0}$  и  $PM_{2,5}$  даны в табл. 3. В то же время для определения концентрации грубодисперсных частиц  $PM_{10}$  рассматриваемые измерения практически не пригодны, поскольку индикатриса рассеяния

света крупными частицами сильно вытянута вперед, а спутниковые приборы регистрируют солнечное излучение, рассеянное атмосферой в обратном направлении. Так, для описанной выше атмосферной ситуации (см. рис. 1) интенсивности излучения на верхней границе атмосферы, однократно рассеянного аэрозольными частицами диаметром  $\leq 2,5$  мкм и  $> 2,5$  мкм, составляют соответственно 4,1063 и 0,0392 Вт/м<sup>2</sup>/мкм/ср при  $\lambda = 0,4125$  мкм и 2,8454 и 0,0463 Вт/м<sup>2</sup>/мкм/ср при  $\lambda = 0,6812$  мкм, т.е. отличаются на несколько порядков.

В большинстве известных методов пассивного зондирования атмосферы из космоса о содержании в ней аэрозоля судят по его оптической толщине  $\tau_a$  на некоторой длине волны [6], поэтому уравнение множественной регрессии вида (6) получено также и для  $\tau_a(0,675$  мкм) (коэффициенты приведены в табл. 3). Выбор длины волны 0,675 мкм обусловлен ее использованием в наземной радиометрической сети AERONET, данные которой служили основой

Таблица 3

Коэффициенты уравнений регрессий (6) для АОТ,  $PM_{1,0}$  и  $PM_{2,5}$

Коэффициент	$Z = \tau_a$	$Z = PM_{1,0}$	$Z = PM_{2,5}$
$a$	16,23756	15,40733	13,01582
$b_{11}$	-1,64518	-7,89354	-6,21353
$b_{12}$	-0,68166	-0,51426	-0,51221
$b_{13}$	-0,81914	-0,49902	-0,59729
$b_{21}$	-8,06840	-3,11171	-4,19424
$b_{22}$	-12,56653	-11,42373	-12,64906
$b_{23}$	-58,16786	-73,15390	-65,94747
$b_{31}$	3,09583	7,88743	6,48419
$b_{32}$	-0,16596	0,42541	0,15963
$b_{33}$	4,22549	3,14689	3,64290
$b_{41}$	7,84689	10,71036	9,74549
$b_{42}$	-11,79882	-9,48937	-8,94272
$b_{43}$	5,71193	11,57710	-4,65602
$b_{51}$	-3,36492	-28,96283	-22,59925
$b_{52}$	51,24217	22,32003	26,08371
$b_{53}$	-175,38718	-50,45122	-67,22490
$c_1$	3,65036	2,46479	2,82434
$c_2$	-3,50363	-2,11616	-2,57120
$c_3$	1,27261	0,74815	0,91072
$d_1$	-61,83501	-64,38820	-55,26017
$d_2$	69,07218	72,91545	61,83467
$d_3$	-25,40176	-27,17710	-22,76746
$f_1$	-0,94625	-1,17205	-1,19440
$f_2$	0,08102	-0,52244	-0,58522
$f_3$	0,37270	0,04343	-0,02470

для валидации разработанных алгоритмов восстановления  $\tau_a$  и  $PM_X$  из многоспектральных снимков из космоса.

При таком большом количестве варьируемых параметров модели СКЯ на верхней границе атмосферы возникает необходимость проверки репрезентативности обучающей выборки, используемой для идентификации параметров регрессионных соотношений между СКЯ и  $PM_X$ . Для этого применялся метод тестирования регрессионной модели, основанный на контроле ее точности по отдельным элементам, последовательно исключаемым из обучающей выборки (leave-one-out cross-validation). Средняя относительная погрешность регрессионной модели (6), полученная по результатам ее кросс-валидации, равна 16,1% для  $PM_{1,0}$  и 14,8% для  $PM_{2,5}$ , т.е. практически не отличается от погрешности «обучения» модели на всем наборе данных.

Для экспериментальной валидации полученных регрессионных соотношений анализировались цифровые снимки, сделанные MERIS с 2010 по 2011 г.,

а также подспутниковые измерения и расчеты на семи станциях AERONET (рис. 2, а): Belsk (51,837° с.ш., 20,792° в.д.), CLUJ-UBB (46,768° с.ш., 23,551° в.д.), Kyiv (50,364° с.ш., 30,497° в.д.), Minsk (53,920° с.ш., 27,601° в.д.), Moldova (47,000° с.ш., 28,816° в.д.), Toravere (58,255° с.ш., 26,460° в.д.) и Zvenigorod (55,695° с.ш., 36,775° в.д.). Анализировались снимки MERIS со сниженным разрешением (~1,2 км), обеспечивающие большее отношение сигнал-шум по сравнению с исходным разрешением (~300 м) и усредняющие мелкомасштабные вариации альbedo поверхности. Пиксели космических изображений с вышеуказанными географическими координатами (или близкими к ним), неотягощенные влиянием облачности (удовлетворяющие критериям выделения «безоблачных» пикселей, предложенным в [11]), использовались для определения оптических и микрофизических параметров аэрозоля и их сопоставления с данными AERONET [36], полученными с разностью во времени не более 1 ч от момента спутниковой съемки.

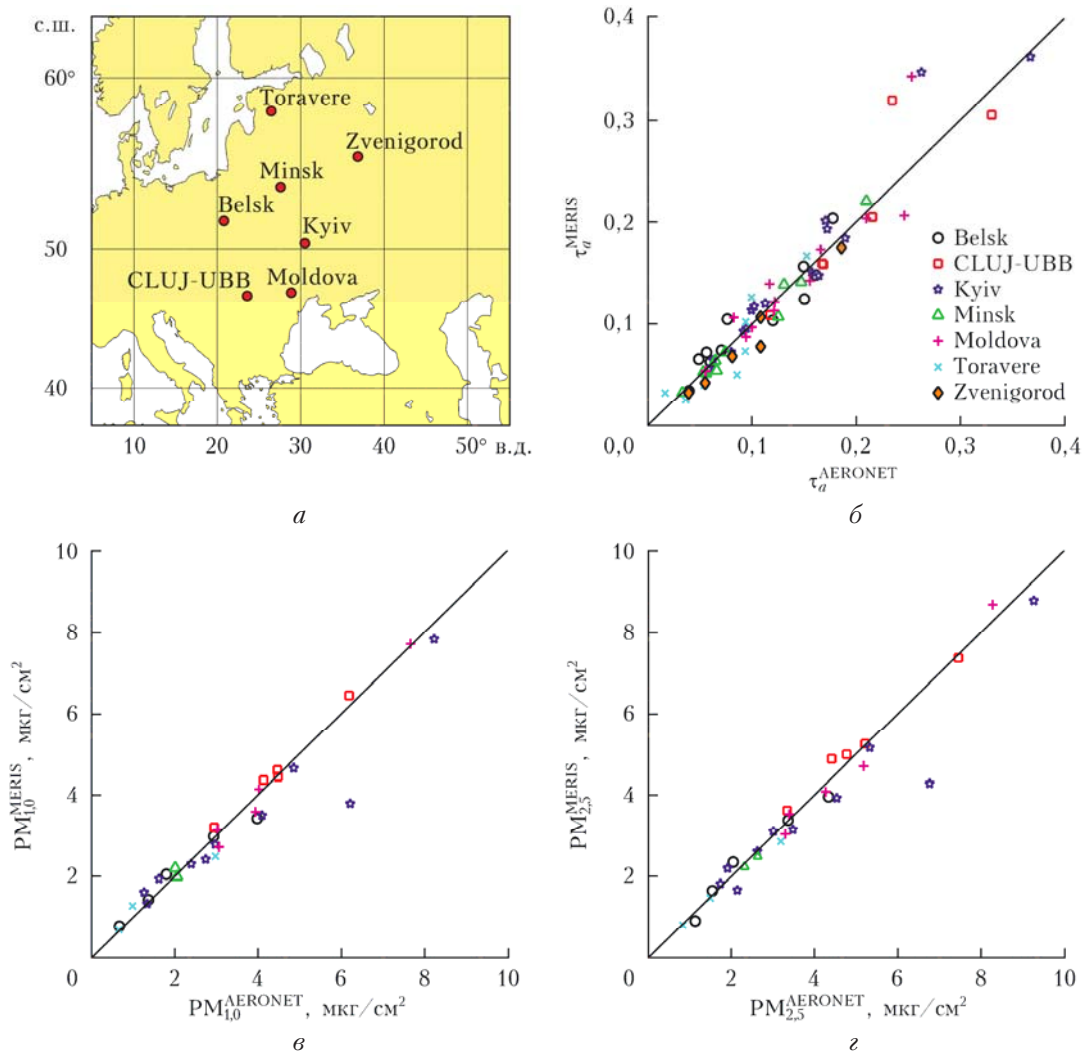


Рис. 2. Результаты валидации алгоритма восстановления оптических и микрофизических параметров атмосферного аэрозоля по спутниковым снимкам аппаратуры MERIS с привлечением данных AERONET: карта расположения выбранных станций AERONET (а); сопоставление AOT (б),  $PM_{1,0}$  (в) и  $PM_{2,5}$  (г), полученных по данным AERONET и MERIS; линии – биссектрисы координатных углов



Параметры аэрозоля, полученные по данным спутниковых и наземных измерений, сопоставлены на рис. 2, б–г. Разное количество точек на диаграммах АОТ и  $PM_{10}$  связано с тем, что измерения оптического пропускания атмосферы на станциях AERONET выполняются гораздо чаще, чем измерения яркости неба в разных направлениях, необходимые для надежного восстановления распределения аэрозольных частиц по размерам. Из представленных диаграмм видно, что данные об оптических и микрофизических параметрах аэрозоля, полученные двумя независимыми методами, достаточно хорошо коррелируют друг с другом. Среднеквадратическое отклонение АОТ от линии регрессии  $\tau_a^{MERIS} = \tau_a^{AERONET}$  составляет  $\sim 0,023$ , что удовлетворяет требованиям, предъявляемым к точности данных дистанционного зондирования аэрозоля в задачах исследования его прямого воздействия на энергетический баланс планеты [43]. Среднеквадратические расхождения массовых концентраций мелкодисперсных частиц

в столбе атмосферы, определенных по снимкам MERIS и по данным AERONET, составляют  $\sim 0,5$  мкг/см<sup>2</sup>.

Главное достоинство методов зондирования атмосферных аэрозолей из космоса, по сравнению с методами наземного зондирования, — это возможность получения карт пространственно-временного распределения аэрозоля, позволяющих оценивать вклад различных источников и территорий в загрязненность воздуха в конкретном регионе. Особую ценность представляет информация о региональном и глобальном распределении мелкодисперсных аэрозольных частиц, оказывающих наиболее губительное влияние на здоровье людей. Возможность наблюдения со спутника за трансграничным переносом таких частиц продемонстрирована на рис. 3.

Анализируемые космические снимки сделаны аппаратурой MERIS 25.04.2006 г. (рис. 3, а) и 24.09.2006 г. (рис. 3, б). Первая дата соответствует неблагоприятной экологической обстановке на территории Беларуси, сложившейся в результате

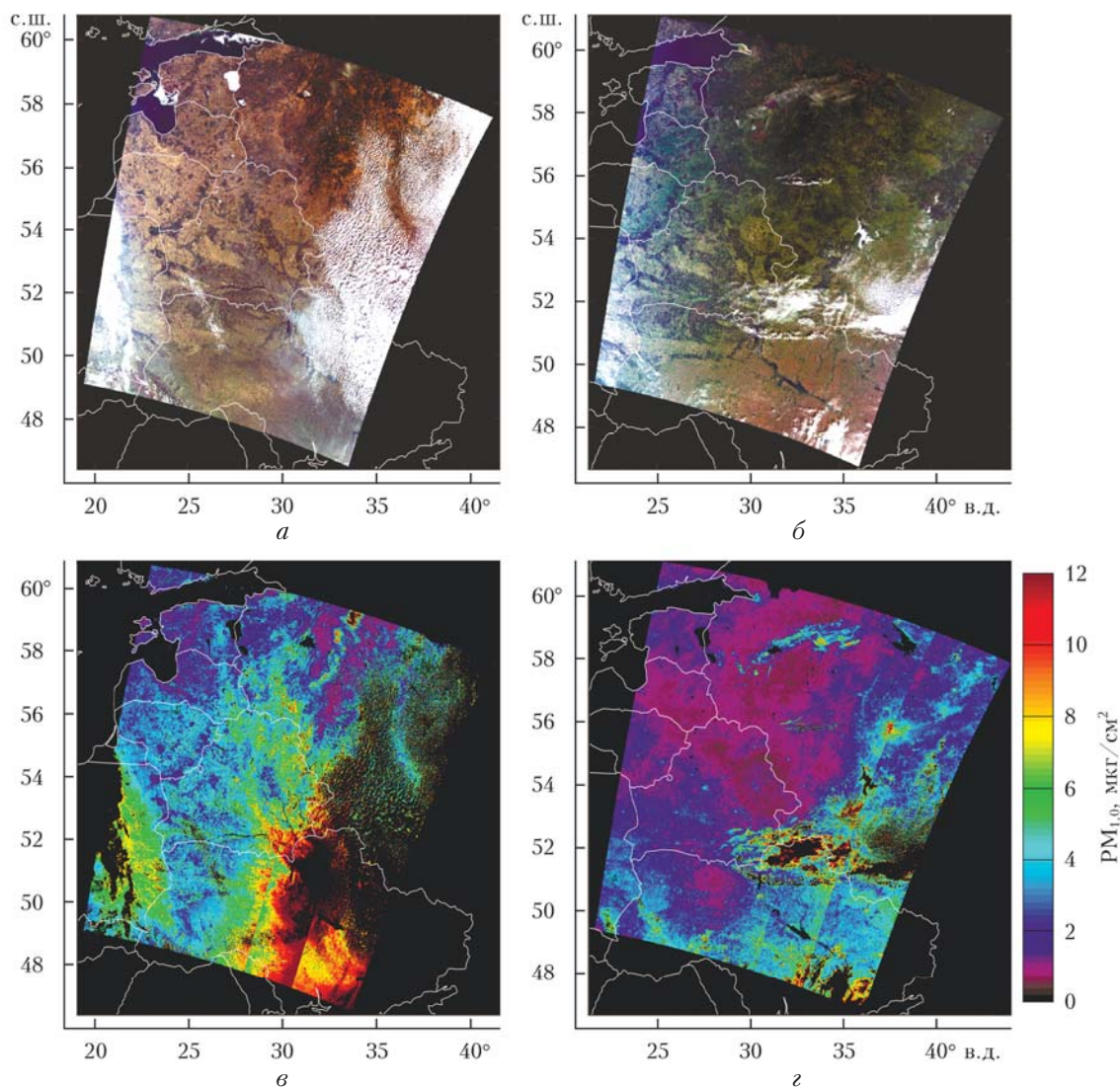


Рис. 3. Результаты восстановления карт загрязненности атмосферы мелкодисперсными аэрозольными частицами из снимков MERIS за 25.04.2006 г. (а, в) и 24.09.2006 г. (б, г); (а, б) — изображения, синтезированные из снимков MERIS в каналах 2 (синий), 5 (зеленый) и 7 (красный); (в, г) — пространственные распределения  $PM_{1.0}$

сильных лесных и торфяных пожаров в регионах России. В Минске пик загрязнения воздуха зафиксирован с 24 по 30 апреля, когда по данным наземных локальных и лидарных измерений среднесуточные концентрации мелких аэрозольных частиц в несколько раз превышали гигиенический норматив [44]. Второй снимок был сделан осенью того же года, когда в регионах Беларуси и сопредельных государствах отсутствовали мощные источники аэрозолей. Интегральные в столбе атмосферы концентрации  $PM_{1,0}$ , рассчитанные по радиометрическим данным на станции AERONET в Минске 25.04.2006 г. (в 06:24) и 24.09.2006 г. (в 09:04), составляют соответственно 8,3 и 2,2  $мкг/см^2$ .

Визуальный анализ как узкоспектральных, так и синтезированных цветных снимков, сделанных для одного и того же региона в апреле и сентябре 2006 г., не позволяет выявить каких-либо существенных отличий в уровнях загрязнения воздуха. После обработки снимков с использованием полученных регрессионных соотношений и восстановления карт пространственных распределений  $PM_{1,0}$  эти различия становятся очевидны (рис. 3, в, г). Отчетливо видны многократные превышения содержаний  $PM_{1,0}$  в рассматриваемом регионе во время весенних пожаров (см. рис. 3, в) по сравнению с фоновым уровнем загрязнения воздуха (см. рис. 3, г), а также масштабы распространения продуктов горения. Концентрации  $PM_{1,0}$  в районе станции AERONET в Минске, полученные по многоспектральным спутниковым снимкам 25.04.2006 г. (в 08:49) и 24.09.2006 г. (в 08:41), составляют соответственно 7,7 и 2,3  $мкг/см^2$ , что достаточно близко к приведенным выше данным наземных измерений. Наличие на восстановленных параметрических картах нескольких сегментов с небольшими, но резкими перепадами в значениях  $PM_{1,0}$  связано с тем, что полосу обзора MERIS формируют пять смежных камер с немного различающимися спектральными каналами, тогда как используемые при обработке снимков уравнения регрессии получены для усредненных спектральных характеристик камер.

### Заключение

Предложенный подход к интерпретации многоспектральных спутниковых снимков обладает рядом важных достоинств:

- дает возможность в явном виде получать решение обратной задачи на основе расчетов сигналов произвольной спутниковой аппаратуры для сравнительно небольшого количества ( $\sim 10^3$ ) случайных реализаций параметров модели переноса излучения в системе «атмосфера–подстилающая поверхность», а также углов наблюдения и Солнца;

- разрешает в оперативном режиме обрабатывать большие объемы данных, содержащихся в многоспектральных снимках Земли из космоса, без использования справочных таблиц и сложных компьютерных кодов для расчета характеристик переноса излучения в атмосфере;

- позволяет восстанавливать интегральные содержания мелкодисперсных фракций аэрозоля в ат-

мосфере напрямую из СКЯ на ее верхней границе, без промежуточного восстановления АОТ и решения обратной задачи аэрозольного светорассеяния;

- обеспечивает пользователям спутниковых снимков, не имеющим глубоких знаний в области атмосферной оптики и опыта решения некорректных обратных задач, простоту и удобство получения количественной информации о состоянии атмосферы на момент съемки.

Предложенный алгоритм восстановления АОТ и содержаний  $PM_{1,0}$ ,  $PM_{2,5}$  в атмосфере по спутниковым данным успешно реализован и апробирован для аппаратуры MERIS. Значения оптических и микрофизических параметров атмосферного аэрозоля, полученные путем обработки снимков MERIS, достаточно хорошо соответствуют архивным данным наземной радиометрической сети AERONET: среднеквадратические отклонения для АОТ  $\sim 0,023$ , для  $PM_{1,0}$  и  $PM_{2,5}$   $\sim 0,5$   $мкг/см^2$ . Полученные уравнения регрессии могут использоваться для анализа многолетних данных MERIS с целью изучения регионального и крупномасштабного переносов мелкодисперсных фракций аэрозоля в атмосфере, а также для оценок влияния различных источников аэрозолей на загрязненность воздуха в местах проживания людей. В дальнейшем предполагается получение аналогичных регрессий для спектрометра OLCI [42] – усовершенствованного аналога MERIS.

1. Кондратьев К.Я., Ивлев Л.С., Крапивин В.Ф. Свойства, процессы образования и последствия воздействий атмосферного аэрозоля: от нано- до глобальных масштабов. СПб.: ВВМ, 2007. 807 с.
2. Гинзбург А.С., Губанова Д.П., Минашкин В.М. Влияние естественных и антропогенных аэрозолей на глобальный и региональный климат // Рос. хим. ж. (Ж. Рос. хим. об-ва им. Д.И. Менделеева). 2008. Т. LII, № 5. С. 112–119.
3. Silva R.A., West J.J., Zhang Y., Anenberg S.C., Lamarque J.F., Shindell T.D., Collins W.J., Dalsoren S., Faluvegi G., Folberth G., Horowitz L.W., Nagashima T., Naik V., Rumbold S., Skeie R., Sudo K., Takemura T., Bergmann D., Cameron-Smith P., Cionni I., Doherty R.M., Eyring V., Josse B., MacKenzie I.A., Plummer D., Righi M., Stevenson D.S., Strode S., Szopa S., Zeng G. Global premature mortality due to anthropogenic outdoor air pollution and the contribution of past climate change // Environ. Res. Lett. 2013. V. 8, N 3. P. 034005 (11 p.).
4. Алюев Г.М.-А. Техника пылеулавливания и очистки промышленных газов. М.: Металлургия, 1986. 544 с.
5. Dubovik O., King M.D. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements // J. Geophys. Res. D. 2000. V. 105, N 16. P. 20,673–20,696.
6. Kokhanovsky A.A., de Leeuw G. (eds.). Satellite aerosol remote sensing over land. UK, Chichester: Springer, Praxis, 2009. 398 p.
7. Lopatin A., Dubovik O., Chaikovskiy A., Goloub P., Lapyonok T., Tanré D., Litvinov P. Enhancement of aerosol characterization using synergy of lidar and sun-photometer coincident observations: The GARRLiC algorithm // Atmos. Meas. Tech. 2013. V. 6, N 8. P. 2065–2088.
8. Лысенко С.А., Кузейко М.М. Нефелометрический метод измерений массовых концентраций городских аэрозолей и их респирабельных фракций // Оптика атмосф.

- и океана. 2014. Т. 27, № 5. С. 435–442; *Lisenko S.A., Kugeiko M.M.* Nephelometric method for measuring mass concentrations of urban aerodol and their respirable fractions // *Atmos. Ocean. Opt.* 2014. V. 27, N 6. P. 587–595.
9. *Лысенко С.А., Кугейко М.М., Хомич В.В.* Многочастотное лидарное зондирование загрязненности атмосферы твердыми частицами с разделением на респирбельные фракции // *Оптика атмосфер. и океана.* 2016. Т. 29, № 1. С. 70–79; *Lisenko S.A., Kugeiko M.M., Khomich V.V.* Multifrequency lidar sounding of air pollution by particulate matter with separation into respirable fractions // *Atmos. Ocean. Opt.* 2016. V. 29, N 3. P. 288–297.
  10. *Лысенко С.А., Кугейко М.М., Хомич В.В.* Многочастотное лидарное зондирование атмосферного аэрозоля в условиях информационной неопределенности // *Оптика атмосфер. и океана.* 2016. Т. 29, № 5. С. 404–413; *Lisenko 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.
  11. *Von Hoyningen-Huene W., Yoon J., Vountas M., Istomina L.G., Rohen G., Dinter T., Kokhanovsky A.A., Burrows J.P.* Retrieval of spectral aerosol optical thickness over land using ocean color sensors MERIS and SeaWiFS // *Atmos. Meas. Tech.* 2011. V. 4, N 2. P. 151–171.
  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., 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.
  14. *Béal D., Baret F., Bacour C., Pavageau K., Gu X.F.* A method for aerosol retrieval from the spectral variation in the visible and near infrared. Application to the MERIS sensor // *Int. J. Rem. Sens.* 2007. V. 28, N 3–4. P. 761–779.
  15. *Зуев В.Е., Нац И.Э.* Обратные задачи лазерного зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1982. 240 с.
  16. *Свириденков М.А.* Определение характеристик атмосферного аэрозоля по спектральным измерениям прозрачности и малуглового рассеяния // *Оптика атмосфер. и океана.* 2001. Т. 14, № 12. С. 1115–1118.
  17. *Веретенников В.В.* Совместное определение микроструктуры и показателя преломления аэрозоля по данным солнечной фотометрии // *Оптика атмосфер. и океана.* 2007. Т. 20, № 3. С. 214–221.
  18. *Веретенников В.В., Меньщикова С.С.* Об ограничении интегральных аэрозольных распределений в обратных задачах солнечной фотометрии // *Оптика атмосфер. и океана.* 2011. Т. 24, № 9. С. 759–764; *Veretennikov V.V., Men'shchikova S.S.* On restriction of integral aerosol distributions in inverse problems of solar photometry // *Atmos. Ocean. Opt.* 2012. V. 25, N 1. P. 44–50.
  19. *Веретенников В.В., Меньщикова С.С.* Микрофизическая экстраполяция в задаче обращения спектральных измерений аэрозольной оптической толщины // *Оптика атмосфер. и океана.* 2011. Т. 24, № 10. С. 880–886; *Veretennikov V.V., Men'shchikova S.S.* Microphysical extrapolation in the problem of inversion of spectral measurements of aerosol optical depth // *Atmos. Ocean. Opt.* 2012. V. 25, N 2. P. 135–141.
  20. *Веретенников В.В., Меньщикова С.С.* Особенности восстановления микроструктурных параметров аэрозоля из измерений аэрозольной оптической толщины. Часть I. Методика решения обратной задачи // *Оптика атмосфер. и океана.* 2013. Т. 26, № 4. С. 306–312; *Veretennikov V.V., Men'shchikova S.S.* Features of retrieval of microstructural parameters of aerosol from measurements of aerosol optical depth. Part I. Technique for solving the inverse problem // *Atmos. Ocean. Opt.* 2013. V. 26, N 6. P. 473–479.
  21. *Vidot J., Santer R., Ramon D.* Atmospheric particulate matter (PM) estimation from SeaWiFS imagery // *Rem. Sens. Environ.* 2007. V. 111, N 1. P. 1–10.
  22. *Chu D.A., Zibordi G., Chern J.D., Mao J., Li C., Holben B.N.* Global monitoring of air pollution over land from the Earth Observing System-Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108, N 21. P. 4661 (18 p.).
  23. *Wang J., Christopher S.A.* Intercomparison between satellite-derived aerosol optical thickness and PM<sub>2.5</sub> mass: Implications for air quality studies // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30, N 21. P. 2095 (4 p.).
  24. *Engel-Cox J.A., Holloman C.H., Coutant B.W., Hoff R.M.* Qualitative and quantitative evaluation of MODIS satellite sensor data for regional and urban scale air quality // *Atmos. Environ.* 2004. V. 38, N 16. P. 2495–2509.
  25. *Kokhanovsky A.A., Prikhach A.S., Katsev I.L., Zege E.P.* Determination of particulate matter vertical columns using satellite observations // *Atmos. Meas. Tech.* 2009. V. 2, N 2. P. 327–335.
  26. *Лысенко С.А., Кугейко М.М.* Определение концентрации аэрозольных частиц в вертикальном столбе атмосферы по спутниковым измерениям спектральной оптической толщины // *Ж. прикл. спектроскопии.* 2011. Т. 78, № 5. С. 793–800.
  27. *Dubovik O., Herman M., Holdak A., Lapyonok T., Tanré D., Deuzé J.L., Ducos F., Singuk A., Lopatin A.* Statistically optimized inversion algorithm for enhanced retrieval of aerosol properties from spectral multi-angle polarimetric satellite observations // *Atmos. Meas. Tech.* 2011. V. 4, N 5. P. 975–1018.
  28. *Jeong U., Kim J., Ahn C., Torres O., Liu X., Bhartia P.K., Spurr R.J.D., Haffner D., Chance K., Holben B.N.* An optimal-estimation-based aerosol retrieval algorithm using OMI near-UV observations // *Atmos. Chem. Phys.* 2016. V. 16, N 1. P. 177–193.
  29. *Иванов А.П., Кацев И.Л., Прикхач А.С., Зеге Э.П.* Восстановление оптических характеристик аэрозольной атмосферы и поверхности Земли путем совместной обработки различной спутниковой информации // *Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана.* 2014. Т. 50, № 2. С. 215–223.
  30. *Обухов А.М.* О статистически ортогональных разложениях эмпирических функций // *Изв. АН СССР. Сер. Геофиз.* 1960. Т. 1, № 3. С. 432–439.
  31. *Liou K.N.* An introduction to atmospheric radiation. Second edition. New York; London: Academic Press, 2002. 583 p.
  32. *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: 5.07.16).
  33. *Зуев В.Е., Комаров В.С.* Статистические модели температуры и газовых компонент земной атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 264 с.
  34. *Serdyuchenko A., Gorshlev V., Weber M., Burrows J.P.* New broadband high-resolution ozone absorption cross-sections. [Electronic resource]. URL: <http://www.spectroscopyeurope.com/articles/55-articles/3082-new-broadband-high-resolution-ozone-absorption-cross-sections> (last access: 6.07.16).

35. 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., Lacombe 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., Auwera J.V. The HITRAN 2008 molecular spectroscopic database // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*. 2009. V. 110, N 9–10. P. 533–572.
36. Goddard Space Flight Center, AERONET. [Electronic resources]. URL: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov> (last access: 6.07.16).
37. Bohren G.F., Huffman D.R. Absorption and Scattering of Light by Small Particles. New York: John Wiley & Sons, 1983. 544 p.
38. Baldridge 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.
39. United States Department of Agriculture. Global soil regions map. [Electronic resource]. 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: 6.07.16).
40. Torres B., Dubovik O., Toledano C., Berjon A., Cachorro V.E., Lapyonok T., Litvinov P., Goloub P. Sensitivity of aerosol retrieval to geometrical configuration of ground-based sun/sky radiometer observations // *Atmos. Chem. Phys.* 2014. V. 14, N 2. P. 847–875.
41. European Space Agency – MERIS Product Handbook. Issue 3.0, 1 August 2011. [Electronic resources]. URL: <http://envisat.esa.int/handbooks/meris/CNTR.html> (last access: 6.07.16).
42. SENTINEL-3 OLCI User Guide. [Electronic resources]. URL: <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-3-olci> (last access: 08.07.16).
43. Mishchenko M.I., Cairns B., Hansen J.E., Travis L.D., Burg R., Kaufman Y.J., Martins J.V., Shettle E.P. Monitoring of aerosol forcing of climate from space: Analysis of measurement requirements // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*. 2004. V. 88, N 1–3. P. 149–161.
44. Отчет о научно исследовательской работе. Институт физики им. Б.И. Степанова НАН Беларуси. 2006. [Электронный ресурс]. URL: <http://scat.bas-net.by/~lidarteam/Transboundary%20transport-ru/Report-2006.pdf> (last access: 10.07.16).

**S.A. Lisenko. Fast algorithm for retrieval of the atmospheric fine particulate matter maps from the multispectral satellite images.**

We describe a new algorithm for retrieving the atmospheric fine particulate matter total column (particles less than 1.0 and 2.5  $\mu\text{m}$ ) from multi-spectral satellite images in visible and IR regions of the electromagnetic spectrum. The algorithm is based on the regression relations between the top of atmosphere (TOA) reflectance, microphysical parameters of aerosol, and geometrical parameters of satellite scene. The regression equations are derived from the TOA reflectance calculations in the spectral channels of the satellite instrument for the ensemble of random generated parameters of the atmospheric radiative transfer model and the geometrical parameters of the satellite scene. Subsequently, this allows real-time mapping the fine particulate matter pollutions directly from the satellite images without solving ill-posed inverse problems of the solar radiation transfer in the atmosphere and aerosol light scattering. The proposed algorithm is implemented and tested for MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer) satellite instrument. The comparison of the MERIS-retrieved total fine particulate matter content in the atmosphere with AERONET (Aerosol Robotic Network) data shows the standard deviation  $\sim 0.5 \mu\text{g}/\text{cm}^2$ . The application of the developed algorithm to real-time monitoring of the regional and transboundary transport of the atmospheric particulate matter pollutants during the wildfires is demonstrated.