

МЕТОД УЧЕТА ВЛИЯНИЯ АЭРОЗОЛЯ ПРИ СОЛНЕЧНО-ФОТОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЯХ АТМОСФЕРНЫХ ГАЗОВ

INVENTORY METHOD OF AEROSOL INFLUENCE DURING SOLAR-PHOTOMETRIC MEASUREMENTS OF ATMOSPHERIC GASES



Ф. Г. Абасзаде, Национальное аэрокосмическое агентство, г. Баку
fabaszadeh@swt.az

F. Abaszade, National Aerospace Agency, Baku

Необходимость контроля и предсказания дальнейшего хода происходящих климатических измерений требует проведения широкомасштабных измерений концентрации атмосферных газов. Точность проводимых спектральных измерений парниковых газов часто ограничивается влиянием атмосферного аэрозоля, обладающего континуальным спектральным поглощением. Актуальность работ по исследованию атмосферного аэрозоля объясняется существенным ослаблением солнечной радиации аэрозольным слоем атмосферы. Атмосферный аэрозоль поглощает или отражает обратно в космос приблизительно 20 % всей солнечной оптической радиации. Будучи важнейшей компонентой атмосферы, аэрозоль как физический объект исследования обладает показателями, контролируруемыми с помощью ряда международных и локальных измерительных сетей.

Предметом исследования выступили известные методики, используемые для определения названных показателей. Целью проведенного исследования стало усовершенствование методики учета влияния аэрозоля при проведении спектральных измерений концентрации парниковых газов атмосферы.

Рассмотрен вопрос об учете влияния аэрозоля при солнечно-фотометрических измерениях атмосферных газов. Показано, что проблема повышения точности солнечно-фотометрических измерений атмосферных газов на длине волны λ_0 может быть приведена к проблеме вычисления и учета оптической толщины аэрозоля на длине волны λ_0 путем составления скалярной оценки в виде $k_1\tau(\lambda_0-\Delta\lambda_1)+k_2\tau(\lambda_0-\Delta\lambda_2)$, где $k_1+k_2=0$. При этом степенной показатель в известной формуле Ангстрема, необходимый для определения оптической толщины аэрозоля на длине волны λ_0 , может быть найден итерационным путем предлагаемой итерационной методике. Для определения величины коэффициента мутности атмосферы β достаточно провести фотометрические измерения на длинах волны $\lambda_0-\Delta\lambda_1$ и $\lambda_0+\Delta\lambda_2$ и по известным показателям τ и α определить величину β , используя формулу Ангстрема

Ключевые слова: аэрозоль; оптическая толщина; солнечный фотометр; мутность атмосферы; длина волны; измерения; дистанционное зондирование; климатические изменения; погрешность; показатель Ангстрема

The need to monitor and predict the future course of ongoing climate measurements dictates the need for large-scale measurements of the concentration of such gases. However, the accuracy of spectral measurements of greenhouse gases is often limited by the influence of atmospheric aerosol, which has a continuous spectral absorption. The relevance of research on atmospheric aerosol is also explained by the significant weakening of solar radiation by the aerosol layer of the atmosphere. It is well known that atmospheric aerosol absorbs or reflects back into space about 20 % of all solar optical radiation. As the most important component of the atmosphere, the aerosol as a physical object of research has a number of important indicators that are controlled by several international and local measurement networks. The subject of research in this paper is the well-known methods used to determine these indicators. The purpose of the research is to improve the method of accounting for the

influence of aerosol when performing spectral measurements of the concentration of greenhouse gases in the atmosphere.

The issue of accounting for the effect of aerosol in solar-photometric measurements of atmospheric gases is considered. It is shown that the problem of increasing the accuracy of solar-photometric measurements of atmospheric gases at the wavelength λ_0 can be reduced to the problem of calculating and accounting for the optical thickness of the aerosol at the wavelength λ_0 by compiling a scalar estimate in the form of $k_1\tau(\lambda_0-\Delta\lambda_1)+k_2\tau(\lambda_0-\Delta\lambda_2)$, where $k_1+k_2=0$. In this case, the power factor in the known Angstrom formula required to determine the optical thickness of the aerosol at the wavelength λ_0 can be determined iteratively, according to the proposed iterative method. To determine the value of the atmospheric turbidity coefficient β , it is sufficient to perform photometric measurements at the wavelengths $\lambda_0-\Delta\lambda_1$ and $\lambda_0+\Delta\lambda_2$ and determine the values of β using the Angstrom formula using the known values τ and α .

Key words: aerosol; optical thickness; solar photometer; atmospheric turbidity; wavelength; measurements; remote sensing; climate change; error; Angstrom indicator

Введение. Хорошо известно, что климатические изменения, происходящие в настоящее время на планете частично объясняются парниковыми газами, вырабатываемыми при антропогенной деятельности бытового и производственного характера. Необходимость контроля и предсказания дальнейшего хода происходящих климатических измерений обуславливает проведение широкомасштабных измерений концентрации таких газов. Вместе с тем, точность проводимых спектральных измерений парниковых газов часто ограничивается влиянием атмосферного аэрозоля, обладающего континуальным спектральным поглощением.

Как отмечается в работе «Сравнение аэрозольных оптических свойств и распределения по размерам, полученное солнечным фотометром, с измерениями на средних широтах» [2], неопределенность, вводимая атмосферным аэрозолем в результаты атмосферных спектральных измерений частично объясняется эффектом их увлажнения, приводящим к почти двукратному увеличению поглощения аэрозолем оптической радиации при повышении относительной влажности в пределах 40...80 %. Атмосферный аэрозоль в основном сосредоточен в нижней тропосфере (слой перемешивания). Вместе с тем, некоторые типы аэрозоля могут достигать и верхних слоев атмосферы (например, пыль пустынь, морской аэрозоль, вулканический пепел).

Актуальность работ по исследованию атмосферного аэрозоля объясняется тем, что аэрозольный слой атмосферы существенно ослабляет солнечную радиацию. Атмосферный аэрозоль поглощает или отражает обратно в космос приблизительно 20 % всей солнечной оптической радиации.

Объектом исследования является атмосферный аэрозоль. Будучи важнейшей компонентой атмосферы, аэрозоль, как физический объект исследования, обладает рядом важнейших показателей, контролируемых с помощью международных и локальных измерительных сетей. Центром изучения физических показателей атмосферного аэрозоля и его влияния на наземные солнечно-фотометрические измерения является Всемирная сеть аэрозольных исследований AERONET, в состав которой входит более 500 автоматизированных измерительных станций [4–6; 9].

Предметом исследования стали известные методики, используемые для определения названных показателей.

Цель исследования – усовершенствование методики учета влияния аэрозоля при проведении спектральных измерений концентрации парниковых газов атмосферы.

Как показано в работе О. Дубовика и М. Д. Кинга [3], при величине оптической толщины аэрозоля (AOD) в диапазоне 0,05...1,0, погрешность в измерении AOD на уровне $\pm 0,01$ при длине волны 440 нм может привести к погрешности солнечно-фотометрических измерений газов величиной 15...35 %.

По мнению ряда авторов, аэрозольные измерения AOD, осуществляемые с помощью спектрорадиометра MODIS, имеют точность 5...15 % [8]. При этом наземный солнечно-фотометр типа PFR, осуществляющий измерения на длинах волн 368, 412, 500, 862 нм, имеет погрешность 1...2 %. Приблизительно такую же точность имеют солнечные фотометры CIMEL, используемые в сети AERONET.

В работе А. Ангстрема [1] предложена формула для вычисления зависимости AOD от длины волны

$$\tau_{aer}(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha}, \quad (1)$$

где $\tau_{aer}(\lambda)$ является оптической толщиной аэрозоля [10];

β – коэффициент общей мутности атмосферы, называемый также коэффициентом мутности атмосферы Ангстрема;

α – показатель Ангстрема.

Следует отметить наличие обратной взаимосвязи между показателями AOD и α . Так, при больших величинах α ($\approx 1,5$), что соответствует мелкодисперсной аэрозоли, значение AOD с большой вероятностью мало, а при малых значениях α ($\approx 0,5$), значение AOD с большой вероятностью велико, что иллюстрируется на рис. 1.

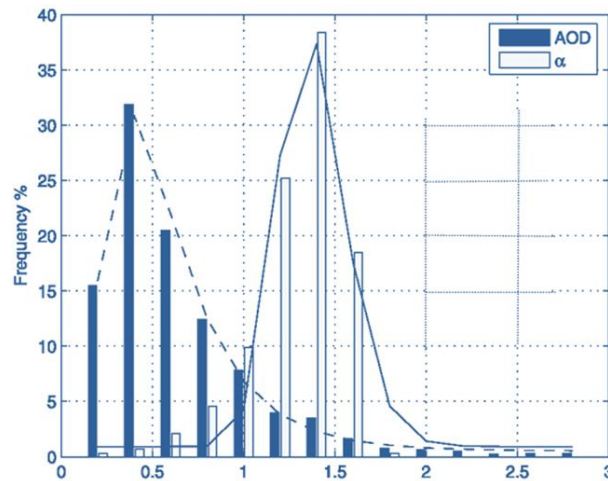


Рис. 1. Распределение частотности появления значений показателей α и AOD [10] / Fig. 1. Distribution of values occurrence frequencies of α and AOD [10]

Важными свойствами атмосферного аэрозоля являются его суточная и сезонная изменчивость и многомодальность. В качестве примера на рис. 2 приведены графики

изменения AOD в течение суток, построенные на основе экспериментальных исследований, проведенных в 2009–2010 гг. в г. Зенджан (Иран) [7].

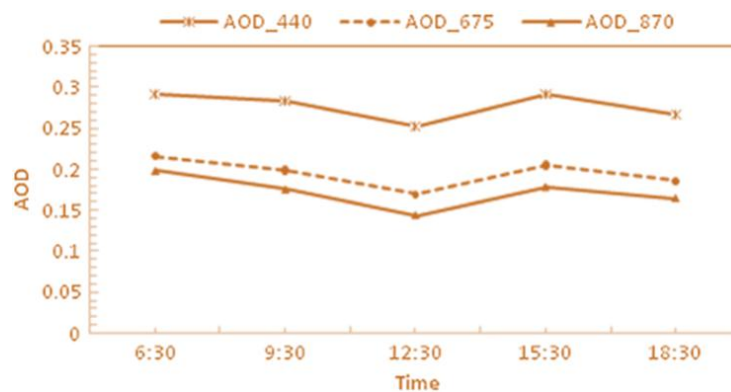


Рис. 2. Графики суточных изменений AOD на различных длинах волн, построенные на основе измерений в г. Зенджан (Иран) в 2009–2010 гг. [7] / Fig. 2. Graphs of daytime changes of AOD at different wavelengths measured in Zenjan city (Iran) during 2009–2010 years [7]

В отношении многомодальности распределения аэрозольных частиц можно сказать, что это свойство трактуется как наличие

двух максимумов в кривой распределения аэрозольных частиц по величине их радиуса. При этом наблюдается существенное изме-

нение формы этих двухгорбовых кривых распределения по сезонам. В качестве примера на рис. 3 приведены двухмодальные кривые

распределения атмосферного аэрозоля в Шанхае (Китай) в 2011 г. [10].

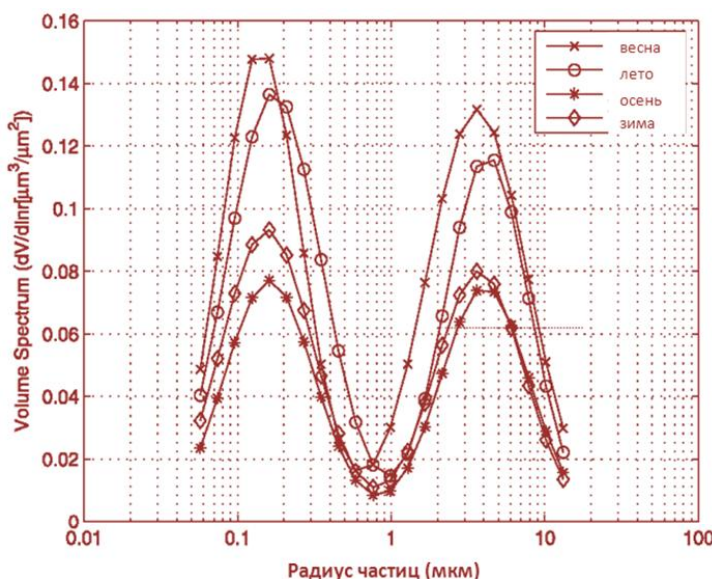


Рис. 3. Кривые распределения усредненного объемного размера по сезонам в Шанхае (Китай) в течение 2011 г. [10] / Fig. 3. Graphs of averaged volume sizes distribution measured seasonally in Shanghai (China) during 2011 year [10]

Существующие методы измерения оптических показателей аэрозоля α и β .

Метод Вольца. Метод базируется на предположении о том, что α и β не зависят от длины волны. Запишем формулу Ангстрема (1) для опорной длины волны λ_r и длины волны λ_i , $i = \overline{1, n}$

$$\tau_{aer}(\lambda_r) = \beta \cdot \lambda_r^{-\alpha}; \tag{2}$$

$$\tau_{aer}(\lambda_i) = \beta \cdot \lambda_i^{-\alpha}. \tag{3}$$

Вычислив натуральные логарифмы (2) и (3) можно получить линейную систему уравнений, из которых находим

$$\alpha = \frac{\ln(\tau(\lambda_i)/\tau_{aer}(\lambda_r))}{\ln(\lambda_r/\lambda_i)}. \tag{4}$$

Прямой метод. Предполагается, что для вычисления значений α и β можно воспользоваться минимальным набором экспериментальных данных, полученных при определенной длине волны. Вычисленные на этой основе значения α и β распространяются на весь исследуемый диапазон $\lambda_{min} \dots \lambda_{max}$.

Метод линейной подгонки. В этом методе применяется логарифмирование уравнения (3)

$$\tau_{aer}(\lambda) = -\alpha \cdot \ln \lambda + \ln \beta. \tag{5}$$

Далее строится кривая зависимости $\ln \tau(\lambda)$ от $\ln \lambda$ в виде линейной кривой с крутизной α . Вычисленное значение α имеет наибольшую погрешность в ультрафиолетовом диапазоне [7].

В двухволновых методах (метод Вольца, прямой метод) при выборе длин волн λ_r и λ_i не учитываются значения $\tau(\lambda)$ и их вес при формировании того или иного искомого параметра. При применении одноволнового метода (метод линейной подгонки) выполняемые процедуры логарифмирования и геометрического построения приводят к появлению дополнительной погрешности расчета.

Результаты исследования и их обсуждение. Предлагаемый метод. В предлагаемом методе ставится задача определения оптических показателей аэрозоля при длине волны $(1 \pm \delta)$ мкм на основе измеренных величин τ_{aer} с длинами волн λ_1 и λ_2 (далее обозначение мкм опускается), не совпадающих с длинами волн поглощения исследуемых газов, где

$$\lambda_1 = (1 - \delta) - \Delta \lambda_1; \tag{6}$$

$$\lambda_2 = (1 + \delta) + \Delta \lambda_2. \tag{7}$$

Допустим, что в результате проводимых измерений на длинах волн λ_1 и λ_2 получены

значения оптических толщин аэрозоля $\tau_{aer}(\lambda_1)$ и $\tau_{aer}(\lambda_2)$ (рис. 4), где

$$\tau_{aer}(\lambda_1) = \tau_{aer}(1 - \delta - \Delta\lambda_1); \quad (8)$$

$$\tau_{aer}(\lambda_2) = \tau_{aer}(1 - \delta + \Delta\lambda_2). \quad (9)$$

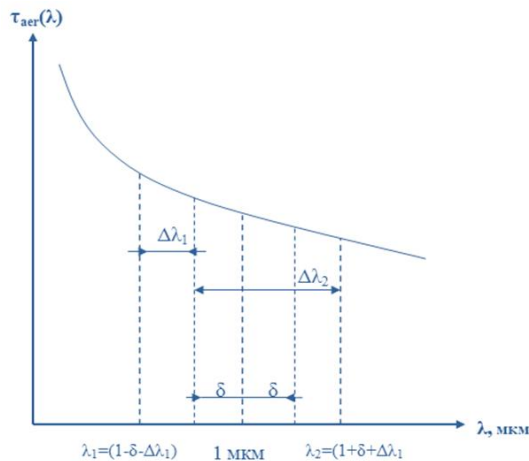


Рис. 4. Выбор длин волн λ_1 и λ_2 с учетом заданных δ , $\Delta\lambda_1$ и $\Delta\lambda_2$ / Fig. 4. Choosing of wavelengths λ_1 and λ_2 taking into account δ , $\Delta\lambda_1$ and $\Delta\lambda_2$

На основе вычисленных величин $\tau_{aer}(\lambda_1)$ и $\tau_{aer}(\lambda_2)$ оптическую толщину аэрозоля при длине волны $(1_{\text{мкм}} - \delta)$, т. е. $\tau_{aer}(1_{\text{мкм}} - \delta)$ определим как

$$\tau_{aer}(1 - \delta) = k_1 \cdot \tau_{aer}(1 - \delta - \Delta\lambda_1) + k_2 \cdot \tau_{aer}(1 - \delta + \Delta\lambda_2), \quad (10)$$

где k_1 и k_2 – весовые коэффициенты $\tau_{aer}(\lambda_1)$ и $\tau_{aer}(\lambda_2)$, где

$$k_1 + k_2 = 1. \quad (11)$$

С учетом равенств (2) и (3) имеем

$$\tau_{aer}(1_{\text{мкм}} - \delta) = \beta \cdot (1 - \delta)^{-\alpha} \quad (12)$$

$$\tau_{aer}(1 - \delta - \Delta\lambda_1) = \beta \cdot (1 - \delta - \Delta\lambda_1)^{-\alpha}; \quad (13)$$

$$\tau_{aer}(1 - \delta + \Delta\lambda_2) = \beta \cdot (1 - \delta + \Delta\lambda_2)^{-\alpha}. \quad (14)$$

С учетом (10), (12), (13), (14) получим

$$(1 - \delta)^{-\alpha} = k_1(1 - \delta - \Delta\lambda_1)^{-\alpha} + k_2(1 - \delta + \Delta\lambda_2)^{-\alpha} \quad (15)$$

Если искомую точку длины волны поглощения исследуемого газа выбрать справа длины волны 1 мкм, выражение (15) принимает вид

$$(1 + \delta)^{-\alpha} = k_1(1 + \delta - \Delta\lambda_1)^{-\alpha} + k_2(1 + \delta + \Delta\lambda_2)^{-\alpha}. \quad (16)$$

Выражения (11) и (15) или (11) и (16) составляют систему линейных уравнений относительно k_1 и k_2 при известном α .

Выражение (16) приведем к следующему виду:

$$1 = k_1 \cdot z_1^{-\alpha} + k_2 \cdot z_2^{-\alpha}, \quad (17)$$

где

$$z_1 = \frac{1 - \delta - \Delta\lambda_1}{1 - \delta}; \quad (18)$$

$$z_2 = \frac{1 - \delta + \Delta\lambda_2}{1 - \delta}. \quad (19)$$

Предлагаемая итерационная методика определения α заключается в следующем.

1. При заданных значениях δ , $\Delta\lambda_1$, $\Delta\lambda_2$, а также при предполагаемом значении $\alpha_{\text{пр}} = \alpha_i$; $i = \overline{1, n}$, путем вычисления системы уравнений ((12), (18)) определяются значения k_1 и k_2 .

2. С помощью вычисленных величин k_1 , k_2 , а также выражения (17) определяется расчетное значение α_p .

Из выражения (17) ясно, что при

$$z_1^{-\alpha} = \frac{k_2}{k_1}, \quad (20)$$

$$z_2^{-\alpha} = \frac{k_1}{k_2}, \quad (21)$$

условие (10) выполняется.

Из (20) находим

$$\alpha = \frac{\ln \frac{k_1}{k_2}}{\ln z_1}. \quad (22)$$

Из (21) находим

$$\alpha = \frac{\ln \frac{k_2}{k_1}}{\ln z_2}. \quad (23)$$

С учетом (22) и (23) получим

$$\ln z_1 = \ln \frac{1}{z_2}. \quad (24)$$

или

$$z_1 = \frac{1}{z_2}. \quad (25)$$

С учетом (17) и (25) получаем трансцендентное уравнение

$$1 = k_1 z_2^\alpha + k_2 z_2^{-\alpha}. \quad (26)$$

На основе (26) приходим к выводу, что

$$z_2^\alpha = \frac{k_2}{k_1}, \quad (27)$$

$$z_2^{-\alpha} = \frac{k_1}{k_2} \quad (28)$$

Следовательно, получим

$$\alpha_p = \frac{\ln \frac{k_2}{k_1}}{\ln z_2} \quad (29)$$

При совпадении $\alpha_{np} = \alpha_p$ процесс вычисления α останавливается, а при несовпадении осуществляется переход на цикл $j = i + 1$, процесс повторяется вплоть до получения полного совпадения α_{np} и α_p , т. е. до достижения равенства

$$\alpha_{np} = \alpha_p = \alpha_0$$

Далее для получения значения $\tau_{aer}(1-\delta)$ проводятся измерения $\beta = \tau_{aer}(\lambda = 1_{\text{мкм}})$ и $\tau_{aer}(1-\delta)$ определяется в виде

$$\tau_{aer}(1-\delta) = \beta \cdot (1-\delta)^{\alpha_0}$$

Следовательно, предлагаемый метод позволяет определить такие основные показатели атмосферного аэрозоля, как показатель Ангстрема коэффициент аэрозольной мутности атмосферы.

Проведенные исследования, в том числе с применением предложенного метода, показали, что проблема повышения точности солнечно-фотометрических измерений

атмосферных газов при длине волны λ_0 может быть приведена к проблеме вычисления и учета оптической толщины аэрозоля при длине волны λ_0 путем составления скалярной оценки в виде $k_1\tau(\lambda_0 - \Delta\lambda_1) + k_2\tau(\lambda_0 - \Delta\lambda_2)$, где $k_1 + k_2 = 0$.

Предложенный метод определения оптических характеристик атмосферного аэрозоля на базе формулы Ангстрема, в отличие от метода Вольца и других известных методов, позволяет определить взвешенную оценку искомой величины. Для этого используется аппроксимация оптической толщины аэрозоля средневзвешенной скалярной стоящих слева и справа выбранной длины волны.

Заключение. Показатель Ангстрема в известной формуле Ангстрема, необходимый для определения оптической толщины аэрозоля при длине волны λ_0 , может быть рассчитан на основе предложенного метода итерационным путем согласно предлагаемой итерационной методике.

Для определения величины коэффициента мутности атмосферы β достаточно провести фотометрические измерения при длинах волны $\lambda_0 - \Delta\lambda_1$ и $\lambda_0 + \Delta\lambda_2$ и по известным показателям τ и α определить величину β .

Список литературы

1. Angstrom A. The parameters of atmospheric turbidity // *Tellus*. 1964. Vol. 16, No. 1. P. 64–75.
2. Chauvigne A., Sellegrì K., Hervo M., Montoux N., Freville P., Goloub P. Comparison of the aerosol optical properties and size distribution retrieved by sun photometer with in situ measurements at midlatitude // *Atmospheric Measurement Techniques*. 2016. Vol. 9. P. 4569–4585.
3. Dubovik O., King M. D. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements // *Journal of Geophysical Research*. 2000. Vol. 105. P. 20673–20696.
4. Holben B. N., Eck T. F., Slutsker I., Smirnov A., Sinyuk A., Schafer J., Giles D., Dubovnik O. Aeronet's Version 2.0 quality assurance criteria // *Proceedings of SPIE*. 2006. Vol. 6408. P. 6408Q8.
5. Holben B. N., Eck T. F., Slutsker I., Tanre D., Buis J. P., Setzer A., Vermote E., Reagan J. A., Kaufman Y. J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A. AERONET – federate instrument network and data archive for aerosol characterization // *Remote Sensing of Environment*. 1998. Vol. 66. P. 1–16.
6. Kazadzis S., Veselovskii I., Amiridis V., Grobner J., Suvorina A., Nyeki S., Gerasopoulos E., Kouremeti N., Taylor M., Tsekeri A., Wehrli C. Aerosol microphysical retrievals from precision filter radiometer direct solar radiation measurements and comparison with AERONET // *Atmospheric Measurement Techniques*. 2014. Vol. 7. P. 2013–2025.
7. Khoshshima M., Bidokhti A. A., Ahmadi-Givi F. Variations of aerosol optical depth and Angstrom parameters at a suburban location in Iran during 2009–2010 // *Journal of Earth System Science*. 2014. Vol. 123, No. 1. P. 187–199.
8. Mielonen T., Levy R. C., Aaltonen V., Komppula M., Leeuw de G., Huttunen J., Lihavainen H., Kolmonen P., Lehtinen K. E. J., Arola A. Evaluating the assumptions of surface reflectance and aerosol type selection within the MODIS aerosol retrieval over land: the problem of dust type selection // *Atmospheric Measurement Techniques*. 2011. Vol. 4. P. 201–214.

9. Oneill N. T., Ignatov A., Holben B. N., Eck T. F. The lognormal distribution as a reference for reporting aerosol optical depth statistics; Empirical tests using multi-year? Multi-site AERONET sunphotometer data // *Geophysical Research Letters*. 2000. Vol. 27. P. 3333–3336.

10. Qianshen H., Chengcai L., Fuhai G., Hequn Y., Peiren L., Tingting L., Dongwei L., Zhen P. Aerosol optical properties retrieved from Sun photometer measurements over Shanghai, China // *Journal of Geophysical Research*. 2012. Vol. 117. P. D16204.

References

1. Angstrom A. *Tellus* (Tellus), 1964, vol. 16, no. 1, pp. 64–75.
2. Chauvigne A., Sellegri K., Hervo M., Montoux N., Freville P., Goloub P. *Atmospheric. Measurement. Techniques* (Atmospheric. Measurement. Techniques), 2016, vol. 9, pp. 4569–4585.
3. Dubovik O., King M. D. *Journal of Geophysical Research* (Journal of Geophysical Research), 2000, vol. 105, pp. 20673–20696.
4. Holben B. N., Eck T. F., Slutsker I., Smirnov A., Sinyuk A., Schafer J., Giles D., Dubovnik O. *Proceedings of SPIE* (Proceedings of SPIE), 2006, vol. 6408, pp. 6408Q8.
5. Holben B. N., Eck T. F., Slutsker I., Tanre D., Buis J. P., Setzer A., Vermote E., Reagan J. A., Kaufman Y. J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A. *Remote Sensing of Environment* (Remote Sensing of Environment), 1998, vol. 66, pp. 1–16.
6. Kazadzis S., Veselovskii I., Amiridis V., Grobner J., Suvorina A., Nyeki S., Gerasopoulos E., Kouremeti N., Taylor M., Tsekeri A., Wehrl C. *Atmospheric. Measurement. Techniques* (Atmospheric. Measurement. Techniques), 2014, vol. 7, pp. 2013–2025.
7. Khoshima M., Bidokhti A. A., Ahmadi-Givi F. *Journal of Earth System Science* (Journal of Earth System Science), 2014, vol. 123, no. 1, pp. 187–199.
8. Mielonen T., Levy R. C., Aaltonen V., Komppula M., Leeuw de G., Huttunen J., Lihavainen H., Kolmonen P., Lehtinen K. E. J., Arola A. *Atmospheric. Measurement. Techniques* (Atmospheric. Measurement. Techniques), 2011, vol. 4, pp. 201–214.
9. Oneill N. T., Ignatov A., Holben B. N., Eck T. F. *Geophysical Research Letters* (Geophysical Research Letters), 2000, vol. 27, pp. 3333–3336.
10. Qianshen H., Chengcai L., Fuhai G., Hequn Y., Peiren L., Tingting L., Dongwei L., Zhen P. *Journal of Geophysical Research* (Journal of Geophysical Research), 2012, vol. 117, pp. D16204.

Коротко об авторе

Briefly about the author

Абасзаде Фуад Габиль Оглы, аспирант, Национальное аэрокосмическое агентство, г. Баку, Азербайджанская Республика. Сфера научных интересов: дистанционное зондирование, атмосферные исследования, измерительные системы, экология
fabaszadeh@swt.az

Fuad Gabil Oglu Abaszade, postgraduate, National Aerospace Agency, Baku, Republic of Azerbaijan. Sphere of scientific interests: remote sensing, atmospheric research, measuring systems, ecology

Образец цитирования

Абасзаде Ф. Г. Метод учета влияния аэрозоля при солнечно-фотометрических измерениях атмосферных газов // *Вестник Забайкальского государственного университета*. 2020. Т. 26, № 4. С. 6–12. DOI: 10.21209/2227-9245-2020-26-4-6-12.

Abaszade F. Inventory method of aerosol influence during solar-photometric measurements of atmospheric gases // *Transbaikal State University Journal*, 2020, vol. 26, no. 4, pp. 6–12. DOI: 10.21209/2227-9245-2020-26-4-6-12.

Статья поступила в редакцию: 26.02.2020 г.
Статья принята к публикации: 28.03.2020 г.