

О НЕОБХОДИМОСТИ КОРРЕКТИРОВКИ МЕТОДИКИ РАСЧЕТА ПОТОКА АЭРОЗОЛЕЙ С ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В АТМОСФЕРУ, ИСПОЛЬЗУЮЩЕЙ ИНДЕКС *NDVI*

*Х.Г. Асадов**, *Н.И. Керимов*

Национальное аэрокосмическое агентство,
ул. С.С. Ахундова, 1, AZ1115, Баку, Азербайджанская Республика; *asadzade@rambler.ru;
natig1975@gmail.com

Реферат. Атмосферный аэрозоль является существенным климатообразующим фактором, а также фактором загрязнения атмосферы, влияющим на здоровье человека. Поэтому необходима корректная оценка потока аэрозолей с земной поверхности в атмосферу. Анализ методики Центра космических полетов имени Годдарда (The Goddard Space Flight Center), широко используемой для расчета этого потока с помощью показателя *NDVI* (нормализованный разностный вегетационный индекс, Normalized Difference Vegetation Index), выявил ее существенный недостаток. А именно, в этой методике не учитывается обратное влияние содержания аэрозоля в атмосфере (суммарно - природного и антропогенного) на результаты измерения показателя *NDVI*. Учет известной регрессионной зависимости между аэрозольной оптической толщиной атмосферы *AOD* и измеренным значением *NDVI* позволил продемонстрировать потенциальную существенность такого влияния. Это указывает на необходимость введения компенсационных поправок в результаты оценки пылевого потока с использованием *NDVI*, учитывающих связь с *AOD*.

Ключевые слова. Земная поверхность, атмосфера, пылевой поток, оптическая толщина, аэрозоль, корреляция, нормализованный разностный вегетационный индекс, компенсационная поправка.

Введение

Атмосферный аэрозоль является одним из факторов, определяющих альбедо атмосферы и, таким образом, радиационный режим земной системы и, в конечном счете, климат Земли (Будыко, 1974; Израэль и др., 2009). Кроме того, как отмечается в (Alfaro, Gomes, 2001; Alfaro, 2008; Creyssels et al., 2009; Fogouzanfar, 2016), аэрозольные частицы диаметром менее 2.5 мкм являются существенным фактором риска преждевременной смерти человека. Таким образом, корректная оценка потоков аэрозольных частиц с земной поверхности в атмосферу и их содержания в атмосфере – важная методическая задача.

Указанная фракция атмосферного аэрозоля в основном состоит из углерода, неорганических ионов и минеральной пыли. Минеральная пыль, в свою очередь подразделяется на три широкие категории (Philip et al., 2017):

– минеральная пыль естественного происхождения, привносимая ветром из аридных пустынных регионов;

– привносимая ветром пыль антропогенного происхождения, порождаемая воздействием человека на почву из-за изменения практики землепользования, а также в результате уничтожения лесов;

– аэрозоли, сформированные как побочный продукт индустриальной деятельности и в результате процессов горения – в ходе хозяйственной деятельности и пожаров.

Современные методы измерения природного потока аэрозоля с земной поверхности в атмосферу основаны на оценках ее свойств, отражающих содержание и связанность пылевых частиц в почве, а также на данных о горизонтальной скорости ветра. При этом для оценки важного для расчетов показателя оголенности почвы используется индекс *NDVI* (Mushtaq, Asima, 2016). Его значения вычисляются по данным дистанционного зондирования – спутникового мониторинга.

При этом не учитывается, что измеренные значения этого индекса сами зависят от наличия аэрозольных частиц в атмосфере. Цель данной статьи – продемонстрировать существенность такого обратного влияния и необходимость корректировки существующей методики.

Существующая методика

В соответствии с моделью GOCART (Goddard Chemistry Aerosol, Radiation and Transport model, Годдардская модель химии аэрозоля, радиации и переноса) вертикальный поток аэрозольных частиц размера *p* природного происхождения E_p определяется следующим образом (Ginoux et al., 2001; LeGrand et al., 2019; Cheng et al., 2012; Chin et al., 2002):

$$E_p = C \cdot S \cdot S_p \cdot V_{10}^2 \cdot (V_{10} - V_t), \text{ если } V_{10} > V_t$$

$$E_p = 0, \text{ если } V_{10} \leq V_t, \quad (1)$$

где *C* – коэффициент, $\text{мкг с}^2 \text{ м}^{-5}$; *S* – характеристика источника пыли (или показатель подъема пыли), принимает значения в диапазоне от 0 до 1; S_p – доля фракции пыли размера *p* на почве; V_{10} – скорость ветра на высоте 10 м, м/сек; V_t – пороговая скорость возникновения эрозии из-за ветра, являющаяся функцией плотности пыли, диаметра частиц, влажности земной поверхности.

Согласно (Kim et al., 2013) *S* определяется как произведение показателя оголенности почвы *B* и показателя *H*:

$$S = B \cdot H, \quad (2)$$

где *H* – доля поверхности, на которой есть накопленная пыль природного происхождения (подвижные частицы).

Для расчета показателя *B* оголенности почвы по данным дистанционного зондирования (спутникового мониторинга) для заданной части географиче-

ского пространства, обычно – ячейки $1^\circ \times 1^\circ$, используется следующая формула (Kim et al., 2013)

$$B = \frac{N_{<0.15}}{N_{total}} \tag{3}$$

Здесь $N_{<0.15}$ – число пикселей в ячейке, где значение индекса $NDVI$ не превышает 0.15, а N_{total} – общее число пикселей в ячейке. При этом индекс $NDVI$ определяется как в (Tucker et al., 1991):

$$NDVI = \frac{(NIR - RED)}{(NIR + RED)} \tag{4}$$

где NIR – значение отраженного сигнала в ближней инфракрасной области, а RED – величина отраженного сигнала в "красной" области. В табл. 1 приведены длины волны, используемые для вычисления $NDVI$ для разных спектрорадиометров.

Таблица 1. Длины волн, используемые для вычисления $NDVI$ для разных спектрорадиометров (Li., et al., 2014)

Область длин волн	Спектрорадиометры		
	MODIS	TM/ETM	OLI
<i>NIR</i>	841-876 нм	760-900 нм	0.85 мкм
<i>RED</i>	620-670 нм	630-690 нм	0.66 мкм

Необходимость корректировки существующей методики

Применение формул (1) и (2) при вычислении потока аэрозоля с земной поверхности в атмосферу предполагает, что формула (2) характеризует свойства подстилающей поверхности, а именно, степень ее оголенности и геоморфологические свойства. Однако использование индекса $NDVI$ для вычисления значения B может приводить к смещению его оценки, поскольку результаты измерения $NDVI$ зависят не только от свойств подстилающей поверхности, но и от свойств атмосферы, в том числе от содержания в ней аэрозольных частиц.

Измеренные значения NIR и RED , а, следовательно, и $NDVI$ зависят от аэрозольной оптической толщины (AOT), в англоязычной литературе – aerosol optical depth (AOD). Это показано во многих работах – см., например, (Xiao et al., 2003; Zhong et al., 2016; Xiao et al., 2013; Dong et al., 2013; Prasad et al., 2005). Как отмечается в работе (Xiao et al., 2003), различие между значениями индекса $NDVI$ и атмосферно-устойчивого вегетационного индекса EVI (Wardlow et al., 2010) в 1998 г. достигало 0.08. Это – следствие широкомасштабных лесных пожаров, являющихся мощными источниками аэрозоля, возникающего при горении биомассы.

Линейная зависимость измеренных значений индекса $NDVI$ от аэрозольной оптической толщины AOD для излучения длины волны 500 нм приведена

в работе (Liu et al., 2004, fig. 4a). Из нее следует, что наличие аэрозоля в атмосфере смещает измеренный $NDVI$ в сторону меньших значений:

$$\Delta NDVI = -0.41 AOD. \tag{5}$$

В работе (Jääskeläinen et al., 2017) для нескольких регионов мира (Северная Америка, Амазонская низменность, Европа, Сахель) приведены типичные значения AOD . Они варьируют примерно в пределах от 0.1 до 0.5, причем последние соответствуют высокому содержанию аэрозоля в атмосфере. Этим значениям соответствуют смещения $NDVI$ в сторону меньших значений на 0.04-0.2.

Существенно ли это смещение для оценки параметра B по формуле (3)? Рассмотрим частный случай, когда истинные значения $NDVI$, т.е. зависящие только от свойств подстилающей поверхности в условиях свободной от аэрозолей атмосферы, в пределах ячейки $1^\circ \times 1^\circ$ распределены равномерно на отрезке $[-1; 1]$ – см. рис. 1.

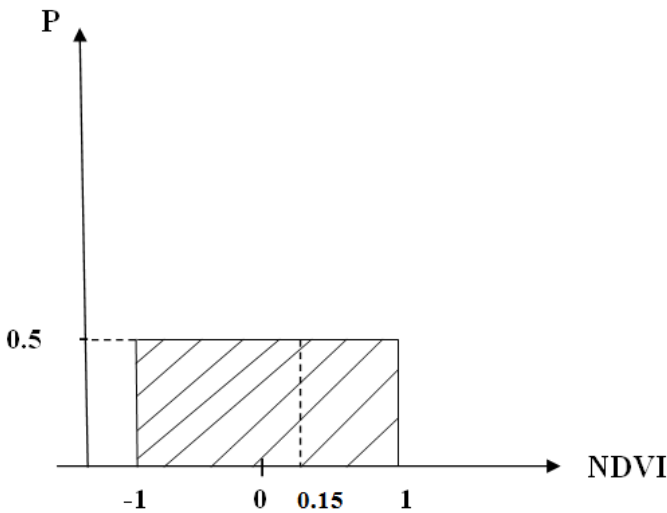


Рисунок 1. Графическое изображение равномерного распределения значений $NDVI$ по пикселям

В рассматриваемом случае $B = P$, где P – вероятность того, что значения $NDVI$ пикселя меньше, чем 0.15, т.е. $B = 0.5 \cdot 1.15 = 0.575$.

Учет сдвига $\Delta NDVI$, который предписывается формулой (5), приводит к смещению всех результатов измерений в направлении меньших значений на $|\Delta NDVI|$ ¹⁾. Вследствие этого в область $NDVI < 0.15$ будут дополнительно включены все значения из отрезка $[0.15; 0.15 + |\Delta NDVI|]$. Это приводит к увеличению значения P на $\Delta P = 0.5|\Delta NDVI|$ и, соответственно, значения B :

$$\Delta B = 0.5|\Delta NDVI|.$$

¹⁾Поскольку значения $NDVI$ не могут быть меньше (-1) – см. формулу (4), то при сдвиге в сторону меньших значений все значения из отрезка $[-1; (-1 + |\Delta NDVI|)]$ условно отнесем к $\Delta NDVI = -1$.

Учитывая смещения $\Delta NDVI$ истинных значений $NDVI$ в направлении меньших значений на 0.04-0.2, соответствующие типичным AOD (см. выше), получаем соответствующие смещения $\Delta B = 0.02 \div 0.1$, или в процентах: $100\% \Delta B/B = 3.5 \div 17.4\%$.

В соответствии с формулой (1) поток аэрозолей с земной поверхности в атмосферу E_p при прочих равных условиях пропорционален B . Следовательно, стандартная методика Центра космических полетов имени Годдарда в рассматриваемом примере может завысить оценку этого потока на $3.5 \div 17.4\%$.

Таким образом, существует необходимость корректировки обсуждаемой методики с учетом обратного влияния атмосферного аэрозоля на значения индекса $NDVI$.

Заключительные замечания

Существующая методика Центра космических полетов имени Годдарда, которая широко употребляется для расчета потока аэрозольных частиц природного происхождения с земной поверхности в атмосферу, использует индекс $NDVI$. При этом не учитывается наличие зависимости между измеренными $NDVI$ и аэрозольной оптической толщиной AOD атмосферы, характеризующей наличие в атмосфере аэрозольных частиц как природного, так и антропогенного происхождения. Это обратная связь приводит к смещению результатов измерений $NDVI$ в сторону меньших значений, что завышает оценку пылевого потока. Таким образом, необходима компенсационная корректировка.

Это особенно важно в виду того, что AOD весьма различна в разных регионах и в различные сезоны. Согласно (Zhao et al., 2018), исследование AOD в трех различных регионах, а именно в восточной части США, в Западной Европе и в восточной и центральных частях Китая показало, что в зонах с высотой расположения свыше 800 м максимум AOD появляется в весенне-летнем сезоне, в основном из-за формирования вторичной аэрозоли и гигроскопичных аэрозолей. Однако в Западной Европе и восточных и центральных районах Китая в зонах с высотой расположения менее 800 метров пик AOD появляется зимой из-за слабого вертикального перемешивания. Таким образом, предлагаемая корректировка методики будет давать положительный эффект в различной степени, в зависимости от выбранного сезона, высоты расположения местности, а также конкретной географической зоны.

Список литературы

Будыко М.И. 1974. Климат и воздействия на аэрозольный слой стратосферы. – Л., Гидрометеиздат, 42 с.

Израэль Ю.А., Рябошапка А.Г., Петров Н.Н. 2009. Сравнительный анализ геоинженерных способов стабилизации климата – Метеорология и гидрология, № 6. с. 5–24.

Alfaro S.C., Gomes, L. 2001. Modeling mineral aerosol production by wind

erosion: Emission intensities and aerosol size distributions in source areas. – *J. Geophys. Res.*, vol. 106(D16), pp. 18075-18084.

Alfaro S.C. 2008. Influence of soil texture on the binding energies of fine mineral dust particles potentially released by wind erosion. – *Geomorphology*, vol. 93(3-4), pp. 157-167.

Cheng T., Chen H., Gu X., Yu T., Guo J., Guo H. 2012. The inter-comparison of MODIS, MISR and GOCART aerosol products against AERONET data over China. – *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, vol. 113, pp. 2135-2145.

Chin M., Ginoux P., Kinne S., Torres O., Holben B.N., Duncan B.N., Martin R.V., Logan J.A., Higurashi A., Nakajima T. 2002. Tropospheric aerosol optical thickness from the GOCART model and comparisons with satellite and Sun photometer measurements. – *J. Atmos. Sci.*, vol. 59, pp. 461-483.

Creyssels M., Dupont P., Ould El Moctar A., Valance A., Cantat I., Jenkins J. T., Pasini J.M., Rasmussen K.R. 2009. Saltating particles in a turbulent boundary layer: Experiment and theory. – *J. Fluid Mech.*, vol. 625, pp. 47-74.

Dong Z.P., Yu X., Li X. M. 2013. Analysis of variation trends and causes of aerosol optical depth in Shaanxi Province using MODIS data. – *Chin Sci. Bull*, vol. 58, pp. 4486-4496. DOI: 10.1007/s11434-013-5991-z.

Forouzanfar M. 2016. Global regional and national comparative risk assessment of 79 behavioral, environmental and occupational and metabolic risks or clusters of risk, 1990-2115: a systematic analysis for the global burden of disease study 2015. – *Lancet*, vol. 388, pp. 1659-1724.

Ginoux P., Chin M., Tegen I., M. Prospere J., Holben B., Dubivik O., Lin S.-J. 2001. Source and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model. – *J. Geophys. Res.*, vol. 106(D17), pp. 20155-20173. DOI: 10.1029/2000JD000053.

Jääskeläinen E., Manninen T., Tamminen J., Laine M. 2017. The Aerosol Index and Land Cover Class Based Atmospheric Correction Aerosol Optical Depth Time Series 1982-2014 for the SMAC Algorithm. – *Remote Sens.*, No. 9, p. 1095. doi:10.3390/rs9111095.

Kim D., Chin M., Bian H., Tan Q., Brown M.E., Zheng T., You R., Diehl T., Ginoux P., Kucsera T. 2013. The effect of the dynamic surface bareness on dust source function, emission and distribution. – *Journal of Geophysical Research*, vol. 118, pp. 1-16. DOI: 10.1029/2012JD017907.

LeGrand S.L., Polashenski, C., Letcher T.W., Creighton G.A., Peckham S.E., Cetola J.D. 2019. The AFWA dust emission scheme for the GOCART aerosol model in WRF-Chem v3.8.1. – *Geosci. Model Dev.*, No. 12, pp. 131–166. – URL: <https://doi.org/10.5194/gmd-12-131-2019>, 2019.

Li P., Jiang L., Zhiming Feng Z. 2014. Cross-comparison of vegetation indices derived from Landsat-7 Enhanced Thematic Mapper (ETM+) and Landsat -8 Operational Land Imager (OLI) sensors. – *Remote Sens.*, No. 6, pp. 310-329. doi:10.3390/rs6010310.

Liu G.-R., Liang C.-K., Kuo T.-H., Lin T.-H., Shih-Jen-Huang. 2004. Comparison of the NDVI, ARVI and AFRI Vegetation Index, Along with Their Relations with the AOD Using SPOT 4 Vegetation Data. – TAO, vol. 15, No. 1, pp. 15-31.

Mushtaq Ahmad Ganie and Asima Nusrath. 2016. Determining of Vegetation Indices (NDVI) from Landsat 8 Satellite data. – International Journal of Advance Research. DOI:10.21474/IJARO1/1348. <http://dx.doi.org/10.21474/ijar01/1348>.

Philip S., Martin R.V., Snider G., Weagle C.L., van Donkelaar A., Brauer M., Henze D.K., Klimont Z., Venkataraman C., Guttikunda S.K., Zhang Q. 2017. Anthropogenic fugitive, Combustion and industrial dust is a significant, Underrepresented fine particulate matter source in global atmospheric models. – Environ. Res. Let., vol. 12. P. 044018. – URL: <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa65a54>.

Prasad A.K., Ramesh P.S., Singh A., Kafatos M. 2005. Seasonal variability of aerosol optical depth over Indian subcontinent. DOI: 10.1109/AMTRSI.2005.1469835. – URL: https://www.researchgate.net/publication/4156806_Seasonal_variability_of_aerosol_optical_depth_over_indian_subcontinent.

Tucker C.J., Dregne H. E., Newcomb W.W. 1991. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. – Remote Sens. Environ., vol. 8, pp. 127-150.

Wardlow B.D., Egbert S.L. 2010. A comparison of MODIS 250-m EVI and NDVI data for crop mapping: a case study for southwest Kansas. – International Journal of Remote Sensing, vol. 31, No. 3, pp. 805-830.

Xiao X., Braswell B., Zhang Q., Boles S., Frohling S., Moore B. 2003.. Sensitivity of vegetation indices to atmospheric aerosols: continental-scale observations in Northern Asia. – Remote Sensing in Environment, vol. 84, pp. 385-392.

Zhao B., Jiang J.H., Diner D.J., Su H., Gu Y., Liou K.-N., Jiang Z., Huang L., Takano Y., Fan X., Omar A.H. 2018. Intra – annual variations of regional aerosol optical depth, vertical distribution and particle types from multiple satellite and ground – based observational datasets. – Atmos. Chem. Phys., vol. 18(15), pp. 11247-11260. DOI:10.5194/acp-18-11247-2018.

Zhong G., Wang X., Tani H., Guo M., Chittenden A.R., Yin S., Sun Z., Matsumura S. 2016. A modified aerosol free vegetation index algorithm for aerosol optical depth retrieval using GOSAT TANSO – CAO data. – Remote Sens., vol. 8., pp. 998. DOI:10.3390/rs8120998.

Статья поступила в редакцию: 04.10.2019 г.

После переработки: 18.11.2019 г.

ON THE NECESSITY TO ADJUST THE METHODOLOGY FOR CALCULATING THE AEROSOL FLUX FROM THE EARTH'S SURFACE TO THE ATMOSPHERE USING THE NDVI INDEX

H.G. Asadov*, N.I. Kerimov

National Aerospace Agency,
1, S.S. Akhundov str., AZ1115, Baku, Republic of Azerbaijan, *asadzade@rambler.ru;
natig1975@gmail.com

Abstract. Atmospheric aerosols is a significant climate-forming factor, as well as a factor of atmospheric pollution affecting human health. Therefore, it is necessary to correctly estimate the aerosol flux from the earth's surface to the atmosphere. Analysis of the Goddard Space Flight Center methodology, widely used to calculate this flux with the *NDVI* (Normalized Difference Vegetation Index), revealed its significant drawback. Namely, this technique does not account for the reverse influence of aerosol content in the atmosphere (both natural and anthropogenic) on the results of *NDVI* measurements. Taking into account the known regression relationship between the aerosol optical thickness of the atmosphere (*AOD*) and the measured value of *NDVI* allowed to demonstrate the potential significance of such an effect. This indicates the need to introduce compensatory corrections to the results of the dust flow estimation using *NDVI*, taking into account the relationship with *AOD*.

Keywords. Earth's surface, atmosphere, dust flow, optical thickness, aerosols, correlation, normalized vegetation difference index, compensatory correction.

References

Budyko M.I. 1974. *Klimat i vozdeystviya na aerazol'nyy sloy stratosfery* [Climate and effects on the aerosol layer of the stratosphere]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 42 p.

Izrael' YU.A., Ryaboshapko A.G., Petrov N.N. 2009. Sravnitel'nyy analiz geoinzhenernykh sposobov stabilizatsii klimata [Comparative analysis of geoengineering methods of climate stabilization]. *Meteorologiya i gidrologiya – Meteorology and hydrology*, no. 6, pp. 5–24.

Alfaro S.C., Gomes, L. 2001. Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distributions in source areas. – *J. Geophys. Res.*, vol. 106(D16), pp. 18075-18084.

Alfaro S.C. 2008. Influence of soil texture on the binding energies of fine mineral dust particles potentially released by wind erosion. – *Geomorphology*, vol. 93(3-4), pp. 157-167.

Cheng T., Chen H., Gu X., Yu T., Guo J., Guo H. 2012. The inter-comparison of MODIS, MISR and GOCART aerosol products against AERONET data over China. – *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, vol. 113, pp. 2135-2145.

Chin M., Ginoux P., Kinne S., Torres O., Holben B.N., Duncan B.N., Martin R.V., Logan J.A., Higurashi A., Nakajima T. 2002. Tropospheric aerosol optical thickness from the GOCART model and comparisons with satellite and Sun photometer measurements. – *J. Atmos. Sci.*, vol. 59, pp. 461-483.

Creysse M., Dupont P., Ould El Moctar A., Valance A., Cantat I., Jenkins J. T., Pasini J.M., Rasmussen K.R. 2009. Saltating particles in a turbulent boundary layer: Experiment and theory. – *J. Fluid Mech.*, vol. 625, pp. 47 – 74.

Dong Z.P., Yu X., Li X. M. 2013. Analysis of variation trends and causes of aerosol optical depth in Shaanxi Province using MODIS data. – *Chin Sci. Bull.*, vol. 58, pp. 4486-4496. DOI: 10.1007/s11434-013-5991-z.

Forouzanfar M. 2016. Global regional and national comparative risk assessment of 79 behavioral, environmental and occupational and metabolic risks or clusters of risk, 1990-2115: a systematic analysis for the global burden of disease study 2015. – *Lancet*, vol. 388, pp. 1659-1724.

Ginoux P., Chin M., Tegen I., M. Prospere J., Holben B., Dubivik O., Lin S.-J. 2001. Source and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model. – *J. Geophys. Res.*, vol. 106(D17), pp. 20155-20173. DOI: 10.1029/2000JD000053.

Jääskeläinen E., Manninen T., Tamminen J., Laine M. 2017. The Aerosol Index and Land Cover Class Based Atmospheric Correction Aerosol Optical Depth Time Series 1982-2014 for the SMAC Algorithm. – *Remote Sens.*, No. 9, p. 1095. doi:10.3390/rs9111095.

Kim D., Chin M., Bian H., Tan Q., Brown M.E., Zheng T., You R., Diehl T., Ginoux P., Kucsera T. 2013. The effect of the dynamic surface bareness on dust source function, emission and distribution. – *Journal of Geophysical Research*, vol. 118, pp. 1-16. DOI: 10.1029/2012JD017907.

LeGrand S.L., Polashenski, C., Letcher T.W., Creighton G.A., Peckham S.E., Cetola J.D. 2019. The AFWA dust emission scheme for the GOCART aerosol model in WRF-Chem v3.8.1. – *Geosci. Model Dev.*, No. 12, pp. 131–166. – URL: <https://doi.org/10.5194/gmd-12-131-2019>, 2019.

Li P., Jiang L., Zhiming Feng Z. 2014. Cross-comparison of vegetation indices derived from Landsat-7 Enhanced Thematic Mapper (ETM+) and Landsat -8 Operational Land Imager (OLI) sensors. – *Remote Sens.*, No. 6, pp. 310-329. doi:10.3390/rs6010310.

Liu G.-R., Liang C.-K., Kuo T.-H., Lin T.-H., Shih-Jen-Huang. 2004. Comparison of the NDVI, ARVI and AFRI Vegetation Index, Along with Their Relations with the AOD Using SPOT 4 Vegetation Data. – *TAO*, vol. 15, No. 1, pp. 15-31.

Mushtaq Ahmad Ganie and Asima Nusrath. 2016. Determining of Vegetation Indices (NDVI) from Landsat 8 Satellite data. – *International Journal of Advance Research*. DOI:10.21474/IJARO1/1348. <http://dx.doi.org/10.21474/ijar01/1348>.

Philip S., Martin R.V., Snider G., Weagle C.L., van Donkelaar A., Brauer M., Henze D.K., Klimont Z., Venkataraman C., Guttikunda S.K., Zhang Q. 2017. Anthropogenic fugitive, Combustion and industrial dust is a significant, Underrepresented fine particulate matter source in global atmospheric models. – Environ. Res. Let., vol. 12. P. 044018. – URL: <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa65a54>.

Prasad A.K., Ramesh P.S., Singh A., Kafatos M. 2005. Seasonal variability of aerosol optical depth over Indian subcontinent. DOI: 10.1109/AMTRSI.2005.1469835. – URL: https://www.researchgate.net/publication/4156806_Seasonal_variability_of_aerosol_optical_depth_over_indian_subcontinent.

Tucker C.J., Dregne H. E., Newcomb W.W. 1991. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. – Remote Sens. Environ., vol. 8, pp. 127-150.

Wardlow B.D., Egbert S.L. 2010. A comparison of MODIS 250-m EVI and NDVI data for crop mapping: a case study for southwest Kansas. – International Journal of Remote Sensing, vol. 31, No. 3, pp. 805-830.

Xiao X., Braswell B., Zhang Q., Boles S., Frohling S., Moore B. 2003.. Sensitivity of vegetation indices to atmospheric aerosols: continental-scale observations in Northern Asia. – Remote Sensing in Environment, vol. 84, pp. 385-392.

Zhao B., Jiang J.H., Diner D.J., Su H., Gu Y., Liou K.-N., Jiang Z., Huang L., Takano Y., Fan X., Omar A.H. 2018. Intra – annual variations of regional aerosol optical depth, vertical distribution and particle types from multiple satellite and ground – based observational datasets. – Atmos. Chem. Phys., vol. 18(15), pp. 11247-11260. DOI:10.5194/acp-18-11247-2018.

Zhong G., Wang X., Tani H., Guo M., Chittenden A.R., Yin S., Sun Z., Matsumura S. 2016. A modified aerosol free vegetation index algorithm for aerosol optical depth retrieval using GOSAT TANSO – CAO data. – Remote Sens., vol. 8., pp. 998. DOI:10.3390/rs8120998.