

УДК 551.501: 629.195.1

Доктор техн. наук А.Х. Ахмеджанов *
Канд. техн. наук Т.К. Караданов *

СОДЕРЖАНИЕ ОЗОНА В АТМОСФЕРЕ НА ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

СПЕКТР, КОНЦЕНТРАЦИЯ, ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ, СПУТНИКОВОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ

В работе приведена методика расчета содержания озона в атмосфере на территории Казахстана на основе данных космического мониторинга. Получено содержание озона в атмосферном столбе по расчетным вертикальным профилям относительной концентрации. Показано территориальное распределение озона. Определено изменение озона за последние 10 лет.

В последние годы особое значение придается проблемам изменения климата Земли и разрушению озонового слоя нашей планеты. Воздействие озона на климат проявляется, прежде всего, в изменении температуры. Озон является источником тепла в стратосфере, поглощая ультрафиолетовое излучение солнца и восходящее инфракрасное излучение от тропосферы [1, 3, 7].

Содержание озона в атмосфере с высотой зависит не только от широты, но и от сезона. Летом обмен воздушными массами между тропосферой и стратосферой наиболее интенсивный. Максимум количества озона в приземном слое и на высотах до 7...8 км приходится на зимние месяцы (ноябрь – декабрь). На более высоких уровнях (9 км) максимум озона наблюдается не летом, а смещается на апрель, а еще выше (до высоты 25 км) – на март и февраль. Соответственно минимальное содержание озона в атмосфере отмечается в сентябре или октябре. Такое распределение общего количества озона по месяцам года связано с атмосферной циркуляцией: озон распространяется в высокие широты из более низких (в верхней части стратосферы) и затем оседает в течение всей зимы. Под влиянием антропогенных процессов распределение озона заметно изменяется, поэтому изменяется вся картина динамических процессов, включая и взаимодействие стратосферы и тропосферы [9, 10, 14].

* АО «НЦКИТ» НКА РК, г. Алматы

В настоящее время активно разрабатываются технологии дистанционного инфракрасного зондирования атмосферы для мониторинга термодинамического состояния и состава атмосферы Земли [5, 11, 15]. Созданы базы данных спектроскопической информации по атмосферным газам (HITRAN [10], GEISA [8], база данных температуры и концентраций оптически активных газовых составляющих атмосферы в базе TIGR [6], данные системы BADC [<http://badc.nerc.ac.uk>] и др.). Система GIOVANNI: GES-DISC (Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center) Interactive Online Visualization and Analysis Infrastructure (<http://daac.gsfc.nasa.gov/techlab/giovanni/>) объединяет данные многих спутниковых систем.

Для определения искомым параметров атмосферы необходимо решать обратную задачу как из спектров теплового излучения самой атмосферы и подстилающей поверхности, так и спектров пропускания атмосферой солнечного ИК излучения. Обратные задачи атмосферной оптики являются некорректными и поэтому при их численном решении используют различные методы регуляризации: статистической [12] и по Тихонову [4]. Методы регуляризации широко применялись для многоканальных спектрорадиометров с небольшим числом спектральных каналов, когда число неизвестных (количество определяемых параметров) превышало количество уравнений задачи (число используемых спектральных каналов). В настоящее время стало возможным практически отказаться от регуляризации. Для решения обратной задачи можно использовать минимизацию квадратичной невязки измеренных и расчетных спектров методом наименьших квадратов с ограничениями, без привлечения дополнительной априорной информации об искомом решении. Практическая реализация алгоритмов решения таких обратных задач для массовой обработки спутниковых спектров требует значительных вычислительных ресурсов и времени [2].

Решение уравнения переноса инфракрасного излучения от земной поверхности может быть представлено в следующем виде:

$$J_v^\uparrow(z) = \sigma_\lambda B_v(T(z_0)) \exp\left(-\frac{\tau_{0v}}{\cos \vartheta}\right) + \int_0^z B_v(T(u)) \frac{\partial}{\partial u} \exp\left(-\frac{\tau_v(u)}{\cos \vartheta}\right) du, \quad (1)$$

с граничными условиями $J_v^\uparrow(z_0) = \sigma_v B_v(T(z_0))$, $J_v^\uparrow(H) = J_{\text{спутник}}$, где $J_v^\uparrow(z)$ – уходящее инфракрасное излучение, σ_λ – коэффициент серости излучаемой поверхности, B_v – функция Планка, T – температура, z_0 –

уровень земной поверхности, $\tau_{0\nu}$ – общее значение оптической толщины атмосферы, ϑ – значение угла зондирования, ν – волновое число, $J_{\text{спутник}}$ – измеряемое на спутнике уходящее излучение.

Для удобства решения задачи восстановления сигнала уходящего излучения представим уравнение (1) в виде

$$\frac{\partial J_{\nu}^{\uparrow}}{\partial z} = B_{\nu}(T(u)) \frac{\partial}{\partial u} \exp\left(-\frac{\tau_{\nu}(u)}{\cos \vartheta}\right), \quad (2)$$

с теми же граничными условиями.

Оптическая толщина атмосферы $\tau_{\nu}(z)$ связана с коэффициентом объемного поглощения k_{ν} следующим образом:

$$\tau_{\nu}(z) = \int_0^z k_{\nu} du. \quad (3)$$

Коэффициент объемного поглощения включает:

- 1) коэффициент поглощения газовыми составляющими, который вычисляется с помощью суммирования по спектральным линиям (line-by-line) с использованием параметров известной спектральной базы данных HITRAN;
- 2) коэффициент ослабления аэрозольными компонентами атмосферы;
- 3) коэффициент континуального поглощения водяным паром.

Для безоблачной и слабоаэрозольной атмосферы спектральный коэффициент поглощения газовыми составляющими k_{ν} на высоте z обычно вычисляется, если известны лабораторные спектры поглощения молекул газа для всех возможных колебательно-вращательных переходов энергетических состояний молекулы (метод «line-by-line»):

$$k_{\nu} = N_0(z) \sum_{i=1}^{N_g} n_i(z) \sum_k r_{ik}(z) \sum_j S_{ijk}(T(z)) \Phi_{ijk}(\nu_{ijk} - \nu, T(z), p(z)), \quad (4)$$

где $p(z), T(z), N_0(z) = p(z)/(k_b T(z))$ – давление, температура и концентрация молекул на высоте z соответственно, k_b – постоянная Больцмана, $n_i(z)$ – относительная концентрация i -го газа, $r_{ik}(z)$ – т.н. распространенность k -го изотопа i -го газа, S_{ijk} – интенсивность j -й спектральной линии, Φ_{ijk} – контур линии. Моделирование объемного коэффициента поглощения (ОКП) основано на использовании лабораторных спектров высокого разрешения (0,01) изучаемых газов, зависимости спектра погло-

щения от сорта газа, температуры, давления, объемной концентрации газа в смеси.

Для приведения смоделированного спектра высокого разрешения к спектру, регистрируемого реальным сенсором низкого разрешения, используется стандартная численная процедура свертки спектра (конволюция), основанная на использовании аппаратных функций сенсора. Смоделированный спектр ОКП приводился к «реальному» спектру при помощи аппаратной функции конкретного канала сенсора MODIS и процедуры свертки спектра. На рассчитываемую область территории были выбраны данные о значениях уходящего излучения (радианс) в каналах сканера AIRS, соответствующих выбранным диапазонам спектра для конкретного вида газа. Эти данные представляют собой территориальное распределение уходящего излучения с расчетной единицей (пиксель). Из данных сканера AIRS были использованы данные вертикальных распределений температуры и давления для изучаемого района.

Для решения этой задачи необходима предварительная работа по выбору подходящего диапазона в спектре. Анализ модельных расчетов спектра поглощения показал, что для метана (CH_4) диапазон в пределах волновых чисел $1330 \dots 1390 \text{ см}^{-1}$. Коэффициенты поглощения и концентрация озона (O_3) вычисляются в пределах $1040 \dots 1070 \text{ см}^{-1}$. Выбранные диапазоны спектров поглощения позволяют рассчитывать концентрацию определенного парникового газа с наименьшими временными потерями и наибольшей точностью. Для нахождения относительной концентрации i -го газа $n_i(z)$ в выбранном диапазоне волновых чисел необходимо последовательное решение уравнений (2...4). На основе стандартного, или среднего многолетнего профиля концентрации определенного газа вычисляется объемный коэффициент поглощения, а затем восстанавливается значение уходящего сигнала на высоте спутника.

Рассмотренный способ восстановления вертикального профиля относительной концентрации атмосферных газов, был применен для различных участков на территории Казахстана, для которых имеются спутниковые данные измерений уходящего ИК-излучения радиоспектрометра TES. Вертикальное распределение концентрации озона показывает, что по высоте на различных участках (запад, север, центр, юг, восток) и по годам за 2005...2009 гг. по территории Казахстана наблюдались незначительные отклонения на высоте 200 гПа. По вертикальным распределениям рассчитывалось полное содержание озона в атмосферном столбе по расчетной области. Расчетная область по территории Казахстана с координатами с 43° по 53° се-

верной широты и 50° по 83° восточной долготы показана на рис. 1. Расчетное распределение содержания озона в атмосферном столбе за 2012 год по территории Казахстана по данным спектро радиометра TES показано на рис. 2. За этот год наблюдалось максимальное значение содержания озона порядка 371 ед. Добсона, минимальное значение 330 ед. Добсона, среднее значение 344 ед. Добсона со среднеквадратичным отклонением 5,37 ед. Добсона.

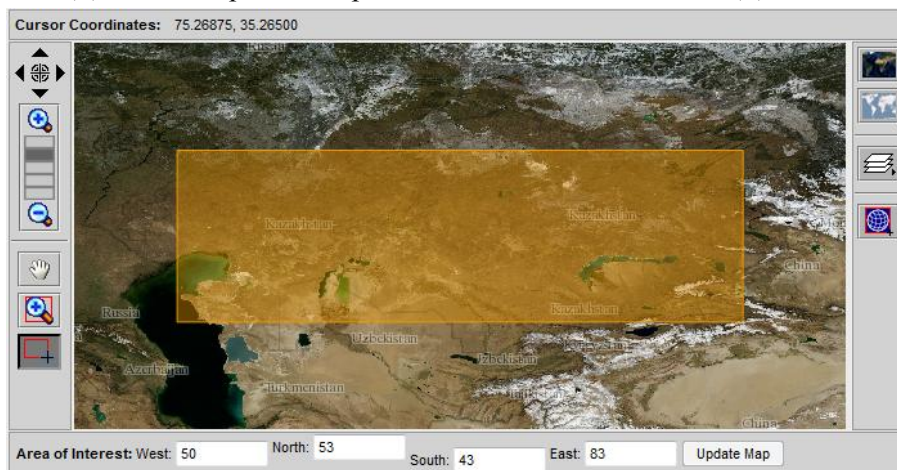


Рис. 1. Расчетная область по территории Казахстана.

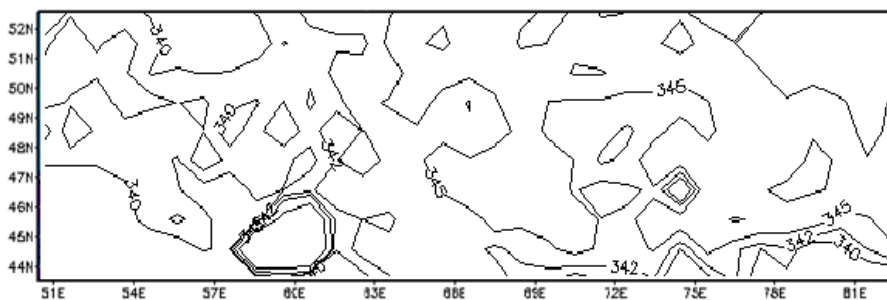


Рис. 2. Распределение содержания озона в единицах Добсона за 2012 год по расчетной территории.

Статистический анализ содержания озона в атмосфере Казахстана за период 2003...2012 гг. представлен в табл. Максимальное значение содержания озона порядка 415 ед. Добсона наблюдалось в 2005 г., минимальное – 323 ед. Добсона в 2008 г.

Таблица

Статистический анализ содержания озона в атмосфере Казахстана

Год	Минимум, ед. Добсона	Максимум, ед. Добсона	Среднее, ед. Добсона	Среднеквадратическое отклонение, ед. Добсона
2003	368	396	384	4,75

2004	351	396	379	6,54
2005	364	415	393	11,41
2006	360	407	382	8,38
2007	343	382	360	7,02
2008	323	355	333	3,61
2009	324	351	339	5,51
2010	338	374	357	7,03
2011	327	367	342	4,91
2012	330	371	344	5,37

Среднегодовые изменения содержания озона по территории Казахстана представлены на рис. 3. Графики показывают, что максимум содержания озона на территории Казахстана наблюдался в 2005 году, минимум в 2008 году, локальный максимум в 2010 году, локальный минимум в 2011 и некоторое увеличение в 2012 году.

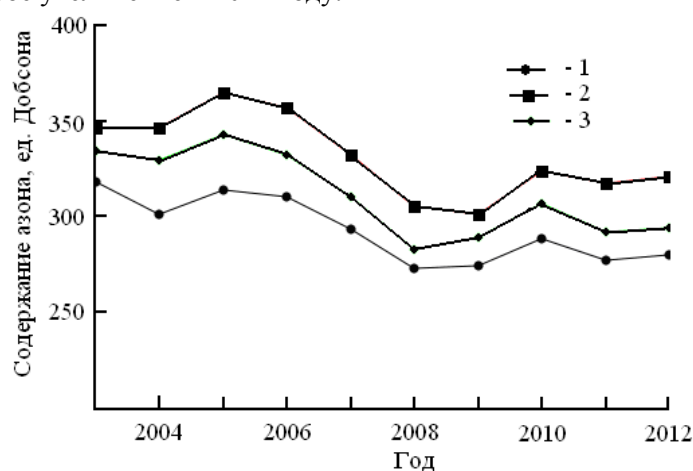


Рис. 3. Среднегодовое содержание озона в единицах Добсона по территории Казахстана. 1 – min, 2 – среднее, 3 – max.

Статистический анализ за период 2003-2012 годы показал рост среднего содержания озона до 393 ед. Добсона в 2005 года, затем уменьшение до 333 ед. Добсона в 2008 году, затем некоторый подъем содержания озона до 357 ед. Добсона в 2010 году.

В дальнейшем планируются совместные работы с озонными станциями, входящими в систему мониторинга параметров атмосферы для исследования закономерностей временного тренда озона, а также влияние этих изменений на радиационный баланс атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1) Белан Б.Д. Тропосферный озон. / Содержание озона в тропосфере. Механизмы и факторы, его определяющие. // Оптика атмосферы и океана. – 2008. – Т. 21. – № 07. – С. 600-618.
- 2) Грибанов К.Г., Захаров В.И., Ташкун С.А. Пакет программ FIRE-ARMS и его применение в задачах пассивного ИК-зондирования атмосферы // Оптика атмосферы и океана. – 1999. – Т. 12. – №4. – С. 372–378.
- 3) Еланский Н.Ф. Российские исследования атмосферного озона в 2007–2010 гг. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2012. – Том 48. – № 3. – С. 314-333.
- 4) Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. – М.: Наука, 1986. – 288 с.
- 5) Beer R., Glavich T.A., Rider T.M. Tropospheric emission spectrometer for Earth Observing System's Aura satellite // Applied Optics. 2001. – V. 40. – № 15. – P. 23-56.
- 6) Chevallier F., Morcrette J.J., Chedin A., Cheruy F. TIGR-like atmospheric-profile databases for accurate radiative-flux computation // Quart. J. of the Roy. Met. Soc. – 2000. – V. 126. – № 563. – P. 777-785.
- 7) Grewe V. The origin of ozone // Atmos. Chem. Phys. – 2006. – V. 6. – P. 1495-1511.
- 8) Jaquinet-Husson N., Scott N.A. and etc. The GEISA spectroscopic database: Current and future archive for Earth and planetary atmosphere studies // Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer. – 2008. – V. 109. – № 6. – P. 1043-1059.
- 9) Marecal V., Riviere E.D., Held G., Cautenet S., Freitas S. Modelling study of the impact of deep convection of the utls air composition. Part 1: Analysis of ozone precursors // Atmos. Chem. Phys. 2006, V. 6. № 6, P. 1567-1584.
- 10) Mitra A.P. Atmospheric chemistry // Indian J. Radio and Space Phys. 1990.- V. 19, № 5-6, p. 383-399.
- 11) Parkinson C.L. Aqua: an Earth-Observing Satellite mission to examine water and other climate variables // Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions, 2003. – V. 41. – № 2. – P. 173-183.
- 12) Rodgers C.D. Inverse methods for atmospheric sounding. Theory and practice. World Scientific, 2000.206.
- 13) Rothman L.S., Gordon I.E., and etc. The HITRAN molecular spectroscopic database // JQSRT, 2008.-V. 110, P. 533-572.

- 14) Ruy J.-H., Jenkins G.S. Lightning-tropospheric ozone connections: EOF analysis of TCO and lightning data // Atmos. Environ. 2005.- V. 39, № 32, P. 5799-5805.
- 15) Sobrino J.A. Land surface temperature retrieval from thermal infrared data: An assessment in the context of the Surface Processes and Ecosystem Changes Through Response Analysis (SPECTRA) mission // J. Geophys. Res, V. 110, 2005. P. 161-173

Поступила 13.06.2014

Техн. ғылымд. докторы А.Х. Ахмеджанов
Техн. ғылымд. канд. Т.К. Караданов

**СПУТНИК МӘЛІМЕТТЕРІ БОЙЫНША ҚАЗАҚСТАН
АУМАҒЫНДАҒЫ АТМОСФЕРАДАҒЫ АЗОН ҚҰАМЫ**

Қашықтықтан барлау мәліметтері негізінде салыстырмалы концентрацияның вертикальды пішін есептері бойынша атмосфералық бағанда азонның құрамы алынды. Қазақстан территориясы бойынша азонның территориялық таралуы құрылды. Соңғы 10 жыл бойынша атмосферадағы азон құрамының өзгеруі анықталды.