Т.С. Ермакова, Р.Е. Ванкевич, И.А. Колесников

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ДЫМОВЫХ АЭРОЗОЛЕЙ ЗА ПРЕДЕЛЫ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

T.S. Ermakova, R.E. Vankevich, I.A. Kolesnikov

NUMERICAL SIMULATION OF SMOKE AEROSOLS BEYOND THE ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER

В работе представлены результаты моделирования распространения дымовых аэрозолей за пределы пограничного слоя атмосферы в районах интенсивного задымления от лесных пожаров на основе полуэмпирических зависимостей. Проведено сравнение полученных расчетных полей аэрозоля с данными дистанционного зондирования атмосферы из космоса. Разработанная модель применима для проведения имитационного моделирования переноса и стока аэрозолей на территории РФ.

Ключевые слова: концентрация аэрозоля, выбросы от лесных пожаров, спутниковые данные, лесные пожары.

The results of smoke aerosols modeling beyond the boundary layer in wild-land fires areas on the basis of semi-empirical relationships are presented. It was made a comparison of the calculated aerosol fields with remote sensing data. The developed model is suitable for the simulation of aerosos flow and transport in the territory of the Russian Federation.

Key words: aerosol concentrations, wild-fire emissions, remote sensing data.

Введение

Все больше спутниковые наблюдения за аэрозолями используются для оценки распределения высот выбросов от лесных пожаров выше пограничного слоя атмосферы. Авторы работы [Labonne M., 2007], используя данные с инструмента CALIOP на борту спутника CALIPSO, обнаружили, что дым от лесных пожаров часто остаётся внутри пограничного слоя и выход его за пределы пограничного слоя случается крайне редко. В то же время Кан и его соавторы в работе [Kahn R., 2008], используя данные с инструмента MISR за 2004 г. над территориями Юкона и Аляски, выявили, что лишь 5–18 % дымовых струй достигают свободной тропосферы. При определении пограничного слоя атмосферы учитывается ряд метеорологических параметров, например, устойчивость атмосферы у земной поверхности, температуру воздуха и скорость ветра, которые важны как фоновые характеристики при подъеме выбросов от лесного пожара [Stull R., 1998].

Количество лесных пожаров, как и их интенсивность, различны в зависимости от времени года, что подтверждено в работе [Val Martin M., 2010]. Высота выбросов так же имеет сезонную изменчивость. Более 80 % выбросов не выходят за пределы пограничного слоя. Следовательно, высота пограничного слоя в большинстве случаев может служить определяющей характеристикой для высоты выброса от лесного пожара.

Высота выбросов, естественно, зависит от характеристик самого пожара, получение которых с достаточной точностью практически невозможно. FRP – максимально доступная и физически обоснованная характеристика пожара, которая, скорее всего, уже включает в себя все необходимые данные о пожаре. Исследования, проведенные Сухининым, показали [Sukhinin A., 2005], что радиационная мощность пожара прямо пропорциональна количеству сгоревшего топлива за секунду. Также ряд исследований проведенных в этой области подтверждает, что лишь дым от мощных лесных пожаров, с большим значением FRP может достичь верхних слоев тропосферы.

Высота подъема дымовой струи является сложной функцией, зависящей, в том числе и от стратификации атмосферы. Логично предположить, что выбросы, поднимающиеся значительно выше пограничного слоя атмосферы зависят от стратификации атмосферы на высоте выше пограничного слоя.

Таким образом, для оценки высоты выбросов необходима характеристика устойчивости атмосферы выше пограничного слоя. Проще всего использовать частоту Брента-Вяйсяля. Данная метеорологическая величина в настоящей работе была получена при постобработке оперативных архивов Европейского центра среднесрочного прогнозирования (ECMWF).

Материалы и методы

Для настоящего исследования были использованы данные с инструмента MISR и MODIS по лесным пожарам 2007 и 2008 гг., имевших место на территории Соединенных Штатов Америки, Сибири и Канады. Инструменты MISR и MODIS позволяют получать ряд параметров, с помощью которых возможно изучение струй дыма от лесных пожаров. MISR осуществляет стереосъемку облаков и подстилающей поверхности. Сопоставляя скорость спутника с изменением положения облака, и учитывая поправку на ветер, можно оценить высоту облака аэрозоля над поверхностью [http://www-misr2.jpl.nasa.gov/EPA-Plumes/suggestions4UsingData.cfm; Nelson D., 2008]. Высоты с поправкой на ветер определяются при рассмотрении дополнительного перемещения дымовой струи, вызванного ветром. Скорость и направление ветра определяются из автоматической обработки стерео данных. Авторы работы [Kahn R., 2007] подтвердили, что высоты с поправкой на ветер более точные (особенно, когда направление перемещения спутника перпендикулярно направлению ветра), хотя при их использовании пространственное покрытие меньше.

Погрешность измерения высоты струи дыма от пожара со спутника может составлять плюс-минус 500 м. Соответственно все расчетные высоты, которые

попали в амплитуду данной погрешности, считаются «точными» результатами вычислений. Измерения высоты подъема струи дыма от пожаров для данного исследования были взяты из архива MISR [http://www-misr.jpl.nasa.gov/Mission/misrInstrument/]. В случае пожаров, облако дыма часто формируется несколькими близко расположенными очагами горения. В таких случаях MISR архив содержит список всех пожаров и их FRP, участвовавших в формировании облака. Для расчетов эти мощности были: а) просуммированы (далее TOTAL FRP); б) выбрана максимальная (далее max FRP). В основном исследовании использовалась max FRP.

Предположение: при одинаковых внешних метеорологических условиях самый большой и самый горячий источник должен давать самый высокий выброс аэрозолей. Следовательно, значению max FRP соответствует самая высокая точка измерения высоты выбросов от конкретного пожаров (Best Top Height). Во всех случаях из данного значения высоты вычиталась высота земной поверхности (Terrain Elevation).

В список продуктов MODIS входит радиационная мощность излучения пожара (*FRP*, скорость выделения радиационной энергии) с пикселя, покрытого пожаром, определяемая по эмпирической формуле [Kaufman Y, 1998]:

$$FRP = 4.34 \cdot 10^{-13} (T_f^4 - T_f^4), \tag{1}$$

где T_f и T_{fb} – яркостная температура пожара и яркостная фоновая температура (взятая с соседних пикселей) соответственно. Данные температуры измеряются на канале с длинной волны 3,96 мкм. Зависимость была получена при подгонке действительной скорости выделения энергии пожара с его очевидной (apparent) температурой на 4 и 11 ИК каналах. Отношение этих величин, как, оказалось, имеет хорошую корреляцию для открытых средних и очень сильных пожаров.

Процедура выявления очага горения на MODIS основывается на алгоритме, описанном в работе [Giglio L., 2003]. Данный алгоритм применяется при обнаружении спутником выбросов эмиссию от лесных пожаров в среднем инфракрасном диапазоне [Dozier J., 1981; Matson M., 1981]. Дополнительные тесты необходимы для исключения ошибочного выявления очага горения, вызванного солнечными бликами, границами пустынь и так далее [Sofiev M., 2009]. Однако большие неточности остаются в определении площади и интенсивности горения из-за ограничения по времени и пространству, из-за разнообразия топлива и облачного покрытия [Giglio L., 2006].

Общий вид зависимости. Физическое обоснование пределов для определения коэффициентов

Оценка подъема дымовой струи от лесного пожара может быть получена из предположения, что тепловая энергия пожара затрачивается на преодоление сил плавучести и трения [Sofiev M., 2011]. Данный подход игнорирует импульс поднимающегося факела, что резонно для большинства пожаров (вертикальные

скорости в данном случае сравнительно невысоки). Исходя из выше обозначенного предположения, конец подъема дымовой струи наступает, когда энергия от пожара полностью растрачивается. Этот подход похож на тот, что используется при вычислении CAPE (Convective Available Potential Energy) и полностью отличается от подхода для индустриальных источников. CAPE часто используют для описания глубокой конвекции.

Для качественного анализа зависимостей, рассмотрим только два процесса: подъем против стратификации атмосферы и расширение дыма вследствие вовлечения окружающего воздуха.

Пусть энергия, выпущенная пожаром в воздух объемом V у поверхности, есть E_0 . Тогда плотность избытка энергии в сравнении с невозмущенным окружающим воздухом e_0 будет:

$$e_{0} = \frac{E_{0}}{V} = \frac{E_{0}}{S_{f}w\tau} = \frac{P_{f}}{S_{f}w}$$
(2)

где w – начальная вертикальная скорость дыма; τ - период времени, в течение которого объем воздуха взаимодействует с пламенем; S_f - площадь пожара; P_f - энергия пожара, выделившаяся в воздух в форме явного и скрытого тепла.

Изменение избытка энергии e(z) во время подъема может быть записано в следующем виде:

$$\frac{de}{dz} = -c_p \rho \frac{d\theta}{dz} - \frac{E_0}{V^2} \frac{dV}{dz}$$
(3)

Первый член уравнения описывает работу против сил плавучести, в то время как второй отражает расширение дымовой струи. Предполагая постоянной горизонтальную диффузивность K_{hor} , получаем линейный рост S ($S = S_f + 6\pi K_{hor} z/w$) с высотой [Maryon R., 1994], тогда уравнение (3) примет вид:

$$\frac{de}{dz} = -\frac{c_p \rho \theta}{g} N^2 - \frac{6\pi K_{hor} / w}{\left(S_f + 6\pi z K_{hor} / w\right)^2} P_f \tag{4}$$

Уравнение (4) должно быть проинтегрировано со следующим граничным условием $e(0) = e_0$. Конечный подъем дымовой струи H_p определяется при $e(H_p) = 0$.

Если все параметры уравнения (4) предположить постоянными, то замена переменной $z \rightarrow \xi = S/S_f$ (нормированная площадь поперечного сечения дымовой струи) после интегрирования представляет собой квадратное уравнения для $\xi_p(z = H_p)$:

$$-\frac{C_p \rho_a \theta S_f w N^2}{6\pi g K_{hor}} \zeta_p^2 + \frac{P_f}{w} \zeta_p + \frac{P_f}{w} = 0$$
⁽⁵⁾

$$\zeta_p = 1 + \frac{6\pi H_p K_{hor}}{S_f W} \tag{6}$$

40

Решением уравнения (5) будет:

$$\xi_p = \frac{P_f}{AN^2} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{2AN^2}{P_f}} \right), \qquad A = \frac{c_p \rho_a \theta w^2 S_f^2}{3\pi g K_{hor}}$$
(7)

Уравнение (7) могут быть обращено в общую формулу для расчета высоты выбросов от лесного пожара $H_p = f(P_f, N,...)$ с несколькими неизвестными константами, которые возможно определить эмпирически.

Во-первых, перменная A берется в качестве нормализующей константы. Она включает в себя все параметры, информация о которых не может быть доступной в реальном времени. Значение данной константы можно грубо оценить, принимая $S_{f}\sim 10^{3}$ м², $w\sim 1$ мс⁻¹, $K_{hor}\sim 10$ м²с⁻¹ (для невозмущенной атмосферы). Тогда $A\sim 4\cdot 10^{8}$ Дж с. Эта нормализицая формально может быть записана как отношение стандартной мощности огня P_{f0} и частоты Брента-Вяйсяла N_{0} :

$$A = \frac{P_{f0}}{N_0^2}, \quad P_{f0} = 10^6 \ Bm, \quad N_0^2 = 2.5 \cdot 10^{-3} \ c^{-2}$$
(8)

Во-вторых, энергия P_f , затрачивающаяся на нагрев воздуха, и FRP, полученная из спутниковых наблюдений и линейно связанная с сожженной биомассой, следовательно, линейно связаны друг с другом [Kaufman Y., 1998; Seinfield J., 2006]. Таким образом, возможна замена $P_f \rightarrow FRP$.

В-третьих, для стандартных метеорологических величин и параметров пожара AN^2 / P_f меняется от 1 до 100. Отсюда, в большинстве случаев высота выбросов пропорциональна *FRP* в степени 0,5. Это верхний предел, так как дополнительные потери на трение и изменение атмосферных параметров и характеристик пожара (например, постепенное замедление подъема и нелинейное расширение дымовой струи с высотой) приведут к меньшей степени $\gamma < 0,5$.

В-четвертых, частота Брента-Вяйсяла – внешний параметр относительно пожара и значительно меняется с высотой, в то время как вывод делался в предположении постоянства всех основных параметров. Следовательно, единая переменная P_f/N^2 в уравнении (8), скорее всего, не будет универсальной характеристикой условий подъема. Также $1/N^2$ может вызвать проблемы, когда стратификация не является явно устойчивой и $N^2 \sim 0$. поэтому следует рассматривать эти переменные отдельно. Во избежание проблем с $N^2 <> 0$ внутри пограничного слоя (H_{ABL}), возьмем значение Брента-Вяйсяла в свободной тропосфере $N = N_{ft} (z = 2H_{ABL})$, но позволим струе преодолевать часть пограничного слой «свободно», добавив эту часть от высоты пограничного слоя H_{ABL} к H_p . Вместо N_0^2/N^2 будем использовать экспоненциальную функцию $\exp(-N^2/N_0^2)$, которая для небольших значений N^2 ограничивает рост H_p замещением $1/N^2$ на $1/(1+N^2/N_0^2)$, и в тоже время для больших значений N^2 , она быстро достигает нуля, что характерно в случае очень устойчивой стратификации. Таким образом, конечный вид формулы сводится к следующему виду:

$$H_{p} = \alpha H_{ABL} + \beta \left(\frac{FRP}{P_{f0}}\right)^{7} \exp(-\delta N^{2}/N_{0}^{2})$$
(9)

Значения эмпирических констант можно предположить из следующих соображений: α составляет ту часть пограничного слоя, которая преодолевается свободно, β отражает вклад вносимый в подъем дымовой струи радиацион ной мощностью пожара, γ вводится для оценки степенной зависимости от *FRP*, δ определяет зависимость от атмосферной стратификации в свободной тропосфере. Их примерный диапазон будет:

$$\alpha < 1, \beta > 0$$
 M, $\gamma < 0.5, \delta \le 0$

Сопряжение блока расчета характерных высот подъема дымовых газов от массированных источников горения (в масштабе РФ) по спутниковым данным с численной моделью атмосферы SILAM

Довольно сложной задачей препроцессинга метеорологических данных является задача оценки высоты пограничного слоя атмосферы [Maryon R., 1994; Seibert P., 1981; Sørensen J., 1998]. При расчетах в модели SILAM использовался «метод сухой частица» (dry parcel method). Метод сухой частицы рассчитывает высоту пограничного слоя, как высоту, на которой виртуальная потенциальная температура равна температуре на поверхности плюс некая константа const (const = 0,5 K для устойчивой стратификации и 1.2 K для неустойчивой).

Для диагностики характеристик нижнего слоя тропосферы в модели используется метод, предложенный Гениховичем и Осиповой, Гросманом и Гениховичем. Данный метод основывается на формуле вертикального коэффициента вихревой диффузии [Генихович Е., 1984]:

$$K_{z} = \left\{ 0.5k \int_{0}^{z_{s}} \frac{\left[\left(\frac{dU}{dz} \right)^{2} - \left(\frac{\sigma \mathbf{B}}{\mathbf{Pr}} \right) \left(\frac{d\theta}{dz} \right) \right]^{5/4}}{\left(\frac{dU}{dz} \right)^{2} - 0.5 \left(\frac{\sigma \mathbf{B}}{\mathbf{Pr}} \right) \left(\frac{d\theta}{dz} \right)} dz \right\}^{2}$$
(10)

где $z_k \sim 1$ м – высота, на которой коэффициент вихревой диффузии определяется; σ – безразмерная константа, равная 5 и 12 для устойчивой и неустойчивой стратификации атмосферы соответственно; $B = g/T_0$ – параметр силы плавучести; g – ускорение свободного падения; T_0 – абсолютная температура у поверхности; Pr – число Прандтля. Градиент потенциальной температуры – $\frac{d\theta}{dz}$ определяется по формуле

42

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{dT}{dz} + \gamma_a \tag{11}$$

Данная процедура диагностирования таких характеристик пограничного слоя, как динамическая скорость, масштаб длины Обухова, температуры, влажности, потоков явного и скрытого тепла, имеет следующие преимущества:

• процедура основывается на переменных (температура, скорость ветра и влажность), которые достаточно хорошо верифицируются на численных моделях прогнозирования;

• процедура не включает в себя численное дифференцирование, следовательно, можно избежать проблемы несоответствующего разрешения

Результаты

Для оценки качества расчетных полей атмосферного аэрозоля использованы данные приборов MODIS (ИСЗ Terra, Aqua).Для оценки перемещения воздушных масс и аэрозольного поля использовалась региональная модель эволюции аэрозольной примеси на основе программного кода Silam.

Расчет проводился для совокупности пожаров $\{f_i, i = 1...N_f\}$, данные об интенсивности которых доступны из спутниковых наблюдений MODIS во время пролета спутника над горящей территорией $\{\tau_j, j = 1...N_t\}$. Из этих данных доступна радиационная мощность пожара $FRP - P_f(\tau)$ для каждого пожара f и время пролета над ним τ . Комплект соответствующих месту и времени метеорологических характеристик: высота пограничного слоя $H_{ABL}(x, y, t)$, и частота Брента-Вяйсяла $N^2(x, y, z, t)$, извлекается из данных реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды ERA 40.

$$\sum_{k=1}^{K} e(i, j, k, m) = 1$$
(12)

Предполагая линейную зависимость между интенсивностью пожара и общим объемом выбросов [Kaufman Y., 1998], можно записать плотность распределения продуктов горения от конкретного пожара следующим образом:

$$E_f(z) = \int_T P_f(t) \ s_e(x_f, y_f) \frac{\partial E_s}{\partial z} (H_{pf}, z) dt$$
(13)

где $s_e(x_f, y_f)$ – коэффициент эмиссии (emission factor, кг/Вт), который соотносит мощность пожара P_f с интенсивностью выбросов; $\frac{\partial E_s}{\partial z}$ – плотность вертикального распределения удельной интенсивности выбросов и H_{pf} – максимальная высота выбросов.

Рассчитав выбросы от конкретного единичного пожара (13), необходимое распределение в каждой ячейке сетки (i, j) может быть определено через суммирование всех пожаров, которые имеют место внутри каждой ячейки в течении месяца:

$$E(i, j, z, m) = \frac{\sum_{f} E_{f}(z)}{\int_{0}^{\infty} \sum_{f} E_{f}(z) dz}$$
(14)

Для определения конечной плотности внутри вертикального слоя k, который задается от $z_{k-1/2}$ до $z_{k+1/2}$, получаем:

$$e(i, j, k, m) = \int_{z_{k-1/2}}^{z_{k+1/2}} E(i, j, z, m) dz$$
(15)

Следовательно, решение данной задачи сводится к определению трех переменных в уравнении (13).

Оценка суточного хода интенсивности пожара P_f с использованием редких наблюдений с низкоорбитальных спутников, таких как MODIS, является трудной задачей. С другой стороны, суточный ход интенсивности пожара и, как следствие, его скорость и высота выбросов, могут изменяться на порядок величины, что необходимо учитывать.

Из анализа геостационарных спутниковых наблюдений за *FRP* (например, MGSSEVIRI), можно определить суточный ход радиационной мощности пожара для каждого пикселя P_{pixel} с учетом интенсивности пожаров и времени наблюдения p(h), h = 1...24. Пиксель данных инструментов достаточно велик (в зависимости от угла наблюдения, площадь пикселя может превышать 100 км²) и обычно дает только суммарную информацию о большом количестве пожаров:

$$P_{pixel} = \sum_{i=1}^{N_{fpix}} P_{fi} \tag{16}$$

где P_{fi} – мощность *i*-го пожара, находящегося в области пикселя.

Таким образом, информация об индивидуальных пожарах не может быть получена из геостационарных наблюдений. Взаимное влияние количества пожаров внутри одного пикселя и их интенсивности на общий суточный ход мощности P_{pixel} может быть оценено используя информацию со спутника TRMM. В работе [Roberts G., 2009] продемонстрировано, что количество пожаров меняется в 2–10 раз в зависимости от времени суток, характера подстилающей поверхности и типа растительности.

Суточный ход радиационной мощности пожаров, представленный ниже, был получении при использовании информации с инструмента SEVIRI, находящегося на борту спутника MSG, информации о количестве пожаров со спутника TRMM.

| ССрок | 03:00 | 06:00 | 09:00 | 12:00 | 15:00 | 18:00 | 21:00 | 00:00 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| FFRP | 1.41 | 1.47 | 2.81 | 4.87 | 5.64 | 4.22 | 2.17 | 1.41 |

Частота Брента-Вяйсяла и высота пограничного слоя также были получены для соответствующих сроков. Таким образом, высота выбросов определялась

для каждого срока в день, когда спутник обнаруживает горящий источник, исходя из предположения, что горение происходит в течение всего дня. Максимальная высота выбросов определялась в каждый срок для каждого дня, когда был обнаружен источник горения.

Оценка качества расчетных значений максимальных высот подъема дымовой струи осуществлялась на независимом комплекте данных, содержащие восстановленные трехмерные поля концентраций для территории Сибири за 2011 г. Результаты оценки качества представлены на рис. 1.

Как следует из представленных данных, около 70 % расчетных значений высоты подъема струи, определённых по предложенной методике, находится в пределах коридора в 500 м, соответствующего вертикальному разрешению региональной модели эволюции примеси.



Рис. 1. Соотношение высот выбросов, рассчитанных новым методом, с высотами выбросов из данных спутникового мониторинга

Для оценки качества расчетных полей в качестве трехмерных характеристик атмосферного аэрозоля были использованы карты распределения массовой концентрации дымового аэрозоля, определенной по результатам обработки данных полученных со всех пролётов MODIS над исследуемой областью за период с 14 по 25 июня 2012 г.; размер элемента (пикселя) карты составляет 10×10 км.

На рис. 2 представлены карты пространственного распределения массовой концентрации дымового аэрозоля

Согласно результатам модельных расчётов, основная масса аэрозольных и дымовых частиц, образовавшихся вследствие лесных пожаров, выбрасывается на высоты 1,5–2,5 км, где в дальнейшем осуществляется их горизонтальный перенос воздушными массами. Пробелы данных в распределении массовой концентрации вызваны невозможностью восстановления соответствующих параметров вследствие ограничений методики, которая не позволяет получать ко-

нечные значения над участками с высокой отражательной способностью - плотная облачность, водная поверхность или густой дымовой шлейф.



Рис. 2. Сравнение восстановленного поля аэрозоля с данными моделирования

Распределение модельной массовой концентрации по высотам достаточно хорошо согласуется с полем определенным по спутнику по форме и площади аэрозольного облака

Заключение

Показано, что разработанная методика расчета высоты выбросов от лесных пожаров может быть включена в локальные и региональные модели атмосфер-

ных циркуляций для прогнозирования условий работы авиационного и других видов транспорта, а также безопасности жизнедеятельности населения при крупных массовых лесных пожарах и задымлении местности.

Результаты моделирования могут быть использованы широким кругом специалистов, занимающихся изучением свойств атмосферы Земли, проблемами глобального переноса пылевых частиц, влиянием на радиационный баланс и климат Земли, оптические свойства атмосферы, проблемой Атмосферных Коричневых Облаков и прочими экологическими проблемами.

В отсутствии ряда эмпирических параметров, в силу невозможности их оперативного определения для каждого очага пожара, и локальной динамической метеорологии, крайне необходимой для численных термогидродинамических моделей, средние, регионально-характерные высоты выбросов, получаемые по предложенной методике расчета высоты подъема дымовой струи могут быть более показательными методиками. Полученные расчетные поля массовой концентрации дымового аэрозоля вполне адекватны данным наблюдения. Разработанная модель применима для проведения имитационного моделирования переноса и стока аэрозолей на территории РФ: отсутствуют нежелательные отрицательные значения; перенос аэрозолей происходит различным образом в зависимости от реального распределения полей ветра.

Литература

- Генихович Е.Л. Определение коэффициента турбулентности по данным стандартных метеорологических наблюдений // Тр. ГГО, 1984, № 479, р. 62-69.
- Dozier J. A method of Satellite Identification of Surface Temperature fields of subpixel resolution // Remote Sensing of Environment, 1981, № 11, p. 221-229.
- Giglio L. An enhanced contextual fire detection algorithm for MODIS // Remote Sensing of Environment, 2003, № 87, p. 273-282.
- Giglio L. Global distribution and seasonality of active fires as observed with the Terra and Aqua Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) sensors // J. of Geophysical Res., 2006, № 111, G02016.
- Huber P.J. Robust statistics // New York: John Wiley and Sons. Kahn R.A. Aerosol source plume physical characteristics from space-based multiangle imaging // Geophysical Research Letters, 2007, № 112, p. 1-20.
- Kahn R.A. Wildfire Smoke Injection Heights Two Perspectives from Space // Geophys. Res. Lett, 2008, № 35, GL032165.
- Kaufman Y. J Potential global fire monitoring from EOS-MODIS // J. of Geophysical Research-Atmospheres, 1998, № 103, p. 32215-32238.
- Labonne M. Injection height of biomass burning aerosols as seen from a spaceborne lidar // Geophys. Res. Lett., 2007, № 34, GL029311.
- Matson M. Identification of subresolution high temperature sources using a thermal IR sensor // Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 1981, № 47, p. 1311-1318.
- Maryon R.H. Tropospheric dispersion: the first ten days after a puff release // Quart. J. of Royal Meteorological Society, 1994, № 121, p. 17991833.
- Nelson D. MISR Plume Height Climatology Project: Quality Statement and Error and Bias Analysis // Multi-angle Imaging SpectroRadiomentr [Electronic resource]: Jet Propulsion Laboratory Colifornia Institute of Technology / NASA.–Washington, USA.–Access point of: http://www-misr2.jpl.nasa.gov/EPA-Plumes/suggestions4UsingData.cfm.

- Nelson D.L. Example applications of the MISR INteractive eXplorer (MINX) software tool to wildfire smoke plume applications // Remote Sensing of Fire: Science and Application, 2008, № 7089, p. 708909-708909.
- Roberts G. Annual and diurnal african biomass burning temporal dynamics // Atmospheric Chemistry and Physics, 2009, № 5, p. 849-866.
- Seibert P. Review and inter-comparison of operational methods for the determination of the mixing height // Atmospheric Environment, 1981, № 47, p. 1311-1318.
- Seinfield J.H. From air pollution to climate change // Atmospheric Chemistry and Physics, 2006, 2nd ed.
- Sofiev M. An operational system for the assimilation of the satellite information on wild-land fires for the needs of air quality modelling and forecasting // Atmospheric Chemistry and Prysics, 2009, № 9, p. 6833-6847.
- Sofiev M. Diagnosing the surface layer parameters for dispersion models within the meteorological-todispersion modeling interface // J. of Applied Meteorology and Climatology, 2009, № 47, p. 1311-1318.
- Sofiev M. Evaluation of injection height of smoke from wild-land fires using remote sensing data // Atmospheric Chemistry and Physics, 2011, № 11, p. 27937-27966.
- Stull R.B. An introduction to boundary layer meteorology, Kluwer Academic Publishers // Kluwer Academic Publishers, 1998.
- Sukhinin A.I. Remote Sensing of Fire Intensity and Burn Severity in Forests of Central Siberia, in Contemporary Problems of Earth Remote Sensing from Space // Space Research Institute RAS.
- Sørensen J.H. Sensitivity of the DERMA long-range Gaussian dispersion model to meteorological input and diffusion parameters - application to meso- and large-scale atmospheric diffusion // Atmospheric Environment, 1998, № 32, p. 4195-4206.
- Val Martin M. Smoke injection heights from fires in North America: Analysis of 5 years of satellite observations // Atmospheric Chemistry and Prysics., 2010, № 10, p. 1491-1510.
- Wang J. Mesoscale modeling of central American smoke transport to the United State: 1. Topdown assessment of emission strength and diurnal variation impacts // J. of Geophysical Research., 2006, № 111, D05S17.

Работа выполнена в рамках мероприятия 1.3.1 федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы (проект № 14.В37.21.1528 от 01 октября 2012 г.).