А.С. Гаврилов, А. Мханна, Е.В. Харченко

ВЕРИФИКАЦИЯ МОДЕЛИ АТМОСФЕРНОГО ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ЗАДАЧАМ ПРОГНОЗА ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ ОТ ОЧАГОВ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ

A.S. Gavrilov, A. Mhanna, E.V. Kharchenko

VERIFICATION OF THE MODEL OF ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER APPLIED TO THE PROBLEM PREDICTION OF AIR POLLUTION FROM FOREST FIRES

Представлена модель, в основу которой положена ранее апробированная авторами схема выделения из общей системы уравнений гидротермодинамики атмосферы так называемого «синоптического фона», доступного из крупномасштабного численного прогноза погоды. Всего для верификации модели используется четыре группы тестов, две из которых связаны с тестированием численной схемы путем сопоставления с известными аналитическими решениями. Две других группы были нацелены собственно на верификацию физической модели, для чего было проведено комплексное сопоставление рассчитанных с помощью модели и на основе градиентных измерений таких важных характеристик, как категория устойчивости атмосферы.

Ключевые слова: численная модель, атмосферный пограничный слой, верификация модели.

Computations are based on previously tested by the author of the general scheme of the total allocation of the hydrodynamics equations of the atmosphere of so-called «synoptic background», available from large-scale numerical weather prediction. Only for verification of the model uses four test groups, two of which are associated with the testing of the numerical scheme by comparison with known analytical solutions. Two other groups have focused on the actual physical model verification, which was carried out a comprehensive comparison of the calculated by the model and based on the gradient measurements for important features such as the category of atmospheric stability.

Key words: numerical model, atmospheric boundary layer, the verification model.

Как известно, наиболее интенсивные процессы выноса продуктов сгорания от очагов лесных или торфяных пожаров в более высокие слои атмосферы реализуются возникающими в случаях интенсивного перегрева в зоне сгорания так называемыми «конвективными колонками», формируемыми в результате взаимодействия возникающих над очагами горения тепловых струй с натекающим ветровым потоком. Эти явления существенно локальны и требуют для своего численного моделирования высокого пространственного разрешения (десятки метров), в то время как собственно перенос продуктов сгорания в атмосфере, который нужно прогнозировать, является явлением регионального масштаба (сотни километров). Детальное описание разработанной для этой цели локальной численной модели дано в работе [7], а ее апробация – в [1].

В основу региональной модели переноса продуктов сгорания должна быть положена, вообще говоря, та или иная современная мезометеорологическая модель (например, WRF [14] или HIRLAM [15]), однако в настоящее время ни одна подобных моделей для тех территорий РФ, где часто возникают лесные пожары, пока не адаптирована и в ближайшие годы не планируется к внедрению в оперативную практику. На данном этапе существующий пробел может быть восполнен путем использования для этой цели данных стандартного численного прогноза для всего Северного полушария NCEP [16]. Он обеспечивает прогностическую информацию каждые 6 ч на стандартных изобарических поверхностях в пространственной сетке с шагом 0,5 дуговых градуса, что, разумеется, оказывается слишком грубым для использования непосредственно применительно к расчету переноса выбросов в атмосферу от очагов горения. В этой связи является перспективным дополнить эту информацию численной моделью атмосферного пограничного слоя с высоким пространственным разрешением (10–20 км по горизонтали и 5–10 м по вертикали), которая будет выполнять функцию некоторого физически-содержательного «пространствен-но-временного интерполянта».

Опыт построения такого рода «интерполянта» был получен авторами настоящей работы [3, 4] применительно к решению климатологических задач и используется в настоящей работе. Предложена упрощенная система уравнений АПС, предполагающая специальное выделение синоптического фона, который должен задаваться отдельно (из более общей модели или измерений) и тем самым учитывать реальные физические процессы в атмосфере.

Что касается компонент скорости ветра, то в качестве фоновых значений этих величин могут быть выбраны значения скорости на верхней границе АПС U_G, $V_G(t)$. Если рассматривать АПС над достаточно однородной подстилающей поверхностью, когда членами уравнений динамики атмосферы, описывающими горизонтальную адвекцию и конвекцию можно пренебречь, то в этом случае уравнения для отклонений $u = U_1 - U_G$, $v = U_2 - V_G$ запишутся в форме:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_3} K \frac{\partial u}{\partial x_3} + 2\omega_Z v, \qquad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_3} K \frac{\partial v}{\partial x_3} - 2\omega_Z u, \qquad (2)$$

где K – коэффициент турбулентного обмена; $\omega_Z = \omega \sin\varphi$ (ω – угловая скорость вращения Земли; φ – широта), ось x_1 декартовой системы координат для определенности направляем на восток, ось x_2 – на север, а $x_3 \equiv z$ – вертикально вверх.

В отличие от уравнений динамики (1) и (2), где в пределах АПС доминируют, как известно, силы трения, Кориолиса и барического градиента, выделение фона в уравнении теплопроводности оказывается не столь простым, поскольку в различных условиях там могут доминировать различные группы членов. В связи с этим запишем уравнение следующим образом:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_3} K \frac{\partial\theta}{\partial x_3} + \Psi_\theta, \tag{3}$$

где функция $\Psi_\theta(x_1, x_2, x_3, t)$ – совокупность всех остальных членов уравнения теплообмена в турбулентной атмосфере, не учитываемых в явной форме в (3). В данной интерпретации это уравнение не представляет собой ничего нового по сравнению с исходным до тех пор, пока не будет указан способ определения этой функции.

В этой связи следует отметить, что, за исключением радиационных (ε_θ), все остальные компоненты Ψ_θ обусловлены в значительной степени процессами синоптического масштаба, которые охватывают по вертикали весь атмосферный пограничный слой в целом. Что касается величины ε_θ, то, как показали специальные исследования [8], ее вертикальный профиль имеет целый ряд характерных особенностей, причем максимальные по модулю значения достигаются в непосредственной близости к подстилающей поверхности (за счет интенсивного длинноволнового излучения вследствие значительных локальных градиентов температуры). Если выбрать нижнюю границу области расчета совпадающей с высотой измерения температуры на уровне несколько метров (например, на высоте метеобудки $Z_Б = 2$ м), то влияние радиационных притоков тепла на формирование вертикальной структуры поля температуры уже не будет столь существенным.

Все вышесказанное дает основание в первом приближении пренебречь зависимостью Ψ_θ от координат и рассматривать ее лишь как функцию времени:

$$\Psi_\theta(t) \equiv \frac{d\tilde{\theta}}{dt} = \frac{\partial\tilde{\theta}}{\partial t}, \tag{4}$$

где осредненное значение потенциальной температуры $\tilde{\theta}(t)$ допустимо определять путем сглаживания рядов соответствующих наблюдений в приземном слое. В этом случае уравнение (3) можно переписать в специальной форме для отклонений температуры от синоптического фона $\vartheta = \theta - \tilde{\theta}$:

$$\frac{\partial\vartheta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_3} K \frac{\partial\vartheta}{\partial x_3}. \tag{5}$$

Для использования системы уравнений (1), (2) и (5) в расчетах требуется решить проблему ее замыкания (в данном случае, дать способ расчета коэффициентов турбулентного обмена K) и сформулировать краевые условия. Воспользуемся для этой цели, в первую очередь, известным уравнением баланса турбулентной энергии $b_2 = (1/2)R_{\alpha\alpha}$, где Rij = $\langle u_i' u_j' \rangle$ – тензор напряжений Рейнольдса, штрих означает турбулентную пульсацию, а по повторяющемуся греческому индексу предполагается суммирование:

$$\frac{\partial b^2}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}K\frac{\partial b^2}{\partial z}+K\left[\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2+\left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2\right]+\beta H_3-C\frac{b^3}{l}, \tag{6}$$

где $\beta = g/T$ – параметр плавучести; $H_i = \langle u_i'\vartheta'\rangle$ – нормированный на объемную теплоемкость вектор турбулентного потока тепла; l – масштаб турбулентности, для которого далее принимается известное приближение Блэкедара [9]:

$$l=\frac{\kappa z}{1+\frac{\kappa z}{l_H}},\quad l_H=\frac{\int_0^\infty bz\,dz}{\int_0^\infty b\,dz}, \tag{7}$$

где $\kappa = 0{,}4$ – константа Кармана.

В качестве дополнительных замыкающих соотношений рассмотрим уравнения для вторых одноточечных моментов R_{13}, R_{23}, H_1, H_2 в приближении локального баланса генерационных и диссипативных членов, а также, в более общей форме, уравнения для компоненты энергии турбулентности по вертикальной оси [10]. В итоге, для горизонтально-однородного нестационарного АПС можно записать систему уравнений для 5 независимых компонентов тензора напряжений Рейнольдса и 2 компонентов вектора потока температуры (кроме R_{12} и H_3, в которых нет необходимости) в следующей форме:

$$-\sigma_3^2\frac{\partial U}{\partial z}-C_1\frac{b}{l}R_{13}+\beta H_1=0, \tag{8}$$

$$-\sigma_3^2\frac{\partial V}{\partial z}-C_1\frac{b}{l}R_{23}+\beta H_2=0, \tag{9}$$

$$-R_{13}\frac{\partial\theta}{\partial z}-H_3\frac{\partial U}{\partial z}-C_3\frac{b}{l}H_1=0, \tag{10}$$

$$-R_{23}\frac{\partial\theta}{\partial z}-H_3\frac{\partial V}{\partial z}-C_3\frac{b}{l}H_2=0, \tag{11}$$

$$\frac{\partial\sigma_3^2}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}K\frac{\sigma_3^2}{\partial z}+2\beta H_3-C_1\frac{b}{l}\left(\sigma_3^2-\frac{2}{3}b^2\right)-\frac{2}{3}C_2\frac{b}{l}\sigma_{33}-\frac{2}{3}C\frac{b^3}{l}. \tag{12}$$

Подставляя H_1 из (8) в (10) и H_2 из (9) в (11), легко получить выражения R_{13} и R_{23} через соответствующие градиенты компонент скорости U и V с коэффициентом

$$K = \frac{l\sigma_3^2}{C_1 b}\left(1 + 2\frac{\beta H_3 l}{C_3 b \sigma_3^2}\right):$$

$$R_{13} = -K\frac{\partial U}{\partial z}, \quad R_{23} = -K\frac{\partial V}{\partial z}, \tag{13}$$

который и представляет собой искомый коэффициент турбулентного обмена.

Таким образом, общая система уравнений (1), (2), (5), (6), (12) и (13) оказывается замкнутой и может использоваться в качестве основы для построения инженерной численной модели АПС.

Впервые описанный выше подход был реализован применительно к приземному слою в работе [5] (с некоторыми расширениями). Ось x выбранной декартовой системы координат для приземного слоя направляется по приземному ветру, при этом из условий симметрии следует $V = R_{23} = H_2 = 0$. В работе [5] было показано, что значения универсальной функции теории подобия Монина-Обухова:

$$\varphi_U(\varsigma) \equiv \frac{\kappa z}{U_*}\frac{\partial U}{\partial z}, \quad \varsigma = \frac{z}{L_{MO}}, \quad L_{MO} = -\frac{U_*^3}{\beta\kappa H_3}, \quad U_*^2 = -R_{13}, \tag{14}$$

где U_* – динамическая скорость, рассчитанная на основе предложенной модели, неплохо согласуется с имеющимися экспериментальными данными. Там же был указан и способ расчета входящих в модель эмпирических констант. Для этого следует уравнения (6), (7), (12) и (13) записать при условии $z \to 0$, когда все члены в их левых частях, а также члены с турбулентными потоками тепла становятся пренебрежимо малыми по сравнению с другими членами правых частей. В итоге может быть записана следующая система алгебраических уравнений относительно искомых констант:

$$Cb_n^3 = 1, \quad C_1 b_n = \sigma_n^2, \quad C_1(3\sigma_n^2 - 2b_n^2) + 2C_2\sigma_n^2 + 2Cb_n^2 = 0,$$

где $\sigma_n = \sigma_3/U_*$, $b_n = b/U_*$ – безразмерные значения стандартного отклонения флуктуаций вертикальной скорости и корня из кинетической энергии турбулентности хорошо известны из многочисленных экспериментов в приземном слое (например, [10]): $\sigma_n = 1{,}2$, $b_n = 2{,}2$, относительную погрешность которых можно оценить не более чем в 10 %. Проводя необходимые вычисления несложно, таким образом, получить:

$$C = 0{,}09 \pm 0{,}02, \quad C_1 = 0{,}6 \pm 0{,}05, \quad C_3 = 0{,}9 \pm 0{,}15. \tag{14}$$

Численное интегрирование уравнений (1), (2), (5), (6) и (12) производится на 24 ч с заданием начальных условий в 0 ч истинного солнечного времени. В качестве таковых для компонент средней скорости ветра использовались стационарные решения уравнений (1) и (2) при некотором модельном значении коэффициента турбулентного обмена. Отклонения от фона температуры $\vartheta = \theta - \tilde{\theta}$ как в начальный момент, так и на верхней границе АПС (Z_H) полагались равными нулю. Таким же образом на верхней границе задавались значения отклонений от фона для компонент скорости ветра и величин энергии турбулентности $u = v = b^2 = \sigma_3^2 = 0$.

В связи с тем, что скорость и направление ветра на метеостанции измеряются на так называемой «высоте флюгера» $Z_U = 10$ м, что превосходит по высоте нижний уровень расчетной сетки Z_1, то получаемая на уровне Z_U из наблюдений на метеостанции функция модуля скорости ветра от времени $U_M(t, Z_U)$ пересчитывалась на каждом шаге по времени на уровень Z_1 с использование соотношений теории подобия Монина-Обухова следующим образом:

$$U_M\left(t,Z_1\right)=U_M\left(t,Z_U\right)-\frac{U_*}{\kappa}\Delta_U\left(\varsigma_U,\varsigma_1\right),$$

$$\theta_2-\theta_1=-\frac{H_0}{\kappa U_*}\Delta_T\left(\varsigma_2,\varsigma_1\right),\quad \varsigma_1=\frac{Z_1}{L_{MO}},\quad \varsigma_U=\frac{Z_U}{L_{MO}}, \tag{15}$$

где функция $\Delta_U\left(\varsigma_U,\varsigma_1\right)=\int_{\varsigma_1}^{\varsigma_U}\phi_U\left(\varsigma\right)\frac{d\varsigma}{\varsigma}$ задается на основе соотношений, предложенных в [6].

Для задания суточных колебаний температуры на нижнем уровне $\vartheta(t, Z_1) = \theta(t, Z_1) - \overline{\theta}(t, Z_1)$, где $\overline{\theta}(t, Z_1)$ – изменения во времени фоновой температуры, требовалось предварительно рассчитать эту функцию исходя из измеряемых за сутки значений температуры на уровне метеобудки. Была принята наиболее простая модель такого рода фона: модель линейного тренда, когда можно положить $\overline{\theta}(t, Z_1) = A + Bt$, причем неизвестные значения коэффициентов A и B рассчитывались методом наименьших квадратов по суточному ряду приземных измерений температуры на метеостанции.

Для задания нижних граничных условий применительно к уравнениям (6) и (12) использовались указанные выше предельные соотношения :

$$\sigma_3^2(t,Z_1)=\sigma_n^2U_*^2,\quad b^2(t,Z_1)=b_n^2U_*^2. \tag{16}$$

Для интегрирования уравнений (1), (2), (5), (6), (12) использовалась неявная численная схема прогонки [11], причем применительно к уравнениям (1), (2) – с использованием комплексной переменной $u + iv$, где $i = \sqrt{-1}$ – мнимая единица. Привлекалась неравномерная (со сгущением у поверхности) степенная расчетная сетка по вертикали Z_K и эквидистантная сетка t_n по времени, с заданием постоянного шага по времени τ:

$$Z_K=Z_1\left[\frac{Z_1+dh(k-1)}{Z_1}\right]^{\mu},\quad dh=\frac{Z_1}{N-1}\left[\left(\frac{Z_H}{Z_1}\right)^{\frac{1}{\mu}}-1\right],\quad t_n=(n-1)\tau, \tag{17}$$

где $k = 1,\ldots,N$ – номер узла по вертикали; Z_H – высота расчетной области; n – номер шага по времени; $\mu > 0$ – показатель степени (параметр степенной сетки).

Всего для верификации описанной модели рассматриваются 4 группы тестов. Первые две группы тестов базируются на сопоставлении с аналитическими решениями задачи о строении АПС, которые могут быть получены для постоянных по высоте коэффициентов турбулентного обмена. Первая группа использует известное аналитическое решение так называемой задачи Экмана-Аккерблома [9] – воспроизведение установившегося (стационарного) распределения компонентов вектора ветра в АПС с использованием уравнений динамики (1), (2) при постоянном коэффициенте турбулентности. Данная группа тестов ориентирована на проверку правильности численной схемы интегрирования уравнений динамики.

Относительная среднеквадратическая погрешность рассчитанных по модели компонент (U^M, V^M) и полученных из аналитического решения (U^A, V^A) рассчитывалась как:

$$\delta = \frac{1}{G}\left[\frac{1}{N}\sum_{1}^{N}\left(U_k^M - U_k^A\right)^2 + \left(V_k^M - V_k^A\right)^2\right]^{1/2}, \tag{18}$$

где G – модуль геострофической скорости ветра.

Вторая группа тестов базируется на сопоставлении с известным аналитическим решением задачи о суточных колебаниях для уравнения (5) при постоянном значении K [9]. Такое решение может быть получено путем задания нижнего граничного условия:

$$\vartheta\left(t, Z_1\right) = A_m \cos(\omega t), \tag{19}$$

где A_m – амплитуда суточных колебаний; $\omega = 2\pi/T_C$, $T_C = 24$ ч и время отсчитывается от истинного полдня, когда при $t = 0$ достигается максимальная температура. При дополнительном условии при $z \to \infty$ $\vartheta \to 0$ и условии периодичности: $\vartheta(t, Z_1) = \vartheta(t + T_C, Z_1)$ решение задачи записывается следующим образом:

$$\vartheta\left(t, Z_1\right) = A_m \exp\left(-mz\right)\cos\left(\omega t - mz\right), \quad m = \sqrt{\frac{\omega}{2K}}. \tag{20}$$

Данная группа тестов ориентирована на проверку правильности численной схемы интегрирования уравнения (5).

Относительная среднеквадратическая погрешность рассчитанной по модели (θ^M) и из аналитического решения (θ^A) температуры определялась на основе следующего соотношения:

$$\delta = \frac{1}{A_m}\left[\frac{1}{N}\sum_{1}^{N}\left(\theta_k^M - \theta_k^A\right)^2\right]^{1/2}, \tag{21}$$

где A_m – амплитуда суточных колебаний.

Следующие две группы тестов ориентированы на верификацию численной модели АПС в целом и опираются на сопоставление расчетов категорий устойчивости с экспериментальными данными.

В качестве последних использовались данные микроструктурных измерений в Венгрии за период 10 суток [12], любезно переданные нам Департаментом метеорологии

Университета Лоранда в Будапеште (Eotvos Lorand University, Budapest), а также градиентные измерения на Кольской АЭС за период с 2000 по 2007 г.

Наличие микроструктурных измерений в первом эксперименте означает, что помимо средних значений скорости ветра и температуры, там измерялись также их пульсации, что позволило, в итоге, непосредственно экспериментально определить величины $U_*^2 = -<U'W'>$ и $H = <\theta'W'>$, где скобки означают осреднение за 1 ч (U' – турбулентные пульсации продольной скорости ветра, W' – вертикальной скорости, а θ' – температуры).

С использованием этих данных рассчитывались экспериментальные значения масштаба длины в теории подобия Монина-Обухова L_{MO}^E по (14) которому, в свою очередь, может быть поставлено в соответствие категория устойчивости Пэскуилла-Гиффорда на основании соотношений, предложенных в [12].

Результаты верификации по двум первым группам тестов представлены в табл. 1 и 2 соответственно. Как можно видеть, величины относительных погрешностей для умеренных значений коэффициентов турбулентного обмена (1 и 10 м^2/с) оказываются на уровне или менее 1 %. Однако при экстремальных значениях этих величин (50 м^2/с) погрешность увеличивается до 3–4 %. Причиной этого являются аппроксимационные ошибки, связанные с использованием неравномерной сетки.

Результаты верификации по 3-й группе тестов представлены в табл. 3. Как можно видеть, наилучший результат по сумме вероятностей полного совпадения категорий устойчивости с экспериментальными значениями и совпадений с ошибкой на одну градацию составляет около 90 % и снижается с увеличением шага по времени (τ) и уменьшения числа уровней (N), что дает основание для выбора $\tau = 60$ с, $N = 50$ и $\mu = 3$.

Наконец, в табл. 4 представлены результаты сопоставления расчетных значений категории устойчивости с использованием архива данных градиентных измерений на Кольской АЭС. Как можно видеть, вероятность совпадения с точностью до соседней градации составляет 69 %, что можно признать вполне приемлемым результатом с учетом места расположения этой станции за полярным кругом.

Таким образом, на основании проведения всесторонней верификации численной модели АПС показана ее вполне приемлемая точность для использования в различных инженерных задачах прикладной физики АПС, в том числе и для прогноза загрязнения атмосферы выбросами пожаров.

Таблица 1

Результаты проверки численной схемы интегрирования уравнений динамики атмосферного пограничного слоя (1), (2) путем сопоставления с аналитическим решением задачи Экмана-Аккерблома с перебором значений *K*, и *G*

№ теста	K, м^2/с	G, м/с	δ, %
1	1	1	1,2
2	1	10	1,2
3	1	20	1,2
4	10	1	0,48
5	10	10	0,48
6	10	20	0,48
7	50	1	3,7
8	50	10	3,7
9	50	20	3,7

Таблица 2

Результаты проверки численной схемы интегрирования уравнения распространения суточных колебаний в атмосферном пограничном слое (5) путем сопоставления с аналитическим решением задачи о суточных колебаниях при постоянном коэффициенте турбулентности с перебором значений *K*, и A_m

K, м^2/с	A_m, °C	δ, %
1	1	0,2
1	5	0,2
1	10	0,2
10	1	0,38
10	5	0,38
10	10	0,38
50	1	2,8
50	5	2,8
50	10	2,8

Таблица 3

Сопоставление результатов расчетов категории устойчивости по модели АПС (K_P) с расчетными значениями этих величин (K_E) по данным микроструктурных измерений и перебором значений N, τ, μ

№	τ, с	μ	Повторяемость $\lvert K_P - K_E \rvert$,%					
			0	1	2	3	4	5
20	60	0	61,0	26,1	10,2	1,9	0,8	0,0
	60	3	63,6	23,5	11,4	0,8	0,8	0,0
	60	6	60,6	26,9	10,2	1,9	0,4	0,0
	300	0	51,1	29,9	14,4	2,3	1,5	0,4
	300	3	59,8	23,1	11,0	3,8	1,5	0,8
	300	6	51,9	33,3	9,5	3,8	0,4	0,8
	600	0	51,1	25,8	17,0	3,4	0,4	1,5
	600	3	59,5	25,8	9,8	3,0	1,1	0,8
	600	6	56,8	27,7	10,6	3,4	0,8	0,8
50	60	0	57,6	30,3	8,3	2,3	1,1	0,4
	60	3	62,5	24,2	9,8	2,3	0,8	0,4
	60	6	56,4	29,5	8,7	3,8	0,8	0,8
	300	0	42,8	25,8	21,6	7,2	0,4	1,5
	300	3	52,3	31,8	11,4	2,7	1,5	0,4
	300	6	45,8	32,2	14,4	6,8	0,0	0,0
	600	0	35,6	26,1	21,2	12,5	0,8	2,7
	600	3	53,4	24,6	14,0	6,4	0,8	0,4
	600	6	39,0	35,2	15,5	7,6	0,0	1,9
100	60	0	53,0	29,9	12,1	4,2	0,0	0,8
	60	3	59,1	28,0	10,2	1,9	0,4	0,4
	60	6	54,5	29,5	12,5	2,7	0,8	0,0
	300	0	26,5	30,3	22,3	16,7	1,1	2,7
	300	3	48,5	27,7	16,3	4,9	0,8	0,8
	300	6	41,3	28,0	22,3	5,3	0,8	1,5
	600	0	22,0	23,1	26,1	22,3	1,9	3,4
	600	3	43,2	28,4	19,3	6,4	0,0	1,9
	600	6	31,1	29,9	22,3	12,9	0,8	1,9

Таблица 4

Сопоставление результатов расчетов категории устойчивости по данным измерений на одном уровне с аналогичными результатами расчетов по данным измерений на двух уровнях

τ, с	μ	Повторяемость $\lvert K_P - K_E \rvert$, %					
		0	1	2	3	4	5
60	3	49	20	14	15	1	1

Работа выполнена в рамках федеральной целевой программы «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2007–2013 годы» по теме: «Проведение проблемно-ориентированных поисковых исследований в области технологий мониторинга и прогнозирование состояния атмосферы при лесных и торфяных пожарах» (контракт № 16.515.11.5029 от 12 мая 2011 г.).

Литература

1. *Баранова М.Е., Гаврилов А.С., Чихачев К.Б.* Использование численной модели тепловой струи от лесного пожара для прогноза загрязнения атмосферы. // Ученые записки РГГМУ, 2012, № 26, с. 121–129.
2. *Бызова Н.Л., Гаргер Е.К., Иванов В.Н.* Экспериментальные исследования атмосферной диффузии и расчеты рассеяния примеси. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 274 с.
3. *Василенко С.В., Гаврилов А.С., Мханна А., Липовицкая И.Н.* Моделирование атмосферного пограничного слоя применительно к проблемам климатологии. // Межвузовский научно-методический сборник «Математическое моделирование, численные методы и комплексы программ», вып. 13. – СПб.: СПбГАСУ, 2006, с. 23–31.
4. *Гаврилов А.С, Мханна А., Алталули Р.* Прогноз и климатологический анализ характеристик атмосферы, определяющих рассеяние антропогенных загрязнений. // Естественные и технические науки. – М., 2008, № 6, с. 221–225.
5. *Гаврилов А.С.* К вопросу о строении приземного слоя атмосферы. // Межвузовский сб. «Физика и исследование атмосферы», вып. 62. – Л.: Изд. ЛПИ, 1977, с. 3–14.
6. *Гаврилов А.С.* Математическое моделирование мезометеорологических процессов. – Л.: ЛПИ, 1988. – 96 с.
7. *Гаврилов А.С.* Численная модель подъема тепловой струи от лесного пожара с учетом ее взаимодействия с внешним потоком. // Ученые записки РГГМУ, 2012, № 26, с. 130–141.
8. *Гаврилов А.С., Лайхтман Д.Л.* О влиянии радиации на режим приземного слоя атмосферы. // Изв. АН СССР, ФАО, т. 9, 1973, с. 27–33.
9. *Матвеев Л.Т.* Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 751 с.
10. *Монин А.С., Яглом А.М.* Статистическая гидромеханика, т. 1. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. – 694 с.
11. *Роуч П.* Вычислительная гидродинамика. – М.: Мир, 1980. – 616 с.
12. *Bartholy J., Meszaros R., Barcza Z., Horvath L., Haszpra L.* Participation of the department of meteorology, Eotvos University in the Hungarian and international micrometeorological measurement programs. // Meteorological processes in the boundary layer of the atmosphere, Stara Lesna, 7–11, october 1996, pp. 85–90.
13. *Blackadar A.K.* The vertical distribution of the wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. I. Geophys. Res., 1962, vol. 67, № 80, p. 3095–3102.
14. [http://www.wrf-model.org].
15. [http://hirlam.org].
16. [http://www.nco.ncep.noaa.gov].