

УДК 504.35

**В.А. Шнайрман**<sup>1</sup>, д.геогр.н., проф., **Л.В. Беркович**<sup>2</sup>, д.геогр.н., проф.,  
**Ю.В. Ткачева**<sup>2</sup>, к.геогр.н

Рутгерский университет, США

Гидрометцентр России

## ЧИСЛЕННЫЙ ПРОГНОЗ ТРЕХМЕРНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ И ТУРБУЛЕНТНЫХ ПЕРЕМЕННЫХ

*Это исследование позволяет улучшить краткосрочный численный прогноз метеорологических и турбулентных переменных, используя уравнения гидродинамики и схему замыкания двух уравнений турбулентности, включающую уравнения ТКЕ и диссипации.*

*Основные уравнения написаны в рамках К-теории турбулентности для нестационарной стратифицированной, бароклинной, гидростатической атмосферы в изобарической и z-системах координат. Конечно-разностные уравнения решаются с помощью метода последовательных приближений. Это позволяет применить неявное интегрирование по времени, которое обеспечивает вычислительную устойчивость и положительные значения ТКЕ и диссипации.*

*Прогноз на 2 суток метеорологических и турбулентных переменных был рассчитан по Северному полушарию. Пространственное распределение метеорологических и турбулентных переменных анализировалось для области 0-45E, 40-65N.*

*Анализ показал сильную турбулентность в полдень при неустойчивой стратификации и отсутствие турбулентности ночью при устойчивой.*

*Переменные атмосферного пограничного слоя рассчитываются в 3-километровом слое с вертикальным шагом 50 м в точках модельной сетки для холмистых и гористых районов. Прогностические результаты показывают количественные соотношения между температурной стратификацией, сдвигом ветра и турбулентными параметрами. Сравнение метеорологических условий в районах турбулентности показывает, что в дневные часы сильная турбулентность развивается при одинаковых метеорологических условиях в обоих районах, но в ночное время в холмистых районах турбулентность исчезает при сильной устойчивой стратификации быстрее, чем в горной местности. Результаты анализа прогностической структуры турбулентности показали, что во второй половине дня и ранним утром (переходный период) наблюдаются отдельные остаточные слои, где турбулентность все еще активна, развиваясь выше устойчиво стратифицированной нижней части пограничного слоя. Количественные параметры турбулентности и метеорологические условия отдельных остаточных слоев представлены.*

**Ключевые слова:** краткосрочное прогнозирование, гидродинамические уравнения, турбулентное замыкание, неявное интегрирование, последовательные приближения

**Введение.** Параметризации атмосферного пограничного слоя (АПС) реализованные в крупномасштабных атмосферных численных моделях делятся на схемы замыкания первого или полуторного порядка. Схемы замыкания первого порядка используют данные вертикального профиля коэффициента турбулентности (К), который является функцией локальных сдвигов ветра и потенциальной температуры [18]. К-профиль модели АПС улучшен на основе данных крупномасштабного моделирования Нохом (Noh et al. 2003).

Замыкание 1,5 порядка разработано Мейлором и Ямадой [19], а его усовершенствования представлены в работах Коттона и др. [6], Янича [13], Михалакеса и др. [20], Наканиши [22], и Цзяна и др. [14]. Это замыкание АПС с одним уравнением работает с уравнением переноса турбулентной кинетической энергии (ТКЕ) и масштабом длины турбулентных вихрей. Интегральная формула Блэкадара-Дирдорфа [8] пользуется популярностью в этих исследованиях. Усовершенствования расчета масштаба длины были разработаны Гельфандом и Лабрадой [9], Абделлой и Макфалане [1], Скамароком и др. [29], Ченгом и др. [5].

Для прогноза погоды показано, что качество среднесрочного прогнозирования осадков, интенсивности ураганов, суточных циклов зависит от вертикального турбулентного перемешивания [3,10,11,16,30].

Методы замыкания первого порядка и полуторного порядка оценивались статистически по моделированию крупных вихрей, из чего был сделан вывод, что моделирование структуры пограничного слоя представлено лучше при использовании схемы ТКЕ замыкания [7,32]. Шин и Гонконг [27] сравнивали с базой полей CASES-99 схемы двух К-профилей [25,26] и трех схем замыкания ТКЕ используемых в научных исследованиях погоды и моделях численного прогнозирования [2,14,31]. Эти сравнения подчеркнули преимущества различных подходов замыкания и определения характеристик, что необходимо для рассмотрения будущего развития реализаций АПС. Авторы сделали вывод, что локальные схемы замыкания ТКЕ дают лучшие результаты, по сравнению с К-профилями. Этот вывод подтверждается результатами моделирования крупных вихрей. Но локальные схемы замыкания ТКЕ должны быть улучшены, так как расхождения между расчетными и наблюдаемыми метеорологическими параметрами остаются достаточно большими.

Наиболее значительное улучшение моделирования АПС было сделано с применением двух уравнений замыкания, которые включают в себя уравнение переноса скорости диссипации в дополнение к уравнению ТКЕ [4,15,28]. Два уравнения схемы замыкания стали популярны для практических целей в качестве альтернативы применению метода Мейлора-Ямада. Это, несомненно, переход на более высокий уровень турбулентного замыкания, и он соответствует лучшему и более подробному количественному описанию АПС структуры, когда речь идет об оперативном прогнозировании. Но при работе с оперативным схемам прогнозирования многие авторы ограничиваются замыканием на основе уравнения только ТКЕ.

Это исследование улучшает краткосрочное численное прогнозирование метеорологических и турбулентных переменных с помощью уравнений гидродинамики, схемы замыкания ТКЕ и диссипации и реальной топографии без сглаживания. Это устраняет недостатки одно-и с полуторного замыкания связанные с формулами масштаба длины.

Обзор основных уравнений, начальные и граничные условия для прогноза метеорологических переменных дается в разделе 1. Схема замыкания турбулентности рассматривается в разделе 2, результаты прогнозов на 2 суток метеорологических переменных и параметров турбулентности описаны в разделе 3.

## 1. Прогноз метеорологических переменных

### 1.1 Основные уравнения

Гидродинамические уравнения были написаны в рамках К-теории турбулентности для нестационарной, стратифицированной, бароклинной, гидростатической атмосферы в изобарической системе координат  $(x, y, p)$  определяемой как декартовы координаты. Соответствующая форма обновлена в следующих основных уравнений:

Уравнения Рейнольдса

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} - fv &= -A(u) - fv_g + c^2 \frac{\partial}{\partial p} \left( K \frac{\partial u}{\partial p} \right) + \frac{\partial}{\partial x} (K_L D_T) + \\ \frac{\partial}{\partial y} (K_L D_S) - c \frac{\partial}{\partial p} K_L (D_T) \frac{\partial H}{\partial x} + D_S \frac{\partial H}{\partial y} &\equiv F_1, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + fu = -A(v) + fu_g + c^2 \frac{\partial}{\partial p} \left( K \frac{\partial v}{\partial p} \right) + \frac{\partial}{\partial x} (K_L D_s) - \\ \frac{\partial}{\partial y} (K_L D_T) - c \frac{\partial}{\partial p} K_L \left( D_s \frac{\partial H}{\partial x} - D_T \frac{\partial H}{\partial y} \right) \equiv F_2, \end{aligned} \quad (2)$$

Уравнения притока тепла и влаги

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} = -A(\theta) + \frac{RT}{c_p p} \omega + \alpha_T c^2 \frac{\partial}{\partial p} \left( K \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_L \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_L \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) - \\ c \frac{\partial}{\partial p} \left( K_L \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial H}{\partial y} \right) + c^2 \frac{\partial \theta}{\partial p} \left( \left( \frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 \right) + \frac{L}{C_p} m_w \equiv F_3, \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q}{\partial t} = -A(q) + \alpha_q c^2 \frac{\partial}{\partial p} \left( K \frac{\partial q}{\partial p} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_L \frac{\partial q}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_L \frac{\partial q}{\partial y} \right) - \\ c \frac{\partial}{\partial p} K_L \left( \frac{\partial q}{\partial x} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial y} \frac{\partial H}{\partial y} \right) + c^2 \frac{\partial q}{\partial p} \left( \left( \frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 \right) - m_w \equiv F_4, \end{aligned} \quad (4)$$

Уравнение неразрывности

$$\left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} \right) - c \left( \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial H}{\partial y} \right) = 0, \quad (5)$$

Уравнение Пуассона

$$\theta = T(p/1000)^{-R/C_p}, \quad (6)$$

Уравнение статики

$$T = -\frac{pg}{R} \frac{\partial H_p}{\partial p}, \quad (7)$$

Сочетание уравнения притока тепла и гидростатического уравнения позволяет получить прогностическое уравнение для геопотенциала. Вертикальная скорость на изобарических поверхностях рассчитывается интегрированием уравнения неразрывности по вертикали от верхней границы до нижней, где скорость равна нулю.

В уравнениях используются обозначения:

$$\begin{aligned} A(F) = \left( u \frac{\partial F}{\partial x} + v \frac{\partial F}{\partial y} \right) + \omega \frac{\partial F}{\partial p} - c \left( u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} \right) \\ \omega = \frac{dp}{dt}, \quad c = -\frac{gp}{RT}, \quad F = u, v, \quad u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial H_p}{\partial y}, \quad v_g = \frac{g}{f} \frac{\partial H_p}{\partial x} \\ D_t = \left( \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) - c \left( \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial H}{\partial x} - c \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial H}{\partial y} \right), \quad D_s = \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) - c \left( \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial H}{\partial y} \right). \end{aligned} \quad (8)$$

Здесь

$t$  - время,

$u, v$  - составляющие скорости ветра,

$\omega$  - вертикальная скорость,

$H_p$  - высота изобарической поверхности,

$\rho, T, \theta, q$  - плотность, давление, температура, потенциальная температура, удельная влажность,

$K, K_L$  - коэффициенты вертикального и горизонтального турбулентного обмена,

$D_T, D_S$  - составляющие деформации,

$m_w$  - конденсация водяного пара в единице массы воздуха.

## 1.2 Граничные условия

Боковые граничные условия для  $u, v$  рассчитываются с использованием нулевых значений для горизонтальных турбулентных потоков импульса и постоянные начальные значения  $T, q$  в течение срока прогноза. Нижнее граничное условие по вертикали использует приземные вертикальные турбулентные потоки импульса, взятые из схемы замыкания. Прогностические уравнения для  $T, q$  записываются для 2м. Турбулентные потоки импульса, тепла и влаги и вертикальная скорость равны нулю на верхней границе.

## 1.3 Алгоритм решения

Алгоритм решения основных уравнений реализован в стереографической проекции. Так члены уравнения с производными по пространству первого и второго порядка умножаются на масштабный множитель. Составляющие ветра пересчитываются в зональные и меридиональные составляющие направленные на восток и север.

В конечно-разностных уравнениях применяются односторонние разностные схемы для интегрирования во времени (первого порядка точности) и центральные разности для адвективных членов (второго порядка точности) и центральные разности по пространству для турбулентных членов (второй порядка точности).

Уравнения решаются методом последовательных приближений. Это позволило применить неявный метод интегрирования по времени, что обеспечивает устойчивость численного решения.

$$u_{m+1}^{n+1} - f\delta t \cdot v_{m+1}^{n+1} = u_0 + F_{1,m}^{n+1} \delta t \equiv M_1, \quad v_{m+1}^{n+1} + f\delta t \cdot u_{m+1}^{n+1} = v_0 + F_{2,m}^{n+1} \delta t \equiv M_2, \quad (10)$$

$$u_{m+1}^{n+1} = \frac{(M_1 + M_2 f \delta t)}{1 + (f \delta t)^2}, \quad v_{m+1}^{n+1} = \frac{(M_2 - M_1 f \delta t)}{1 + (f \delta t)^2}, \quad (11)$$

$$T_{m+1}^{n+1} = T_0 + F_{3,m}^{n+1} \delta t, \quad (12)$$

$$q_{m+1}^{n+1} = q_0 + F_{4,m}^{n+1} \delta t, \quad (13)$$

$n, m$  – шаг по времени и номер итерации.

Прогностические составляющие ветра, потенциальная температура интерполируются с изобарических поверхностей на уровни АПС и переносятся в прогноз турбулентных переменных.

## 2. Прогноз турбулентных переменных

Алгоритм численных вычислений использует такую же горизонтальную систему координат, как и для уравнений гидродинамики. Вертикальная координата  $p$  заменяется на координату  $z = Z - H(x,y)$ , где  $Z$  - высота над уровнем моря и  $H(x, y)$  – высота орографии.

### 2.1 Основные уравнения замыкания

Основные уравнения прогноза турбулентных переменных включают основные физические механизмы формирования трехмерного распределения ТКЕ, скорости диссипации и вертикальных и горизонтальных коэффициентов турбулентности. Они включают в себя адвекцию ( $A_E, A_\varepsilon$ ), продукцию ( $P_E, P_\varepsilon$ ), плавучесть ( $B_E, B_\varepsilon$ ), диффузию ( $D_E$ ) и трансформацию ( $Tr_E$ ) ТКЕ в тепловую энергию.

Уравнение турбулентной кинетической энергии

$$\frac{\partial E}{\partial t} = -A_E + P_E - D_E - B_E - Tr_E, \quad (14)$$

$$P_E = K \cdot \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + K_L \cdot (D_T^2 + D_S^2),$$

$$B_E = \alpha_T \cdot \frac{g}{\theta} K \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad D_E = -\alpha_E \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left( K \cdot \frac{\partial E}{\partial z} \right),$$

$$Tr_E = \alpha_\varepsilon \frac{E^2}{K}.$$

Уравнение скорости диссипации

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} = -A_\varepsilon + P_\varepsilon - B_\varepsilon - D_\varepsilon - Tr_\varepsilon, \quad (15)$$

$$P_\varepsilon = a_1 \frac{\varepsilon}{E} K \cdot \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + a_1 \frac{\varepsilon}{E} K_L \cdot (D_T^2 + D_S^2)$$

$$B_\varepsilon = a_4 \frac{\varepsilon}{E} \cdot \frac{g}{\theta} K \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad D_\varepsilon = -a_2 \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left( K \cdot \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} \right), \quad Tr_\varepsilon = a_3 \cdot \frac{\varepsilon^2}{E}$$

$$K = \alpha_\varepsilon E^2 / \varepsilon,$$

$$K_L = \alpha_L \{(\delta x)^2 + (\delta y)^2\} \cdot (D_T^2 + D_S^2)^{1/2}, \quad (16)$$

$$A_F = u \frac{\partial F}{\partial x} + v \frac{\partial F}{\partial y} + w \frac{\partial F}{\partial z} - \frac{\partial F}{\partial z} \left( u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} \right), \quad F = E, \varepsilon, \quad w = \frac{\omega}{c},$$

где  $E, \varepsilon, K, K_L$  – энергия турбулентности, диссипация, вертикальный и горизонтальный коэффициенты турбулентности,  $w$  – вертикальная скорость в  $z$ -координатах,  $\alpha$  и  $a$  с индексами – константы,  $\delta x, \delta y$  – горизонтальные шаги.

## 2.2 Граничные условия

Условие прилипания ставится для составляющих ветра на уровне шероховатости

$$z = z_0, \quad u = v = w = 0.$$

Вертикальное граничное условие для параметров турбулентности на уровне шероховатости было получено из равновесия продукции  $P_E$  и диссипации  $\varepsilon$  вместе с постоянным ТКЕ в поверхностном слое.

$$\frac{\partial E}{\partial z} = 0, \quad \varepsilon = \alpha_\varepsilon^{3/4} \cdot E^{3/2} / (\kappa \cdot z_0).$$

$\kappa \cdot z_0$  – масштаб длины турбулентных вихрей в слое шероховатости.

Турбулентные потоки ТКЕ и диссипации уменьшаются на верхней границе АПС ( $H_d$ ) до малых значений  $\beta_1, \beta_2$ .

$$z = H_d$$

$$K \cdot \frac{\partial E}{\partial z} = \beta_1, \quad K \cdot \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} = \beta_2, \quad (17)$$

## 2.3 Алгоритм решения

Конечно-разностные уравнения записываются в такой же форме, как и в гидродинамических уравнениях. Диссипативные члены в этих уравнениях представлены в линейной форме. Метод последовательных приближений позволяет применить неявную схему интегрирования по времени с выполнением условия вычислительной устойчивости.

$$\begin{aligned} & \frac{E_{m+1}^{n+1} - E_0}{\Delta t} + \frac{E_{m+1}^{n+1}}{E_m^{n+1}} (\delta_1 A_E + \delta_2 B_E + \delta_3 D_E) = \\ & = P_E - [(1 - \delta_1) A_E + (1 - \delta_2) B_E + (1 - \delta_3) D_E] - a_\varepsilon \frac{2E_{m+1}^{n+1} E_m^{n+1} - (E_m^{n+1})^2}{K_m^{n+1}}, \end{aligned} \quad (18)$$

$$E_{m+1}^{n+1} = \frac{\left( E_0 + P_E \Delta t - [1 - \delta_1] A_E + (1 - \delta_2) B_E + (1 - \delta_3) D_E \right) \Delta t + a_\varepsilon \frac{(E_m^{n+1})^2}{K_m^{n+1}} \Delta t}{\left( 1 + \frac{\Delta t}{E_m^{n+1}} (\delta_1 A_E + \delta_2 B_E + \delta_3 D_E) + a_\varepsilon \frac{2E_m^{n+1} \Delta t}{K_m^{n+1}} \right)}, \quad (19)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\varepsilon_{m+1}^{n+1} - \varepsilon_0}{\Delta t} + \frac{\varepsilon_{m+1}^{n+1}}{\varepsilon_m^{n+1}} (\delta_{11} A_\varepsilon + \delta_{22} B_\varepsilon + \delta_{33} D_\varepsilon) = \\ & = P_\varepsilon - [(1 - \delta_{11}) A_\varepsilon + (1 - \delta_{22}) B_\varepsilon + (1 - \delta_{33}) D_\varepsilon] - a_3 \frac{2\varepsilon_{m+1}^{n+1} \varepsilon_m^n - (\varepsilon_m^{n+1})^2}{E_m^{n+1}}, \end{aligned} \quad (20)$$

$$\varepsilon_{m+1}^{n+1} = \frac{\varepsilon_0 + \left\{ P_\varepsilon - [(1 - \delta_{11}) A_\varepsilon + (1 - \delta_{22}) B_\varepsilon + (1 - \delta_{33}) D_\varepsilon] + a_3 \frac{(\varepsilon_m^{n+1})^2}{E_m^{n+1}} \right\} \Delta t}{1 + \left[ \frac{(\delta_{11} A_\varepsilon + \delta_{22} B_\varepsilon + \delta_{33} D_\varepsilon)}{\varepsilon_m^{n+1}} + a_3 \frac{2\varepsilon_m^{n+1}}{E_m^{n+1}} \right] \Delta t}, \quad (21)$$

$$A_E > 0, \delta_2 = 1, A_E < 0, \delta_2 = 0, B_E > 0, \delta_2 = 1, B_E < 0, \delta_2 = 0, D_E > 0, \delta_3 = 1, D_E < 0, \delta_3 = 0, \\ A_\varepsilon > 0, \delta_{11} = 1, A_\varepsilon < 0, \delta_{11} = 0, B_\varepsilon > 0, \delta_{22} = 1, B_\varepsilon < 0, \delta_{22} = 0, D_\varepsilon > 0, \delta_{33} = 1, D_\varepsilon < 0, \delta_{33} = 0,$$

где  $E_{m+1}^{n+1}, E_m^{n+1}, \varepsilon_{m+1}^{n+1}, \varepsilon_m^{n+1}, K_{m+1}^{n+1}, K_m^{n+1}$  – турбулентные переменные на будущей и предыдущей итерациях в момент времени  $t + \Delta t$ . Члены с продукцией, диффузией и плавучестью вычисляются с использованием  $E_m^{n+1}, \varepsilon_m^{n+1}, K_m^{n+1}$ .

Все члены выражений (19,20) положительны. Это позволяет получить положительные значения ТКЕ и диссипации.

Прогностические коэффициенты турбулентности интерполируются из  $z$  в  $p$  координаты и передаются в гидродинамические уравнения.

### 3. Пространственное распределение прогностических метеорологических переменных и параметров турбулентности.

Прогноз был сделан для Северного полушария с использованием шага по горизонтали 75км.. Структура АПМ анализировалась для области  $0^\circ-45^\circ$  в.д.,  $40^\circ-65^\circ$  с.ш. в нижнем 3-километровом слое с шагом по вертикали 50м. Исходная информация была получена из объективного анализа за 0000МСВ 27 июня 2010. Прогностические переменные будут рассмотрены ниже через каждые 6 часов с 1200МСВ 27 июня по 0000МСВ 28 июня 2010.

Область прогноза приземного давления (рис. 1) характеризуется антициклоном на востоке и областью пониженного давления на западе. Гребень высокого давления распространился на восток до  $30^\circ$  в.д. в поясе  $51^\circ-56^\circ$  с.ш.. Область низкого давления находится к северу и к югу от гребня. После 12ч антициклон сместился на восток, разрушил гребень и занял районы на юго-западе области. Такая синоптическая ситуация связана с большими скоростями геострофического ветра в центральной части и малыми значениями в остальных местах. Процесс продолжался в течение последующих 24 часов прогноза и сопровождался ростом давления в центре

антициклона. Это привело к увеличению горизонтальных производных давления и геострофического ветра.

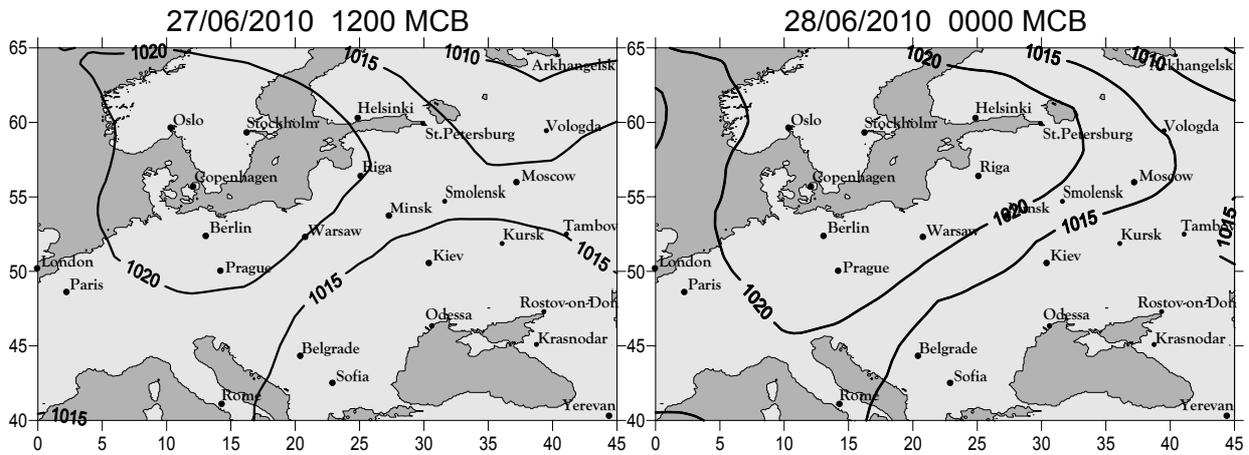


Рис. 1. Прогноз приземного давления

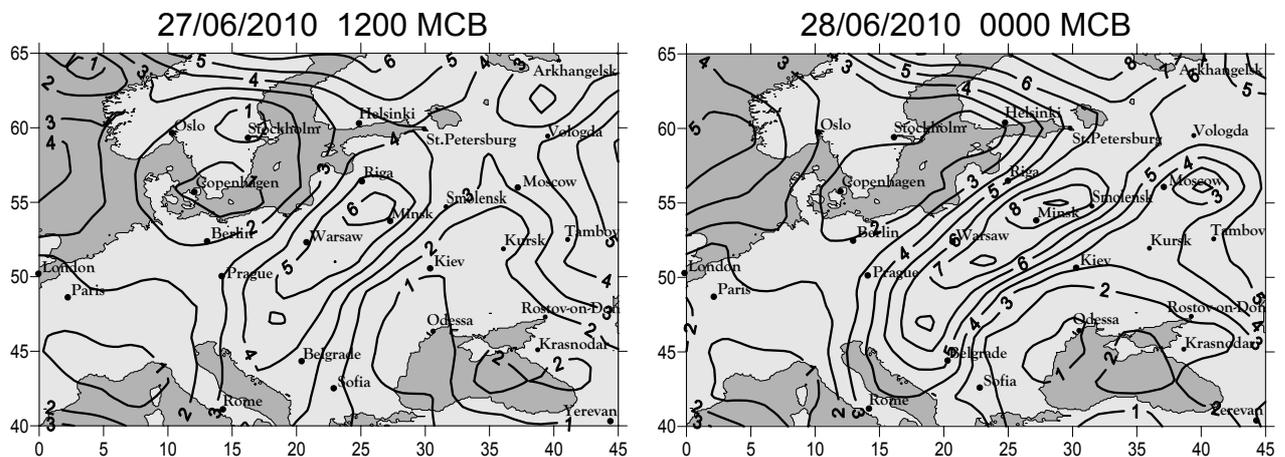


Рис. 2. Прогноз скорости ветра на 10 м

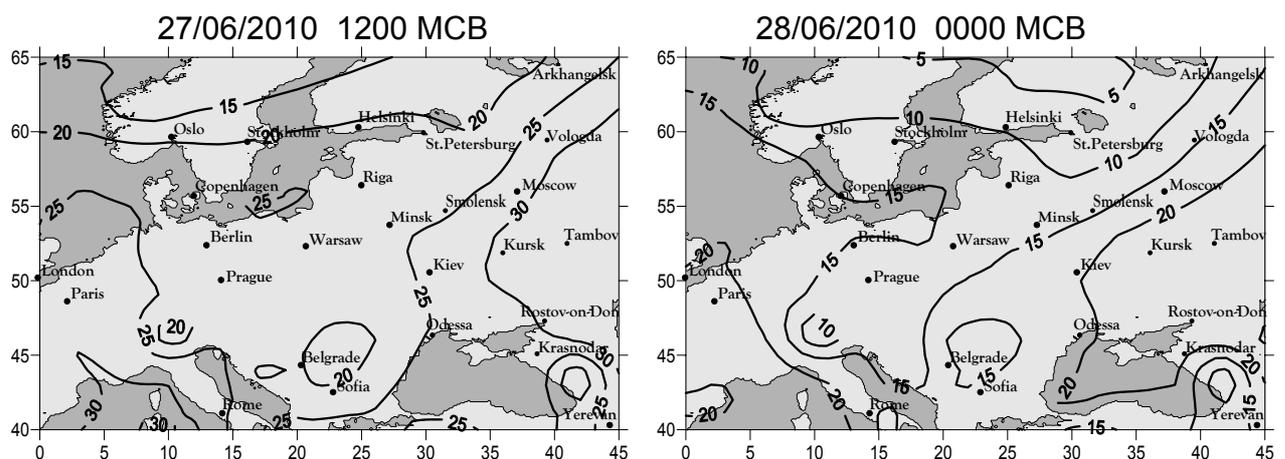


Рис. 3. Прогноз приземной температуры (на 2 м)

Скорость приземного ветра на 10м (рис. 2) характеризуется максимальным значениям 4-6 м/с в центре области. В результате бароклинности ветер увеличивается до 6-8 м/с и меняет направление в полночь на юго-западное. Скорость ветра в

следующие 24 ч прогноза достигает 8-10 м/с. Круглосуточные темпы роста скорости ветра не являются типичными. Дневные скорости меньше, чем ночные из-за изменения по времени геострофического ветра. Большие горизонтальные производные скорости ветра появляются в переходной зоне и растут в течение срока прогноза.

Распределение приземной температуры (рис. 3) характеризуется температурой 20-30°C в антициклоне, где солнечная погода становится причиной интенсивного нагрева приземного слоя атмосферы и неустойчивой стратификации. Ночь сменяется прохладой, температура снижается до 10-15°C, и это приводит к устойчивой стратификации. Суточный ход температуры, в целом, хорошо выражен в рассматриваемый период. Неустойчивая стратификация в светлое время суток и устойчивая ночью определяют интенсивное и слабое турбулентное перемешивание.

Максимальные вертикальные коэффициенты, характеризующие интенсивность турбулентности в 1200МСВ 27/06 и 28/06, приведены ниже для различных широт и долгот.

**65-61°с.ш.** 1 - 55 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-42°в.д.  
**61-56°с.ш.** 5 - 25 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-8°в.д., 26-55 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 9-42°в.д.  
**56-51°с.ш.** 30 - 5 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-25°в.д., 6-47 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 26-42°в.д.  
**51-46°с.ш.** 18 - 35 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-22°в.д., 36-56 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 23-42°в.д.  
**46-42°с.ш.** 21 - 45 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-18°в.д., 46-57 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 19-42°в.д.  
**65-61°с.ш.** менее 1 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-10°в.д., 1-65 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 11-42°в.д.  
**61-56°с.ш.** 45 - 25 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-8°в.д., 26-55 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 9-42°в.д.  
**56-51°с.ш.** 30 - 5 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-25°в.д., 6-47 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 26-42°в.д.  
**51-46°с.ш.**  
 менее 1 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-11°в.д., 1-33 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 12-22°в.д., 32-8 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 23-32°в.д., 9-34 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 33-42°в.д.  
**46-42°с.ш.**  
 30-1 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 0-10°в.д., 2-53 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 12-36°в.д., 52-28 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>, 37-42°в.д.

В полдень максимальные коэффициенты турбулентности отличались большим разнообразием. Их значения достигали 65 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>.

Ночью турбулентность в большинстве узлов расчетной сетки отсутствовала. Но коэффициенты турбулентности достигали 5-10 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup> в узлах, где в полдень прогностические коэффициенты были более 50 м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>.

Вертикальные профили прогностических метеорологических переменных и параметров турбулентности рассчитывались для Москвы (55,8°с.ш., 37,6°в.д.) и Ландека (46,5°с.ш., 10,3°в.д.), которые расположены в холмистой (217 м) и горной (2444 м) областях. Вертикальные профили прогностических переменных в Москве показаны на рис.4.

Целью анализа была возможность продемонстрировать, какие физические механизмы при численном прогнозе на 2 суток влияют на формирование структуры АПС. Мы ограничились анализом влияния ветра и температурной стратификации на параметры турбулентности. Зависимость коэффициента турбулентности, ТКЕ и диссипации от потенциальной температуры и производных скорости ветра в слоях, где они прогнозируются, показаны.

В прогнозе на 6 часов производные потенциальной температуры были 0,21 К/100м (2-100 м), -0,08 К/100м (100-300м) и 0,28 К / 100 (300-3000м). Прогнозируемая стратификация была сильно-устойчивая в поверхностном слое, слабо-неустойчивая в нижней части пограничного слоя и устойчивая в остальной области расчета. Производные скорости ветра составляют 0,9 м·с<sup>-1</sup>/100 м (2-100м), -0.15 м·с<sup>-1</sup>/100м (100-550м), 0.37 м·с<sup>-1</sup>/100м (550-3000м). Вертикальные коэффициенты турбулентности

выросли до максимума  $8,4 \text{ м}^2/\text{с}$  на 200 м и стали менее  $0,1 \text{ м}^2/\text{с}$  выше 350м. Этот уровень определяется как верхняя граница АПС. Кинетическая энергия турбулентности сохранилась равной  $0,2 \text{ м}^2/\text{с}^2$  до 100 м, а затем уменьшалась до  $0,02 \text{ м}^2/\text{с}^2$  на верхней границе АПС. Диссипация достигала максимума  $0,15 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на 10 м, равнялась  $0,03 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на 50м и снижалась до  $10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на верхней границе АПС.

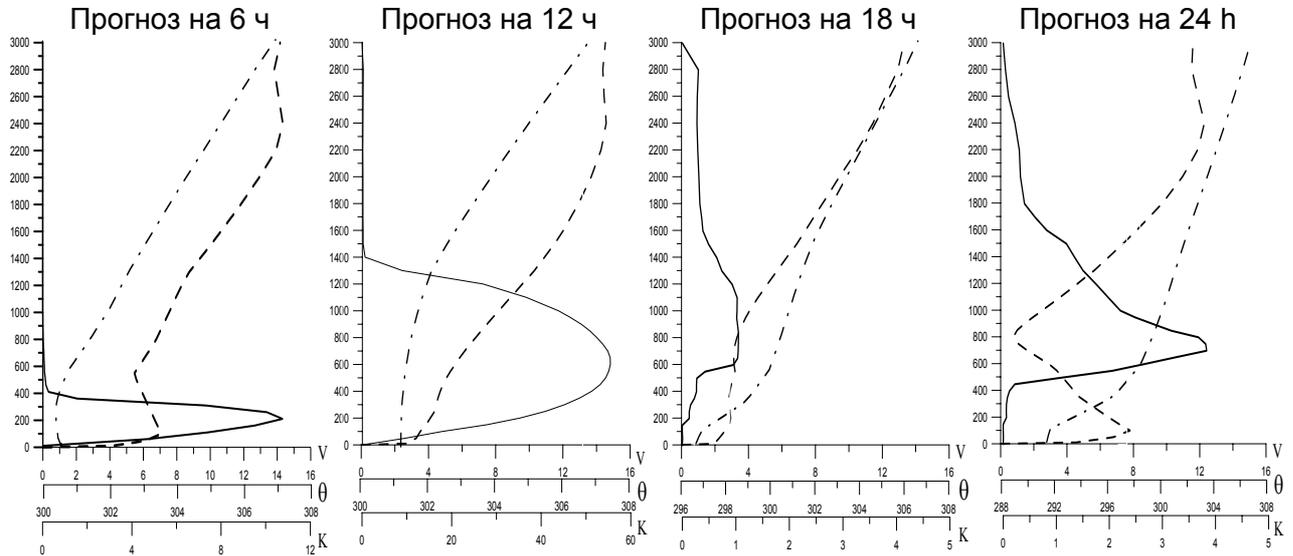


Рис.4. Вертикальные профили потенциальной температуры ( $\theta$ ), скорости ветра ( $|\vec{V}|$ ) и коэффициента турбулентности ( $K$ ).  $\theta$  - · - ·,  $|\vec{V}|$  - - - -,  $K$  —

В прогнозе на 12 ч производные потенциальной температуры были  $-0,03\text{K}/100\text{м}$  (2 - 500),  $-0,08\text{K}/100\text{м}$  (100-300м) и  $0,1\text{K}/100\text{м}$  (500-3000м). Стратификация прогнозировалась, как неустойчивая в нижней части пограничного слоя и устойчивая на верхней границе АПС.

Производные скорости ветра были равны  $2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/100 \text{ м}$  (2-100м),  $0,6 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/100\text{м}$  (100-3000м). Максимальные значения вертикальных коэффициентов турбулентности достигали  $55,5 \text{ м}^2/\text{с}$  на 550 м, уменьшаясь до  $1 \text{ м}^2/\text{с}$  на верхней границе АПС (1400 м). Коэффициенты турбулентности были более  $50 \text{ м}^2/\text{с}$  в слое от 350 до 850 м. Кинетической энергии турбулентности сохранилась равной  $0,8 \text{ м}^2/\text{с}^2$  до 100 м, максимальные значения составили  $1,053 \text{ м}^2/\text{с}^2$  на 300 метрах и становились менее  $0,1 \text{ м}^2/\text{с}^2$  выше 1300м. Диссипации была максимальной  $2,6 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на 10 м, резко снижалась до  $0,52 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на 50 метрах и упала до  $0,1 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на 1300 м.

В прогнозе на 18 часов величины производных потенциальной температуры равнялись  $0,6 \text{ K}/100\text{м}$  (2-600м),  $0,2 \text{ K}/100\text{м}$  (600-1600м),  $0,6 \text{ K}/100\text{м}$  (1600-3000м). Стратификации было сильно- и слабоустойчивой. Производные скорости ветра равнялись  $1,3 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/100\text{м}$  (2-100м),  $0,2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/100\text{м}$  (100-800м),  $0,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/100\text{м}$  (800-3000м). Коэффициенты турбулентности были менее  $1 \text{ м}^2/\text{с}$ .

В прогнозе на 24 ч производные потенциальной температуры  $1,3 \text{ K}/100\text{м}$  (2-450м),  $0,4 \text{ K}/100\text{м}$  (450-3000м)  $0,6 \text{ K}/100\text{м}$  (1600-3000м). Стратификация изменялась с сильноустойчивой на устойчивую. Производные скорости ветра равнялись  $3,2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/100\text{м}$  (2-100м),  $0,9 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/100\text{м}$  (100-1800м),  $0,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}/100\text{м}$  (1800-3000м). Коэффициенты турбулентности были более  $1 \text{ м}^2/\text{с}$  в слое от 500 м до 1500 м с максимумом  $4 \text{ м}^2/\text{с}$  на 700м. ТКЕ в этом слое увеличилась до  $0,03 \text{ м}^2/\text{с}^2$  и диссипация до  $0,002 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$ . Это

был слой небольшого турбулентного перемешивания в свободной атмосфере выше слоя с сильной устойчивой стратификацией.

В прогнозе на 30 ч производные потенциальной температуры составляли 0,1 К/100м (2-600м), 0,4 К/100м (600-1600м) 0,4 К/100м (1600-3000м). Прогностическая стратификация была нейтральной или среднеустойчивой. Производные скорости ветра были  $3,9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$  (2-100м), максимум  $6,1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  на 300 м, затем они уменьшались и выше 600 м становились менее  $1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Кинетическая энергия турбулентности сохраняла значение  $0,05 \text{ м}^2/\text{с}^2$  в приземном слое, достигала максимума  $0,08 \text{ м}^2/\text{с}^2$  на 300м и становилась менее  $0,001 \text{ м}^2/\text{с}^2$  выше 1100м. Скорость диссипации достигает максимума  $0,15\cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на уровне 10м, затем резко снижается до  $0,01\cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на 100 м и уменьшается до  $10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на 1000м.

В прогнозе на 36 ч производные потенциальной температуры оставались постоянными в среднем до 1000 м и увеличивались от 0,5 К/100м до 3000м. Стратификация была нейтральной до 1000 м и становилась устойчивой выше. Производные скорости ветра равнялись  $3,9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$ (2-150м),  $-1,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$  (150-1000м),  $1,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$ (1000-3000м). Вертикальные коэффициенты турбулентности вырастают до максимальных значений  $57 \text{ м}^2/\text{с}$  на уровне 650 м, постепенно снижаясь до  $1 \text{ м}^2/\text{с}$  на 1500 м. Коэффициенты турбулентности более  $50 \text{ м}^2/\text{с}$  были в слое от 400 до 1000м. Кинетическая энергия турбулентности сохраняла значение  $0,9 \text{ м}^2/\text{с}^2$  в приземном слое, далее увеличилась до максимального значения  $1,1 \text{ м}^2/\text{с}^2$  на 400 м и становилась менее  $0,1 \text{ м}^2/\text{с}^2$  выше 1300м. Скорость диссипации была максимальной  $2,9\cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на уровне 10 м, резко снижалась до  $0,59\cdot 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$  на 50 метрах и уменьшалась до  $10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$  к 1300 м. Высота АПС была равна 1500 м.

В прогнозе на 42 ч производные потенциальной температуры равнялись 1,1 К/100м(2-400м), 0,2 К/100м (400-1500м), 0,9 К/100м (1500-3000м). Стратификация была сильно- и слабоустойчивой. Производные скорости ветра были равны  $4,1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$  (2-150м),  $-1,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$  (100-1400м),  $1,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$  (1400-3000м). Вертикальный профиль коэффициентов турбулентности сложный. Прогностические значения достигают  $4 \text{ м}^2/\text{с}$  в приземном слое, от 100 м до 500 м турбулентность отсутствует, а в слое между 550м и 1500м достигают максимума  $23 \text{ м}^2/\text{с}$  на 800м.. Турбулентная кинетическая энергия остается постоянной величиной  $0,1 \text{ м}^2/\text{с}^2$  до 100 м, достигает максимума  $0,2 \text{ м}^2/\text{с}^2$  на 800м. Скорость диссипации больше  $10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$  только в приземном слое.

В прогнозе на 48 ч производные потенциальной температуры составили 0,2 К/100м (2-100м), 1,4 К/100м (100-400м), 0,5 К/100м (400-3000м). Стратификация была слабо-, сильно- и умеренно устойчивой. Производные скорости ветра равны  $0,6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$  (2-100м),  $-1,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$  (100-1300м),  $0,5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{м}$  (1300-3000м). Коэффициенты турбулентности равны  $6 \text{ м}^2/\text{с}^2$  на 100м, от 100 м до 400 м турбулентность отсутствует, максимальные коэффициенты турбулентности  $12 \text{ м}^2/\text{с}^2$  на 750 м и становятся менее  $1 \text{ м}^2/\text{с}^2$  выше 1400м.

Краткосрочное прогнозирование показывает количественные соотношения между стратификацией, сдвигом ветра и параметрами турбулентности в холмистой и горной местности. В дневные часы метеорологические условия определяют интенсивность турбулентности в обеих областях.

Сильная турбулентность прогнозируется от 10 м до 1400 м с максимальным градиентом  $60 \text{ м}^2/\text{с}$ , когда градиент потенциальной температуры был меньше, чем  $-0,02 \text{ К}/100\text{м}$ , и вертикальные производные скорости ветра были небольшими. Сильная неустойчивая стратификация является доминирующим механизмом интенсивного турбулентного перемешивания.

В горном районе в ночное время турбулентность отсутствует, когда вертикальные градиенты потенциальной температуры более  $0,2 \text{ K}/100\text{m}$  и вертикальные производные скорости ветра меньше  $0,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{m}$ . Сравнение метеорологических условий структуры турбулентности в ночные часы показало, что в горной местности турбулентность исчезала, когда термически устойчивая стратификация становилась менее интенсивной, чем в холмистой местности, но основным механизмом остается зависимость от устойчивости стратификации.

В холмистой местности турбулентность отсутствует в ночное время, когда вертикальные градиенты потенциальной температуры более  $0,5 \text{ K}/100\text{m}$  и вертикальный градиент скорости ветра меньше, чем  $0,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{m}$ . Над нижним слоем с сильной устойчивой стратификацией высотой  $500 \text{ м}$  коэффициенты турбулентности в слое от  $500 \text{ м}$  до  $1500 \text{ м}$  более  $1 \text{ м}^2/\text{с}$ , максимальные значения достигают  $4\text{-}23 \text{ м}^2/\text{с}$  на  $700\text{-}800\text{м}$ , когда вертикальный градиент потенциальной температуры составляет менее  $0,5 \text{ K}/100\text{m}$  и производная скорости ветра более  $1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/100\text{m}$ .

Исследования моделирования крупных вихрей показало, что в конце дня и ранним утром (переходный период) существуют отдельные слои, где турбулентность все еще активна, развиваясь выше устойчиво стратифицированной нижней части пограничного слоя (Pino и др. al.2006).

В попытках узнать больше, проект собрал ученых из Европейского союза и Соединенных Штатов, для работы над этим вопросом и проведения наблюдений, которые позволят лучше понять физические процессы, которые контролируют переходы в структуре турбулентности (Lothon M и Lenschow D 2010).

Это исследование показывает временные переходы в развитии турбулентной активности и подтверждает существование остаточных турбулентных слоев и дает количественное описание метеорологических параметров и параметров турбулентности в этих слоях.

**Заключительные замечания.** Поля ветра, температуры, влажности и геопотенциала на основных изобарических поверхностях, а также ТКЕ, скорости диссипации и коэффициентов турбулентности прогнозируются по численной оперативной системе прогнозирования Гидрометцентра России. Прогноз основан на решении уравнений гидротермодинамики и замыкания турбулентности. Горизонтальное турбулентное перемешивание и члены с орографическими эффектами включены в основные уравнения гидродинамики. Передовые методы преобразования нелинейных членов и учет влияния стратификации реализованы при расчете ТКЕ и диссипации. Конечно-разностные уравнения записываются с помощью односторонних разностей для производных по времени, центральных разностей для адвективных членов и центральных разностей по пространству для турбулентных членов. Конечно-разностных уравнений решаются с помощью метода последовательных приближений. Такой подход дает возможность реализовать неявное интегрирование по времени. Система уравнений численного прогноза записывается в линейной конечно-разностной форме с сохранением вычислительной устойчивости и положительных значений ТКЕ и диссипации. Вертикальный коэффициент турбулентности рассчитывается подстановкой ТКЕ и диссипации в соотношение Колмогорова-Прандтля, устраняя недостатки, связанные с масштабом длины, используемого в подходе Меллора-Ямада.

Прогноз на 2 суток был проведен для атмосферы Северного полушария. Результаты свидетельствуют, что дневной нагрев и прохлады в ночное время приводят к неустойчивой и устойчивой температурной стратификации и соответствующей интенсивности турбулентного перемешивания. Турбулентность отсутствует в ночное время. Большие коэффициенты турбулентности прогнозируются в полдень.

Вертикальное распределение метеорологических параметров и параметров турбулентности представлено для двух выбранных точек, расположенных в холмистой и горной местности. Результаты краткосрочного прогнозирования показывают количественные соотношения между температурной стратификации, сдвигом ветра и параметрами турбулентности. Оценивается зависимость коэффициента турбулентности от вертикальных градиентов потенциальной температуры и скорости ветра.

Исследование показывает изменение во времени активности развития турбулентности. Оно подтверждает результаты моделирования крупных вихрей, когда в конце дня возникают отдельные остаточные слои турбулентности над слоем с сильноустойчивой стратификацией.

### Список литературы

1. Abdella and Mcfarlane ( 2001) Modeling boundary layer clouds with a statistical cloud scheme and a second-order turbulence closure. *Boundary-Layer Meteorol* 98:387-410
2. Bougeault P, Lacarrère P (1989) Parameterization of topography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Mon Weather Rev* 117:1872–1890
3. Braun SA, Tao W-K (2000) Sensitivity of high-resolution simulations of hurricane Bob (1991) to planetary boundary layer parameterizations. *Mon Weather Rev* 128:3941-3961
4. Ca V, Ashie Y (2002) K-epsilon turbulence closure model for the atmospheric boundary layer including urban canopy. *Boundary-Layer Meteorology* 102:459-490
5. Cheng Y, Canuto V, Howard A (2002) An improved model for turbulent PBL. *J Atmos.Sci* 59:1550-1565
6. Cotton W, Pielke R, Walko R (2003) RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteor Atmos. Phys* 82:5-29
7. Cuxart J, Holtslag A, Beare RJ, Bazile E, Beljaars A, Cheng A, Conangla L, Ek M, Freedman F, Hamdi R, Kerstein A, Kitagawa H, Lenderink G, Lewellen D, Mailhot J, Mauritsen T, Perov V, Schayes G, Steeneveld G-J, Svensson G, Taylor P, Weng W, Wunsch S, Xu K-M (2006) Single-column model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol* 118:273–303
8. Deardorff J (1974) Three – dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol* 7:81-106
9. Helfand H, Labraga J (1988) Design of a non-singular level 2.5 second-order closure model for prediction of atmospheric turbulence. *J Atmos Sci* 45:113-132
10. Hong S-Y (2010) A new stable boundary-layer mixing scheme and its impact on the simulated East Asian summer monsoon. *Q J Roy Meteorol Soc* 136:1481–1496
11. Hong S-Y, Pan H-L (1996) Non-local boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon Weather Rev* 124:2322–2339
12. Huber A, Tang W, Flowe A (2004) Development and applications of CFD simulations in support of air quality studies involving buildings. Preprints, 13<sup>th</sup> Joint conference on the applications of air pollution meteorology, US EPA, New York
13. Janjic G (2002) Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the NCEP meso-model. NCEP Office Note 461, Washington
14. Jiang W, Zhou M, Xu M (2002) Study on development and application of a regional PBL numerical model. *Boundary-Layer Meteorol* 104: 491-503
15. Lesieur M, Metais O, Compte P (2002) Large-scale simulation in turbulence. Cambridge U Press, New York
16. Li X, Pu Z (2008) Sensitivity of numerical simulation of early rapid intensification of hurricane Emily (2005) to cloud microphysical and planetary boundary layer parameterizations. *Mon Weather Rev* 136:19–48

17. Lothon M, Lenschow D (2010) Studying the Afternoon Transition of the Planetary Boundary Layer. EOS (American Geophysical Union) vol. 91, №29
18. Marht L (1999) Stratified atmospheric boundary layers. *Boundary-Layer Meteorol* 90:375-396
19. Mellor G, Yamada T (1982) Development of turbulent closure model for geophysical fluid problems. *Rev Geophys Space Phys* 20:851-875
20. Michalakes J, Dudhia J, Gill D (2004) The weather research and forecast model. In: *Proceedings of Eleventh ECMWF Workshop, Reading*
21. Moeng C, Wyngaard J (1989) Evaluation of turbulent and dissipation closures in second-order modeling. *J Atmos Sci* 46:2311-2330
22. Nakanishi M (2001) Improvement of the Mellor-Yamada turbulence closure model based on the large-eddy simulation data. *Boundary-Layer Meteorol* 90:375-396
23. Noh Y, Cheon W-G, Hong S-Y (2003) Improvement of the K-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data. *Boundary-Layer Meteorol* 107:401-427
24. Pino D, Jonker J, Vilà-Guerau de Arellano, Dosio A (2006), Role of shear and the inversion strength during sunset turbulence over land: Characteristic length scales, *Boundary Layer Meteorol.*, 121: 537-556
25. Pleim J (2007a) A combined local and non-local closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: model description and testing. *J Appl Meteorol Clim* 46:1383-1395
26. Pleim J (2007b) A combined local and non-local closure model for the atmospheric boundary layer. Part II: application and evaluation in a mesoscale meteorological model. *J Appl Meteorol Clim* 46:1396-1409
27. Shin Hyeyum Hailey, Hong Song You (2011) Intercomparison of planetary boundary-layer parametrizations in the WRF model for a single day from CASES-99. *Boundary-Layer Meteorol* 139:261-281
28. Шнайдман В.А. и др. (1997) Гидродинамическая модель атмосферного и океанического пограничного слоя. *Метеорология и гидрология* №7:40-52
29. Skamarock W, Klemp J, Dudhia J, Gill D, Barker D, Duda M, Huang X-Y, Wang W, Powers J (2008) A description of the advanced research WRF version 3. NCAR TECHNICAL NOTE, NCAR/TN-475+STR, 113 pp
30. Steeneveld G, Mauritsen T, De Bruijn E, De Arellano J, Svensson G, Holtslag A (2008) Evaluation of limited-area models for the representation of the diurnal cycle and contrasting nights in CASES-99. *J Appl Meteorol Clim* 47:869-887
31. Sukoriansky S, Galperin B, Perov V (2005) Application of a new spectral theory of stable stratified turbulence to the atmospheric boundary layer over sea ice. *Boundary-Layer Meteorol* 117:231-257
32. Svensson G, Holtslag A (2006) Single column modeling of the diurnal cycle based on CASES99 data-GABLS second intercomparison project. In: *17th symposium on Boundary layers and turbulence. American Meteorological Society, San Diego, CA, Paper 8.1*
33. Wensong W, Taylor P (2003) On modeling the one-dimensional atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol* 107:371-400

### **Чисельний прогноз тривимірного розподілу метеорологічних і турбулентних змінних**

**В.А. Шнайдман, Л.В. Беркович, Ю.В. Ткачева**

*Це дослідження дозволяє полішити короткостроковий чисельний прогноз метеорологічних і турбулентних змінних, використовуючи рівняння гідродинаміки і схему замикання двох рівнянь турбулентності, що включає рівняння TKE і дисипації.*

*Основні рівняння були написані в рамках K-теорії турбулентності для нестационарної стратифікованої, барокліної, гідростатичної атмосфери в ізобаричній і z-системах координат. Кінцево-різницеві рівняння розв'язуються за допомогою методу послідовних наближень. Це дозволяє застосувати неявне інтегрування за часом, яке забезпечує обчислювальну стійкість і позитивні значення TKE і дисипації.*

*Прогноз на 2 доби метеорологічних і турбулентних змінних було розраховано для Північної півкулі. Зроблено аналіз просторового розподілу метеорологічних і турбулентних змінних для області 0–45E, 40–65N.*

*Аналіз показав сильну турбулентність опівдні при нестійкій стратифікації і відсутність турбулентності вночі при стійкій.*

*Змінні атмосферного граничного шару розраховуються в 3-кілометровому шарі з вертикальним кроком 50 м в точках модельної сітки для пагористих і гористих районів. Прогностичні результати показують кількісні співвідношення між температурною стратифікацією, зсувом вітру і турбулентними параметрами. Порівняння метеорологічних умов в районах турбулентності показує, що в денні години сильна турбулентність розвивається за однакових метеорологічних умов в обох районах, але в нічний час в пагористих районах турбулентність зникає при сильній стійкій стратифікації швидше, ніж в гірській місцевості. Результати аналізу прогностичної структури турбулентності показали, що в другій половині дня і рано вранці (перехідний період) спостерігаються окремі залишкові шари, де турбулентність все ще активна, розвиваючись вище стійко стратифікованій нижній частині прикордонного шару. Представлено кількісні параметри турбулентності і метеорологічні умови окремих залишкових шарів.*

**Ключові слова:** *короткострокове прогнозування, гідродинамічні рівняння, турбулентне замикання, неявне інтегрування, послідовне наближення*

### **Numerical prognosis of three-dimensional distribution of meteorological and turbulent variables**

**V.A. Shnaidman, L.V. Berkovich, Yu.V. Tkacheva**

*This research makes it possible to improve the short-term numerical prognosis of meteorological and turbulent variables, using equations of hydrodynamics and the closure technique of two equations of turbulence, including the TKE budget and TKE dissipation equations.*

*Basic equations are shown within the framework of the K-theory for non-stationary, stratified, bariclinic, hydrostatical atmosphere in the isobaric coordinates and Cartesian coordinate system. The finite-difference equation is solved with method of successive approximations. It allows applying implicit time integration, which provides the calculated stability and positive values of TKE and dissipation.*

*The two-day prognosis of meteorological and turbulent variables is obtained for the North hemisphere. The spatial distribution of meteorological and turbulent variables is analyzed for the region of 0–45E, 40–65N.*

*The analysis shows strong turbulence at midday in the condition of the unsteady stratification and absence of turbulence at night for the steady one.*

*Variables of atmospheric boundary layer are calculated with the 50 m vertical step in the 3-km layer in the net points for hilly and mountainous areas. Prognostic results depict quantitative correlations between temperature stratification, the wind shift and turbulent parameters. Comparison of meteorological conditions in the areas of turbulence shows that in the day hours strong turbulence develops at identical meteorological conditions in both areas, but in the night time the turbulence disappears faster at strong steady stratification for hilly areas, than for mountain ones. The results of analysis of prognostic structure of turbulence show that in the second half of day and in the early morning (transitional period) there are separate residual layers, where turbulence is still active, developing higher steadily to stratified lower part of boundary layer. The quantitative parameters of turbulence and meteorological terms of separate residual layers are presented.*

**Keywords:** *short-term prognostication, hydrodynamic equations, turbulent closure, implicit integration, method of successive approximations*