

УДК 551.513.1:551.551.8

РАСЧЕТ СКОРОСТИ ВЕТРА В НИЖНЕМ 300-Х МЕТРОВОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ С УЧЕТОМ ТЕМПЕРАТУРНОЙ СТРАТИФИКАЦИИ И ШЕРОХОВАТОСТИ ПОВЕРХНОСТИ

С.Н. Степаненко, доктор физ.-мат. наук,
В.Г. Волошин, кандидат геогр. наук,
В.Ю. Курышина, ассистент

*Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, 65016, Одесса, Украина, geophys@ogmi.farlep.odessa.ua*

Предлагается метод расчета скорости и направления ветра, в нижнем 300-х метровом слое атмосферы по данным стандартных метеорологических наблюдений с учетом зависимости показателя m степенного закона профиля ветра от гидростатической устойчивости слоя и шероховатости земной поверхности.

Ключевые слова: степенной закон, ветроэнергетика, критерии устойчивости приземного слоя, турбулентные потоки.

1. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Для многих прикладных инженерных задач требуются данные о распределении ветра и температуры в слое до 300-500 метров. Такие данные необходимы для оценки энергетических параметров ветра при проектировании высотных сооружений и эксплуатации ветроэнергетических установок. Основной задачей является определение предельных ветровых нагрузок и воздействий.

Так как существующая сеть аэрологических станций не позволяет достаточно подробно описать пространственную изменчивость ветра и температуры в пограничном слое, то для оценки характеристик атмосферного пограничного слоя (АПС) часто используются гидродинамические, макро- или мезомасштабные, модели атмосферы, которые воспроизводят вертикальный профиль ветра в расчетной сеточной «области». В узлы этой области, с помощью методов генерализации, сведены пространственно-усредненные метеорологические величины.

Поэтому для исследования мезо- и даже микромасштабных процессов применяют методы «детализации» численных решений, которые позволяют непосредственно, по данным фактических метеорологических наблюдений и известных свойств земной поверхности, рассчитывать для заданного района энергетические параметры воздушного потока.

В пограничном слое атмосферы поля ветра формируются под влиянием внешней силы горизонтального градиента давления, силы Кориолиса и силы трения, зависящей от шероховатости земной поверхности и турбулентной вязкости,

которая, в свою очередь, зависит от гидростатической устойчивости пограничного слоя [1, 2].

Следует отметить, что приземные метеорологические наблюдения, характеризующие состояние атмосферы, содержат достаточно информации для определения масштабов (импульса, температуры, влаги) атмосферного пограничного слоя с целью восстановления вертикального профиля ветра с учетом гидростатической устойчивости слоя и динамических свойств подстилающей поверхности.

2. ПОСЛЕДНИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПУБЛИКАЦИИ

Для оценки скорости высотного ветра на высоте z по данным приземных измерений ветра на высоте $z = 10$ м, используется степенной закон изменения скорости с высотой, который впервые, в начале XX века, в практику расчетов ввел Хелльман [3]

$$\frac{u_z}{u_{10}} = \left(\frac{z}{z_{10}} \right)^m \quad \text{при } m > 0, \quad (1)$$

где m – безразмерный показатель степенного закона изменения скорости с высотой.

Основной проблемой использования степенного закона является поиск зависимости показателя степенного закона от гидростатической устойчивости слоя и шероховатости поверхности. Впервые такую зависимость ввел Ирвин [4]. Проведя логарифмическое дифференцирование степенной функции $\left((\ln u)' = u'/u; (\ln z)' = z'/z \right)$

он предложил представить показатель степени m в виде безразмерного соотношения

$$m = \frac{z}{u_z} \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (2)$$

где $\partial u / \partial z$ – сдвиг ветра в исследуемом слое, u_z – скорость ветра на высоте z .

Степенной закон изменения ветра с высотой широко используется и в настоящее время, так, например, в «Руководстве по специализированному обслуживанию экономики» (СПб, 2009 г.) [5] рекомендовано выбирать значение показателя степени m в зависимости от сезона года и географического региона.

Однако, при эксплуатации ветроэнергетических установок часто требуются данные о скорости ветра на высотах не только осредненные за сезон, но и данные изменения скорости в течение суток, когда происходят значительные колебания гидростатической устойчивости, ведущие к изменению вертикальных профилей скорости ветра.

Такие расчеты возможны только при условии наличия данных об изменениях, периодических или непериодических, стратификации атмосферы в пограничном слое и изменениях динамических свойств поверхности в районах расположения ветроэнергетических установок.

Целью данного исследования является разработка метода расчета изменения скорости и направления ветра в нижнем 300-х метровом слое атмосферы с учетом зависимости показателя m от гидростатической устойчивости слоя и шероховатости земной поверхности.

Метод основан на использовании энергобалансовой модели приземного слоя SLEB (Surface Layer Energy Balance), созданной для расчета формируемых у поверхности турбулентных потоков по данным стандартных метеорологических наблюдений. Основные положения модели опубликованы в [1,6,7,8,9].

3. КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ

Модель разработана применительно к изучению изменчивости турбулентных потоков тепла, диссипации турбулентной энергии, потока импульса, испарения, потока тепла в почве, температуры подстилающей поверхности, температуры поверхностей с растительным покровом, масштабов приземного и пограничного слоя атмосферы над различными типами поверхностей.

Параметризация приземного слоя выполнена на основе теории Монина-Обухова (MOST) [10], а также работ Бызовой Н.Д. [11], Зилитинкевича С.С. [12], расширяющие возможности теории MOST.

Модель имеет некоторые отличия от применяемых ранее моделей, так как включает параметризацию вязкого подслоя и параметризацию диссипации турбулентной энергии, что позволяет достаточно достоверно перераспределить доступную энергию между явными и скрытыми турбулентными потоками тепла.

Вертикальные распределения температуры и скорости ветра в приземном слое вычисляются по градиентным формулам теории Монина-Обухова с применением универсальных безразмерных профильных функций и их интегральных форм.

Пространственная неоднородность свойств поверхности учитывается в модели путем деления ее площади на отдельные участки, соответствующие определенным типам почв и видам растительности. Каждая почва характеризуется набором параметров, включающих удельную теплоемкость, теплопроводность, объемный вес, наименьшую влагоемкость, максимальную гигроскопичность, полевую влагоемкость, пористость и коэффициент фильтрации. Влажность почвы определяется по уравнению водного баланса с учетом количества выпавших осадков, инфильтрации и горизонтального стока [7].

В модели SLEB для численного решения УТБ используется рекурсивно заданная функция, включенная в последовательность вычислительных процедур, состоящих из внешнего и внутреннего цикла. До начала вычислительных процедур задаются начальные условия для двух неизвестных переменных: температуры подстилающей поверхности и критерия гидростатической устойчивости слоя. На нулевом цикле, с помощью рекурсивных обращений к функциям, содержащих неизвестные величины, происходит замыкание уравнение баланса с заданной точностью $\pm 2,5\%$, и находятся потоки импульса, тепла и влаги, необходимые для расчета критерия гидростатической устойчивости приземного слоя. Найденные значения критерия устойчивости и температуры поверхности являются начальными условиями для запуска последующих циклов и т.д. Внешний цикл повторяется до тех пор, пока не выполняется условие равенства цикловой скорости ветра и скорости фактического ветра.

4. МЕТОД РАСЧЕТА

Зависимость показателя степени m степенного закона скорости ветра от устойчивости и шероховатости находим, используя безразмерное соотношение (2). Основываясь на теории приземного слоя Мони́на-Обухова, запишем соотношение для сдвига ветра $\partial u/\partial z$

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{k_z} \varphi_u(\zeta), \quad (3)$$

где u_* – динамическая скорость ($u_* = \sqrt{\tau/\rho}$), – универсальная безразмерная функция профиля ветра, k – постоянная Кармана.

Функция $\varphi_u(\zeta)$ зависят только от критерия устойчивости приземного слоя Мони́на-Обухова $\zeta = z/L$, или числа Ричардсона Ri . Отношение z/L иногда называют «безразмерной высотой», так как L является масштабом приземного слоя.

В настоящее время существует множество различных эмпирических аппроксимаций для функций $\varphi_u(\zeta)$. Наиболее распространенными и надежными являются интерполяционные уравнения Бюзингера [13]:

$$\left. \begin{aligned} \varphi_u &= (1 - a\zeta)^{-1/4}, \quad \zeta \leq 0 \\ \varphi_u &= (1 - b\zeta), \quad \zeta > 0 \end{aligned} \right\}, \quad (4)$$

Безразмерная высота ζ , определяющая тип стратификации, рассчитывается по формуле [6]

$$z/L = \zeta = -\kappa \left[\beta \frac{H}{c_p \rho} + \frac{0,68gE}{\rho} \right] / u_*^3, \quad (5)$$

где H – турбулентный поток явного тепла, E – испарение с единицы площади за единицу времени, $\beta = g/T$ – параметр плавучести, c_p – удельная теплоемкость при постоянном давлении, ρ – плотность воздуха.

Для определения скорость ветра u_z , используется закон изменения ветра в приземном слое атмосферы [2], который получен путем интегрирования выражения (3) от уровня шероховатости z_0 , где $\bar{u}(z_0) = 0$, до высоты измерения z , в пределах слоя постоянных потоков [14]

$$u_z = \frac{u_*}{k_z} \left[\ln \frac{z}{z_0} - \varphi_u(\zeta) \right]. \quad (6)$$

Безразмерная функция $\Psi_u(z)$ в уравнении (6)

$$\Psi_u(z) = \int_0^z \frac{[1 - \varphi_u(z)] dz}{z} \quad (7)$$

является интегральной формой безразмерной функции сдвига ветра φ_u и определяет степень расхождения логарифмического профиля ветра от линейного.

Подставляя в соотношение (2) уравнение (3), (6) и интерполяционные уравнения для функции φ_u (4), получаем, окончательно, зависимость показателя $m = f(\zeta, z, z_0)$ от стратификации атмосферы и шероховатости поверхности, а именно:

для неустойчивой стратификации

$$m = \frac{k(1 - 15\zeta)^{-0,25}}{(\ln z/z_0 - \Psi(\zeta))} \quad (8)$$

и для устойчивой стратификации

$$m = \frac{k(1 - 2\zeta)}{(\ln z/z_0 - \Psi(\zeta))}, \quad (9)$$

где k – эмпирический коэффициент ($k = 1,164$), значение которого выбрано таким образом, чтобы показатель m при нейтральной стратификации $\zeta = 0$ и шероховатости поверхности $z = 0,05$ м был равен $m = 0,2$.

В уравнениях (8) и (9) безразмерные функции $\Psi_u(\zeta)$ (первообразные функции) определены из уравнений Польсона [13]

$$\left. \begin{aligned} \Psi_u(\zeta) &= 2 \ln [0,5(1+x) + \\ &+ \ln [0,5(1+x^2)] - 2 \arctan x + \pi/2 \end{aligned} \right\} \text{ для } \zeta \leq 0, \quad (10)$$

где $x = (1 - 15\zeta)^{0,25}$

$$\left. \begin{aligned} \Psi_u(\zeta) &= -2\zeta \\ \text{где } x &= (1 - 2\zeta) \end{aligned} \right\} \text{ для } \zeta > 0. \quad (11)$$

Найденные зависимости (8) и (9) позволили построить распределение функции $m = f(\zeta, z, z_0)$ при изменении устойчивости (стратификации) атмосферы при различных значениях шероховатости поверхности (рис.1). Все расчеты выполнены с помощью энергобалансовой модели SLEB.

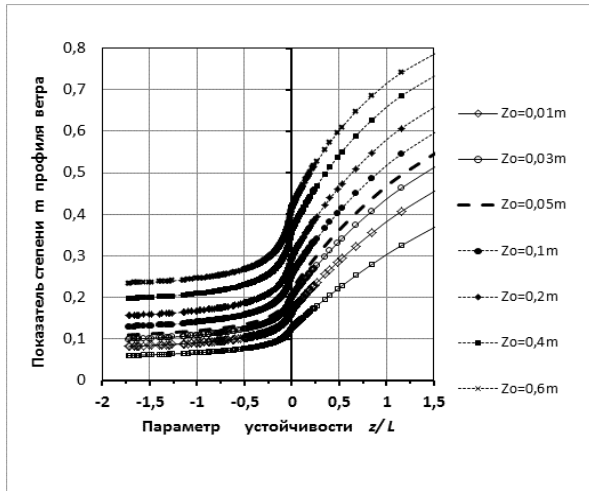


Рис. 1 – Зависимость показателя степенного закона скорости ветра от параметра устойчивости z/L и шероховатости поверхности z_0 . Неустойчивая стратификация $\zeta < 0$, устойчивая стратификация $\zeta > 0$.

На рисунке 1 пунктирная центральная линия соответствует шероховатости поверхности $z_0 = 0,05$ м, нижняя сплошная линия со светлыми квадратными маркерами шероховатости $z_0 = 0,001$ м, верхняя пунктирная линия с темными квадратными маркерами шероховатости $z_0 = 0,6$ м.

Из рисунка 1 следует:

При нейтральной стратификации значения показателя m зависят только от шероховатости поверхности. Так, например, если при шероховатости $z_0 = 0,05$ м показатель m равен 0,2, то при шероховатости $z_0 = 0,6$ м значение m равно $m = 0,4$;

С увеличением неустойчивости показатель m уменьшается. При сильной неустойчивости, когда $\zeta = -1,5$, показатель m равен 0,12;

При устойчивой стратификации происходит рост значений показателя m от $m = 0,2$, соответствующей нейтральной стратификации, до $m = 0,35$ при устойчивости $\zeta = 0,5$ и $z_0 = 0,05$ м.

При очень сильной устойчивости, когда образуется приземная температурная инверсия, скорость ветра быстро нарастает с высотой и в случае шероховатой поверхности $z_0 = 0,6$ м показатель m достигает значения равного $m = 0,8$, т.е. скорость ветра изменяется с высотой практически по линейному закону.

Влияние шероховатости на рост скорости ветра при неустойчивой стратификации оказывается большим, чем при устойчивой. Так, например, при сильной неустойчивости $\zeta = -1,0$ показатель m изменяется от $m = 0,0662$ ($z_0 = 0,001$ м) до $m = 0,2447$ ($z_0 = 0,6$ м), а при сильной устойчивости $\zeta = 1,0$ от $m = 0,32$ ($z_0 = 0,001$ м) до $m = 0,7405$ ($z_0 = 0,6$ м), т.е. увеличивается в $(0,2447 / 0,0662) = 3,69$ раза при неустойчивости и в 2,31 раза при устойчивости. При нейтральном состоянии показатель m за счет изменения шероховатости увеличивается в 3,28 раза до высоты 300 метров (рис. 2).

Графическая зависимость показателя m степенного закона от шероховатости поверхности z_0 при различных значениях устойчивости z/L показана на рис. 2

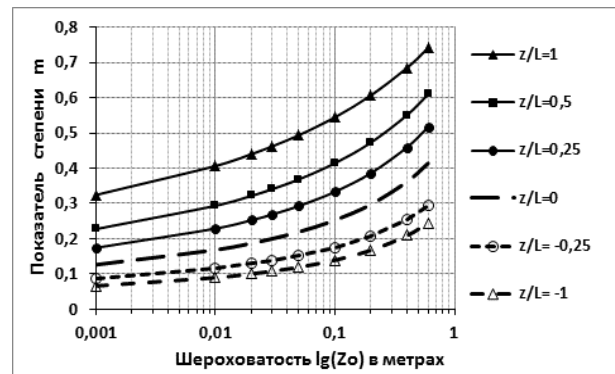


Рис.2 – Зависимость показателя степенного закона от шероховатости поверхности z_0 при различных значениях устойчивости z/L

5. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ИХ АНАЛИЗ

Используя модель SLEB, по данным 8 срочных метеорологических наблюдений станции Аскания-Нова (Украина), были рассчитаны, для каждого срока, параметры и масштабы пограничного слоя атмосферы, в том числе гидростатическая устойчивость слоя и шероховатость поверхности, которая оценивалась по состоянию земной поверхности фиксируемой один раз в сутки.

В таблице 1 показаны результаты расчётов показателя m по формулам (8) и (9). Расчёты выполнены для каждого месяца с учетом суточной изменчивости стратификации в 300 метровом слое.

Таблица 1 – Среднемесячные и среднегодовые значения показателя степени закона для различных сроков метеорологических наблюдений. г. Аскания-Нова, 2005

Месяц	Срок наблюдений, час								Сред. мес.
	0	3	6	9	12	15	18	21	
1	0,28	0,27	0,29	0,20	0,20	0,20	0,36	0,3	0,26
2	0,36	0,28	0,26	0,19	0,18	0,19	0,31	0,37	0,27
3	0,46	0,42	0,3	0,19	0,18	0,19	0,31	0,39	0,31
4	0,48	0,43	0,21	0,18	0,18	0,18	0,21	0,46	0,28
5	0,36	0,28	0,18	0,17	0,18	0,18	0,17	0,3	0,23
6	0,24	0,23	0,16	0,17	0,16	0,17	0,16	0,24	0,19
7	0,24	0,21	0,16	0,16	0,16	0,16	0,15	0,25	0,19
8	0,24	0,22	0,18	0,17	0,16	0,18	0,16	0,24	0,19
9	0,27	0,26	0,24	0,19	0,17	0,18	0,25	0,27	0,23
10	0,32	0,31	0,24	0,2	0,19	0,18	0,38	0,31	0,27
11	0,33	0,29	0,26	0,19	0,19	0,18	0,33	0,33	0,26
12	0,29	0,24	0,25	0,21	0,20	0,2	0,35	0,27	0,25
Сред. Год	0,32	0,29	0,23	0,19	0,18	0,18	0,26	0,31	0,24

Из таблицы следует, что в светлое время суток, в сроки 09, 12 и 15 час, независимо от времени года, среднемесячные значения показателя степени равны $m = 0,16 \div 0,20$, что соответствует слабой неустойчивости и нейтральной стратификации слоя.

В летние месяцы неустойчивость присутствует в течение всего светлого времени суток, т.е. от 06 до 18 часов. Наибольшие значения показателя m наблюдаются в ночные сроки и достигают величин $m = 0,4 \div 0,5$.

Все расчеты среднемесячных и среднегодовых значений показателя m выполнены для поверхности с $z_0 = 0,05$ м независимо от сезона.

Среднегодовое значение показателя m равно 0,24, что укладывается в пределы критерия устойчивости $\zeta = \pm 0,1$, близкого к нейтральной стратификации.

Используя расчеты показателя m , получен коэффициент изменения скорости ветра для высот $z = 25, 50, 75, 100, 150, 200, 250$ и 300 метров, относительно скорости на анемометрическом уровне $k = \bar{U}_z / \bar{U}_{z=10\text{м}}$ (рис. 3).

Вертикальные профили безразмерной скорости характеризуют изменчивость нарастания

скорости ветра с высотой в зависимости от изменения стратификации слоя в ночные и дневные часы суток.

6. ВЫВОДЫ

Предложен метод учета влияния стратификации слоя и шероховатости поверхности на изменение скорости ветра в нижнем 300-метровом слое для степенного закона изменения скорости с высотой.

Расчитанные значения показателя степени m , согласуются с известными экспериментальными и теоретическими данными [11,15,16,17].

Получить зависимость показателя m от стратификации возможно только с помощью моделей пограничного или приземного слоя атмосферы, которые на основании приземных метеорологических или иных наблюдений смогут оценить гидростатическую устойчивость слоя при известной шероховатости поверхности.

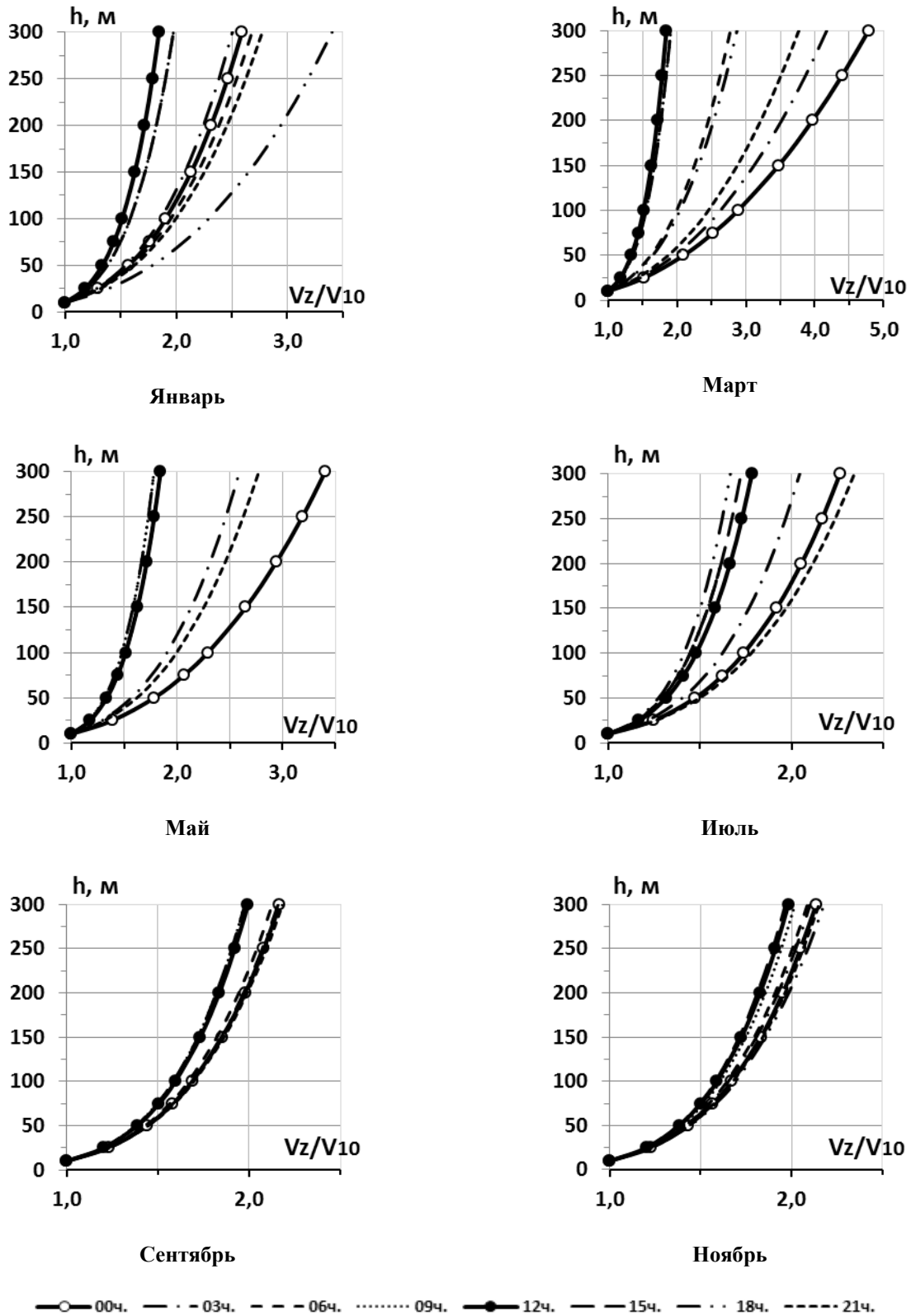


Рис.3 – Среднемесячные вертикальные профили безразмерной скорости ветра в слое 300 м для различных сроков метеорологических наблюдений в центральные месяцы сезонов года. Аскания-Нова, 2005 г.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Степаненко С.Н. Масштабы приземного и пограничного слоя атмосферы / С.Н. Степаненко, В.Г. Волошин, В.Ю. Курышина // Украинский гидрометеорологический журнал. – 2014. – № 14. – С. 23-39.
2. Хргиан А.Х. Физика атмосферы / А.Х. Хргиан. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 156 с.
3. Hellmann G. Ober die Bewegung der Luft in den untersten Schichten der Atmosphäre (2 M itt). *Met. Zs.*, 1917, bd. 34, h 3, pp. 140.
4. Irwin J.S. A theoretical variation of the wind profile power law exponent as a function of surface roughness and stability. *Atmospheric Environment*, 1979, no. 13, pp. 191-194.
5. Руководство по специализированному обслуживанию экономики климатической информацией, продукцией и услугами; отв. ред. док. геогр. наук, профессор Н.В. Кобышева. – СПб., 2009. – 336 с.
6. Волошин В.Г. Оценка устойчивости пограничного слоя атмосферы по данным метеорологических сетевых наблюдений / В.Г. Волошин, А.В. Воротницкая // Метеорология, климатология и гидрология. – 1978. – Вып. 14. – С. 10-17.
7. Волошин В.Г. Метод расчета турбулентных потоков и температуры подстилающей поверхности на основе метеорологических наблюдений / В.Г. Волошин // Метеорология, климатология и гидрология. – 2002. – Вып. 46. – С. 83-89.
8. Волошин В.Г. Динамическая модель загрязнения атмосферы с метеорологическим препроцессором: [монография] / В.Г. Волошин. – Одесса: Экология, 2013. – 295 с.
9. Степаненко С.Н. Энергобалансовая модель приземного слоя атмосферы / С.Н. Степаненко, В.Г. Волошин, В.Ю. Курышина // Украинский гидрометеорологический журнал. – 2011. – № 9. – С. 38-59.
10. Монин А.С. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы / А.С. Монин, А.М. Обухов // Труды Геофизин. АН СССР. – 1954. – № 24. – С. 163-187.
11. Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат. – 1989. – 264 с.
12. Зилитинкевич С.С. Теория подобия для планетарного пограничного слоя атмосферы / С.С. Зилитинкевич, А.С. Монин // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1974. – Т. 10. – № 6. – С. 587-599.
13. Holtslag A.A. Modelling of Atmospheric Boundary Layers. *Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences*. Amsterdam, 1998, pp. 85-110.
14. Tennekes H. The logarithmic wind profile. *Journal of Atmospheric Science*, 1973, vol. 30, pp. 234-238.
15. Blackadar A.K. The Vertical Distribution of Wind and Turbulent Exchange in a Neutral Atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 1962, vol. 67, pp. 3095-3102.
16. Touma J.S. Dependence of the wind profile power law on stability for various locations. *Journal of the Air Pollution Control Association*, 1977, vol. 27 (9), pp. 863-866.
17. Борисенко М.М. Зависимость вертикальных профилей скорости ветра от температурной стратификации / М.М. Борисенко // Труды ГГО. – 1967. Вып. 210. – С. 21-29.

REFERENCES

1. Stepanenko S.N., Voloshin V.G., Kuryshina V.YU. Masshtaby prizemnogo i pogramichnogo sloya atmosfery [Scaling the surface and atmospheric boundary layer]. *Ukr. gidrometeorol. ž.* – *Ukrainian Hydrometeorological Journal*, 2014, no. 14, pp. 23-39.
2. Hrgian A.H. *Fizika atmosfery* [Atmosphere Physics]. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 1978. 156 p.
3. Hellmann G. Ober die Bewegung der Luft in den untersten Schichten der Atmosphäre (2 M itt). *Met. Zs.*, 1917, bd. 34, h 3, pp. 140.
4. Irwin J.S. A theoretical variation of the wind profile power law exponent as a function of surface roughness and stability. *Atmospheric Environment*, 1979, no. 13, pp. 191-194.
5. Kobysheva N.V. (Executive Ed., prof.). *Rukovodstvo po specializirovannomu obsluzhivaniyu ekonomiki klimaticheskoy informatsii, produktsiyey i uslugami* [Guide on special purpose service of economy with climate information, products and facilities]. SPb., 2009. 336 p.
6. Voloshin V.G., Vorotnitskaya A.V. Otsenka ustoychivosti pogramichnogo sloya atmosfery po dannym meteorologicheskikh setevykh nablyudeniym [Estimation of the stability of the atmospheric boundary layer based on the weather observations]. *Meteorologiya, klimatologiya i gidrologiya* – *Meteorology, climatology and hydrology*, 1978, no 14, pp 10-17.
7. Voloshin V.G. Metod rascheta turbulentykh potokov i temperatury podstilayushchey poverkhnosti na osnove meteorologicheskikh nablyudeniym [The method of calculation of turbulent fluxes and the surface temperature based on the weather observations]. *Meteorologiya, klimatologiya i gidrologiya* – *Meteorology, climatology and hydrology*, 2002, no 46, pp. 83-89.
8. Voloshin V.G. *Dinamicheskaya model' zagryazneniya atmosfery s meteorologicheskim preprocessorom* [A dynamic model of air pollution with the meteorological preprocessor]. Odessa: Ecology Publ., 2013. 295 p.
9. Stepanenko S.N., Voloshin V.G., Kuryshina V.Yu. Energo-balansovaya model prizemnogo sloya atmosfery [Surface Layer Energy Balance]. *Ukr. gidrometeorol. ž.* – *Ukrainian Hydrometeorological Journal*, 2011, no. 9, pp. 38-59.
10. Monin A.S., Obuhov A.M. Osnovnyye zakonomernosti turbulentsnogo peremeshvaniya v prizemnom sloe atmosfery [Basic laws of turbulent mixing in the atmospheric surface layer]. *Trudy Geofizin. AN SSSR – Proceedings of Geophysical Institute of the USSR Academy of Sciences*, 1954, vol.24, pp. 163-187.
11. Byzova N.L., Ivanov V.N., Garger E.K. Turbulentnost' v pogramichnom sloe atmosfery [Turbulence in the atmospheric boundary layer]. – Leningrad: Gidrometeoizdat, 1989. 264 p.
12. Zilitinkevich S.S., Monin A.S. Teoriya podobiya dlya planetarnogo pogramichnogo sloya atmosfery [The similarity theory of the planetary atmospheric boundary layer]. *Izv. AN SSSR. Fizika atmosfery i okeana – Proceedings of the Academy of Sciences of the USSR. Physics of Ocean and Atmosphere*, 1974, vol. 10, no. 6, pp. 587-599.
13. Holtslag A.A. Modelling of Atmospheric Boundary Layers. *Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences*. Amsterdam, 1998, pp. 85-110.
14. Tennekes H. The logarithmic wind profile. *Journal of Atmospheric Science*, 1973, vol. 30, pp. 234-238.
15. Blackadar A.K. The Vertical Distribution of Wind and Turbulent Exchange in a Neutral Atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 1962, vol. 67, pp. 3095-3102.

16. Touma J.S. Dependence of the wind profile power law on stability for various locations. *Journal of the Air Pollution Control Association*, 1977, vol. 27 (9), pp. 863-866.
17. Borisenko M.M. Zavisimost' vertikal'nyh profilyey skorosti vetra ot temperaturnoy stratifikatsii [Relationship of vertical wind speed profiles from temperature stratification]. *Trudy GGO – Proceedings of Central Geophysical Observatory*, 1967, vol. 210, pp. 21-29.

РОЗРАХУНОК ШВИДКОСТІ ВІТРУ В НИЖНЬОМУ 300-МЕТРОВОМУ ШАРІ АТМОСФЕРИ ЗА ДАНИМИ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ З УРАХУВАННЯМ ТЕМПЕРАТУРНОЇ СТРАТИФІКАЦІЇ І ШОРСТКОСТІ ПОВЕРХНІ

С.М. Степаненко, д. ф.-м. н.,
В.Г. Волошин, канд. геогр. н., В.Ю. Куришина, асист.

*Одеський державний екологічний університет,
вул. Львівська, 15, 65016, Одеса, Україна, geophys@ogmi.farlep.odessa.ua*

Пропонується метод розрахунку швидкості і напрямку вітру в нижньому 300-х метровому шарі атмосфери за даними стандартних метеорологічних спостережень з урахуванням залежності показника (m) степеневого закону профілю вітру від гідростатичної стійкості шару і шорсткості земної поверхні.

Ключові слова: степеневий закон, вітроенергетика, критерії стійкості приземного шару, турбулентні потоки.

CALCULATION OF WIND SPEED IN THE 300-METER LOWER LAYER OF THE ATMOSPHERE BASED ON THE METEOROLOGICAL OBSERVATIONS TAKING ACCOUNT OF TEMPERATURE STRATIFICATION AND SURFACE ROUGHNESS

S.N. Stepanenko, Dr Sci. (Phys. – Math.),
V.G. Voloshin, Ph.D., V. Yu. Kuryshina, assist.

*Odessa State Environmental University,
15, Lvivska St., 65016 Odessa, Ukraine, geophys@ogmi.farlep.odessa.ua*

Introduction. Taking into account relationship of wind profile power-law exponent (m) from hydrostatic stability of the layer and surface roughness the calculation method of wind speed and direction in the lower 300-meter layer of the atmosphere based on the meteorological observations is proposed.

Problem. For many applied engineering problems, for example, for the design of high-rise construction and operation of wind power plants the wind and temperature profile data in the lower 300-meter layer are required. In the design, the main objective is to determine the peak wind loads and influences on objects.

Research methods. The calculations were carried out using the energy-balance model of the atmospheric surface layer, SLEB, based on standard meteorological information. The model is built on the basis of Monin-Obukhov similarity. To determine spatial variability of wind and temperature hydrostatic stability of the atmosphere and the dynamic properties of the underlying surface are taken into account.

Purpose. The aim of the study is to develop a method of calculation of changes in wind speed and direction in the lower 300-m layer of the atmosphere using the wind profile power law based on the standard surface meteorological information.

Results of the study. Relationships of non-dimensional wind profile power-law exponent from hydrostatic stability of the layer and surface roughness, obtained with the SLEB model, allowed building function graphics for different observation times and months. All calculated values agree with the known experimental and theoretical data very well.

Keywords: wind profile power law, wind energy, stability criteria for surface layer, turbulent flows.

Дата первого представления: 15.06.2015

Дата поступления окончательной версии: 27.06.2016

Дата опубликования статьи: 04.07.2016