

УДК 551.551.2

DOI: 10.15587/2313-8416.2016.74429

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЫСОТЫ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ ПО НАЗЕМНЫМ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМ НАБЛЮДЕНИЯМ

© С. Н. Степаненко, В. Г. Волошин, В. Ю. Курышина, Е. В. Агайар

Предлагается метод расчета высоты атмосферного пограничного слоя и его внутренних слоев: приземного, динамического и конвективного слоя с помощью энергобалансовой модели, включающей параметризацию приземного слоя на базе аналитических зависимостей теории подобия Монина-Обухова. Модель рассчитывает поверхностные турбулентные потоки, поток в почву, температуру поверхности, диссипацию турбулентной энергии, масштабы приземного и пограничного слоя и профильные функции. Результаты сравниваются с аналогичными моделями других авторов

Ключевые слова: атмосферный пограничный слой, приземный слой, конвективный слой перемешивания, турбулентные потоки

The method of calculation of the height of atmospheric boundary layer and its internal layers, such as the surface, dynamic and convective ones, is proposed by means of the energy-balance model of the surface layer, including the surface layer parameterization based on the Monin-Obukhov similarity theory. Model is developed for calculation of surface turbulent fluxes, soil flux, surface temperature, turbulent energy dissipation, scales of the surface and atmospheric boundary layers, profile function. Results are compared to the analogical models of other authors

Keywords: atmospheric boundary layer, surface layer, convective mixed layer, turbulent fluxes

1. Введение

Атмосферный пограничный слой (АПС) является переходной зоной от поверхности к свободной атмосфере. Тепловой режим АПС фактически управляется радиационными процессами и влажно-тепловыми свойствами поверхности, а динамический, формируемый крупномасштабными движениями, зависит от динамических свойств поверхности и гидростатической устойчивости слоя.

Толщина АПС изменяется от нескольких десятков метров до двух и более километров. Прямые методы измерения толщины АПС крайне сложны, так как линия раздела между АПС и свободной атмосферой, в какой-то мере, условна. Однако многие прикладные задачи, например, такие как задачи рассеяния и переноса вредных примесей в атмосфере, требуют сведений о масштабах как самого АПС, так и о масштабах приземного слоя, слоя конвективного и динамического перемешивания.

2. Литературный обзор

Параметризация приземного слоя выполнена на основе теории Монина-Обухова [1], которая является основным инструментом при изучении процессов взаимодействия «поверхность-атмосфера». Развитие теории и ее экспериментальная проверка выполнены в работах известных ученых Зилитинкевича С. С. [2, 3], Лайхтмана Д. Л. [4], Бусингера Дж. А.

[5], Бызовой Н. Д. [6], Орленко Л. Р. [7] и других исследователей.

Самой сложной задачей при применении теории Монина-Обухова является оценка характера гидростатической устойчивости приземного слоя, которая определяется числом Ричардсона или параметром устойчивости Монина-Обухова. Оценка гидростатической устойчивости требует, или проведения специальных градиентных измерений в приземном слое, или использования математических моделей, допускающих «замыкание» уравнения теплового баланса с помощью его численного решения. Наличие сведений о критерии устойчивости упрощает нахождение всех остальных масштабов слоя. Методика оценки масштабов (высоты) пограничного слоя и предлагается в представленной работе. Основные положения метода и первые результаты его использования опубликованы в [8–10].

3. Цель и задачи исследования

Цель работы состоит в том, что бы оценить масштаб АПС с помощью модели приземного слоя – модели SLEB (*Surface Layer Energy Balance*), созданной для расчета формируемых у поверхности турбулентных потоков.

Для осуществления поставленной цели были решены следующие задачи:

– создана процедура численного решения уравнения теплового баланса поверхности, позволяющая «замкнуть» уравнение теплового баланса на уровне $\pm 2,5\%$;

– создана модель, позволяющая по данным приземных метеорологических наблюдений определить масштабы и другие параметры пограничного слоя атмосферы.

Модель позволяет получить новую информацию о климатологических характеристиках приземного и пограничного слоя, которые ранее не могли быть получены в связи со сложностью их прямых измерений.

4. Метод расчета масштабов атмосферного пограничного слоя

Подстилающая поверхность представлена в модели как совокупность различных типов почв и растительного покрова. Каждая поверхность характеризуется набором параметров включающих теплоемкость, теплопроводность, влагоемкость, гигроскопичность, коэффициент фильтрации и шероховатость. Неоднородность растительного покрова представляется в модели максимальным устьичным сопротивлением, эффективной высотой растительности, листовым индексом LAI, функцией вегетации и аэродинамической шероховатостью. Для влагопереноса в почве используется уравнение диффузии влаги. Температурный режим почвы воспроизводится с помощью уравнения теплопроводности. Поток тепла в почву, представляющий граничное условие для этих уравнений, рассчитывается по методу Хргиана [11]. С помощью уравнения теплового баланса определяются значения температуры почвы и температуры растительного покрова. Вертикальные распределения температуры и скорости ветра в приземном слое вычисляются по градиентным формулам теории Мони́на-Обухова с применением универсальных безразмерных профильных функций.

Коротковолновый баланс поверхности рассчитывается по формулам Кастро́ва и Берлаге с учетом влияния общей и нижней облачности и альбедо различных поверхностей [12]. Ослабление прямой солнечной радиации учитывается с помощью функций Кондратьева, зависящих от влагосодержания атмосферы, ее прозрачности и метеорологической дальности видимости. Длинноволновые составляющие радиационного баланса для растительного покрова и почвы вычисляются с учетом потерь излучения за счет рассеяния листовой поверхностью и поверхностью земли [13].

Решение уравнения теплового баланса (УТБ), которое содержит две неизвестные величины, выполняется только численно. Для численного решения используется рекурсивно заданная функция, включенная в последовательность вычислительных процедур, состоящих из внешнего и внутреннего цикла. Внутренний цикл содержит рекурсивную функцию. Бесконечная рекурсивная функция позволяет проводить вычисления до заданного приближения искомого значения до тех пор, пока не будет достигнута необходимая точность.

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 устойчивости $\zeta = z/L$. Внешний цикл повторяется до тех пор, пока не выполняется условие равенства цикловой скорости ветра и скорости фактического ветра.

Масштабирование характеристик турбулентности в пограничном слое представляет большие трудности. Основным линейным масштабом пограничного слоя является его высота H_{bla} , а масштабом скорости – динамическая скорость u_* .

Пограничный слой атмосферы формируется под влиянием макромасштабных внешних сил градиента давления, силы Кориолиса и силы трения, зависящей от шероховатости поверхности и турбулентной вязкости, которая в свою очередь зависит от гидростатической устойчивости как приземного, так и пограничного слоя атмосферы [3, 4, 14].

Для учета термической стратификации используется параметр плавучести $\beta = g/T$, масштаб температуры T_* и влажности приземного слоя q_* , или перепад потенциальной температуры на границах слоя $\Delta\theta$. Внутренними размерными параметрами пограничного слоя, которые одновременно являются и параметрами приземного слоя, служат динамическая скорость u_* , приземные турбулентные потоки явного тепла $H = c_p \rho u_* T_*$, поток влаги $E = \rho u_* q_*$ и масштаб длины Мони́на-Обухова L , определяемый следующим образом:

$$L = -\frac{u_*^3}{\kappa B_s}, \quad \text{где}$$

$$B_s = \beta \frac{H}{c_p \rho} + \frac{0,68 g E}{\rho} - \text{поток плавучести, зависящий}$$

от наличия фазовых переходов воды.

В нейтральном, горизонтально однородном стационарном пограничном слое, основным размерным масштабом толщины слоя, является экмановский масштаб высоты [6, 15]

$$\Lambda_{bl} = \frac{\kappa u_*}{f} = \frac{\kappa H}{c_p \rho T_* f} \equiv H_{bla}. \quad (1)$$

В формулу (1) включены размерные величины, определяющие состояние пограничного слоя, а именно: параметр Кориолиса $f = 2\omega \sin \varphi$, поток явного тепла H , масштаб температуры T_* и плотность воздуха ρ , определяемые моделью SLEB по фактическим погодным данным.

Если поток явного тепла H и масштаб температуры T_* определены с учетом всех балансовых энергетических соотношений, в том числе и диссипации турбулентной энергии, то можно предполагать, что уравнение (1) будет справедливо и для стратифицированного пограничного слоя.

По аналогии с размерным масштабом экмановского пограничного слоя можно ввести размерный масштаб логарифмического приземного слоя:

$$\Lambda_{h_s} = \frac{\kappa u_*}{\omega_z} = \frac{\kappa H}{c_p \rho T_* \omega_L} \equiv h_s. \quad (2)$$

Формула (2) отличается от (1) только тем, что для временного масштабирования логарифмического слоя используется круговая частота равная $\omega_L = 10^{-3}, \text{ c}^{-1}$, соответствующая периоду приспособления мелко-масштабной турбулентности к перестройке среднего потока. При таком выборе временных масштабов отношение толщин приземного и пограничного слоя соответствует значению равному ($h_s/H_{bla} \approx 0,1$ [6, 7, 16]).

Масштабом слоя свободной конвекции, который образуется за счет термических факторов в условиях неустойчивости, является его характерная высота h_{con} , конвективный скоростной масштаб w_* и масштаб температуры T'_* , определяемые по формулам:

$$w_* = (\beta h_s H / c_p \rho)^{1/3}, \quad T'_* = H / c_p \rho w_*, \quad h_{con} = \frac{\kappa w_*}{\omega_L}. \quad (3)$$

Масштабом слоя механического (динамического) перемешивания, который образуется за счет динамических факторов, а при неустойчивости и с участием сил плавучести является его характерная высота h_{mix} , масштаб скорости u'_* и температуры T'_* , которые при неустойчивости определяются формулами:

$$u'_* = (\beta h_{bl} H / c_p \rho)^{1/3}, \quad T'_* = H / c_p \rho u'_*, \quad h_{mix} = \frac{\kappa u'_*}{\omega_L}. \quad (4)$$

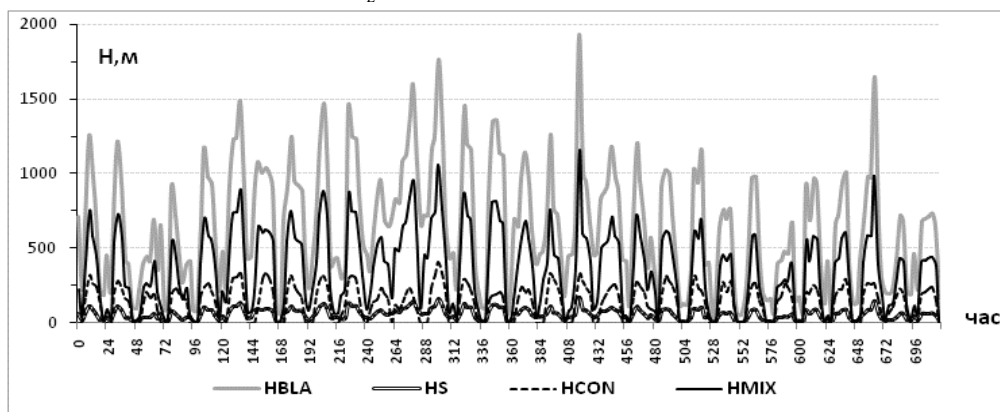


Рис. 1. Суточная изменчивость высот приземного слоя h_s , конвективного слоя h_{con} , слоя перемешивания h_{mix} и пограничного слоя H_{bla} (Одесса, июль, 2005)

Наибольших высот равных 1000–1200 м пограничный слой достигает в полуденные и послеполуденные часы, зимой за счет динамических факторов, а летом, при ослабленной атмосферной циркуляции, за счет развития термической конвекции. Максимальные высоты АПС могут быть равны 2000–2500 м и наблюдаются при развитой циклонической циркуляции.

Аналогичные значения высот АПС получены и при использовании региональной модели КОСМО-РУ (ГМЦ РФ), так, например, в работе Берковича Л. В. [17] показано, что в полуденные часы, над обширными

Для нейтральной или устойчивой стратификации, когда имеет место только динамическая турбулентность, характерная высота слоя перемешивания h_{mix} определяется по формуле Зилитинкевича С. С. [3]

$$h_{mix} = \kappa \left(\frac{u_* L}{f} \right)^{0,5}, \quad \text{если } z/L \geq 0. \quad (5)$$

5. Результаты исследования и их обсуждение

На рис. 1 показана суточная периодичность изменения характерных высот приземного слоя, конвективного слоя, слоя перемешивания и пограничного слоя, рассчитанных по формулам (1)–(5). Изменение высот h_s , h_{mix} и H_{bla} представлено в виде непрерывной случайной функции, а изменение высоты конвективного слоя, который образуется только при неустойчивости ($\zeta < 0$), в виде отдельных «выбросов», продолжительность которых, зависит от условий развития конвекции.

Отношение средних высот слоев, составляющих пограничный слой, к высоте пограничного слоя имеет следующие значения:

$$\frac{h_s}{H_{bla}} = 0,1 = \text{const}; \quad \left(\frac{h_{con}}{H_{bla}} \right) = 0,3; \quad \left(\frac{h_{mix}}{H_{bla}} \right) = 0,6,$$

которые согласуются с аналогичными величинами, полученными при непосредственных измерениях на высотных метеорологических мачтах и аэрологическом зондировании [6, 7].

Модальные значения для высоты H_{bla} находятся в интервале 600–800 м, мода для приземного слоя h_s в интервале 50–100 м (рис. 1).

территориями, высота пограничного слоя не превышает 800–1000 м (12 час, 26 августа 2009 г.).

Рассмотрим далее многолетние изменения исследуемых слоев. Высоты пограничного слоя атмосферы и включенных в него слоев рассчитывались для центральных месяцев сезона (январь, апрель, июль, октябрь) за 12 летний период наблюдений с 1996 г. по 2007 год. На рис. 2 показана межгодовая изменчивость среднемесячной высоты АПС H_{bla} для июля месяца для 12 часового срока наблюдений (верхняя серая линия на рис. 2).

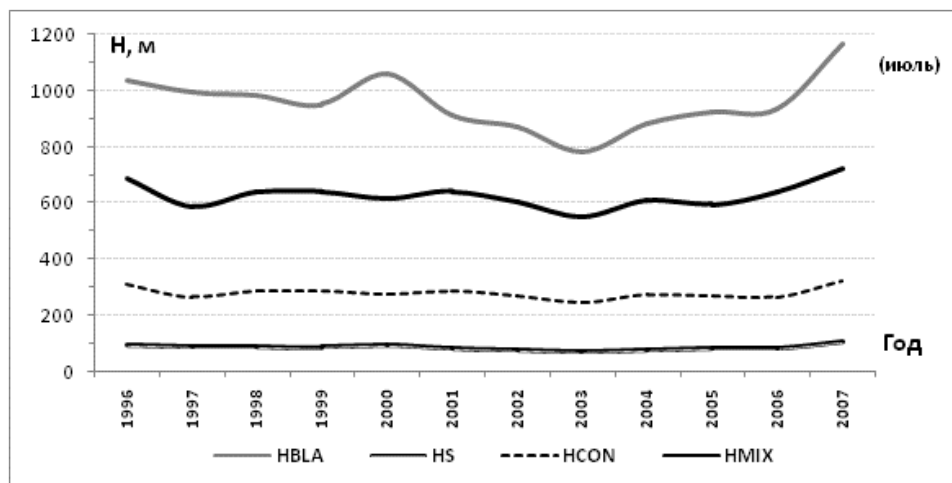


Рис. 2. Межгодовая изменчивость среднемесячных высот пограничного слоя и слоев, включенных в пограничный слой (июль, 12 час, г. Одесса): H_{bla} – высота пограничного слоя; h_{mix} – высота слоя перемешивания; h_{con} – высота конвективного слоя; h_s – высота приземного слоя

Средние значения высоты АПС за указанный многолетний период изменяются незначительно в пределах 200–300 метров. Временные ряды за январь, апрель и октябрь имеют хорошо выраженную периодичность, которая во многих случаях не совпадает по фазе колебаний для различных месяцев. Амплитуда колебаний составляет также 200–300 м.

Высота слоя перемешивания h_{mix} практически также не изменяется и сохраняется на высоте около 500–600 м. Эта высота совпадает с уровнем, выше которого интенсивность турбулентности начинает уменьшаться до нулевого значения к верхней границе АПС. Максимум значений коэффициента турбулентности в пограничном слое, как правило, фиксируется выше слоя конвективного перемешивания h_{con} , т. е. на высотах 200–400 метров.

6. Выводы

Наземные метеорологические наблюдения содержат достаточно информации, позволяющей описать временную изменчивость параметров и масштабов атмосферного пограничного слоя. При правильном выборе математической модели, достоверно параметризирующей процессы взаимодействия атмосферы с земной поверхностью, можно оценить с допустимой точностью, как внутренние, так и внешние параметры пограничного слоя и воссоздать структуру нижнего слоя атмосферы. Предложенный метод позволит использовать стандартные метеорологические наблюдения для оценки высот слоев перемешивания, сведения о которых необходимы при расчетах уровня загрязнения атмосферы и для прогноза зон интенсивной турбулентности, образующихся вблизи поверхности для уточнения условий взлета и посадки самолетов.

Литература

1. Монин, А. С. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы [Текст] / А. С. Монин, А. М. Обухов // Тр. Геофизин. АН СССР. – 1954. – № 24. – С. 163–187.
2. Зилитинкевич, С. С. Теория подобия для планетарного пограничного слоя атмосферы [Текст] / С. С. Зили-

тинкевич, А. С. Монин // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1974. – Т. 10, № 6. – С. 587–599.

3. Зилитинкевич, С. С. Динамика пограничного слоя атмосферы [Текст] / С. С. Зилитинкевич. – Л.: Гидрометеоздат, 1970. – 290 с.

4. Лайхтман, Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы [Текст] / Д. Л. Лайхтман. – Л.: Гидрометеоздат, 1961. – 251 с.

5. Бусингер, Дж. А. Основные понятия и уравнения. Атмосферная турбулентность и моделировании распространения примесей [Текст] / Дж. А. Бусингер. – Л.: Гидрометеоздат, 1985. – 338 с.

6. Бызова, Н. Л. Турбулентность в пограничном слое атмосферы [Текст] / Н. Л. Бызова, В. Н. Иванов, Е. К. Гаргер. – Л.: Гидрометеоздат, 1989. – 264 с.

7. Орленко, Л. Р. Строение пограничного слоя атмосферы [Текст] / Л. Р. Орленко. – Л.: Гидрометеоздат, 1979. – 279 с.

8. Волошин, В. Г. Метод расчета турбулентных потоков и температуры подстилающей поверхности на основе метеорологических наблюдений [Текст] / В. Г. Волошин // Метеорология, климатология и гидрология. – 2002. – № 46. – С. 83–89.

9. Степаненко, С. Н. Энергобалансовая модель приземного слоя атмосферы [Текст] / С. Н. Степаненко, В. Г. Волошин, В. Ю. Курьшина // Украинский гидрометеорологический журнал. – 2011. – № 9. – С. 38–59.

10. Волошин, В. Г. Динамическая модель загрязнения атмосферы с метеорологическим препроцессором [Текст]: монография / В. Г. Волошин. – Одесса: Экология, 2013. – 295 с.

11. Хргиан, А. Х. Физика атмосферы [Текст] / А. Х. Хргиан. – Л.: Гидрометеоздат, 1978. – 156 с.

12. Сивков, С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации [Текст] / С. И. Сивков. – Л.: Гидрометеоздат, 1968. – 220 с.

13. Фейгельсон, Е. М. Радиация в облачной атмосфере [Текст] / Е. М. Фейгельсон. – Л.: Гидрометеоздат, 1981. – 280 с.

14. Данилов, С. Д. Некоторые подходы к моделированию атмосферного пограничного слоя [Текст] / С. Д. Данилов, Б. М. Копров, И. А. Сазонов // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1995. – Т. 31, № 2. – С. 187–202.

15. Nieuwstadt, F. T. M. The Turbulent Structure of the Stable, Nocturnal Boundary Layer [Text] / F. T. M. Nieuwstadt // Journal of the Atmospheric Sciences. – 1984. –

Vol. 41, Issue 14. – P. 2202–2216. doi: 10.1175/1520-0469(1984)041<2202:ttsots>2.0.co;2

16. Тарнопольский, А. Г. Математическое моделирование и прикладные задачи геофизического пограничного слоя [Текст] / А. Г. Тарнопольский. – Одесса: ТЭС, 2002. – 365 с.

17. Беркович, Л. В. Оперативный гидродинамический краткосрочный прогноз метеовеличин и характеристик погоды в пунктах [Текст] / Л. В. Беркович, Ю. В. Ткачева // Метеорология и гидрология. – 2001. – № 2. – С. 14–26.

References

1. Monin, A. S., Obuhov, A. M. (1954) Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo peremeshivaniya v prizemnom sloe atmosfery [Basic laws of turbulent mixing in the atmospheric surface layer]. Proceedings of Geophysical Institute of the USSR Academy of Sciences, 24, 163–187.

2. Zilitinkevich, S. S., Monin, A. S. (1974). Teoriya podobiya dlya planetarnogo pograničnogo sloya atmosfery [The similarity theory of the planetary atmospheric boundary layer]. Proceedings of the Academy of Sciences of the USSR. Physics of Ocean and Atmosphere, 10 (6), 587–599.

3. Zilitinkevich, S. S. (1970). Dinamika pograničnogo sloya atmosfery [Dynamics of atmospheric boundary layer]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 290.

4. Lajhtman, D. L. (1961). Fizika pograničnogo sloya atmosfery [Atmospheric boundary layer physics]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 251.

5. Businger, Dzh. A. (1985). Osnovnye ponyatiya i uravneniya. Atmosfernaya turbulentnost' i modelirovani rasprostraneniya primesej [Basic concepts and equations. Atmospheric turbulence and modeling of contaminant spreading]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 338.

6. Byzova, N. L., Ivanov, V. N., Garger, E. K. (1989). Turbulentnost' v pograničnom sloe atmosfery [Turbulence in the atmospheric boundary layer]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 264.

7. Orlenko, L. R. (1979). Stroenie pograničnogo sloya atmosfery [Atmospheric boundary layer structure]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 279.

8. Voloshin, V. G. (2002). Metod rascheta turbulentnyh potokov i temperatury podstilyayushchej poverhnosti na osnove meteorologicheskikh nablyudenij [The method of calculation of turbulent fluxes and the surface temperature based on the weather observations]. Meteorology, climatology and hydrology, 46, 83–89.

9. Stepanenko, S. N., Voloshin, V. G., Kuryshina, V. Yu. (2011). Energobalansovaya model' prizemnogo sloya atmosfery [Surface Layer Energy Balance]. Ukrainian Hydrometeorological Journal, 9, 38–59.

10. Voloshin, V. G. (2013). Dinamicheskaya model' zagryazneniya atmosfery s meteorologicheskim preprocessorom [A dynamic model of air pollution with the meteorological preprocessor]. Odessa: Ekologiya, 295.

11. Hrgian, A. H. (1978). Fizika atmosfery [Atmosphere Physics]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 156.

12. Sivkov, S. I. (1968). Metody rascheta harakteristik solnečnoj radiacii [Methods of calculating characteristics of solar radiation]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 220.

13. Fejgel'son, E. M. (1981). Radiaciya v oblachnoj atmosfere [Radiation in a cloudy atmosphere]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 280.

14. Danilov, S. D., Koprov, B. M., Sazonov, I. A. (1995). Nekotorye podhody k modelirovaniyu atmosferogo pograničnogo sloya. Proceedings of the Academy of Sciences of the USSR. Physics of Ocean and Atmosphere, 31 (2), 187–202.

15. Nieuwstadt, F. T. M. (1984). The Turbulent Structure of the Stable, Nocturnal Boundary Layer. Journal of the Atmospheric Sciences, 41 (14), 2202–2216. doi: 10.1175/1520-0469(1984)041<2202:ttsots>2.0.co;2

16. Tarnopol'skij, A. G. (2002). Matematicheskoe modelirovanie i prikladnye zadachi geofizicheskogo pograničnogo sloya [Mathematical modeling and applied problems of geophysical boundary layer]. Odessa: TES, 365.

17. Berkovich, L. V., Tkacheva, Yu. V. (2001). Operativnyj gidrodinamicheskij kratkosrochnyj prognoz meteoveličin i harakteristik pogody v punktah [Operational hydrodynamic short-term forecast of meteorological quantities and weather characteristics in points]. Meteorology and hydrology, 2, 14–26.

*Рекомендовано до публікації д-р геог. наук Ляшенко Г. В.
Дата надходження рукопису 15.06.2016*

Степаненко Сергій Миколайович, доктор фізико-математичних наук, професор, ректор ОДЕКУ, Кафедра метеорології та кліматології, Одеський державний екологічний університет, вул. Львівська, 15, м. Одеса, Україна, 65016
E-mail: rector@odeku.edu.ua

Волошин Володимир Григорович, кандидат географічних наук, доцент, кафедра метеорології та кліматології, Одеський державний екологічний університет, вул. Львівська, 15, м. Одеса, Україна, 65016
E-mail: voloshin.vg@ua.fm

Куришина Вікторія Юрїївна, асистент, кафедра метеорології та кліматології, Одеський державний екологічний університет, вул. Львівська, 15, м. Одеса, Україна, 65016
E-mail: vuk88@mail.ru

Агайар Еліна Вікторівна, кандидат географічних наук, доцент, кафедра метеорології та кліматології, Одеський державний екологічний університет, вул. Львівська, 15, м. Одеса, Україна, 65016
E-mail: elaaga11@mail.ru