

## СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОЛЕЙ СЛУЧАЙНЫХ ВЕЛИЧИН

Бобров В.Н.<sup>1</sup>, Корчагин В.В.<sup>1</sup><sup>1</sup>ФКОУ ВПО «Воронежский институт ФСИН России», Воронеж, Россия (394072, г. Воронеж, ул. Иркутская, 1-а), e-mail: vifsin@mail.ru

В статье представлены результаты статистического анализа полей случайных величин на примере показателя преломления атмосферы. В результате обработки статистического материала гидрометеорологических элементов как у подстилающей поверхности в слое от 0 до 2м, так и в слое от 0 до 1,5 км были рассчитаны величины значений показателя преломления атмосферы по вертикали. Подтверждено, что наибольшие изменения показателя преломления атмосферы наблюдаются в нижней части приземного слоя атмосферы. Вертикальная составляющая градиента этой величины на несколько порядков превосходит аналогичные значения в слоях атмосферы, расположенных выше. Уточнены численные значения вертикальной составляющей градиента показателя преломления в приземном слое атмосферы. В нижней его части вертикальная составляющая градиента в ночное время составляет от -40 до -80 N-ед/100м, днем – 120 ÷ 360 N-ед/100м, при переходе от дня к ночи знак вертикальной составляющей градиента меняется на противоположный. В вышележащих слоях приземного слоя атмосферы, в среднем, величина вертикальной составляющей градиента составляет 4 ÷ 6 N-ед/100м, при этом знак остается неизменным.

Ключевые слова: показатель преломления атмосферы, вертикальный профиль, результаты обработки статистического материала, систематизация данных.

## STATISTICAL ANALYSIS OF FIELDS OF RANDOM VARIABLES

Bobrov V.N.<sup>1</sup>, Korchagin V.V.<sup>1</sup><sup>1</sup> Voronezh Institute of the Russian Federal Penitentiary Service, Voronezh, Russia (394072, Voronezh, street Irkutskaya 1-a.), vifsin@mail.ru

The article presents the results of a statistical analysis of random variables fields on the example of the refractive index of the atmosphere. As a result of statistical processing of the material as meteorological elements at the underlying surface in a layer of from 0 to 2 m, and a layer of 0 to 1,5 km. values were calculated values of the refractive index of the atmosphere along the vertical. Confirmed that the greatest changes in the refractive index of the atmosphere observed at the bottom of the atmospheric boundary layer. The vertical component of the gradient magnitude exceeds by several orders of similar values, atmosphere situated above. Refined numerical values of the vertical component of the refractive index gradient in the surface layer of the atmosphere. In the lower part of the vertical component of the gradient at night is from -40 to -80 N-units / 100m, in the afternoon - 120 ÷ 360 N-units / 100m, during the transition from day to night the sign of the vertical component of the gradient is reversed. In the upper layers of the surface layer of the atmosphere in the average value of the vertical component of the gradient of 4 ÷ 6 N-units / 100m, the sign remains unchanged.

Keywords: the refractive index of the atmosphere, the vertical profile of the results of the processing of statistical data, organize data.

Известно, что земная атмосфера состоит в основном из неполярных газов. Молекулы воды, содержащиеся в атмосфере, во всех агрегатных состояниях обладают постоянным электрическим моментом. Для всех газов атмосферы считается, что относительная магнитная проницаемость воздуха  $\varepsilon$  равна единице. Показатель преломления атмосферы  $n$  в целом близок к единице [5].

$$n = \sqrt{\varepsilon} = \sqrt{1 + (\varepsilon - 1)} \approx 1 + \frac{\varepsilon - 1}{2}. \quad (1)$$

На практике используется показатель преломления, выраженный в «N- единицах»:

$$N = (n - 1) \cdot 10^6 = \frac{\varepsilon - 1}{2} 10^6. \quad (2)$$

Показатель преломления газа принято рассчитывать на основе известной формулы Дебая

$$\frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon + 2} = \frac{4\pi}{3} \frac{A\rho}{M} \left( \beta + \frac{E^2}{3kT} \right), \quad (3)$$

где  $A$  - число Авогадро;  $\rho$  - плотность;  $M$  - молекулярный вес;  $\beta$  - поляризуемость молекул;  $E$  - единый дипольный момент молекул;  $k$  - постоянная Больцмана;  $T$  - абсолютная температура.

Для смеси газов чистого воздуха в соответствии с законом парциальных давлений Дальтона в практических задачах применяется следующее выражение для показателя преломления атмосферы:

$$N = K_1 \frac{p_1}{T} + K_2 \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2}, \quad (4)$$

где  $p_1$  и  $e$  - парциальное давление сухого воздуха и водяного пара. Атмосферное давление  $p = p_1 + e$ . Коэффициенты  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$  измерялись экспериментальным путем на радиочастотах для сухого воздуха и паров воды [5].

Для оптического диапазона длин волн используется эмпирическая формула [5]:

$$N = 77,6 \frac{p_1}{T} + 72 \frac{e}{T} + 3,75 \cdot 10^5 \frac{e}{T^2}, \quad (5)$$

где  $p_1$ ,  $e$  - в мб;  $T$  - в Кельвинах.

**Материалы исследований.** Изменения температуры, влажности, атмосферного давления в приземном слое атмосферы приводят к изменению плотности воздуха, влияющего на поведение вертикального профиля показателя преломления атмосферы. Восстановление профилей показателя преломления ( $n$ ) в приземном слое атмосферы в исследовании проводилось с использованием зависимости последнего от абсолютной температуры -  $T$ , атмосферного давления -  $p$  и парциального давления водяного пара -  $e$  с использованием известного соотношения [5]:

$$n = 1 + 10^{-6} N = 1 + 10^{-6} \left[ \frac{77,6}{p} \left( p + 4810 \frac{e}{T} \right) \right]. \quad (6)$$

Сезонные и суточные вертикальные профили показателя преломления атмосферы в регионе г. Воронеж за 1995 - 2000 годы восстановлены на основе данных температурно-ветрового зондирования атмосферы [1]. На рис. 1 представлены зависимости среднего вертикального профиля показателя преломления в зимний, весенний, летний и осенний периоды. Кривые, в среднем, определяют поведение вертикальных профилей показателя

преломления в нижней части приземного слоя атмосферы для слоя 0-1,5 м. Именно в слое 0-1,5 м. наблюдаются значительные изменения температуры и влажности воздуха, что и определило интерес к исследованию вертикальных профилей показателя преломления атмосферы [1-3]. Основой для построения зависимостей послужили статистические данные наблюдений на метеорологической станции Воронеж в сроки: 01.00; 07.00; 13.00 и 19.00 (кривые 1, 2, 3 и 4 соответственно, рис. 1).

Из хода кривых на рис 1(а), следует, что для зимнего периода характерно убывание с высотой абсолютных значений показателя преломления в сроки наблюдения 01.00 и 19.00. Для сроков наблюдения 07.00 и 13.00 характерным является инверсионное распределение значений показателя преломления. Суточные отклонения показателя преломления атмосферы за рассматриваемый период составляют до 4-х  $N$ -единиц на высоте 1,5 м и до 6  $N$ -единиц у подстилающей поверхности.

Весенний и летний периоды (рис. 1(б) и рис. 1(в)) характеризуются увеличением абсолютных значений показателя преломления у подстилающей поверхности (312-322  $N$ -единиц – в весенний период, 342-355  $N$ -единиц – в летний период). На высоте 1,5 м. также наблюдается увеличение абсолютных значений показателя преломления, которые составляют: 315-345  $N$  – единиц весной и 340-390  $N$ -единиц – летом.

Наличие участков с инверсионной зависимостью имеет место в весенний период в сроки 07.00, 13.00 и 19.00 часов и в летний период в сроки 07.00 и 13.00 часов.

Зависимость среднего вертикального профиля показателя преломления от высоты в осенний период (рис. 1(г)) содержит инверсионные участки, по данным за 07.00 и 13.00 часов наблюдения. Для поведения зависимости среднего профиля показателя преломления в сроки 01.00 и 19.00 характерно его убывание.

Восстановление профилей показателя преломления в вышележащих слоях приземного слоя атмосферы проводилось с использованием аналогичной методики [4].

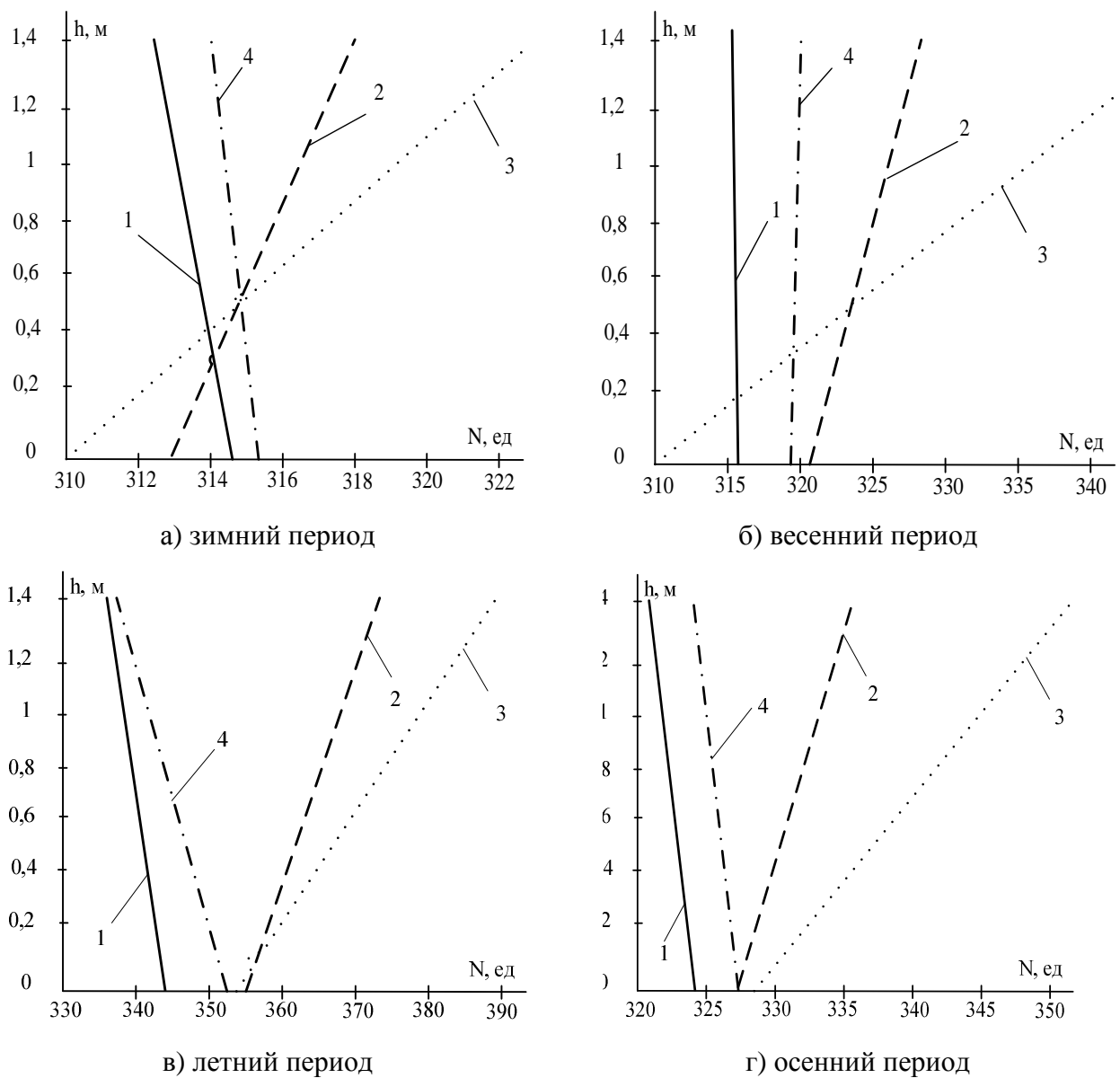
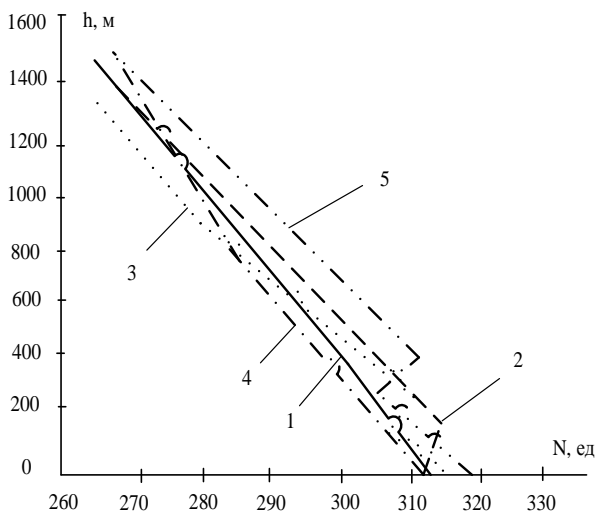


Рис. 1. Вертикальный профиль показателя преломления атмосферы, восстановленный по статистическим данным гидрометеорологических измерений

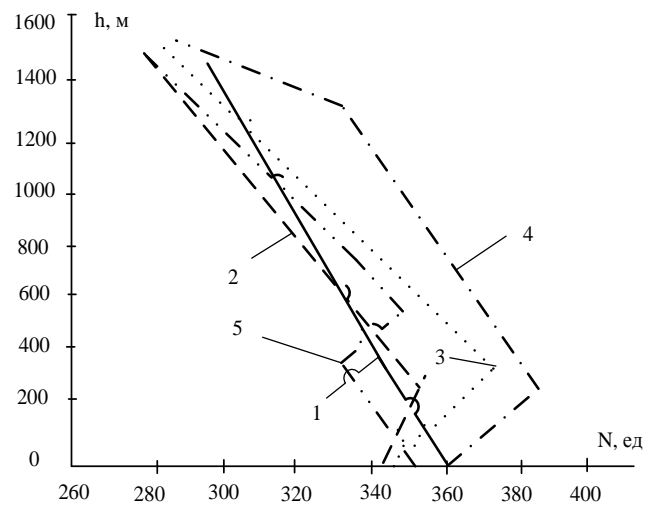
На рис. 2 представлены, соответственно, средние значения зависимости вертикального профиля показателя преломления в  $N$ -единицах от высоты за периоды: декабрь-март, апрель-май, июнь-сентябрь, октябрь-ноябрь. Кривые 1 на этих рисунках определяют зависимости средних вертикальных профилей показателя преломления атмосферы в  $N$ -единицах, кривые 2-5 – восстановленные по данным гидрометеорологических наблюдений за 03.00, 09.00, 15.00 и 21.00 часов.

Из хода кривых на рис. 2(а) следует, что для зимнего периода (декабрь-март) характерно равномерное убывание абсолютных значений показателя преломления с высотой по закону, близкому к линейному. Суточные отклонения поведения профилей показателей

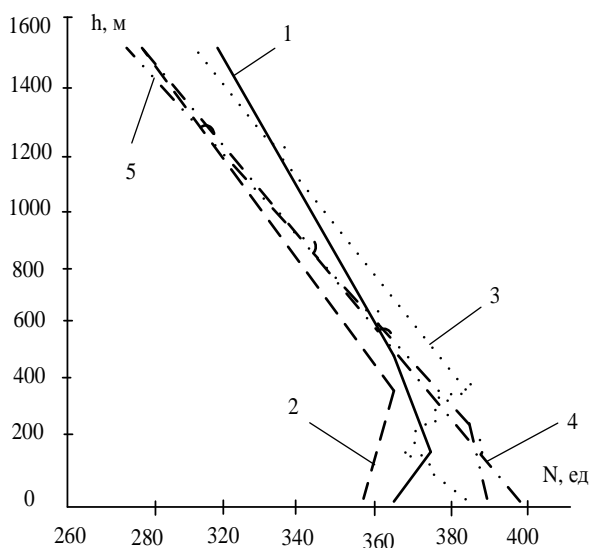
преломления атмосферы, относительно среднего, за рассматриваемый период наблюдаются примерно в 12% случаев и составляют 5-10  $N$ -единиц на соответствующих высотах. Поведение профилей показателя преломления атмосферы, восстановленных по данным 3-х и 21-часового периодов наблюдений, характеризуется наличием участков с инверсионной зависимостью (кривые 2, 5). В поведении профилей показателей преломления, соответствующих 9-ти часовому наблюдению (кривая 3), происходит разрушение инверсионной зависимости от земной поверхности. Отсутствие инверсионных участков на кривой 4, соответствующей 15-ти часовому периоду наблюдения, говорит о полном их разрушении.



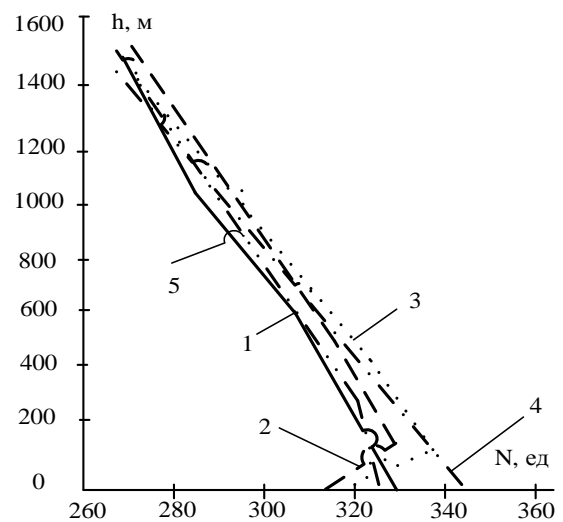
а) декабрь-март



б) апрель-май



в) июнь-сентябрь



г) октябрь-ноябрь

Рис. 2. Зависимости показателя преломления атмосферы от высоты

В весенний и летний периоды (апрель-сентябрь, соответственно, рис. 2(б) и рис. 2(в)) имеет место наличие участков с инверсионной зависимостью практически в 90% рассмотренных случаев. Это сказывается и на поведении среднего вертикального профиля показателя преломления атмосферы. Кроме того, возрастают и абсолютные величины показателя преломления атмосферы у земной поверхности (340-390  $N$ -единиц).

Увеличение отклонений показателя преломления атмосферы относительно значений среднего профиля возрастает до 20  $N$ -единиц в весенний и до 40  $N$ -единиц в летний периоды. При этом максимальные отклонения в приземном слое атмосферы наблюдаются, как и ранее, по данным 3-х и 21-часового периодов зондирования атмосферы (кривые 2, 5).

Зависимость среднего вертикального профиля показателя преломления от высоты в осенний период, рис. 2(г), (октябрь-ноябрь) в большинстве случаев не содержит инверсионных участков, однако в 15% от всех случаев появление таких участков наблюдается по данным 3-х, 9-ти и 21-го часового периодов зондирования атмосферы (кривые 2, 3, 5). Для поведения зависимости среднего профиля показателя преломления от высоты в нижнем слое атмосферы характерно незначительное его убывание по закону, близкому к линейному.

Суточные отклонения величин показателя преломления относительно средних значений наблюдаются при 3-х, 9-ти и 21-м часовом зондировании атмосферы на участках с инверсионной зависимостью и не превышают 7-15  $N$ -единиц.

На рис. 3 показано поведение среднего (кривая 1) и наиболее характерных профилей показателей преломления атмосферы за июль месяц для 3-х, 9-ти, 15-ти и 21-часового периодов наблюдений (соответственно, кривые 2-5). Нетрудно заметить, что отклонение величин среднего профиля достигает 90  $N$ -единиц у земной поверхности.

Поведение профиля показателя преломления в нижних слоях атмосферы практически не отличается от среднего в осенний и зимний периоды и характеризуется большими отклонениями от него в приземном слое в весенний и летний периоды. В поведении суточных изменений профиля показателя преломления атмосферы в летнее время наблюдается следующая закономерность: инверсионные участки в нижнем приземном слое, приводящие к большим отклонениям от среднего, появляются в вечернее и усиливаются в ночное время с последующим их разрушением от земной поверхности в утренние часы до полного исчезновения к полудню [4].

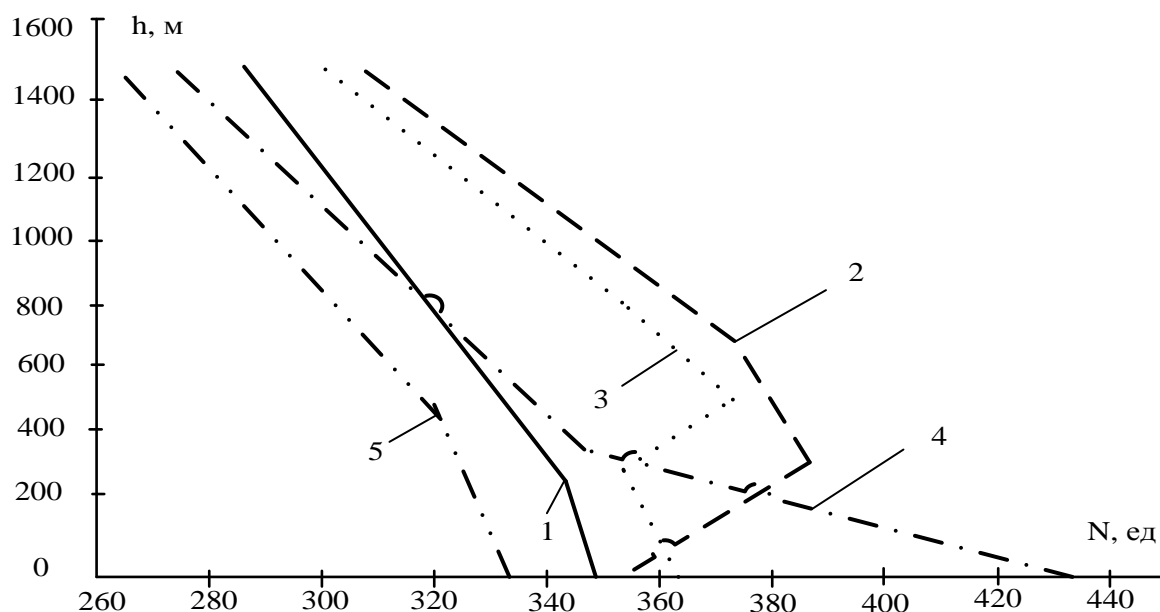


Рис. 3. Поведение среднего и наиболее характерных вертикальных профилей показателя преломления атмосферы в июле в г. Воронеж

Восстановленный профиль показателя преломления атмосферы позволил провести расчет средних значений вертикальной составляющей градиента показателя преломления в приземном слое атмосферы в летний период. Результаты расчетов представлены в таблице.

Средние значения величины вертикальной составляющей градиента показателя преломления в приземном слое атмосферы в 02.00 и в 16.00

Высота, м	Вертикальная составляющая градиента показателя преломления атмосферы, $N\text{-ед}/100\text{м}$	
	<i>время наблюдения - 02.00</i>	<i>время наблюдения - 16.00</i>
0,5	- 80	360
1	- 60	240
1,5	- 40	120
2	- 20	90
500	6	6
1000	6	5
1500	4	3

Данные анализа показывают, что показатель преломления атмосферы подвержен значительным изменениям в приземном слое атмосферы, особенно значительные изменения, наблюдаются в его нижней части. Эти изменения определяются вертикальным профилем гидрометеорологических величин и тем больше, чем больше вертикальные составляющие градиентов этих величин.

**Выводы.** В результате проведенных исследований восстановлены абсолютные значения показателя преломления атмосферы по статистическим данным

гидрометеорологических элементов в слое атмосферы до 1500 м. Проведены расчеты численных значений показателя преломления атмосферы и вертикальной составляющей его градиента в приземном слое. В нижней его части вертикальная составляющая градиента в ночное время составляет от -40 до -80  $N$ -ед/100м, днем – 120 ÷ 360  $N$ -ед/100м. При смене времени суток от дня к ночи знак вертикальной составляющей градиента меняется на противоположный. В вышележащих слоях приземного слоя атмосферы, в среднем, величина вертикальной составляющей градиента составляет 4 ÷ 6  $N$ -ед/100м, при этом знак остается неизменным.

### Список литературы

1. Бобров В.Н. исследование сезонных и суточных изменений температуры воздуха // Приволжский научный вестник. 2013. № 1 (17). С. 4-6.
2. Бобров В.Н., Корчагин В.В. Исследование математических закономерностей моделей случайных явлений в градиентной среде // Современные проблемы науки и образования. – 2014. – № 5; URL: <http://www.science-education.ru/119-15162> (дата обращения: 31.10.2014).
3. Бобров В.Н., Корчагин В.В. Построение математической модели случайного положения воздушного судна при заходе на посадку // Современные проблемы науки и образования. – 2014. – № 6; URL: <http://www.science-education.ru/120-15417> (дата обращения: 18.11.2014).
4. Бобров В.Н., Нахмансон Г.С. О сезонном и суточном изменении вертикального профиля показателя преломления атмосферы в приземном слое // Метеорология и гидрология. – 2002. - №12. - С.36- 39.
5. Казаков Л.Я., Ломакин А.Н. Неоднородности коэффициента преломления воздуха в тропосфере. – М.: Наука, 1976. 165с.

### Рецензенты:

Душкин А.В., д.т.н., доцент, начальник кафедры управления и информационно-технического обеспечения, ФКОУ ВПО «Воронежский институт ФСИН России», г. Воронеж;

Сумин В.И., д.т.н., профессор, профессор кафедры управления и информационно-технического обеспечения, ФКОУ ВПО «Воронежский институт ФСИН России», г. Воронеж.