

РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОВОЛН, РАДИОЛОКАЦИЯ И ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ

УДК 551.508.85.9

Е. Н. Белов, О. А. Войтович, Г. А. Руднев, Т. А. Ткачева, Г. И. Хлопов, С. И. Хоменко

РАДИОЛОКАЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ МЕЛКОМАСШТАБНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

*Институт радиофизики и электроники им. А. Я. Усикова НАН Украины
12, ул. Ак. Проскуры, Харьков, 61085, Украина
E-mail: Khlopov@ire.kharkov.ua*

Анализируются результаты исследований радиолокационной отражаемости оптически ненаблюдаемых объектов полученные с помощью некогерентного зондирования в диапазонах 8 мм и 3 см. Приведены высотные профили структурной постоянной, ее сезонные изменения, а также экспериментально подтверждено наличие турбулентных неоднородностей в пространственном спектре с характерным масштабом порядка 4 мм. Ил. 9. Табл. 1. Библиогр.: 10 назв.

Ключевые слова: структурная постоянная, турбулентность, пространственный спектр, флуктуации коэффициента преломления.

Исследование радиолокационной отражаемости турбулентной атмосферы связано с изучением оптически ненаблюдаемых объектов, известных как «ангел-эхо», или отражений в «ясном небе» [1–3], которые зависят от неоднородностей коэффициента преломления. Для анализа экспериментальных данных значительную роль играют результаты теории рассеяния электромагнитных волн в турбулентной среде с локально-изотропными флуктуациями коэффициента преломления $n = \sqrt{\varepsilon}$ [1, 4]. В этом случае структурная функция флуктуаций коэффициента преломления подчиняется закону Колмогорова-Обухова $D(r) = C_n^2 r^{-2/3}$, где C_n^2 (м^{-2/3}) – структурная постоянная, которая характеризует интенсивность турбулентности в среде [4], r – расстояние между точками наблюдения. Указанный закон выполняется для инерциального интервала турбулентности, когда масштабы турбулентного вихря удовлетво-

ряют условию $l_0 \ll r \ll L_0$ где $l_0 \cong 4 \sqrt{\frac{\gamma^3}{\varepsilon}} \geq 4$ мм – внутренний масштаб турбулентности (γ – вязкость среды, ε – скорость диссипации турбулентной энергии), $L_0 = 10 \div 10^5$ м – внешний масштаб турбулентности. В этом случае диссипация турбулентной энергии за счет вязкости среды мала по сравнению с инерциальными силами, а размеры турбулентного вихря существенно меньше масштаба основного потока L_0 , но больше внутреннего масштаба.

Отметим, что пространственный спектр флуктуаций коэффициента преломления $S_n(k_s)$ описывается монотонно убывающей функцией $S_n(k_s) = \frac{1}{4} C_n^2 k_s^{-5/3}$, где $k_s = \frac{2\pi}{\Lambda}$ (рад/м), Λ – характерный масштаб неоднородностей среды распространения (вихрей). При этом основная мощность отраженного сигнала определяется небольшой

окрестностью пространственного спектра, масштаб которого составляет половину длины электромагнитной волны $\Lambda \cong \frac{\lambda}{2}$ (брэгговское рассеяние [3]).

Таким образом, использование радиолокационного зондирования на разных длинах волн позволяет исследовать характер пространственного спектра флуктуаций коэффициента преломления.

При описании распространения радиоволн в турбулентной атмосфере структурная постоянная коэффициента преломления играет важную роль, например, удельное значение эквивалентной поверхности рассеяния (ЭПР) рассеивающего объема вычисляется в виде [1, 2]

$$\eta(\lambda) = 0,38 C_n^2 \lambda^{-1/3}, \text{ м}^{-1}. \quad (1)$$

В связи с этим исследованию структурной постоянной посвящено много работ, к примеру, [2, 3], однако большинство результатов получено в длинноволновой части сантиметрового и в дециметровом диапазонах радиоволн $\lambda \geq 10$ см. Также значительный интерес представляет исследование мелкомасштабных турбулентностей на границе инерциального интервала [5], когда размеры турбулентных вихрей соизмеримы с внутренним масштабом турбулентности $\Lambda \sim l_0$. Настоящая работа посвящена экспериментальному исследованию структурной постоянной коэффициента преломления в пограничном слое атмосферы в диапазоне $\lambda = 3,23$ см, что соответствует масштабу турбулентности порядка 1,5 см ($k_s \sim 4$ см⁻¹).

Для проведения экспериментальных исследований использовалась измерительная радиолокационная станция (РЛС) (рис. 1) на базе модернизированной некогерентной РЛС типа МРЛ-1 [6], которая включает в себя: блок калибровки энергетического потенциала РЛС; интерфейс для сопряжения РЛС с персональным компьютером (ПК); ПК для обработки отраженных сигналов и управления лучом антенны РЛС с по-

мощью блока управления (БУ); телевизионный (ТВ) визир для визуального наблюдения исследуемых объектов.

В РЛС используются полноповоротная параболическая антенна диаметром 3 м и встроенный измеритель проходящей мощности для контроля излучаемого сигнала.

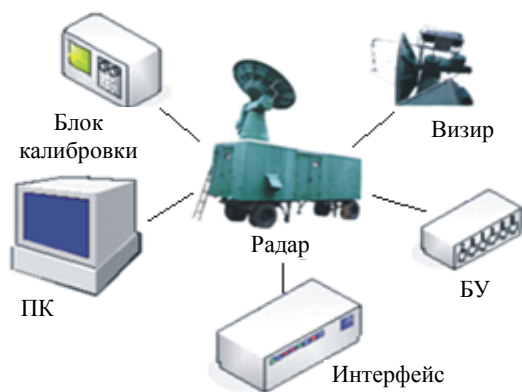


Рис. 1. Структурная схема измерительной РЛС

Модернизация РЛС включает установку малозащумящего транзисторного усилителя (шум-фактор ≤ 4 дБ) и электрически управляемого СВЧ-*p-i-n*-выключателя на входе приемника с целью предотвращения его перегрузки зондирующим импульсом передатчика.

Для линеаризации амплитудной характеристики логарифмического приемника $U_{\text{вых}} = A(P_{\text{вх}})$ используется блок калибровки (рис. 1). При обработке отраженных сигналов ПК непрерывно вычисляет обратный оператор $P_{\text{вх}} = A^{-1}(U_{\text{вых}})$, в результате чего динамический диапазон приемника составляет не менее 45 дБ при отклонении амплитудной характеристики от линейной не более $\pm 0,5$ дБ.

Время записи отраженных сигналов с выхода радара составляет $T_p = 0,853$ с (512 периодов повторения зондирующих импульсов), в течение которого производится усреднение отраженных сигналов в 200 элементах разрешения по дальности ($\Delta R = 150$ м). Основные характеристики РЛС приведены в таблице.

При обработке результатов измерений используется уравнение радиолокации объемных рассеивателей [7] и предположение о соответствии спектра турбулентности спектру Колмогорова-Обухова.

Тогда, с учетом выражения (1), можно записать соотношение для исследуемой величины структурной постоянной в виде

$$C_n^2 = \frac{415,8\lambda^{-5/3}}{G_A \Delta R} \frac{P_r}{P_t} R^2, \quad (2)$$

где G_A – коэффициент усиления антенны РЛС; ΔR – разрешение РЛС по дальности, м; P_r – усредненное значение принятой мощности, Вт; P_t – излучаемая импульсная мощность, Вт; R – расстояние до объема разрешения, м.

Параметры измерительной РЛС

Параметр	Значение
Импульсная мощность, кВт	150
Длительность импульса, мкс	1,0
Частота повторения, Гц	600
Чувствительность, дБВт	-137
Полоса пропускания, МГц	1,5
Динамический диапазон, дБ	45
Усиление антенны, дБ	48
Диаметр антенны, м	3,0
Боковые лепестки, дБ	-21
Ширина луча -3 дБ, °	0,75
Потенциал РЛС, дБ	236
Частота дискретизации, МГц	2,5
Количество отсчетов в ячейке	4
Интерфейс связи с ПК	RS-232

Как показывают оценки (1), (2), для зондирования турбулентности в атмосфере необходимо обеспечить весьма значительный энергетический потенциал РЛС. В качестве примера на рис. 2 приведены результаты расчета минимальных значений структурной постоянной при отношении сигнал-шум, равном 1, для параметров РЛС, указанных в таблице.

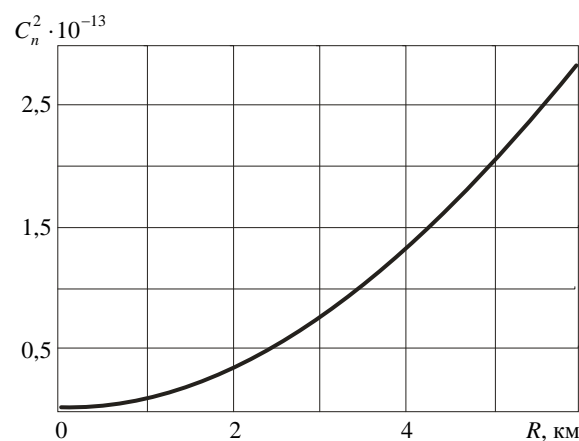


Рис. 2. Предельные значения C_n^2

Как видно, при достигнутом значении энергетического потенциала ~ 236 дБ используемая РЛС позволяет проводить измерения структурной постоянной $C_n^2 \geq 10^{-13}$, $\text{м}^{-2/3}$ на расстоянии до 3,5 км.

На рис. 3 приведен пример радиолокационного изображения турбулентного образования в условиях ясной безоблачной погоды (25.06.2009 г. в 10:32, $T = 31$ °С, влажность 51 %, давление 750 мм рт. ст., скорость ветра 4,2 м/с), при этом

засветка в начале координат соответствует «мертвой зоне» РЛС вследствие перегрузки приемника при просачивании зондирующего импульса.

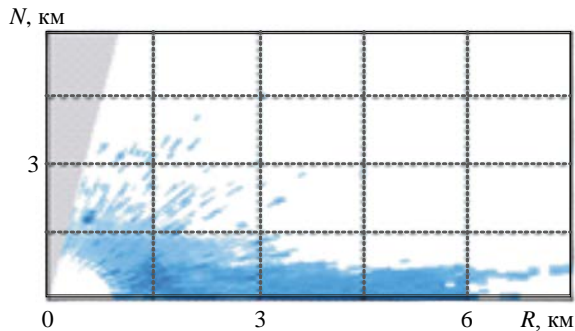


Рис. 3. Изображение турбулентной области в координатах высота–дальность

Необходимо отметить, что структура турбулентности в приземном слое имеет локально-объемный характер с явно выраженными границами как по дальности, так и по высоте, что соответствует данным контактных измерений с борта самолета [8].

Однако, начиная с высоты 1÷1,5 км, появляются характерные локальные образования в виде «термиков» (рис. 3), которые представляют собой локальные массы перегретого воздуха, вертикально перемещающиеся под действием сил плавучести [8]. В этом случае хаотические струи конвективных потоков небольших размеров начиная с высоты 100÷300 м сливаются в мощные восходящие потоки с горизонтальным поперечником от 100 м до нескольких километров.

Результаты расчетов структурной постоянной коэффициента преломления которая соответствует радиолокационному изображению (рис. 3), свидетельствуют о том, что ее максимальные значения в приземном слое не превышают $C_n^2 \leq 10^{-9}$ и заметно больше минимально обнаруживаемых значений (см. рис. 2) во всем диапазоне дальностей $L \leq 6$ км.

Отметим, что в условиях стандартной атмосферы структурная постоянная убывает с высотой как $H^{-2/3}$ [4], однако в зависимости от состояния атмосферы максимум может приподниматься, как показано на рис. 4, где приведены результаты измерения нормированного значения структурной постоянной $\overline{C_n^2}$ на длинах волн $\lambda_1 = 3$ см (гладкая кривая) и $\lambda_2 = 8$ мм (штриховая кривая).

Несмотря на разный ход зависимостей, что является следствием различного масштаба турбулентности (1,5 и 0,4 см соответственно), общим является наличие приподнятого максимума на высоте 1,5÷2 км. В то же время, приведенные данные в диапазоне 8 мм, по-видимому, впервые экспериментально подтверждают существо-

вание турбулентных неоднородностей (вихрей) с масштабом $\Lambda \sim 4$ мм, который соответствует высокочастотной границе пространственного спектра $k_s \sim 15 \text{ см}^{-1}$ и предсказан в теории локально-изотропной турбулентности [1, 4].

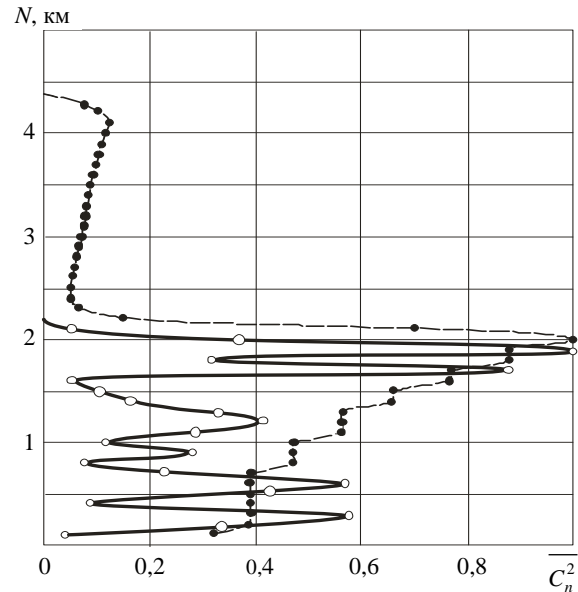


Рис. 4. Вертикальный профиль структурной постоянной: $\lambda = 3$ см – сплошная кривая, $\lambda = 8$ мм – штриховая кривая

Полученные результаты радиолокационного зондирования турбулентности в пограничном слое отличаются от данных контактных измерений [8] большей вертикальной протяженностью турбулентного слоя $\sim 1,5 \div 2$ м (в самолетных измерениях вертикальная протяженность турбулентных зон редко превышает 1 км при наиболее вероятной толщине 300÷600 м). Объяснить этот факт можно, учитывая, что мелкомасштабная турбулентность, как правило, является результатом распада более крупных вихрей. Поэтому допустим, что объем турбулентного образования с учетом малых неоднородностей может заметно превышать объем крупных неоднородностей, которые доступны для измерений с помощью контактных методов. Так как в самолетных измерениях минимально регистрируемый масштаб турбулентности превышает 4 м, а в рассматриваемом случае – единицы сантиметров, то разницу в результатах можно объяснить вкладом мелкомасштабных неоднородностей. Хотя, как отмечено в работе [8], для пограничного слоя накоплено ограниченное количество данных, в связи с чем окончательный вывод о сопоставимости результатов контактных и дистанционных измерений делать преждевременно.

В метеорологии для описания свойств турбулентной атмосферы вводятся высота пограничного слоя и среднее по пограничному слою значение коэффициента турбулентности [1–3],

поэтому в рассматриваемом случае также целесообразно ввести эффективную высоту профиля структурной постоянной в виде

$$H_{\text{эф}}(L) = \frac{1}{C_{\text{max}}^2(L)} \int_0^{H_m} C_n^2(H, L) dH \quad (3)$$

и среднее значение структурной постоянной по высоте слоя (интенсивность флуктуаций в пределах турбулентного слоя)

$$\overline{C_n^2}(L) = \frac{1}{H_{\text{эф}}(L)} \int_0^{H_{\text{эф}}} C_n^2(H, L) dH, \quad (4)$$

где C_{max}^2 – максимальное значение структурной постоянной; L – горизонтальное расстояние; $H_T \cong 10$ км – высота слоя тропосферы.

Указанные величины позволяют качественно проследить суточный и сезонный ход изменения структурной постоянной коэффициента преломления. В частности, на рис. 5, а приведена зависимость максимальной высоты профиля структурной постоянной $H_{\text{эф}}$, а на рис. 5, б – зависимость ее среднего значения $\overline{C_n^2}$ от времени суток в ясную безоблачную погоду (июнь 2009 г.).

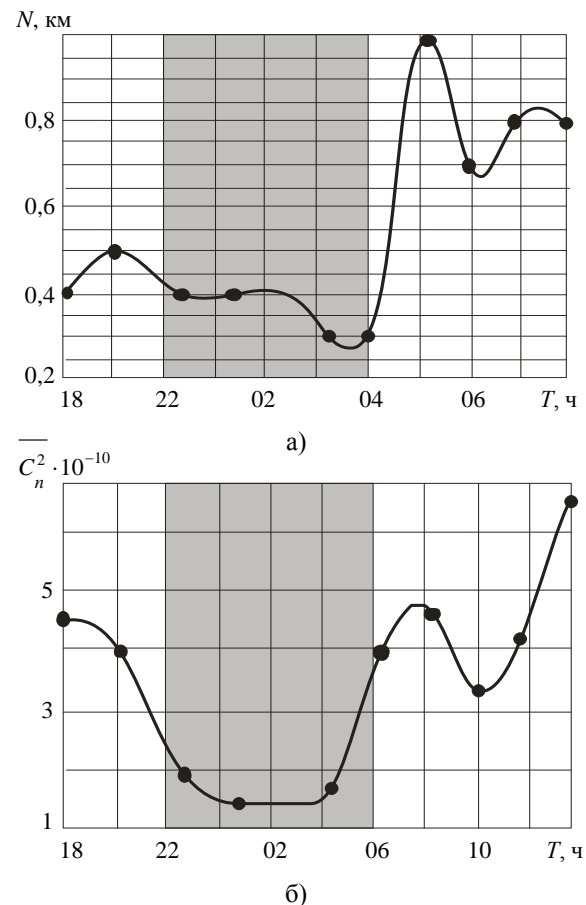


Рис. 5. Суточный ход эффективной высоты (а) и среднего значения $\overline{C_n^2}$ (б)

Как видно, несмотря на большое разнообразие факторов, влияющих на формирование турбулентности, в ночные часы (темная область) обе характеристики принимают заметно меньшие значения, чем в дневное время, что подчеркивает роль температуры в происхождении турбулентного слоя и согласуется с данными контактных измерений [8].

Далее приведены аналогичные данные, полученные в течение круглогодичного цикла измерений эффективной высоты профиля структурной постоянной $H_{\text{эф}}$ (рис. 6, а) и среднего

значения структурной постоянной $\overline{C_n^2}$ (рис. 6, б), которые также проводились в ясную погоду. Несмотря на значительную дисперсию данных, что обусловлено влиянием большого количества различных факторов на интенсивность турбулентности, вероятность появления повышенных значений эффективной высоты слоя и структурной постоянной в теплое время года несколько выше, чем в холодное время (темные области).

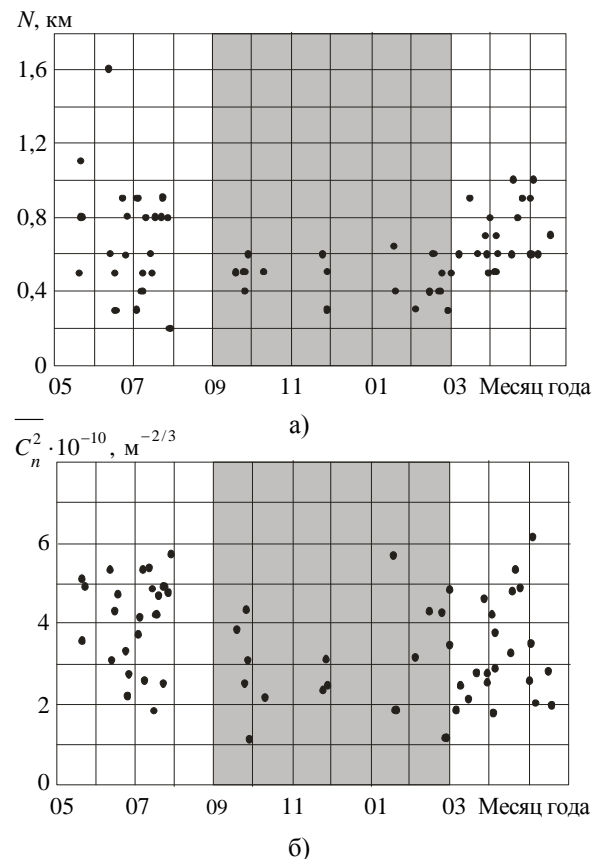


Рис. 6. Эффективная высота структурной постоянной (а) и ее среднего значения (б) в течение года

Представляют интерес данные о связи кучевой облачности и приземной турбулентности. На рис. 7 приведены вертикальные профили отражаемости в системе координат дальность–высота, измеренные в один из жарких летних дней.

В ясную и безоблачную погоду РЛС уверенно обнаруживает приземную турбулентность (рис. 7, а), над которой через некоторое время появляется оптически наблюдаемое облако (рис. 7, б), а еще позже они разделяются (рис. 7, в), причем область турбулентности по-прежнему оптически не видна. Это объясняется существованием над нагретой подстилающей поверхностью конвективных струй, которые сливаются в мощные восходящие потоки и, достигая высоты конденсации, превращаются в кучевые облака. При этом считается [8], что турбулентность в некотором смысле «питает» кучевое облако, для существования которого необходим постоянный приток тепла и влаги.

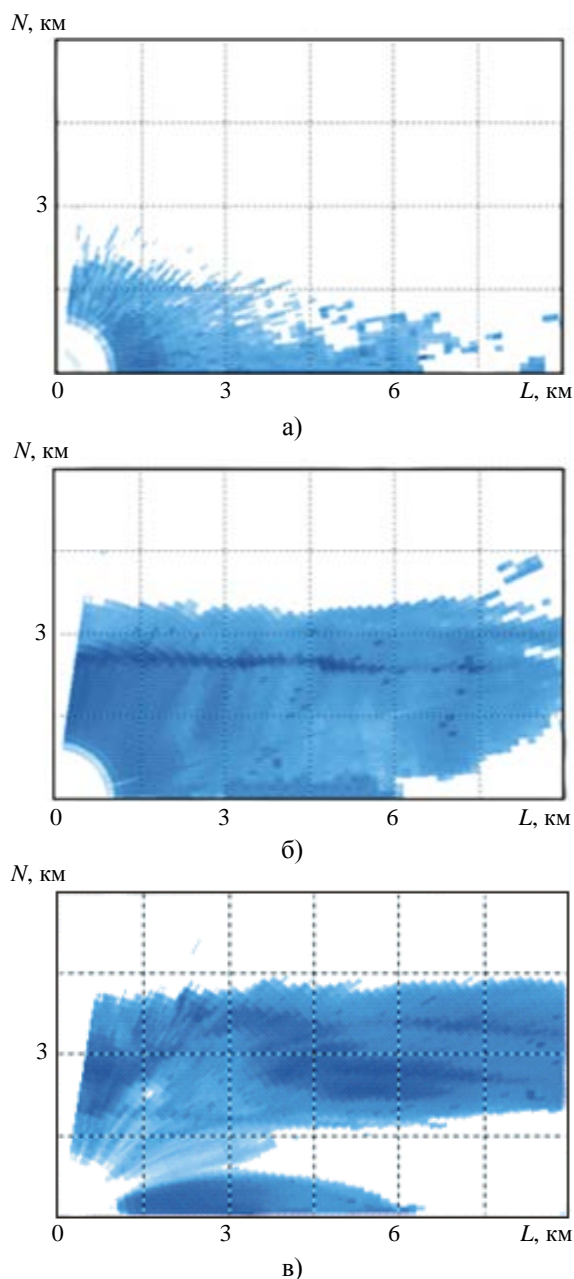


Рис. 7. Развитие приземной турбулентности: а) – локальная турбулентность; б) – турбулентность и кучевое облако; в) – разделение облака и турбулентности

Важно отметить, что в данном случае радиолокационное изображение не позволяет определить нижнюю границу облачности и существенно ограничивает возможности дистанционных методов зондирования. Действительно, анализируя рис. 8, где приведен вертикальный профиль удельного значения ЭПР приземного слоя тропосферы, соответствующий рис. 7, б, можно сделать вывод о том, что некогерентная РЛС не позволяет отличить облачность от турбулентности.

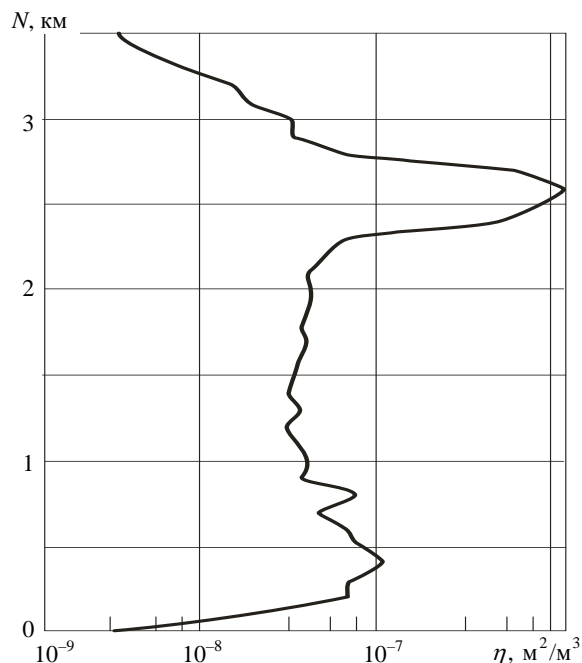


Рис. 8. Вертикальный профиль удельной ЭПР для радиолокационного изображения рис. 7, б

Таким образом, разные физические явления, обусловленные объемным рассеянием на частицах облака и брэгговским отражением от локально-изотропной турбулентности, приводят к практически одинаковой отражаемости (удельная ЭПР $\eta = 10^{-8} \div 10^{-7} \text{ м}^2/\text{м}^3$) в СВЧ-диапазоне (рис. 7, б, 8), в то время как оптически турбулентность не наблюдается. Следовательно, поиск путей различия указанных физических явлений в тропосфере представляется достаточно актуальным, при этом пик отражаемости на высоте $H \approx 2,6 \text{ км}$ соответствует так называемой «яркой линии» [6, 7, 9] (темная линия – рис. 7, б, $H \approx 2,6 \text{ км}$), существование которой обусловлено наличием слоя тающего льда в виде обводненных ледяных частиц на высоте «нулевой изотермы» [9, 10].

Выводы. Максимальные наблюдаемые значения структурной постоянной в приземном слое не превышают $C_n^2 \leq 10^{-9}$ на длине волны $\lambda = 3 \text{ см}$.

Профиль структурной постоянной в условиях стандартной атмосферы убывает с высотой как $H^{2/3}$, хотя в зависимости от состояния атмосферы, может иметь приподнятый максимум [8].

Экспериментально подтверждено, что пространственный спектр турбулентности содержит неоднородности с характерным масштабом ~ 4 мм, который соответствует высокочастотному участку предела пространственного спектра $k_s \sim 15 \text{ см}^{-1}$, предсказанного теорией локально-изотропной турбулентности [1, 4, 5]

В летнее время эффективная высота и среднее значение структурной постоянной коэффициента преломления минимальны в ночные часы, что свидетельствует о значительном влиянии термического фактора на процесс формирования турбулентности.

В годичном цикле роль термического фактора выражена недостаточно сильно, однако повышенные значения эффективной высоты слоя и структурной постоянной в теплое время года появляются заметно чаще, чем в холодный сезон.

Радиолокационные изображения облаков и приземной турбулентности в ряде случаев неразличимы, несмотря на разную оптическую плотность. При этом их радиолокационная отражаемость может быть одинаковой, что не позволяет определять нижнюю границу облачности.

1. *Ottersten H.* Atmospheric structure and radar backscattering in clear air / H. Ottersten // *Radio Sci.* – 1969. – 4, N 12. – P. 1179–1193.
2. *James P. K.* A review of radar observations of the troposphere in clear conditions / P. K. James // *Radio Sci.* – 1980. – P. 151–175.
3. *Чедуик Р.* Радиолокационное дистанционное зондирование ясного неба / Р. Чедуик, Э. Э. Госсард // *Тр. Ин-та инж. по электротехнике и радиоэлектрон.: обзор.* – 1983. – 71, № 6. – С. 59–78.
4. *Татарский В. Н.* Распространение волн в турбулентной атмосфере / В. Н. Татарский. – М.: Наука, 1967. – 548 с.
5. *Intermittency of small-scale structure* / J. F. Dutton, J. A. Lane, D. R. Bean et al. // *Radio Sci.* – 1969. – 4, N 12. – P. 1357–1359.
6. *Аппаратурно-программный комплекс для исследования радиолокационных отражений от метеорообразований* / Е. Н. Белов, О. А. Войтович, Т. А. Макулина и др. // *Радиофизика и электрон.: сб. науч. тр. / Ин-т радиофизики и электрон. НАН Украины.* – 2009. – 14, № 1. – С. 57–63.

7. *Battan L. J.* Radar Observation of the Atmosphere / L. J. Battan. – Chicago, University of Chicago Press, 1973. – 324 p.
8. *Воронцов В. А.* Турбулентность и вертикальные токи в пограничном слое атмосферы / В. А. Воронцов. – Л.: Гидрометеоздат, 1966. – 295 с.
9. *Атлас Д.* Успехи радарной метеорологии / Д. Атлас. – Л.: Гидрометеоздат, 1967. – 194 с.
10. *Огути Т.* Распространение и рассеяние электромагнитных волн в дожде и других гидрометеорах / Т. Огути // *Тр. Ин-та инж. по электротехнике и радиоэлектрон.: обзор.* – 1983. – 11, № 9. – С. 6–65.

Рукопись поступила 19.07.2011.

Ye. N. Belov, O. A. Voitovych, G. . Rudnev,
T. O. Tkachova, G. I. Khlopov, S. I. Khomenko

RADAR SOUNDING OF SMALLSCALE TURBULENCE IN BOUNDARY LAYER OF ATMOSPHERE

The data of experimental study of radar reflectivity of optical unobserved objects, obtained by incoherent sounding in wavelengths 8 mm and 3 cm are analyzed. The altitude profiles of structure constant and its season variations are given as well as existing of turbulence irregularities in spatial spectrum on the order of 4 mm are experimentally confirmed.

Key words: structure constant, turbulence, spatial spectrum, fluctuations of refraction coefficient.

Є. М. Белов, О. А. Войтович, Г. О. Руднев,
Т. О. Ткачова, Г. І. Хлопов, С. І. Хоменко

РАДІОЛОКАЦІЙНЕ ЗОНДУВАННЯ МІЛКОМАСШТАБНОЇ ТУРБУЛЕНТНОСТІ В ПОВЕРХНЕВОМУ ШАРІ АТМОСФЕРИ

Аналізуються результати досліджень радіолокаційної відбиваності об'єктів, які оптично не спостережувані і отримані за допомогою некогерентного зондування в діапазонах 8 мм та 3 см. Наведено висотні профілі структурної сталої, її сезонні зміни, а також експериментально підтверджено наявність турбулентних неоднорідностей в просторовому спектрі з характерним масштабом близько 4 мм.

Ключові слова: структурна стала, турбулентність, просторовий спектр, флуктуації коефіцієнта заломлення.