

О СПЕКТРАХ АМПЛИТУДНЫХ ФЛУКТУАЦИЙ РАДИОСИГНАЛОВ ГЕОСТАЦИОНАРНОГО ИСКУССТВЕННОГО СПУТНИКА ЗЕМЛИ

Г. А. Алексеев, М. В. Белоброва

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

В работе используются результаты измерений частотных спектров амплитудных флуктуаций сигналов СВЧ-источника трехсантиметрового диапазона, расположенного на геостационарном спутнике *Hot Bird*, при различных состояниях тропосферы. Проведен теоретический анализ влияния параметров пространственного спектра неоднородностей, скорости их переноса, дистанционных профилей скорости и структурной характеристики коэффициента преломления тропосферы на форму частотных спектров. Обсуждаются возможности радиомониторинга тропосферы по частотным спектрам спутниковых радиосигналов. Ил. 5. Библиогр.: 9 назв.

Ключевые слова: частотный спектр амплитудных флуктуаций, пространственный спектр турбулентности, коэффициент преломления тропосферы, структурная характеристика.

Частотные спектры флуктуаций параметров спутниковых радиосигналов могут быть использованы для мониторинга земной тропосферы [1-5]. Методы мониторинга с использованием УКВ источников, расположенных на искусственном спутнике Земли (ИСЗ), активно развиваются в настоящее время [2, 3]. Реализация метода радиопросвечивания предполагает наличие банка моделей тропосферы. Качественные особенности спектров могут быть использованы как признаки для распознавания состояний тропосферы и соответственно диагностики и прогнозирования метеоусловий. Настоящая работа содержит попытку теоретической интерпретации временных спектров амплитудных флуктуаций СВЧ-источника трехсантиметрового диапазона ($\lambda = 0,03$ м), расположенного на геостационарном спутнике *Hot Bird* 1-4/6,13° в. д. Записи радиосигналов, проведенные при различных состояниях тропосферы, и соответствующие частотные спектры были представлены, в частности, в работах [5, 6]. В работе [5] описана схема обработки сигнала, включающая детектирование высокочастотного сигнала с последующей регистрацией флуктуаций амплитуды последнего.

1. Постановка задачи. Особенности радиотрассы и ее длина определяются расположением спутника под зенитным углом 61° (угол места $\alpha \sim 29^\circ$) на расстоянии $L_0 = 36000$ км от наземного приемника. В месте расположения приемника измерителем М49 определялась скорость ветра.

При указанном расположении геостационарного спутника длина участка радиотрассы, оказывающего влияние на амплитуду сигнала и ограниченного вертикальным размером тропосферы ~ 10 км, составляет около $L = 20$ км, а радиус первой зоны Френеля на границе области, существенной для распространения соответственно [7] $\sqrt{\lambda L(L_0 - L)/L_0} \approx \sqrt{\lambda L} \approx 25$ м.

На рис. 1 сплошными кривыми в логарифмическом масштабе представлены сглаженные, нормированные на спектральную плотность нулевой гармоники $S_0 = S_\chi(0)$ энергетические спектры записей протектированного радиосигнала, полученные при наблюдаемой слабой облачности и скорости ветра в месте расположения приемника около 2 м/с – кривая I и 3 м/с – кривая II, а также при сплошной облачности и скорости ветра около 11 м/с (кривая III) и при наличии кучевых облаков и скорости ветра порядка 20 м/с (кривая IV). По оси ординат отложена нормированная интенсивность энергетического спектра S_χ / S_0 , по оси абсцисс – частота в герцах.

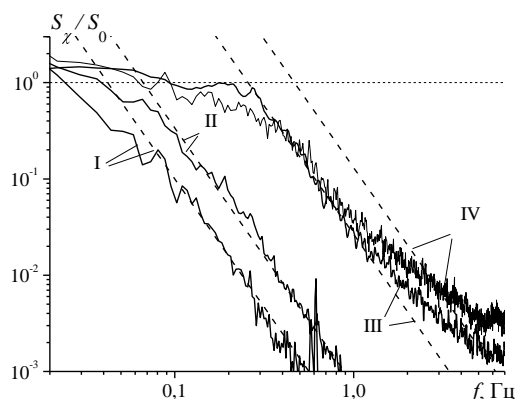


Рис. 1. Экспериментальные и теоретические частотные спектры амплитудных флуктуаций радиосигналов ИСЗ

Интерпретация экспериментальных спектров будет проведена применительно к описанию распространения плоской волны в локально-однородной изотропной турбулентной среде в рамках метода плавных возмущений, т. е. применительно к случаю слабых флуктуаций параметров [8, 9]. При теоретическом анализе не учитывалось влияние ионосферы Земли и использова-

лась гипотеза локальной замороженности, которая для радиотрассы с внеатмосферным источником может быть применима условно.

Дистанция, на которой учитывается изменение параметров плоской волны, падающей на условную границу тропосферы, предполагается равной $L=20$ км, т. е. влияние верхних слоев атмосферы на сигнал источника не учитывается.

Частотные энергетические спектры амплитудных (временных) флуктуаций плоской волны принято связывать с поперечной (относительно направления распространения), усредненной по дистанции, скоростью переноса неоднородностей V в инерционном интервале пространственного спектра неоднородностей [9].

Априорное знание пространственного спектра показателя преломления $\Phi_n(\aleph)$ упрощает решение задачи определения по форме частотного спектра $S_\chi(\omega)$ скорости V , допуская аналитическое решение. Здесь и далее приняты обозначения: \aleph - безразмерное (умноженное на $\sqrt{\lambda L}$) волновое число пространственной гармоники; $\Phi_n(\aleph)$ - пространственный спектр турбулентности; ω - текущая частота временного спектра. Теоретический и экспериментальный анализ энергетических спектров в работе будет проведен только для амплитудных (уровневых) флуктуаций радиосигнала.

2. Основные уравнения и численные результаты. Известно, что при колмогоровском пространственном (степенном) спектре

$$\Phi_n(\aleph) = 0,033 C_n^2 (\lambda L)^{11/6} \aleph^{-11/3}, \quad 0 < \aleph < \infty \quad (1)$$

убывание интенсивности флуктуаций уровня плоской волны на высоких частотах происходит по закону $\omega^{-8/3}$ [9]

$$\begin{aligned} S_\chi(f) &= 2,192 \left(\frac{C_n^2}{V} \right) \left(\frac{2\pi}{\lambda} \right)^{2/3} L^{7/3} \left(\frac{f}{f_t} \right)^{-8/3} = \\ &= 7,13 \frac{\sigma_\chi^2}{2\pi f_t} \left(\frac{f}{f_t} \right)^{-8/3}, \quad f > 1,43 f_t, \end{aligned} \quad (2)$$

где $f = \frac{\omega}{2\pi}$ - текущая линейная частота спектра;

$f_t = \frac{V}{\sqrt{2\pi\lambda L}}$ - частота, соответствующая времени пересечения первой зоны Френеля движущейся неоднородностью; C_n^2 - структурная характеристика коэффициента преломления тропосферы; $\sigma_\chi^2 = 0,307 C_n^2 \pi / \lambda^{7/6} L^{11/6}$ - дисперсия флуктуаций уровня. Т. е. частотный спектр амплитудных флуктуаций также является

степенным, но с показателем степени меньшим на единицу.

Наблюдение этой закономерности (спектра (2)) в эксперименте можно использовать как подтверждение реализации в земной тропосфере колмогоровского спектра, описывающего установившийся режим развитой турбулентности. К таким экспериментально наблюдаемым спектрам, хорошо аппроксимируемым соотношением (2), относятся сплошные кривые I и II (рис. 1).

Применительно к зависимости нормированной спектральной плотности от частоты f в логарифмических масштабах соотношение (2) имеет вид

$$\lg \frac{S_\chi(f)}{S_0} = \lg 2,58 + \frac{8}{3} \lg f_t - \frac{8}{3} \lg f; \quad (3)$$

$$S_0 = 0,8506 \frac{C_n^2}{V} \left(\frac{2\pi}{\lambda} \right)^{2/3} L^{7/3} = 2,765 \frac{\sigma_\chi^2}{2\pi f_t}, \quad (4)$$

$$0 < f < 1,43 f_t,$$

где S_0 - спектральная плотность нулевой гармоники, описывающая асимптотически область низкочастотных флуктуаций [9].

Зависимости (2), характеризующие флуктуации плоской волны в среде с колмогоровским спектром, при различных значениях параметра f_t представлены штриховыми наклонными прямыми на рис. 1. Горизонтальная пунктирная прямая соответствует асимптотическому описанию «низкочастотной» области спектра (3). Угол наклона штриховых линий, соответствующих колмогоровским спектрам, как видно из рис. 1, не зависит от скорости переноса неоднородностей и определяется только показателем степени, равным $-8/3$ ($\sim -2,67$).

Соотношения (1) и (2) подтверждают общую закономерность, установленную в работе [8] и отмеченную в работах [1, 2, 9]: индекс частотного спектра амплитудных флуктуаций на единицу меньше, чем индекс пространственного спектра. Эта закономерность может быть положена в основу диагностики частотных спектров и определения показателя степени убывания пространственного спектра по экспериментальным частотным спектрам.

Из рис. 1 видно, что штриховые линии достаточно хорошо аппроксимируют приведенные экспериментальные спектры I и II. Следовательно, аппроксимация экспериментальных зависимостей соотношениями (2) и (4), допустимая при условии $\sqrt{\lambda L}/l_{\max} < f/f_t < \sqrt{\lambda L}/l_{\min}$ (l_{\max}, l_{\min} - внешний и внутренний масштабы турбулентности), позволяет определить абсциссу точки пересечения штриховой линии с пунктир-

ной, соответствующей значению $1,43 f_t$. Затем по формуле $V = f_t \sqrt{2\pi\lambda L}$ определяется скорость ветра.

Методом определения скорости ветра по выбранным из экспериментального набора колмогоровским степенным спектрам является также аналитическое вычисление скорости с использованием формулы (2) по величине спектральной плотности $S_\chi(f)$ при заданной текущей частоте спектра f и известной дисперсии амплитудных флуктуаций.

Мерой соответствия экспериментальных частотных спектров колмогоровским, характеризующей погрешность определения скорости V , при этом является интегральное отклонение экспериментальной кривой от аппроксимирующей прямой. Оно составляет для кривых I, II величину около 10 %. Частоты f_t для кривых I и II равны соответственно 0,029 Гц и 0,047 Гц, а отвечающие им скорости соответственно 1,82 м/с и 2,9 м/с, что согласуется с измеренными значениями скорости ветра в месте расположения приемника. Такое совпадение является в определенной степени случайным. Но кривые I и II подтверждают реализуемость колмогоровского спектра в тропосфере и допускают удовлетворительное решение обратной задачи в такой постановке.

Большинство наблюдаемых экспериментальных частотных спектров, однако, не допускает аппроксимации степенной зависимостью $(f/f_t)^{-8/3}$. Такие спектры представлены, в частности, сплошными кривыми III и IV на рис. 1. Их общей характерной особенностью является существенное повышение интенсивности высокочастотной части спектра при меньшем, чем 8/3 (по модулю) показателе степенного убывания высокочастотной части. Ширина спектров в эксперименте могла достигать десятков герц, причем уширение спектров обусловлено не только повышенной высокочастотной частью спектра, но и снижением низкочастотной части. Для кривой IV ширина спектра флуктуаций составляет порядка 1 Гц. Формально такие спектры можно называть равномерно протяженными [8].

Наклон экспериментального спектра III относительно оси абсцисс составляет -2,09, а наклон спектра IV -1,66.

Причинами уширения спектров при слабых флуктуациях параметров турбулентности могут быть более сложный, чем колмогоровский, характер спектра показателя преломления с ограниченным по мощности энергетическим интервалом, сложное дистанционное распределение скорости ветра и структурной характеристики коэффициента преломления. Штриховыми линиями на

рис. 1 представлены степенные зависимости $f^{-8/3}$, соответствующие измеренным значениям скорости ветра ($V = 11$ м/с - прямая III и $V = 20$ м/с - прямая IV).

Спектры III, IV подтверждают невозможность их аппроксимации колмогоровскими зависимостями с целью определения по ним скорости V .

Отметим, что хотя принципиальная возможность определения формы пространственного спектра $\Phi_n(\aleph)$ по временным спектрам отмечена в работе [9], алгоритм определения других параметров тропосферы, кроме скорости ветра, по форме частотного спектра не обсуждался.

По выборке экспериментальных спектров, допускающих аппроксимацию степенной зависимостью, используя указанное общее свойство, можно определить такой параметр тропосферы, как индекс пространственного спектра. Например, если допустить аппроксимацию высокочастотной части спектра III степенной зависимостью с показателем -2,09, в тропосфере ей должен соответствовать индекс пространственного спектра -3,09, а спектру IV при аппроксимации зависимостью с показателем -1,66 должен соответствовать индекс пространственного спектра -2,66. Гидродинамическое описание турбулентной среды с индексом -3,09 неизвестно, а индекс пространственного спектра -2,66 $\approx -8/3$ характеризует согласно [8] двумерную турбулентную среду с плоскими неоднородностями («блинами»).

В проведенном эксперименте при радиусе первой зоны Френеля ($\sqrt{\lambda L}$) около 25 м внешний масштаб неоднородностей мог достигать сотен метров. При этих условиях когерентными являются достаточно крупные образования (размером ~ 50 м), гидродинамический учет которых в рамках колмогоровского описания сопровождается большой погрешностью. Более корректный учет внешнего и внутреннего масштабов турбулентности локально-однородной тропосферы может быть проведен с помощью модифицированного спектра Кармана [9], который хорошо описывает реальное состояние тропосферы

$$\Phi_n(\aleph) = 0,033 C_n^2 (\lambda L)^{11/6} (\aleph^2 + \aleph_{\min}^2)^{-11/6} \times \exp(-\aleph^2 / \aleph_{\max}^2), \quad 0 < \aleph < \infty. \quad (5)$$

Здесь $\aleph_{\min} = \sqrt{\lambda L} 2\pi / l_{\max}$ - параметр, ограничивающий интенсивность пространственного спектра наличием крупных неоднородностей размером не более l_{\max} ; $\aleph_{\max} = \sqrt{\lambda L} 2\pi / l_{\min}$ - параметр, характеризующий минимальный размер l_{\min} неоднородностей.

Особенности описания тропосферы соотношением (5) демонстрирует рис. 2, на кото-

ром представлены пространственные спектры $\Phi_n(\aleph)$, нормированные на величину $0,033 C_n^2(\lambda L)^{11/6}$, для таких параметров: $\aleph_{\min} = 1, \aleph_{\max} = 20$ - кривая I; $\aleph_{\min} = 5, \aleph_{\max} = 200$ - кривая II; $\aleph_{\min} = 10, \aleph_{\max} = 200$ - кривая III; $\aleph_{\min} = 20, \aleph_{\max} = 200$ - кривая IV. Штриховая линия соответствует колмогоровскому описанию ($\aleph_{\min} = 0, \aleph_{\max} = \infty$).

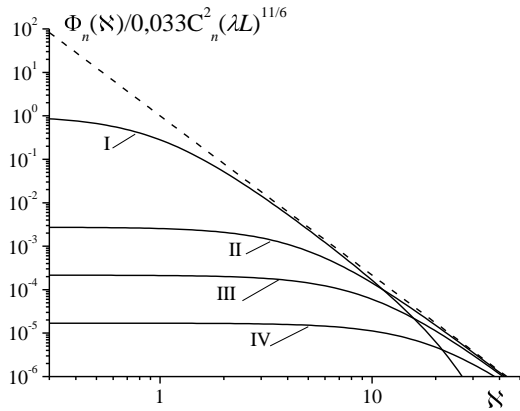


Рис. 2. Пространственные спектры турбулентной тропосферы

Интенсивность такого нормированного пространственного спектра в «низкочастотной» области определяется значением $\aleph_{\min}^{-11/3}$. Из рис. 2 видно, насколько существенным для правильной оценки влияния соизмеримых с зоной Френеля ($\aleph \leq 1$) образований, формирующих энергетический интервал спектра, является использование в модели тропосферы спектра Кармана, ограничивающего интенсивность пространственного спектра в области низких частот заданным внешним масштабом. Видно также, что внешний масштаб турбулентности в случае $\sqrt{\lambda L} \geq l_{\max}$ ($\aleph_{\min} \geq 1$) является критическим параметром, определяющим энергетический вклад крупных неоднородностей. Проведем спектральный анализ амплитудных флуктуаций сигнала с использованием в модели тропосферы спектра Кармана. При проведении анализа исходным будет соотношение для автокорреляционной функции $B(\tau)$ амплитудных флуктуаций плоской радиоволны в плавно неоднородной локально-стационарной случайной среде [9]

$$B(\tau) = 8\pi^2 k^2 \times \int_0^1 d\eta \int_0^\infty \aleph f_C(\eta) J_0(\aleph f_V(\eta)\tau) \Phi_n(\aleph) g(\aleph, \eta) d\aleph, \quad (6)$$

где $g(\aleph, \eta) = \sin^2 \left[\frac{(1-\eta)\aleph^2}{4\pi^2} \right]$; $k = 2\pi/\lambda$; η -

безразмерное (нормированное на дистанцию L) расстояние, отсчитываемое от условной границы тропосферы; τ - безразмерное (нормированное на время пересечения зоны Френеля неоднородностью $\sqrt{\lambda L}/V_0$) текущее время; V_0 - приземное значение скорости переноса тропосферных неоднородностей, спектр $\Phi_n(\aleph, \eta)$ задан соотношением (5) при различных $\aleph_{\min}, \aleph_{\max}$; $f_C(\eta) = C_n^2(\eta)/C_{n0}^2$ - дистанционный профиль структурной характеристики коэффициента преломления тропосферы, нормированной на приземное значение структурной характеристики; $f_V(\eta) = V(\eta)/V_0$ - дистанционный «профиль» поперечной скорости ветра; $J_0(\aleph f_V(\eta)\tau)$ - функция Бесселя. Продольная скорость ветра в модели не принимается во внимание.

Частотные энергетические спектры амплитудных временных флуктуаций радиосигналов

$$S(f) = 4 \int_0^\infty B(\tau) \cos(2\pi f\tau) d\tau \quad (7)$$

были рассчитаны для различных состояний тропосферы (рис. 3) и различных моделей изменения «поперечной» скорости переноса «замороженной» турбулентности (рис. 4) при экспоненциальном профиле структурной характеристики [3]

$$f_C(\eta) = \exp(-b_s(1-\eta)L \sin \alpha), \quad 0 \leq \eta \leq 1, \quad (8)$$

где $b_s = 0,125 \text{ км}^{-1}$ - приземный градиент дистанционного изменения структурной характеристики коэффициента преломления «стандартной» тропосферы, $L \sin \alpha = 10 \text{ км}$ - ее толщина.

Результаты численного исследования зависимости нормированных спектров амплитудных флуктуаций от состояния тропосферы приведены на рис. 3 при условии независимости усредненной скорости ветра от дистанции $f_{V_0}(\eta) = \text{const} = 1$ и $V_0 = 20 \text{ м/с}$ для случаев: $\aleph_{\min} = 0, \aleph_{\max} = 20$ - штриховая линия, $\aleph_{\min} = 0, \aleph_{\max} = 200$ (кривая I), $\aleph_{\min} = 5, \aleph_{\max} = 200$ (кривая II), $\aleph_{\min} = 10, \aleph_{\max} = 200$ (кривая III), $\aleph_{\min} = 20, \aleph_{\max} = 200$ (кривая IV). При $\lambda = 0,03 \text{ м}$ и $L = 20 \text{ км}$ (радиус зоны Френеля $\approx 25 \text{ м}$) указанные параметры соответствуют следующим размерам неоднородностей: $l_{\max} \rightarrow \infty, l_{\min} \approx 7,5 \text{ м}$ - штриховая линия, $l_{\max} \rightarrow \infty, l_{\min} \approx 0,75 \text{ м}$ - кривая I, $l_{\max} \approx 30 \text{ м}, l_{\min} \approx 0,75 \text{ м}$ - кривая II, $l_{\max} \approx 15 \text{ м}, l_{\min} \approx 0,75 \text{ м}$ - кривая III, $l_{\max} \approx 7,5 \text{ м}, l_{\min} \approx 0,75 \text{ м}$ - кривая IV. Для наглядности на рис. 3, а представлены энергетиче-

ские спектры, нормированные на величину $32\pi^2 k^2 0,033 C_{n0}^2 (\lambda L)^{11/6}$, а на рис. 3, б - энергетические спектры, нормированные на уровень S_0 нулевой гармоники, т. е. на величину $32\pi^2 k^2 0,033 C_{n0}^2 (\lambda L)^{11/6} \mathfrak{N}_{\min}^{-11/3}$.

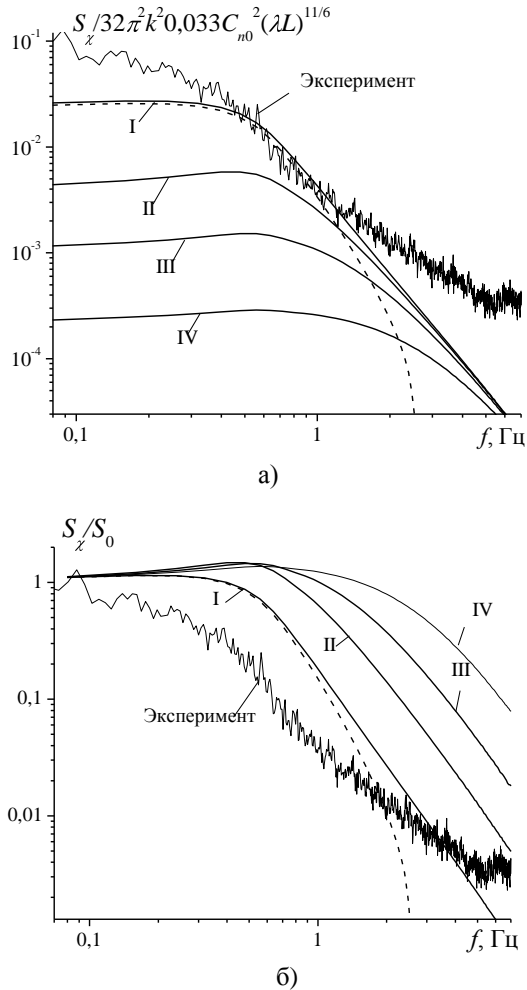


Рис. 3. Частотные спектры амплитудных флуктуаций при различных параметрах пространственного спектра Кармана

Из рис. 3, а следует, что ширина частотного спектра определяется в основном «мелкомасштабными» неоднородностями пространственного спектра (кривые III, IV), а интенсивность - крупномасштабными (кривая I). Снижение интенсивности низкочастотной части, определяемое величиной параметра \mathfrak{N}_{\min} атмосферы, вызывает уширение спектра. Дополнительно на рис. 3 приведен экспериментальный спектр из рис. 1 с модулем показателя степенного убывания высокочастотных компонент меньшим $8/3$. Видно, что учет больших скоростей переноса неоднородностей и учет кармановских параметров не объясняют форму экспериментально наблюдаемых протяженных спектров.

Результаты анализа влияния на форму частотных спектров слоев в профилях скорости ветра и структурной характеристики представлены на рис. 4, а, и 5. Пространственный спектр неоднородностей при этом предполагался кармановским с параметрами $\mathfrak{N}_{\min}=0$, $\mathfrak{N}_{\max}=200$. Частотные спектры были рассчитаны для профиля скорости ветра, образуемого суммой постоянной компоненты и «гауссового» слоя повышенной интенсивности

$$f_V(\eta) = 1 + \Delta_V \exp(-b_V^2(\eta - \eta_V)^2), \quad 0 \leq \eta \leq 1, \quad (9)$$

где η_V , Δ_V - приведенная высота и интенсивность слоя V ; $b_V = 20$, $b_s L \sin \alpha = 1,25$, и для профиля, образуемого суммой экспоненциальной зависимости и «гауссового» слоя

$$f_V(\eta) = [1 - \Delta_V \exp(-b_V^2(1 - \eta_V)^2)] \times \exp(-b_s(1 - \eta)L \sin \alpha) + \Delta_V \exp(-b_V^2(\eta - \eta_V)^2), \quad 0 \leq \eta \leq 1. \quad (10)$$

Профиль структурной характеристики, учитывающий наличие слоя повышенной концентрации коэффициента преломления на фоне «стандартного» (экспоненциального) профиля, описывался соотношением, аналогичным (10)

$$f_C(\eta) = [1 - \Delta_C \exp(-b_C^2(1 - \eta_C)^2)] \times \exp(-b_s(1 - \eta)L \sin \alpha) + \Delta_C \exp(-b_C^2(\eta - \eta_C)^2), \quad 0 \leq \eta \leq 1, \quad (11)$$

где η_C , Δ_C - приведенная высота и интенсивность слоя C_n^2 ; $b_C = 20$, $\Delta_C = 1$; $b_s L \sin \alpha = 1,25$.

Значения C_{n0}^2 , V_0 при использовании моделей (8), (10) и (11) определяли приземные значения структурной характеристики и ортогональной радиолучу компоненты скорости ветра. В модели (9) приземные значения скорости при рассматриваемых значениях параметров «гауссового» слоя несущественно зависят от его местоположения.

Для профиля скорости ветра (9) в стандартной тропосфере (8) результаты расчета представлены на рис. 4, а штриховыми кривыми. Для профиля скорости ветра (10) в стандартной тропосфере (8) результаты расчета представлены на рис. 4, а сплошными кривыми. Номера кривых соответствуют различному значению параметра η_V при заданной интенсивности «гауссового» слоя ($\Delta_V = 2$): кривые II - $\eta_V = 0,1$; кривые III - $\eta_V = 0,5$; кривые IV - $\eta_V = 0,9$. Указанным координатам η_V соответствуют высоты расположения «гауссового» слоя в километрах: $0,9 \sim 2$ км; $0,5 \sim 10$ км; $0,1 \sim 18$ км. Кривые I описывают случай отсутствия «гауссового» слоя. Профили скорости ветра (10), соответствующие номерам моделей, представлены на рис. 4, б.

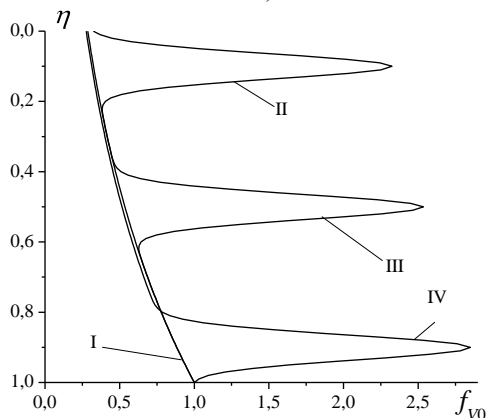
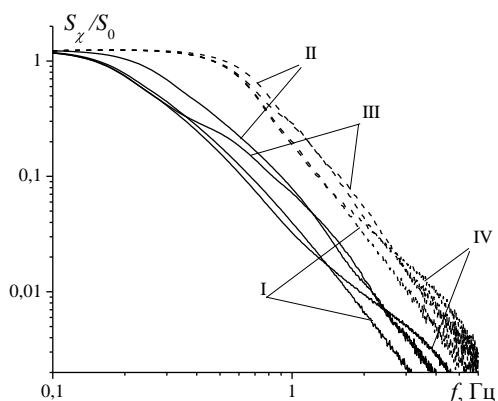


Рис. 4. Частотные теоретические спектры амплитудных флуктуаций (а) для различных профилей скорости переноса «замороженной» турбулентности (б)

Учет одновременного влияния на форму частотного спектра совмещенных или разнесенных слоев структурной характеристики неоднородностей и скорости переноса неоднородностей отражает рис. 5.

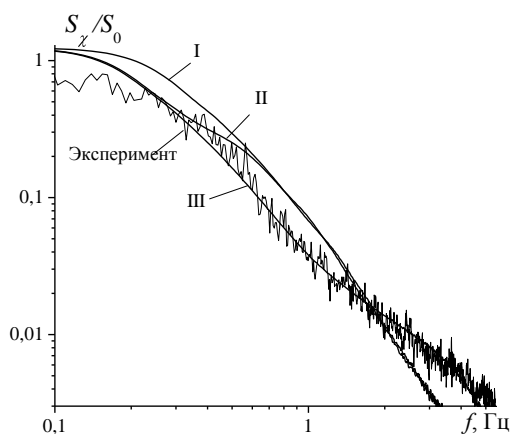


Рис. 5. Теоретические частотные спектры при наличии слоев в профилях скорости переноса неоднородностей и структурной характеристики и экспериментальный спектр

Результаты расчета применительно к профилям, описываемым соотношениями (10) и (11),

представлены сплошными кривыми. Месторасположение интенсивного слоя в экспоненциальном профиле структурной характеристики считалось заданным, соответствующим высоте расположения 2 км ($\eta_C=0,9$), а месторасположение интенсивного слоя в экспоненциальном профиле скорости ветра было выбрано: $\eta_V=0,1$ для кривой I; $\eta_V=0,5$ для кривой II; $\eta_V=0,9$ для кривой III.

Кривые I - III показывают, что наиболее существенное влияние на форму спектра, в частности, на наклон «высокочастотного» участка, оказывает совпадающее расположение интенсивных слоев в профилях структурной характеристики и скорости ветра в приземной части тропосферы. Из рис. 4, а и 5, таким образом, следует, что наличием интенсивных слоев в профилях скорости ветра и структурной характеристики можно объяснить форму экспериментальных спектров, отличающихся от «колмогоровских». Из рис. 5, на котором приведен экспериментальный спектр, видно, что использование модели тропосферы, для которой спектр амплитудных флуктуаций описывается кривой III, дает хорошую аппроксимацию и физическое объяснение эксперимента. Неоднозначность задачи, однако, не позволяет рекомендовать метод «заданных слоев» в качестве корректного метода решения обратной задачи. Решение задачи определения дистанционных параметров турбулентной тропосферы по временным спектрам радиосигнала в более общей и корректной постановке неизвестно.

Выводы. Проведен анализ влияния на форму частотных спектров параметров пространственного спектра неоднородностей, скорости их переноса, слоистости тропосферы. Проведенные исследования подтвердили возможность использования частотных спектров сигналов радиостанции, расположенной на геостационарном спутнике, для распознавания состояний тропосферы и соответственно диагностики и прогнозирования метеоусловий. По экспериментальным спектрам амплитудных флуктуаций, допускающим аппроксимацию соотношениями, применимыми для известной модели тропосферы Колмогорова-Обухова, может быть определена поперечная (относительно радиолуча), усредненная по дистанции скорость переноса неоднородностей тропосферы. По спектрам, не допускающим аппроксимацию, может быть определен только показатель степени убывания пространственного спектра статистически неоднородной среды. Наличием интенсивных слоев в дистанционных профилях структурной характеристики и скорости ветра можно объяснить форму экспериментальных спектров, отличающихся от «колмогоровских».

1. Яковлев О. И. Распространение радиоволн в космосе. - М.: Наука, 1985. - 216 с.
2. Яковлев О. И., Павельев А. Г., Матюгов С. С. Развитие спутникового радиозатменного метода мониторинга ат-

- мосферы и ионосферы // Зарубеж. радиоэлектрон. - 2002. - №9. - С. 8-16.
3. *Rocken C., Kuo Y. H., Hunt D., Sokolovskiy S.* COSMIC System Description.-Special issue of Terrestrial // Atmospheric and Oceanic Science, **11**, No. 1, 21-52, March 2000.
 4. *Mandics P. A., Lee R. W., Waterman A. T. Jr.* Spectra of short-terms fluctuations of the line-of-sight signals // Electromagnetic and acoustic. Radio Sci. - 1973. - **8**, No. 3. - P. 185-201.
 5. *Мыценко И. М., Халамейда Д. Д., Хоменко С. И.* Использование радиосигналов ИСЗ для определения параметров гидрометеообразований // Радиофизика и электроника. - Харьков: Ин-т. радиофизики и электрон. НАН Украины. - 2007. - **12**, № 1. - С. 195-198.
 6. *Алексеев Г. А., Белоброва М. В., Мыценко И. М., Халамейда Д. Д.* Исследование спектров амплитудных флуктуаций радиосигналов геостационарного ИСЗ // Тез. докл. 17-й Международной Крымской микроволновой конференции «СВЧ-техника и телекоммуникационные технологии», 12-16 сентября 2007 г., СпiMiCo'2007. - Украина. - С. 207-217.
 7. *Калинин А. И.* Распространение радиоволн на трассах наземных и космических радиолоний. - М.: Связь, 1979. - 296 с.
 8. *Татарский В. И.* Распространение волн в турбулентной атмосфере. - М.: Наука, 1967.- 548 с.
 9. *Исигару А.* Распространение и рассеяние волн в случайно-неоднородных средах. Т. 2. - М.: Мир, 1981. - 318 с.

ABOUT AMPLITUDE FLUCTUATION SPECTRUMS OF GEOSTATIONARY ARTIFICIAL SATELLITE RADIO SIGNALS

G. A. Alexeev, M. V. Belobrova

The work uses the measurement results of amplitude fluctuation frequency spectrums of signals of microwave frequen-

cy three-centimeter source, located on the geostationary satellite Hot Bird, at the different troposphere states. The theoretical analysis of influence on the frequency spectrum form of spatial spectrum parameters of heterogeneities, their transport velocities, distance profiles of velocity and troposphere refraction index structural characteristic, is carried out. Possibilities of troposphere radiomonitoring on the frequency spectrums of satellite radio signals is discussed.

Key words: frequency spectrum, amplitude fluctuations, turbulence spatial spectrum, troposphere refraction index, structural characteristic.

ПРО СПЕКТРИ АМПЛІТУДНИХ ФЛУКТУАЦІЙ РАДІОСИГНАЛІВ ГЕОСТАЦІОНАРНОГО ШТУЧНОГО СУПУТНИКА ЗЕМЛІ

Г. О. Алексеев, М. В. Белоброва

В роботі використані результати вимірювань частотних спектрів амплітудних флуктуаций сигналів СВЧ-джерела трьохсантиметрового діапазону, розташованого на геостационарному супутнику *Hot Bird*, при різних станах тропосфери. Проведено теоретичний аналіз впливу на форму частотних спектрів параметрів просторового спектру неоднородностей, швидкості їх перенесення, дистанційних профілів швидкості і структурної характеристики коефіцієнта заломлення тропосфери. Обговорюються можливості радіомоніторингу тропосфери по частотних спектрах супутникових радіосигналів.

Ключові слова: частотний спектр, амплітудні флуктуации, просторовий спектр турбулентності, коефіцієнт заломлення тропосфери, структурна характеристика.

Рукопись поступила 14 февраля 2008 г.