

О РАСПРОСТРАНЕНИИ РАДИОВОЛН В ТРОПОСФЕРЕ С АНИЗОТРОПНЫМИ ФЛУКТУАЦИЯМИ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ

Введение

Анизотропные свойства атмосферной турбулентности представляют интерес и как геофизический объект статистической гидромеханики [1], и как объект экспериментальных исследований [2]. В 60-е–70-е годы многими авторами были разработаны модели однократного и многократного рассеяния радиоволн, основные численные оценки которых базируются на конкретном виде спектров или корреляционных функций флуктуаций коэффициента преломления радиоволн. Для ряда моделей корреляционных функций в теории однократного рассеяния анизотропной турбулентностью были проведены аналитические исследования статистических характеристик сигналов [3,4]. Однако ограниченность рамками этих моделей, отсутствие анализа влияния типа устойчивости атмосферы, зависимости статистических характеристик метеорологических полей от степени анизотропии турбулентных полей и векторного характера конфигурационного пространства (последнее было позже предложено в [5]) привели к необходимости провести исследования, изложенные в данной статье.

Другая рассматриваемая проблема – учет влияния флуктуаций влажности в тропосфере и роли их анизотропии. Этого требуют теоретические и экспериментальные оценки вкладов спектров влажности, температуры воздуха и их коспектров в спектр коэффициента преломления радиоволн [6]. Теоретическое рассмотрение влияния анизотропных свойств флуктуаций метеорологических полей сравнивается с экспериментальными результатами.

Статистические характеристики пассивных метеовеличин

Для температурного турбулентного поля в термодинамически неравновесной атмосфере А.М. Обухов, рассмотрев структурную функцию в горизонтальной плоскости с расстоянием между точками ρ , определил область влияния архимедовых сил, создающих аксиальную

анизотропию, как $\rho \geq L_A$, где $L_A = \frac{\varepsilon^{5/4}}{N^{3/4}(g/T)^{3/2}}$, ε – скорость диссипации турбулентной

энергии, N – скорость выравнивания температурных неоднородностей, $\frac{g}{T}$ – параметр плавучести. Численная оценка L_A на основе теории подобия в приземном слое указывает на минимальный масштаб L_A от нескольких десятков метров до нескольких метров [7]. Границы, разделяющие архимедову низкочастотную и инерционную высокочастотную (изотропную) части спектра $Q_A = \frac{2\pi}{L_A}$ для вертикальных и горизонтальных волновых чисел,

различаются пропорционально степени анизотропии. Зависимость L_A от числа Ричардсона определяет влияние типа устойчивости атмосферы; в приземном слое эта граница зависит от Z/L_* , где Z – высота слоя, L_* – масштаб Монино-Обухова.

Теория аксиально-анизотропных турбулентных полей как динамических (скорость ветра), так и пассивных (потенциальная температура и удельная влажность) метеовеличин фактически состоит из нескольких подходов, основанных на различных гипотезах [8]. Если искажающим действием ветра можно пренебречь, турбулентные поля пассивных метеовеличин в горизонтальной плоскости локально изотропны [8 – 10]. Как динамический подход (влияние потенциальной энергии флуктуаций плавучести, градиента потенциальной температуры или градиента средней плавучести в спектральных уравнения Ламли, Шура или

Филлипса [8]), так и подход, основанный на теории размерностей (Болджиано, Монин [8]), а также спектральные уравнения Гисиной [9] для среды с градиентом скорости ветра позволяют выделить асимптотические области волновых чисел с определенным степенным падением спектров. Такие важные параметры турбулентности, как степень анизотропии и структурная характеристика определяются эмпирически и имеют в тропосфере разнообразный высотный ход, а наклон спектров с инерционной высокочастотной областью нередко имеет изломы. Изломы интерпретируются не только существованием границы, разделяющей архимедов и инерционный интервалы (при $L_A < L_0$, где L_0 – внешний масштаб турбулентности), но и различием корреляционных функций метеополей, каждая из которых отвечает определенной гипотезе. Значение степени анизотропии η показателя преломления радиоволн в устойчивой тропосфере колеблется в широких пределах. Например, над сухой землей $\eta = 1.25 \dots 5$ [10, 11] на основе измерений радиорефрактометрами, радарами в метровом диапазоне и на тропосферных трассах в УКВ диапазоне длин радиоволн; $\eta = 13$ по измерениям углов прихода радиоволн со спутника на частоте 7,3 ГГц [10], $\eta = 70$ [12] при интерферометрических измерениях в см-диапазоне и $\eta = 5 \dots 10$ в приводном слое [13]. Здесь $\eta = L_{\perp} / L_z$ ($\eta > 1$) соответствует устойчивой стратификации (согласно принятому в теории представлению об эллипсоидальной структуре турбулентных вихрей с отношением горизонтальных осей L_{\perp} к вертикальной оси L_z , задаваемым корреляционной функцией). В экспериментальных исследованиях последних лет немалое внимание уделяется спектрам случайных внутренних гравитационных волн (ВГВ) в устойчиво стратифицированной атмосфере. В отличие от стратосферы, тропосферные слои часто находятся в неустойчивом состоянии [2], но ВГВ наблюдались даже на высотах атмосферного пограничного слоя. Экспериментальные исследования степени анизотропии $\beta = L_z / L_{\perp}$ ($\beta > 1$) в термодинамически неустойчивой атмосфере в некоторой степени представлены в [5].

Рассматривая коэффициент преломления радиоволн n , зависящий от температуры, влажности воздуха и атмосферного давления согласно формуле Дебая, как пассивную величину, исследуем его турбулентные статистические характеристики, следуя методике, предложенной в [5] для одной из моделей спектра мелкомасштабных флуктуаций (размеров $\frac{1}{Q} \ll L_0$). В данной статье эта методика распространена на все известные теоретические модели спектров, подтвержденные экспериментальными измерениями. Взаимосвязь с характеристиками флуктуаций температуры, влажности и давления воздуха дана в отдельном параграфе.

Определим трехмерный спектр показателя преломления радиоволн в общем виде:

$$\Phi_n = C(z)\Phi(L\tilde{Q})L_{\perp}^2L_z, \quad (1)$$

где $C(z)$ зависит от структурной характеристики, для устойчивой стратификации $L = L_z$, $\tilde{Q} = (Q_z, \eta\tilde{Q}_{\perp})$, $\Phi(L\tilde{Q}) = \eta^2\tilde{\Phi}(L_z\tilde{Q})$, для неустойчивой стратификации $L = L_{\perp}$, $\tilde{Q} = (\beta Q_z, \tilde{Q}_{\perp})$, $\Phi(L\tilde{Q}) = \beta\tilde{\Phi}(L_{\perp}\tilde{Q})$, \tilde{Q} – волновой вектор. Такой выбор зависимости спектров от степеней анизотропии η и β соответствует пределам слоистой среды при сверхстабильности и двумерной локально изотропной в горизонтальной плоскости среды при сверхнеустойчивости [5]. При выборе в интервале $0 \leq Q < \infty$:

$$\tilde{\Phi}(L\tilde{Q}) = (1 + L^2\tilde{Q}^2)^{-\mu/2}, \quad (2)$$

$C(z) = AC_n^2 L^{\mu-3}$, $A = \sin \frac{\pi}{2} (\mu - 3) \cdot \Gamma(\mu - 1) / 4\pi^2$, – такая зависимость соответствует при $\eta = \beta = 1$ обобщенной модели изотропной турбулентной среды с насыщением структурной функции по Карману при $\mu = 11/3$, рассмотренной Просиным [4]. При выводе статистических характеристик сигналов дальнего тропосферного распространения (ДТР) УКВ радиоволн, в отличие от (1)-(2), зависимость сечений рассеяния от L_Z и L_{\perp} вводилась ранее без учета стратификации в пределе $L\tilde{Q} \gg 1$, который назван в [4] областью крупномасштабных анизотропных флуктуаций по сравнению с длиной радиоволны. Структурный коэффициент в формуле (2) выбран, исходя из требований соответствия модели изотропной турбулентности Обухова-Корсина при $\eta = \beta = 1$. Совокупность данных тропосферного распространения также нередко аппроксимируют сечением рассеяния с гауссовым спектром [11]:

$$\tilde{\Phi}(L\tilde{Q}) = \exp(-\tilde{Q}^2 L^2 / 4), \quad (3)$$

рассмотренным Райсом [14] исходя из распределения неоднородностей по скоростям. Определим корреляционную $B(\vec{r})$ и структурную $D(\vec{r})$ функции преобразованием Фурье [15]:

$$B(\vec{r}) = \int \exp(i\vec{Q}\vec{r})\Phi(\vec{Q})d^3\vec{Q}, \quad D(\vec{r}) = 2(B(0) - B(\vec{r})). \quad (4)$$

Подставляя в (4) спектры (1-3) и переходя к интегрированию по $d^3\tilde{Q}$, введем новое конфигурационное пространство, следуя [5]:

$\vec{x} = (z, \vec{\rho} / \eta)$ при устойчивости атмосферы, $\vec{x} = (z / \beta, \vec{\rho})$ при неустойчивости атмосферы.

Такое преобразование Фурье-интеграла (4) позволяет явно выделить зависимость структурной и корреляционной функции от степени анизотропии и компонент вектора \vec{r} в физическом пространстве, заполненном турбулентностью. В результате

$$B(\vec{r}) = C(\mu) \left(\frac{x}{L}\right)^{\frac{\mu-3}{2}} K_{\frac{\mu-3}{2}}\left(\frac{x}{L}\right) \quad (5)$$

– экспоненциально убывающая с ростом аргумента функция для степенных спектров (1)-(2),

$$B(\vec{r}) = C(z) 8\pi^{3/2} \exp(-x^2 / L^2) \quad (6)$$

– для гауссовых спектров (1), (3).

В выражении (5) $K_{\nu}(\frac{x}{L})$ – модифицированная функция Бесселя 3-го рода. Обобщенная модель корреляционной функции вида (5), предложенная Просиным, применялась в [4] для вывода параметров тропосферного рассеяния радиоволн изотропной турбулентностью. Она имеет ясный физический смысл при $3 < \mu < 5$ (положительность структурной функции) и объединяет ряд моделей корреляций: 1) изотропных полей при $\mu = 4$ (Букер и Гордон), $\mu = 13/3$ ($LQ \gg 1$ – Вайскопф и Вилларс), $\mu = 11/3$ ($LQ \gg 1$ – Обухов, Корсин, $1 \leq Q < \infty$ – Карман); 2) анизотропных полей при $\mu = 17/5$ (Болджиано, Монин $LQ \gg 1$); $\mu = 4$ (Стэрас). Особое место занимает модель турбулентного перемешивания с $\mu = 5$ (Нортон), при $LQ \gg 1$ хорошо соответствующая экспериментальным данным ДТР УКВ радиоволн [4, 5] (зависимость средней принимаемой мощности от угла рассеяния и от длины волны). Чтобы придать физический смысл структурной функции при $\mu = 5$, надо не только учесть крупномасштабные флуктуации, но и видоизменить их вес в спектре относительно

модели Кармана (2) (например, весовая функция $f = \exp\left(\frac{-Q_0}{4Q}\right)$ в спектре определяет положительную структурную функцию; конкретный вид функции требует экспериментального обоснования).

На малых расстояниях $x/L \ll 1$ для корреляций, соответствующих (5) при $3 < \mu < 5$:

$$D(\vec{r}) = C_n^2(x)\mu^{-3}. \quad (7)$$

Для гауссовых корреляций (6) $D(\vec{r}) = 2B(0)(x/L)^2$, где $B(0) = C(z)8\pi^{3/2}$. Значение переменной x/L в формулах (5)-(7) определяется в зависимости от типа устойчивости атмосферы:

$$x/L_z = \sqrt{Z^2 + \rho^2 / \eta^2} / L_z \text{ при устойчивости,} \quad (8)$$

$$x/L_{\perp} = \sqrt{Z^2 / \beta^2 + \rho^2} / L_{\perp} \text{ при неустойчивости,}$$

а длины L_z либо L_{\perp} определяют масштаб вихрей для вертикальных либо горизонтальных волновых чисел, который можно определить по автокорреляционной функции $R(\vec{r}) = B(\vec{r}) / B(0)$:

$$L = \int_0^{\infty} R(x) dx,$$

где x зависит от стратификации атмосферы в соответствии с формулами (8).

Полученные формулы дают возможность интерпретировать экспериментальные измерения корреляционной и структурной функции, проведенные с изменением ориентации вектора \vec{r} между двумя точками.

Зависимость статистических параметров радиоволн от типа устойчивости атмосферы

Статистические параметры радиоволн, распространяющихся в турбулентной среде с анизотропными флуктуациями пассивных метеовеличин, также можно выразить в зависимости от степени анизотропии и типа устойчивости атмосферы. Согласно современным экспериментальным данным, анизотропия флуктуаций коэффициента преломления радиоволн с вертикальными размерами от 1 м до 300 м и более, горизонтальными размерами от 5 м до 50 км наблюдается при распространении радиоволн в тропосфере. Поэтому задача является актуальной, и её решение различными методами [3, 4, 13] должно быть рассмотрено с этой точки зрения. Например, рассмотрение многократного перерассеяния на крупных по сравнению с длиной радиоволны неоднородностях в прямой волне методом геометрической оптики [15] на основе спектров вида (1) – (3) позволяет прийти к следующим выводам: отношение структурных функций D_s эйконала для радиоволн, распространяющихся в горизонтальном и вертикальном направлении, растет с ростом степени анизотропии при устойчивости атмосферы:

$$\frac{D_s(\text{гор})}{D_s(\text{верт})} = \frac{\eta x}{z} \cdot \frac{I(\sqrt{z^2 + y^2 / \eta^2})}{I(\sqrt{x^2 + y^2 / \eta})},$$

где $I(\xi) = \int_0^{\infty} (1 - J_0(\xi\kappa)) \tilde{\phi}(\kappa) \kappa d\kappa$, $\vec{\kappa} = (0, \eta\kappa_y, \kappa_z)$, $\vec{\kappa} = (\eta\kappa_x, \eta\kappa_y, 0)$ для горизонтальной и вертикальной компонент, $J_0(\xi\kappa)$ – функция Бесселя первого рода. При неустойчивой

стратификации $\frac{D_s(\text{гор})}{D_s(\text{верт})} = \frac{x}{\beta z} \cdot \frac{I(\sqrt{z^2 / \beta^2 + y^2})}{I(\sqrt{x^2 + y^2})}$ – отношение структурных функций

эйконала убывает с ростом степени анизотропии.

Обобщим результаты исследований влияния на статистические характеристики радиоволн анизотропных флуктуаций коэффициента их преломления вертикальных размеров $\lambda/2$ (при обратном рассеянии радиоволн длины λ) и размеров $\lambda/2 \cdot \sin \Theta/2$ при рассеянии в зеркальном направлении на угол Θ , представленные в [3, 4, 5]. Преобразуя в соответствии с (1)-(2) результаты интегрирования, полученные для степенных спектров на основе известной связи сечения рассеяния линейно поляризованных радиоволн σ и спектра коэффициента преломления радиоволн $\sigma = 2\pi k^4 \phi_n(\bar{Q}) \cos^2 \Theta$ [15], где \bar{Q} – вектор рассеяния, $k = 2\pi/\lambda$, можно охарактеризовать влияние устойчивости атмосферы следующим образом: 1) при устойчивой стратификации с ростом степени анизотропии η в случае широких диаграмм направленности (ДН) антенн либо узких, но (в случае очень сильной анизотропии) таких, что $A(\gamma_e \eta) \gg \Theta$, γ_e – ширина ДН антенны в горизонтальной плоскости, средняя принимаемая мощность и поперечный разнос линейно растут, а потери усиления антенны перестают зависеть от η ; в случае узких ДН антенн при несильной анизотропии ($A(\gamma_e \eta) \ll \Theta$) средняя принимаемая мощность квадратично растет, поперечный разнос перестает зависеть от η , а потери усиления антенны убывают обратно пропорционально η . 2) при неустойчивой стратификации с ростом степени анизотропии β в случае широких ДН антенн (либо узких при сильной анизотропии) средняя принимаемая мощность убывает пропорционально $\beta^{-\mu+2}$, поперечный разнос линейно убывает, потери усиления антенны перестают зависеть от β ; в случае узких ДН антенн при несильной анизотропии средняя принимаемая мощность убывает пропорционально $\beta^{-\mu+1}$, поперечный разнос не зависит от β , потери усиления антенн растут линейно. Таким образом, при несильной анизотропии и узких ДН потери усиления антенны растут либо убывают в зависимости от типа устойчивости атмосферы.

Для аксиально симметричной турбулентности при произвольной трассе сечение рассеяния зависит от полярного угла ψ вектора рассеяния \bar{Q} ; при вертикальной ориентации \bar{Q} в плоскости большого круга максимальны не только принимаемая мощность, но и сечение рассеяния. Перечисленные свойства статистических характеристик ДТР радиоволн, полученные для таких трасс, можно распространить на гауссовы спектры (3), например, рассмотрим представление корреляционных функции в виде, предложенном в [15], однако для мощности это верно только при устойчивой стратификации. Угловая зависимость принимаемой мощности на основе аппроксимации [15] интеграла по рассеивающему объему V в области пересечения узких ДН антенн для степенных спектров имеет вид:

$$P_r = AC_n^2 k^4 (2k \sin \Theta / 2)^{-\mu} VFB,$$

где F – зависит от параметров антенн и трассы, причем $B = \eta^2 \cdot (\cos^2 \psi + \eta^2 \sin^2 \psi)^{-\mu/2}$ при устойчивости, $B = \beta \cdot (\beta^2 \cos^2 \psi + \sin^2 \psi)^{-\mu/2}$ при неустойчивости, фактор A – указан в (2).

Влияние флуктуаций влажности в тропосфере

Спектр флуктуаций показателя преломления УКВ радиоволн может быть выражен в виде линейной комбинации спектров абсолютной температуры T и удельной влажности q воздуха и их коспектра, так как влияние флуктуаций атмосферного давления более слабое [16]:

$$\Phi_n = A_1\Phi_T + A_2\Phi_q + A_3\Phi_{Tq}, \quad (9)$$

Φ_{Tq} – коспектр величин T и q .

Действительно, вычислив произведения флуктуаций T , q и n в точках, находящихся на расстоянии r , по формуле Дебая и усреднив, получим для корреляционных функций линейную комбинацию вида (9), где коэффициенты A_i ($i = 1, 2$) равны производным n по метеопараметрам, $A_3 = -2A_1A_2$. Выполнив Фурье-преобразование, получим соотношение (9), получившее экспериментальное подтверждение в [6] для приповерхностного слоя атмосферы.

С ростом высоты в тропосфере абсолютная температура снижается на десятки $^{\circ}\text{C}$, удельная влажность – на два порядка. При изменениях метеопараметров от $T=293^{\circ}\text{K}$, $q=10^{-2}\text{г/г}$ до $T=253^{\circ}\text{K}$, $q=10^{-3}\text{г/г}$ по мере перехода от приземного слоя к средней тропосфере, например, численные значения коэффициентов A_i на основе формулы Дебая содержатся в пределах:

$$A_1 \approx (1,8 \dots 1,5)10^{-12}; \quad A_2 \approx (5 \dots 9,5)10^{-5}; \quad A_3 \approx -(2 \dots 2,3)10^{-8}.$$

Эти оценки подтверждают, что относительный вклад Φ_q и Φ_{Tq} существенен не только в атмосферном пограничном слое (АПС), но и в средней тропосфере, несмотря на низкий уровень относительной влажности. Пусть в соотношении (9) выполняется изотропия флуктуаций всех пассивных величин либо универсальность функциональной зависимости спектров всех полей от компонент вектора рассеяния при анизотропных флуктуациях. При выполнении этих условий связь структурных функций пассивных величин не зависит от степени анизотропии и как при устойчивости, так и при неустойчивости имеет вид:

$$C_n^2 = A_1C_T^2 + A_2C_q^2 + A_3C_{Tq}^2. \quad (10)$$

Сечение рассеяния радиоволн в тропосфере, таким образом, может зависеть от анизотропии двух метеополей (T и q). Экспериментальным обоснованием такого рассмотрения являются сравнительные измерения [6] в приповерхностном слое действия на баланс турбулентной энергии сил плавучести полей температуры и влажности, в которых получено отношение энергий, равное 70 над степью и равное 1 над океаном. Над водной поверхностью также резко возрастает C_q^2 : в 40 раз больше, чем над степью в приповерхностном слое.

Прекрасное экспериментальное исследование влияния флуктуаций влажности и особенностей статистических характеристик коэффициента преломления радиоволн на основе самолетных и зондовых измерений на высотах до 3 км над водной поверхностью было предоставлено Госсардом в [16]. Основные полученные результаты: подобие высотного хода дисперсии флуктуаций температуры, влажности и шкалы масштабов, а также рост этих величин, начиная с высоты 600 м, для неустойчивой стратификации и падение для устойчивой. Данные о стратификации сопровождались измерением чисел Ричардсона, достигших значения $R_i \approx 2$ при устойчивости. Кроме того, показано подобие спектров температуры и влажности и оценка влияния коспектра T и q .

Представлено большое количество одномерных спектров, в которых виден излом при значениях волновых чисел $Q_0 \approx 0,5\text{м}^{-1}$, соответствующих масштабу $L \approx 12\text{м}$, причем средний наклон при $Q > Q_0$ близок к $-5/3$, в то время, как при $Q < Q_0$ наклон возрастает при неустойчивости (до $-7/3$) и уменьшается при устойчивости. Такое явление по современным представлениям соответствует росту либо убыванию турбулентной энергии в зависимости от работы сил плавучести либо работы против этих сил.

Окончательно, при условии универсальности спектров пассивных метеовеличин относительное влияние влажности и ее анизотропных флуктуаций, полученное для приповерхност-

ного слоя, $C_n^2 \approx 1,5 \cdot 10^{-13}$ над сушей ($A_1 C_T^2 \approx 2,7 \cdot 10^{-13}$, $A_2 C_q^2 \approx 3 \cdot 10^{-13}$, $A_3 C_{Tq} \approx -4,2 \cdot 10^{-13}$) и $C_n^2 \approx 9,6 \cdot 10^{-12}$ над океаном ($A_2 C_q^2 \approx 1,2 \cdot 10^{-11}$, $A_3 C_{Tq} \approx -2,7 \cdot 10^{-12}$) на основе имеющихся экспериментальных данных и оценки коэффициентов (10) существенно и может сохраняться до высот средней тропосферы при одинаковой скорости убывания структурных характеристик флуктуаций температуры и влажности. Для уточнения требуется более тщательное исследование высотного хода структурных характеристик при обоих типах стратификации.

Прямые экспериментальные наблюдения анизотропии на тропосферных трассах

Прямые экспериментальные наблюдения анизотропии отражающей турбулентности возможны при изменении ориентации вектора рассеяния, которая зависит от угловых координат осей ДН радиоантенн. Если при обратном рассеянии достаточно сравнить значения принимаемой мощности при зондировании в различных направлениях [5], то в экспериментах на тропосферных трассах требуется либо изменение углов места ДН обеих антенн при неизменном угле рассеяния в плоскости большого круга, либо вращение области пересечения осей ДН антенн в плоскости, ортогональной плоскости большого круга. Достаточно представительные результаты экспериментов на тропосферных трассах длины 165 и 340 км в высотном интервале отражающей области $Z=600 \dots 4400$ м были представлены в [11] Гессингом. В этих экспериментах, проведенных при углах рассеяния $\Theta = 1,5^\circ \dots 6,7^\circ$, отклонение от изотропии флуктуаций коэффициента преломления радиоволн наблюдалось в зависимости средней принимаемой мощности от полярного угла вектора рассеяния Ψ , причем угол рассеяния фиксировался, а угол $\Psi \approx 0^\circ \dots 80^\circ$. Кроме того, в [11] проводились прямые измерения анизотропии поля скоростей ветра по зависимости ширины доплеровского спектра от флуктуаций скорости ветра $\vec{V} = (u, v, w)$ при $\psi = 0^\circ$ и $\Psi = 80^\circ$, в результате получено $\eta \approx u' / w' \approx 3,3$ в максимуме, что соответствует устойчивой стратификации. Значение η на основе падения средней мощности P_r с ростом Ψ определить трудно, так как влияет выбор модели спектральной функции коэффициента преломления. Измерения медианной зависимости P_r от угла рассеяния при $\Psi = 0$, $\Theta \geq 3^\circ \dots 4^\circ$ соответствуют $\Theta^{-7,4}$ и Θ^{-10} для длин трасс 165 и 340 км соответственно, что заметно отличается от предсказаний для отражения изотропной турбулентностью. Значение степени убывания принимаемой мощности с ростом угла рассеяния на трассе 165 км согласуется с анизотропной моделью спектра (2) при $\mu=5$, если структурная характеристика пропорциональна $z^{-2/3}$, что согласуется с рядом экспериментальных наблюдений при устойчивой стратификации. Полная совокупность данных соответствует зависимости $\frac{1}{\Theta^2} \exp\left(\frac{-\Theta^2}{4}\right)$. Судя по ограничению $|\vec{Q}| \geq \frac{2\pi}{1} \text{ м}^{-1}$ [11], вертикальные масштабы турбулентных неоднородностей соответствуют дециметровому диапазону. Результаты исследования анизотропии более крупных масштабов в прямой волне перечислены в обзоре [13].

Заключение

Получены практически важные результаты, позволяющие оценить влияние типа устойчивости атмосферы и роста степени анизотропии флуктуаций температуры и влажности воздуха на корреляционные и структурные функции коэффициента преломления радиоволн для широкого класса спектров, охватывающие все предложенные в теории геофизической

турбулентности модели и соответствующие экспериментальным исследованиям по результатам их обзора. Это, в частности, создает возможность последовательной интерпретации контактных и дистанционных измерений структурных и корреляционных функций в термодинамически неравновесной атмосфере. С этой же точки зрения рассмотрены такие статистические характеристики радиоволн, как структурные функции эйконала в прямой волне, средняя мощность, поперечный разнос и потери усиления антенны при зеркальном отражении радиоволн. Результаты также могут быть применены как при оценке погрешности измерения метеовеличин зондированием, так и в расчетах влияния высотного хода влажности воздуха и её флуктуации на тропосферное распространение радиоволн.

Список литературы: 1. *Монин А.С.* Геофизическая турбулентность. УМН. 1983. Т. 38. вып. 4 (232). С. 113-131. 2. *Ануфриев В.А., Яковлев О.И.* Флуктуации амплитуды и фазы радиоволн при просвечивании на трассах спутник-спутник // Радиофизика. 2002. Т. 45. №7. с. 549 – 557. (Изв. высш. учеб. заведений). 3. *H. Staras.* Forward scattering of radio waves by atmospheric turbulence // Proc. IRE, 1955. V.43 №10. 4. *Дальнее* тропосферное распространение ультркоротких радиоволн / Под ред. Б.А. Введенского и др. М.: Сов. радио 1965. 415 с. 5. *Гурвич А.С.* О рассеянии звука и радиоволн турбулентными структурами в стратосфере // Изв. РАН.ФАО. 1994. Т. 30. №1. С. 3 – 12. 6. *Копров Б.М.* Изменчивость показателя преломления радио- и акустических волн при вариациях влажности и температуры // Изв. АН СССР.ФАО. 1981. Т. 17. №8. С. 869 – 872. 7. *Обухов А.М.* О влиянии архимедовых сил на структуру температурного поля в турбулентном потоке // ДАН СССР. 1959. Т.125. №6. С. 1246 – 1248. 8. *Атмосферная турбулентность и распространение радиоволн* / Труды междунар. коллоквиума. М.: Наука. 1967. С. 105 – 112; 113 – 120; 121 – 129. 9. *Гисина Ф.А.* О влиянии градиентов средней скорости и температуры на спектральные характеристики турбулентности // Изв. АН СССР. ФАО. 1966. Т. 2. №8. С. 804 – 813. 10. *Арманд Н.А., Кибардина И.Н., Ломакин А.Н.* О коэффициенте анизотропии неоднородностей показателя преломления атмосферы // РЭ. 1981. №6. С. 1127 – 1131. 11. *Gjessing D.T.* Radio physical aspects of irregular structure in the atmosphere // опубли. в [8], С. 226 – 240. 12. *Ракитин Б.В.* Определение анизотропии неоднородностей показателя преломления при помощи горизонтального и вертикального интерферометров // РЭ. 1979. Т. 24. №6. С. 1204 – 1207. 13. *Кукушкин А.В., Фрейлихер В.Д., Фуке И.М.* Загоризонтное распространение ультракоротких радиоволн над морем. // Радиофиз. 1987. Т. 30. №7. С. 811 – 839 (Изв. высш. учеб. заведений). 14. *Вопросы дальней связи на ультркоротких волнах: Сб. статей.* М.:Сов. радио. 1957. 371 с. 15. *Татарский В.И.* Распространение радиоволн в турбулентной атмосфере. М.: Наука. 1967. 548 с. 16. *Gossard E.E.* Power spectra of Temperature, Humidity and Refractive index from Aircraft and Tethered Ballon Measurements // IRE Transactions on Antennas and Propag. 1960. V AP-8. № 2. p. 186 – 201.

Харьковский национальный
университет радиоэлектроники

Поступила в редколлегию 26.06.2003