

Радиометеорологические параметры, определяющие условия распространения СВЧ радиоволн над поверхностью океана, и методы их измерения

М.В.Белоброва, В.К.Иванов, А.Н.Кошель, И.Е.Островский*, И.М.Фукс*

Институт радиофизики и электроники НАН Украины,
Украина, 310085, Харьков, ул. Ак. Проскуры, 12

*Радиоастрономический институт НАН Украины,
Украина, 310002, Харьков, ул. Краснознаменная, 4

Статья поступила в редакцию 2 августа 1995 г., после переработки 18 декабря 1996 г.

По выполненным рефрактометрическим измерениям рассчитаны значения высот приводных волноводов H_0 , M -дефицитов, структурных постоянных C_N и коэффициентов анизотропии неоднородностей α , коэффициента преломления атмосферы n , определяющих ослабление СВЧ радиосигналов при распространении над морской поверхностью. Оценена изменчивость этих параметров в зависимости от района измерений и сезона года.

Проверена возможность расчета указанных радиометеопараметров по данным стандартных гидрометеорологических измерений, исходя из теории пограничного слоя атмосферы Монина-Обухова. Показано, что результаты таких расчетов удовлетворительно коррелируют с данными рефрактометрических измерений (за исключением коэффициента анизотропии α) при выборе универсальной константы теории Монина-Обухова $a_e = 300$.

По виконаних рефрактометричних вимірюваннях розраховано значення висот приводних хвилеводів H_0 , M -дефіцитів, структурних сталих C_N та коефіцієнтів анізотропії неоднорідностей α , коефіцієнта заломлення атмосфери n , які впливають на згасання НВЧ радіосигналів при поширенні їх над морською поверхнею. Оцінена мінливість цих параметрів в залежності від району вимірювання та сезону року.

Перевірено можливість розрахунку вказаних радіометеорологічних параметрів по даним стандартних гідрометеорологічних вимірювань, згідно теорії приграничного шару атмосфери Моніна-Обухова. Показано, що результати таких розрахунків задовільно корелюють з даними рефрактометричних вимірювань (за випадком коефіцієнту α) при виборі универсальної сталої теорії Моніна-Обухова $a_e = 300$.

Теория дифракции радиоволн вокруг сферической Земли в слоистой среде, включая волноводные эффекты, была построена в работах В.А.Фока [1,2]. Предполагается, что профиль приведенного коэффициента преломления

$$M = \left[n - 1 + \frac{H}{a} \right] \cdot 10^6 = N(H) + \frac{H}{a} \cdot 10^6$$

имеет параболический вид (H - высота над уровнем моря, n - показатель преломления воздуха на высоте H , a - радиус Земли). Основанием для такого предположения является согласно теории пограничного слоя атмосферы [3] утверждение, что в океане в установившемся состоянии уменьшение содержания водяных паров с высотой происходит по экспоненте. Дальнейшее развитие теории показало, что основными параметрами профиля $M(H)$, определяющими свойства тропосферного волновода, являются высота волновода

H_0 (как высота, на которой $\frac{dM}{dH} = 0$) и ΔM - перепад значения M (M -дефицит).

Экспериментальные исследования по проверке теории Фока были проведены над океаном [4] и показали, что затухание СВЧ радиосигналов с расстоянием происходит быстрее, чем предсказывает теория Фока. Причиной наблюдающегося расхождения являются турбулентная структура атмосферы и волнение моря, не учтенные в работе Фока.

Неоднородности коэффициента преломления атмосферы вызывают рассеяние части энергии сигнала на этих неоднородностях и высвечивание ее из приводного волновода. Согласно [5] это дополнительное ослабление сигнала имеет вид

$$V_1 = e^{-\gamma_1 R}, \quad (1)$$

где $\gamma_1 = \frac{0,26k^{8/9} C_\epsilon^2}{\alpha^{5/3} \cdot g_0^{5/9}}$, $g_0 = g_\epsilon - \frac{z}{a}$. (1')

Здесь R - дистанция, $k = \frac{2\pi}{\lambda}$, $g_\epsilon = \frac{d\epsilon}{dz}$ - вертикальный градиент регулярной составляющей диэлектрической проницаемости ϵ , C_ϵ - структурная постоянная флуктуаций $\delta\epsilon$, α - параметр анизотропии неоднородностей ($\alpha = \frac{L_{\parallel}}{L_{\perp}}$, L_{\parallel} - вертикальный,

L_{\perp} - горизонтальный размеры неоднородностей).

Согласно (1') для оценки потерь сигнала, обусловленных турбулентностью атмосферы, необходимо знать значение структурной постоянной C_ϵ и коэффициента анизотропии неоднородностей α . Анализ высвечивания СВЧ энергии из приводного волновода за счет рассеяния на взволнованной поверхности моря показал [4], что затухание сигнала зависит не только от высоты неровностей поверхности моря σ , но и от высоты волновода. Высота неровностей связана со скоростью ветра V .

Таким образом, чтобы иметь возможность рассчитать погонное затухание СВЧ радиосигнала при распространении над морской поверхностью, необходимо иметь информацию о следующих радиопараметрах:

- высота приводного волновода H_0 и M , и дефицит ΔM ;
- коэффициент анизотропии α неоднородностей коэффициента преломления;
- структурная постоянная C_ϵ флуктуаций диэлектрической проницаемости;
- скорость ветра V .

Указанные параметры измерялись специальным рефрактометром. Кроме того, в работе проверялась возможность расчета этих параметров, исходя из теории пограничного слоя атмосферы Монина-Обухова [3].

1. Рефрактометрические измерения

На судне был установлен специальный выстрел, по которому, находясь за бортом, могли перемещаться датчики рефрактометра. С помощью рефрактометра производились измерения по определению $M(H)$, ΔM , C_N и α . $C_N = 10^6 C_n$, $C_n = 0,5 C_\epsilon$, n - показатель преломления, N - индекс рефракции.

Из рефрактометрических измерений структурная постоянная и коэффициент анизотропии определялись исходя из следующих положений.

Стационарное и статистически однородное случайное поле индекса рефракции $N(\vec{R})$ характеризуется структурной функцией $D(r)$ и частотным энергетическим спектром $S(f)$ флуктуаций коэффициента преломления. Если структурная функция подчиняется "закону 2/3" Колмогорова-Обухова, то выражения для указанных величин имеют следующий вид [6]:

$$D(r) = \langle [N(\vec{R} + \vec{r}) - N(\vec{R})]^2 \rangle = C_N^2 \cdot r^{2/3} [N^2 e \delta], \tag{2}$$

$$S(f) = 0,075 C_N^2 \cdot U_0^{2/3} \cdot f^{-5/3} [N^2 e \delta / E_4],$$

где U_0 - скорость набегающего потока, f - частота.

Для временных записей структурная функция имеет вид

$$D_N(\tau) = \langle \{ [N(t+\tau) - N(t)] - \langle N(t+\tau) - N(t) \rangle \}^2 \rangle.$$

Угловые скобки $\langle \dots \rangle$ здесь и в дальнейшем означают статистическое усреднение по реализациям случайного поля $N(\vec{R})$. Пример структурной функции, построенной в логарифмическом масштабе, приведен на рис. 1. Удовлетворение "закону 2/3" позволяет по (2) рассчитывать значение C_N .

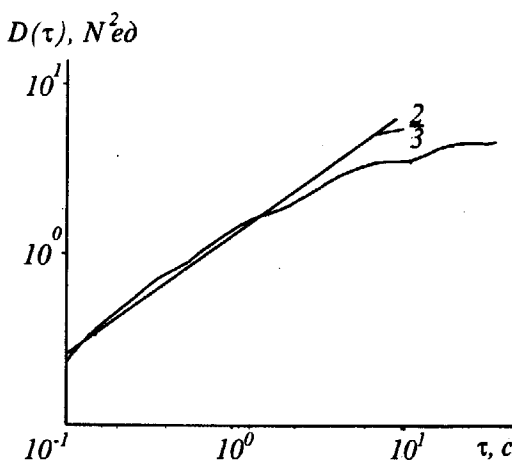


Рис. 1. Пример структурной функции, построенной в логарифмическом масштабе

Для временных реализаций индекса преломления N , измеренных на разных высотах, были рассчитаны энергетические спектры флуктуаций N . На рис. 2 приведен типичный пример энергетического спектра, построенного в логарифмическом

масштабе. Диапазон частот от 0,06 до 10 Гц соответствует инерционному интервалу, для которого справедливы постулаты локально-изотропной турбулентности. Из рис. 2 следует, что одномерный пространственный спектр флуктуаций подчиняется "закону 5/3" вплоть до горизонтальных масштабов $l_{\perp} \sim \frac{U}{f} \approx 100 \div 160$ м. Из энергетических спектров, построенных в логарифмическом масштабе, также определялась структурная постоянная C_N

$$\lg C_N = \frac{1}{2} \lg S(f) - \frac{1}{3} \lg U_0 - \frac{1}{2} \lg 0,075 + \frac{5}{6} \lg f$$

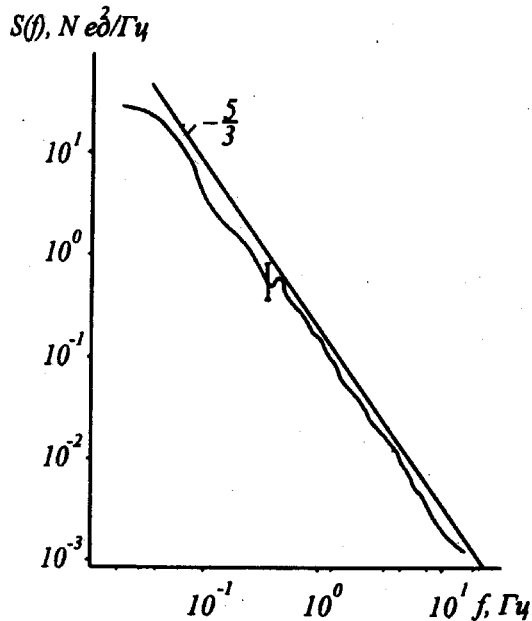


Рис. 2. Пример энергетического спектра $S(f)$, построенного в логарифмическом масштабе

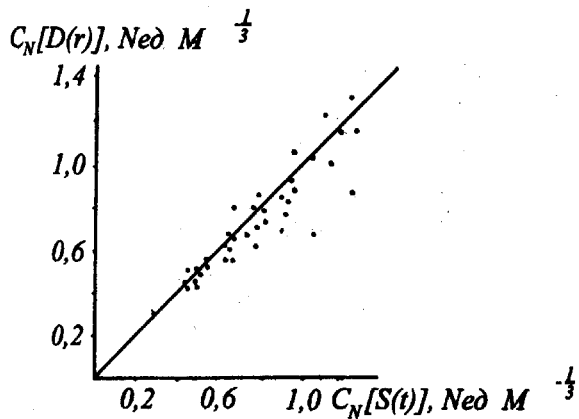


Рис. 3. Сравнение значений структурной постоянной C_N , вычисленных из структурной функции и спектров флуктуаций коэффициента преломления

(для удобства расчетов значение $S(f)$ определялось на частоте 1 Гц).

На рис. 3 приведено сопоставление значений C_N , определенных в ряде измерений по структурным функциям (C_{ND}) и спектральным характеристикам (C_{NS}). Коэффициент корреляции между C_{ND} и C_{NS} составляет 0,95, а среднеквадратичная ошибка измерений C_N равна $0,1 \text{ Ned M}^{-1/3}$. На рис. 4 приведен пример гистограмм значений C_N , измеренных летом в Центральной Атлантике. Значения структурных постоянных убывают с высотой. Скорость убывания и абсолютные значения зависят от степени стратификации приводного слоя атмосферы. Значения коэффициента

анизотропии $\alpha = \frac{L_1}{L_{\perp}}$ флуктуаций N оценива-

лись из рефрактометрических измерений двумя методами. Наиболее точный метод оценки значений α по функции когерентности - меры взаимной корреляции флуктуаций в частотном пространстве:

$$\text{Coh}^2(f; h_1; h_2) = \frac{S_{1,2}^2(f)}{S_1(f)S_2(f)} \quad (5)$$

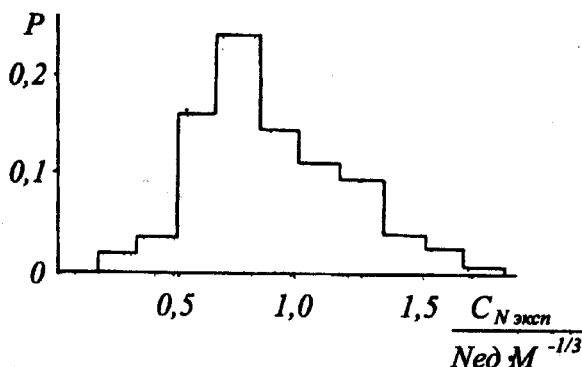


Рис. 4. Гистограмма значений C_N , измеренных в Центральной Атлантике (летом)

Многочисленные экспериментальные исследования параметров турбулентности атмосферы в приводном слое показали, что функция когерентности является универсальной функцией безразмерной разности высот $\Delta h = h_1 - h_2$:

$$\Delta f = \frac{\omega \cdot \Delta h}{U_0} \quad (6)$$

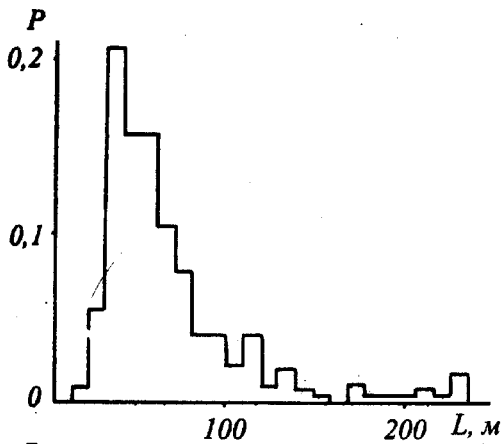
где $\omega = 2\pi f$.

Девенпортом [8] была предложена гипотеза экспоненциального затухания когерентности, известная в настоящее время как "гипотеза геометрического подобия Девенпорта":

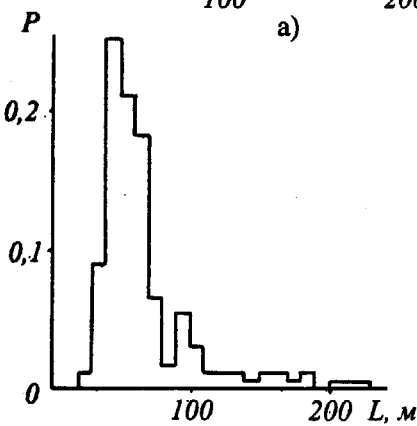
$$\text{Coh}^2(f; h_1; h_2) = \exp\left[-\frac{\omega \cdot \Delta h}{\alpha \cdot 2\pi \cdot U_0}\right]. \quad (7)$$

Взяв значение функции когерентности на уровне $1/e$, получим из (7) $1 = \frac{f \cdot \Delta h}{\alpha \cdot U_0}$, откуда

$$\alpha = \frac{f \cdot \Delta h}{U_0}.$$



а)



б)

Рис. 5. Гистограмма значений продольных размеров неоднородностей L

Таким образом, гипотеза Девенпорта позволяет для неширокого интервала вертикальных размеров вихрей определить коэффициент анизотропии по виду функции когерентности.

Более простой и доступный метод оценки значений коэффициента анизотропии α - из функции корреляции. Для развитой турбулентности в приводном слое атмосферы характерный вертикаль-

ный масштаб $L_{\parallel} = \alpha H_1$, где $\alpha=0,4$ - постоянная

Кармана, H_1 - высота расположения датчика рефрактометра.

Продольный масштаб неоднородностей L_{\parallel} определяется из функции корреляции, используя гипотезу замороженной турбулентности Тейлора $L_{\parallel} = U_0 \tau$, где τ есть время, за которое функция корреляции $R(\tau)$ убывает в e раз.

На рис. 5 приведена гистограмма значений продольных размеров неоднородностей L_{\parallel} летом (а) и зимой (б) по измерениям, проведенным в Центральной Атлантике.

Коэффициент корреляции между значениями α , определенными из функции когерентности, и значениями α , определенными из функции корреляции, составил 0,55.

2. Оценка радиометеорологических параметров согласно теории пограничного слоя атмосферы

Авторами были предприняты специальные измерения для проверки возможности определения радиометеорологических параметров с использованием теории пограничного слоя атмосферы Монина-Обухова [3]. Согласно этой теории безразмерные градиенты скорости ветра, температуры и влажности в пограничном слое над горизонтально-однородной подстилающей поверхностью являются универсальными функциями всего лишь одного параметра - безразмерной высоты $\zeta = H / L$, где L - модифицированный линейный масштаб теории, зависящий от ряда метеопараметров.

За последние десятилетия накоплен обширный эмпирический материал об универсальных функциях скорости и температуры и в меньшей степени о влажности. Он позволил определить с достаточной точностью вид этих функций.

Важным параметром, входящим в теорию, является так называемый уровень шероховатости подстилающей поверхности Z_0^u , соответствующий по определению некоторой высоте, на которой средняя скорость ветра обращается в нуль. Эта характеристика зависит от степени волнения моря. Аналогично величине Z_0^u введены также

параметры Z_0^t и Z_0^e , соответствующие высотам, на которых температура и влажность воздуха совпадают с поверхностными значениями этих величин. В отличие от Z_0^u параметры Z_0^t и Z_0^e практически не исследованы. В теорию входит

также универсальная константа $a_e = \frac{Z_0^u}{Z_0^e}$.

Исходя из теории пограничного слоя атмосферы, можно записать систему уравнений, решение которых дает значение высоты H_0 приводного волновода (как высоты, на которой $M(H)$ достигает минимума) по данным метеорологических измерений на двух высотах.

Сравнение высот волноводов H_{OP} , рассчитанных по двухуровневым метеорологическим измерениям, со значениями $H_{OЭ}$, измеренными с помощью рефрактометра, показали, что значения H_{OP} систематически значительно завышены.

Поиск причины такого расхождения привел к попытке подбора значения a_e . Для этой цели из всего массива одновременных рефрактометрических и стандартных гидрометеорологических измерений была произведена выборка, отвечающая следующим требованиям:

- измерения проведены вдали от береговой черты (более 500 км);
- особые метеорологические явления (дождь и др.) отсутствовали;
- профили $M(H)$, измеренные рефрактометром, хорошо соответствовали экспонентам и обладали малым разбросом экспериментальных точек;

- измеренные значения $H_{OЭ}$ в выборке лежали в пределах $2 \div 20$ м.

Отобранные профили $M_{Э}(H)$ (их оказалось 121) по всей видимости наилучшим образом описывали структуру приводного слоя атмосферы. Для каждого приведенного случая для различных значений a_e рассчитывалась высота волновода H_{OP} по данным стандартных гидрометеорологических измерений, выполненных одновременно с рефрактометрическими. Определялось значение δH_{Oi}

$$\delta H_{Oi}(a_{ei}) = H_{OЭ} - H_{OP}(a_{ei}),$$

характеризующее ошибку расчета высоты волновода.

Увеличение значения a_e приводило к уменьшению ошибки. Для наиболее точного подбора величины a_e был проведен расчет среднеуровневой ошибки определения H_{OP}

$$\delta H(a_{ei}) = \frac{1}{n} \sum |\delta H_{Oi}(a_{ei})|.$$

Здесь $n = 121$ - количество измерений, подвергшихся сравнению. Минимум этой функции указал на оптимальное значение $a_e = 300$, которое и использовалось в последующих расчетах высот волноводов и других радиометеопараметров по стандартным судовым гидрометизмерениям.

На рис. 6, а приведен корреляционный график связи измеренных рефрактометром и рассчитанных по гидрометизмерениям высот волноводов.

Плотность распределения разностей $H_{OP} - H_{OЭ}$ представлена на рис. 6, б. Это распределение близко к гауссовому со стандартным отклонением $\sigma_{H_0} = 2$ м. Эту величину можно считать погрешностью расчета высоты приводного волновода по стандартным судовым гидрометизмерениям.

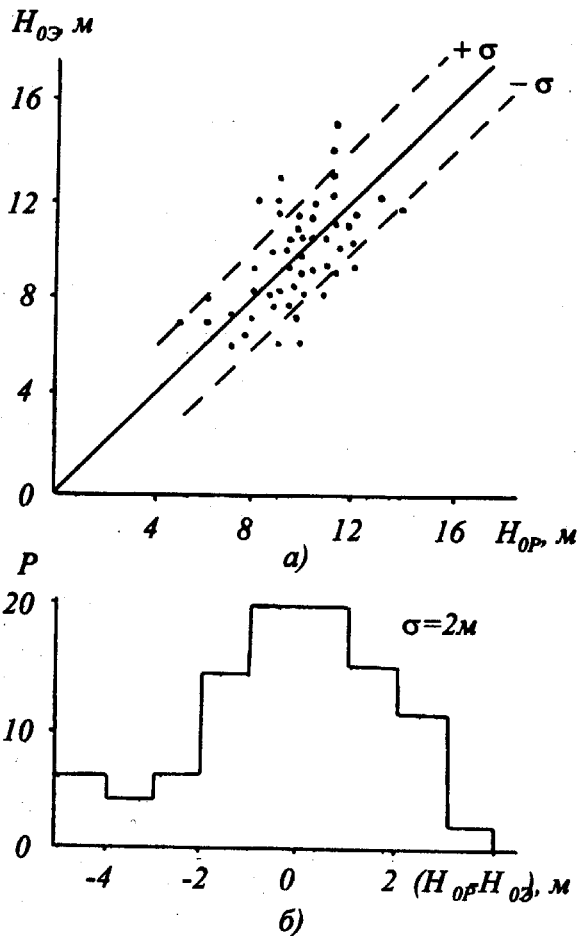


Рис. 6. Сравнение измеренных рефрактометром высот волноводов $H_{OЭ}$ с рассчитанными по стандартным гидрометизмерениям H_{OP} (а). Плотность распределения разностей $H_{OP} - H_{OЭ}$ (б).

В случае нейтральной стратификации пограничного слоя M -дефицит ΔM и высота приводного волновода H_0 связаны соотношением

$$\Delta M = 0,157 H_0 \ln \left(\frac{H_0}{H_i} \right),$$

где $H_i = 2$ м.

В [7] приведены формулы для расчета радиометеопараметров H_0 , C_N и α . Нами было проведено сопоставление значений C_N , определенных из рефрактометрических измерений и синхронных с

ними стандартных гидрометеорологических измерений, рассчитанных по [7]. Коэффициент корреляции между значениями C_N , полученными обоими методами оказался равным 0,8. Подавляющее количество значений C_N лежит в пределах 0,5 - 1,0 $Ne\delta M^{-1/3}$, причем их значение в этом интервале распределено равномерно. Это позволяет при оценке дополнительного затухания сантиметровых радиоволн за счет высвечивания из волнового объема принимать $C_N = 0,75 Ne \delta M^{-1/3}$.

Из 35 значений коэффициента анизотропии α , рассчитанных согласно [7], 14 совпали со значениями α , определенными из рефрактометрических измерений, а остальные отличались в 1,5 ÷ 2 раза. Резкое отличие рассчитанных и измеренных зна

чений коэффициентов анизотропии исключает возможность расчета этой величины по данным стандартных гидрометизмерений. По результатам измерений коэффициента анизотропии, проведенным в различные сезоны в различных районах Мирового океана, распределение вероятности α изменяется в зависимости от сезона измерений и района, однако во всех случаях наиболее вероятностные значения α лежат в пределах 0,08 - 0,12.

В приводимой ниже таблице даны значения дополнительного затухания сигнала γ_1 в дБ на 100 км дистанции при разных значениях коэффициента анизотропии неоднородностей.

Дополнительное затухание сигнала γ_1

H_0	ΔM	C_N	α	γ_1 (дБ/100 км)	
				$\lambda=10$ см	$\lambda=3,2$ см
15	4,8	0,7	0,12	0,3	2,4
15	4,8	0,7	0,1	1,1	3,5
15	4,8	0,7	0,08	1,8	4,9
8	2,4	0,7	0,12	0,7	3,3
8	2,4	0,7	0,1	1,4	4,1
8	2,4	0,7	0,08	2,0	5,8

Из таблицы следует, что изменения в значениях α от 0,12 до 0,08 приводят к изменению затухания сигнала на волне 3,2 см примерно на 3 дБ на 100 км.

Это позволяет заключить, что, не проводя сложных измерений, требующих применения рефрактометров с двумя разнесенными датчиками, можно выбрать значение $\alpha=0,1$, допуская при этом ошибку, не превышающую 2 дБ на 100 км дистанции.

Таким образом, по стандартным гидрометеорологическим измерениям можно определять радиометеорологические параметры, необходимые для расчета поля сантиметровых радиоволн при распространении над морской поверхностью.

Литература

- 1.Фок В.А. Изв. АН СССР. Физика. 1950, т.14, №1, с.70-94.
- 2.Фок В.А., Ванштейн Л.А., Белкина М.Г. Радиотехн. и электрон. 1956, т.1, №5, с.560-574.
- 3.Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидродинамика. Ч.1. Москва, Наука, 1965, 639с.
- 4.Брауде С.Я., Иванов В.К., Островский И.Е., Фукс И.М. Радиофизика и радиоастрономия, этот выпуск

- 5.Фрейлихер В.Д., Фукс И.М. Изв.вузов. Радиофизика. 1981, т.24, №4, с.408-414.
- 6.Татарский В.Н. Распространение волн в турбулентной атмосфере. Москва, Наука, 1967, 548 с.
- 7.Гаврилов А.С., Петров Ю.С. В сб.: Рассеяние и дифракция радиолокационных сигналов и их информативность. Ленинград, СЗППИ, 1984, с.31-36.
- 8.Davenport A.C. Quart. Journal Rog.Meteorol.Soc. 1961, No87, p.194-211.

The Radio Meteorological Parameters Determining UHF Radio Propagation over Ocean and their Measurement Techniques

M.V.Belobrova, V.K.Ivanov, A.N.Koshel, I.E.Ostrovsky, and I.M.Fuks

Direct measurements of air refractivity are used to determine the atmospheric parameters responsible for propagation losses of microwave signals over the sea surface, namely surface duct heights H_0 , M -deficit, structure constant C_N of the random refractivity component and axial ratio α of the inhomogeneities. The variability of these parameters with geography and year season is estimated.

The possibility of calculating the radio meteorological parameters from the data of standard hydro-meteorological measurements has been tested within the Monin-Obukhov theory for the atmospheric boundary layer. The calculated results

show a fair correlation with the data of direct refractometry (except the axial ratio α), if the universal constant a_0 of the Monin - Obukhov theory is taken equal to 300.