

УДК 551.463.5:535.31

**RADIOPHYSICAL CHARACTERISTICS OF THE ATMOSPHERE
OVER SEA SURFACE****РАДИОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕР НАД
МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ****S.I. Zaichko**, *PhD associate professor*,**О.І. Князь**, *PhD student***С.И. Заичко**, *к.т.н., доцент*,**А.И. Князь**, *аспирант**Odessa National Maritime Academy, Ukraine
Одесская Национальная Морская Академия, Украина***ABSTRACT**

The purpose of this study is improving the safety of navigation by continuous monitoring of the water surface and the bottom (50 m) layer of the atmosphere to observe the weather conditions along the route of the ship.

The objective of this study is developing a method for calculating the index of refraction of the atmosphere boundary presented in the spatial state and the spatial-temporal, depending on weather parameters using correlation analysis. The results will be used to evaluate the loss of accuracy characteristics of shipboard radar, depending on the hydrodynamic properties of the atmosphere.

Keywords: safety of navigation, weather monitoring, radar equipment, radar detection accuracy.

Постановка проблемы. Судовождение осуществляется по разделу жидкость (вода) и газ (атмосфера). Реальная атмосфера, в которой находятся не только газы, но и различные образования (облака, осадки, туманы) с точки зрения своих электрофизических свойств, представляет собой полупроводящую среду. Наличие атмосферных газов, осадков и турбулентности в пограничном слое атмосферы вызывает неуправляемые изменения параметров радиолокационных сигналов при плавании судов, что негативно влияет на их безопасность. Теоретические исследования и прямые измерения радиофизических параметров пограничного слоя атмосферы позволяют сделать прогноз атмосферных эффектов, таких как поглощение и рассеяние электромагнитной волны каплями осадков, газами атмосферы.

Судовое навигационное оборудование использует длины волн, при которых процесс их взаимодействия с атмосферой определяется значением относительной диэлектрической проницаемости ϵ' или показателем преломления N .

К настоящему времени количественная характеристика показателя преломления на различных высотах над сушей установлена многими исследователями [1-17]. Однако аналогичной характеристики этого показателя над морской

поверхностью до настоящего времени установить не предстало возможным. Особое значение пространственно-временные характеристики показателя преломления на высоте 0 – 50 м от водной поверхности приобретают в осенне-зимне-весенний период года, что подтверждается статистикой аварий с судами.

Анализ последних достижений и публикаций. Известно, что показатель преломления атмосферы существенным образом зависит от таких метеопараметров, как температура, давление, удельная влажность, водность облаков и интенсивность осадков. Указанные метеопараметры обычно изменяются случайным образом, а показатель N является функцией температуры T , влажности q и давления воздуха P , то практический интерес представляют статистические характеристики связи показателя преломления с определяющими его метеопараметрами. В соответствии с [18] диэлектрическая проницаемость сухого воздуха описывается соотношением:

$$(\varepsilon - 1) \cdot 10^6 = 156 \frac{P}{T}. \quad (1)$$

Здесь P - давление воздуха в миллибарах; T - температура в К.

Для сухого воздуха, за исключением резонансных частот для кислорода, диэлектрическая проницаемость сохраняет одну и ту же постоянную величину во всем диапазоне электромагнитных волн, включая световые. Диэлектрическая проницаемость влажного воздуха зависит от частоты.

Для водяного пара в диапазоне радиоволн диэлектрическая проницаемость определяется из условия

$$(\varepsilon - 1) \cdot 10^6 = \frac{156}{T} \left(\frac{4800e}{T} - \frac{e}{7} \right), \quad (2)$$

где e - упругость водяного пара в мб.

При наличии облаков и осадков относительная диэлектрическая проницаемость ε' атмосферы имеет зависимость

$$\varepsilon' = 1 + \left[\frac{157P}{T} \left(1 + 7,717 \frac{q}{T} \right) \right] \cdot 10^{-6} + \frac{3\omega}{\rho} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|. \quad (3)$$

Здесь ω - водность частиц атмосферного аэрозоля, г/м³; ρ - его плотность, г/м³.

Тогда коэффициент преломления атмосферы определяется следующим образом

$$n = \sqrt{\varepsilon'} = 1 + \left[\frac{78,5P}{T} \left(1 + 7,717 \frac{q}{T} \right) \right] \cdot 10^{-6} + \frac{3}{2} \cdot \frac{\omega}{\rho} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|. \quad (4)$$

Показатель преломления атмосферы измеряется в N - единицах и связан с коэффициентом преломления следующей зависимостью

$$N = (n - 1) \cdot 10^6. \quad (5)$$

Всвязи с тем, что показатель преломления реальной атмосферы определяется метеопараметрами, то для практических целей возникает необходимость в установлении статистических связей между N и T , q , P . Однако сведения о пространственно-временных корреляционных функциях показателя преломления атмосферы недостаточны, т.к. они получены только для некоторых маршрутов [1-3]. Поэтому необходимы исследования по определению пространственно-временных характеристик показателя преломления N атмосферы с использованием известных пространственно-временных коэффициентов корреляции метеопараметров, характеризующих этот показатель.

Цель исследования. Повышение безопасности судоходства путем непрерывного контроля за состоянием водной поверхности и нижнего (до 50 м) слоя атмосферы для мониторинга метеообстановки на пути следования судна.

Задача исследования. Разработка метода расчета показателя преломления пограничной атмосферы представленного в пространстве состояния и пространстве-времени, в зависимости от метеопараметров с использованием корреляционного анализа. Полученные результаты будут использованы для оценки потерь точностных характеристик морских РЛС в зависимости от гидродинамических свойств атмосферы.

Изложение основного материала. Отнесем к статистическим характеристикам взаимосвязи показателя преломления атмосферы с определяющими его метеопараметрами коэффициенты корреляции r_{N_T} , r_{N_q} , r_{N_P} , пространственно-временные взаимно-корреляционные функции $r_{N_A T_B}(R, \tau)$, $r_{N_A q_B}(R, \tau)$, $r_{N_A P_B}(R, \tau)$, пространственно взаимно-корреляционные функции при $\tau = 0$ $r_{N_A T_B}(R)$, $r_{N_A q_B}(R)$, $r_{N_A P_B}(R)$ и временные взаимно-корреляционные функции при $R = 0$ $r_{N_T}(\tau)$, $r_{N_q}(\tau)$, $r_{N_P}(\tau)$.

Пространственно-временные взаимно-корреляционные функции характеризуют связь показателя преломления N в одной точке A атмосферы с метеопараметрами в другой точке атмосферы B , расстояние между которыми в интервале времени τ равняется R .

При надежной связи между показателем преломления атмосферы N и любым из метеопараметров T , q , P , можно существенно упростить расчет наимвероятнейших значений N или его пространственно-временной экстраполяции и не использовать характеристики множественной корреляции. При этом определенное значение имеют характеристики пространственно-временных связей между значениями самого показателя преломления атмосферы, т.е. взаимно-корреляционными функциями $r_{N_A N_B}(R, \tau)$ или $r_N(R, \tau)$, которые при $R = 0$ и $\tau = 0$ имеют вид $r_N(R, \tau) = r_N(\tau)$ и $r_N(R, \tau) = r_N(R)$.

Приведенные корреляционные функции $r_N(\tau)$, $r_N(R)$ и $r_N(R, \tau)$ с учетом закона распределения показателя преломления атмосферы позволяют построить временной прогноз N (экстраполяцию) по $r_N(\tau)$, пространственный прогноз N по $r_N(R)$ или пространственно-временной по $r_N(R, \tau)$. Однако для расчета коэффициентов пространственно-временной корреляции $r_N(R, \tau)$ необходимо проведение учащенных по времени и сгущенных по пространству ряда измерений метеопараметров. Если имеются стандартные сетевые или экспедиционные метеоизмерения, то по ним легко рассчитываются значения временной корреляционной функции $r_N(\tau)$. С учетом положения теории «замороженной» турбулентности, в дальнейшем определяются значения пространственной корреляционной функции $r_N(R)$, а затем косвенным образом оценивается значение пространственно-временной функции $r_N(R, \tau)$.

Получим соотношения, которые позволяют по имеющимся значениям коэффициентов корреляции $r_T(\tau)$, $r_T(R)$, $r_q(\tau)$, $r_q(R)$ рассчитать значения $r_N(\tau)$, $r_N(R)$, $r_N(R, \tau)$.

Коэффициент корреляции $r_N(\tau)$ определяется из соотношения

$$r_N(\tau) = \frac{K_N(\tau)}{D_N}, \quad (6)$$

где $K_N(\tau)$ и D_N - корреляционная функция и дисперсия показателя преломления. Для определения $r_N(\tau)$, получим зависимости для косвенного определения D_N и $K_N(\tau)$.

В соответствии с [18], расчет показателя преломления производится по формуле

$$N = \frac{78P}{T} + 6 \cdot 10^2 \frac{Pq}{T^2}. \quad (7)$$

Разложим выражение (7) в ряд Тейлора в окрестностях средних значений \bar{T} и \bar{q} , при этом ограничимся членами первого порядка малости

$$N = \varphi\left(\bar{P}, \bar{T}, \bar{q}\right) + \frac{\partial N}{\partial T}\left(T - \bar{T}\right) + \frac{\partial N}{\partial q}\left(q - \bar{q}\right) + \frac{\partial N}{\partial P}\left(P - \bar{P}\right). \quad (8)$$

Применив к выражению (7) правило определения дисперсии суммы случайных величин, получим

$$D_N = \left(\frac{\partial N}{\partial T}\right)^2 D_T + \left(\frac{\partial N}{\partial q}\right)^2 D_q + 2\left(\frac{\partial N}{\partial T}\right) \cdot \left(\frac{\partial N}{\partial q}\right) K_{Tq} . \quad (9)$$

$$\text{Но} \quad \frac{\partial N}{\partial T} = -\frac{\bar{P}}{\bar{T}} \left(78 + 2 \cdot 6 \cdot 10^2 \frac{\bar{q}}{\bar{T}} \right),$$

$$\text{а} \quad \frac{\partial N}{\partial q} = 6 \cdot 10^2 \frac{\bar{P}}{\bar{T}} . \quad (10)$$

После подстановки (9) в (8), D_N определяется как

$$D_N = \frac{\bar{P}^2}{\bar{T}^4} \left[\left(78 + 2 \cdot 6 \cdot 10^2 \frac{\bar{q}}{\bar{T}} \right)^2 D_T + \left(6 \cdot 10^2 \right)^2 D_q - \right. \\ \left. - 2 \cdot 6 \cdot 10^2 \left(78 + 2 \cdot 6 \cdot 10^2 \frac{\bar{q}}{\bar{T}} \right) K_{Tq} \right]. \quad (11)$$

С другой стороны,

$$D_N = \left(N - \bar{N} \right)^2 = \Delta N^2. \quad (12)$$

Дифференцируя (6) по T и q , определяется приращение показателя преломления

$$\Delta N = -78 \frac{\bar{P}}{\bar{T}^2} \Delta T - 2 \cdot 6 \cdot 10^2 \frac{\bar{P} \cdot \bar{q}}{\bar{T}^3} \Delta T + 6 \cdot 10^2 \frac{\bar{P}}{\bar{T}^2} \Delta q. \quad (13)$$

Возведя ΔN в квадрат и проведя осреднение, выражение (13) запишется в виде

$$\Delta \bar{N}^2 = \frac{\bar{P}^2}{\bar{T}^4} \left[\left(78 + 2 \cdot 6 \cdot 10^2 \frac{\bar{q}}{\bar{T}} \right)^2 \Delta \bar{T}^2 + \left(6 \cdot 10^2 \right)^2 \Delta \bar{q}^2 - \right.$$

$$- 2 \left[\left(78 + 2 \cdot 78 \frac{\bar{q}}{T} \right) 6 \cdot 10^2 \overline{\Delta T \Delta q} \right], \quad (14)$$

Или с учетом (11), получим промежуточное значение D_N

$$D_N = \frac{\bar{P}^2}{T^4} \left[\left(78 + 2 \cdot 6 \cdot 10^2 \frac{\bar{q}}{T} \right)^2 D_T + \left(6 \cdot 10^2 \right)^2 D_q - \right. \\ \left. - 2 \cdot 6 \cdot 10^2 \left(78 + 2 \cdot 6 \cdot 10^2 \frac{\bar{q}}{T} \right) K_{Tq} \right]. \quad (15)$$

В выражении (15) $K_{Tq} = \sigma_T - r_{Tq}$. Так как по данным [4, 5] над морской поверхностью $r_{Tq} \approx 1$, то выражение для D_N примет окончательный вид

$$D_N = \frac{\bar{P}^2}{T^4} \left[\left(78 + 2 \cdot 6 \cdot 10^2 \frac{\bar{q}}{T} \right) \sigma_T - 6 \cdot 10^2 \sigma_q \right]^2. \quad (16)$$

Для определения $K_N(\tau)$, используем следующую рабочую формулу

$$K_N(t_1, t_2) = \overline{N(t_1) - \bar{N}(t_1)} \cdot \overline{N(t_2) - \bar{N}(t_2)} = \overline{\Delta N(t_1) \Delta N(t_2)}. \quad (17)$$

Дифференцируя по T и q выражение (13), определим ΔN

$$\Delta N = - \frac{\bar{P}}{T^2} \left[\left(78 + 2 \cdot 6 \cdot 10^2 \frac{\bar{q}}{T} \right) \Delta T - 6 \cdot 10^2 \Delta q \right]. \quad (18)$$

Взяв произведение отклонений ΔT для моментов времени t_1 и t_2 , и произведя осреднение, получим

$$\overline{\Delta N(t_1) \Delta N(t_2)} = \frac{\bar{P}^2}{T^4} \left[\left(78 + 2 \cdot 6 \cdot 10^2 \frac{\bar{q}}{T} \right)^2 \cdot \overline{\Delta T(t_1) \Delta T(t_2)} - \right. \\ \left. - 6 \cdot 10^2 \left(78 + 2 \cdot 6 \cdot 10^2 \frac{\bar{q}}{T} \right) \cdot \overline{\Delta T(t_1) \Delta q(t_2)} - \right.$$

$$- 6 \cdot 10^2 \left(78 + 2 \cdot 6 \cdot 10^2 \frac{\bar{q}}{\bar{T}} \right) \cdot \overline{\Delta q(t_1) \Delta T(t_2)} + 6 \cdot 10^2 \overline{\Delta q(t_1) \Delta q(t_2)} \Big]. \quad (19)$$

С учетом ΔN временная корреляционная функция запишется следующим образом

$$\begin{aligned} K_N(t_1, t_2) = & \frac{\bar{P}^2}{\bar{T}^4} \left[\left(78 + 2 \cdot 6 \cdot 10^2 \frac{\bar{q}}{\bar{T}} \right)^2 K_T(t_1, t_2) - \right. \\ & - 6 \cdot 10^2 \left(78 + 2 \cdot 6 \cdot 10^2 \frac{\bar{q}}{\bar{T}} \right) K_{Tq}(t_1, t_2) - \\ & \left. - 6 \cdot 10^2 \left(78 + 2 \cdot 6 \cdot 10^2 \frac{\bar{q}}{\bar{T}} \right) \cdot K_q(t_1, t_2) + \left(6 \cdot 10^2 \right)^2 K_q(t_1, t_2) \right]. \quad (20) \end{aligned}$$

Анализируя формулу (20), видно, что для определения временной корреляционной функции $K_N(t_1, t_2)$, кроме средних значений P , T , q , необходимо иметь значения одноименных временных корреляционных функций температуры и влажности, т.е. $K_T(t_1, t_2)$, $K_q(t_1, t_2)$ и их взаимных временных корреляционных функций $K[T(t_1), q(t_2)]$, $K[q(t_1), T(t_2)]$. Определение приведенных взаимных временных корреляционных функций сопряжено с необходимостью проведения специальных экспериментов, а для теоретического определения достаточно выразить их через взаимные коэффициенты корреляции.

Взаимную временную корреляционную функцию $K[T(t_1), q(t_2)]$ определим из условия

$$K[T(t_1), q(t_2)] = \left[\overline{T(t_1) q(t_2)} \right] - \overline{T(t_1)} \cdot \overline{q(t_2)}. \quad (21)$$

Для исключения выражения $q(t_2)$, заменим его через наивероятнейшее значение определяемое с помощью уравнения регрессии, полагая процесс изменения T и q над однородной поверхностью стационарным, т.е.

$$q(t_2) = \tilde{q}(t_2) = r_q(\tau) q(t_1) + [1 - r_q(\tau)] \bar{q}. \quad (22)$$

В итоге, получим

$$K[T(t_1) \cdot q(t_2)] = \overline{T(t_1) q(t_2)} - \bar{T} \bar{q} =$$

$$\begin{aligned}
& T(t_1) \cdot \left[\overline{r_q(\tau)q(t_1) + (1-r_q(\tau)\bar{q})} \right] - \bar{T}_{\bar{q}} = r_q(\tau) \cdot \overline{T(t_1)q(t_1)} \\
& + T(t_1)\bar{q} - r_q(\tau)\overline{T(t_1)\bar{q}} - \bar{T}_{\bar{q}} = r_q(\tau) \left[\overline{T(t_1)q(t_1) - \bar{T}_{\bar{q}}} \right] = \\
& = r_q(\tau) K_{T_q} = \sigma_T \sigma_q r_q(\tau) r_{T_q}. \quad (23)
\end{aligned}$$

Аналогично

$$K[q(t_1), T(t_2)] = r_T(\tau) K_{T_q} = \sigma_T \sigma_q r_T(\tau) r_{T_q}. \quad (24)$$

Подставим (23) и (24) в (20), получим корреляционную функцию вида

$$\begin{aligned}
K_N(\tau) = \frac{\bar{p}^2}{\bar{T}^4} \left[\left(A + 2B \frac{\bar{q}}{\bar{T}} \right) \sigma_T^2 r_T(\tau) - B \left(A + 2B \frac{\bar{q}}{\bar{T}} \right) \cdot \sigma_T \sigma_q r_{T_q} \cdot \right. \\
\left. [r_q(\tau) + r_T(\tau)] + B^2 \sigma_q^2 r_q(\tau) \right]. \quad (25)
\end{aligned}$$

Так как над водной поверхностью $r_{T_q} \approx 1$ [4], а по данным [5] $r_T(\tau) \approx r_q(\tau)$, а суточный ход удельной влажности воздуха аналогичен суточному ходу температуры, то для пограничного слоя атмосферы временная корреляционная функция определяется из условия

$$K_N(\tau) = \frac{\bar{p}^2}{\bar{T}^4} \left[\left(A + 2B \frac{\bar{q}}{\bar{T}} \right) \sigma_T - B \sigma_q \right]^2 r_T(\tau) \quad (26)$$

или с учетом того, что $r_T(\tau) \approx r_q(\tau)$

$$K_N(\tau) = \frac{\bar{p}^2}{\bar{T}^4} \left[\left(A + 2B \frac{\bar{q}}{\bar{T}} \right) \sigma_T - B \sigma_q \right]^2 r_q(\tau). \quad (27)$$

Нормированную корреляционную функцию показателя преломления можно представить в виде

$$r_N(\tau) = \frac{K_N(\tau)}{D_N} = \frac{\frac{\bar{p}^2}{\bar{T}^4} \left[\left(A + 2B \frac{\bar{q}}{\bar{T}} \right) \sigma_T - B \sigma_q \right]^2 r_T(\tau)}{\frac{\bar{p}^2}{\bar{T}^4} \left[\left(A + 2B \frac{\bar{q}}{\bar{T}} \right) \sigma_T - B \sigma_q \right]^2} = r_T(\tau), \quad (28)$$

а с учетом данных [5]

$$r_N(\tau) \approx r_T(\tau) \approx r_q(\tau), \quad (29)$$

что соответствует также результатам работы [7].

При наличии экспериментальных данных наблюдений можно рассчитать $r_N(\tau)$, $r_T(\tau)$ и $r_q(\tau)$ и поправочные коэффициенты K_1 и K_2 ,

$$r_N(\tau) = K_1, \quad r_T(\tau) \approx K_2 r_q(\tau), \quad r_N(1) \approx r_T(1) \approx r_q(1) \quad (30)$$

Данные о временной корреляционной функции температуры $r_T(\tau)$ над поверхностью океана изложены в [4]. В то же время значения пространственной корреляционной функции температуры $r_T(1)$ над океаном до настоящего времени не представлены, а соотношение между ними можно определить только исходя из теории «замороженной» турбулентности Тейлора [8, 17].

Так, исходя из [8], аналитическое выражение пространственной и временной структурных функций температуры запишутся в виде

$$\begin{cases} D_T(1) = 2,5 \cdot 10^{-5} 1, & (\text{м}^2 / \text{с}^2), \\ D_T(\tau) = 2,1 \cdot 10^{-4} \tau, & (\text{град}^2 / \text{с}^2). \end{cases} \quad (31)$$

Обсуждение. При одинаковой изменчивости корреляционных и структурных функций $D_T(1) = D_T(\tau)$ будут равны и их коэффициенты корреляции $r_T(1) = r_T(\tau)$. Приравнивая правые части в (31), получим

$$2,5 \cdot 10^{-5} 1 = 2,1 \cdot 10^{-4} \tau$$

или

$$\frac{1}{\tau} = \frac{2,1 \cdot 10^{-4}}{2,5 \cdot 10^{-5}} = 8,4 \text{ (м/с)}.$$

Из отношения видно, что одинаковое изменение температуры над водной поверхностью будет наблюдаться через 8,4 м и по времени через 1 с. Соответственно, изменчивость составляет 30 км по расстоянию и 3600 с по времени ($8,4 \cdot 3600 = 30 \text{ км}$).

Исходя из этого, $r_T(\tau = 1 \text{ час}) = r_T(1 = 30 \text{ км})$. Полученные соотношения дают возможность по известным значениям временной корреляционной функции $r_T(\tau)$ метеопараметра над водной поверхностью, в частности, температуры, рассчитать значения пространственной корреляционной функции $r_T(1)$.

В качестве примера приведем расчет $r_T(l)$ по значениям временной корреляционной функции $r_T(\tau)$ на уровне 1000 мб поверхности, сделанной в [17] для тропической зоны Атлантического океана (таблица 1).

Таблица 1. Значения коэффициентов пространственной и временной корреляции для определения показателя преломления воздуха и поверхности воды

l, км	$r_T(l)$	τ , час	$r_T(\tau)$
0	1,00	0	1,00
30	0,96	1	0,96
60	0,92	2	0,92
90	0,87	3	0,87
180	0,75	6	0,75
360	0,64	12	0,64
540	0,60	18	0,60
720	0,58	24	0,58

Выводы и перспектива дальнейшей работы по данному направлению

1. На основании проведенного анализа пространственно-временных корреляционных функций показателя преломления атмосферы над водной поверхностью по известным пространственно-временным коэффициентам корреляции метеопараметров атмосферы, разработана расчетная вероятностная модель прогнозирования состояния и динамики пограничного слоя атмосферы над поверхностью воды по ходу судна, в зависимости от метеопараметров. Полученные результаты могут быть использованы для оценки потерь точностных характеристик морских РЛС в зависимости от гидродинамических свойств атмосферы.
2. Показано, что для определения временной корреляционной функции показателя преломления атмосферного воздуха над водной поверхностью необходимы, кроме средних значений метеопараметров P , T и q , значения одноименных временных корреляционных функций температуры и влажности воздуха.
3. Установлено, что по известным значениям временной корреляционной функции температуры $r_T(\tau)$ легко рассчитываются значения пространственной корреляционной функции температуры $r_T(l)$.
4. В последующих исследованиях предполагается использование приведенных моделей в интеллектуальных системах по метеопрогнозу на маршруте судна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арманд Н.А. Восстановление профиля коэффициента преломления тропосферы по измерениям частоты сигналов искусственного спутника Земли / Арманд Н.А., Андрианов В.А., Смирнов В.М. // Радиотехника и электроника – 1987. - Т 32. № 4 – С.673-680.
2. А.с. 1327036 СССР, МКИ 01 № 1/00. Способ определения пространственного спектра показателя преломления атмосферы / А.И.Горб,В.В.Печенин - № 4011562/24-10; заявл. 19.11.85; опубл. 1987,Бюл. № 28.
3. Дунаенко Л.П.Влияние процессов переноса градиент показателя преломления радиоволн в приводном слое атмосферы / Дунаенко Л.П.,Ильин Ю.А.,Падалка Н.М. // Изв. Вузов Геодезия и аэрофотосъемка – 1987. - № 2. – С.70-77.
4. Дунаенко А.А. Метод расчета и оценки вертикального градиента индекса преломления радиоволн над морской поверхностью / Дунаенко А.А., Ильин Ю.А., Падалка Н.М. //15 Всесоюзнаяконференцияпо распространению радиоволн,тезисы докладов,Алма-Ата,октябрь 1987 // М. , 1987. – 295 с.
5. Жаркова И.С.Экспериментальное исследованиевертикальной структуры показателя преломления тропосферы в 25-метровом приземном слое в прибрежной зоне / Жаркова И.С., Тверякова В.Я. // Элементы и устройства радиоэлектроники: Материалы XXI конф. по радиоэлектронике. – Томск: ТГУ, 1974. – С.64-66.
6. Заболотный Н.С.Использование математических моделей для определения показателя преломления атмосферы / Заболотный Н.С., Голдина В.Н. // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. – 1987. - № 2. – С.30-34.
7. Иванов Г.В.О возможности восстановления вертикального профиля показателя преломления в пограничном слое атмосферы по радиотепловому излучениюпри малых углах места / Иванов Г.В.,Рыжков А.В. // Тр. ГГО. – 1988. – Вып. 526. – С.96-103.
8. Кижнер Л.И.Пространственно-временная структура поля индекса преломления в приводном слое атмосферы северной части Тихого океана. – Том. ун-т. –Томск, 1988. – 28 с. – Деп. В ВИНТИ 18.11.88, № 8207–В88.
9. Кижнер Л.И. Горизонтальная изменчивость индекса преломления атмосферы в приводном слое Охотского моря / Кижнер Л.И., Слуцкий В.И.- Том. ун-т. –Томск, 1987. – 7 с. – Деп. В ВИНТИ 09.09.87, № 6619–В87.
10. Киселев В.Н. Практикум по аэрологии и радиометеорологии: Учебное пособие. – Л.:Ленингр. политех. ин-т, 1986. – 141 с.
11. Красюк Н.П. Влияние структуры приводного слоя атмосферы на дальность обнаружения / Красюк Н.П.,Саликов С.П. // Прикл. Задачи электродинамики. – Л., 1988. – С.49-54.

12. Пространственно-временная структура поля СВЧ-радиосигналов в приводном слое атмосферы / В.А.Кабанов, Г.Г.Майков, В.Б.Синицкий, И.С.Тургенев, С.И.Хоменко // 15 Всесоюз. конф. по распространению радиоволн: Тез.докл. Алма-Ата, октябрь 1987. – М., 1987. -С.307.
13. Рефрактометрические измерения параметров тропосферы на приводных трассах / В.А.Кабанов, Г.Г.Майков, В.Б.Синицкий, И.С.Тургенев, С.И.Хоменко // 15 Всесоюз. конф. по распространению радиоволн: Тез.докл. Алма-Ата, октябрь 1987. – М., 1987. -С.296.
14. Статистические характеристики флуктуаций коэффициента преломления в приводном слое / М.В.Белоброва, В.К.Иванов, Ф.В.Кивва, А.Н.Кошель. – Ктев, 1986. – С.3-36. – / Препринт / Ин-т радиофизики и электроники АН УССР; № 324 /.
15. Шабельников А.В. Инженерные методы расчета различных видов рефракции // 15 Всесоюз. конф. по распространению радиоволн: Тез.докл. Алма-Ата, октябрь 1987. – М., 1987. -С.293.
16. Экспериментальное исследование механизма формирования поля миллиметровых волн при их распространении над морем / Л.М.Лобкова, Ю.П.Михайлюк, Н.И.Мишарева, В.В.Стельмах // Изв. вузов. Радиофизика. – 1987. – Т 30, № 8. – С.947-950.
17. О косвенном методе расчета статистических характеристик коэффициента преломления воздуха / Н.Ц.Гомбоев, Н.И. Ленскинов, Е.М.Матханова, Р.Л.Тырхеева. – Улан-Удэ, 1989. – 19 с. – Препринт / БНЦ СО АН СССР.
18. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 350 с.