

*А.И. ДОХОВ, канд. техн. наук, В.В. ЖИРНОВ, канд. техн. наук,  
С.Н. МАТЮШЕНКО, Л.З. САХНОВСКАЯ*

## **ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ И ИСТОЧНИКИ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ МЕШАЮЩИХ ОТРАЖЕНИЙ ТИПА "АНГЕЛ-ЭХО"**

Мешающие отражения (МО) типа "ангел-эхо" (АЭ) известны уже длительное время. Предприняты попытки объяснить их происхождение [1; 2]. Анализ теоретических работ и результатов экспериментальных исследований, проведенных с участием авторов, позволяет утверждать, что наиболее вероятными источниками этих помеховых отражений являются локализованные диэлектрические неоднородности, формирующиеся в тропосфере.

Рассмотрение в ходе эксперимента возможных причин аномальных атмосферных явлений и механизмов воздействия их на электронные средства показало:

1. Аномальные атмосферные явления, наблюдаемые в оптическом диапазоне, т.е. видимые невооруженным глазом, появляются и в радиодиапазоне. На экранах индикаторов РЛС это интенсивные отметки, площадь эффективной отражающей поверхности (ЭОП) которых достигает десятков квадратных метров. Наблюдаются также аномальные атмосферные явления в виде радиолокационных МО типа АЭ, или так называемые отражения от ясного неба, которые оптически невидимы. На экранах индикаторов эти отметки слабой и средней интенсивности с площадью ЭОП от 0,1 до нескольких квадратных метров. Их количество может достигать нескольких тысяч в зоне обзора РЛС. Они особенно опасны, когда появляются в виде отдельных целеподобных ложных отметок. Такого типа МО фиксируются над морской поверхностью и в тех местах, где имеются или могут возникнуть при определенных погодных условиях локальные тепловые излучатели (тепловые электростанции, теплые течения, локальные поверхности неравномерно нагретой подстилающей поверхности и т. д.). И те и другие аномальные явления чаще наблюдаются в весенне-летний и реже в осенний периоды года в утреннее и вечернее время, когда наиболее характерны локальные области подстилающей поверхности с тепловым контрастом. Отсюда с высокой вероятностью вытекает, что их природа идентична; явления вызваны локальными атмосферными неоднородностями и обнаруживаются вследствие рассеяний, отражений и переотражений от образующихся диэлектрических неоднородностей и от поверхности земли. При этом опти-

ческая видимость или невидимость объясняется размерами и интенсивностью неоднородностей.

2. Экспериментально подтверждается, что между флуктуациями характеристик принятых МО типа АЭ и флуктуациями неоднородностей атмосферы (показателя преломления) существует зависимость [1]  $a = \pi k \Phi_n(K) / 2$ , где  $a$  — площадь радиолокационного сечения обратного рассеяния на единицу объема;  $\Phi_n(K)$  — трехмерный спектр показателя преломления, описывающий его пространственные флуктуации;  $K = 4\pi / \lambda$ . Пользуясь этой зависимостью, можно установить статистические свойства МО, исходя из статистических свойств неоднородностей атмосферы, и наоборот, можно определить характеристики флуктуаций показателей преломления, измерив флуктуации принятого сигнала.

Таким образом, изучение отражений типа АЭ, их статистических характеристик флуктуаций интенсивности открывает новые возможности познания свойств неоднородностей атмосферы, в том числе аномальных атмосферных явлений.

Предлагается следующая модель возникновения атмосферных неоднородностей, являющихся одним из основных источников МО типа АЭ. Неоднородные атмосферные области образуются за счет получения тепловой энергии от неравномерно нагретой подстилающей поверхности. Эти локальные воздушные области с повышенной температурой выталкиваются вверх, турбулентно разрушаясь и перемещаясь. Так формируются столбы неоднородностей атмосферы, по механизму образования и форме сходные с дымовыми столбами. В отсутствие ветра эти столбы направлены вертикально, а с появлением его наклоняются в сторону. Подтверждением данных предположений послужили следующие наблюдения:

— МО типа АЭ наиболее интенсивны при высоком нагреве подстилающей поверхности, которая имеет локальные области с разной степенью нагрева и водоемы малой площади (например, местность в районе Прикаспийской низменности в весенне-летний период);

— периоды появления и существования МО типа АЭ совпадают с суточными изменениями (ночь — день и наоборот), когда характерен наибольший тепловой контраст в разных областях подстилающей поверхности.

Существует прямая связь между электрической восприимчивостью  $X$ , диэлектрической проницаемостью  $\epsilon$  и показателем преломления  $n$  воздуха [3]:  $X = \epsilon - 1 = n^2 - 1$ .

Известна также связь между  $n$  и метеорологическими параметрами воздуха [3], которую можно оценить с помощью индекса рефракции  $\Delta n$ :

$$\Delta n = N = (n - 1)10^6 = \frac{77,6}{T} \left( p + \frac{4810}{T} l \right), \quad (1)$$

где  $T$  — температура, К;  $p$ ,  $l$  — давления воздуха и водяных паров, мбар. При условии независимости параметров атмосферы  $p$ ,  $l$ ,  $T$  из (1) получаем выражение полного приращения показателя преломления  $\Delta N$  при локальных неоднородностях атмосферы:

$$N = \Delta N_T + \Delta N_p + \Delta N_l = \frac{77,6}{T} \left[ \Delta p + \frac{4810}{T} \Delta l - \left( p + \frac{9620}{T} l \right) \frac{\Delta T}{T} \right]. \quad (2)$$

Здесь  $\Delta N_T$ ,  $\Delta N_p$ ,  $\Delta N_l$  — приращения показателя преломления за счет изменений  $T$ ,  $p$ ,  $l$  соответственно. Степени изменения  $T$ ,  $p$ ,  $l$  характеризуют также энергетическую устойчивость (энтропию) или возможность турбулентных движений в атмосфере.

Турбулентное движение воздуха в приземном слое атмосферы связано с непрерывным изменением скорости в любой точке и интенсивным перемешиванием. Существующие методы не позволяют полностью описать процессы возникновения и эволюции турбулентности, тем более применительно к возникновению эффектов помеховых отражений типа АЭ. Тем не менее попытаемся проанализировать особенности возникновения и поведения атмосферных неоднородностей, не решая сложных уравнений турбулентного движения воздуха.

Основным генератором турбулентности в приземном слое атмосферы является неравномерный нагрев земной поверхности. В нормальной термически расслоенной атмосфере средняя температура убывает по мере роста высоты с градиентом  $\gamma_a = 0,98 \cdot 10^{-2}$  1/км. При этом температура выделенного объема воздуха не отличается от температуры окружающей среды и флуктуации температуры при его вертикальном перемещении не происходит. Условием возникновения турбулентного движения атмосферы служит выполнение неравенства  $dT/dh \neq \gamma_a$  вследствие дополнительного нагрева воздушной массы и подъема вверх этой массы. Восходящие потоки подхватывают локальные воздушные объемы с повышенной влажностью  $l \gg l_{\text{окр}}$  и низкой температурой  $T < T_{\text{окр}}$ . Такие образования называются глобулами конвекционного типа, или паротемпературными линзами [4].

О характере или интенсивности турбулентного движения воздуха в атмосфере можно судить по значению числа Рейнольдса  $Re$ , описывающего относительную величину инерциальных сил и сил, обусловленных вязкостью среды:  $Re = \rho V_1 L / \eta$ , где  $\rho$ ,  $L$ ,  $V_1$ ,  $\eta$  — плот-

ность, внешний масштаб, скорость движения, динамическая вязкость воздушного образования соответственно. При малых  $Re$ , когда вязкие силы играют определяющую роль, течение имеет ламинарный устойчивый характер.

При увеличении  $Re$  до некоторого критического значения  $Re_{кр}$  течение теряет устойчивый характер и переходит в турбулентное. Для приземного слоя воздуха, например, высотой  $L = 2$  м уже при скорости  $1...5$  м/с и кинематической вязкости  $\mu = \eta / \rho = 0,15$  см<sup>2</sup>/с числа Рейнольдса велики:  $Re = (2,5...7)10^5$ , так что движение сильно турбулизировано.

Турбулентное движение воздуха можно представить как совокупность перемещающихся вихрей различного размера, начиная от самых больших, имеющих характерный масштаб  $L_0$ , и кончая самыми мелкими, размером  $l_0$ . Максимальный размер, или внешний масштаб  $L_0$  определяется неоднородностью в целом и для приземного слоя имеет порядок высоты наблюдения. При рассмотрении восходящего вверх потока нагретого воздуха размером  $L_0$  его устойчивость определяется разностью скоростей  $\Delta V(L_0)$  на расстоянии  $L_0$ . Действительно, если число  $Re = \rho \Delta V(L_0) L_0 / \eta$  велико, то такой вихрь оказывается неустойчивым и под влиянием сил инерции распадается на более мелкие вихри, передавая им свою кинетическую энергию. Этот каскадный процесс дробления будет продолжаться до тех пор, пока размер неоднородностей не приблизится к критическому  $l_0$  (внутренний масштаб), при котором дальнейшее дробление прекратится. При этом числа  $Re$  примерно равны единице, а силы вязкости начинают играть определенную роль.

При турбулентном движении элементарные объемы воздуха различного масштаба переносятся из одной области пространства в другую почти без изменения температуры  $T$  и содержащегося в них количества водяного пара. Могут возникать и развиваться две разновидности интересующих нас атмосферных неоднородностей.

1. Атмосферные области с повышенной температурой, образующиеся за счет получения тепловой энергии от неравномерно нагретой поверхности. Они расширяются и под действием подъемной силы восходят вверх.

2. Атмосферные неоднородности, характерные для мест после ливневых дождей при температурах окружающей среды  $30...40$  °С и низкой относительной влажности. При данных условиях возникают упомянутые выше паротемпературные линзы со значительной влажностью  $l \gg l_{окр}$  и низкой температурой  $T \ll T_{окр}$ . Источниками та-

ких линз могут быть различного рода мелкие водоемы или места скопления влаги на поверхности земли. Как правило, радиолокационные МО формируются теми локальными атмосферными линзовыми неоднородными образованиями, которые попадают в восходящие турбулентные потоки и начинают перемещаться ими или под действием ветра начинают менять положение друг относительно друга. При облучении таких линз электромагнитной энергией часть ее отражается, а часть меняет направление распространения, что обуславливается разностью значений коэффициента преломления  $\Delta N$  в линзе и окружающей среде. Для средних температур 25...30 °С формулу (3) можно привести к виду  $\Delta N = -1,4\Delta T + 4,2\Delta l + 0,26\Delta\rho$ . Анализ ее показывает, что для неоднородностей типа паротемпературных линз различия в коэффициенте преломления  $\Delta N$  могут быть в 4...6 раз больше, чем для неоднородностей, сформированных разницей температур  $\Delta T$ .

Исходя из сказанного выше, для выявления природы и особенностей отражающих неоднородностей типа АЭ достаточно определить скорости восходящих потоков, а по их уровням — степень турбулизованности этих воздушных потоков. При получении тепловой энергии от нагретой поверхности земли локальной атмосферной областью с объемом  $V_0$  и температурой  $T_0$  температура и объем будут возрастать согласно зависимости  $V_T = V_0 T / T_0$ . При этом сила выталкивания локальной области вверх будет определяться по закону Архимеда:

$$F_{\text{выт}}(h) = g\rho(h)(V_T - V_0) = \frac{\pi}{6} g\rho(h)(L_T^3 - L_0^3) = \frac{\pi}{6} g\rho(h)L_0^3\left(\frac{T}{T_0} - 1\right), \quad (3)$$

где  $L_T, L_0$  — размеры неоднородностей при температурах  $T$  и  $T_0$ ;  $g$  — ускорение свободного падения.

Под действием этой силы начинается подъем воздушной массы, которому препятствует сила лобового сопротивления, пропорциональная квадрату скорости подъема  $h'$ :

$$F_{\text{л.сопр}} = CA\rho(h)(h')^2 / 2. \quad (4)$$

Здесь  $C$  — аэродинамическая постоянная;  $A$  — площадь сечения воздушного объема;  $\rho(h) = \rho_0 \exp(-h/H_{\text{мо}})$  — ход изменения плотности воздушной массы с высотой  $h$ , где  $H_{\text{мо}}$  — масштабная высота изменения плотности атмосферы, для летних условий  $H_{\text{мо}} \approx 5$  км. Зная си-

лы выталкивания и сопротивления, определим ускорение подъема воздушной массы  $h''$  как вторую производную от  $h$  согласно первому закону Ньютона:

$$h'' = \frac{F_{\text{выт}}(h) - F_{\text{л.сопр}}(h)}{m(h)} = \frac{g\rho(h)L_0^3(T/T_0 - 1) - 3CL_T^2\rho(h)(h')^2}{2L_0^3 \rho_0 \exp(-h/H_{\text{мо}})}. \quad (5)$$

Здесь масса  $m(h)$  выражена через плотность  $\rho(h)$  и объем шара диаметром  $L$ . В выражении (5) отношение температур  $T/T(h)$  внутри неоднородной области и вне ее представим в виде  $(T_0(0) + \Delta t^\circ)/(T_0(0) - K_1 h)$ , где температура  $T$ , исходя из допущения о неизменности температур внутри неоднородной атмосферной области, равна сумме средней температуры земли  $T_0(0)$  и температуры  $\Delta t^\circ$ , приобретенной за счет нагрева. Поведение температуры окружающего воздуха  $T_0(h)$  взято стандартное, т.е. она уменьшается с высотой пропорционально градиенту  $K_1$ .

Решив дифференциальное уравнение (5) с учетом начальных условий  $h=0; h'=0; h''=h_{\text{макс}}$  при  $t=0$  и значениях  $h/H_{\text{мо}} \ll 1, C=1/4$ , получим выражение для скорости восходящего потока  $V_B$ :

$$V_B^2 = 2 \left\{ \frac{2a_1 L_0 h}{3} + \frac{3a_2 - 2a_1 L_0}{3} \sqrt{\frac{\pi H_{\text{мо}} L}{3}} [\Phi(\mathcal{K}(h - H_{\text{мо}})) - \Phi(-\mathcal{K} H_{\text{мо}})] \exp(-3(h - H_{\text{мо}})^2 / (4H_{\text{мо}} L_0)) \right\}, \quad (6)$$

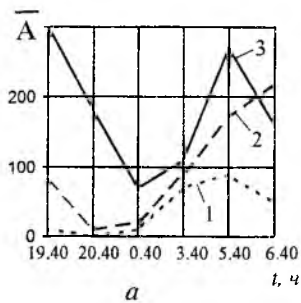
где  $a_1 = gK_1[1 + \Delta t^\circ / T_0(0)] / T(0)$ ;  $a_2 = g\Delta t^\circ / T_0(0)$ ;  $\mathcal{K} = \sqrt{3 / (4H_{\text{мо}} L_0)}$ ;  $\Phi(y) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^y \exp(-t^2) dt$ ;  $h$  — высота;  $L_0$  — характерный масштаб неоднородностей атмосферы у поверхности земли;  $T_0(0)$  — средняя температура у поверхности земли,  $K$ ;  $K_1$  — градиент изменения температуры, для стандартной атмосферы  $K_1 = 0,0055$ .

В качестве подтверждения изложенных доказательств возникновения МО типа АЭ приведем результаты экспериментальных работ и их анализ. Измерения проводились с помощью РЛС кругового обзора сантиметрового диапазона в районе Прикаспийской низменности в августе 1989 г. в вечернее, ночное и утреннее время суток. Рассматривались плотности отметок МО в трех дальностных зонах: 1-я — 0...50

км, 2-я — 50...100 км, 3-я — 100...150 км, а также в трех азимутальных зонах: 1-я — 0...45°, 2-я — 45...90°, 3-я — 90...120°. В каждом выделенном стробе зоны (например,  $\Delta D = 0...50$  км и  $\Delta \beta = 0...45^\circ$ ) проводился счет отметок МО. Результаты оценок распределения средних значений плотности отметок  $\bar{A}$  и их среднеквадратических отклонений  $\sigma$  по участкам зоны обзора в зависимости от времени суток отражены на рис. 1 — 4. Номера кривых соответствуют номерам дальностных зон.

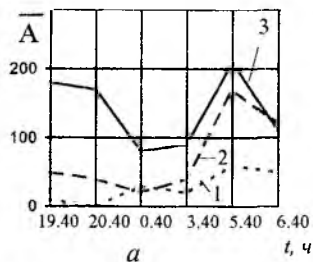
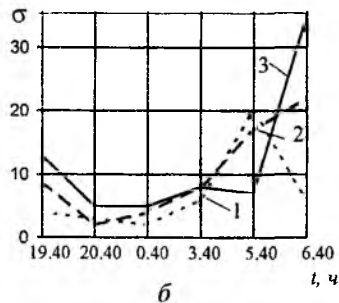
В ходе анализа полученных результатов выявлено: плотности распределения отметок как по азимуту, так и по дальности неоднородны, что наиболее характерно для измерений, проведенных 10.08.89 и 11.08.89 (рис. 1, 2). Как среднее значение, так и дисперсия плотностей распределения отметок МО уменьшаются до минимального значения к 23...24 ч, а затем, начиная с 2...3 ч, интенсивно растут; плотности распределения отметок МО для различных погодных условий резко различаются. Этот факт подтверждает гипотезу о том, что основная часть ложных отметок образована отражениями, переотражениями и рассеянием от совокупности неоднородностей. При этом проводились две группы измерений плотности отметок МО в периоды наиболее характерных погодных условий, соответствующих разной природе образования атмосферных неоднородностей. Измерениям, осуществленным с 19.00 10.08.89 до 6.00 11.08.89, предшествовала безветренная, умеренно теплая погода с температурой 25...30 °С. Погодные условия к 22.00 10.08.89 были следующие: слабый восточный ветер со средней скоростью 2,5 м/с и порывами до 5 м/с,  $t = 22$  °С. Измерениям, проводимым с 19.00 16.08.89 до 8.00 17.08.89, предшествовало резкое похолодание, начавшееся 13.08.89 и продолжавшееся до полудня 14.08.89 (понижение температуры с 37...40 °С до 15...18 °С); в ночь с 15.08.89 на 16.08.89 шел дождь. В 16.00 16.08.89 отмечалась сплошная облачность,  $t = 25$  °С. В 21.30 16.08.89 зафиксированы переменная облачность, западный ветер со средней скоростью 5,5 м/с и порывами до 10 м/с,  $t = 18$  °С.

Модели распределения МО для описанных природных условий можно объяснить возникновением и развитием двух типов атмосферных неоднородностей. Первый тип, характерный для погодных условий 10.08.89 и 11.08.89, обусловлен получением тепловой энергии от неравномерно нагретой земной поверхности. Образующиеся при этом области с повышенной температурой расширяются и восходят вверх. По сути дела, образуется столб неоднородных атмосферных образований (вихрей), сходный с дымовым столбом в атмосфере. В отсутствие ветра столб вертикален, а при ветре склоняется в сторону. Второй тип обусловлен большим количеством мелких очагов скопления влаги, что



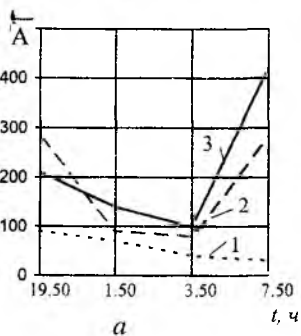
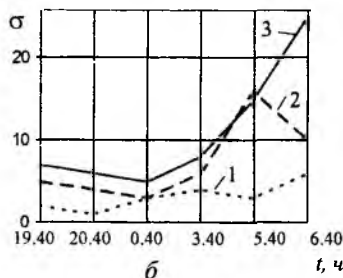
10.08.89,  
11.08.89;  
 $\beta=45...90^\circ$

Рис. 1



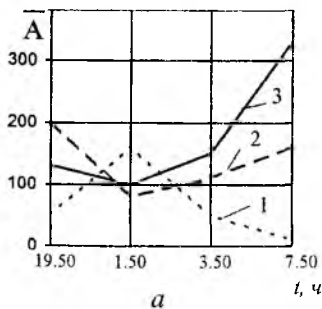
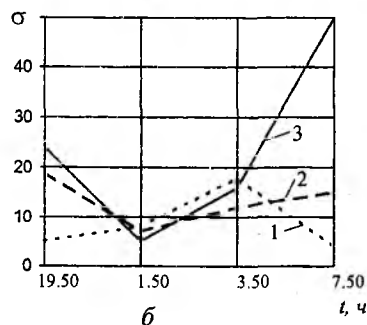
10.08.89,  
11.08.89;  
 $\beta=90...120^\circ$

Рис. 2



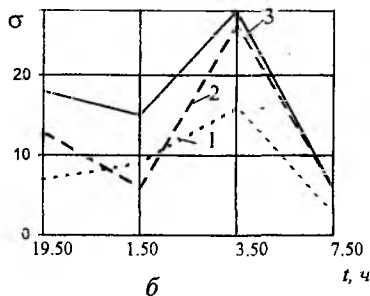
16.08.89,  
17.08.89;  
 $\beta=45...90^\circ$

Рис. 3



16.08.89,  
17.08.89;  
 $\beta=90...120^\circ$

Рис. 4



характерно после ливневых дождей. За счет интенсивного нагрева и испарения формируются подвижные паротемпературные линзы со значительной влажностью  $l \gg l_{\text{окр}}$  и низкой температурой  $T \ll T_{\text{окр}}$ . Такие линзы перемещаются восходящими потоками воздуха вверх или под действием ветра меняют положение друг относительно друга.

Используем расчетные соотношения для числа  $Re$  и (6), чтобы определить скорость восходящих потоков  $V_B$  и степень турбулизованности этих воздушных потоков. Применительно к погодным условиям, соответствующим экспериментальным измерениям плотностей распределения отметок МО, в таблице приведены расчеты величин  $V_B$  в зависимости от  $h$  и  $L_0$ . Исходные данные:  $T(0) = 18...22$  °C,  $\Delta t = 8...15$  °C,  $K_I = 0,0055$ .

| $h, \text{ м}$ | Скорость $V_B, \text{ м/с}$ , при расстоянии $L_0, \text{ м}$ |      |      |       |
|----------------|---|------|------|-------|
|                | 10  | 50   | 100  | 200   |
| 20             | 0,23  | 0,51 | 0,72 | 1,01  |
| 50             | 0,36  | 0,80 | 1,14 | 1,59  |
| 100            | 0,51  | 1,14 | 1,59 | 2,27  |
| 300            | 0,88  | 1,97 | 2,78 | 3,94  |
| 500            | 1,14  | 2,54 | 3,59 | 5,08  |
| 1000           | 1,59  | 3,59 | 5,08 | 7,19  |
| 2000           | 2,27  | 5,08 | 7,20 | 10,17 |

Известно [4], что при значениях  $V_B$  в несколько метров в секунду и размерах приземной воздушной массы, составляющих несколько десятков метров, движение сильно турбулизовано. В данном случае область турбулентного движения — это совокупность большого числа переносимых восходящими потоками вихрей различного размера. Максимальный размер  $L_0$  определяется потоком в целом и разницей скоростей  $\Delta V_B$  на расстоянии  $L_0$ . Если скорость  $\Delta V_B$  велика, то такой вихрь неустойчив и распадается под действием сил инерции на более мелкие вихри. Подтверждением могут служить два обнаруженных явления:

1. Прослеживалась общая тенденция уменьшения плотностей отметок МО с 18...19 ч до 21 ч, что можно объяснить прекращением нагрева поверхности земли. Нагретая поверхность земли продолжала излучать теплоту при небольшом ветре в приземном слое. Поэтому интенсивность образования неоднородностей атмосферы уменьшалась, но процесс не прекращался.

2. Наблюдалось снижение плотности отметок МО в ближней зоне и повышение их плотности в средней и дальней зонах (50...100 км и 100...150 км) при сохранении тенденции уменьшения их общего количества с 21 ч до 1 ч ночи. Это можно объяснить тем, что к указанному времени ветер практически затих. Образовавшиеся неоднородные области поднимались вверх без возникновения турбулентностей. Начиная с высоты 200...300 м наблюдалось интенсивное вихревое дробление образований. Появлялись интенсивные МО со спектральными составляющими в высокочастотной части доплеровского спектра.

Используя приведенную модель распределения мешающего отражателя в виде столба неоднородных атмосферных образований, можно обосновать природу как быстрых случайных флуктуаций (за счет мелких вихрей), так и медленных флуктуаций, соизмеримых с периодом обзора РЛС (за счет крупных вихрей). В результате интерференции колебаний от различных участков столба неоднородностей могут возникать медленные флуктуации, соизмеримые с периодом обзора. Если рассмотреть простейший случай биения сигналов двух отражателей, расположенных на верхнем и нижнем концах столба и имеющих разные  $V_{в1}$  и  $V_{в2}$ , то частота биения  $\Delta F_{Д2} = 2(V_{в1} \cos \theta_2 - V_{в2} \cos \theta_1) / \lambda$ , где  $\theta_1, \theta_2$  — углы между линией РЛС и векторами скоростей  $V_{в1}, V_{в2}$ . Рассчитанный для диапа-

зона скоростей, указанных в таблице, спектр биений достаточно широк — от 0,004 до сотен герц.

Таким образом, анализ приведенных результатов исследований подтверждает, что природа большинства дискретных мешающих отражателей обусловлена атмосферными неоднородностями. Помеховые отражения по месту и времени возникновения являются нестационарными случайными процессами, имеющими случайные флуктуации, быстро и медленно меняющиеся во времени и пространстве.

**Список литературы:** 1. Черников А. А. Радиолокационные отражения от ясного неба. Л.: Гидрометеоздат, 1979. 126 с. 2. Журнов В. В. Статистические характеристики помеховых отражений типа "ангел-эхо" в обзорных РЛС при наличии крупномасштабных неоднородностей в приземном слое атмосферы // Науч.-техн. сб. Воен. инж. радиотехн. акад. противовоздуш. обороны (ВИРТА). 1988. Вып. 16. С. 45—50. 3. Черный Ф. Б. Распространение радиоволн. М.: Сов. радио, 1972. 192 с. 4. Лазерное излучение в турбулентной атмосфере / А.С. Гурвич, А.И. Кон, В.Л. Миронов, С.С. Хмельцев. М.: Наука, 1979. 240 с.

*Харьковский государственный технический университет радиоэлектроники*

*Поступила в редколлегию 11.02.97*