

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ
ОБСЕРВАТОРИЯ им. А. И. ВОЕЙКОВА

ТРУДЫ

ВЫПУСК 309

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ
ГЕОФИЗИКА

Под редакцией
канд. физ. мат.-наук Г. Г. ШУКИНА

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Л-д 193163 Малоземельский пр., 93



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

ЛЕНИНГРАД • 1974

244084

Содержатся результаты теоретических и экспериментальных исследований теплового радиоизлучения атмосферы и подстилающей поверхности. Излагаются работы по совершенствованию способов радиолокационных наблюдений гидрометеорных образований в атмосфере. Кроме того, рассматриваются вопросы применения радиофизических методов для определения метеорологических характеристик нижних слоев атмосферы.

Рассчитан на научных работников и инженеров, занимающихся вопросами физики атмосферы, радиофизики, радиотехники.

Ю. И. РАБИНОВИЧ, Г. Г. ЩУКИН

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ НАД ПОВЕРХНОСТЬЮ СУШИ

Определение с летательных аппаратов интегрального содержания водяного пара и капельно-жидкой влаги в атмосфере по собственному тепловому радиоизлучению довольно успешно решается при измерениях над водной поверхностью. Об этом свидетельствуют работы, выполненные в Советском Союзе и за рубежом, и, в частности, успешный эксперимент, проведенный на ИСЗ «Космос-243» [1, 2, 3, 4]. Это объясняется однородностью водной поверхности, малым коэффициентом излучения и слабой его изменчивостью в зависимости от температуры и солености.

Общая задача определения интегрального влагосодержания атмосферы состоит из ряда частных задач, представляющих самостоятельный интерес. Прежде всего это определение общего содержания водяного пара при безоблачной атмосфере и при наличии облачности и осадков. Помимо этого, существует задача определения интегральной водности облаков и осадков. В работах [1, 5, 6] показано, что для случая безоблачной атмосферы существует жесткая корреляционная связь между радиояркостной температурой в диапазоне $\lambda = 1,35$ см, измеренной в центре линии поглощения водяного пара, и общим содержанием H_2O в атмосфере. При этом точность измерений содержания водяного пара при использовании среднеклиматических данных о температуре водной поверхности составляет 15—20%. Рассмотрим эту же задачу для различных типов подстилающей поверхности как в безоблачной атмосфере, так и при наличии облаков и осадков.

Уравнение переноса микроволнового излучения в свободной атмосфере для случая гладкой подстилающей поверхности имеет вид [1]

$$T_{\text{я}} = T_{\text{п}} \varepsilon e^{-\int_0^H \beta(z) \sec \theta dz} + \int_z^H T(z) \beta(z) \sec \theta e^{-\int_z^H \beta(\zeta) \sec \theta d\zeta} +$$

$$+ T_{\pi}(1 - \varepsilon) \left\{ \int_0^{\infty} T(z) \beta(z) \sec \theta e^{-\int_0^z \beta(\zeta) \sec \theta d\zeta} dz \right\} e^{-\int_0^H \beta(z) \sec \theta dz}, \quad (1)$$

где H — высота, на которой расположен приемник радиоизлучения; ε — коэффициент излучения; T_{π} и $T(z)$ — физическая температура подстилающей поверхности и атмосферы соответственно; β — коэффициент ослабления; θ — угол визирования; z — вертикальная координата.

Это выражение справедливо для случая, когда можно пренебречь многократным рассеянием. В реальных случаях облачных образований и осадков в сантиметровом диапазоне длин волн оптическая толщина составляет менее 0,5, а вероятность выживания кванта менее 0,1. В этих условиях, как показано в [7], вкладом многократного рассеяния можно пренебречь.

Для общего случая, когда в атмосфере содержатся гидрометеорные образования, коэффициент ослабления β представляет сумму коэффициентов поглощения радиоизлучения в атмосферных газах (кислороде и водяном паре) и коэффициентов ослабления в облаках и осадках. Расчеты коэффициентов поглощения в O_2 и H_2O проводились по формулам, представленным в работе [1], $\beta_{обл}$ и $\beta_{ос}$ — по формулам работы [8].

Расчеты были выполнены на ЭВМ М-220 для нескольких моделей атмосферы (безоблачная, атмосфера, содержащая облака, и атмосфера, содержащая облака и осадки). Распределения основных метеорологических характеристик в безоблачной атмосфере (температура, влажность, давление) до высоты 11 км были выбраны следующие:

$$\begin{aligned} T(z) &= T(0) - \gamma z, \\ p(z) &= p(0) \left[1 - \frac{\gamma z}{T(0)} \right]^{g/R\gamma}, \\ q(z) &= q(0) e^{-0,24z}, \end{aligned} \quad (2)$$

где $T(0)$, $p(0)$, $q(0)$ — температура воздуха, давление и удельная влажность у земной поверхности соответственно; γ — градиент температуры; R — удельная газовая постоянная сухого воздуха; g — ускорение силы тяжести.

При наличии облаков и осадков распределения температуры и влажности по высоте сохранялись такими же, как и для безоблачной атмосферы. Для удобства численного интегрирования уравнения (1) атмосфера была разбита на слои толщиной 500 м для первых 3 км и толщиной 1000 м от 3 до 11 км.

Расчеты проведены для $p=1013$ мбар, двух температур $T(0)$ (283 и 293 К) и четырех значений относительной влажности $U(0)$ (0, 40, 80 и 100%).

Рассмотрены два случая облаков: с водностью $W=0,2$ г/м³ (высота нижней границы $H_{н.г.}=0,5$ км, высота верхней границы $H_{в.г.}=$

Таблица

$T_{\text{п}}=283 \text{ К}$						$T_{\text{п}}=293 \text{ К}$						
Q мм.о.в.	e_0 мбар	ε				Q мм.о.в.	e_0 мбар	ε				
		0,5	0,7	0,8	0,9			1,0	0,5	0,7	0,8	0,9
$\lambda=0,8 \text{ см}$												
Безоблачно												
0	0	152,2	204,1	230,0	256,0	282,8	0	156,9	211,0	238,0	265,0	292,8
10,2	7,7	157,9	207,5	232,2	257,0	282,5	16,8	168,8	217,9	242,5	267,0	292,3
14,7	11,1	160,4	208,9	233,2	257,4	282,4	27,95	172,2	219,9	243,7	267,6	292,2
16,3	12,3	161,3	209,4	233,5	257,5	282,4	30,0	173,3	220,5	244,1	267,8	292,1
Облака с $W=0,2 \text{ г/м}^3$												
0	0	163,7	210,9	234,5	258,1	281,7	0	166,5	216,6	241,6	266,7	291,8
10,2	7,7	168,9	213,9	236,4	258,9	281,4	16,8	177,5	223,0	245,8	268,6	291,3
14,7	11,1	171,2	215,2	237,3	259,3	281,3	27,95	180,6	224,9	247,0	269,1	291,2
16,3	12,3	171,9	215,7	237,6	259,4	281,3	30,0	181,7	225,4	247,3	269,2	291,1
Облака с $W=1,0 \text{ г/м}^3$												
0	0	242,5	255,8	262,4	269,0	275,7	0	239,6	258,5	268,0	277,5	286,9
10,2	7,7	243,9	256,5	262,9	269,2	275,5	16,8	243,6	266,8	269,4	278,0	286,6
14,7	11,1	244,5	256,9	263,1	269,3	275,5	27,95	244,7	261,4	269,8	278,2	286,5
16,3	12,3	244,7	257,0	263,1	269,3	275,5	30,0	245,1	261,6	269,9	278,2	286,5
Осадки, $I=10 \text{ мм/ч}$; облака с $W=0,2 \text{ г/м}^3$												
0	0	234,5	253,1	262,5	271,8	281,1	0	241,3	261,3	271,3	281,2	291,2
10,2	7,7	236,4	254,2	263,1	272,0	280,9	16,8	245,5	266,6	272,7	281,7	290,8
14,7	11,1	237,3	254,7	263,4	272,1	280,8	27,95	246,6	264,2	273,0	281,9	290,7
16,3	12,3	237,6	254,8	263,5	272,1	280,8	30,0	247,0	264,4	273,2	281,9	290,6
Осадки, $I=10 \text{ мм/ч}$; облака с $W=1,0 \text{ г/м}^3$												
0	0	262,2	267,5	270,1	272,8	275,4	0	267,7	275,3	279,1	282,8	286,6
10,2	7,7	262,7	267,7	270,2	272,8	275,3	16,8	269,1	276,0	279,4	282,9	286,3
14,7	11,1	262,9	267,8	270,3	272,7	275,2	27,95	269,5	276,2	279,5	282,9	286,2
16,3	12,3	262,9	267,9	270,3	272,7	275,2	30,0	269,6	276,3	279,6	282,9	286,2

Таблица 2

$T_{\pi}=283 \text{ K}$							$T_{\pi}=293 \text{ K}$						
Q мм.ов.	e_0 мбар	ε					Q мм.ов.	e_0 мбар	ε				
		0,5	0,7	0,8	0,9	1,0			0,5	0,7	0,8	0,9	1,0
$\lambda=1,35 \text{ см}$													
Безоблачно													
10	0	144,1	199,6	227,3	255,0	282,8	0	0	149,1	206,6	235,3	264,0	292,8
10,2	7,7	160,3	208,9	235,6	257,6	281,9	21,6	16,8	181,9	225,5	247,3	269,1	291,0
14,7	11,1	166,7	212,6	233,2	258,5	281,5	27,9	21,7	189,9	229,9	250,1	270,3	290,5
16,3	12,3	168,8	213,8	236,4	258,9	281,4	30,0	23,3	191,9	231,3	250,9	270,6	290,3
Облака с $W=0,2 \text{ г/м}^3$													
0	0	148,9	202,4	229,1	255,9	282,6	0	0	153,0	208,8	236,8	264,7	292,7
10,2	7,7	164,5	211,4	234,8	258,3	281,8	21,6	16,8	184,8	227,2	248,4	269,6	290,9
14,7	11,1	170,6	214,9	237,1	259,2	281,4	27,9	21,7	192,3	231,5	251,1	270,7	290,4
16,3	12,3	172,7	216,1	237,8	259,5	281,3	30,0	23,3	194,6	232,8	252,0	271,1	290,2
Облака с $W=1,0 \text{ г/м}^3$													
0	0	198,2	230,9	247,2	263,5	279,8	0	0	193,7	232,4	251,8	271,1	290,6
10,2	7,7	207,5	236,1	250,4	264,7	279,1	21,6	16,8	215,3	244,8	259,5	274,2	288,9
14,7	11,1	211,1	238,2	251,7	265,2	278,7	27,9	21,7	220,4	247,6	261,2	274,9	288,5
16,3	12,3	212,3	238,8	252,1	265,4	278,6	30,0	23,3	221,9	248,5	261,8	275,0	288,3
Осадки, $I=10 \text{ мм/ч}$; облака с $W=0,2 \text{ г/м}^3$													
0	0	189,3	226,5	245,1	263,7	282,4	0	0	196,2	234,7	253,9	273,1	292,4
10,2	7,7	199,8	232,5	248,8	265,2	281,5	21,6	16,8	217,6	246,8	261,4	276,0	290,6
14,7	11,1	204,0	234,9	250,3	265,7	281,2	27,9	21,7	222,6	249,6	263,1	276,6	290,1
16,3	12,3	205,4	235,6	250,8	265,9	281,0	30,0	23,3	224,1	250,4	263,6	276,8	290,0
Осадки, $I=10 \text{ мм/ч}$; облака с $W=1,0 \text{ г/м}^3$													
0	0	222,8	245,5	256,9	268,2	279,6	0	0	223,6	250,3	263,6	276,9	290,3
10,2	7,7	229,0	248,9	258,9	268,9	278,9	21,6	16,8	238,0	258,3	268,4	278,6	288,7
14,7	11,1	231,4	250,3	259,7	269,1	278,5	27,9	21,7	241,4	260,1	269,5	278,9	288,3
16,3	12,3	232,3	250,7	260,0	269,2	278,4	30,0	23,3	242,4	260,7	269,8	279,0	288,1

Таблица 3

$T_n=283\text{ K}$										$T_n=293\text{ K}$									
Q		ε								Q		ε							
мм.о.в.		e_0 мбар		0,5	0,7	0,8	0,9	1,0	мм.о.в.	e_0 мбар		0,5	0,7	0,8	0,9	1,0			
$\lambda=1,6\text{ см}$																			
Безоблачно																			
0	0	143,9	199,4	227,2	255,0	282,9	0	148,8	206,4	235,2	292,9								
10,2	7,7	148,6	202,2	229,0	255,8	282,7	16,8	158,7	212,2	238,0	292,5								
14,7	11,1	150,6	203,4	229,7	256,1	282,7	20,7	161,5	213,8	240,0	292,4								
16,3	12,3	151,3	203,8	230,0	256,3	282,6	23,3	162,4	214,4	240,3	292,4								
Облака с $W=0,2\text{ г/м}^3$																			
0	0	147,4	201,5	228,6	255,6	282,7	0	151,7	208,1	233,3	292,7								
10,2	7,7	151,9	204,2	230,3	256,4	282,5	16,8	161,4	213,8	239,9	292,3								
14,7	11,1	153,9	205,3	231,0	256,7	282,4	21,7	164,1	215,4	241,0	292,2								
16,3	12,3	154,6	205,7	231,3	256,8	282,4	23,3	165,0	215,9	241,3	292,2								
Облака с $W=1,0\text{ г/м}^3$																			
0	0	185,1	223,3	242,4	261,5	282,5	0	183,0	226,3	247,9	269,5								
10,2	7,7	188,3	225,2	243,6	262,0	282,3	16,8	190,4	230,6	250,6	270,7								
14,7	11,1	189,6	226,0	244,1	262,3	282,2	21,7	192,5	231,8	251,4	271,1								
16,3	12,3	190,1	226,2	244,3	262,3	282,2	23,3	193,1	232,2	251,7	271,2								
Осадки, $I=10\text{ мм/ч}$; облака с $W=0,2\text{ г/м}^3$																			
0	0	177,7	219,6	240,6	261,5	282,5	0	185,0	228,0	249,5	292,5								
10,2	7,7	181,2	221,6	241,8	262,1	282,3	16,8	192,3	232,2	252,2	292,1								
14,7	11,1	182,7	222,5	242,4	262,3	282,2	21,7	194,4	233,4	253,0	292,0								
16,3	12,3	183,2	222,8	242,6	262,4	282,2	23,3	195,0	233,8	253,2	292,0								
Осадки, $I=10\text{ мм/ч}$; облака с $W=1,0\text{ г/м}^3$																			
0	0	206,4	236,1	250,9	265,7	280,5	0	208,5	241,5	258,0	291,0								
10,2	7,7	208,9	237,5	251,7	266,0	280,3	16,8	214,1	244,7	260,0	290,6								
14,7	11,1	209,9	238,1	252,1	266,2	280,3	21,7	215,6	245,6	260,6	290,5								
16,3	12,3	210,3	238,3	252,3	266,2	280,2	23,3	216,1	245,9	260,8	290,5								

Таблица 4

$T_n=283 \text{ К}$										$T_n=293 \text{ К}$									
Q мм.о.в.		e_0 мбар	ϵ						Q мм.о.в.	e_0 мбар	ϵ								
0,5	0,7		0,8	0,9	1,0	0,5	0,7	0,8			0,9	1,0							
$\lambda=3,2 \text{ см}$																			
Безоблачно																			
0	0	0	143,5	199,2	227,1	254,9	282,8	0	0	0	148,4	206,2	235,1	263,9	292,8				
10,2	10,2	7,7	143,9	199,5	227,2	255,0	282,8	21,6	16,8	16,8	149,3	206,7	235,4	264,1	292,7				
14,7	14,7	11,1	144,1	199,6	227,3	255,1	282,7	27,95	21,7	21,7	149,6	206,9	235,5	264,2	292,7				
16,3	16,3	12,3	144,2	199,6	227,4	255,1	282,7	30,0	30,0	30,0	149,7	206,9	235,6	264,2	292,7				
Облака с $W=0,2 \text{ г/м}^3$																			
0	0	0	144,4	199,7	227,4	255,1	282,8	0	0	0	149,1	206,6	235,3	264,1	292,8				
10,2	10,2	7,7	144,8	199,9	227,6	255,2	282,8	21,6	16,8	16,8	150,0	207,1	235,7	264,2	292,8				
14,7	14,7	11,1	145,0	200,1	227,6	255,2	282,8	27,95	21,7	21,7	150,3	207,3	235,8	264,3	292,8				
16,3	16,3	12,3	145,0	200,1	227,7	255,2	282,8	30,0	30,0	30,0	150,4	207,3	235,8	264,3	292,8				
Облака с $W=1,0 \text{ г/м}^3$																			
0	0	0	155,9	206,4	231,7	256,9	282,7	0	0	0	157,9	211,7	238,6	265,5	292,7				
10,2	10,2	7,7	156,2	206,6	231,8	257,0	282,7	21,6	16,8	16,8	158,7	212,2	238,9	265,6	292,7				
14,7	14,7	11,1	156,4	206,7	231,9	257,0	282,7	27,95	21,7	21,7	159,0	212,3	239,0	265,7	292,7				
16,3	16,3	12,3	156,5	206,8	231,9	257,0	282,7	30,0	30,0	30,0	159,1	212,4	239,0	265,7	292,7				
Осадки, $I=10 \text{ мм/ч}$; облака с $W=0,2 \text{ г/м}^3$																			
0	0	0	150,9	203,6	230,0	256,4	282,7	0	0	0	156,1	210,7	238,1	265,4	292,8				
10,2	10,2	7,7	151,3	203,9	230,2	256,5	282,7	21,6	16,8	16,8	156,9	211,3	238,4	265,6	292,7				
14,7	14,7	11,1	151,5	204,0	230,2	256,5	282,7	27,95	21,7	21,7	157,2	211,4	238,5	265,6	292,7				
16,3	16,3	12,3	151,6	204,0	230,3	256,5	282,7	30,0	30,0	30,0	157,3	211,5	238,5	265,6	292,7				
Осадки, $I=10 \text{ мм/ч}$; облака с $W=1,0 \text{ г/м}^3$																			
0	0	0	161,8	210,0	234,0	258,1	282,2	0	0	0	164,4	215,6	241,2	266,8	292,4				
10,2	10,2	7,7	162,2	210,2	234,2	258,2	282,2	21,6	16,8	16,8	165,2	216,0	241,5	266,9	292,3				
14,7	14,7	11,1	162,4	210,3	234,2	258,2	282,2	27,95	21,7	21,7	165,4	216,2	241,6	266,9	292,3				
16,3	16,3	12,3	162,4	210,3	234,3	258,2	282,2	30,0	30,0	30,0	165,5	216,2	241,6	266,9	292,3				

$=1,5$ км) и $W=1,0$ г/м³ ($H_{п.г}=0,5$ км, $H_{в.г}=3,0$ км). Для расчетов переноса радиоизлучения в осадках интенсивность дождя I была выбрана равной 10 мм/ч с вертикальной протяженностью в 0,5 км. Расчеты были выполнены на длинах волн 0,8; 1,35; 1,6 и 3,2 см для различных типов подстилающей поверхности с коэффициентами излучения 0,5; 0,7; 0,8; 0,9 и 1,0 (что примерно соответствует водной поверхности, влажной почве, пустыне, лесу).

Основные результаты расчетов радиояркостных температур представлены в табл. 1—4. Прежде всего рассмотрим возможность определения интегрального содержания водяного пара в атмосфере. Ранее, в статье [1], была рассмотрена эта задача для случая безоблачной атмосферы над водной поверхностью. Представляет интерес произвести оценки содержания H_2O при измерениях над различными подстилающими поверхностями суши. Кроме того, необходимо исследовать, сохраняется ли зависимость радиоизлучения от содержания водяного пара в атмосфере при наличии гидрометеорных образований. На рис. 1 представлены зависимости радиояркостной температуры в диапазоне $\lambda=1,35$ см от общего содержания H_2O в миллиметрах осажденной воды (Q мм о. в.), рассчитанные для различных типов подстилающей поверхности. Эти зависимости носят линейный характер, что позволяет для получения промежуточных значений производить интерполирование, не делая большого числа расчетов. Здесь прежде всего следует отметить, что с увеличением излучательной способности растет зависимость радиояркостной температуры от температуры подстилающей поверхности. Так, если для водной поверхности с $\varepsilon=0,4$ —0,5 при определении содержания водяного пара достаточно пользоваться среднеклиматическими данными о температуре воды и изменении этой температуры на 10° приводит к ошибке в измерении радиояркостной температуры не более чем на 2 — 3° [1], то с увеличением ε необходимы более точные данные о температуре подстилающей поверхности. При возрастании ε уменьшается зависимость $T_{я}$ от содержания водяного пара в атмосфере, и при $\varepsilon=1,0$ она практически пропадает. Так, при изменении содержания H_2O от 0 до 30 мм осажденной воды для $\varepsilon=0,7$ радиояркостная температура увеличивается всего на 24° , что

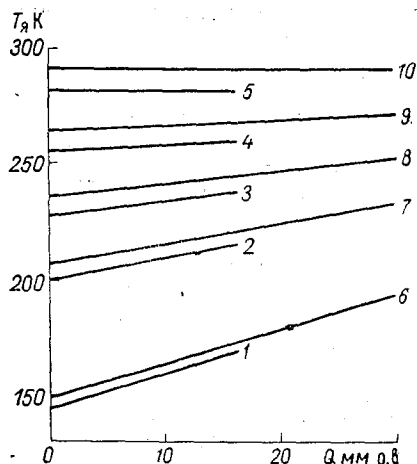


Рис. 1. Зависимость восходящего радиоизлучения на $\lambda=1,35$ см от общего содержания водяного пара в атмосфере.

$T_{п} = 283$ К; 1) $\varepsilon = 0,5$; 2) $\varepsilon = 0,7$; 3) $\varepsilon = 0,8$; 4) $\varepsilon = 0,9$; 5) $\varepsilon = 1,0$. $T_{п} = 293$ К; 6) $\varepsilon = 0,5$; 7) $\varepsilon = 0,7$; 8) $\varepsilon = 0,8$; 9) $\varepsilon = 0,9$; 10) $\varepsilon = 1,0$

производить интерполирование, не делая большого числа расчетов. Здесь прежде всего следует отметить, что с увеличением излучательной способности растет зависимость радиояркостной температуры от температуры подстилающей поверхности. Так, если для водной поверхности с $\varepsilon=0,4$ —0,5 при определении содержания водяного пара достаточно пользоваться среднеклиматическими данными о температуре воды и изменении этой температуры на 10° приводит к ошибке в измерении радиояркостной температуры не более чем на 2 — 3° [1], то с увеличением ε необходимы более точные данные о температуре подстилающей поверхности. При возрастании ε уменьшается зависимость $T_{я}$ от содержания водяного пара в атмосфере, и при $\varepsilon=1,0$ она практически пропадает. Так, при изменении содержания H_2O от 0 до 30 мм осажденной воды для $\varepsilon=0,7$ радиояркостная температура увеличивается всего на 24° , что

соответствует изменению $T_{\text{я}}$ примерно на $0,8^\circ$ при изменении общего содержания водяного пара на 1 мм осажденной воды. Следовательно, над влажной почвой даже при точном знании температуры подстилающей поверхности с помощью современных радиометров можно определять содержание водяного пара с точностью порядка 3 мм осажденной воды. Учитывая ошибки в определении дистанционными методами (инфракрасным или радиотеплолокационным) температуры подстилающей поверхности, можно надеяться определять 5–6 градаций интегрального содержания водяного пара в безоблачной атмосфере для почвы с коэффициентом излучения $\epsilon=0,7$, 3–4 градации для почвы с $\epsilon=0,8$ и 1–2 градации для почвы с $\epsilon=0,9$ в диапазоне изменения Q от 0 до 30 мм осажденной воды.

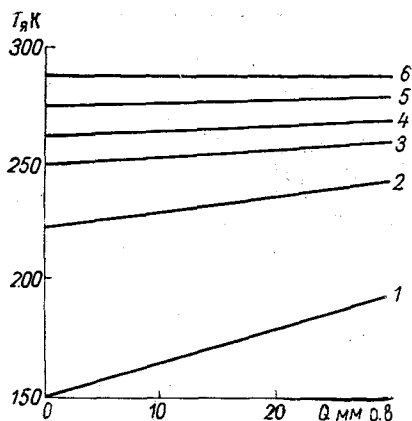


Рис. 2. Восходящее радиоизлучение на $\lambda=1,35$ см при $T_{\text{п}}=293$ К.

Безоблачно: 1) $\epsilon=0,5$; облака ($W=1,0$ г/м³) и осадки ($I=10$ мм/ч): 2) $\epsilon=0,5$; 3) $\epsilon=0,7$; 4) $\epsilon=0,8$; 5) $\epsilon=0,9$; 6) $\epsilon=1,0$.

Таким образом, задача определения содержания водяного пара над поверхностью суши является достаточно сложной, особенно если иметь в виду, что излучательная способность даже достаточно однородных протяженных участков поверхности суши испытывает значительные колебания. В приведенных же выше оценках предполагается неизменность излучательных свойств поверхности суши.

Используя результаты приведенных расчетов, можно также определить, как влияет наличие облачности и осадков на зависимость радиояркостной температуры от содержания водяного пара.

На рис. 2 приведена зависимость радиояркостной температуры восходящего излучения на $\lambda=1,35$ см при наличии мощной облачности ($W=1$ г/м³, $\Delta z_{\text{обл}}=2,5$ км) и осадков интенсивностью 10 мм/ч при температуре подстилающей поверхности $T_{\text{п}}=293$ К и различной излучательной способности. Здесь же для сравнения нанесена зависимость радиояркостной температуры восходящего радиоизлучения для тех же условий при безоблачной атмосфере и $\epsilon=0,5$. Из рисунка видно, что несмотря на то, что градиент изменения радиояркостной температуры в зависимости от содержания водяного пара значительно уменьшается, он остается достаточно высоким (0,7 К/мм о.в.) для того, чтобы с разумной точностью можно было бы оценивать содержание водяного пара над водной поверхностью ($\epsilon=0,5$). При этом вклад в радиоизлучение на длине волны $\lambda=1,35$ см облаков и осадков можно оценить, используя, например, методику, предложенную в [9], по результатам измерений на длинах волн 1,6 и 0,8 см.

По материалам вычислений, приведенным в табл. 1—4, можно оценивать вклад облаков и осадков в радиоизлучение, измеренное над поверхностью суши. На рис. 3 показана зависимость от длины волны радиоизлучения системы земная поверхность — атмосфера при температуре подстилающей поверхности $T_{\text{п}}=293\text{ К}$, общем содержании водяного пара в атмосфере 30 мм осажденной воды и двух значениях ϵ : 0,7 и 0,9. Как видно из графиков, для $\epsilon=0,7$ и $\lambda=0,8\text{ см}$ возникает заметный контраст ($\sim 50\text{ К}$) радиояростной температуры при введении слоя облаков или облаков и осадков, причем этот контраст, правда заметно уменьшаясь, сохраняется

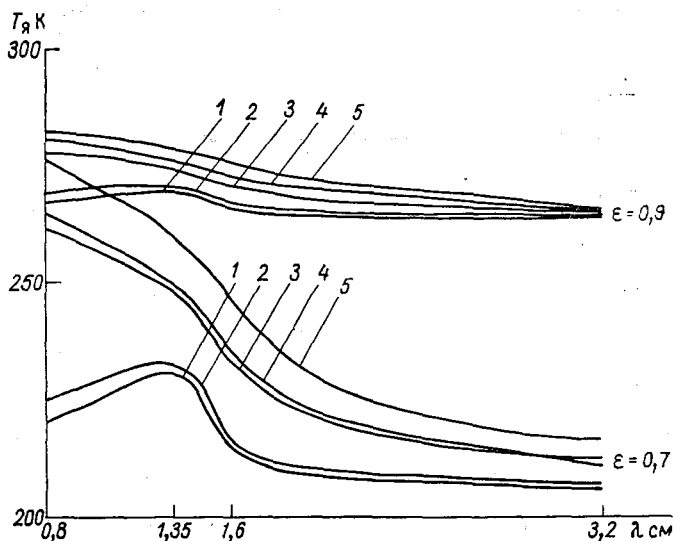


Рис. 3. Зависимость радиоизлучения системы земная поверхность — атмосфера от длины волны при $T_{\text{п}}=293\text{ К}$, $\epsilon=0,7$ и $\epsilon=0,9$.

1) безоблачно; 2) облака с $W = 0,2\text{ г/м}^3$, $\Delta z_{\text{обл}} = 1,0\text{ км}$; 3) облака с $W = 1,0\text{ г/м}^3$, $\Delta z_{\text{обл}} = 2,5\text{ км}$; 4) осадки, $I = 10\text{ мм/ч}$, облака с $W = 0,2\text{ г/м}^3$, $\Delta z_{\text{обл}} = 1,0\text{ км}$; 5) осадки, $I = 10\text{ мм/ч}$, облака с $W = 1,0\text{ г/м}^3$, $\Delta z_{\text{обл}} = 2,5\text{ км}$.

и при $\epsilon=0,9$ (13К). Таким образом, зоны мощной облачности и осадков могут быть обнаружены при измерениях и над поверхностью суши. Если рассмотреть вклад в радиоизлучение облачности и осадков, то можно заметить, что здесь контраст при $\epsilon=0,7$ примерно 50К и представляется возможным определить несколько градаций водности облаков и осадков. Однако нет возможности использовать этот диапазон для оценки вероятности выпадения дождя. Это объясняется тем, что при измерениях радиояростной температуры невозможно разделить вклад в радиоизлучение отдельно облаков и осадков. При использовании только одной длины волны 0,8 см нельзя определенно утверждать о выпадении осадков, речь может идти только об определении зоны, в которой наблюдаются

условия, подходящие для выпадения осадков. Если же использовать одновременно измерения на длине волны $\lambda=3,2$ см, где над поверхностью суши облака и осадки дают очень малый вклад в радиоизлучение, можно с большей вероятностью определять зоны выпадения осадков, используя рост радиоизлучения, связанный со смачиванием почвы. Дело в том, что радиоизлучение поверхностного слоя почвы сильно изменяется при ее увлажнении. По данным, приведенным в [10], коэффициенты излучения различных почв при изменении влажности от 0 до 25% меняются в пределах от 0,9 до 0,55. Это обстоятельство приводит к тому, что в зоне выпадения осадков происходит значительное изменение радиоизлучения (ра-

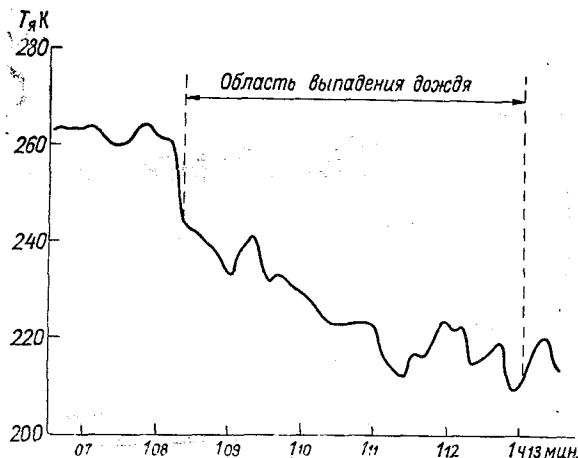


Рис. 4. Экспериментальные данные радиоизлучения пустыни при наличии осадков. $\lambda=3,2$ см 26/X 1970 г.

диояркостная температура падает на несколько десятков градусов), которое особенно сильно проявляется на $\lambda=3,2$ см, где радиоизлучение значительно меньше подвержено влиянию атмосферы. Сказанное хорошо иллюстрируется результатами самолетных измерений радиояркостной температуры на длине волны $\lambda=3,2$ см, полученными над однородной поверхностью пустыни в районе Ашхабада (рис. 4). В зоне выпадения дождя радиояркостная температура падает примерно на 40—50К по сравнению с радиояркостной температурой вне этой зоны. Такое большое убывание радиояркостной температуры происходит за счет изменения излучательных свойств почвы, хотя наличие облачности и выпадающих осадков должно было бы давать увеличение радиояркостной температуры по сравнению со случаем безоблачной атмосферы.

Результаты выполненных расчетов позволили сделать еще один важный в методическом отношении вывод. Как известно, одним из факторов, существенно влияющих на точность радиотепловых измерений, является точность градуировки радиотеплолокационной

аппаратуры. В [11] подробно анализируются погрешности радиотепловых измерений при возможных методах градуировки и на основании анализа рекомендуется проводить градуировку самолетной аппаратуры по радиоизлучению водной поверхности. Однако такой метод градуировки можно осуществить только в идеальных условиях безоблачной атмосферы, при наличии данных о вертикальной стратификации атмосферы. Это особенно проявляется при градуи-

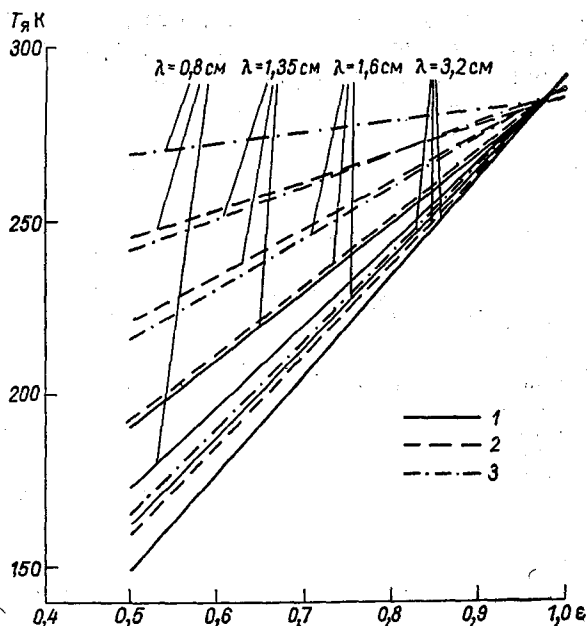


Рис. 5. Зависимость восходящего радиоизлучения от излучательной способности подстилающей поверхности при $T_n = 293$ К, $Q = 30$ мм о. в. для различных длин волн и различных метеорологических условий.

1) безоблачно, 2) облака с $W = 1,0$ г/м³, $\Delta z_{обл} = 2,5$ км;
3) осадки, $f = 10$ мм/ч, облака с $W = 1,0$ г/м³, $\Delta z_{обл} = 2,5$ км.

ровке радиотеплолокационной аппаратуры, работающей в коротковолновой части радиодиапазона (0,8—1,6 см). Расчеты радиоизлучения системы земляная поверхность — атмосфера, проведенные для различных состояний безоблачной атмосферы и атмосферы, содержащей гидрометеорологические образования при разных значениях излучательной способности подстилающей поверхности, показали, что при $\epsilon = 0,97—0,98$ величины радиояркостной температуры восходящего излучения для всех длин волн в диапазоне 0,8—3,2 см и состояний атмосферы практически одинаковы (рис. 5). Такой коэффициент излучения примерно соответствует излучательной способности леса.

Таким образом, градуировку радиотеплолокационной аппаратуры очень удобно осуществлять по излучению леса, что позволяет проводить ее практически при любых атмосферных условиях. Для определения радиояркостной температуры леса можно использовать инфракрасные измерения или воспользоваться измерениями на длине волны $\lambda=3,2$ см, причем радиометр $\lambda=3,2$ см можно предварительно проградуировать по радиоизлучению водной поверхности, где довольно легко учесть влияние атмосферы.

В заключение необходимо отметить, что дальнейшее изучение характеристик атмосферы по микроволновому излучению над поверхностью суши связано в первую очередь с совершенствованием радиотеплолокационной аппаратуры. Кроме того, необходимо вести исследования пространственной и временной изменчивости излучательных свойств различных естественных поверхностей суши.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Определение содержания водяного пара в атмосфере по измерению микроволнового излучения. — «Труды ГГО», 1968, вып. 222, с. 62—73.
2. Шифрин К. С., Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Некоторые результаты измерений микроволнового излучения в свободной атмосфере. — «Метеорология и гидрология», 1969, № 7, с. 17—25.
3. Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Т. Определение геофизических параметров по измерениям теплового радиоизлучения на ИСЗ «Космос-243». — «Докл. АН СССР», т. 188, 1969, № 6, с. 1273—1276.
4. Обухов А. М. и др. Исследования атмосферы по собственному радиоизлучению на ИСЗ «Космос-243». — «Космические исследования», Т. 9, 1971, № 1, с. 66—73.
5. Гурвич А. С., Тиме Н. С. О вариациях поглощения и яркостной температуры атмосферы. — «Изв. АН СССР, сер. физ. атм. и океана». Т. 2. 1966, № 8, с. 814—819.
6. Наумов А. П., Плечков В. М. К определению интегрального влаго содержания атмосферы над океаном радиометрическим методом. — «Изв. АН СССР, сер. физ. атм. и океана», Т. 7, 1971, № 3, с. 352—359.
7. Волчок Б. А., Черняк М. М. Перенос микроволнового излучения в облаках и осадках. — «Труды ГГО», 1968, вып. 222, с. 83—99.
8. Шифрин К. С., Черняк М. М. Ослабление и рассеяние сантиметрового излучения каплями воды. — «Труды ГГО», 1967, вып. 203, с. 109—122.
9. Staelin D. H. Measurement and interpretation of the microwave spectrum of the terrestrial atmosphere near 1 centimeter wavelength. — J. Geoph. Research, v. 71, 1966, No. 12, pp. 2875—2881.
10. Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И. Некоторые результаты лабораторных измерений коэффициентов излучения естественных поверхностей. — «Труды ГГО», 1972, вып. 291, с. 14—17.
11. Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г., Волков В. Г. О возможных погрешностях абсолютных измерений радиоизлучения. — «Труды ГГО», 1968, вып. 222, с. 138—148.

О ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОЩАДЕЙ ЛИВНЕВЫХ ОСАДКОВ ПРИ ДИСКРЕТНОМ ПРЕДСТАВЛЕНИИ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ДАННЫХ

Площади, занятые осадками, являются очень важной характеристикой для многих отраслей народного хозяйства и в первую очередь для сельского хозяйства, а также для гидрологических и агрометеорологических прогнозов. Тем не менее в настоящее время нет методов оперативного определения этой характеристики.

Известна принципиальная возможность получения площадей, занятых осадками, с помощью радиолокаторов, однако методикой наблюдений не предусматривается получение таких данных.

Согласно действующей в настоящее время методике наблюдений, разработанной в ГГО [1], зоны осадков оконтуриваются и локализуются районы, занятые разными видами осадков (ливни, обложные осадки, град). Локализация осуществляется по пространственным дискретным квадратным ячейкам, которые соответствуют на местности размерам 30×30 км, что равно 900 км^2 .

При определении общей площади радиоэхо осадков путем суммирования площадей ячеек, занятых осадками, допускаются значительные ошибки, которые для ливневых осадков могут быть равными сотням или даже тысячам процентов [2]. Это не позволяет использовать простое суммирование для указанных выше целей.

Учитывая большую практическую значимость данных о площадях, занятых осадками, исследовали возможность получения этой характеристики при использовании уже существующей методики наблюдений на метеорологических радиолокаторах [1].

В данной работе исследовались площади, занятые ливневыми осадками. При этом все ливневые осадки классифицировались на осадки, выпадающие в облачном поле без гроз, и в облачном поле с грозами.

Все расчеты и исследования проводились при следующих допущениях:

- 1) все очаги радиоэхо ливней имеют форму кругов;
- 2) все очаги радиоэхо, горизонтальные размеры которых меньше

5 км (площадь меньше 20 км²), являются радиоэхо метеорологических «шумов» [3];

3) все очаги кучеобразного радиоэхо, видимые при углах возвышения антенны, близких к 0° в радиусе до 100 км, горизонтальные размеры которых больше 5 км, являются радиоэхо ливней;

4) все ливни в облачном поле без гроз в данном физико-географическом районе имеют одинаковые горизонтальные размеры $\bar{d}$, равные средним размерам радиоэхо ливней;

5) все грозовые ливни также имеют одинаковые размеры $\bar{d}_r$, равные средним горизонтальным размерам их радиоэхо;

6) горизонтальные размеры отдельных одиночных ливней фронтальных и внутримассовых облачных систем не отличаются друг от друга.

Если принять все указанные выше предположения, то, по-видимому, общая площадь, занятая ливневыми осадками, в каждой отдельно взятой серии наблюдений, будет:

$$S = \frac{\pi \bar{d}^2}{4} n, \quad (1)$$

$$S_r = \frac{\pi \bar{d}_r^2}{4} n_r, \quad (2)$$

где S , S_r и n , n_r — площади зон осадков и число ливней в облачном поле без гроз и с грозами соответственно. Неизвестные здесь значения $\bar{d}$ и $\bar{d}_r$ были определены по данным наблюдений на МРЛ в северо-западном и центральном районах ЕТС летом 1962 и 1963 гг. Всего методом планиметрирования было измерено более 1000 очагов радиоэхо ливней преимущественно внутримассового происхождения. По измеренным площадям каждого очага радиоэхо ливня определялись диаметры кругов, равных площадям радиоэхо.

Результаты измерений приведены в табл. 1, в которой площади характеризуются диаметрами равновеликих кругов. Из таблицы следует: разброс горизонтальных размеров радиоэхо ливней колеблется в больших пределах (от 5 до 23 км), преобладающие размеры радиоэхо (более 70%) ливней — 5—11 км, горизонтальные размеры радиоэхо ливней без гроз несколько меньше размеров радиоэхо ливней в облачном поле с грозами; наиболее часто повторяющиеся размеры в обоих случаях одинаковы. Это подтверждается и результатами исследований [4]. Средние размеры $\bar{d}=8,37$, $\bar{d}_r=10,31$.

Для определения S и S_r необходимо знать значения n и n_r . Однако, как известно, методикой ГГО предусматривается получение не числа очагов радиоэхо ливней, а числа элементарных дискретных ячеек с ливнями N и N_r . Как правило, $n \neq N$ и $n_r \neq N_r$, так как возможны случаи, когда в одной элементарной ячейке пространства будет находиться более одного ливня и когда ливень окажется в двух и более ячейках. Все это не позволяет проводить расчеты

Таблица 1

Повторяемость P и P_r горизонтальных размеров ливней, полученных планиметрированием 1047 очагов радиоэхо ливней

Диаметр, км	$P\%$	$P_r\%$	Диаметр, км	$P\%$	$P_r\%$
5	15,4	10,6	15	1,6	3,1
6	21,3	14,0	16	1,6	2,7
7	17,0	12,4	17	1,6	3,5
8	11,6	7,3	18	0,4	5,6
9	6,9	7,3	19	0,4	3,6
10	6,9	3,9	20	0,2	2,4
11	4,7	4,5	21		2,4
12	3,6	5,9	22		1,4
13	2,9	4,9	23		0,7
14	2,9	2,9	$\bar{a}$	8,4	10,3

общей площади, занятой ливнями, по формулам (1) и (2), и требует нахождения коэффициента K перехода от числа ячеек, занятых радиоэхо ливней N к числу ливней n . По-видимому, для негрозовых ливней

$$n = KN, \quad (3)$$

а для грозовых ливней

$$n_r = K_r N_r; \quad (4)$$

в среднем независимо от характера конвективных явлений

$$n_{\text{ср}} = K_{\text{ср}} N_{\text{ср}}. \quad (5)$$

Коэффициенты K , K_r и $K_{\text{ср}}$ находились из ряда статистических закономерностей. Предполагая, что появление очага радиоэхо ливня в любой точке пространства — событие случайное и равновероятное, мы рассчитали вероятность появления его в том или ином районе. Разбив все пространство на элементарные квадратные ячейки размером a , а также понимая, что один ливень размером d не может одновременно располагаться и в одной, и в двух, и в четырех ячейках, из [5] нашли вероятности того, что очаг окажется внутри одной ячейки пространства (P_1) на пересечении двух (P_2) и четырех (P_4) ячеек пространства:

$$P_1 = \left(1 - \frac{d}{a}\right)^2, \quad (6)$$

$$P_4 = \frac{d^2}{a^2}, \quad (7)$$

$$P_2 = 1 - P_1 - P_4. \quad (8)$$

Таким образом, для неограниченного пространства, представленного по дискретным ячейкам размерами a , ливней диаметром d

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т

БИБЛИОТЕКА

Л-д 195196 Малоохтинский пр., 98

с наибольшей вероятностью займут $n(P_1 + 2P_2 + 4P_4)$ ячеек пространства, или

$$N = n(P_1 + 2P_2 + 4P_4). \quad (9)$$

Так как все расчеты площадей осадков проводятся в ограниченном пространстве (в радиусе не более 100 км), то часть ячеек ($\approx 40\%$) не имеет соседних, в результате чего ограничивается возможность расположения отдельного ливня в двух и четырех дискретных ячейках пространства. Поэтому число ячеек, занятых ливнями, будет

$$N = 0,6(P_1 + 2P_2 + 4P_4)n + 0,4(P_1 + 2P_4 + P_2)n; \quad (10)$$

отношение числа ячеек, занятых ливнями, к числу ливней

$$K_1 = \frac{N}{n} = 0,6(P_1 + 2P_2 + 4P_4) + 0,4(P_1 + P_2 + 2P_4). \quad (11)$$

Как указывалось выше, возможны случаи, когда в одной дискретной ячейке пространства окажется более одного ливня, что изменит соотношение $\frac{N}{n}$. Вероятность такого события может быть рассчитана по закону Пуассона для редких событий, согласно которому [5]

$$P_{\Pi_n} = \frac{\chi^n e^{-\chi}}{n!}, \quad (12)$$

где χ — частота появления очагов радиоэхо ливней на ограниченной площади размерами a^2 , n — число очагов радиоэхо ливней, находящихся в одной ячейке пространства. Величина χ находилась по данным 250 серий радиолокационных наблюдений, когда отмечались ливни, и оказалась равной 0,244 при размерах ячеек пространства $a = 30$ км.

Согласно закону Пуассона, вероятность появления одного, двух и более ливней на ограниченном пространстве P_{Π_1} , P_{Π_2} , P_{Π_3} равны соответственно:

$$P_{\Pi_1} = \frac{\chi^1 e^{-\chi}}{1!}, \quad (13)$$

$$P_{\Pi_2} = \frac{\chi^2 e^{-\chi}}{2!}, \quad (14)$$

$$P_{\Pi_3} = \frac{\chi^3 e^{-\chi}}{3!}; \quad (15)$$

вероятность отсутствия радиоэхо в дискретной ячейке пространства P_{Π_0} равна

$$P_{\Pi_0} = \frac{\chi^0 e^{-\chi}}{0!}. \quad (16)$$

Таким образом, в $1 - P_{\Pi_0}$ ячейках пространства (N_{Π}) будет находиться ($P_{\Pi_1} + 2P_{\Pi_2} + 3P_{\Pi_3}$) — n_{Π} ливней (n_{Π}); отношение числа дискретных ячеек радиоэхо к числу радиоэхо ливней

$$K_2 = \frac{N_{\Pi}}{n_{\Pi}}, \quad \text{или} \quad \frac{1 - P_{\Pi_0}}{P_{\Pi_1} + 2P_{\Pi_2} + 3P_{\Pi_3}}. \quad (17)$$

По-видимому, наиболее вероятный коэффициент перехода от числа ячеек, занятых ливнями, к числу ливней будет $K_1 K_2 = K$, или

$$K = \frac{(1 - P_{\Pi_0})[0,6(P_1 + 2P_2 + 4P_3) + 0,4(P_1 + P_2 + 2P_3)]}{(P_{\Pi_1} + 2P_{\Pi_2} + 3P_{\Pi_3})}, \quad (18)$$

Так как P_1 , P_2 и P_3 зависят от размеров очагов радиоэхо ($\bar{d}$), то значения K рассчитывались для $\bar{d} = 8,4$ км, $\bar{d}_r = 10,3$ км и для осредненного диаметра без учета характера облачного поля $d_{\text{ср}} = 9,3$ км.

В результате расчетов были получены следующие коэффициенты: $K = 1,21$, $K_r = 1,33$, $K_{\text{ср}} = 1,25$.

Возможность использования коэффициента K для перехода от числа ливней к числу ячеек, занятых радиоэхо ливней, определялась по 180 сериям наблюдений. Для каждой серии наблюдений определялось число ячеек, занятых ливнями N , N_r и $N_{\text{ср}}$ и число ливней n , n_r и $n_{\text{ср}}$. По этим данным находились фактические осредненные по всем сериям отношения $\frac{\tilde{N}}{n}$, которые оказались равными:

$$\frac{\tilde{N}}{n} = 1,18, \quad \frac{\tilde{N}_r}{n_r} = 1,36, \quad \frac{\tilde{N}_{\text{ср}}}{n_{\text{ср}}} = 1,28.$$

Хорошая сходимость полученных результатов K , K_r и $K_{\text{ср}}$, вычисленных по уравнению (18), с фактически полученными на независимом материале свидетельствует о возможности использования рассчитанных коэффициентов для пересчета числа ячеек, занятых радиоэхо ливней, в число ливней.

По полученным выше коэффициентам проводился численный эксперимент. Исходными данными для проведения численного эксперимента явились фотограммы 131 серии радиолокационных наблюдений на МРЛ в северо-западном и центральном районах ЕТС, полученные летом 1965 и 1966 гг. преимущественно в дни с внутримассовыми конвективными осадками. Небольшое количество серий получено в дни, когда проходили холодные фронты с явно выраженной и хорошо обнаруживаемой зоной ливней.

Все серии наблюдений классифицировались по характеру условий погоды на негрозовые и грозовые, и по каждой серии наблюдений определялись следующие данные: число ливней n или n_r ; число ячеек пространства с ливнями N или N_r ; площадь, за-

нятая ливнями (методом планиметрирования), S и S_r . По этим исходным данным с использованием коэффициентов K , K_r и K_{cp} рассчитывались: площади, занятые ливнями:

$$S' = \frac{\pi \bar{d}^2 K N}{4} = 46N, \quad (19)$$

$$S'_r = \frac{\pi \bar{d}_r^2 K_r N_r}{4} = 55N_r, \quad (20)$$

$$S'_{cp} = \frac{\pi \bar{d}_{cp}^2 K_{cp} N_{cp}}{4} = 52N_{cp}; \quad (21)$$

относительные ошибки измерения площадей $\frac{\Delta S}{S}$

$$\frac{S' - S}{S}, \quad \frac{S'_r - S_r}{S_r}, \quad \frac{S'_{cp} - S_{cp}}{S_{cp}}.$$

По полученным для каждой серии наблюдений данным находили повторяемость относительных ошибок, их вероятные значения δ , дисперсии D , квадратичные отклонения σ . Все расчеты

Таблица 2

Повторяемость относительных ошибок суммарных площадей радиоэхо ливней, рассчитанных по уравнениям (19)—(21)

Интервал ошибок	Ливни в облачном поле		
	без гроз	с грозами	с грозами и без них
+1,0, 0,80	4	2	1
+0,79, 0,60	6	4	11
+0,59, 0,40	6	4	26
+0,34, 0,20	4	6	21
+0,19, 0,00	11	16	12
−0,01, 0,20	26	31	10
−0,21, 0,40	31	29	5
−0,41, 0,60	11	6	5
−0,61, 0,80	1	2	4
−0,81, 0,00			2
−1,00, 1,20			2
−1,20, 1,40			1
−1,40, 1,60			
>−1,6	(4)	(2)	(2)
D	0,22	0,32	0,38
σ	0,47	0,56	0,62
δ	0,31	0,37	0,41

проводились на ЭВМ сотрудником лаборатории Б. М. Ерухимович. Результаты всех расчетов приведены в табл. 2. В расчетах не учтены случаи, когда ошибки превышали 60%. Число таких случаев составляло порядка 3,5%.

Как видно из таблицы, значения площадей, рассчитанные по уравнениям (19)–(21), оказались несколько меньше измеренных методом планиметрирования. При этом наибольший разброс ошибок отмечается при расчетах площадей без учета условий погоды. Величины относительных ошибок измерений колеблются от +1,0 до –1,6. Максимум повторяемости приходится на интервалы $\pm 0,4$, вероятные ошибки — в пределах от 0,31 до 0,41.

Таблица 3

Сравнение суммарных (по всем сериям наблюдений) площадей ливней, измеренных методом планиметрирования ΣS с площадями $\Sigma S'$ и $\Sigma S''$, рассчитанными по числу дискретных ячеек, занятых ливнями (N), и по числу ливней (n) соответственно

	Ливни в облачном поле		
	без гроз	с грозами	с грозами и без них
ΣS	34085	40518	74603
$\Sigma S'$	28500	35200	63700
$\Sigma S''$	28030	33220	61250
$\frac{\Delta S'}{S}$	–0,162	–0,131	–0,146
$\frac{\Delta S''}{S}$	–0,177	–0,178	–0,178

Рассчитанные относительные ошибки измерения площадей ливней указывают на их рост с уменьшением числа ливней. Так, если n (число ливней) колеблется от 3 до 6, то $\frac{\Delta S}{S} = 27\%$, от 7 до 12, $\frac{\Delta S}{S} = 20\%$, если $n > 13$, то ошибка уменьшается до 8%.

Для выяснения причины занижения площадей, определенных расчетным методом по той же 131 серии наблюдений, рассчитывалась средняя по всем сериям площадь радиоэхо, вычисленная по числу наблюдаемых ливней. При сравнении площадей, рассчитанных по уравнениям (1), (2) с площадью, измеренной методом планиметрирования, получены те же несколько заниженные значения (табл. 3). Из этого следует вывод о том, что изменчивость площадей радиоэхо ливней значительнее, чем предполагалось, и проведения расчетов по уравнениям (19)–(21) может обеспечить определение площадей в среднем с точностью $\pm 30\%$.

Отсутствие симметрии относительных ошибок свидетельствует о существовании систематической ошибки, не учтенной в расчете. Поэтому предлагаемая здесь схема может являться только пер-

вым приближением расчетной методики. В дальнейшем необходимо, по-видимому, ввести поправки и в первую очередь на интенсивность радиоэхо ливней.

Выявленная сотрудниками лаборатории связь площадей радиоэхо ливней с их интенсивностью позволяет надеяться на возможность улучшения предлагаемой схемы путем введения некоторых дополнительных поправочных коэффициентов. В этом случае выражения (19) — (21) изменятся — в них появятся переменные значения диаметров радиоэхо и соответственно переходных коэффициентов. По-видимому, диаметры с поправочными коэффициентами будут связаны функциональной зависимостью; в свою очередь диаметры радиоэхо и интенсивность будут связаны корреляционными зависимостями.

Выводы

1. Предлагается методика оценки суммарной площади, занятой ливнями, по выявленному методикой наблюдений ГГО числу ячеек радиоэхо, занятых ливнями. В основе ее лежит пересчет числа дискретных ячеек радиоэхо ливней в число ливней и далее в суммарную площадь ливней. Предлагаемая методика позволяет определить площадь радиоэхо с вероятной ошибкой $\approx 30\%$.

2. Обнаружена зависимость величины ошибок измерений от числа ячеек, занятых ливнями, что позволяет оценивать не только площадь радиоэхо осадков, но и указывать возможные ошибки в процентах для каждой конкретной серии.

3. Выявлено, что площади радиоэхо ливней изменяются сравнительно в больших диапазонах, вследствие чего и появляются значительные ошибки в определении их суммарной площади. Поэтому предлагаемую схему следует считать первым приближением в решаемой задаче. Для уменьшения ошибок в дальнейшем предполагается исследовать возможность введения поправок на основе учета интенсивности радиоэхо ливней, которая коррелирует с их площадями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брылёв Г. Б. и др. Методические основы оперативного получения радиолокационной метеорологической информации об облачности и связанных с нею опасных явлениях. В кн.: «Методические основы автоматизированной системы метеорологических наблюдений», Л., Гидрометеиздат, 1971, с. 69—118.

2. Дивинская Б. Ш., Куликова Г. И. Ошибки измерения геометрических размеров поля радиоэхо при его дискретном представлении. — «Труды ГГО», 1967, вып. 217, с. 53—65.

3. Баттан Л. Дж. Радиолокационная метеорология. Л., Гидрометеиздат, 1962.

4. Селезнева Е. С., Чуринова М. П. Некоторые характеристики состояния атмосферы при развитии кучевых и кучево-дождевых облаков. — «Труды ГГО», 1960, вып. 102, с. 3—21.

5. Бродский А. Д., Кан В. Л. Краткий справочник по математической обработке результатов измерений. М., Стандартгиз, 1960.

В. С. ОПРИШКО

ОЦЕНКА МИНИМАЛЬНОЙ ВЕЛИЧИНЫ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ЧИСЛА ОШИБОК ПРИ ДВУХАЛЬТЕРНАТИВНОЙ ЛОКАЛЬНОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ГИДРОМЕТЕОРОВ

Мера эффективности различных критериев автоматического разделения облаков на опасные и неопасные, например критерия Y [1] или дискриминантной функции W [2], может быть оценена минимальной величиной относительного числа ошибок классификации

$$\hat{P}_{\text{ош}} = \frac{n_{\text{ош}}}{N} \pm \Delta \hat{P}_{\text{ош}}, \quad (1)$$

где $n_{\text{ош}}$ — число ошибочных решений выборки объемом N , а $\Delta \hat{P}_{\text{ош}}$ — доверительный интервал при фиксированном уровне значимости.

В работе рассматривается способ определения минимально возможной величины относительной ошибки классификации $\hat{P}_{\text{ош. min}}$ при принятии решений по ограниченному числу локально вычисляемых величин, таких, например, как отсчеты вертикального профиля радиолокационной отражаемости [2]. Величина минимально возможной относительной ошибки классификации характеризует потенциальную возможность радиолокационного метода наблюдений при классификации по локально вычисляемым отсчетам вертикального профиля радиолокационной отражаемости.

Если вероятность обнаружения распознаваемых форм облаков для данной локальной ячейки равна $\hat{P}_{\text{обн}}$, то их произведение

$$\hat{P}_{\text{лпэ}}^{\Phi} = \hat{P}_{\text{обн}}^{\Phi} \hat{P}_{\text{ош. min}}^{\Phi} \pm \Delta \hat{P}_{\text{лпэ}}^{\Phi} \quad (2)$$

назовем мерой локальной потенциальной эффективности системы радиолокационных метеонаблюдений для указанных форм облаков. Средняя величина меры локальной потенциальной эффективности для обозреваемой зоны получается осреднением величины (2) по всем возможным ячейкам:

$$\hat{P}_{\text{ср. ЛПЭ}} = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K \hat{P}_{k \text{ ЛПЭ}} \pm \Delta \hat{P}_{\text{ср. ЛПЭ}}, \quad (3)$$

где K — общее число локальных ячеек обзореваемой зоны; $\hat{P}_{k \text{ ЛПЭ}}$ — мера локальной потенциальной эффективности для k -той ячейки и для данной формы облачности.

Произведя осреднение по множеству форм облачности Ω ($\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_m$) найдем среднюю величину меры ЛПЭ для всех форм облачности:

$$\hat{P}_{\text{ср. ЛПЭ}} \sum_{j=1}^m \hat{P}_{\text{ср. ЛПЭ}}^{\Phi} \pm \hat{P}_{\text{ср. ЛПЭ}}, \quad (4)$$

где $\hat{P}_{\text{ср. ЛПЭ}}^{\Phi}$ — относительная частота появления ω_j -й формы облачности ($\omega_j \in \Omega$, где Ω — множество всевозможных форм облачности).

Найдем оценку минимального значения относительной ошибки $\hat{P}_{\text{ош. мин}}$ из экспериментальных данных при следующих допущениях. Пусть i -тый результат наблюдения в k -той ячейке — вертикальный профиль отражаемости или ik -тое слово — описывается упорядоченным набором l действительных чисел:

$$X_{ik} = x_{ik1}, x_{ik2}, \dots, x_{ikl}.$$

Будем полагать, что принятие решения о принадлежности ik -го результата наблюдения к одной из $\omega_j \in \Omega$ форм облачности осуществляется на основе знания лишь ik -того слова:

$$X_{ik} = x_{ik1}, x_{ik2}, \dots, x_{ikl}.$$

Положим, что результаты последовательных наблюдений с номерами i и $i+1$ статистически независимы.

На множестве всевозможных исходов наблюдений X , определенных l -мерным вектором-словом

$$X_{ik} = x_{ik1}, x_{ik2}, \dots, x_{ikl} \in X,$$

введем отношение порядка. Для этого переобозначим номера компонент вектора X_{ik} в порядке их информативности [2] и сопоставим каждому из переобозначенных векторов его представление в нормализованной позиционной числовой форме:

$$X_{ik} = 10^{pl}(x_{ik1} \cdot 10^{-pm} + x_{ik2} 10^{-2p-m} + \dots + x_{ikl} \cdot 10^{-pl-m}), \quad (5)$$

где p — количество значащих цифр в максимальном из чисел x_{ikm} ($m=1, 2, \dots, l$), m — порядок максимального из чисел x_{ikm} .

Числовые представления X_{ik} расположим в порядке возрастания. Зафиксировав первые $p(l-1)$ значений в представлении X_{ik} , будем перебирать последние значения X_{ik} . Область пространства X , состоящая из всевозможных значений, которые может принимать

числовое представление X_k при фиксированном $X_{(l-1)}$; назовем ячейкой с номером $X_{(l-1)}$. В ячейке $X_{(l-1)}$ выделим множества

$$\tilde{X}_{(l-1)}(\omega_1) \text{ и } \tilde{X}_{(l-1)}(\omega_2),$$

где $\tilde{X}_{(l-1)}(\omega_1)$ — множество векторов, принадлежащих ячейке $X_{(l-1)}(\omega_1)$, порождаемых событием ω_1 , а $\tilde{X}_{(l-1)}(\omega_2)$ — соответственно событием ω_2 .

Для ячейки с номером $X_{(l-1)}$ можно выделить область пересечения

$$\tilde{X}_{(l-1)}(\omega_1) \cap \tilde{X}_{(l-1)}(\omega_2) = \tilde{X}_{(l-1)}(\omega_1 \omega_2),$$

в которой результат наблюдения может принадлежать как классу ω_1 , так и к классу ω_2 .

Результат наблюдения, принадлежащий области

$$\tilde{X}_{(l-1)}(\omega_1) / \tilde{X}_{(l-1)}(\omega_1 \omega_2) = \tilde{\lambda}_{(l-1)}^0(\omega_1), \quad (6)$$

относится только к классу ω_1 , а результат наблюдения, принадлежащий области

$$\tilde{X}_{(l-1)}(\omega_2) / \tilde{X}_{(l-1)}(\omega_1 \omega_2) = \tilde{\lambda}_{(l-1)}^0(\omega_2) \quad (7)$$

относится только к классу ω_2 .

Число безошибочных наблюдений в ячейке с номером $X_{(l-1)}$ равно:

$$n(X \in \tilde{X}_{(l-1)}^0(\omega_1) \cup \tilde{X}_{(l-1)}^0(\omega_2)) = n(X_{(l-1)}). \quad (8)$$

Относительное число безошибочных наблюдений во всем пространстве X , откуда извлечена выборка объемом N , равно:

$$\hat{q} = \frac{\sum_X n(X_{(l-1)})}{N}. \quad (9)$$

Для остальной части пространства X , относительная величина которой равна $1 - \hat{q} = \hat{p}$ существует неопределенность в выборе решения. Определим наименьшую возможную относительную величину ошибки при выполнении условий (8) и (9). Предположим, что объемы выборки $N(\omega_1)$ и $N(\omega_2)$ для каждой из совокупностей ω_1 и ω_2 равны. В этом случае наименьшее возможное число ошибок для ячейки пространства с номером $X_{(l-1)}$ обеспечивается выбором такого значения разделяющей точки $X_{(l-1)}^*$, для которого

$$n_{\text{ош}}(X_{(l-1)}^*(\omega_1)) = n_{\text{ош}}(X_{(l-1)}^*(\omega_2)). \quad (10)$$

Предположим, что выбор разделяющей точки в каждой из $X_{(l-1)}$ дискретных ячеек удовлетворяет условию (10). Совокупность $r^{(l-1)}$ разделяющих точек обозначим $D(X^*)$. Число ошибок, совер-

шаемых при использовании линии раздела $D(X^*)$, равно сумме ошибок по всем $r^{(l-1)}$ ячейкам:

$$n_{\text{ош. min}} = \sum_{D(x)} n_{\text{ош}}(X_{(l-1)}^*(\omega_1)) + \sum_{D(x)} n_{\text{ош}}(X_{(l-1)}^*(\omega_2)). \quad (11)$$

Минимальная относительная величина ошибки

$$\hat{P}_{\text{ош. min}} = \frac{n_{\text{ош. min}}}{N} \pm \Delta \hat{P}_{\text{ош. min}} \quad (12)$$

На основе описанного метода предложен алгоритм (рис. 1), состоящий из блоков: ввода и декодирования данных, преобразования вектора в число, сортировки чисел в порядке возрастания и подсчета частот, вывода и печати результатов.

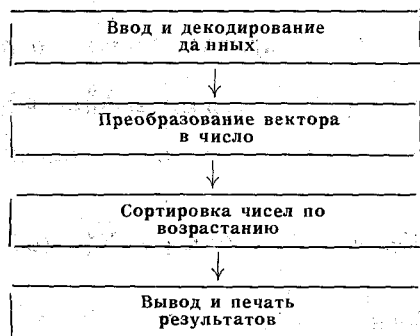


Рис. 1. Блок-схема алгоритма «частотный словарь»

Часть этого алгоритма, именуемая частотным словарем, реализована программно для ЭВМ «Наири-2». Программа составлена на языке «Автокод» и содержит 67 операторов.

Методика нахождения минимальной относительной величины ошибки была экспериментально проверена при оценке эффективности радиолокационных метеорологических наблюдений в Шоссейной, Минеральных Водах и Внуково.

В 1968 г. из всех результатов наблюдений отобраны лишь те случаи, которые подтверждены показаниями наземных наблюдений. Для указанного массива данных, относящихся к ливням и грозам, построен частотный словарь определения величины минимальной относительной ошибки классификации $\hat{P}_{\text{ош. min}}$. Для массива данных, объединенного по всем пунктам наблюдений, состоящего из 590 случаев гроз и 570 случаев ливней, величина минимальной относительной ошибки классификации составляла $0,08 \pm 0,04$ при уровне значимости 0,99.

Таким образом, предложена методика нахождения минимальной относительной величины ошибки различения двух классов облаков по данным радиолокационных и наземных наблюдений. Ми-

нимальная относительная величина ошибки может служить мерой потенциальной эффективности радиолокационной системы наблюдений при принятии решений по ограниченному числу локально измеряемых величин. На основе методики составлены программы для ЭВМ «Наири-2».

ЛИТЕРАТУРА

1. Методические основы автоматизированной системы метеорологических наблюдений. Под ред. Д. П. Беспалова. Л., Гидрометеониздат, 1971. 120 с.
2. Опришко В. С., Сальман В. М. Выбор оптимальных стратегий поведения в задаче классификации метеобразований по радиолокационным данным. — «Труды ГГО», 1971, вып. 261, с. 3—19.
3. Уилкс С. Математическая статистика, М., «Наука», 1967. 632 с.

В. Д. СТЕПАНЕНКО

РАДИОЛОКАЦИОННОЕ ОБНАРУЖЕНИЕ ПТИЦ

В последние годы в связи с интенсивным развитием авиации и насыщением тропосферы все большим количеством самолетов и вертолетов острой становится проблема предупреждения столкновений их с птицами [1, 2]. Одним из лучших способов предупреждения является заблаговременная информация экипажей о наличии птиц в зонах полета и на маршрутах, особенно ночью. Для получения такой информации могут успешно применяться радиолокационные станции [1, 2].

В радиолокационной метеорологии известно, что птицы наряду с насекомыми, термиками и т. д. действительно могут являться источниками визуально ненаблюдаемых эхо-сигналов («ангел-эхо») [3, 4, 5].

Для удовлетворительного решения задачи предупреждения столкновений самолетов с птицами по данным РЛС первостепенное значение имеет определение максимальной дальности радиолокационного обнаружения птиц $R_{\max}$. Приближенные расчеты $R_{\max}$ можно производить с помощью известного уравнения радиолокации одиночных целей, записанного в следующем виде:

$$R_{\max} = \left[\frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma K}{P_{\min} (4\pi)^3} \right]^{\frac{1}{4}}, \quad (1)$$

где P_t — излучаемая мощность в импульсе, G — выигрыш антенны, λ — длина волны РЛС, $P_{\min}$ — чувствительность приемника, σ — эффективная площадь рассеяния птиц, K — коэффициент ослабления радиоволн на трассе распространения.

При известных технических параметрах РЛС и условиях распространения радиоволн соотношение (1) может быть решено относительно $R_{\max}$, если будет известно значение σ . В работе [4] приводятся результаты измерений σ птиц и насекомых на различных длинах волн. Анализ этих результатов показывает, что в диапазоне волн от 3 до 100 см σ птиц и насекомых, в общем, заметно уменьшается с увеличением длины волны РЛС. В то же время в частотной зависимости $\sigma(\lambda)$ птиц имеется хорошо выраженный максимум на длине волны $\lambda=10$ см. σ птиц изменяется в среднем

от нескольких десятков квадратных сантиметров на $\lambda=3$ см до $\sigma=10^{-1}\text{см}^2$ на $\lambda=100$ см. Обращает также на себя внимание большая дисперсия экспериментальных значений σ птиц при $\lambda=\text{const}$. Значения σ птиц примерно на 2-3 порядка больше σ насекомых.

На рис. 1 представлены кривые $R_{\text{макс}}(\sigma)$ для четырех РЛС, построенные после решения соотношения [1]. Анализ кривых на этом рисунке показывает, что, например, при σ птиц, равной 10^2 см^2 , с помощью РЛС П-30 и РМС-1 птицы могут быть обнаружены до удалений 80 и 70 км соответственно, а радиолокационными станциями МРЛ-1 и ПРВ-10 — до 25 и 20 км.

Птицы летают не только в безоблачную погоду, но и при наличии облачности, вследствие чего эхо-сигналы от облаков и осадков могут мешать обнаружению эхо-сигналов от птиц.

Проведем количественную оценку влияния облачности на радиолокационное обнаружение птиц. Для этой цели запишем отношение сигнал/шум в следующем виде:

$$\gamma = \frac{P_{\text{пт}}}{P_{\text{ш}} + \xi P_{\text{обл}}}, \quad (2)$$

где $P_{\text{пт}}$ — мощность эхо-сигналов от птиц; $P_{\text{ш}}$ — мощность внутренних шумов приемника РЛС, приблизительно равная $P_{\text{мин}}$; $P_{\text{обл}}$ — мощность эхо-сигналов от облачности, находящейся в районе обнаружения птиц; ξ — коэффициент, учитывающий различия в статистических характеристиках эхо-сигналов от птиц и шумов приемника.

Очевидно, при $\gamma > 1$ птицы будут обнаружены РЛС, а при $\gamma < 1$ они не обнаруживаются вследствие маскирующего влияния эхо-сигналов от облачности и шумов приемника.

Величину эхо-сигналов от облаков и осадков можно определить из следующего известного уравнения:

$$P_{\text{обл}} = \frac{\pi^5 P_{\text{тс}} \tau Z K}{32 \theta_1 \theta_2 \lambda^2 R^2} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2, \quad (3)$$

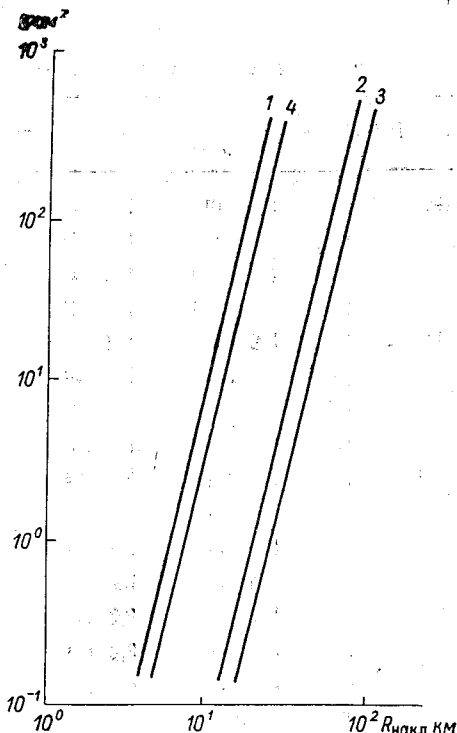


Рис. 1. Дальность обнаружения птиц различными РЛС.
1) ПРВ-10; 2) РМС-1; 3) П-30; 4) МРЛ-1.

где c — скорость света, τ — длительность зондирующего импульса, θ_1 и θ_2 — ширина диаграммы направленности в горизонтальной и вертикальной плоскостях, Z — радиолокационная отражаемость облаков и осадков с учетом отклонения от закона Релея, m — комплексный коэффициент преломления воды или льда.

Для расчетов по формуле (2) необходимо знать радиолокационную отражаемость облаков и осадков. В работе [6] эксперимен-

Таблица 1

Отношение сигнал/шум γ для различных РЛС

Тип РЛС	R , км	Z мм ⁶ /м ³				
		10 ⁻²	1	10 ²	10 ⁴	10 ⁶
МРЛ-1	5	2,6 · 10 ¹	2,7 · 10 ⁻¹	2,7 · 10 ⁻³	2,7 · 10 ⁻⁵	2,7 · 10 ⁻⁷
	10	6,2	6,8 · 10 ⁻²	6,8 · 10 ⁻⁴	6,8 · 10 ⁻⁶	6,8 · 10 ⁻⁸
	30	4,3 · 10 ⁻¹	7,6 · 10 ⁻³	7,6 · 10 ⁻⁵	7,6 · 10 ⁻⁷	7,6 · 10 ⁻⁹
	50	9,7 · 10 ⁻²	2,6 · 10 ⁻³	2,6 · 10 ⁻⁵	2,6 · 10 ⁻⁷	2,6 · 10 ⁻⁹
ПРВ-10	5	3,8 · 10 ⁻³	9,6 · 10 ¹	9,6 · 10 ⁻¹	9,6 · 10 ⁻³	9,6 · 10 ⁻⁵
	10	3,4 · 10 ²	2,2 · 10 ¹	2,5 · 10 ⁻¹	2,5 · 10 ⁻³	2,5 · 10 ⁻⁵
	30	5,0	1,8	2,8 · 10 ⁻²	2,8 · 10 ⁻⁴	2,8 · 10 ⁻⁶
	50	6,5 · 10 ⁻¹	8,7 · 10 ⁻²	10 ⁻²	10 ⁻⁴	10 ⁻⁶
П-30	5	2,9 · 10 ⁶	3,8 · 10 ³	3,8 · 10 ¹	3,8 · 10 ⁻¹	3,8 · 10 ⁻³
	10	4,4 · 10 ⁴	10 ³	10	10 ⁻¹	10 ⁻³
	30	8,9 · 10 ²	9,7 · 10 ¹	1,1	1,1 · 10 ⁻²	1,1 · 10 ⁻⁴
	50	1,3 · 10 ²	2,9 · 10 ¹	3,8 · 10 ⁻¹	3,8 · 10 ⁻³	3,8 · 10 ⁻⁵
РМС-1	5	5,7 · 10 ⁴	3,2 · 10 ⁴	7,3 · 10 ²	7,4	7,4 · 10 ⁻²
	10	3,5 · 10 ³	3,0 · 10 ³	1,8 · 10 ²	1,8	1,8 · 10 ⁻²
	30	4,3 · 10 ¹	4,2 · 10 ¹	1,4 · 10 ¹	2,0 · 10 ⁻¹	2,0 · 10 ⁻³
	50	5,7	5,7	3,7	10 ⁻¹	10 ⁻³

тальным путем были получены значения Z для различных типов указанных атмосферных образований, которые хорошо согласуются с данными теоретических исследований. В общем в зависимости от типа облаков величина Z изменяется в пределах от 10⁻³ до 10⁶ мм⁶/м³. При этом для одного и того же типа облачности наблюдается весьма большая дисперсия Z . В среднем для недождевых облаков $7,8 \cdot 10^{-2} \leq Z \leq 5,5 \cdot 10^{-1}$, а для дождевых $3,5 \cdot 10^2 \leq Z \leq 2 \cdot 10^5$.

При расчетах величины $\gamma = f(R, Z)$ были использованы следующие значения Z мм⁶/м³: $Z_1 = 10^{-2}$; $Z_2 = 10^0$; $Z_3 = 10^2$; $Z_4 = 10^4$ и $Z_5 = 10^6$.

Для простоты вычислений брали одно значение эффективной площади рассеяния птиц $\sigma = 2 \cdot 10^2$ см² для всех длин волн. Результаты расчетов представлены в табл. 1. Из анализа этой табли-

цы видно существенное влияние облаков и осадков на радиолокационное обнаружение птиц. Наибольшее влияние оказывает дождевая облачность, которая для РЛС МРЛ-1, П-30 и ПРВ-10 исключает возможность радиолокационного обнаружения птиц. Наименьшее влияние облачности испытывает РМС-1. Для этой станции практическое влияние может оказывать лишь кучево-дождевая облачность, которая уменьшает максимальную дальность обнаружения птиц с 60 до 12 км.

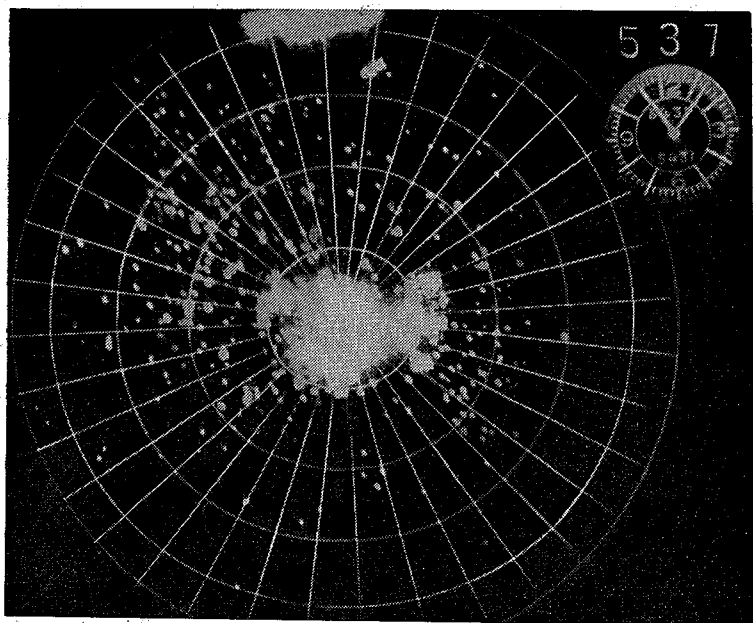


Рис. 2. Изображение эхо-сигналов от птиц на экране ИКО МРЛ-1 (масштаб 25 км).

Проведенные выше теоретические оценки удовлетворительно согласуются с результатами экспериментальных радиолокационных наблюдений за птицами. Эти наблюдения проводились автором с помощью радиолокационных станций МРЛ-1 и П-35 в октябре 1963 г. Всего было получено 57 фотографий ИКО с эхо-сигналами от птиц (рис. 2). Эти сигналы выглядят на ИКО в виде мелких светлых точек, движущихся со скоростями до 60—70 км/час. Поскольку радиолокационные наблюдения проводились в период осеннего перелета птиц, то направление движения точек в основном было южным или юго-западным. Максимальные дальности обнаружения птиц с помощью МРЛ-1 не превышали 30—35 км, а с помощью РЛС П-30 — 60—70 км.

Интересно отметить, что концентрация эхо-сигналов от птиц на площади обзора заметно уменьшается с увеличением расстояния (табл. 2).

В числителе представлены данные, относящиеся к МРЛ-1, а в знаменателе — к П-30. Поскольку радиус «слепой» зоны за счет эхо-сигналов от местных предметов для МРЛ-1 составляет около 5 км, а для РЛС П-30 он был близок к 15—20 км, значения n в указанных зонах не определялись.

Таблица 2

Концентрация отметок от птиц на ИКО в зависимости от расстояния для МРЛ-1 и РЛС П-30

R , км	5—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	∞ —70
n , км ⁻²	$\frac{0,205}{—}$	$\frac{0,07}{—}$	$\frac{0,001}{0,004}$	$\frac{—}{0,007}$	$\frac{—}{0,026}$	$\frac{—}{0,010}$	$\frac{—}{0,002}$

Наблюдается отчетливо выраженный суточный ход величины n . Максимальные значения n имели место, как правило, в утренние и вечерние часы, а минимальные днем. Это хорошо согласуется с данным орнитологии.

В процессе радиолокационных наблюдений на МРЛ-1 представилось возможным проводить измерения средней мощности эхо-сигналов от птиц с последующим определением величины их σ . Оказалось, что почти в 90% случаев σ птиц на $\lambda=3$ см имеет величину от 10 до 10^3 см², среднее значение $\bar{\sigma}=210$ см².

Как указывается некоторыми авторами [1], отметки от птиц на ИКО представляют собой эхо-сигналы не от одной птицы, а от многих, находящихся в объеме зондирующего импульса.

Для опознания эхо-сигналов от птиц важное значение имеют статистические характеристики этих сигналов. Обработка 11 реализаций поимпульсной регистрации эхо-сигналов от птиц на МРЛ-1 позволила получить следующие характеристики: временную нормированную автокорреляционную функцию $\rho(\tau)$, дисперсию D , математическое ожидание мгновенной амплитуды эхо-сигнала $\bar{A}$, законы распределения $P(A_i)$.

Средняя величина нормированной автокорреляционной функции $\rho(\tau)$ при уровне ответа 0,5 составляет 5,1 мс, а при уровне 0,1 она равна 18 мс. Указанная функция $\rho(\tau)$ чаще всего описывается экспоненциально-косинусным законом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лаврик В. С. и др. Летчик, внимание — птицы. М., Воениздат, 1970, с. 3; 70—72.
2. Рыльский Г., Якоби В. Осторожно: по курсу птицы. — «Авиация и космонавтика», 1967, № 8, с. 49—52.

3. Черников А. А. Радиолокационное исследование отражений от ясного неба.—«Труды ЦАО», 1963, вып. 48, с. 56—95.

4. Харди К. и др. Зондирование безоблачной атмосферы с помощью мощных радиолокаторов с высоким разрешением.—«Труды института инженеров по электротехнике и радиоэлектронике». Т. 57. 1969, № 4. Пер. с англ. М., «Мир», с. 109—112.

5. Брылёв Г. Б., Федоров А. А. Метеорологическая природа и характеристики аномального радиозоха. В кн.: «Труды III Всесоюзного совещания по радиолокационной метеорологии». М., 1968, с. 157—165.

6. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Л., Гидрометеоздат, 1973. 344 с.

О ВОЗМОЖНОСТИ ПОВЫШЕНИЯ ДОСТОВЕРНОСТИ РАДИОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

В в е д е н и е. Основное достоинство метеорологической радиолокационной станции (МРЛС) — возможность сбора метеорологической информации с больших площадей — в значительной мере обесценивается тем фактом, что достоверность получаемой информации (вероятность обнаружения метеоцелей и точность определения их основных характеристик) довольно резко уменьшается с расстоянием [1, 2, 5].

Как вероятность обнаружения, так и точность определения основных характеристик метеоцелей (например, их геометрических размеров) зависят от величины средней интенсивности принимаемых эхо-сигналов, определяемой известным соотношением:

$$\bar{P}_r = \Pi \frac{Z}{R^2}, \quad (1)$$

где Z — радиолокационная отражаемость метеоцели; Π — постоянная (потенциал) радиолокатора; R — расстояние до метеоцели. Действительно, вероятность обнаружения метеоцели определяется выражением:

$$P = \int_{P_{r\min}}^{\infty} W(P_r) dP_r, \quad (2)$$

где $P_{r\min}$ — минимальная обнаруживаемая радиолокатором интенсивность сигнала.

Если принять обычное экспоненциальное распределение интенсивности

$$W(P_r) = \frac{1}{P_r} e^{-\frac{P_r}{P_r}}, \quad (3)$$

то

$$P = e^{-\frac{P_{r\min}}{P_r}} \quad (4)$$

Цель считается обнаруженной, если вероятность обнаружения превышает некоторый порог $P > P_0$.

Поверхность радиолокационного изображения метеоцели обычно определяется с помощью алгоритма

$$S_{p.л} = s_0 \sum_{i=1}^N i \begin{cases} i=0 & \text{при } P_i < P_0, \\ i=1 & \text{при } P_i \geq P_0, \end{cases} \quad (5)$$

где S_0 — площадь элементарной площадки; i — номер элементарной площадки; N — общее количество элементарных площадок в плоскости радиолокационного разреза.

Из выражений (1), (4) и (5) следует, что достоверность радиометеорологической информации уменьшается с увеличением расстояния до метеоцели.

В настоящее время известны и распространены следующие способы повышения достоверности радиометеорологической информации:

- а) повышение потенциала (Π) радиолокатора [2, 5];
- б) введение поправочных и зависимых от расстояний коэффициентов при расчетах площадей $\{k_S(R)\}$ и объемов $\{k_U(R)\}$ очагов радиозо [1], [4];
- в) коррекция эхо-сигналов в усилительном тракте по методу Кодайры [7].

Ниже рассматриваются эти способы, обсуждается их эффективность и предлагается достаточно простой и эффективный способ повышения достоверности радиометеорологической информации путем коррекции эхо-сигналов в приемном тракте МРЛС с помощью системы временной автоматической регулировки усиления (ВАРУ).

Случай нескорректированного усилительного тракта МРЛС с большим постоянным потенциалом. Согласно (1), еще обнаруживаемая интенсивность сигнала на входе приемника без коррекции в логарифмических единицах определяется соотношением

$$\lg \bar{P}_{r \text{ обн}} = \lg \Pi + \lg Z - 2 \lg R \geq \lg P_{r \text{ min}}. \quad (6)$$

Отсюда выражение для еще обнаружимой величины радиолокационной отражаемости метеоцели принимает вид

$$\lg Z_{\text{обн}} \geq C + 2 \lg R, \quad (7)$$

где

$$C = \lg P_{r \text{ min}} - \lg \Pi = \text{const}.$$

Графически эта зависимость представлена на рис. 1 (область обнаружимых значений $\lg Z_{\text{обн}}$ заштрихована).

Таким образом, для приемника без коррекции эхо-сигналов и при постоянном потенциале радиолокатора $\Pi = \text{const}$ имеем

$$\lg Z_{\text{обн}} = \varphi(R) = \text{var},$$

т. е. величина еще обнаружимой радиолокационной отражаемости, как и величина интенсивности эхо-сигнала от метеоцели, зависит от расстояния до метеоцели. Именно этим обстоятельством в пер-

вую очередь объясняется уменьшение с расстоянием достоверности получаемой с помощью МРЛС метеорологической информации.

Повышение потенциала лоатора путем увеличения излучаемой мощности или повышения чувствительности приемника сопровождается соответственно увеличением (при прочих равных условиях) величины P_r и понижением значения $P_{r, \min}$, что в обоих случаях приводит к увеличению вероятности обнаружения метеоцели (см. выражение (4)).

Однако, как это ни парадоксально на первый взгляд, одно повышение потенциала радиолокатора способно скорее понизить достоверность получаемой с большой площади метеорологической информации, чем повысить ее.

Действительно, кривая обнаруживаемой отражаемости при этом пойдет хотя и ниже, но аналогично ранее рассмотренному случаю (см. кривую C' на рис. 1). Это означает, что в ближней к радиолокатору зоне количество обнаружимых метеоцелей и соответственно величины их площадей возрастут. Однако с ростом расстояния количество метеоцелей и их площади должны уменьшаться. Скорость уменьшения площадей метеоцелей с ростом расстояния должна зависеть от микроструктуры облаков, т. е. от пространственного распределения их радиолокационной отражаемости, неоднородность которой, различная для разных видов облаков, может быть значительной. Размеры капель в раз-

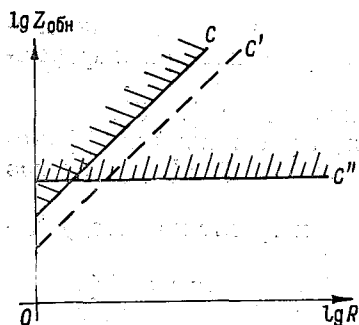


Рис. 1. Зависимость величины обнаруживаемой радиолокационной отражаемости от расстояния для МРЛС с разными, но постоянными потенциалами (кривые C и C'); а также для МРЛС, потенциал которой изменяется по закону $P = P_0 R^2$ (кривая C'').

личных облаках и осадках лежат в пределах от нескольких микрон до нескольких миллиметров, а обнаруживаемые современным радиолокатором капли имеют размеры более нескольких десятков-сотен микрон (что соответствует осадкам).

Если учесть, что величина радиолокационной отражаемости пропорциональна моменту шестого порядка от размеров капель, то становятся очевидными как почти беспредельные возможности, связанные с повышением потенциала метеорологического радиолокатора, так и практические трудности в реализации его предельно необходимого значения.

Так, повышение потенциала радиолокатора всего на несколько децибел может в некоторых случаях приводить к значительному увеличению площади радиоэхо, почти полностью изменяя картину на индикаторе кругового обзора (ИКО). Вполне очевидно, что изменение интенсивности входных сигналов, связанное с изменением расстояния до метеоцели, должно приводить к аналогичному эффекту. Так как слабые эхо-сигналы во многих случаях занимают

большую площадь экрана, то естественно ожидать более резкого убывания площадей радиоэхо именно для МРЛС с большим потенциалом. С другой стороны, для надежного обнаружения капель с меньшими всего на порядок размерами требуется увеличение потенциала МРЛС уже в 10^6 раз.

Таким образом, одно повышение потенциала, увеличивая вероятность обнаружения цели, не может обеспечить высокой достоверности получаемой с помощью МРЛС информации, так как эта информация неоднозначна, существенным образом зависит от расстояния и ее интерпретация затруднительна.

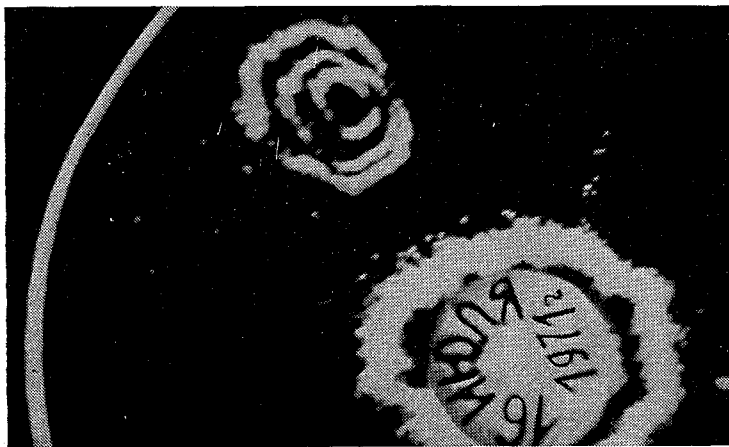


Рис. 2. Пример структуры пространственного распределения радиолокационной отражаемости для случая Сб.

Здесь уместно отметить, что повышение потенциала МРЛС на ΔP дБ необходимо, естественно, сопровождать расширением динамического диапазона усилительного тракта на столько же децибел. Однако применяемые для повышения потенциала усилители высокой частоты на лампах бегущей волны, параметрические усилители и т. п. часто приводят к понижению общего динамического диапазона усилительного тракта МРЛС.

Коррекция геометрических размеров очагов радиоэхо с помощью поправочных коэффициентов. Поскольку геометрические размеры (площади, объемы) очагов радиоэхо уменьшаются с расстоянием, то были предприняты попытки их коррекции с помощью специальных поправочных коэффициентов, определяемых статистическим путем [1, 4]. Определение этих коэффициентов является весьма трудоемким процессом, так как при этом обычно используется большой объем данных многолетних радиолокационных наблюдений. Этот процесс можно об-

легчить, если привлечь данные радиолокационных наблюдений с использованием, например, быстродействующих схем многоконтурного изо-эхо. При этом необходимая информация о степени изменения площадей и объемов очагов радиоэхо с расстоянием может быть извлечена из структуры распределения интенсивности сигналов внутри этих очагов. Для иллюстрации на рис. 2 и 3 представлены изображения различных структур распределения средней интенсивности эхо-сигналов внутри облаков Cb и Ns. Здесь уровень первого контура изо-эхо относительно собственных шумов приемника



Рис. 3. Пример структуры пространственного распределения радиолокационной отражаемости для случая Ns.

~ 3 дБ, а расстояния между контурами ~ 13 дБ. Очевидно, что при известном ослаблении радиоволны с расстоянием и структуре распределения интенсивности эхо-сигналов внутри очага радиоэхо может быть произведена оценка изменения геометрических размеров этого очага с расстоянием.

Все же корректировка геометрических размеров очагов радиоэхо с помощью указанных поправочных коэффициентов действительна лишь в среднем для радиолокатора с определенным потенциалом, для определенных физико-географических и синоптических условий, видов и стадий развития облаков и т. п.

Случай усилительного тракта МРЛС с коррекцией эхо-сигналов по методу Кодайры. Не спасает положения и применение коррекции интенсивности эхо-сигналов на расстояние по методу Кодайры, т. е. путем добавления к выходному напряжению приемника, имеющего усилитель промежуточной час-

тоты с логарифмической амплитудной характеристикой, некоторого добавочного напряжения, изменяющегося пропорционально логарифму расстояния. При этом приведенная ко входу приемника интенсивность сигнала может быть записана в виде

$$\lg P_r' = \lg P_r + \lg P_{\text{доб}} = \lg \Pi + \lg Z - 2 \lg R + 2 \lg R = \lg \Pi + \lg Z. \quad (8)$$

Однако и в этом случае условие обнаружения метеоцели остается прежним и выражается соотношением (6), а не выражением

$$\lg \Pi + \lg Z \geq \lg P_{r, \min}, \quad (9)$$

как это иногда предполагается. Метод Кодайры имеет то несомненное преимущество, что при его применении чувствительность приемника не уменьшается и близка к потенциальной на всех дистанциях. Однако именно поэтому метод Кодайры не обеспечивает равной на всех дистанциях достоверности получаемой метеорологической информации: вероятность обнаружения метеоцелей и точность определения их основных характеристик здесь уменьшаются с расстоянием по той же причине, что и для случая приемника без коррекции.

Последний недостаток вытекает из того, что при корректировке эхо-сигналов по методу Кодайры изменяется не порог «чувствительности» (обнаружения) приемника, а величина эхо-сигналов на его выходе.

Таким образом, коррекция эхо-сигналов методом Кодайры не полностью решает задачу обеспечения равной достоверности метеорологической информации, получаемой на различных расстояниях от лоатора, и обеспечивает лишь повышение точности определения характеристик метеоцелей дающих эхо-сигналы, интенсивность которых превышает минимально обнаружимую лоатором величину ($P_{r, \min}$). Что касается обеспечения равной вероятности обнаружения метеоцелей на всей площади, то это условие по-прежнему не выполняется.

Случай усилительного тракта МРЛС с коррекцией эхо-сигналов системой ВАРУ. Рассмотрим случай, когда потенциал радиолокатора не является постоянной величиной, а меняется по закону

$$\Pi = \Pi_0 R^2. \quad (10)$$

Эффекта, эквивалентного такому изменению потенциала МРЛС, можно добиться, применяя широко известную систему временной автоматической регулировки усиления (ВАРУ) напряжения по линейному закону. Тогда приведенная ко входу приемника интенсивность сигнала выражается соотношением

$$\lg P_r' = \lg Z + \lg \Pi_0 + 2 \lg R - 2 \lg R = \lg Z + \lg \Pi_0 \quad (11)$$

и условие обнаружения записывается в виде

$$\lg P_{r, \text{обн}} = \lg Z + \lg \Pi_0 \geq \lg P_{r, \min}. \quad (12)$$

Отсюда выражение для еще обнаружимой величины радиолокационной отражаемости метеоцели будет

$$\lg Z_{\text{обн}} \geq \underbrace{\lg P_{r\min} - \lg P_0}_{C''} = \text{const.} \quad (13)$$

Графически эта зависимость представлена на рис. 1 (кривая C''). Область обнаружимых значений $\lg Z$ на рис. 1 заштрихована. Таким образом, в случае коррекции усилительного тракта с помощью системы ВАРУ, если

$$P = P_0 R^2,$$

имеем

$$\lg Z_{\text{обн. min}} = C'' = \text{const},$$

т. е. величина еще обнаружимой радиолокационной отражаемости, как и величина интенсивности эхо-сигнала от какой-либо определенной метеоцели, не зависит от расстояния до этой метеоцели.

Нетрудно видеть, что при достаточно высоком потенциале МРЛС и применении системы ВАРУ может быть обеспечена достаточно высокая достоверность метеорологической информации, снимаемой со значительных площадей. Конечно, значения постоянных C'' при этом получаются несколько большими, чем потенциально возможные значения C и C' (см. рис. 1), что связано с понижением потенциала радиолокатора системой ВАРУ. Однако при этом достигается высокая достоверность получаемой радиометеорологической информации, т. е. обеспечивается равная вероятность обнаружения определенных целей на разных от радиолокатора расстояниях и одинаково высокая точность определения их основных характеристик. При этом интерпретация получаемой информации облегчается ее почти полной однозначностью (жесткой связью величин $\bar{P}_r$ и Z).

Здесь отметим, что ВАРУ, понижая потенциал МРЛС на ΔP дБ, на столько же децибел расширяет динамический диапазон усилительного тракта. Поэтому применение УВЧ на лампах бегущей волны, параметрического усилителя и других устройств для повышения потенциала в этом случае не приводит к столь нежелательному сужению общего динамического диапазона МРЛС по входным сигналам.

Заключение. Предлагаемый и описанный выше достаточно простой и эффективный метод обеспечения одинаковой достоверности радиометеорологической информации, получаемой на различных дистанциях от радиолокатора, путем применения системы ВАРУ в его приемно-усилительном тракте должен обеспечить как неизменность вероятностей обнаружения метеоцелей на разных расстояниях, так и неизменность с расстоянием их основных характеристик (например, геометрических размеров). Последнее обстоятельство исключает необходимость расчета и применения каких-либо специальных поправочных коэффициентов для определе-

ния площадей и объемов очагов радиозохи при больших радиусах действия радиолокатора.

Опробирование предлагаемого метода, видимо, проще всего может быть осуществлено с помощью МРЛС с ВАРУ, установленной на скоростном самолете.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анчугова Р. А., Котов Н. Ф., Морозова Т. И. К вопросу о радиолокационном измерении количества конвективных облаков на больших площадях.— «Труды ГГО», 1969, вып. 239, с. 73—83.
2. Атлас Д. Успехи радарной метеорологии. Пер. с англ. под ред. К. С. Шифрина. Л., Гидрометеиздат, 1967. 194 с.
3. Боровиков А. М. и др. Физика облаков. Под. ред. А. Х. Хргиана. Л., Гидрометеиздат, 1961. 460 с.
4. Жупахин К. С., Котов Н. Ф. Радиолокационные измерения объемов и отражаемости конвективных облаков на больших площадях. Доклад на VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Тбилиси, 12—16 мая 1969 г.
5. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Л., Гидрометеиздат, 1973. 344 с.
6. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л., Гидрометеиздат, 1964. 280 с.
7. Kodaira N. Radar Performance of the Precipitation Echoes Employing a Logarithmic I. F. Amplifier and an Averaging Device. Papers in Meteorology and Geophysics. V. 10, 1959, No. 2.

ОБ ОДНОЙ СХЕМЕ ФОРМИРОВАТЕЛЯ ИМПУЛЬСОВ ДЛЯ УСТРОЙСТВ АНАЛОГОВОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СИГНАЛОВ

Введение. В последнее время для целей аналогового преобразования сигналов все большее применение находят устройства с логарифмической амплитудной характеристикой, а также широко-импульсные преобразователи.

Требования практики к чувствительности и амплитудным характеристикам этих устройств все более повышаются, что в ряде случаев приводит к чрезмерному усложнению их схемных решений.

Ниже описывается достаточно простая и надежная схема формирователя импульсов, обладающая высокой чувствительностью, крутыми фронтами формируемого импульса, достаточно универсальной амплитудной характеристикой, вполне пригодная для реализации устройств аналогового преобразования сигналов [2].

Схема формирователя импульсов. В качестве схем формирования импульсов, используемых для электронной регулируемой задержки, обычно применяют одностабильные мультивибраторы с катодной связью, фантастроны, санатроны, санафанты и другие устройства [5]. Известны также формирователи импульсов, содержащие источник управляющего напряжения и неинвертирующий усилитель, на выходе которого включена дифференцирующая цепочка, а в цепь обратной связи включен полупроводниковый диод.

Однако указанные формирователи импульсов обладают недостаточной величиной крутизны фронтов импульсов и требуют относительно большой величины управляющего напряжения.

Действительно, напряжением регулировки этих устройств является либо напряжение на сетке одной из ламп (одностабильный мультивибратор), либо анодное напряжение (фантастрон, санатрон, санафант). Во всех случаях значение исходного напряжения регулировки получается значительным и составляет несколько десятков вольт. При этом чувствительность схем к управляющему напряжению, т. е. изменение задержки при изменении начального напряжения на один вольт, получается незначительной и составля-

ет десятки и сотые доли от постоянной времени задающей цепи RC [1].

С целью повышения крутизны фронтов формируемых импульсов при уменьшении величины управляющего напряжения в описываемом устройстве источник управляющего напряжения включен последовательно с дополнительным источником смещения и полупроводниковым диодом в цепь положительной обратной связи.

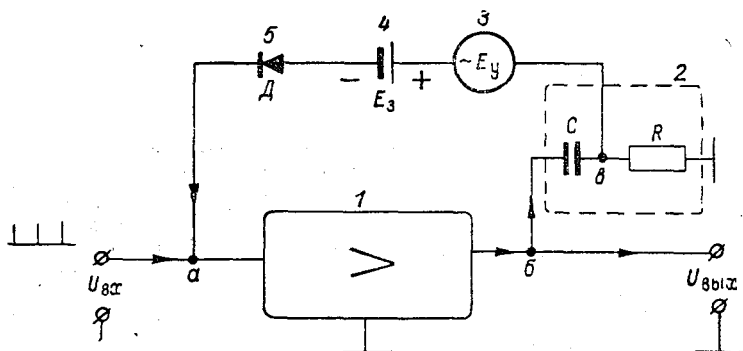


Рис. 1. Блок-схема формирователя импульсов.

На рис. 1 изображена блок-схема описываемого устройства.

Формирователь импульсов содержит неинвертирующий усилитель 1 и петлю положительной обратной связи, в которую входят времязадающая цепь 2, генератор управляющего напряжения 3, источник смещения 4 и коммутирующий полупроводниковый диод 5.

В исходном состоянии, когда напряжение генератора управляющего напряжения E_y равно нулю и на вход устройства подаются достаточно интенсивные и короткие запускающие импульсы, схема генерирует свои импульсы, длительность которых

$$\tau_0 \approx RC \ln \frac{U_{\text{вых}}}{E_3}, \quad (1)$$

где $U_{\text{вых}}$ — напряжение прямоугольного импульса на выходе схемы; E_3 — напряжение смещения.

На рис. 2 изображена осциллограмма напряжения на выходе схемы (рис. 1), иллюстрирующая работу описываемого устройства и форму генерируемых им импульсов. Запирающее напряжение смещения E_3 может рассматриваться и как исходное управляющее напряжение, необходимое для нормальной работы устройства, величина τ_0 — как начальная задержка импульсного сигнала.

При подаче управляющего напряжения ($E_y \neq 0$) схема генерирует импульсы длительностью

$$\tau \approx RC \ln \frac{U_{\text{вых}}}{E_3 + E_y}. \quad (2)$$

Чувствительность устройства задержки к управляющему напряжению определяется соотношением

$$\frac{\partial \tau}{\partial E_y} = - \frac{RC}{E_3 + E_y}. \quad (3)$$

Если $\frac{E_3}{E_y} \gg 1$, то

$$\frac{\partial \tau}{\partial E_y} = - \frac{RC}{E_3}. \quad (4)$$

В этом случае крутизна преобразования является в первом приближении величиной постоянной (независимой от E_y) и, следовательно, зависимость $\tau(E_y)$ близка к линейной.

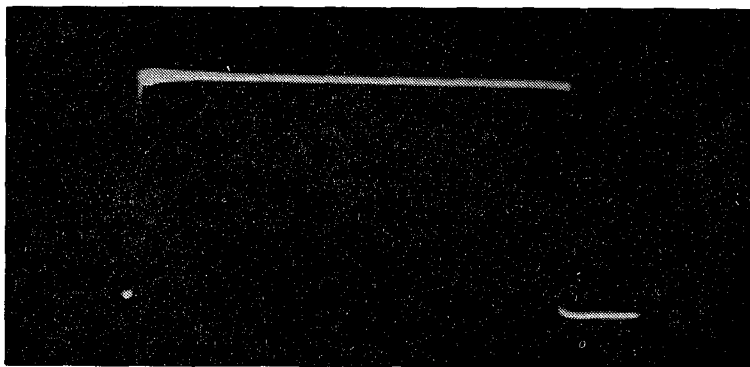


Рис. 2. Форма выходного импульса.

Действительно, раскладывая выражение (2) в ряд Тейлора по E_y , имеем

$$\tau = RC \left[\ln \frac{U_{\text{вых}}}{E_3} - \frac{E_y}{E_3} + \frac{1}{2} \left(\frac{E_y}{E_3} \right)^2 - \dots \right], \quad (5)$$

или, пренебрегая малыми членами ряда, получим

$$\tau \simeq RC \left(\ln \frac{U_{\text{вых}}}{E_3} - \frac{E_y}{E_3} \right) \quad (6)$$

Так как ряд в правой части выражения (5) знакопеременный, то погрешность, которую мы допускаем, оборвав ряд на каком-либо члене, не превосходит по абсолютной величине первого из отброшенных членов.

Таким образом, относительная погрешность линейной аппроксимации (6) не превосходит величину

$$\frac{\Delta \tau}{\tau} = \frac{\frac{1}{2} \left(\frac{E_y}{E_3} \right)^2}{\ln \frac{U_{\text{вых}}}{E_3}} \quad (7)$$

и может быть сделана весьма малой при

$$\frac{E_y}{E_3} \ll 1 \text{ и } \frac{U_{\text{вых}}}{E_3} > 1.$$

Использование запятого диода 5 для обрыва цепи положительной обратной связи дает то преимущество, что для обеспечения нормальной работы (устойчивости) устройства требуются незначительные запирающие напряжения смещения E_3 , которые могут составлять всего несколько десятых долей вольта [3]. Поэтому, как следует из выражений (4) и (7), можно сравнительно легко получить высокое значение чувствительности устройства задержки при вполне достаточной линейной зависимости $\tau(E_y)$.

При этом крутизна преобразования может приближаться к величине $RC \cdot \text{с} \cdot \text{в}^{-1}$, т. е. быть в десятки раз выше, чем у известных устройств.

Условием обеспечения логарифмического режима является неравенство $E_y \gg E_3$, легко выполнимое в описываемом устройстве. В этом случае

$$\tau \simeq RC \ln \frac{U_{\text{вых}}}{E_y} \quad (8)$$

и

$$\frac{\partial \tau}{\partial E_y} = - \frac{RC}{E_y}, \quad (9)$$

т. е. обеспечивается чисто логарифмическая зависимость $\tau(E_y)$.

Чувствительность устройства к управляющему напряжению и в этом режиме в силу указанных причин может быть значительной, хотя и несколько меньшей, чем для случая линейного режима.

Как уже отмечалось, другим важным достоинством описываемого устройства являются крутые фронты формируемых импульсов.

Нетрудно показать, что величина времязадающего (заднего) фронта описываемого формирователя импульсов в первом приближении может быть оценена с помощью выражения

$$\tau_{\text{ф}} \simeq RC \frac{U_{\text{вых}}}{(E_3 + E_y)k}, \quad (10)$$

где k — коэффициент усиления усилителя 1.

Из выражения (10) следует, что кроме постоянной времени формирователя (RC) и величин напряжений ($U_{\text{вых}}$, E_3 , E_y), определяющих форму его характеристики преобразования $\tau(E_y)$, определяющим для величины фронта является значение коэффициента усиления k усилителя 1.

Здесь следует отметить, что у известных схем формирователей импульсов обрыв цепи положительной обратной связи осуществляется, как правило, запирающим самих усилительных приборов и, следовательно, их усилительные свойства не могут быть использованы в полной мере.

В схеме описываемого формирователя импульсов обрыв цепи положительной обратной связи осуществляется новым способом

с помощью запертого диода [3] и, следовательно, усилительные свойства приборов могут быть полностью использованы. При достаточно больших значениях k (несколько сотен и даже тысяч единиц) величины фронтов будут составлять ничтожную долю от длительности самого генерируемого импульса и его форма, следовательно, будет близка к идеально прямоугольной (см. рис. 2).

Действительно, если ввести понятие коэффициента прямоугольности импульса

$$k_{\pi} = \frac{\tau}{\tau_{\Phi}}, \quad (11)$$

то, используя выражения (3) и (10), получим

$$k_{\pi} = k \frac{\ln x}{x}, \quad (12)$$

где

$$x = \frac{U_{\text{вых}}}{E_3 + E_y}.$$

Ввиду того что при изменениях величины x в пределах $1,4 \leq x \leq 12$ величина $\frac{\ln x}{x}$ находится в границах $0,2 \leq \frac{\ln x}{x} \leq 0,365$, с максимумом при $x \approx 2,7$, имеем

$$k_{\pi} \approx (0,2 \div 0,365)k. \quad (13)$$

Из выражения (13) следует, что коэффициент прямоугольности генерируемого схемой импульса определяется в основном коэффициентом усиления k , сравнительно мало зависит от величин напряжений в широком диапазоне практических значений величины x и может быть сделан достаточно большим при больших значениях коэффициента усиления k .

Отметим также, что большой коэффициент усиления k усилителя может при необходимости обеспечить и малые величины запускающих схему импульсов, предельные значения которых оцениваются выражением

$$U_{\text{вх. зап}} \approx \frac{E_3}{k} \quad (14)$$

и могут приближаться к собственным шумам схемы.

Усовершенствование схемы. С целью еще большего уменьшения величины управляющего напряжения и более легкого достижения логарифмического режима можно усовершенствовать схему, для чего целесообразно источник управляющего напряжения (E_y) включать в цепь положительной обратной связи через усилитель управляющего напряжения с коэффициентом усиления k_y в качестве которого, в частности, могут быть использованы и усилительные приборы основного усилителя I (рис. 3).

Нетрудно показать, что при этом:

а) крутизна преобразования схемы в линейном режиме возрастает в k_y раз и определяется соотношением

$$\frac{\partial \tau}{\partial E_y} = -\frac{k_y RC}{E_3}; \quad (15)$$

б) в логарифмическом режиме крутизна преобразования формирователя остается неизменной

$$\frac{\partial \tau}{\partial E_y} = -\frac{RC}{E_y}; \quad (16)$$

в) более легко достигается логарифмический режим, так как условие

$$k_y \cdot E_y > E_3 \quad (17)$$

выполняется легче;

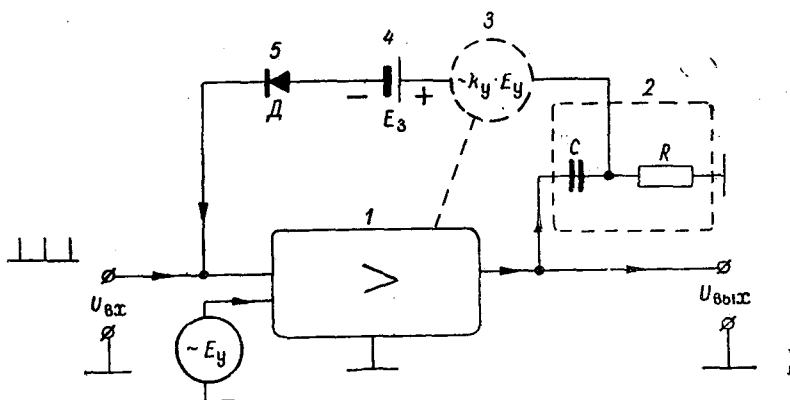


Рис. 3. Блок-схема усовершенствованного формирователя импульсов.

г) одновременно граница линейного режима, обеспечиваемого в данном случае, при условии $E_3 \gg k_y E_y$, естественно, сокращается и возрастает относительная погрешность линейной аппроксимации

$$\frac{\Delta \tau}{\tau} = \frac{\frac{1}{2} \left(\frac{k_y E_y}{E_3} \right)^2}{\ln \frac{U_{\text{вых}}}{E_3}}. \quad (18)$$

Возможны и другие усовершенствования схемы, преследующие улучшение ее основных характеристик, однако они приводят к ее усложнению.

Заключение. Описанные схемы формирователей импульсов благодаря своим достоинствам могут найти широкое применение в области импульсной, особенно радиолокационной, техники, в частности, использоваться в устройствах задержки импульсных сигна-

лов, схемах временной модуляции, аналогового преобразования и усиления сигналов и т. п. Высокая крутизна преобразования устройств и крутые фронты формируемых ими импульсов позволили с успехом применить формирователи в устройстве электронной аналоговой записи линейных профилей интенсивности радиоэхо осадков, атмосфериков и вариации напряженности электростатического поля непосредственно на электроннолучевых трубках индикаторов кругового обзора и дальность — высота метеорологического радиолокатора [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильева В. П. и др. Расчет элементов импульсных радиотехнических устройств. Под. ред. Ю. М. Казаринова. М.-Л., Госэнергоиздат, 1963. 430 с.
2. Жупахин В. С., Жупахин К. С. Формирователь импульсов. Авторское свидетельство № 299023.—«Бюлл. изобр.», 1971, № 11, с. 189.
3. Жупахин К. С., Жупахин В. С. Об одном способе разрыва цепи положительной обратной связи в некоторых автоматических электронных устройствах.—«Радиотехника». Т. 18, 1963, № 8, с. 55—58.
4. Жупахин К. С. Устройство электронной аналоговой записи на экранах индикаторов метеорологического радиолокатора.—«Труды ГГО», 1970, вып. 262, с. 123—133.
5. Лэнди Р., Дэвис Д., Альбрехт А. Справочник радиоинженера. М.-Л., Госэнергоиздат, 1961, 704 с.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ГРАДИЕНТОВ КОЭФФИЦИЕНТА ПРЕЛОМЛЕНИЯ АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ

Среднее значение градиента коэффициента преломления воздуха, определяемое метеорологическим состоянием тропосферы, является основным фактором, обуславливающим степень атмосферной рефракции ультракоротких радиоволн. Однако фактических данных о вертикальной структуре коэффициента преломления атмосферы и его градиента все еще недостаточно для прогнозирования распространения радиоволн УКВ диапазона [1, 2]. Поэтому необходимы исследования режима рефрактивных свойств атмосферы и накопление статистических данных по коэффициенту преломления атмосферы в различных климатических районах. В наших предыдущих работах [5 и др.] были приведены в основном результаты исследований вертикальной структуры коэффициента преломления нижнего 150-метрового слоя атмосферы. В данной статье рассматриваются закономерности распределения значений градиента коэффициента преломления воздуха в нижнем 900-метровом слое атмосферы по данным радиозондирования. Для расчета значений градиента коэффициента преломления использованы данные за 1963, 1964 гг. трех станций радиозондирования сети Гидрометслужбы в Забайкалье за летние (июнь, июль, август) и зимние (январь) месяцы. Радиозондирования производились в основные климатологические сроки, т. е. четыре раза в сутки (1, 7, 13, и 19 ч), следовательно, нами использованы по каждой станции данные 960 вертикальных зондирований атмосферы.

Станции радиозондирования удалены друг от друга на расстояния 350—370 км. Станция Чита расположена в восточной части исследуемого района в приподнятой широкой межгорной котловине, переходящей с одной стороны в широкую долину. Местность вблизи пункта зондирования открытая. Станция Усть-Баргузин, занимающая самое северное положение по широте, расположена на берегу оз. Байкал в устье реки. Со стороны суши она окружена лесом, а на расстоянии 5—10 км от нее возвышаются горы с перепадом высот от 500 до 800 м между подножием и их вершинами. Известно,

что оз. Байкал оказывает заметное влияние на тепловой режим побережья: зимой над Байкалом и на побережье значительно теплее, а летом холоднее, чем в местах, удаленных от озера. Третий пункт радиозондирования — Красный Чикой — расположен в южной части Забайкалья в сравнительно узкой межгорной долине, по которой протекает небольшая река. Гребни горных хребтов, окаймляющих долину, возвышаются в среднем над уровнем пункта зондирования на 500 м. Таким образом, пункты радиозондирования расположены в основных типах местности и характеризуют климатические особенности исследуемого района.

Значения коэффициента преломления воздуха вычислялись по известной формуле, рекомендованной международным консультативным комитетом по радио:

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

где T — температура воздуха в К; e — упругость водяного пара в мб; p — атмосферное давление в мб. Хотя данные радиозондирования обладают небольшой точностью, но они, как показано в работе [1], вполне могут быть использованы для получения климатических характеристик коэффициента преломления атмосферы, пригодных для расчетов линий связи. Поскольку в данном случае рассматриваются градиенты коэффициента преломления g_n в слоях относительно большой толщины (300—900 м), то ошибки в определении g_n будут незначительными.

По вычисленным на основе метеоданных значениям N были определены вертикальные градиенты коэффициента преломления g_n в слоях 2—300 и 2—900 м. Статистическая обработка значений g_n заключалась в определении средних значений g_n и стандартных отклонений σ градиента коэффициента преломления, а также в построении интегральных кривых распределения g_n по всем реализациям. Рассмотрим распределение значений g_n по слоям.

а) Нижний 300-метровый слой атмосферы. На рис. 1 приведены интегральные кривые распределения g_n в слоях 2—230 м (Красный Чикой) и 2—300 м (Чита и Усть-Баргузин) за два года летнего времени (июнь, июль, август). Для более низких слоев от поверхности земли данных по этим станциям не имелось. Это обусловлено абсолютными отметками поверхности земли в пунктах измерений, а также тем, что данные радиозондирования относятся к стандартным высотам, отсчитываемым от уровня моря. (По оси абсцисс отложен процент времени, в течение которого градиент был выше указанного на оси ординат).

Как видно из рис. 1, медианные значения g_n в трех пунктах близки друг к другу (различие не достигает 1 ед. g^*). При удалении от медианных значений различие в распределении g_n в зависимости от географического положения пунктов зондирования увеличивает-

* Под g подразумевается величина, равная 10^{-8} м^{-1} .

я, достигая для очень малых процентов времени 4 ед. g . Интегральные кривые распределения g_n в пунктах Чита и Усть-Баргузин аппроксимируются нормальным законом распределения случайных величин в интервале от 1 до 99% времени с отклонением не более 1 ед. g . Для пункта Красный Чикой отличие распределения g_n от нормального закона более существенно и достигает в области больших отрицательных градиентов 5 ед. g .

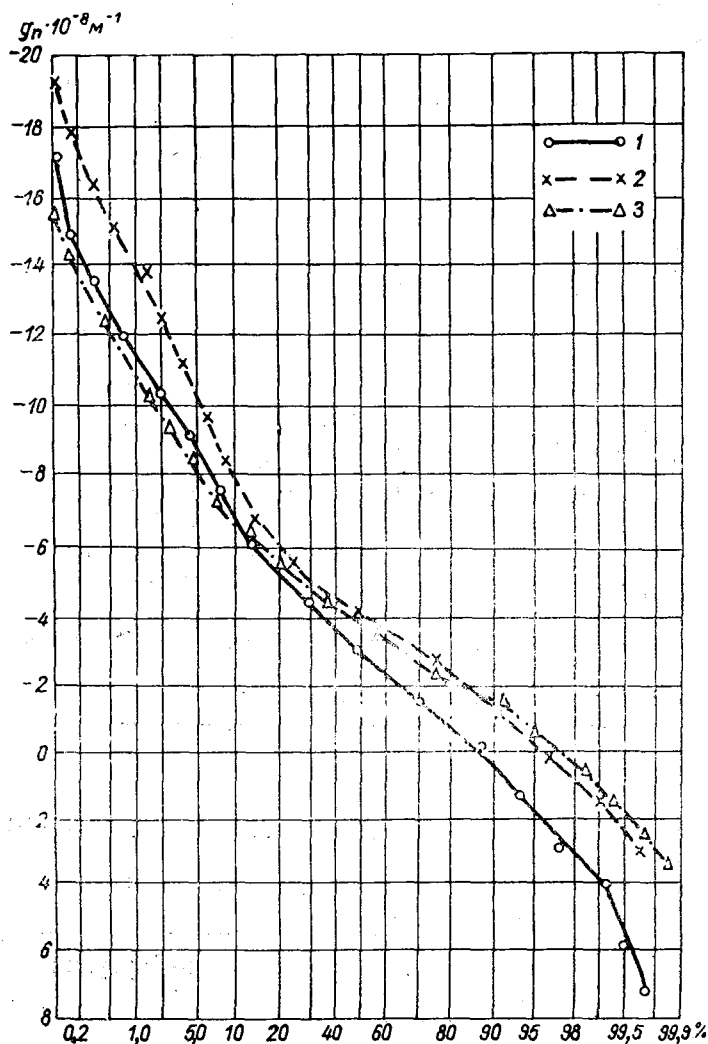


Рис. 1. Интегральные кривые распределения значений g_n в нижнем 300-метровом слое атмосферы. Лето.
1—Чита; 2—Красный Чикой; 3—Усть-Баргузин.

Кривые распределения g_n за зимнее время (январь) приведены на рис. 2. Медианные значения g_n для зимы оказываются несколько большими (по абсолютному значению), чем для лета. Как и следовало ожидать, пределы колебаний g_n в зимнее время значительно меньше, чем летом. Положительные градиенты g_n зимой встречаются в течение незначительного процента времени наблюдения. Статистические распределения g_n для зимнего времени на всех трех

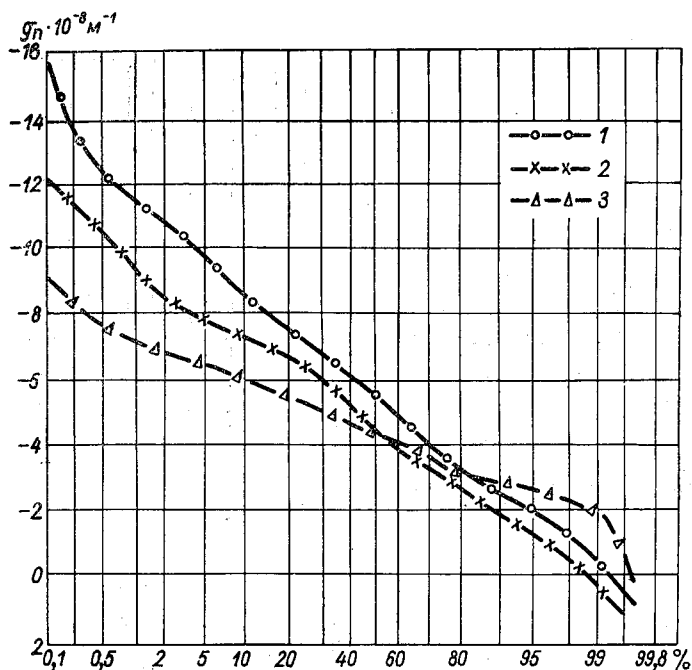


Рис 2. Интегральные кривые распределения значений g_n в нижнем 300-метровом слое атмосферы. Зима.
Усл. обозначения см. рис. 1.

станциях удовлетворительно аппроксимируются нормальным законом.

В табл. 1 приводятся параметры распределения g_n в нижнем 300-метровом слое атмосферы.

Характерно, что стандартные отклонения σ как летом, так и зимой на берегу оз. Байкал (Усть-Баргузин) оказываются меньше, чем в пунктах, удаленных от озера. Очевидно, это объясняется тем, что Байкал оказывает сглаживающее влияние на температуру воздуха [4]. В результате этого интенсивность температурных инверсий в нижних слоях атмосферы над озером и на его побережье должна быть меньше, чем вдали от озера, что и вызывает уменьшение размаха колебаний g_n на берегу озера.

то обстоятельство является благоприятным фактором в смысле уменьшения рефракционных замираний УКВ сигнала.

Из рис. 1 и 2 видно, что зимой медианные значения g_n во всех трех пунктах несколько больше (больше рефракция), чем летом.

Таблица 1

Пункт радиозондирования	Толщина слоя от поверхности земли, м	Лето		Зима	
		$\bar{g}_n \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}$	$\sigma \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}$	$\bar{g}_n \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}$	$\sigma \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}$
Ита	300	-3,7	3,1	-5,8	2,3
Красный Чикой	230	-4,9	3,0	-5,0	2,1
Усть-Баргузин	300	-4,6	2,5	-4,7	1,1

Повышение рефракции при переходе от лета к зиме отмечалось также в работе [5], по данным которой градиенты g_n в слое 2—100 м зимой значительно больше, чем летом. Это можно объяснить тем, что в Забайкалье зимой господствует сибирский антициклон, характеризующийся инверсиями температуры,

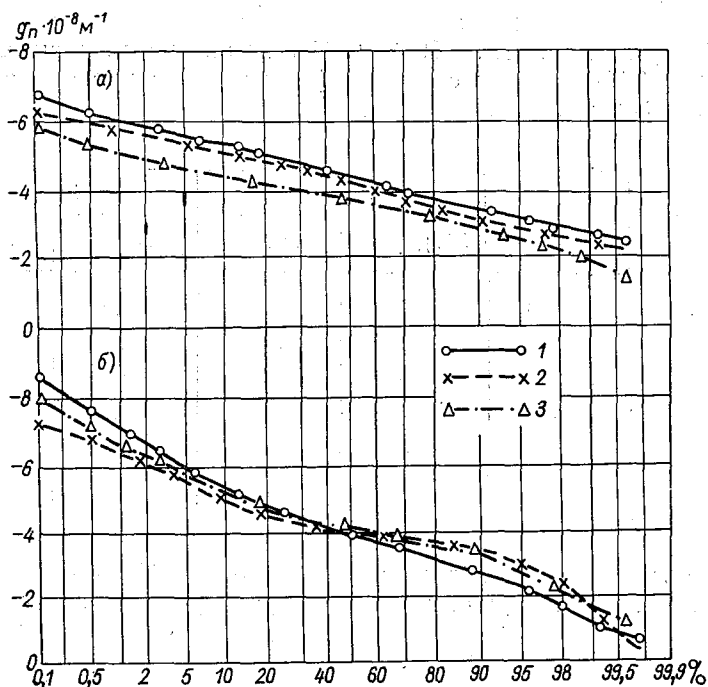


Рис. 3. Интегральные кривые распределения значений g_n в нижнем 900-метровом слое атмосферы.
Усл. обозначения см. рис. 1.

которые сохраняются даже днем [3, 4]. По данным [3], антициклоническая погода в Восточной Сибири в основном сохраняется с ноября по март. Естественно, что большая повторяемость инверсий температуры в зимнее время должна создавать условия повышенной рефракции в исследуемом районе. Следует отметить, что совершенно противоположен сезонный ход g_n в Европейской части СССР.

Поскольку в антициклонических условиях погоды состояние атмосферы характеризуется большой устойчивостью, то это приводит к уменьшению стандартного отклонения в зимнее время.

Таблица 2

Пункт радиозондирования	Лето		Зима	
	$\bar{g}_n \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}$	$\sigma \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}$	$\bar{g}_n \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}$	$\sigma \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}$
Чита	-4,2	1,1	-4,3	0,8
Красный Чикой	-4,3	0,9	-4,1	0,9
Усть-Баргузин	-4,3	1,0	-3,9	0,7

б) Нижний 900-метровый слой атмосферы. На рис. 3 представлены интегральные кривые распределения g_n в слое 2—900 м летом (а) и зимой (б) по данным за 1963, 1964 гг. Как видим, размах колебаний g_n в 900-метровом слое атмосферы значительно меньше, чем в нижнем 300-метровом.

Таблица 3

Пункты радиозондирования	Границы слоя, м	Лето		Зима	
		$\bar{g}_n \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}$	$\sigma \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}$	$\bar{g}_n \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}$	$\sigma \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}$
Чита	2—300	-3,7	3,1	-5,8	2,3
	2—900	-4,2	1,1	-4,3	0,8
Красный Чикой	2—230	-5,1	3,0	-4,9	2,1
	2—900	-4,3	0,9	-4,1	0,9
Усть-Баргузин	2—300	-4,6	2,5	-4,7	1,1
	2—900	-4,3	1,0	-3,9	0,7

Статистические распределения g_n в слое 2—900 м на всех трех станциях как в летнее, так и в зимнее время удовлетворительно согласуются с нормальным законом распределения. Параметры распределения g_n приведены в табл. 2.

Кривые распределения g_n в слое 900 м, полученные по данным зондирования в трех разных пунктах, находящихся на большом расстоянии друг от друга (до 370 км), незначительно отличаются друг от друга. Отсюда следует вывод, что уже на высоте 900 м от

поверхности земли влияние подстилающей поверхности и рельефа местности на статистическое распределение градиента коэффициента преломления становится практически незначительным.

Медианные значения g_n в 900-метровом слое для лета и зимы почти одинаковы на всех станциях, а средние квадратические отклонения σ летом несколько больше, чем зимой.

Для сравнения параметров распределения g_n в зависимости от толщины слоя от поверхности земли приведена табл. 3.

Полученные результаты (интегральные кривые распределения g_n и их параметры) могут быть использованы для оценки рефракционных изменений уровня сигнала при проектировании УКВ линий связи.

В заключение следует заметить, что в дальнейшем желательно провести более детальное исследование сезонного, а также суточного хода вертикального градиента коэффициента преломления атмосферы в зависимости от особенностей распределения метеоэлементов и рельефа местности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пахомов Л. А. и др. Аэрологические исследования изменчивости коэффициента преломления атмосферы для ультракоротких радиоволн. М., Гидрометеоздат, 1960, 145 с.
2. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Л., Гидрометеоздат, 1973, 344 с.
3. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. М., Изд-во физ.-мат. литер., 1958, 476 с.
4. Щербакова Е. Я. Климат СССР. Восточная Сибирь. Л., Гидрометеоздат, 1961, с. 3—253.
5. Гомбоев Н. Ц. Исследование вертикальной структуры коэффициента преломления приземного слоя атмосферы.—«Труды ГГО», 1965, вып. 173, с. 91—101.

П. А. ВОРОНЦОВ, В. И. СЕЛИЦКАЯ, И. А. ТРУНОВ

СТРУКТУРА ВОЗДУШНОГО ПОТОКА В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ НАД ОЧАГАМИ НИЗОВЫХ ПОЖАРОВ

Советский Союз располагает наиболее обширными лесными ресурсами мира. Как источник древесины и продуктов ее переработки лес служит и продолжает служить важным фактором в экономике страны. В последнее время придается большое значение лесу как мощному регулятору климата, защитника полей от водной и ветровой эрозии, регулятору водного стока в горных районах и т. д. К сожалению, и в настоящее время лес продолжает страдать от пожаров, которые причиняют огромный ущерб народному хозяйству.

Это обстоятельство требует изыскания эффективных мер борьбы с лесными пожарами, в частности с помощью авиации, а для научного обоснования этих мер нужны глубокие исследования природы лесных пожаров, процессов их возникновения, развития и влияния на окружающую среду.

Несмотря на то, что авиация уже широко применяется при борьбе с лесными пожарами, нет еще ясности и определенности в вопросах полетов летательных аппаратов в зоне лесных пожаров. Так, например, действующее руководство [1] по лесоавиационным работам разрешает производить полеты над пожарами на самолете не ниже 200 м над кронами деревьев и на вертолете не ниже 100 м. При этом нет никаких указаний на величину пожара, расстояние от него, направление ветра, температуру воздуха и т. д. Однако от учета этих основных показателей и ряда других зависит возможность полета летательных аппаратов к пожару для активной борьбы с ним.

Исходя из этого, Всесоюзным научно-исследовательским институтом сельского хозяйства и специального применения гражданской авиации и Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова были предприняты экспериментальные исследования пограничного слоя атмосферы в зоне лесного пожара. Главными целями исследований были изучение характеристик, определяющих метеорологическую обстановку над лесным пожаром, и зависимости этих характеристик от элементов окружающей среды.

Ближайшей задачей экспериментальных исследований было определение возможности полетов самолетов, используемых в настоящее время при борьбе с лесными пожарами.

Опытные исследования проводились в районе г. Енисейска Красноярского края. Район типичен для условий подзоны средней тайги Восточной Сибири и наиболее подвержен лесным пожарам. Подавляющее количество естественно возникающих пожаров относится к типу низовых. Следует отметить, что пожары в районе исследования отличались некоторым своеобразием от типичных низовых. Дело в том, что они возникали в основном на территории бывших шелкопрядников, т. е. хвойных лесов в сильной степени пострадавших от насекомых — сибирского шелкопряда и короеда.

В результате ветровала и бурелома сухостойных деревьев образовалось много горючего материала в виде поваленных стволов и торчащих высоких пней. В отличие от обычных низовых пожаров, при которых горит низовая подстилка, сухая трава, мелкие сучья и редко пни деревьев, в районе исследований низовые пожары охватывали большое количество высококалорийной древесины. Выделялось огромное количество тепла, местами низовые пожары напоминали верховые, когда загорались до 5—6 м пни обломленных деревьев.

Скорость распространения огня была небольшой, однако по интенсивности горения пожары отличались большой силой. С самолета хорошо были видны языки большого пламени и дымовая колонка по высоте 500—1000 м. Пожары в период экспедиции были низовые и, как правило, умеренные. Только 9 и 12 июля (полеты 3 и 7) были отмечены интенсивные пожары, но, к сожалению, полеты над очагами пожаров на малых высотах при этом не производились. Высота дымовой колонки ориентировочно при слабых пожарах (полеты № 10 и 13) составляла всего 100 м, при умеренных она увеличивалась до 250—350 м и при относительно сильных пожарах распространялась на высоту до 500 м. Площади горящих участков менялись в широких пределах: от 100×100 м до 300×500 м (табл. 1).

Все приведенные ниже данные будут относиться, следовательно, к слабым и умеренным низовым пожарам.

Исследования в зоне пожара проводились с помощью самолета АН-2 под методическим руководством со стороны ГГО Д. А. Коновалова с участием А. Т. Борисова.

Самолет был оборудован специальной аппаратурой: электрометеорографом [2] и механическим метеорографом А-10 [3]. Измерялись следующие элементы: по электрометеорографу — давление, температура, пульсации температуры, перегрузки, вертикальная составляющая скорости воздушного потока; по метеорографу А-10 — давление, температура, влажность воздуха и воздушная скорость.

Приемниками температуры и температурных пульсаций в электрометеорографе являются электрические термометры сопротивления, помещенные в двойную защиту, направленную по потоку.

Характеристика очагов пожаров в районе г. Енисейска 1970 г.

Дата	Номер полета	Площадь пожара	Высота колонки, м	Высота пламени, м	Вид пожара
8 июля	1	30 га	—	1,2	Низовой, беглый
9	2	360×180м	700	1,5	То же
9	3	350×150	300—400		"
12	4	200×100	300	1,0—1,5	Низовой
12	5	350×100	350	1,4	"
12	6	200×300	300—350	1,3	"
12	7	400×100	300—400	—	"
20	9	100×150	100	2,2	"
20	10	50×100	100		
20	11	5 га	400—450		
20	12	50×100м	300		
22	13	100×50м	100		
22	14	100×200	300		
23	15	200×200	150		
23	16	200×200	250		
23	17	150×200	300		

Для измерения и регистрации вертикальной скорости самолета был сконструирован вариограф на базе стандартного манометрического узла оптического самописца К4-51. Для регистрации вертикальных ускорений применялся датчик перегрузок МП-15 с диапазоном измерений $\pm 2,0g$.

Механический метеорограф А-10 применялся в основном при вертикальных зондированиях атмосферы. При горизонтальных полетах измерения производились электрометеорографом со скоростью протяжки ленты 5 мм/с.

Режим полета в зоне пожара выполнялся по следующей схеме: а) вертикальное зондирование до высоты 1000—1500 м в утренние и вечерние часы; б) горизонтальное зондирование в районе естественного пожара площадками на высотах: 50, 100, 200, 300, 500 м. На каждой горизонтальной площадке производились проходы сбоку, перед фронтом и в тылу очага пожара на расстоянии 50—70 м, а также по мере возможности и над очагом пожара.

По записям электрометеорографа вычислялись через 0,2 с следующие величины: 1) перегрузка самолета Δn ; 2) пульсация температуры воздуха Δt ; 3) значения вертикальной упорядоченной скорости воздуха V_y ; 4) средняя температура воздуха t . Далее подсчитывались периоды пульсаций первых трех величин и находились

их максимальные или средние максимальные значения и по формуле А. С. Дубова [4] рассчитывался коэффициент турбулентности в $\text{м}^2/\text{с}$

$$K = \frac{\overline{w} \tau_w V}{z}$$

где $\overline{w}$ — вертикальная составляющая скорости ветра; τ_w — период пульсаций; V — скорость самолета.

В период с 8 по 23 июля, в дни полетов над районами пожаров наблюдалось, как правило, слабо выраженное барическое поле

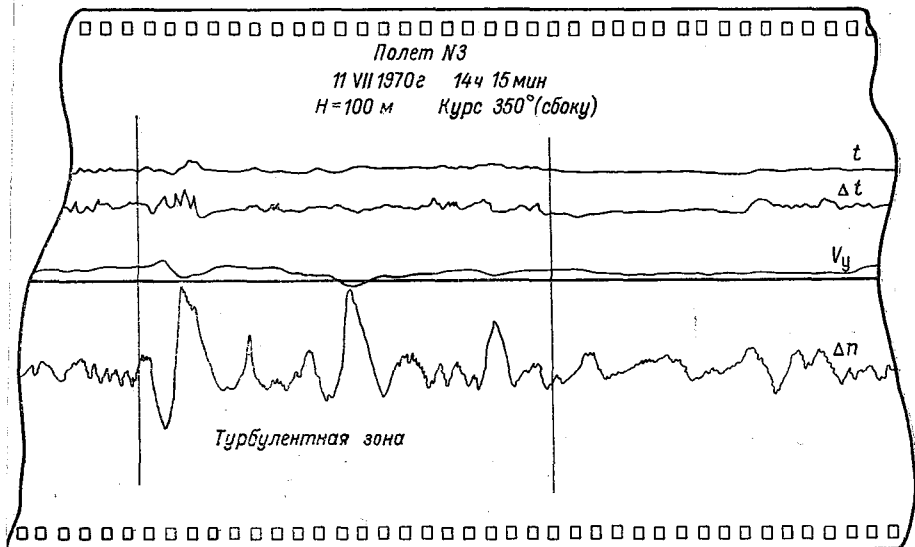


Рис. 1. Вид записи электрометеорографа.

с антициклоном и гребнем (8, 9, 11, 12, 13, 20 июля) или с ложбиной (22 июля). Ветры в слое до 1 км были слабые, скоростью 2—3 м/с, неустойчивые по направлению; температура воздуха в дневные часы колебалась от 20 до 26°. При наличии антициклона или его гребня преобладала конвективная облачность кучевых форм, указывающая на значительную термическую неустойчивость в нижнем километровом слое. В ложбине (22 и 23 июля) наряду с кучевой облачностью наблюдалось от 4 до 8 баллов высоко-кучевой облачности. Величина вертикального температурного градиента в слое земля—500 м при полетах в районе пожара в среднем составляла около 1°/100 м и колебалась в пределах от 0,8 до 1,2°. Эти данные также указывают на благоприятные условия для развития термической неустойчивости в зоне пожаров. Относительная влажность воздуха была в этот период сравнительно небольшой и составляла в дневные часы у земли 40—50%, мало меняясь с высотой.

В период работы летной экспедиции были дни с плохой погодой затрудняющие полеты. Например, 14 июля отмечено, что зондирование проводилось не при всех полетах, потому что пожаров было мало, координаты их неизвестны. Средняя продолжительность полета на площадке составляла 3—4 мин, что при скорости самолета АН-примерно 50 м/с соответствовало расстоянию 3—3,5 км. Естественно, что при средней площади исследуемых пожаров (250×350 м) состояние пограничного слоя регистрировалось не только в зоне пожара, но и в окружающих его районах, на так называемом фоне. На лентах записей электрометеорографа хорошо выделяются турбулентные зоны над очагами пожаров и своего рода фон, характеризующий состояние пограничного слоя в окружающих пожарных районах (рис. 1).

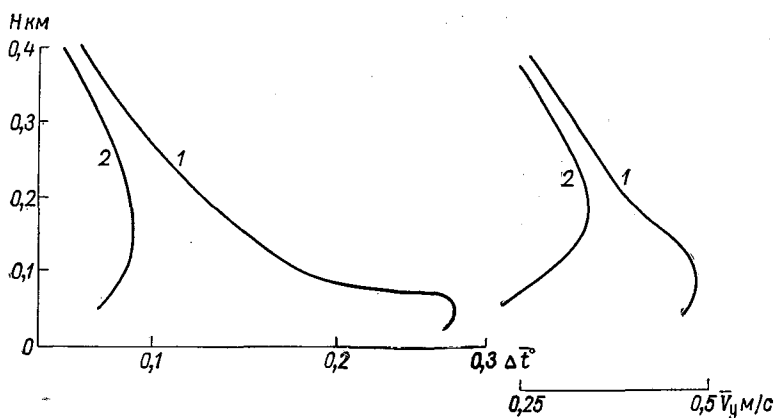


Рис. 2. Распределение $\Delta \bar{t}$ и $\bar{V}_y$.
1) над очагом пожара; 2) перед фронтом.

На рис. 2 приведено распределение $\Delta \bar{t}$ и $\bar{V}_y$ перед фронтом и над очагом слабых и умеренных пожаров. Здесь хорошо заметно значительное увеличение пульсаций температуры и вертикальных токов над очагами пожаров с максимумом $\Delta \bar{t}$ внизу и быстрым уменьшением к уровню 200 м, в то время как перед фронтом $\Delta \bar{t}$ и $\bar{V}_y$ внизу почти наполовину меньше и максимум их будет на высоте 100—200 м. С высоты 250—300 м различия в ходе $\Delta \bar{t}$ и $\bar{V}_y$ практически исчезают. Средние по всему маршруту величины $\Delta \bar{t}$ составляют на уровне 50 м над очагом пожара $0,26^\circ$, а перед фронтом пожара всего $0,12^\circ$; на уровне 100 м значение $\bar{V}_y$ над очагом равно $0,44$ м/с, а перед фронтом $0,32$ м/с.

Далее рассмотрим полеты, во время которых отчетливо прослеживались турбулентные зоны вблизи очага пожара на нижних уровнях. В 5 полетах из 15 хорошо выделялись очаги с повышенной

болтанкой самолета. Все 5 полетов произведены над умеренными пожарами; над двумя относительно сильными пожарами полеты на малых высотах не производились. Сводные данные о распределении зон турбулентности и фоновых данных приведены в табл. 2, а на рис. 3 дан профиль величин Δn , Δn_m и K в слое до 300 м. При общей длине площадки, равной 3 км, ширина турбулентной зоны над очагом составляет в среднем около 0,7 км при площади пожара 300×500 м. Таким образом, наблюдается некоторое расширение турбулизированной зоны: ориентировочно на высоте 50 м в 2 раза,

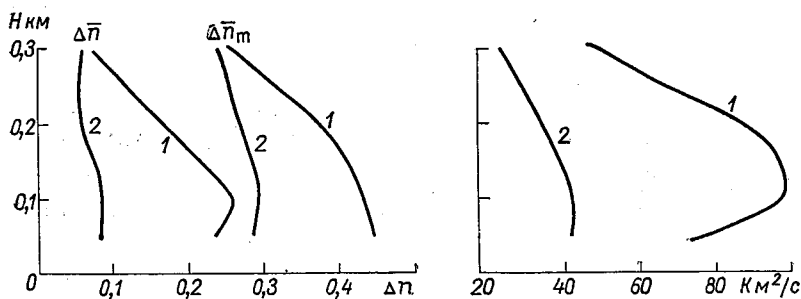


Рис. 3. Распределение Δn , Δn_m и K .
1) турбулентная зона; 2) фон.

а на высоте 100 м в 2,2 раза по сравнению с шириной зоны пожара. Выше 150—200 м, как правило, при умеренных пожарах турбулизированная зона теряет свои свойства, перемещиваясь с окружающей средой. В зоне пожара хорошо заметен рост Δn , Δn_m , K . К уровню 50 м величина Δn в среднем возрастает в 2,5 раза, Δn_m — в 1,9 раза, а K — в 2,8 раза; на высоте 100 м Δn увеличивается в 2,9 раза, Δn_m — в 1,8 раза и K — в 2,4 раза по сравнению с окружающими районами. Важно заметить, что значения периодов пульсаций перегрузок над очагами пожаров практически остаются неизменными, возрастает только их амплитуда, а с уровня 200 м при данной интенсивности пожаров болтанка самолета становится умеренной или слабой и различия между фоном и очагом исчезают. Следует также заметить, что фоновые значения Δn , Δn_m и K были типичными для неустойчивого состояния в полуденные часы летом: максимум $K = 40 \text{ м}^2/\text{с}$ наблюдался на уровне 100 м и затем уменьшался.

Величины Δt и $\bar{V}_y$ над очагом пожара не возрастали так резко, как Δn . Вероятно, это можно объяснить тем, что пожары были слабые и умеренные, значительного роста температуры воздуха над очагом не наблюдалось и большая часть энергии расходовалась на развитие турбулентности. Отсутствие заметных величин упорядоченных токов можно объяснить только малыми площадями очагов пожаров, которые самолет проходил всего за 10—12 с. Судя по запи-

Таблица

Распределения $\overline{\Delta n}$, $\overline{\Delta n_m}$, τ , K в турбулентной зоне пожара
и в окружающих районах

Номер полета	H м	Турбулентная зона					Окружающие районы (фон)			
		$\overline{\Delta n}$	$\overline{\Delta n_m}$	τ с	K м ² /с	l км	$\overline{\Delta n}$	$\overline{\Delta n_m}$	τ с	K м ² /с
3	50	0,25	0,60	0,9	81	1,06	0,10	0,37	0,9	32
	100	0,27	0,59	1,1	124	0,86	0,12	0,33	1,1	55
	200	0,20	0,53	1,2	108	0,58	0,10	0,40	1,1	45
	500	—	—	—	—	—	0,07	0,19	1,1	31
5	50	0,20	0,58	0,8	54	0,59	0,09	0,27	1,0	34
	100	0,29	0,58	1,3	112	0,66	0,09	0,80	1,0	34
	200	0,11	0,43	0,9	36	0,52	0,06	0,19	0,8	16
	300	—	—	—	—	—	0,08	0,24	1,1	37
6	50	0,24	0,52	1,0	90	0,70	0,08	0,26	0,9	24
	100	0,28	0,62	1,2	129	0,78	0,10	0,35	0,7	22
	200	0,14	0,26	1,1	65	0,76	0,05	0,18	1,0	23
7	50	0,21	0,45	1,0	79	0,61	0,08	0,21	0,9	24
	100	0,17	0,45	1,0	70	0,78	0,06	0,20	1,0	23
	200	—	—	—	—	—	0,04	0,18	0,9	16
8	50	0,23	0,56	0,8	62	0,49	0,10	0,37	0,7	21
	100	0,19	0,43	0,9	63	0,65	0,08	0,29	0,8	19
Среднее	50	0,24	0,55	0,9	73	0,68	0,09	0,29	0,9	27
	100	0,26	0,53	1,1	99	0,75	0,09	0,29	0,9	41
	200	0,17	0,40	1,1	87	0,68	0,07	0,27	1,0	27
	300	—	—	—	—	—	0,07	0,20	1,1	34
Отношение $\frac{A_T}{A_\Phi}$	50	2,6	1,9	1,0	2,8	—	—	—	—	—
	100	2,9	1,8	1,2	2,4	—	—	—	—	—
	200	2,3	1,5	1,1	3,1	—	—	—	—	—

Примечание. $\frac{A_T}{A_\Phi}$ — отношение величин $\overline{\Delta n}$, $\overline{\Delta n_m}$, τ и K в турбулентной зоне и окружающем районе (фон).

сям электрометеорографа, средний период пульсаций V_y находится в пределах 10—12 с. Это также подтверждает, что при этих пожарах развивается турбулентность, а не упорядоченные восходящие движения. Такие большие величины $\overline{\Delta n}$ и K , соответствующие очень сильной турбулентности над очагом пожара, вызваны, очевидно, тем, что на фоне общей неустойчивости окружающего воздуха даже небольшая добавка тепловой энергии от пожара, составляющая

а уровне 100 м 0,2—0,3° вызывает интенсивный горизонтальный вертикальный обмен, а увеличение шероховатости над горящим лесом сопровождается ростом динамической турбулентности. Повышенная горизонтальная и вертикальная неустойчивость в совокупности с динамическими факторами, вызывающими дополнительную турбулентность, и создает над очагами слабых и умеренных низовых пожаров в слое до 100—200 м участки значительной турбулентности, сильно осложняющие пилотирование самолетов.

В отдельных случаях абсолютные максимумы перегрузок часто достигают единицы, т. е. самолет и экипаж какие-то доли секунды находятся в состоянии невесомости.

К сожалению, полученные данные не позволяют дифференцировать величины Δn , Δn_m и K на разных высотах и участках над пожаром (в тылу, перед фронтом и над его очагом) из-за сложностей полета в зонах конвективных дымовых колонок.

Пилоты-испытатели В. Осадчий и В. Дулин, проводившие полеты над очагами пожаров, дали некоторые оценки условий полета. При полетах над пожарами, находившимися в начальной стадии развития, на высотах от 20 м и выше никаких особенностей в техническом пилотировании и поведении самолета не обнаружено. Температура наружного воздуха +20, +30°C не вызывала изменений в режиме работы двигателя.

Выполнение полетов над пожарами в средней стадии развития небезопасно при прохождении на высотах от 20 до 150 м в связи с появлением резких бросков самолета, вызванных термодинамической турбулентностью атмосферы. С увеличением высоты полета турбулентность атмосферы уменьшается, болтанка ослабевает. Однако длительное пребывание (20—30 мин.) над очагом пожара на $H=150—200$ м вызывает повышение температуры головок цилиндров двигателя на 10°C и масла на 5°C при температуре наружного воздуха +25, +30°C.

Вход в дымовую колонку светло-коричневого цвета сопряжен с возможностью появления перебоев в работе двигателя из-за попадания дыма в камеры сгорания цилиндров. Кроме того, в дымовой колонке наблюдается сильная термодинамическая турбулентность атмосферы, вызывающая болтанку самолета.

Во фронтальной части очага пожара даже в солнечный день из-за наличия дыма видимость резко снижается и достигает 1—2 км, а вынос теплого воздуха ветром вызывает слабую болтанку самолета.

Полет в тыльной части лесного пожара (в средней стадии развития) на расстоянии 20 км от его кромки и на высотах от 20 м и выше безопасен, так как никаких влияний на пилотирование не обнаружено. Аналогичная картина наблюдается при полете вдоль лесного пожара, по флангам.

В конечной стадии развития пожара (затухание) возможен полет на высоте 15 м и выше над тыльной частью и вдоль пожара по фронту. Во фронтальной же части видимость из-за наличия

дыма ухудшается, а остаточный вынос тепла вызывает слабую болтанку самолета.

Проход к месту очага пожара средней интенсивности рекомендуется выполнять с тыльной стороны на безопасной высоте. Полет вдоль тыльной и фронтальной частей пожара возможен на $H=20$ м на расстоянии не более 20—50 м от кромки пожара.

В результате выполненной работы была отработана методика самолетных исследований. Впервые получены количественные характеристики распределения по высоте перегрузок, пульсаций температуры воздуха, скорости восходящих потоков в дымовой колонке естественных низовых пожаров средней интенсивности. Данные количественной оценки структуры воздушного потока дают возможность для этих условий составить предварительный проект дополнений к действующему руководству по производству лесоавиационных работ [1]. Желательно было бы продолжить работы данного направления в других районах и условиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Руководство по лесоавиационным работам в гражданской авиации СССР. М., Редиздат МГА. 1965, 56 с.
2. Селицкая В. И., Воронцов П. А. Методика вертолетного зондирования атмосферы.—«Труды ГГО», 1963, вып. 140, с. 17—64.
3. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, 1958, вып. 4. часть IV, 154 с.
4. Дубов А. С. К вопросу об определении вертикальных скоростей ветра по данным самолетного акселерографа.—«Труды ГГО», 1959, вып. 81, с. 73—84.

Н. Д. АЗИМОВА, П. А. ВОРОНЦОВ, М. А. ГЕРМАН

ИССЛЕДОВАНИЕ АТМОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ ПО ДАННЫМ АЭРОСТАТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Использование аэростатного зондирования для исследования атмосферной турбулентности имеет свои преимущества по отношению к подобному зондированию на самолетах, вертолетах и планерах. Это преимущество выражается в дешевизне метода и исключении из расчета турбулентных характеристик, параметров, учитывающих нарушение аэродинамики естественного воздушного потока указанными летательными аппаратами.

Другим не менее важным преимуществом аэростатного метода является получение исходных данных в строго заданной точке, что иногда необходимо при решении определенных прикладных задач. Однако современная аппаратура, используемая для исследования структуры воздушного потока с помощью привязных аэростатов еще далека от совершенства. Это существенный недостаток метода, который, безусловно, ограничивает возможности более широкого его использования.

В настоящей работе делается попытка использовать результаты аэростатного зондирования для определения некоторых энергетических характеристик турбулентного режима пограничного слоя атмосферы.

Известно, что согласно представлениям теории локально-изотропной турбулентности энергия турбулентного движения непрерывно переходит от больших масштабов к малым. При этом часть кинетической энергии турбулентного движения превращается в тепловую из-за наличия трения — вязкости. Величина диссипации турбулентной энергии и является мерой этой энергии.

Значительный интерес к величинам диссипации турбулентной энергии в атмосфере определяется еще тем, что диссипация турбулентной энергии является параметром, входящим в уравнение баланса турбулентной энергии и характеризует турбулентное движение в инерционном интервале. Величина скорости диссипации турбулентного движения полностью определяет спектр пульсаций скорости в этом диапазоне. Знание диссипации турбулентной энергии крайне важно при решении ряда прикладных задач, таких, как расчет ветровых нагрузок на высотные сооружения и летательные ап-

параты, определение интенсивности диффузии атмосферных загрязнений и т. д.

Учитывая важность этой характеристики интенсивности атмосферной турбулентности, авторы в работе особое внимание уделяют определению скорости диссипации турбулентной энергии в нижнем 300-метровом слое.

В основу работы положены структурные измерения составляющих скорости воздушного потока на различных уровнях, выполненные с помощью аэростатного зондирования. Исследования производились с помощью специальной аппаратуры, установленной на аэростате. Аэростатные подъемы проводились в период апреля — июля 1966 г. в первую половину дня, причем в отдельные дни выполнялось до четырех подъемов до высоты 300 м, с площадками 4—5 мин, на уровнях 100, 200 и 300 м. За указанный период произведено 45 подъемов. После критического просмотра данных в обработку было взято 42 подъема.

Статистическому анализу подвергались 4-минутные записи флуктуаций вертикальной и горизонтальной составляющих скорости ветра. Длина каждой записи равнялась $n=241$ измерению, так как каждое измерение $(x(t))$ фиксировалось через равные промежутки времени $\Delta t=0,5$ с. По этим данным рассчитывались математические ожидания, дисперсия, автокорреляционная функция и спектральная плотность.

Математическое ожидание вычислялось по формуле

$$\bar{W}, \bar{V} = \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x(t_i), \quad (1)$$

где $x(t_i)$ — флуктуация составляющих скорости ветра.

Для определения дисперсий использовалось соотношение

$$D = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x(t_i)^2 - \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x(t_i) \right]^2. \quad (2)$$

Автокорреляционная функция (нормированная) рассчитывалась по формуле

$$\rho(\tau) = \frac{\overline{[x(t) - \bar{x}][x(t + \tau) - \bar{x}]}}{(\overline{x^2} - \bar{x}^2)}. \quad (3)$$

Нормированная автокорреляционная функция аппроксимировалась выражением

$$\rho(\tau) = e^{-\alpha \tau} \cos \beta \tau, \quad (4)$$

где

$$\beta = \frac{\pi}{2\tau_1}, \quad \alpha = \frac{1}{\tau_2} \ln \left| \frac{\cos \beta \tau_2}{\rho(\tau_2)} \right|,$$

причем τ_1 — время затухания автокорреляционной функции, τ_2 — время достижения автокорреляционной функцией минимального значения $\rho(\tau_2)$.

Величины τ_1 и τ_2 определялись по кривой экспериментальной корреляционной функции в пределах интервала, равного $0,1T$ (T — время записи).

Параметры аппроксимированной автокорреляционной функции использовались для вычисления спектральной плотности

$$S(\Omega) = \frac{g(\alpha^2 + \beta^2 + \omega^2) \alpha}{\pi(\omega^2 + \beta^2 + \alpha^2) - 4 \beta^2 \omega^2}, \quad (5)$$

где круговая частота ω задавалась дискретно в пределах от 0,25 до 7,50 рад/с с шагом $\Delta\omega = 0,25$ рад/с; $g = R(0) \bar{V}$.

Применение аналитического выражения (4) для аппроксимации экспериментальной корреляционной функции следует признать оптимальным для подобных исследований. Дело в том, что использование, например, численного интегрирования $\rho(\tau)$ для вычисления спектральной функции связано с определенной погрешностью, вызванной усечением кривой автокорреляционной функции и нежелательным эффектом влияния инерции измерительной системы на определение ряда характеристик.

Для фильтрации записи флуктуаций составляющих скорости ветра в указанных пределах изменения ω использовалось выражение

$$S(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_0^t \left(1 - \frac{\Delta\tau}{T}\right) \rho(\tau) \left[0,54 + 0,46 \cos \frac{\pi\tau}{t}\right] e^{i\tau\omega} d\tau, \quad (6)$$

в основу которого положено предложенное Хаммингом временное окно

$$W(\tau) = \begin{cases} 0,54 + 0,46 \cos \frac{\pi\tau}{\tau_m} & |\tau| \leq \tau_m, \\ 0 & |\tau| > \tau_m, \end{cases}$$

которое обеспечивает достаточную гладкость оценки спектральной плотности.

Используя для автокорреляционной функции аппроксимирующее выражение (5), применяя теорему о свертке и выполняя необходимые преобразования, (6) приводим к виду

$$S(\Omega)_\Phi = \frac{\alpha g}{2\pi} \left\{ \frac{A(\alpha^2 + \beta^2 + \omega^2)}{(\alpha^2 + \beta^2 + \omega^2) - 4\beta^2\omega^2} + \right. \\ + \frac{C[(\alpha^2 + \beta^2 + B^2 + \omega^2) - 2\beta B]}{[(\alpha^2 + \beta^2 + B^2 + \omega^2) - 2\beta B]^2 - 4\omega^2(\beta - B)^2} + \\ \left. + \frac{C[(\alpha^2 + \beta^2 + B^2 + \omega^2) + 2\beta B]}{[(\alpha^2 + \beta^2 + B^2 + \omega^2) + 2\beta B]^2 - 4\omega^2(\beta + B)^2} \right\}, \quad (7)$$

где A, B, C — некоторые коэффициенты, определяемые из опыта.

С учетом необходимости определения перечисленных выше характеристик был разработан алгоритм счета, который реализован на электронной вычислительной машине М-20.

В результате обработки каждой записи на печать выдавались математическое ожидание флуктуаций x , дисперсия D , автокорреляционная функция $\rho(\tau)_a$, величины τ_1, τ_2, β и α , аппроксимированная автокорреляционная функция $\rho(\tau)_a$, спектральная плотность

$S(\Omega)$ и спектральная плотность $S(\Omega)_\Phi$ профильтрованной записи флуктуаций.

Рассмотренная схема была использована для обработки структурных наблюдений за скоростью вертикальной и горизонтальной компонент воздушного потока.

Остановимся на некоторых результатах статистической обработки.

Таблица

Дисперсия скорости воздушного потока по данным
аэростатного зондирования

Время наблюдения, ч	Горизонтальная составляющая			Вертикальная составляющая		
	100 м	200 м	300 м	100 м	200 м	300 м
14 июня 1966 г.						
9	0,05	0,04	0,03	0,32	0,21	0,16
11	0,18	0,22	0,48	1,18	1,07	0,99
13	0,47	0,23	0,10	1,44	0,41	0,66
15	0,72	0,42	0,32	1,44	0,29	0,43
15 июня 1966 г.						
9	0,83	0,70	0,99	0,36	0,90	0,56
11	1,74	1,77	0,48	0,27	0,25	0,48
13	1,57	2,24	0,67	0,80	0,79	1,36
15	1,07	2,24	0,24	1,00	1,61	1,21
21 июня 1966 г.						
9	0,32	0,14	0,59	0,64	0,35	1,53
13	0,67	0,04	0,29	0,52	1,07	0,62
15	0,55	0,27	0,11	0,67	0,55	0,32

Дисперсия горизонтальной и вертикальной компонент воздушного потока. Результаты расчета дисперсии позволяют обнаружить достаточно выраженный дневной ход. В табл. 1 приведены величины дисперсии составляющих скорости воздушного потока для различных высот и сроков измерений.

Максимальные величины D наблюдаются на уровне 100 м: для горизонтальной составляющей в сроки между 11 и 12 ч, для вертикальной отмечается запаздывание на 2—3 ч. В отдельные дни максимум дисперсии при наличии четко выраженного хода наблюдается в более поздние сроки. Однако для отдельных дней максимальные значения дисперсии горизонтальной компоненты воздушного

тока наблюдались на уровне 200 м, причем здесь четко выражен максимум по отношению к двум исследованным уровням. Такой тип вертикального распределения дисперсии с высотой хорошо обнаруживается по данным зондирования 15 июня 1966 г. Предварительные данные анализа метеорологической обстановки позволяют предположить, что причина, объясняющая запаздывание максимума, возможно, связана с развитием слоистой и слоисто-кучевой облачности и увеличением ее количества в дневные часы.

Таблица 2

Повторяемость (первая строка—число случаев, вторая—проценты) значений дисперсии горизонтальной и вертикальной составляющих скорости воздушного потока

Н _м	D							Всего
	≥0,25	0,26—0,5	0,51—0,75	0,76—1,0	1,01—1,25	1,26—1,5	≤1,51	
Горизонтальная составляющая скорости воздушного потока								
100	11	11	9	6	3	—	4	44
	25,0	25,0	20,5	13,6	6,8	—	9,1	100
	17	14	9	1	1	—	5	47
200	36,2	29,8	19,1	2,1	2,1		10,7	100
300	9	15	9	2	1	1	2	39
	23,1	38,4	23,1	5,1	2,6	2,6	5,1	100
Вертикальная составляющая скорости воздушного потока								
100	4	13	6	11	4	3	3	44
	9,1	29,6	13,6	25,0	9,1	6,8	6,8	100
200	10	10	9	8	6		4	47
	21,3	21,3	19,1	17,0	12,8	—	8,5	100
300	1	12	12	3	3	3	4	38
	2,6	31,6	31,6	7,9	7,0	7,9	10,5	100

С высотой время наблюдения максимальных дисперсий горизонтальной составляющей сдвигается на более поздний срок, причем достаточно четко отмечается на уровне 200 м, на высоте 300 м запаздывания времени наступления максимума по отношению к уровню 100 м практически не наблюдается. Для дисперсии вертикальной составляющей скорости ветра сдвиг максимума не наблюдается, хотя в отдельных сериях можно обнаружить запаздывание максимума дисперсии по времени и то лишь на уровне 200 м.

Величины дисперсии для обеих составляющих изменялись в широких пределах: от 0,03 до 3,70 м/с, причем наибольшие флуктуации отмечались у горизонтальной составляющей скорости ветра, что,

к сожалению, нельзя установить из табл. 2, где помещена повторяемость различных значений дисперсий на трех уровнях.

Из табл. 2 видно, что максимум повторяемости величин дисперсий для вертикальной составляющей сдвинут в сторону больших значений, по отношению к горизонтальной. По-видимому, на аэродинамику воздушного потока в нашем случае существенное влияние оказал характер подстилающей поверхности в районе аэростатного зондирования.

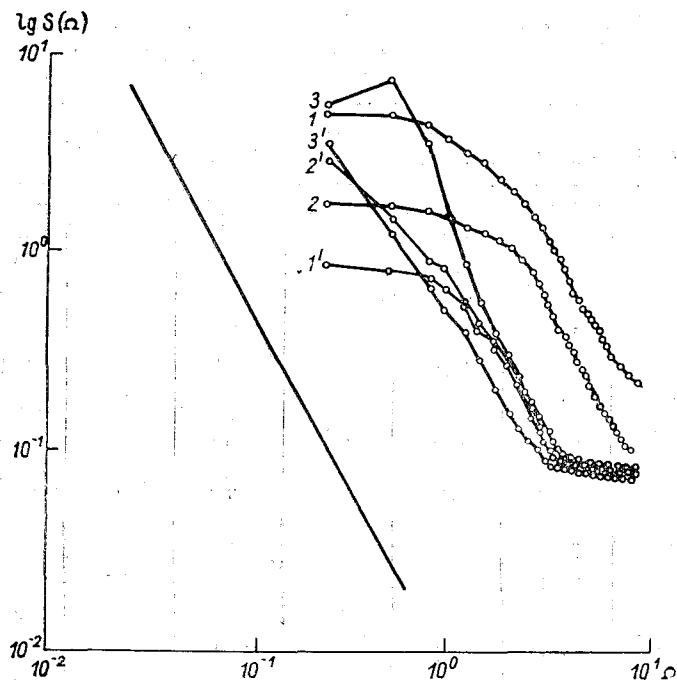


Рис. 1. Спектральные функции горизонтальной (1, 2, 3) и вертикальной (1', 2', 3') компонент скорости воздушного потока, построенные по данным аэростатного зондирования.

Для обеих составляющих отмечается увеличение величин дисперсий с высотой и соответствующий сдвиг наибольшей повторяемости. Следует отметить, что по данным исследования не удастся обнаружить определенных закономерностей между изменениями величин дисперсий двух проанализированных компонент воздушного потока.

Спектральная функция. Спектральная функция вычислялась с учетом математического фильтра, задачей последнего являлась отфильтрация связи турбулентных возмущений менее 5,0 и более 500 м. Такое ограничение фильтра определялось требовани-

ем задачи, решение которой имеется в виду в последующих исследованиях.

Анализ совокупности спектральных функций, рассчитанных для обеих компонент скорости воздушного потока, позволяет выявить некоторые закономерности. Основной закономерностью является то, что почти у всех кривых имеется линейный участок, который может быть аппроксимирован уравнением прямой вида

$$\lg S(\Omega) = \lg A + n \lg \Omega, \quad (8)$$

где $A = C\varepsilon^m$ (C — некоторая постоянная, ε — скорость диссипации турбулентной энергии, m — показатель степени).

В большинстве случаев для линейного участка величина близка к значению $5/3$. На рис. 1 приведены спектральные функции горизонтальной и вертикальной пульсации скорости воздушного потока, рассчитанные по данным зондирования 4 апреля 1966 г., в билогарифмическом масштабе; наклон прямой линии на графиках соответствует закону двух третей Колмогорова — Обухова.

Линейный участок спектральных кривых для большинства случаев ограничен узким спектром частот. Волновые числа, для которых надежность полученных данных становится недостаточной, определялись из известных примеров, предложенных в работе [1]. В нашем случае это волновые числа менее 10^{-1} и более 10^1 рад/м.

Анализ большинства кривых $S(\Omega)$ подтверждает тот факт, что энергия пульсаций горизонтальной составляющей воздушного потока больше, чем энергия вертикальной компоненты. К аналогичному выводу можно прийти, анализируя средние квадратические значения горизонтальных $\bar{V}$ и вертикальных $\bar{W}$ порывов в рассмотренном в работе спектре частот. В силу резкого убывания спектральной функции с ростом волновых чисел вклад возмущений с высокими волновыми числами в суммарную величину дисперсии оказывается весьма незначительным, в то же время существен вклад возмущений с малыми волновыми числами.

Скорость диссипации турбулентной энергии

Существуют различные методы определения величины диссипации турбулентной энергии. Основные методы определения ε , использующиеся в настоящее время, могут быть разбиты на две группы. Одна группа основывается на непосредственных измерениях статистических характеристик турбулентности, другая использует характеристики процессов, протекающих в турбулентном поле скоростей.

Исходными данными для определения скорости диссипации турбулентной энергии в нашем случае явились результаты расчета энергетического спектра турбулентности.

Известно, что для определения ε широко используется структурная функция второго порядка, а также выражение для спектральной

ной плотности в инерционном интервале. Структурная функция поля скоростей в инерционном интервале имеет вид

$$B(\tau) = \overline{[U(t) - U(t + \tau)]^2} = C_0 \varepsilon^{2/3} (U \tau)^{2/3}, \quad (9)$$

а спектральная плотность описывается выражением

$$S(\Omega) = C_1 \varepsilon^{2/3} \Omega^{-5/3}. \quad (10)$$

Были построены и исследованы кривые спектральной плотности вертикальной и горизонтальной составляющих скорости ветра на

Таблица 3

Диссипация турбулентной энергии и коэффициент обмена по данным аэростатного зондирования

Время, ч	H м	$\frac{\overline{\varepsilon_r}}{\overline{U_r}}$ см/с ²	$\frac{\overline{\varepsilon_B}}{\overline{U_B}}$ см/с ²	$\overline{K}$ м ² /с
9—10	100	7,47	10,32	6,49
	200	10,04	19,18	7,31
	300	16,2	22,09	7,74
11—12	100	57,3	22,06	7,71
	200	8,72	13,51	9,19
	300	8,21	29,85	10,8
13	100	7,49	28,85	9,63
	200	25,58	12,56	9,78
	300	16,62	34,20	16,36
14	100	15,9	25,50	13,1
	200	13,94	12,37	9,52
	300	29,06	13,21	8,98
15	100	22,1	25,06	7,34
	200	27,21	33,28	7,38
	300	13,64	28,85	7,74

высотах 100, 200 и 300 м. В результате анализа были отобраны те спектры, которые имеют линейный участок, соответствующий закону двух третей Колмогорова — Обухова.

Всего было проанализировано 259 спектров, для которых и рассчитана скорость диссипации турбулентной энергии для горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра.

Полученные результаты были осреднены по высотам и срокам, приведены к скорости воздушного потока 1 м/с, а затем сведены в табл. 3. Из табл. 3 видно, что величина скорости диссипации меняется в широких пределах: от сотых долей до десятков см²/с³.

На рис. 2 представлены профили $\frac{\overline{\epsilon}_\Gamma}{\overline{U}_\Gamma}$ и $\frac{\overline{\epsilon}_B}{\overline{U}_B}$, а на рис 3 — дневной ход величин D , K , $\frac{\overline{\epsilon}_\Gamma}{\overline{U}_\Gamma}$. Интересно отметить, что по данным рис. 2 максимум диссипации обнаруживается на высоте 200 м, хотя по существующим представлениям величина диссипации обычно с высотой уменьшается. Заметим, что максимум величины диссипации энергии для горизонтальной и вертикальной компонент в боль-

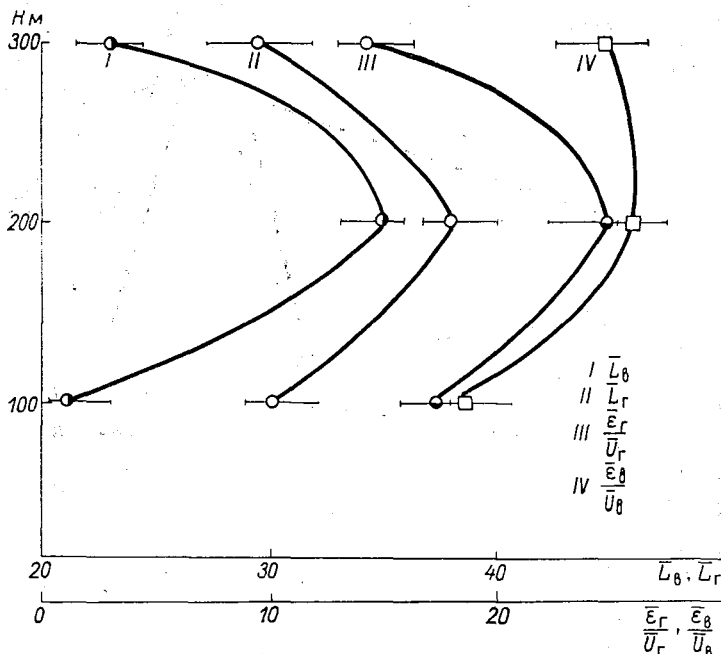


Рис. 2. Профили диссипации турбулентной энергии и интегрального масштаба турбулентности для вертикальной и горизонтальной компонент скорости воздушного потока.

шинстве исследованных нами случаев наблюдается на высоте 200 м.

Максимальная диссипация турбулентной энергии наблюдается в полуденные часы и в некоторых случаях достигает нескольких десятков $\text{см}^2/\text{с}^3$. Исследованию диссипации турбулентной энергии посвящено значительное количество работ.

Сравнение результатов, полученных в работе, с данными других авторов, в частности с работами, проводившимися на высотной метеорологической мачте в Обнинске, свидетельствует об удовлетворительной сходимости результатов.

В настоящее время данные по величине диссипации турбулентной энергии, проводимые в работах различных авторов, имеют значительный разброс. Это связано, по всей вероятности, в основном с применением различных методик измерений. Однако все эти данные показывают, что в грубом приближении диссипация турбулент-

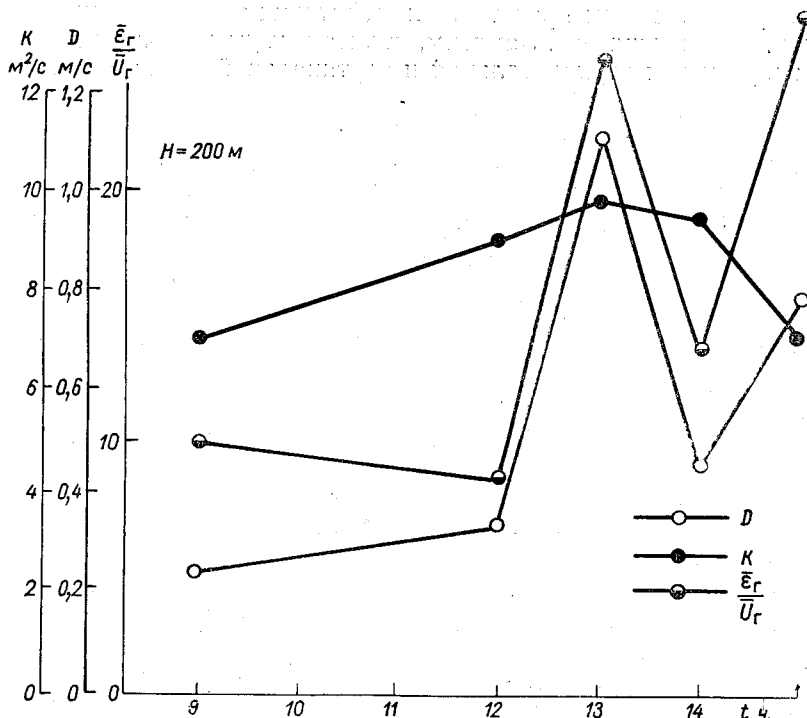


Рис. 3. Дневной ход величин D , K , $\frac{\bar{\epsilon}_G}{\bar{U}_G}$.

ной энергии в пограничном слое довольно быстро уменьшается с ростом высоты (приблизительно обратно пропорционально высоте в степени, близкой к единице).

Представляется интересным проследить одновременно и изменение другой, не менее важной, характеристики турбулентности.

Коэффициент турбулентности

Коэффициент турбулентности был рассчитан по формуле Ляпина

$$K = \frac{\bar{U}_z \tau_0 \bar{U}}{2 \bar{U}_x}, \quad (11)$$

где $\bar{U}$ — средняя скорость ветра, $\bar{U}_x$ — среднее (по модулю) зна-

чение вертикальных порывов, τ_0 — среднее время сохранения вертикальных пульсаций.

Для удобства анализа было выполнено осреднение по высотам и срокам таким же, как для скорости диссипации турбулентной энергии, и построены вертикальные профили коэффициента турбулентности (рис. 4).

Анализ данных, представленных на рис. 4, показывает, что в утренние часы летнего времени коэффициент турбулентности имеет хорошо выраженный максимум на уровне 200 м. По-видимому, здесь еще отсутствует достаточный прогрев подстилающей поверхности и связанное с ним развитие конвективных движений. С увеличением прогрева земной поверхности, а вместе с ней и прилегающего слоя воздуха турбулентный обмен в нижнем слое увеличивается, что хорошо отражается в вертикальном профиле (кривая II). Интересно сравнить полученные данные с результатами измерений K на 300-метровой мачте, проводимых В. Н. Ивановым. Здесь, в слое 300 м, профиль K довольно сложен: с двумя максимумами на высотах 50 и 250 м и с минимумом на уровне 75 м. Скорость ветра достигает больших значений и растет с высотой, вертикальные градиенты скорости ветра в общем относительно большие, с максимумом в нижнем слое 100 м. Температура воздуха уменьшается с высотой, причем в слоях с минимумом K величина вертикального градиента температуры уменьшается, в зонах с максимумом K — возрастает.

Итак, анализ полученных вертикальных профилей коэффициента турбулентности показывает, что с прогревом воздуха происходит выравнивание турбулентного обмена с постепенным усилением турбулентности на высоте 300 м. В послеполуденные часы наблюдается ослабление интенсивности турбулентного обмена с высотой во всем слое от 100 до 300 м.

Интегральный масштаб турбулентности. Используя кривые автокорреляционной функции, произвели расчет интегрального масштаба турбулентности. Расчет выполнялся по формуле

$$L = 2\overline{U}^2, \quad (12)$$

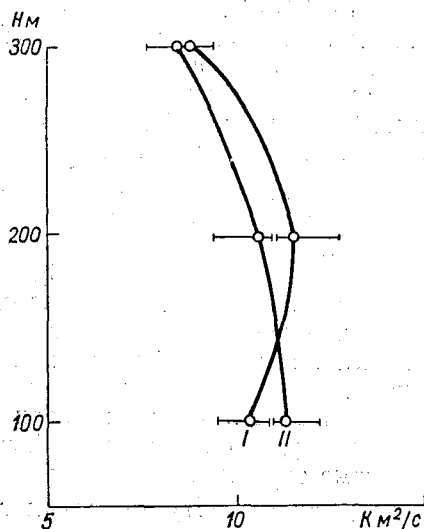


Рис. 4. Профили коэффициента турбулентности.

I — утренние часы; II — дневные часы.

где $\bar{U}$ — средняя скорость воздушного потока, τ — характерное время, которое определялось как

$$\tau = \int_0^{\infty} \rho(\tau) d\tau. \quad (13)$$

Полученные результаты осреднены по высотам и срокам и представлены в виде $L(H)$.

Рассмотрим сначала горизонтальную составляющую $\bar{L}_T$ (см. рис. 2). Заметим, что $\bar{L}_T$ в утренние часы увеличивается до высоты 200 м, а затем уменьшается на высоте 300 м. Таким образом, максимум наблюдался на 200 м. Интересен профиль $\bar{L}_T(H)$ в период с 13 до 16 ч. Здесь, начиная со 100 м, масштаб вихря имеет наименьшее значение 27, дальше наблюдается резкое увеличение и на 300 м масштаб турбулентного вихря достигает максимального значения, равного 57 м.

Рассмотрим теперь $\bar{L}_B(H)$, вычисленный по вертикальной составляющей. Здесь можно отметить, что $\bar{L}_B(H)$ имеет хорошо выраженный максимум на высоте 200 м.

Таким образом, масштаб вихря характеризуется резким увеличением до высоты 200 м, а выше этого уровня не менее резким уменьшением. Сравнение интегральных масштабов турбулентности, вычисленных для обеих компонент, свидетельствует о том, что горизонтальные интегральные масштабы турбулентности приблизительно в 2 раза больше по величине, чем вертикальные. Это обстоятельство удовлетворительно согласуется с представлениями о механизме турбулентного обмена в пограничном слое атмосферы.

Профили $\bar{L}_B(H)$ показывают, что в утренние часы величина $\bar{L}_B$ с высотой практически не меняется. С 12 до 14 ч формируется максимум на высоте примерно 200 м, где $L_{\max}$ равно 45 м. Затем в послеполуденные часы отмечается сохранение максимума на этой высоте, однако $L_{\max}$ уменьшается до 30 м.

В отличие от интегральных масштабов турбулентности, вычисленных для вертикальной скорости воздушного потока, масштабы $\bar{L}_T$ достигают 40—60 м, причем в утренние сроки они меньше, чем в послеполуденные часы.

Таким образом, полученные в работе характеристики атмосферной турбулентности позволили количественно оценить интенсивность атмосферной турбулентности в нижнем 300-метровом слое. Рассчитанные спектральные функции в достаточно широком интервале частот имеют линейную зависимость с показателем степени, близким к известному закону двух третей Колмогорова — Обухова. Вертикальные профили дисперсии, коэффициента обмена и диссипации турбулентной энергии свидетельствуют о различии интенсивности турбулентного обмена в утренние и послеполуденные часы. Эти величины подтверждены данными спектральных плотностей, которые рассчитаны для различных сроков и удовлетворительно согласуются с данными других авторов.

Однако следует заметить, что постоянная времени измерительной аппаратуры, используемой при аэростатном зондировании, слишком велика, что приводит к определенному сглаживанию структуры измеряемой компоненты скорости ветра. По-видимому, при аэростатных исследованиях наиболее целесообразно использовать малоинерционную измерительную аппаратуру с дистанционным управлением.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дубов А. С., Герман М. А. О спектральной плотности вертикальных порывов в облаках.—«Изв. АН СССР». Сер. физ. атм. и океана, Т. 1. 1965, вып. 7, с. 670—675.
2. Винниченко Н. К. и др. Турбулентность в свободной атмосфере. Л., Гидрометеиздат, 1968, 336 с.
3. Иванов В. Н. Турбулентная энергия и ее диссипация в нижнем слое атмосферы.—«Изв. АН СССР». Сер. геофиз., 1964, № 9, с. 1405—1413.

Л. Т. АЛДОШИН, М. В. ПОПОВ

РАДИОУПРАВЛЯЕМЫЙ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС ДЛЯ АЭРОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Принципиальная возможность использования радиоуправляемых моделей самолетов для подъема в нижние слои атмосферы метеорологических приборов была подтверждена в 1955—1958 гг. рядом удачных запусков моделей с миниатюрным метеорографом на борту [1, 2]. Модели в этих запусках поднимались на высоту до 200 м и управлялись по радио с земли с помощью командной радиостанции.

К достоинству испытывавшихся моделей следует отнести удачное расположение прибора и силовой установки: прибор — в вентилируемом отсеке в носу фюзеляжа, а винтомоторная установка с толкающим воздушным винтом — за приборным отсеком в средней части фюзеляжа. Такое взаимное расположение прибора и винтомоторной установки позволяло естественным образом исключить влияние горячих и влажных выхлопных газов мотора, а также струи от воздушного винта на показания прибора, который в этом случае измерял параметры практически невозмущенного потока.

В то же время проведенные испытания выявили низкую надежность комплекса радиоуправляемой модели из-за конструктивных недостатков планера и несовершенства использовавшейся радиоаппаратуры управления. Модели проектировались и строились без должного учета специфических требований, накладываемых на них характером использования в качестве метеорологического зондировщика. При посадке моделей нередко происходили серьезные поломки, требовавшие длительного ремонта. Модели коробились при смене атмосферных условий, что приводило к нестабильности летных характеристик.

Использовались маломощные дизельные двигатели, в силу чего была недостаточной энерговооруженность и соответственно скороподъемность и горизонтальная скорость радиоуправляемых моделей.

Использувавшаяся на моделях серийно выпускавшаяся в то время радиоаппаратура управления РУМ-1 имела ряд существенных недостатков. Принципиальные схемы приемника и передатчика не обеспечивали достаточной температурной стабильности. Требовалась непрерывная подстройка в полевых условиях как несущей, так и звуковых частот. Нередко такая необходимость возникала во время полета модели. Приемник выполнялся по сверхрегенеративной схеме и в силу этого был подвержен воздействию помех в широком диапазоне частот. Применявшиеся электромагнитные исполнительные механизмы отличались большим весом, недостаточным и неравномерным по ходу усилием, а также большим потреблением энергии.

Бортовая радиоаппаратура, выполненная на электронных лампах, имела большие габариты и вес и не выдерживала перегрузок при посадке.

Большинство перечисленных недостатков, обусловленных общим состоянием техники и радиоуправляемого авиамоделизма как технического вида спорта, удалось устранить в разработанном Казанским авиационным институтом при участии Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова беспилотном измерительном комплексе для аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы. Одно из главных требований, предъявляемых к комплексу, — максимальная живучесть. Поэтому основное внимание при его разработке уделялось надежности всей системы.

Характерной особенностью такой системы является то, что она должна быть рассчитана на достаточно длительное время полета — порядка одного часа.

Процесс пилотирования радиоуправляемого летательного аппарата с земли существенным образом отличается от процесса управления пилотируемого самолета. В случае пилотируемого самолета любое управляющее воздействие, приводящее к изменению его пространственного положения, тем самым изменяет и положение пилота. Благодаря этому в обратную связь «самолет — пилот» включаются все органы чувств пилота, особенно его вестибулярный аппарат, делая пилотирование соответствующим естественному поведению пилота и в известной мере автоматизируя процесс управления.

В случае радиоуправляемой модели вся информация о положении модели передается по зрительному каналу, единственной цепи обратной связи. Это обстоятельство исключает из управления «естественные» элементы, и процесс управления из преимущественно автоматического становится в основном процессом непрерывного принятия решений. В силу этого работа оператора протекает в условиях повышенных эмоционально-психических нагрузок. Очень важно разгрузить в этом отношении оператора, сосредоточив его внимание на обеспечении заданной программы полета в целом и освободив от непрерывного контроля пространственного положения модели в каждой точке ее траектории полета.

Поэтому было выбрано такое соотношение управляемости и устойчивости модели, которое обеспечивает стабильный полет большую часть времени в неуправляемом режиме. Управляющие же воздействия используются только для программных изменений траектории.

В целом полет беспилотного самолета можно разделить на три этапа: взлет, полет по заданной программе и посадка. При этом надежность обеспечения полета определяется как надежностью радиоканала управления, так и надежностью самого летательного аппарата.

Под надежностью летательного аппарата будем понимать его способность сохранять летно-технические качества в нормальных условиях применения. Рассмотрим поэтому мероприятия по повышению надежности отдельно на всех трех этапах полета.

Беспилотный самолет для аэрологических исследований имеет на порядок меньшую по сравнению с легкими пилотируемыми самолетами удельную плотность. В силу этого он реагирует на турбулентные порывы примерно на порядок меньших размеров. Поэтому с точки зрения безопасного старта необходимо, чтобы было обеспечено минимальное время пребывания самолета в приземном слое толщиной до 5 м. Для этого требуется обеспечить повышенную стартовую энерговооруженность и соответственно скорость набора высоты в момент старта в пределах 2—3 м/с. Кроме того, важно обеспечить постоянство характеристик траектории в момент старта, а также возможность парирования турбулентных возмущений заданием необходимой эффективности органов управления.

Поэтому мероприятия по увеличению безопасности старта сводятся к выбору мощной двигательной установки, применению жестких направляющих устройств или стартовой катапульты, обеспечению максимальной эффективности управляющих органов.

Полет самолета состоит из участков набора высоты, разворотов и горизонтального полета на фиксированных высотах.

Безопасность полета обеспечивается безотказной работой силовой установки, соответствием пространственных эволюций самолета подаваемым с земли командам, пилотированием в условиях визуального контроля за положением самолета. Это обеспечивается необходимой мощностью двигателя при работе в относительно ненагруженном крейсерском режиме, введением фильтров в топливную систему, плавной регулировкой оборотов двигателя, точной дозировкой командных сигналов (по длительности нажатия соответствующего командного рычага), выбором благоприятной по условиям наблюдения зоны пилотирования.

Посадка является наиболее ответственным этапом полета. В силу отмеченной ранее повышенной чувствительности самолета к короткопериодным турбулентным возмущениям, на посадке в большей мере, чем в горизонтальном полете и взлете, необходима повышенная эффективность органов управления. Необходимо

обеспечить также посадочную скорость самолета и угол наклона траектории для безаварийной посадки на возможно более неблагоприятную посадочную площадку. При этом конструкция самолета должна выдерживать без разрушения и деформаций значительные перегрузки на один-два порядка превышающие перегрузки в полете от воздействия аэродинамических сил. Органы приземления самолета должны при этом выполнять свое основное назначение в широком диапазоне посадочных условий.

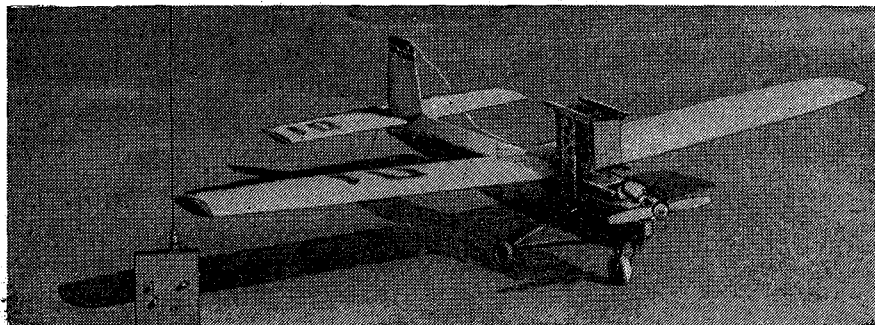


Рис. 1. Радиоуправляемый самолет с тянущим винтом. Прибор крепится на наружной подвеске.

Поэтому основным мероприятием, направленным на увеличение живучести самолета при посадке, является всемерное увеличение жесткости и прочности конструкции самолета, применение упругости или легкоъемного крепления основных агрегатов, применение в конструкции материалов, облегчающих ремонт в процессе эксплуатации.

При выборе аэродинамической схемы самолета были учтены следующие обстоятельства. С одной стороны, с точки зрения универсальности модели представляется желательным не ограничивать ее возможности установкой одного конкретного вида прибора. С другой стороны, нежелательно чрезмерно увеличивать габариты приборного отсека. Поэтому вся система была разработана и изготовлена в двух вариантах на основе взаимозаменяемости отдельных агрегатов.

В первом варианте (рис. 1) винтомоторная установка помещается в носу модели, а прибор крепится на наружной подвеске сверху фюзеляжа.

Во втором варианте (рис. 2) винтомоторная установка с толкающим воздушным винтом помещается в средней части фюзеляжа, а прибор — на внутренней подвеске в специальном приборном отсеке в передней части фюзеляжа. В отличие от первого варианта, он не имеет шасси. Фюзеляж состоит из корпуса и хво-

стовой балки, переходящей в передней подкорпусной части в посадочную лыжу.

Первый вариант не связан габаритными ограничениями устанавливаемого прибора, тогда как второй вариант в этом отношении имеет ограничения по размерам приборного отсека, выбранным для конкретного прибора, в данном случае метеорографа. Оба варианта имеют взаимозаменяемые отъемные крылья, хвостовые оперения, силовые установки и аппаратуру управления.

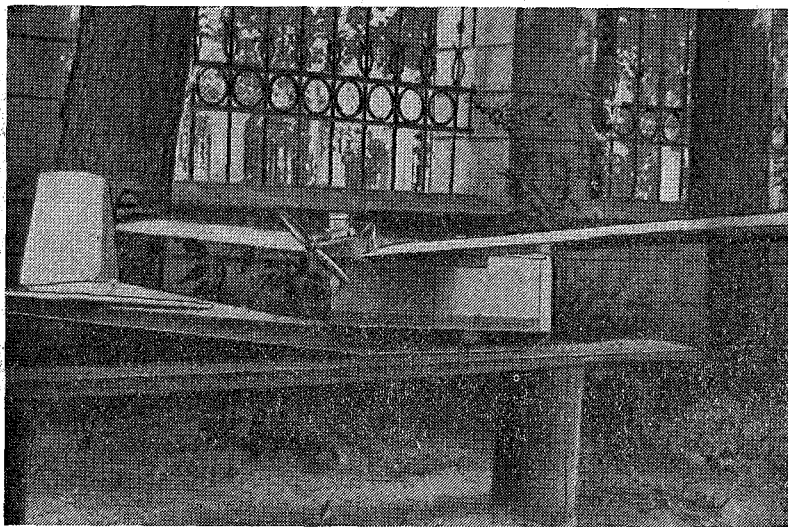


Рис. 2. Радиоуправляемый самолет с толкающим винтом. Прибор установлен в вентилируемом приборном отсеке.

Самолет выполнен по схеме высокоплана со свободнонесущим крылом. Конструкция самолета цельнодеревянная. Силовая установка состоит из одного двухтактного двигателя с калильным зажиганием ЦСКАМ-10 мощностью 1 л. с. при 12 000 об/мин.

По оборудованию и снаряжению самолет предназначен для полетов в режиме радиоуправления с земли на высотах от 0 до 1000 м в качестве носителя научного оборудования используемого для получения данных о физических характеристиках атмосферы в указанном диапазоне высот.

Управление самолетом осуществляется по радио по каналам тангажа, крена и оборотов двигателя. Для этой цели используется специально разработанная малогабаритная шестиканальная радиоаппаратура дискретного управления, работающая в диапазоне 27 МГц.

Конструкция самолета позволяет устанавливать любой научный прибор, имеющий габариты не более $250 \times 150 \times 90$ мм и вес

Таблица 1

Основные технические данные самолета Геометрические размеры самолета

Полная длина самолета	1520 мм
Максимальная высота самолета в линии полета	300 мм
Размах крыла	2085 мм
Размах консоли	960 мм
Размах элерона	635 мм
Размах стабилизатора	850 мм
Размах руля высоты	410 мм
Высота киля	230 мм
Полная несущая площадь крыла и стабилизатора	80 дм ²
Угол поперечной У-образной крыла	5°
Установочный угол стабилизатора	0°
Установочный угол крыла	2°

Винтомоторная группа

Тип двигателя— двухтактный	1
Количество цилиндров	10 см ³
Рабочий объем двигателя	1,5 л. с.
Максимальная мощность	1 л. с.
Мощность во взлетном режиме	0,7 л. с.
Мощность в крейсерском режиме	0,7 л. с.
Воздушный винт—двухлопастный	
Диаметр винта	290 мм
Шаг винта	150 мм
Обороты во взлетном режиме	12 тыс. об/мин
Обороты в крейсерском режиме	7 тыс. об/мин
Зажигание двигателя—от калильной свечи	
Пусковое напряжение	1,56 св
Вес двигателя с винтом	450 г
Емкость топливного бака	0,5 л
Расход топлива	1,5 л/ч

Весовые данные самолета

Взлетный вес самолета	6 кг
Максимально допустимый взлетный вес	7 кг
Вес полезной нагрузки	1 кг
Вес бортовой радиоаппаратуры	0,8 кг
Вес винтомоторной группы с топливом	1 кг
Вес планера самолета	3,2 кг

не более 1,5 кг. В описываемом варианте самолет транспортирует специально разработанный метеорограф, имеющий механическую запись показаний датчиков влажности, температуры и давления.

Применение самолета возможно только в условиях визуального контроля его пространственного положения со стороны оператора, находящегося на земле. При этом возможно как неподвижное положение оператора, так и его перемещение на транспортных средствах в случае проведения атмосферных исследований на заданном маршруте.

Маневренные возможности самолета допускают его применение над сильнопересеченной местностью, имеющей ровную площадку не менее чем 200×200 м для обеспечения надежной посадки в режиме планирования. На самолете предусмотрена возможность установки парашюта для обеспечения посадки на парашюте в случае применения с корабля.

Старт самолета в первом варианте исполнения может осуществляться либо толчком с рук, либо со специальной взлетной площадки при наличии ветра не менее 5 м/с. Основной вид запуска во втором варианте — со стартовой катапульты.

Стартовый импульс самолету сообщает растянутый резиновый амортизатор. Направляющими являются две дюралюминиевые трубы, наклоненные к горизонту под углом 6° и обеспечивающие соответствующий угол тангажа самолета в момент схода. Катапульты имеет спусковое приспособление с предохранителем. Четыре опоры с заостренными наконечниками при установке катапульт в стартовое положение забиваются в грунт. Катапульты допускает модификацию для установки на автомобиль или другое транспортное средство.

Основные технические данные самолета приведены в табл. 1.

Аппаратура радиоуправления состоит из передающего (наземного) и приемного (бортового) комплектов. Передающий комплект представляет собой автономный блок, состоящий из металлического корпуса, платы с электронной схемой, съемной антенны, источников питания и ручек управления. Принципиальная схема передающего комплекта приведена на рис. 3.

Передатчик состоит из задающего генератора, частота которого стабилизирована кварцевым резонатором, умножителя и усилителя мощности. Шифратор состоит из мультивибраторов командных частот, коммутирующего мультивибратора и схемы, формирующей командный сигнал с временным разделением групп команд K_1, K_2, K_3, K_4, K_5 и K_6 . Такой командный сигнал позволяет производить одновременную подачу одной из команд группы $K_1—K_4$ с одной из команд группы $K_5—K_6$, что необходимо для более гибкого управления летательным аппаратом. Между шифратором и модулятором включен согласующий каскад. Модулированный сигнал подается на умножительный каскад. Вид модуляции — ЧИМ—АМ с временным разделением, глубина модуляции 100%.

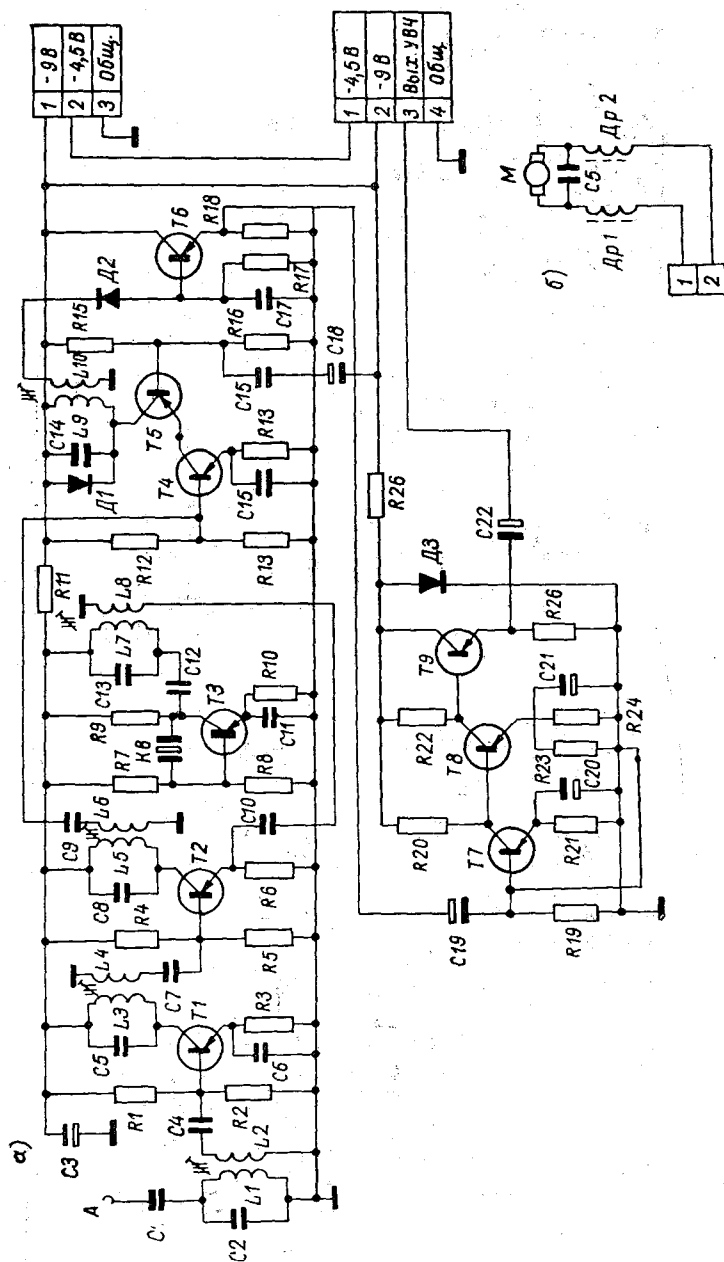


Рис. 4. Принципиальная схема приемника (а) и схема рулевой машинки (б).

Питание передающего комплекта осуществляется от четырех батарей типа КБС-Л-0,5. Длительность непрерывной работы передающего комплекта 7 ч.

Бортовой комплект состоит из бортового приемного устройства, бортовой кабельной сети, источников электропитания и рулевых машинок; приемное устройство — из приемника и трех дешифра-

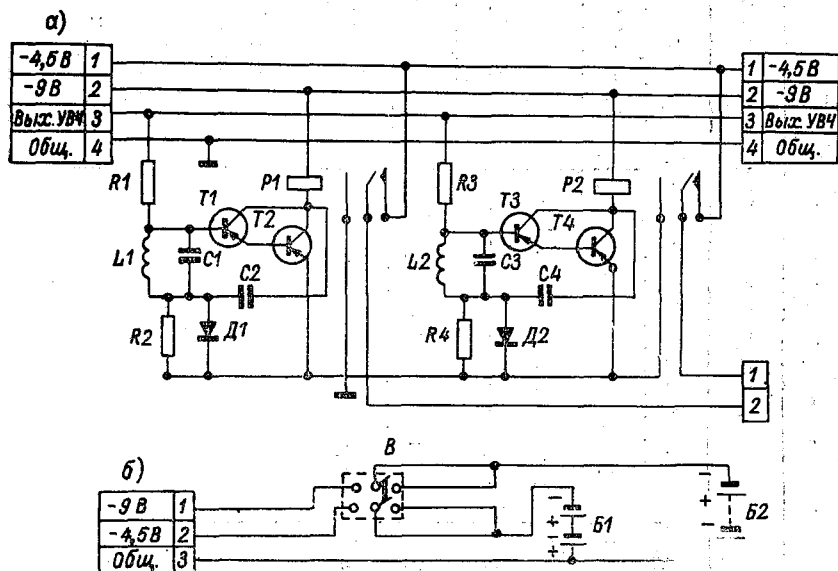


Рис. 5. Принципиальная схема дешифратора (а) и схема бортовой кабельной сети (б).

торов (каждый на две команды). На рис. 4 приведены принципиальная схема приемника и схема рулевой машинки.

Приемник представляет собой супергетеродин на 9 транзисторах и двух полупроводниковых диодах. Частота гетеродина стабилизирована кварцевым резонатором.

В качестве источников питания приемника и рулевых машинок используются аккумуляторы ЦНК-045. Время работы бортовых источников питания зависит от количества команд, поданных в единицу времени. Среднее время работы источников составляет 10 ч при скважности команд, равной двум.

Дешифратор представляет собой резонансный релейный каскад: Все три дешифратора идентичны по схеме. На рис. 5 приведена принципиальная схема дешифратора двух команд и схема бортовой кабельной сети.

Основные технические данные аппаратуры радиуправления приведены в табл. 2.

Основные технические данные аппаратуры радиоуправления

Передатчик	Приемник	Дешифратор	Рулевые машины
Несущая частота 27,259 МГц	Чувствительность 6 мкВ	Напряжение входного сигнала 1,8 В	Для управления рулем высоты и элеронами:
Полоса 17,6 кГц	Полоса (на уровне 0,7) 18 кГц	Напряжение питания 8,7 В	габариты 38×26×36 мм
Излучаемая мощность (в импульсе) 0,5 Вт	Избирательность (при настройке 10 кГц) 20 дБ	Ток покоя 1 мА	вес 40 г
Напряжение питания 15 В	Выходное напряжение (ограниченное) 8 В	Ток срабатывания реле 25 мА	напряжение питания 2,4 В
Потребляемый ток 45 мА	Частота гетеродина 27,725 МГц	Наибольший коммутируемый ток 0,5 А	ток под нагрузкой 300 мА
Длина антенны 1,2 м	Промежуточная частота 466 кГц	Вес 40 г	тяговый момент 500 г·см
Командные частоты:			возврат в нейтраль—механический
газ 3 кГц, 3,9 кГц	Напряжение питания 8,7 В		Для управления оборотами двигателя:
руль высоты 5,2 кГц, 6,5 кГц	Потребляемый ток 18 мА		габариты 59×20×26 мм
элероны 7,7 кГц, 8,8 кГц	Длина антенны (гибкий провод) 0,9 м		тяговый момент 2250 г·см
Вес (с источником питания) 1,5 кг	Вес 7,5 г		время отработки на 45° 0,9с
Габариты 232×142×51 мм			напряжение питания 2,4 В
			потребляемый ток при нагрузке 100 г·см 30 мА

Технические данные метеорографа МА-1

Диапазон измерений: давления 1050—800 мбар
 температуры —10, +50°
 влажности 30—100 %

Время одного оборота барабана 1 ч

Длительность работы часового механизма при полном заводе пружины . . 18 ч

Чувствительность датчиков:

давления 1,5 мбар/мм
 температуры 0,57 °/мм
 влажности 1,5 %мм

Скорость протяжки ленты 3,5 мм/мин

Толщина записи пера не более 0,3 мм

Размыв записи в полете не более 1 мм

Вес прибора без амортизаторов 1 кг

Габариты прибора 250×130×90 мм

В результате летных испытаний было установлено:

- 1) самолет совершает устойчивый взлет и набор высоты как в управляемом, так и в неуправляемом режиме;
- 2) скорость подъема самолета при полных оборотах двигателя 2 м/с;
- 3) скорость самолета в горизонтальном полете при полных оборотах двигателя 80—90 км/ч;
- 4) скорость горизонтального полета при дросселировании двигателя на 70 % 50—60 км/ч;
- 5) минимальный радиус виража 50—70 м;
- 6) скорость планирования по траектории 50 км/ч;
- 7) вертикальная скорость снижения 2 м/с;
- 8) управляемость в горизонтальном полете и на планировании удовлетворительная;
- 9) работа силовой установки устойчива.

Регистрацию метеопараметров при полете радиоуправляемого самолета осуществляет специально изготовленный метеорограф МА-1. Прибор имеет датчики влажности, давления и температуры.

Датчик влажности изготовлен из животной пленки, применяемой в радиозондах системы РКЗ и А-22. Датчик давления состоит из четырех мембранных барометрических коробок, применяемых в барографе АД-2, датчик температуры — из биметаллической пластины толщиной 0,3 мм. Для вращения барабана используется часовой механизм от барографа АД-2. С целью увеличения скорости вращения барабана в редуктор добавлены две дополнительные ступени. Технические данные МА-1 представлены в табл. 3.

Полевые испытания, проведенные в 1970 г. в районе поселка Воейково и в 1971 г. в окрестностях города Казани, показали высокую надежность, живучесть и работоспособность всего беспилотного радиоуправляемого измерительного комплекса и возмож-

ность использования его для аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы как в экспедиционных условиях, так и при организации постоянных измерений на пунктах зондирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов П. А. Методы аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1961. 221 с.
2. Воронцов П. А., Михель В. М., Эрлер А. А. Использование радиоуправляемых авиамodelей самолетов для аэрологических исследований нижних слоев атмосферы.—«Труды ГГО», 1958, вып. 73, с. 107—115.
3. Попов М. В., Алдошин Л. Т., Селицкая В. И. Некоторые результаты полевых испытаний радиоуправляемого измерительного комплекса для аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы.—См. наст. сборник.

Л. Т. АЛДОШИН, М. В. ПОПОВ, В. И. СЕЛИЦКАЯ

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИСПЫТАНИЙ РАДИОУПРАВЛЯЕМОГО ИЗМЕРИТЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА ДЛЯ АЭРОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Идея использования управляемых по радио самолетов как метода исследования атмосферы, была предложена Н. А. Рыниным [1] и В. М. Михелем [2] более 35 лет назад. Через 20 лет были предприняты первые попытки реализации этой идеи [3], однако они не были доведены до конца из-за низкой надежности бортовой радиоаппаратуры и исполнительных механизмов. Спустя еще 15 лет был создан [4] и успешно прошел первые испытания достаточно надежный радиоуправляемый измерительный комплекс для аэрологического исследования пограничного слоя атмосферы.

В настоящей работе изложены программа, методика и результаты летных испытаний, которые проводились в различное время в районе поселка Воейково и в Казани.

Методика исследования пограничного слоя атмосферы при помощи радиоуправляемого зондировщика, в отличие от традиционных методов [5], имеет некоторые особенности, обусловленные спецификой процесса пилотирования с земли беспилотного радиоуправляемого объекта:

- 1) ограниченной дальностью действия радиоаппаратуры управления;
- 2) необходимостью непрерывного визуального контроля за самолетом;
- 3) невозможностью однозначного определения пространственного положения самолета при малых углах зрения (при значительном удалении объекта пилотирования, что становится особенно опасным при совпадении направления полета с направлением ветра);
- 4) ограниченностью продолжительности полета емкостью топливного бака, с одной стороны, и повышенной эмоционально-психической нагрузкой оператора — с другой;
- 5) необходимостью учета расположения солнца, облачности и направления ветра при выборе трассы зондирования и др.

Цель испытаний состояла в проверке надежности работы всего измерительного комплекса в режиме интенсивного использования (большой серии полетов), в получении некоторых физических характеристик исследуемого слоя атмосферы и в разработке рекомендаций по дальнейшему совершенствованию аппаратуры комплекса.

В связи с этим была разработана следующая программа испытаний.

1. Проведение нескольких малых серий полетов (по 2—3 полета в серии) с целью отработки оптимального режима работы двигателя и исполнительных механизмов, а также получения хорошего качества записей метеорографа путем соответствующих регулировок силовой установки, эффективности органов управления и длины амортизаторов метеорографа.

2. Контрольный полет для окончательной проверки правильности работы всего измерительного комплекса в целом.

3. Проведение большой серии полетов.

При этом была принята следующая методика наблюдений. Перед первым полетом производится подготовка к включению аппаратуры радиоуправления. Затем включаются тумблеры бортовой кабельной сети и передатчика и последовательным нажатием ручек управления проверяется срабатывание органов управления и соответствие рулевых машинок ручками управления. Проверяется одновременное срабатывание рулей высоты, газа и элеронов. Желательно перед первым полетом проверить дальность действия аппаратуры радиоуправления на земле, на расстоянии 200—300 м между передатчиком и самолетом. Одновременно производится подготовка метеорографа и выдержка его по методике, изложенной в работе [5]. После этого метеорограф помещается в приборный отсек и запускается двигатель. Старт самолета производится толчком с рук. Время старта заносится в протокол подъема. Затем следует набор высоты, полет по заданной программе и посадка.

При зондировании с помощью радиоуправляемого самолета режим полета определяется как программой работ, так и ситуацией полета, неожиданное изменение которой может существенно повлиять на выполнение программы. Как правило, за основу берется стандартный режим полета: средняя высота подъема 400—500 м, максимальная высота 600—700 м с 2—3-минутными площадками на уровнях 50—60, 100—120, 200—250, 350—400 и 600—700 м. Скорость подъема и снижения самолета составляет 2 м/с. Скорость самолета в горизонтальном полете при полных оборотах двигателя 80—90 км/ч. В зависимости от конкретной ситуации применяется тот или другой режим работы силовой установки. Как правило, работа на полных оборотах двигателя применяется при выводе самолета на заданную траекторию, полет по которой происходит со скоростью 50—60 км/ч.

После набора максимальной высоты самолет переходит к зондированию на спуске в режиме планирования по той же «ступен-

чатой» схеме, что и при наборе высоты, но в обратном порядке. При этом желательно придерживаться тех же уровней и повторить максимальное количество площадок. Скорость планирования самолета по траектории составляет 50 км/ч.

Трассу зондирования следует выбирать таким образом, чтобы солнце по возможности не попадало в поле зрения оператора. При наличии облачности самолет должен пролетать между облаками. Можно допустить кратковременный проход лишь через небольшие облака, поскольку отсутствие визуального контроля продолжительное время влечет за собой опасность потери управления.

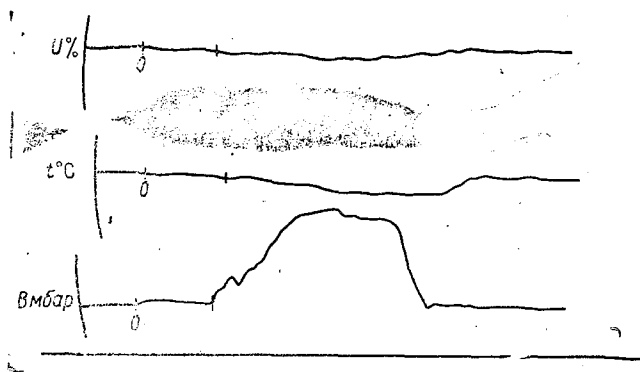


Рис. 1. Вид записи метеорографа 27/X 1970 г. 16 ч (Воейково).

При скорости ветра больше 10 м/с траекторию полета желательно выбирать в виде вытянутого овала, ориентированного с наветренной стороны перпендикулярно к направлению ветра.

В октябре 1970 г. в районе научно-экспериментальной базы Воейково проводились испытания радиоуправляемого измерительного комплекса.

При испытаниях пришлось изменить некоторые пункты программы, так как условия были не всегда благоприятными для полетов по принятой методике. Из трех пунктов программы было выполнено два первых.

На самолете с тянущим винтом [4] был установлен метеорограф с часовым механизмом, регистрирующий на закопченной бумаге атмосферное давление, температуру и влажность воздуха. Чувствительность приемников метеорографа следующая: давления 1,5 мбар на 1 мм ординаты, температуры 0,57° на 1 мм ординаты, влажности 1,5% на 1 мм ординаты. Полеты проводились до высоты порядка 200—400 м, продолжительность 10—20 мин.

На рис. 1 приведена метеорограмма контрольного полета, а на рис. 2 — профили распределения метеозлементов, полученные при

обработке этой метеорограммы. Метеорограф достиг высоты 320 м, где была измерена $t=0,5^\circ$ и $U=84\%$ (у земли $t=2,9^\circ$ и $U=89\%$).

Испытания показали хорошую работоспособность измерительного комплекса. Однако было выявлено, что во время работы РЛС и других мощных источников радиопомех возможны сбои в рабо-

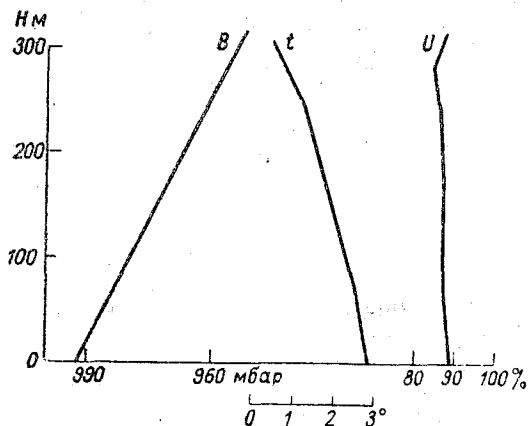


Рис. 2. Профили B , t , U за 27/X 1970 г. 16 ч.

те бортовой приемной аппаратуры радиуправления на некоторых участках траектории полета самолета, что в свою очередь может привести к потере управления. Приступить к выполнению пункта 3 программы — проведению большой серии полетов в условиях на-

Таблица 1

Дата	Время взлета		Продолжительность полета, мин	$H_{\max}$ м
	ч	мин		
24 июля	16	06	14	360
	17	00	20	540
27 июля	9	05	11	500
	9	32	15	620
	11	17	12	560
	11	39	15	400
	13	24	10	410
	14	03	16	540
28 июля	14	44	12	550
	15	14	14	710
	15	39	11	500

ступающей зимы и сильных радиопомех было нецелесообразно.

Испытания радиоуправляемого измерительного комплекса по полной программе и принятой методике состоялись в июле 1971 г. в окрестностях г. Казани.

Испытывался вариант конструкции самолета, в котором винтомоторная установка с толкающим воздушным винтом [4] расположена в средней части фюзеляжа, а прибор — на внутренней подвеске в вентилируемом приборном отсеке в передней части фюзеляжа. Такое взаимное расположение прибора и винтомоторной

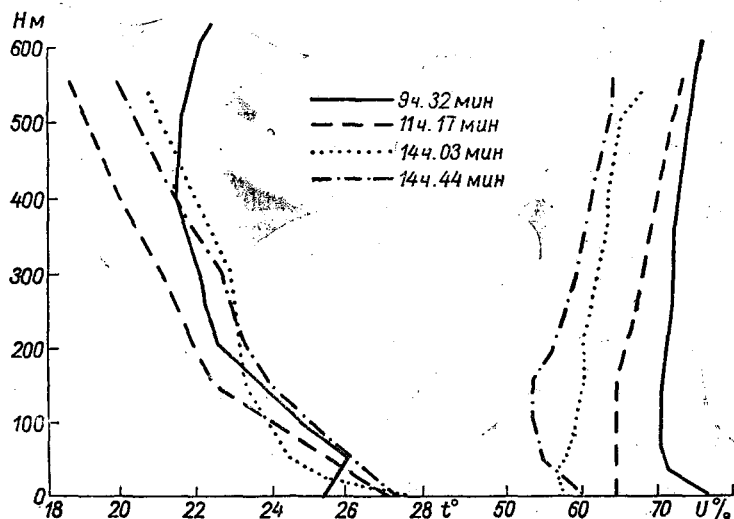


Рис. 3. Профили температуры и относительной влажности за 27/VII 1971 г. (Казань).

установки исключает влияние выхлопных газов мотора и струи от воздушного винта на показания прибора.

Всего было проведено около 30 подъемов, 11 из которых обработано. В табл. 1 приведены время, продолжительность и максимальная высота полетов. Как видно из таблицы, при испытаниях самолет с метеорографом достигал высоты 500—700 м, находясь в воздухе 15—20 мин.

На рис. 3 приведено распределение температуры и относительной влажности воздуха 27 июля за четыре срока. Профили показывают вполне закономерный ход температуры и относительной влажности воздуха, что говорит о возможности использования этого метода для исследования пограничного слоя.

Рассматриваемый метод геофизических исследований пограничного слоя атмосферы обладает рядом положительных качеств:

1) мобилен, что особенно важно в полевых и экспедиционных условиях. Радиоуправляемые самолеты легки (их вес не превы-

шает 6 кг), легко разбираются и транспортируются, имеют сравнительно небольшие размеры (в разобранном и упакованном виде наибольшая длина не превышает 160 см);

2) дешев; час летного времени радиоуправляемого самолета обходится на два порядка дешевле, чем вертолета МИ-1 или самолета АН-2;

3) позволяет проводить исследования в условиях, опасных для пилотируемых средств;

4) позволяет получать метеорологические характеристики самых нижних слоев атмосферы, в диапазоне высот от 0 до 1000 м;

5) позволяет определять среднюю скорость ветра на различных высотах без использования каких-либо дополнительных ветроизмерительных приборов (по скорости самолета по ветру и против ветра на фиксированном отрезке пути);

6) радиоуправляемые самолеты вносят незначительные возмущения воздушного потока, особенно в режиме планирования.

К недостаткам этого метода следует отнести следующее: необходимость визуального контроля за полетом; наличие ровной посадочной площадки размерами 200×200 м (на этой площади не должно быть высоких предметов — деревьев, строений и т. п.); влияние мощных источников радиопомех (антенны радиотелескопов, мощных РЛС и др.).

Однако имеются реальные возможности значительно ослабить влияние некоторых из перечисленных факторов. Так, размеры посадочной площадки можно сократить за счет применения посадочного парашюта, а помехоустойчивость системы можно повысить, перейдя на более высокую (144 МГц) несущую частоту.

Таким образом, метод аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы при помощи радиоуправляемых самолетов дополняет существующие методы, а для решения некоторых задач (аэрофизические измерения над большими карьерами и др.) является методом наиболее рациональным. И несмотря на ограничения, он может с успехом применяться как в экспедиционных условиях, так и при организации постоянных измерений на пунктах зондирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рынин Н. А. Методы освоения стратосферы. Труды Всесоюзной конференции по изучению стратосферы. Л.—М., АН СССР, 1935, с. 621—686.

2. Михель В. М. Метод уравновешенных зондов для исследования облаков.—«Климат и погода», 1936, № 4, с. 1—4.

3. Воронцов П. А., Михель В. М., Эрлер А. А. Использование радиоуправляемых авиамodelей самолетов для аэрологических исследований нижних слоев атмосферы.—«Труды ГГО», 1958, вып. 73, с. 107—115.

4. Алдошиц Л. Т., Поцов М. В. Радиоуправляемый измерительный комплекс для аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы.—См. наст. сборник.

5. Селицкая В. И., Воронцов П. А. Методика вертолетного зондирования атмосферы.—«Труды ГГО», 1963, вып. 140, с. 17—64.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПЫТАНИЙ АКУСТИЧЕСКИХ ДАТЧИКОВ СКОРОСТИ ВЕТРА

Ветроизмерительные приборы, основанные на акустических методах [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 15], обладают рядом ценных свойств, определяющих перспективность их применения. Это отсутствие механических снашивающихся частей, высокая линейность, малая инерционность, высокая точность и абсолютность в том смысле, что они не нуждаются в калибровке другими методами.

Вместе с тем реализация акустических методов встречает до сих пор определенные трудности (в частности, связанные с отсутствием серийных разработок достаточно миниатюрных и надежных в эксплуатации электроакустических преобразователей). Нет также достаточно полных исследований таких приборов в диапазоне средних и больших скоростей ветра.

Настоящая работа посвящена исследованию двух систем акустических анемометров: автоколебательной [3, 4, 5] и фазовой [1, 8, 9].

Ранее нами были проведены изыскания электроакустических преобразователей (из числа серийно выпускаемых нашей промышленностью), способных работать в низкочастотных анемометрах [3, 4] и удовлетворяющих основным требованиям акустических измерений в свободной атмосфере [10].

Так, в макете автоколебательного анемометра [4] были использованы малогабаритные капсюли ДЭМШ-1А. Лабораторные испытания макета состояли в определении фазочастотных и амплитудно-частотных характеристик отдельных блоков и всей системы в целом, а также в определении зависимости частоты выходных колебаний датчика от базы, т. е. от расстояния между излучателем и приемником. Зависимость эта получилась нелинейной (рис. 1) в силу большой неравномерности амплитудно-частотной и нелинейности фазовой характеристик излучателей и приемников.

Из известных электроакустических преобразователей только конденсаторные микрофоны датской фирмы «Брюль и Кьер» [11] удовлетворяют большинству требований, о которых говорилось выше. Они имеют небольшие размеры (6,35 мм), хорошую чувст-

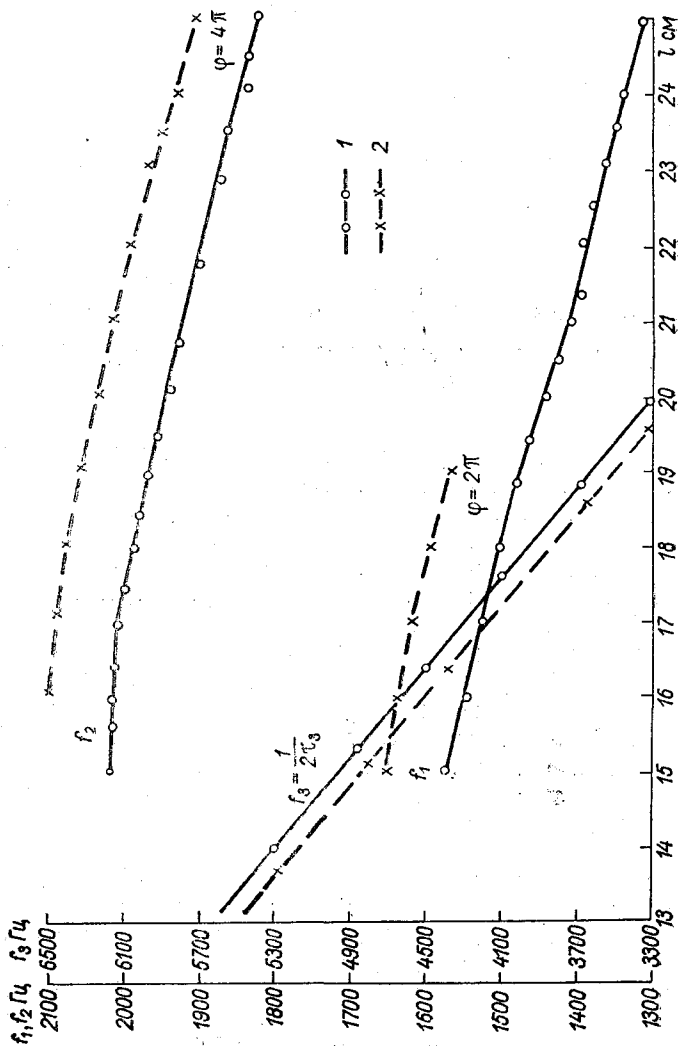


Рис. 1. Зависимость частоты колебаний автоколебательного анемометра с электродинамическими преобразователями (кривые f_1 и f_2) и конденсаторными микрофонами (кривая f_3) от запаздывания τ_2 в цепи обратной связи.

1 — рассчитанные кривые; 2 — экспериментальные.

вительность (0,2 мВ/мкбар), а также широкий частотный и динамический диапазоны (30 Гц — 100 кГц, 64—174 дБ соответственно).

Испытания макета автоколебательного датчика скорости ветра с использованием преобразователей фирмы «Брюль и Кьер» проводились при участии акустической лаборатории завода «Русский дизель» и дали удовлетворительные результаты (рис. 1). Однако и эти преобразователи в силу своих конструктивных особенностей могут применяться только в лабораторных условиях и неприемлемы для регулярных измерений скорости ветра в свободной атмосфере.

Последние достижения в области электроакустического приборостроения позволяют надеяться, что указанные трудности, связанные с отсутствием необходимых преобразователей, будут преодолены в ближайшее время.

Следует отметить, однако, что устройство, основанное на автоколебательном методе, получается низкочастотным в силу довольно широкого диапазона изменения измеряемой скорости ветра. А низкочастотные излучатели и приемники имеют значительные габариты (до 20 мм), вследствие чего их приходится располагать на расстоянии около метра, с тем чтобы не вносить существенных искажений в движение воздушных масс.

Некоторая модификация частотного метода позволяет, во-первых, в значительной степени исключить влияние непостоянства сдвигов фаз в излучателях и приемниках акустических колебаний на результаты измерения и, во-вторых, уменьшить габариты излучателей, приемников и всего прибора в целом.

Это достигается тем, что в каждой автоколебательной системе с запаздывающей обратной связью применяется преобразование частоты посредством модуляции амплитуды высокочастотных колебаний, поступающих на излучатель, низкочастотными колебаниями, возникающими в автоколебательной системе за счет запаздывания сигнала в цепи обратной связи, и посредством последующей демодуляции колебаний, снимаемых с приемника ультразвука. В этом случае излучатели и приемники ультразвука работают на одной (высокой) частоте собственного механического резонанса. При использовании достаточно широкополосных преобразователей фазовый сдвиг в них практически не зависит от частоты автоколебаний [14]. (Речь идет о сдвиге фазы низкочастотного модулирующего сигнала.)

В работе [5] описана функциональная схема датчика скорости ветра, основанного на автоколебательном способе с преобразованием частоты и использованием ультразвуковых излучателей и приемников.

Ввиду того что серийных разработок высокочастотных электроакустических преобразователей к настоящему времени не существует, нами было разработано несколько конструкций миниатюрных излучателей и приемников для акустических анемометров на основе пьезокерамики [10, 12, 13].

Большинство требований, предъявляемых к первичным преобразователям акустических анемометров [10], можно удовлетворить, выбрав соответствующий тип и материал преобразователя. Так, пьезокерамика позволяет получить надежные, негигроскопичные, стабильные во времени, достаточно эффективные и чувствительные преобразователи практически любых форм и размеров. Наилучшие показатели с точки зрения повышения параметров чувствительности, эффективности излучения и температурной стабильности имеют преобразователи, выполненные на основе твердых растворов типа цирконата-титаната свинца (ЦТС-19, ЦТС-200 и др.). Ультразвуковые излучатели и приемники испытывались в различных макетах акустических анемометров. Испытания показали возможность широкого применения разработанных преобразователей для различных акустических измерений как в лабораторных условиях, так и в свободной атмосфере.

В результате детального анализа возможностей и погрешностей всех известных акустических методов измерения скорости ветра [14, 15] для дальнейших исследований были выбраны два метода: фазовый как обладающий самой высокой чувствительностью и наименьшей инерционностью и автоколебательный с преобразованием частоты (с амплитудной модуляцией), дающий наименьшую погрешность.

Однако фазовый метод в том виде, в каком он обычно применяется [1], имеет однозначность измерений только в пределах одного периода, что налагает на систему определенные ограничения. Последний недостаток может быть уменьшен при использовании амплитудной модуляции [9]. В этом случае излученные акустические высокочастотные амплитудно-модулированные (АМ) колебания (С) в каждом канале воспринимаются приемниками, усиливаются и детектируются. В итоге измеряется сдвиг фаз между огибающими АМ колебаний, чем достигается значительное увеличение диапазона измеряемых скоростей ветра.

Поскольку все каналы как в фазовом [7], так и в автоколебательном [4] датчиках, абсолютно идентичны, были разработаны, реализованы и исследованы одноканальные макеты акустических анемометров.

Испытания проводились в аэродинамической трубе ГГО, обеспечивающей максимальную скорость потока 20 м/с. Излучатель и приемник ультразвука располагались в рабочей части трубы, причем работа анемометров исследовалась при различной ориентации оси измерительного канала относительно направления потока при базе 200 мм.

Результаты испытаний представлены на рис. 2.

Во всех случаях были обнаружены флуктуации амплитуды и фазы колебаний, максимальные при соосном расположении осей каналов и трубы. В этом случае амплитуда принимаемого сигнала уменьшалась приблизительно втрое при скорости потока 15 м/с. Происходил срыв автоколебаний (зависимость 2), восстановить

которые можно было только при введении автоматической регулировки усиления по низкой и высокой частотам.

Столь значительное затухание амплитуды колебаний можно объяснить рассеянием энергии акустической волны на неоднородностях в распределении плотности среды, вызываемым пульсациями поля скорости ветра. При этом наибольший вклад в затухание

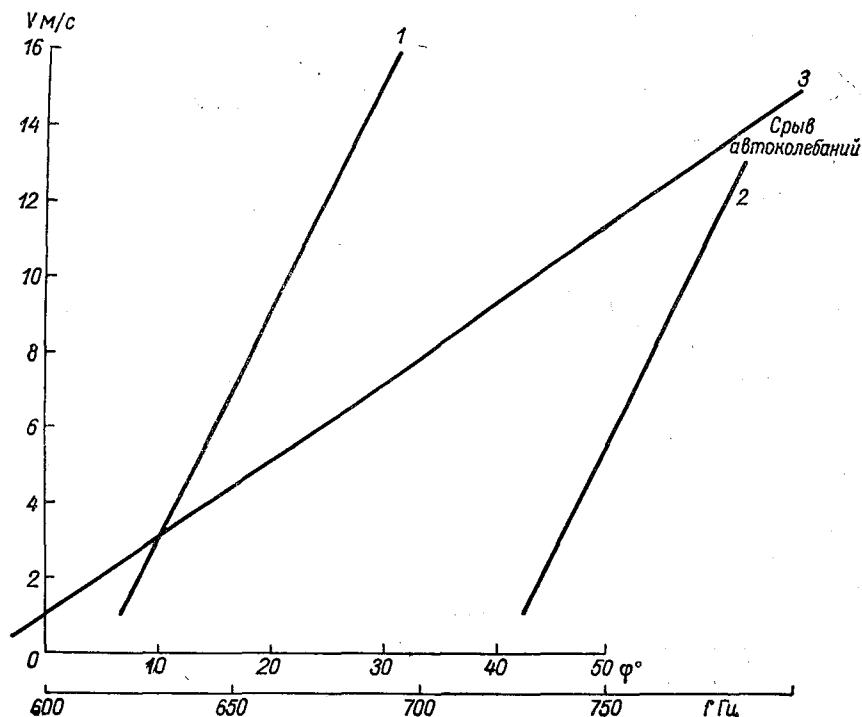


Рис. 2. Зависимость выходных параметров (частоты f и фазы ϕ) акустических анемометров от скорости потока V .

1) $f(V)$ при ориентации оси акустического канала под углом 45° к потоку; 2) $f(V)$ при соосном расположении канала и потока; 3) $\phi(V)$ при соосном расположении канала и потока.

вносят пульсации за счет помещенных в поток излучателя и приемника. Можно показать, что затухание акустической волны возрастает с увеличением размеров неоднородностей по сравнению с длиной акустической волны. Когда размеры неоднородностей того же порядка, что и длина звуковой волны, влияние их становится особенно заметным.

Поскольку при ориентации направления излучаемых колебаний под углом к направлению потока турбулентные возмущения, возникающие на пьезопреобразователях, сносятся потоком и не попадают в измерительный канал, рассеяние энергии незначительно и срыва автоколебаний не наблюдается.

Следовательно, для того чтобы анемометры с использованием АМ колебаний могли устойчиво работать при больших скоростях ветра, их необходимо ориентировать в потоке (ставить на флюгер).

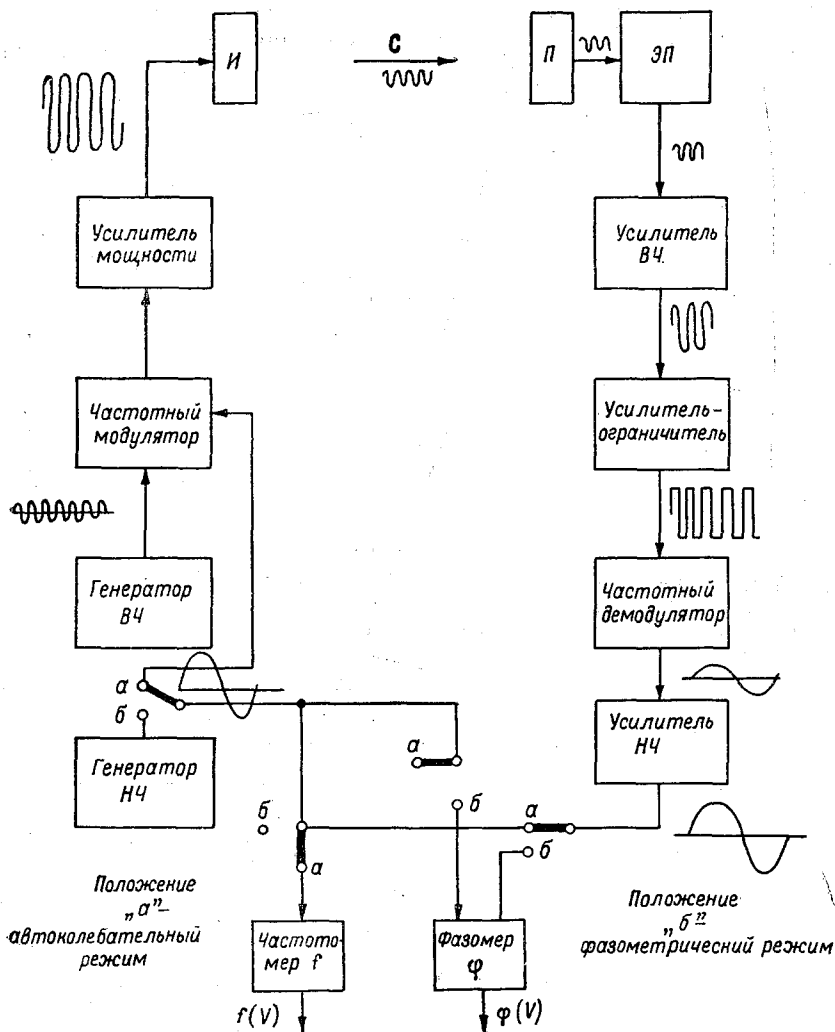


Рис. 3. Блок-схема анемометров с частотной модуляцией.

Таким образом, при столь значительных затуханиях амплитуды колебаний целесообразно изменить параметр, несущий информацию, т. е. применить частотную или фазовую модуляцию.

Оба макета — автоколебательный и фазовый — были модифицированы. Были разработаны и изготовлены измерительные систе-

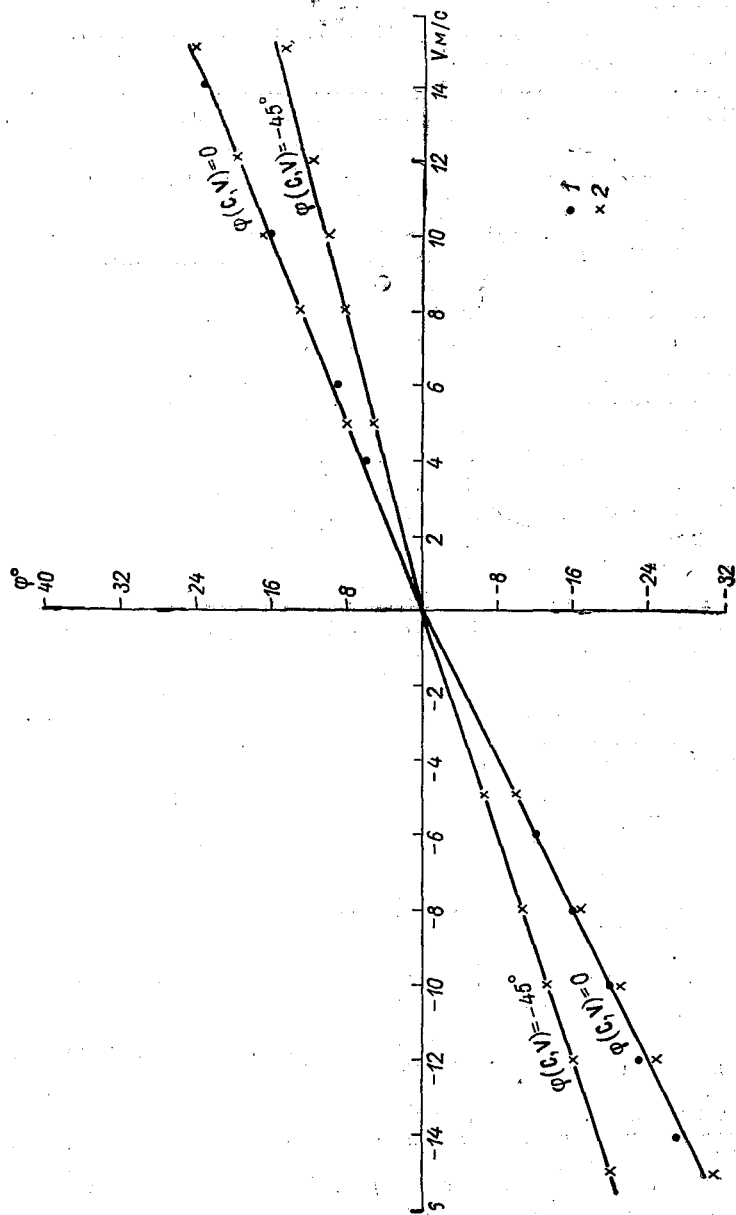


Рис. 4. Зависимости фазового сдвига колебаний от скорости ветра.

1) рассчитанные; 2) экспериментальные.

мы с частотной модуляцией (ЧМ). Блок-схемы анемометров представлены на рис. 3.

Влияние эффекта рассеяния акустической энергии из-за турбулентных неоднородностей потока на работоспособность анемометров здесь исключается за счет значительного усиления и последующего ограничения амплитуды колебаний, снимаемых с приемного пьезопреобразователя.

На рис. 4 представлены рассчитанные и экспериментальные зависимости фазового сдвига колебаний, возникающего при распространении ультразвука в измерительном канале, от скорости ветра. Рассчитанные и экспериментальные кривые полностью совпали.

Скорость потока устанавливалась по микроанометру, погрешность которого не превышает 1% при скоростях потока от 1 до 20 м/с и 20% при скоростях до 1 м/с.

Рассчитанная наибольшая погрешность анемометра, построенного по автоколебательному принципу, не превышает 1% во всем диапазоне измеряемых скоростей ветра [14].

В настоящее время создан опытный образец одноканального акустического анемометра, представляющий собой автономный прибор, способный работать как в автоколебательном режиме, так и в режиме измерения фазы, т. е. совмещающий в себе два разных принципа. Это может быть полезным в исследовательских целях при сопоставлении результатов измерения, выполняемого одними и теми же первичными преобразователями.

Испытания макетов акустических анемометров в аэродинамической трубе позволили выявить ряд специфических особенностей и трудностей, возникающих при измерении ветра в диапазоне средних и больших скоростей (рассеяние энергии акустической волны на неоднородностях, связанных с турбулизацией потока и др.). Часть этих трудностей была успешно преодолена. Испытания показали, что исследованные макеты могут быть взяты за основу при разработке анемометров, работающих в широком диапазоне измеряемых скоростей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бовшеверов Б. М., Мордухович М. И. Локальные акустические методы исследования атмосферы. — «Вестник АН СССР», 1961, № 9, с. 56—60.
2. Фатеев Н. П. Импульсный ультразвуковой термоанемометр. Авт. свид. № 134920. — «Бюлл. изобр.», 1961, № 1, с. 53.
3. Афиногенов Л. П., Попов М. В. О возможности измерения скорости движения газовых и жидких сред при помощи генерирующей системы с запаздывающей акустической обратной связью. — Труды ГГО, 1967, вып. 216, с. 139—142.
4. Афиногенов Л. П., Попов М. В. Устройство для измерения скорости ветра. Авт. свид. № 236877. — «Бюлл. изобр.», 1969, № 7, с. 125.
5. Попов М. В. Некоторые методы построения акустических датчиков параметров ветра. — «Труды ГГО», 1969, вып. 240, с. 68—73.

6. Персин С. М., Персина Э. Л., Попов М. В. Способ измерения скорости распространения акустических колебаний в движущейся среде. Авт. свид. № 304503.—«Бюлл. изобр.», 1971, № 17, с. 148.

7. Персин С. М., Персина Э. Л., Попов М. В. Об одном способе построения электроакустической системы измерения параметров ветра и температуры.—«Труды ГГО», вып. 240, 1969, с. 65—67.

8. Stull K. Ultrasonic Phase Meter Measures Water Velocity.—Electronics. V. 28. 1955, No. 9, p. 128—131.

9. Sani L. Sulla misura delle velocita medie di una corrente liquida a mezzo di ultrasuoni modulati. L'Energia Elettrica. V. 34. 1957, No. 3, p. 237—251.

10. Попов М. В. Ультразвуковые преобразователи для акустических анемометров.—«Труды ГГО», 1969, вып. 240, с. 61—64.

11. Брюль и Кьер. Краткий каталог. Электронные измерительные приборы. М., Машприборинторг, 1966, с. 40.

12. Попов М. В. Некоторые вопросы конструирования первичных преобразователей для акустических анемометров. В кн.: «Информационные материалы по гидрометеорологическим приборам и методам наблюдений». — НИИГМИ, 1970, сб. 43, с. 7—9.

13. Попов М. В., Романов Е. В., Румянцев О. С. Некоторые пути повышения эффективности первичных преобразователей акустических анемометров.—«Труды ГГО», 1971, вып. 259, с. 36—40.

14. Попов М. В. К анализу погрешностей акустических частотных датчиков скорости ветра.—«Труды ГГО», 1969, вып. 240, с. 53—60.

15. Фатеев Н. П., Резников Г. П., Попов М. В. Об использовании ультразвукового анемометра с цифровой индикацией средней скорости в качестве контрольного прибора при поверке и градуировке датчиков ветра.—«Труды ГГО», 1969, вып. 240, с. 124—128.

А. Н. НЕВЗОРОВ, В. К. ТОЛКАЧЕВ

ОБ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПОКАЗАНИЙ ПОТОЧНОГО ИЗМЕРИТЕЛЯ ВОДНОСТИ ОБЛАКОВ С ПОДОГРЕВНЫМ ТЕРМОЧУВСТВИТЕЛЬНЫМ ДАТЧИКОМ

Задача непрерывного измерения водности с самолета в широком диапазоне ее значений в облаках любой температуры и любого фазового состояния до сих пор не может считаться решенной успешно до конца. Среди методических, конструктивных, эксплуатационных и других трудностей ее решения особое место занимает проблема градуировки самолетного прибора, поскольку эмпирическая (экспериментальная) градуировка здесь весьма сложна, трудоемка и не всегда достоверна, в основном из-за отсутствия надежных методов контрольных измерений. Поэтому методически такая градуировка оправдана лишь для приборов, обладающих устойчивой и воспроизводимой градуировочной характеристикой. Однако если применяется метод измерения водности, допускающий простую и точную физическую интерпретацию, надежные результаты могут быть получены путем составления расчетной (теоретической) градуировки, опирающейся на строгую теорию метода с учетом всех основных действующих факторов.

Критический анализ известных методов измерения водности облаков [1—4] показывает, что определенными преимуществами обладает метод, основанный на использовании в качестве датчика водности подогревного термочувствительного элемента. Мерой водности в этом случае служит величина понижения температуры элемента по сравнению с его температурой в тех же термодинамических условиях во внеоблачном воздухе. Этот метод нашел применение как в отечественных разработках, например в дистанционном электрическом измерителе водности В. И. Зайцева и А. А. Ледоховича (ДЭИВ) [5, 6], так и в зарубежных под названием метода горячей проволоки [7].

В основу наиболее совершенных приборов, базирующихся на данном методе, положен принцип сравнения температур двух подогреваемых тел, одно из которых обдувается потоком облачного аэрозоля, а другое защищено от попадания на него облачных частиц. Обычно в качестве таких тел используются термочувстви-

тельные элементы (ТЧЭ), у которых нагревательный элемент служит одновременно термометром. В частности, в приборе ДЭИВ оба ТЧЭ имеют вид конусов с намотанной на них спиралью из никелевой ленты. Один из ТЧЭ помещается в экранированной от облачных частиц насадок и продувается как бы внеоблачным воздухом, другой — в открытый спереди насадок торможения. Оба насадка снабжены вентильными заглушками, служащими для выравнивания скоростей обдува обоих ТЧЭ. Обмотки элементов включены в смежные плечи дифференциального электрического моста.

Исходя из теории тепло- и массообмена, основы которой изложены, например, в [8, 9], можно составить уравнения теплового баланса для обоих ТЧЭ и найти теоретическое значение разности их температур в зависимости от величины водности облака. Для простоты ограничимся рассмотрением капельно-жидкого облака и введем следующие обозначения: t_o , t_a — температура открытого и экранированного ТЧЭ соответственно; $\dot{t}$ — производная по времени от t ; t_a — температура воздуха; W — водность; E_o , E_a — насыщающая упругость водяного пара при температуре t_o и t_a соответственно; σ — площадь рабочей поверхности ТЧЭ; S — площадь проекции этой поверхности на плоскость, нормальную к потоку (сечение захвата прибора); α — средний коэффициент теплоотдачи поверхности σ ; C_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении; C_w — теплоемкость воды; p_a — давление воздуха; U — скорость воздушного потока; ε — интегральный коэффициент захвата ТЧЭ; Q_o , Q_a — количество тепла, рассеиваемое на ТЧЭ в единицу времени; $P = \frac{Q}{0,24}$ — электрическая мощность, рассеиваемая на ТЧЭ; $L(t)$ — скрытая теплота испарения воды при температуре t ; mc — теплоемкость ТЧЭ; $t_{ад} = t_a + \frac{rU^2}{rjC_p}$ — адиабатическая температура воздуха, обусловленная торможением воздушного потока (r — коэффициент торможения, j — механический эквивалент теплоты).

Будем считать, что оба ТЧЭ идентичны по всем характеристикам и находятся в одинаковых аэродинамических условиях, т. е. $\alpha_o = \alpha_a = \alpha$, количество осаждающейся облачной воды равномерно распределено по рабочей площади σ , причем теплоотдача с нерабочей поверхности пренебрежимо мала в связи с предполагаемой надежной теплоизоляцией.

Уравнение теплового баланса для экранированного ТЧЭ имеет вид

$$Q_a = \alpha \sigma (t_a - t_{ад}) + mc \dot{t}_a. \quad (1)$$

Естественно, что подобный же вид имеет уравнение теплового баланса и для открытого ТЧЭ в случае $W=0$, при этом если $Q_o = Q_a$, то $t_o = t_a$. При соблюдении условия $W > w$, где

$$w = \frac{1}{SU\varepsilon} \frac{0,628 \alpha \sigma}{p_a C_p} (E_o - E_a), \quad (2)$$

вся вода, осажженная из потока на открытый ТЧЭ, испаряется (возможное разбрызгивание пока не будем вводить в рассмотрение). Тогда для открытого ТЧЭ можно записать уравнение теплового баланса без учета заведомо малых слагаемых потоков тепла [9]:

$$Q_0 = SU\varepsilon W[C_w(t_0 - t_a) + L(t_0)] + \alpha \sigma(t_0 - t_{ад}) + mct_0. \quad (3)$$

Положив $Q_3 = Q_0$ (ниже будет показано, что в наиболее важном частном случае это равенство невыполнимо) из (1) и (3) получим

$$mc(t_0 - t_3) + \alpha \sigma(t_0 - t_3) = SUW\varepsilon L^*, \quad (4)$$

где $L^* = L(t_0) + C_w(t_0 - t_3)$ — суммарная удельная теплота, затрачиваемая на испарение воды (практически L^* мало зависит от t_3 и t_0 и в нашем случае может быть принята постоянной).

По отношению к разности $(t_0 - t_3)$ выражение (4) представляет собой уравнение инерционного звена с постоянной времени

$$\tau = \frac{mc}{\alpha \sigma}, \quad (5)$$

характеризующей инерционность метода. Для стационарных условий ($W = \text{const}$, $t_0 = t_3 = 0$) из (4) получаем соотношение между W и измеряемой разностью $\Delta t_{0,3} = t_3 - t_0$, которое может быть положено в основу расчета градуировочной зависимости в частном случае, когда $Q_0 = Q_3$:

$$\Delta t_{0,3} = \frac{S}{\alpha \sigma} UL^* \varepsilon W. \quad (6)$$

Как видно, $\Delta t_{0,3}$ зависит, помимо прочего, от коэффициента теплоотдачи α .

Вся сложность теоретической градуировки концентрируется на знании именно этого коэффициента, поскольку последний является сложной функцией большого числа переменных, обуславливающих процесс теплообмена.

Обобщенно-эмпирические критериальные соотношения для α известны только для тел простейшей формы и чаще всего пригодны лишь для достаточно грубых оценок. Так, при некоторых ограничениях ($Re \leq 10^4$, $Pr = 0,7 + 2500$) для тел конической формы в [8] приводится выражение

$$\alpha = 0,023 \frac{\lambda}{l} \left(\frac{U_\lambda l}{\nu} \right)^{0,8} \left(\frac{\mu g C_p}{\lambda} \right)^{0,4}, \quad (7)$$

где λ — коэффициент теплопроводности воздуха; μ , ν — коэффициенты соответственно динамической и кинематической вязкости воздуха; l — характеристический размер; U_λ — локальная скорость потока, обтекающего тело; g — ускорение силы тяжести; Re — критерий Рейнольдса; Pr — критерий Прандтля.

Решающая роль при определении коэффициента теплоотдачи принадлежит эксперименту. В данном случае эту величину можно

вообще исключить в явном виде из градуировочной зависимости (6) с помощью (1) при $\dot{t}_3=0$, если в процессе измерений известны Q_3 , t_3 и $t_{ад}$:

$$\Delta t_{0,3} = \frac{t_3 - t_{ад}}{Q_3} SUL^* \varepsilon W. \quad (8)$$

Это соотношение может быть использовано непосредственно в практике измерений. Напомним, что оно получено для $Q_3=Q_0$. Фактически, например в приборе по [5, 6], обмотки обоих нагревательных элементов с температурно-зависимым сопротивлением подключены к источнику напряжения постоянной величины, так что мощности их подогрева P_0 и P_3 зависят от t_0 и t_3 и не равны между собой. Действительно, при этом

$$P_0 = \frac{V^2 R_0}{(R_0 + R_3)^2}; \quad P_3 = \frac{V^2 R_3}{(R_0 + R_3)^2}, \quad (9)$$

где V — напряжение питания последовательно включенных обмоток (и всего измерительного моста); R_0 , R_3 — сопротивления обмоток ТЧЭ, причем

$$R_0 = R(1 + \gamma t_0), \quad R_3 = R(1 + \gamma t_3), \quad (10)$$

где R — сопротивление каждой обмотки при температуре 0°C ; γ — их температурный коэффициент сопротивления, определенный при той же температуре.

Учитывая, что $Q=0,24P$, из (1) и (3) с помощью (9) и (10) после некоторых преобразований получим

$$\Delta t_{0,3} = \frac{S}{\alpha \sigma} \frac{1 + \gamma t_3}{1 + \gamma t_{ад}} UL^* \varepsilon W, \quad (11)$$

а в результате исключения α — выражение, аналогичное (8), при выводе которого для упрощения принято $(1/2 \Delta t_{0,3})^2 \ll t_3^2$.

$$\Delta t_{0,3} = \frac{A(1 + \gamma t_3)}{1 + A\gamma}, \quad (12)$$

где

$$A = \frac{4R}{0,24V^2} (t_3 - t_{ад}) \frac{1 + \gamma t_3}{1 + \gamma t_{ад}} SUL^* \varepsilon W. \quad (13)$$

Полученное выражение сложно для практического пользования, однако именно оно передает градуировочную характеристику прибора типа ДЭИВ [5, 6]. Нетрудно вывести также чувствительность прибора по выходному току измерительного моста i . Из соображений целесообразности примем, что при $t_3=t_0$ мост находится в равновесии и его эквивалентное выходное сопротивление (измеренное в цепи разрыва измерительной диагонали) $R_{вых} \gg R$. Учитывая, что реально всегда $\gamma \ll 1$, в окончательном виде имеем

$$i = \frac{V}{4R_{вых}} \frac{A\gamma}{1 + A\gamma}. \quad (14)$$

Градуировочную зависимость можно значительно упростить, если обеспечить равенство $Q_0=Q_*$ путем разделения обмоток, выполняющих функции нагревателя и термометра, либо выполнить обмотку ТЧЭ с настолько малым температурным коэффициентом сопротивления γ , чтобы соблюдались условия $\gamma t_0 \ll 1$ и $\gamma A(W_{\max}) \ll 1$, где $W_{\max}$ — максимальная измеряемая водность.

Во втором случае зависимость выходного тока от W принимает вид

$$i = \frac{\gamma R}{0,24 V^2} (t_0 - t_{ад}) S U L^* \varepsilon W, \quad (15)$$

который может быть точно получен из (8).

Выше мы выразили условия полного испарения осаждаемой воды с поверхности открытого ТЧЭ в форме $W < w$, где величина w может быть определена как максимальная водность для температуры t_0 , при которой испаряется вся вода. Из (2) легко увидеть, что с ростом W величина w быстро уменьшается в связи с понижением t_0 . По соображениям, развиваемым далее, назовем максимальной измеряемой водностью $W_{\max}$ наибольшую для данной температуры t_0 , при которой указанное условие еще выполняется. Выражение для $W_{\max}$ не может быть получено чисто аналитически.

Учитывая, что $t_0 = t_0 - \Delta t_{0, \varepsilon}$, из (2) и (6) выведем уравнение для определения $W_{\max}$:

$$\frac{p_a C_p \beta}{0,620} W_{\max} = E(t_0 - \beta L^* W_{\max}) - E_a, \quad (16)$$

где $\beta = \frac{S U \varepsilon}{\alpha \sigma}$, которое может быть решено только в численном виде с использованием таблицы или графика зависимости насыщающей упругости водяного пара от температуры $E(t)$.

В случае $w > W_{\max}$ испаряется лишь часть воды, осаждающейся из потока на открытый ТЧЭ. Предполагая, что вся осаждающаяся вода нагревается до температуры t_0 , а не испарившаяся ее доля сдувается потоком, напишем стационарное уравнение теплового баланса для этого случая:

$$Q_0 = S U \varepsilon W C_W (t_0 - t_a) + \frac{0,628 \alpha \sigma}{p_a C_p} L(t_0) (E_0 - E_a) + \alpha \sigma (t_0 - t_{ад}). \quad (17)$$

Анализ этого уравнения показывает, что с ростом W начиная с $W_{\max}$ температура t_0 меняется очень слабо, не говоря о том, что ее зависимость от W гораздо сложнее, чем в случае $w < W_{\max}$, и подвергается сильному влиянию таких изменчивых параметров, как p_a и t_a . Отсюда следует сделать вывод о невыгодности и нецелесообразности использования для измерений режима $w > W_{\max}$. Из (16) следует, что расширение диапазона измеряемой водности может быть достигнуто только при повышении t_0 . Однако повышение рабочей температуры ТЧЭ (в ДЭИВ она составляет 200—300°C) чревато рядом неприятностей. Речь идет не только о сни-

жении долговечности ТЧЭ и ухудшении стабильности их характеристик, а в основном об ухудшении условий смачиваемости поверхности ТЧЭ облачными каплями за счет образования «молекулярной подушки» между каплей и нагретой поверхностью. Если даже отвлечься от этого эффекта, можно указать еще на одно обстоятельство, способствующее снижению точности измерений при увеличении t_a . Все наши рассуждения основывались на идентичности обоих ТЧЭ, в том числе аэродинамических условий их работы. Однако нарушение последнего требования заложено в самой сущности метода, поскольку оба ТЧЭ помещаются в насадки разных форм и их скорость вентиляции неодинаково меняется при изменении режима полета, при обледенении насадков и т. д. Это приводит к появлению различия между коэффициентами теплоотдачи обоих ТЧЭ.

Пусть $\alpha_0 = \alpha$; $\alpha_a = \alpha + \Delta\alpha$; где $\Delta\alpha \ll \alpha$. Относительное расхождение в коэффициентах теплоотдачи составляет, очевидно, $\delta\alpha = \frac{\Delta\alpha}{\alpha}$. Подставляя α_a и α_0 соответственно в (1) и (3) и переходя к стационарным условиям при $Q_0 = Q_a$, найдем разность температур $(t_a - t_0)$ в этом случае:

$$\Delta t'_{0,a} = \frac{SUL^*_{\varepsilon} W}{\alpha_a \sigma} - (t_a - t_{ад}) \delta\alpha. \quad (18)$$

С помощью (6) определим, что добавка температуры к $\Delta t_{0,a}$, вызванная расхождением коэффициентов теплоотдачи, эквивалентна мнимому приращению W , или ошибке определения водности:

$$\Delta W = \frac{(t_a - t_{ад}) \alpha |\delta\alpha|}{SUL^*_{\varepsilon}} = \frac{Q_a |\delta\alpha|}{SUL^*_{\varepsilon}}. \quad (19)$$

Таким образом, основная абсолютная погрешность измерения водности не зависит от измеряемой величины. Очевидно она определяет порог реальной чувствительности прибора, обусловленной нестабильностью его «нуля».

Итак, рассматриваемый метод работоспособен в диапазоне измеряемых водностей, нижняя граница которого определяется порогом реальной чувствительности или максимально допустимой относительной погрешностью измерений, а верхняя обусловлена резким падением крутизны и стабильности градуировочной характеристики. При этом обе границы диапазона взаимосвязаны через рабочую температуру ТЧЭ t_a . Повышение этой температуры увеличивает $W_{\max}$, но вместе с тем ведет к ухудшению точности измерений, снижению долговечности ТЧЭ и стабильности его характеристик; появлению экранирующего влияния поверхностного слоя водяного пара.

Таковы основные недостатки рассмотренного метода, включая необходимость непрерывного контроля $(t_a - t_{ад})$.

Один из очевидных путей повышения точности измерений при заданном $W_{\max}$ заключается в поисках конструкции датчика, обеспечивающей наилучшее сохранение аэродинамического баланса

обоих ТЧЭ при меняющихся режимах полета. Существует и другой возможный путь, особенно эффективный в сочетании с упомянутым. Он состоит в некотором видоизменении способа измерения, на котором мы коротко остановимся.

Если, как это практикуется в термоанемометрии (см., например, [9]), с помощью обратной связи поддерживать температуру ТЧЭ в процессе измерений постоянной, то мерой водности может служить мощность, затрачиваемая на его подогрев.

Пусть при неизменных остальных условиях $t_a = t_o = \text{const}$ $W < w$ по (2). Из (1) и (3) для стационарных условий легко получить

$$Q_o - Q_a = \Delta Q_{o,a} = SUL^* \varepsilon W \quad (20)$$

или

$$P_o - P_a = \Delta P_{o,a} = \frac{1}{0,24} SUL^* \varepsilon W, \quad (21)$$

т. е. разность мощностей нагрева открытого и экранированного ТЧЭ есть та мощность, которая тратится непосредственно на испарение осаждающейся облачной воды. Измеряя $P_o - P_a$ (либо сразу $\Delta P_{o,a}$ при соответствующем схемном решении), можно пользоваться выражением (21) как градуировочной зависимостью.

Заметим, что исключение из нее коэффициента теплоотдачи и температурного коэффициента сопротивления γ является значительным методическим упрощением способа измерения, который в данном случае может быть назван компенсационным в отличие от рассмотренного выше дифференциального.

Из (17) следует, что при неполном испарении воды с открытого ТЧЭ, имеющем место при больших водностях $W > w$, крутизна градуировочной характеристики резко падает по сравнению с (20) или (21). Поэтому $W_{\max}$ совпадает с величиной w по (2), которая в этом случае является постоянной. Легко убедиться, что для одного и того же значения $W_{\max}$ рабочая температура ТЧЭ $t_a = t_o$ ниже, чем в первоначально разобранным случае. Поскольку же выражением для погрешности измерения водности, обусловленной аэродинамическим разбалансом, остается (19), становится ясно, что при неизменном $W_{\max}$ и прочих равных условиях снижаются и основные погрешности, и порог чувствительности. С другой стороны, понижение рабочей температуры ТЧЭ, тем более существенно, чем выше требуемое значение $W_{\max}$, и должно способствовать значительному улучшению эксплуатационных качеств прибора.

Таким образом, усовершенствование известного метода измерения водности позволяет расширить диапазон его работоспособности при одновременном повышении точности, упрощения теоретической градуировки и методики измерений и устранении крупных эксплуатационных недостатков.

Здесь мы совершенно не касались вопроса об определении интегрального коэффициента захвата ε , зависящего от таких факторов, как форма и размеры датчика, микроструктура облака,

скорость потока и т. д. Предполагается, что этот вопрос достаточно полно освещен в соответствующей литературе, в частности в [8]. Важно заметить, что удастся избежать существенных методических осложнений, связанных с учетом ε , если при конструировании прибора задаться специальной целью получить $\varepsilon \cong 1$ для широкого диапазона реальных микроструктурных характеристик облаков, что не выглядит принципиально невозможным.

Проведенный здесь теоретический анализ метода поточного измерения водности облаков, основанного на использовании подогреваемых термочувствительных элементов, не только может служить основой для абсолютной расчетной градуировки прибора, основанного на этом методе, но и вскрывает его основные ограничения и источники погрешностей, а также указывает некоторые пути устранения его недостатков.

Можно надеяться, что практическим выходом данной работы будут новые методические и конструктивные решения в осуществлении непрерывного измерения содержания воды в потоке, в частности водности облаков с самолета.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боровиков А. М. и др. Физика облаков. Под ред. А. Х. Хргиана. Л., Гидрометеиздат, 1961, 460 с.
2. Скацкий В. И. Исследование водности кучевых облаков.—«Труды ИПГ», 1969, вып. 13, с. 15—20.
3. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Л., Гидрометеиздат, 1961, 542 с.
4. Молоканов И. В. Устройство для измерения водности капельно-жидких облаков. Авт. свидет. № 152106.—«Бюлл. изобр.», 1962, № 23, 35 с.
5. Зайцев В. А., Ледохович А. А. Приборы и методика исследования облаков с самолета. Л., Гидрометеиздат, 1960, 176 с.
6. Зайцев В. А., Ледохович А. А. Приборы для исследования туманов и облаков и измерения влажности. Л., Гидрометеиздат, 1970, 254 с.
7. Neel C. B., Steinmetz C. P. The calculated and measured performance characteristics of a heated wire liquid water content meter for measuring icing severity. Wash., Natl Adv. Comm. Aeron, 1952, 25 p.
8. Мазин И. П. Физические основы обледенения самолетов. М., Гидрометеиздат, 1957, 111 с.
9. Хинце О. И. Турбулентность, ее механизм и теория. М., ГИФМЛ, 1963, 680 с.

ПЕРЕНОС МИКРОВОЛНОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ НАД ШЕРОХОВАТЫМИ ПОВЕРХНОСТЯМИ

Методы пассивной радиолокации в последнее время применяются для исследования метеорологических характеристик атмосферы и подстилающей поверхности. Так, в работах [1, 2] приведены теоретические и экспериментальные данные интегрального содержания водяного пара в атмосфере; в работах [3, 4, 5] содержатся оценки водозаписа облаков и интенсивности осадков, измеренные с летательных аппаратов над водной поверхностью. При этом расчеты осуществлялись для случая гладкой водной поверхности. Эти задачи существенно сложнее при рассмотрении переноса микроволнового излучения в атмосфере над шероховатыми поверхностями, где необходимо учитывать структуру и форму поверхности.

Прежде всего рассмотрим радиоизлучение взволнованной поверхности моря. В литературе [6, 7] рассмотрен метод расчета отражения электромагнитных волн от взволнованной поверхности моря, распределение уклонов которой описывается формулой Кокса и Манка. Однако это распределение имеет ряд существенных недостатков, характерных как для самого оптического метода, так и связанных с длиной ряда наблюдений и гидрометеорологическими условиями. К недостаткам метода следует отнести невозможность учета при обработке фотоснимков фоновой радиации рассеянного света неба и моря, существование околосолнечного ореола, создающего неопределенность угловых размеров источника света. Кроме того, наблюдения были эпизодическими, проводились в ограниченных ветровых условиях, при сравнительно небольших волнах, поэтому обработка таких наблюдений не отражает истинной картины ветрового волнения.

Функция распределения уклонов взволнованной поверхности моря, выведенная Л. М. Марцинкевич, получена теоретически, путем использования дифференциальных функций Лонге — Хиггинса, а также частотных спектров Пирсона — Неймана (для случая полностью развитого волнения) и спектра Союзморнии проекта (для случая установившегося волнения) [8]. Эта функция рас-

предельного для установившегося волнения подтверждается данными аэрофотосъемки волн [9]. В связи с этим использование функции распределения Л. М. Марцинкевича представляет значительный интерес. В дальнейших расчетах используется функция распределения уклонов взволнованной водной поверхности, согласно [8], для случая полностью развитого волнения.

Выражение для радиоизлучения системы Земля — атмосфера, записанное в терминах радиоярких температур, может быть представлено в виде:

$$T_{\pi} = T_{\pi} \left[1 - \int_0^{\infty} d\alpha \int_0^{2\pi} d\varphi \cdot f(\alpha, \varphi) R(\cos \chi) (1 + \alpha \operatorname{tg} \theta_1 \cos \varphi) \right] \times \\ \times \exp \left(- \sec \theta_1 \int_0^H \beta dz \right) + \sec \theta_1 \int_0^H T(z) \beta \exp \left(- \sec \theta_1 \int_z^H \beta \cdot d\zeta \right) dz + \\ + \left\{ \sec \theta_1 \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\infty} d\alpha \cdot f(\alpha, \varphi) (1 + \alpha^2) \frac{1 + \alpha \operatorname{tg} \theta_1 \cos \varphi}{1 + 2\alpha \operatorname{tg} \theta_1 \cos \varphi - \alpha^2} \times \right. \\ \times R(\cos \chi) \int_0^{\infty} T(z) \beta \exp \left[- \sec \theta_1 \frac{1 + \alpha^2}{1 + 2\alpha \operatorname{tg} \theta_1 \cos \varphi - \alpha^2} \times \right. \\ \left. \left. \times \int_0^z \beta d\zeta \right] dz \right\} \exp \left(- \sec \theta_1 \int_0^H \beta dz \right), \quad (1)$$

где H — высота, на которой расположен приемник радиоизлучения; β — коэффициент ослабления радиоизлучения в атмосфере; T_{π} и $T(z)$ — физическая температура подстилающей поверхности и атмосферы соответственно; θ — угол визирования; φ — азимутальный угол уклона; z — вертикальная координата;

$$\chi = \cos \theta_1 (1 + \alpha^2)^{-1/2} (1 + \operatorname{tg} \theta_1 \alpha \cos \varphi); \quad (2)$$

θ_1 — истинный угол падения луча на поверхность волны; $R(\cos \chi)$ — энергетический коэффициент отражения; $f(\alpha, \varphi)$ — дифференциальная функция распределения уклонов, которая, согласно [8, 9], имеет вид

$$f(\alpha, \varphi) = a \frac{\alpha}{\alpha^2} \exp \left[- b \frac{\alpha^2}{\alpha^2} (1 + c \sin^2 \varphi) \right]. \quad (3)$$

Для случая полностью развитого волнения, использованного в наших расчетах, среднее значение уклона $\bar{\alpha}$ определяется лишь скоростью ветра V :

$$\bar{\alpha}^2 = 1,19 \cdot 10^{-3} V, \quad (4)$$

а численные константы имеют следующие значения: $a=0,277$; $b=0,5$; $c=2$. Энергетический коэффициент отражения для случая горизонтально поляризованного излучения может быть представлен в виде

$$R_r(\cos \chi) = \frac{(m - \cos \chi)^2 + q^2}{(m + \cos \chi)^2 + q^2}, \quad (5)$$

Таблица I

θ°	ϵ_B				ϵ_r			
	V м/с				V м/с			
	0	10	20	50	0	10	20	50

$\lambda=0,8$ см

0	0,486	0,489	0,491	0,499	0,486	0,484	0,481	0,474
30	0,536	0,539	0,541	0,546	0,438	0,437	0,435	0,431
45	0,610	0,611	0,611	0,611	0,375	0,376	0,376	0,378
60	0,725	0,729	0,722	0,701	0,283	0,288	0,293	0,307
75	0,908	0,867	0,839	0,777	0,158	0,178	0,188	0,186

$\lambda=1,35$ см

0	0,427	0,430	0,432	0,439	0,427	0,425	0,422	0,416
30	0,474	0,477	0,479	0,484	0,383	0,381	0,380	0,377
45	0,545	0,546	0,547	0,548	0,326	0,326	0,327	0,328
60	0,672	0,668	0,662	0,643	0,243	0,248	0,252	0,265
75	0,882	0,838	0,805	0,732	0,134	0,152	0,159	0,151

$\lambda=1,6$ см

0	0,410	0,413	0,415	0,422	0,410	0,408	0,406	0,399
30	0,457	0,459	0,461	0,466	0,367	0,366	0,365	0,361
45	0,526	0,527	0,528	0,530	0,312	0,312	0,313	0,315
60	0,653	0,649	0,644	0,625	0,232	0,237	0,241	0,254
75	0,871	0,827	0,793	0,718	0,128	0,144	0,152	0,141

$\lambda=3,2$ см

0	0,376	0,378	0,380	0,387	0,376	0,374	0,372	0,366
30	0,420	0,422	0,424	0,430	0,335	0,331	0,333	0,330
45	0,487	0,488	0,489	0,492	0,284	0,284	0,285	0,286
60	0,613	0,609	0,605	0,588	0,210	0,215	0,219	0,230
75	0,849	0,805	0,768	0,688	0,115	0,130	0,136	0,122

$\lambda=5,0$ см

0	0,366	0,368	0,370	0,376	0,366	0,363	0,361	0,355
30	0,409	0,411	0,413	0,418	0,326	0,325	0,323	0,320
45	0,475	0,476	0,477	0,480	0,275	0,276	0,276	0,278

θ°	ε_B				ε_T			
	$V \text{ м/с}$				$V \text{ м/с}$			
	0	10	20	50	0	10	20	50
60	0,600	0,597	0,593	0,576	0,204	0,208	0,212	0,223
75	0,841	0,797	0,760	0,678	0,111	0,126	0,131	0,116
$\lambda=8,5 \text{ см}$								
0	0,359	0,361	0,363	0,369	0,359	0,357	0,355	0,349
30	0,401	0,404	0,406	0,411	0,320	0,318	0,317	0,314
45	0,467	0,468	0,470	0,472	0,270	0,270	0,271	0,273
60	0,592	0,589	0,585	0,569	0,200	0,204	0,208	0,219
75	0,835	0,791	0,754	0,671	0,109	0,123	0,128	0,113

а для вертикального поляризованного излучения

$$R_B(\cos \chi) = \frac{(\varepsilon_1 \cos \chi - m)^2 + (\varepsilon_2 \cos \chi - q)^2}{(\varepsilon_1 \cos \chi + m)^2 + (\varepsilon_2 \cos \chi + q)^2}, \quad (6)$$

где ε_1 , ε_2 — действительная и мнимая части комплексной диэлектрической проницаемости;

$$q = \frac{\varepsilon_2}{m}, \quad (7)$$

$$m = \frac{1}{\sqrt{2}} \left[\varepsilon_1 - 1 + \cos^2 \chi + \sqrt{(\varepsilon_1 - 1 + \cos^2 \chi)^2 + \varepsilon_2^2} \right]^{1/2}, \quad (8)$$

$$\cos \chi = \cos \theta_1 \frac{1 + \alpha \operatorname{tg} \theta_1 \cos \varphi}{(1 + \alpha^2)^{1/2}}. \quad (9)$$

Расчеты переноса микроволнового излучения были выполнены для безоблачной атмосферы и при наличии облаков и жидких осадков. Это сделано с целью оценить возможность определения, во-первых, состояния подстилающей поверхности (прежде всего степень волнения) при различных метеоусловиях и, во-вторых, общего влагосодержания атмосферы над взволнованной поверхностью моря с летательных аппаратов.

Расчеты выполнены для водной поверхности, имеющей солесность $S=20\%$ и $T_{\text{п}}=283\text{К}$. Модель безоблачной атмосферы выбрана согласно [10], при этом температура у поверхности земли $T(0)=293\text{К}$, давление $p(0)=1013 \text{ мб}$ и абсолютная влажность $e(0)=23,3 \text{ мб}$.

Рассмотрены также случаи наличия в атмосфере облаков и осадков. При этом водность облаков составляет $W=1,0 \text{ г/м}^3$, их вертикальная протяженность равна 2500 м , нижняя граница

Таблица 2

θ°	$T_{я. в}$				$T_{я. г}$			
	$V \text{ м/с}$				$V \text{ м/с}$			
	0	10	20	50	0	10	20	50

Безоблачная атмосфера

 $\lambda=0,8 \text{ см}$

0	150,6	151,4	151,9	153,8	150,6	149,9	149,3	147,4
30	165,3	165,7	166,3	167,6	140,3	139,9	139,5	138,5
45	186,3	186,5	186,6	186,6	128,3	128,4	128,6	128,9
60	220,6	219,1	217,5	212,3	114,8	116,0	117,2	120,5
75	264,1	256,2	250,6	243,5	117,3	121,0	123,1	122,8

 $\lambda=1,35 \text{ см}$

0	168,0	168,9	169,0	170,5	168,0	167,6	167,1	165,8
30	182,9	183,2	183,6	184,9	165,6	165,3	165,1	164,4
45	203,6	203,9	204,0	204,2	165,8	165,9	165,9	166,3
60	235,4	234,7	233,8	231,8	175,0	175,6	176,2	178,1
75	271,1	267,8	265,3	260,3	215,3	216,5	217,2	216,5

 $\lambda=1,6 \text{ см}$

0	130,4	131,2	131,8	133,5	130,4	129,8	129,2	127,6
30	144,3	144,9	145,3	146,9	121,5	121,2	120,9	120,0
45	165,0	165,3	165,5	165,8	111,6	111,7	111,7	112,2
60	201,1	200,0	198,8	194,4	101,6	102,6	103,7	106,6
75	256,9	248,2	241,3	226,3	108,6	112,0	113,4	111,4

 $\lambda=3,2 \text{ см}$

0	108,8	109,5	110,0	111,8	108,8	108,1	107,6	105,9
30	121,4	122,0	122,5	124,1	97,7	97,3	97,0	96,1
45	140,6	141,0	141,3	141,8	84,0	84,2	84,3	84,8
60	176,2	175,2	174,0	169,3	65,2	66,4	67,4	70,6
75	242,3	230,5	220,5	198,8	44,9	48,9	50,5	46,8

 $\lambda=5,0 \text{ см}$

0	105,3	105,9	106,5	108,3	105,3	104,7	104,1	102,6
30	117,7	118,3	118,7	120,3	94,5	94,3	94,0	93,1

θ°	$T_{я. в}$				$T_{я. г}$			
	$V \text{ м/с}$				$V \text{ м/с}$			
	0	10	20	50	0	10	20	50
45	136,9	137,0	137,4	138,9	81,0	81,2	81,3	81,7
60	172,2	171,3	170,2	166,6	62,4	63,5	64,7	67,8
75	239,7	227,9	217,8	196,7	41,6	45,6	47,0	41,6

$\lambda=8,5 \text{ см}$

0	103,3	104,0	104,6	106,3	103,3	102,8	102,1	100,5
30	115,4	116,0	116,6	118,1	92,6	92,3	92,0	91,2
45	134,3	134,6	135,0	135,5	79,1	79,3	79,4	79,9
60	169,7	168,8	168,5	163,3	60,8	62,0	63,0	66,1
75	238,0	226,2	216,7	193,1	40,1	44,0	45,4	41,2

Атмосфера, содержащая облака

$\lambda=0,8 \text{ см}$

0	238,9	239,7	240,7	243,8	238,9	239,5	240,0	241,9
30	249,4	250,3	251,1	253,3	242,8	243,5	244,3	246,2
45	261,0	261,7	262,1	263,1	249,6	250,4	251,1	252,9
60	272,9	272,8	272,7	270,6	261,9	262,2	262,4	259,3
75	276,1	275,9	275,7	274,7	274,3	272,6	271,4	270,1

$\lambda=1,35 \text{ см}$

0	207,9	208,9	210,1	213,9	207,8	208,4	209,0	211,0
30	221,4	222,7	223,9	227,2	210,9	212,1	212,9	215,7
45	238,5	239,7	240,6	245,2	218,2	219,8	220,9	224,8
60	260,8	261,1	261,1	257,8	235,4	237,1	238,2	234,3
75	275,7	274,3	272,9	270,2	265,1	261,8	249,2	254,6

$\lambda=1,6 \text{ см}$

0	171,4	172,6	173,6	177,3	171,4	171,7	171,9	173,4
30	186,2	187,6	189,0	192,4	170,5	171,2	172,3	174,7
45	206,9	208,3	209,3	213,7	172,6	174,6	175,8	182,3
60	238,4	239,0	239,8	235,7	185,6	188,9	192,5	189,7
75	273,1	269,8	266,2	258,2	229,1	226,7	220,8	212,4

θ°	$T_{я. в}$				$T_{я. г}$			
	$V \text{ м/с}$				$V \text{ м/с}$			
	0	10	20	50	0	10	20	50

$\lambda=3,2 \text{ см}$

0	122,1	124,3	123,7	126,4	122,1	121,8	121,6	121,0
30	135,6	136,5	137,6	139,9	114,2	114,4	114,6	114,9
45	155,8	156,8	157,3	163,5	105,5	106,7	107,1	115,5
60	191,9	192,1	191,5	189,6	97,7	100,6	107,3	108,8
75	252,8	245,3	236,8	218,2	108,5	116,7	112,2	101,7

Атмосфера, содержащая облака и осадки

$\lambda=0,8 \text{ см}$

0	265,5	265,5	265,6	265,7	265,5	265,3	265,3	265,0
30	271,0	271,1	271,1	271,8	268,6	268,6	268,6	268,4
45	276,3	276,2	276,3	276,3	272,9	272,9	272,9	272,9
60	279,4	279,3	279,3	279,2	277,2	277,2	277,3	277,5
75	277,0	277,0	277,0	277,1	276,9	276,8	276,9	276,9

$\lambda=1,35 \text{ см}$

0	231,1	231,3	231,7	232,3	231,1	230,9	230,8	230,2
30	242,8	243,0	243,3	243,7	236,0	236,0	235,9	235,5
45	256,5	256,6	256,6	256,6	244,2	244,2	244,2	244,4
60	271,6	271,5	271,4	270,8	259,0	259,1	259,3	259,6
75	277,7	277,6	277,3	277,1	274,3	274,3	274,6	274,4

$\lambda=1,6 \text{ см}$

0	198,6	199,0	199,2	200,1	198,6	198,5	197,9	197,1
30	212,8	213,2	213,5	214,3	201,2	201,2	201,0	200,6
45	231,8	231,9	232,0	232,0	208,3	208,4	208,5	208,6
60	257,7	257,4	256,9	255,6	226,7	227,0	227,4	228,2
75	279,5	278,6	277,7	276,1	263,3	261,0	263,7	263,5

$\lambda=3,2 \text{ см}$

0	130,0	130,5	131,1	132,6	130,0	129,4	129,0	127,5
30	144,0	144,5	145,0	146,3	123,7	123,5	123,2	122,4
45	64,6	165,0	165,2	165,7	117,7	117,8	117,9	118,3
60	200,8	201,2	199,2	195,5	115,4	116,3	117,1	119,5
75	258,4	251,2	251,2	232,2	139,2	141,6	142,6	140,4

$H_{н.г} = 500$ м. Интенсивность осадков была принята равной $I = 10$ мм/ч.

Вычисление коэффициентов ослабления радиоизлучения в сантиметровом диапазоне волн (0,8; 1,35; 1,6; 3,2; 5,0; 8,5 см) в атмосферных газах и гидрометеорах осуществлялось на основании формул, приведенных в работах [1, 11].

При численном расчете излучательной способности взволнованной поверхности моря

$$\varepsilon = \left[1 - \int_0^\infty d\alpha \int_0^{2\pi} d\varphi f(\alpha, \varphi) R(\cos \chi) (1 + \alpha \operatorname{tg} \theta \cos \varphi) \right] \quad (10)$$

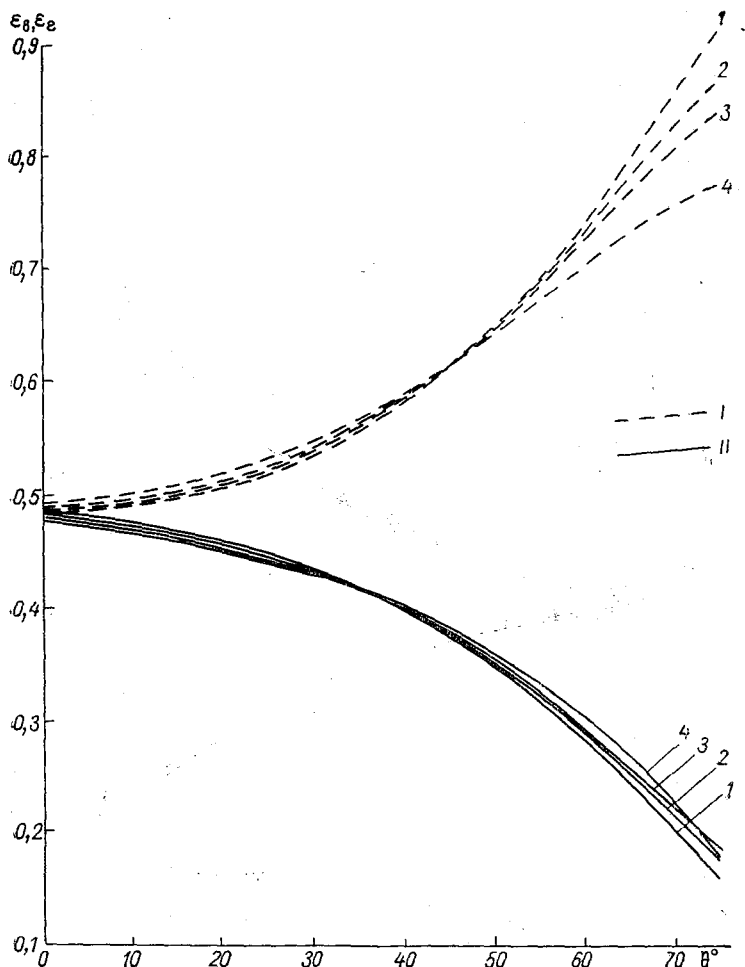


Рис. 1. Зависимость излучательных способностей $\varepsilon_{в}$ (I) и $\varepsilon_{г}$ (II) взволнованной поверхности моря от угла визирования. $\lambda = 0,8$ см, $T_{п} = 283$ К, $S = 20$ ‰.

1) $V = 0$ м/с; 2) 10 м/с; 3) 20 м/с; 4) $V = 50$ м/с.

(согласно [12]) необходимо определить границы изменения переменных интегрирования. Пределы изменения азимутального угла ϕ естественно равны $0-2\pi$, так же, как и нижний предел величины уклона поверхности $\alpha=0$. Верхний предел изменения уклона поверхности α определялся в каждом конкретном случае интегрирования так, чтобы отрицательный показатель степени экспоненты в функции распределения достигал значения примерно 2,5. В этом случае можно считать, что вклад излучения, отраженного от площадок с уклоном $\alpha_{\max}$, ничтожен.

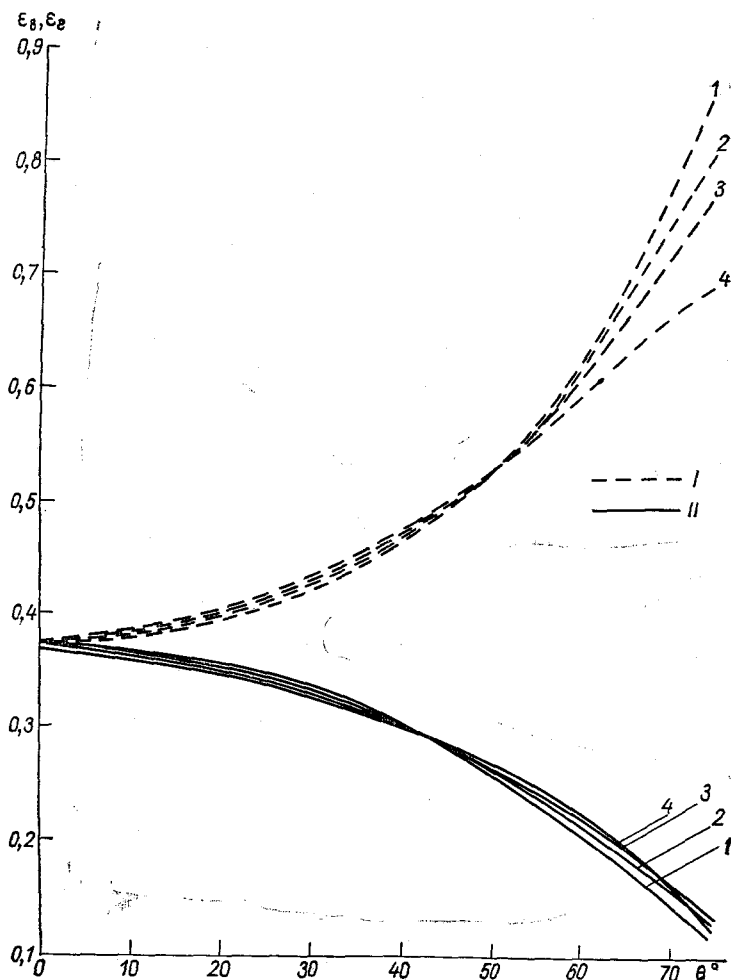


Рис. 2. Зависимость излучательных способностей ϵ_{δ} (I) и ϵ_{ζ} (II) взволнованной поверхности моря от угла визирования. $\lambda=3,2$ см, $T_{\text{п}}=283$ К, $S=20^{\circ}/_{00}$.
Усл. обозначения см. рис. 1.

В наших расчетах угол визирования θ ограничен 75° , чтобы избежать условий, при которых становится значительным влияние затенения, не учитываемое в нашей модели.

Основные результаты расчетов приведены в табл. 1 и 2. В табл. 1 содержатся данные излучательной способности водной поверхности для случая вертикальной ϵ_v и горизонтальной ϵ_r поляризации, в табл. 2 — значения радиояркостной температуры при вертикальной $T_{я.в}$ и горизонтальной $T_{я.г}$ поляризации.

В качестве примера на рис. 1, 2 приведены зависимости излучательных способностей ϵ_v и ϵ_r взволнованной водной поверхности от угла визирования при $\lambda=0,8$ см и $\lambda=3,2$ см для различных скоростей ветра. Следует отметить, что для вертикально поляризованного радиоизлучения зависимость ϵ_v от скорости ветра выражена сильнее, чем для горизонтально поляризованного. Наибольшее различие наблюдается в диапазоне углов визирования $65-75^\circ$. Это несколько не согласуется с данными, представленными в работах [7, 13], в которых расчеты распределения уклонов водной поверхности проведены по формуле Кокса и Манка. Из анализа приведенных в табл. 2 данных следует, что радиоизлучение атмосферы сильно влияет на зависимость радиояркостной температуры системы Земля — атмосфера от скорости ветра. Особенно велико это влияние в коротковолновом диапазоне ($\lambda=0,8$ см), где практически исчезает влияние скорости ветра на $T_{я.}$ Таким образом в этом диапазоне невозможно оценивать состояние взволнованной поверхности моря даже при наличии облачности. Это хорошо видно на рис. 3, где представлена зависимость радиояркостной температуры от угла визирования для двух скоростей ветра 0 и 20 м/с для различных метеоусловий. Влияние атмосферы на восходящее радиоизлучение наименьшее в диапазоне $\lambda=3,2-10$ см (рис. 4). Здесь даже при наличии в атмосфере облачности и осадков зависимость радиояркостной температуры от скорости ветра еще значительна, особенно при вертикальной поляризации. На рис. 4 приведены и значения $T_{я.в}$ и $T_{я.г}$ для взволнованной водной поверхности при отсутствии атмосферы, т. е. чистое радиоизлучение подстилающей поверхности, чтобы отметить влияние атмосферы. Кроме того, для оценки состояния подстилающей поверхности часто используется коэффициент поляризации $P = \frac{T_{я.в} - T_{я.г}}{T_{я.в} + T_{я.г}} 100\%$. На рис. 5 представлена зависимость коэффициента поляризации радиоизлучения взволнованной водной поверхности для $V=10$ м/с от угла визирования для $\lambda=0,8$ см и $\lambda=3,2$ см для различных метеоусловий. Эти графики подтверждают сделанные выше выводы. Так, в диапазоне $\lambda=0,8$ см при наличии облачности (кривая 6) и осадков (кривая 7) коэффициент поляризации весьма мал, он не превышает 3% при $\theta=75^\circ$. Следовательно, при радиотеплолокационных измерениях над шероховатыми поверхностями для получения информации о структуре подстилающей поверхности необходимо использовать более длинноволновый канал, $\lambda=3-10$ см.

Рассмотренная нами модель взволнованной морской поверхности является наиболее реальным и широко распространенным случаем шероховатой поверхности. Однако представляет большой интерес и определение метеорологических характеристик атмосферы над «неровной» поверхностью суши. В связи с этим проведены расчеты радиоизлучения шероховатых поверхностей суши, для которых распределение уклонов было принято таким же, как и для водной поверхности. Расчеты выполнены согласно формуле (1)

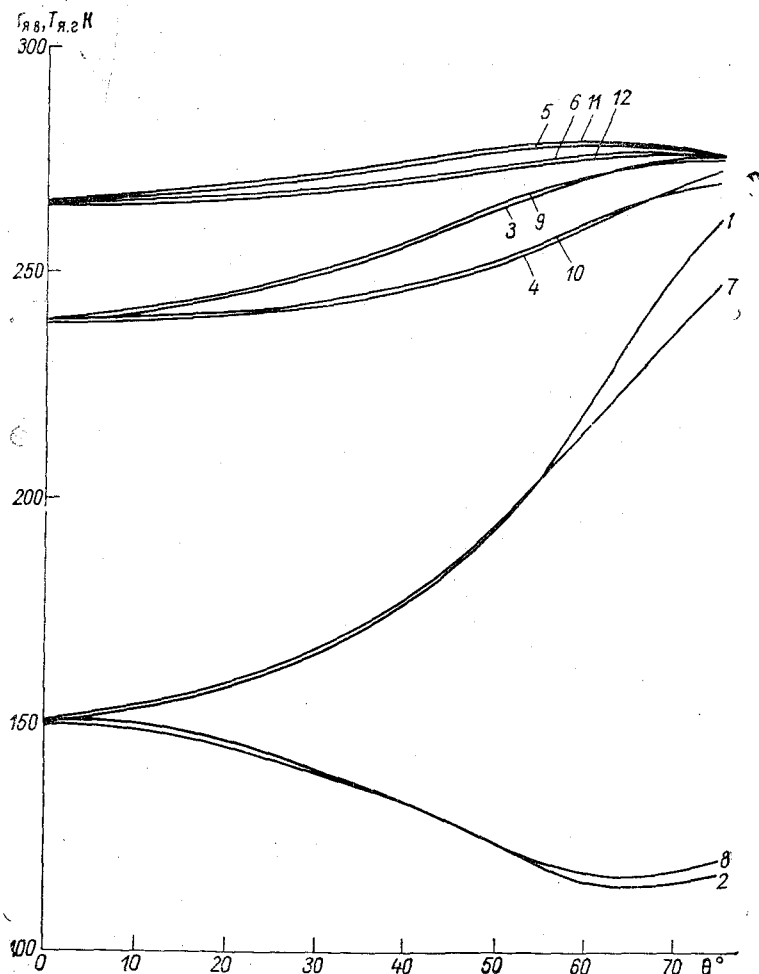


Рис. 3. Зависимость радиоярких температур $T_{я.в}$ и $T_{я.г}$ от угла визирования для водной поверхности. $\lambda=0,8$ см, $T_{п}=283$ К, $S=20\text{‰}$. Вертикальная поляризация. $V=0$ м/с: 1) безоблачно, 3) облачность, 5) осадки; $V=20$ м/с: 7) безоблачно, 9) облачность, 11) осадки. Горизонтальная поляризация. $V=0$ м/с: 2) безоблачно, 4) облачность, 6) осадки; $V=20$ м/с: 8) безоблачно, 10) облачность, 12) осадки.

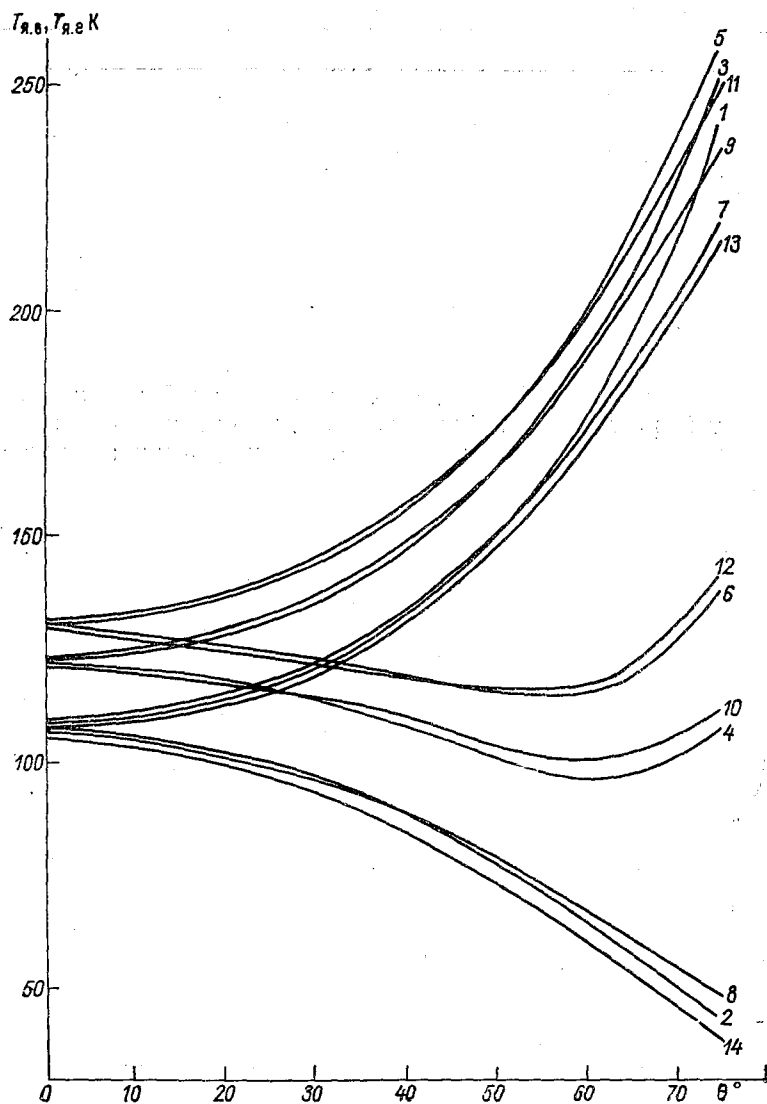


Рис. 4. Зависимость радиояростных температур $T_{я.в}$ и $T_{я.г}$ от угла визирования для водной поверхности. $\lambda=3,2$ см, $T_{п}=283$ К, $S=20^{0}/_{00}$.

Вертикальная поляризация. $V=0$ м/с: 1) безоблачно, 3) облачность, 5) осадки; $V=20$ м/с: 7) безоблачно, 9) облачность, 11) осадки. Горизонтальная поляризация. $V=0$ м/с: 2) безоблачно, 4) облачность, 6) осадки; $V=20$ м/с: 8) безоблачно, 10) облачность, 12) осадки; 13, 14) $T_{я.в}$ и $T_{я.г}$ без учета атмосферы.

Таблица 3

$T_{\text{п}}=293 \text{ К}$		Песок		Глина	
$\lambda \text{ см}$	$m \%$	ϵ_1	ϵ_2	ϵ_1	ϵ_2
3,2	2	3,5	0,22	4,0	0,23
	6	5,7	1,11	5,0	1,04
	10	8,5	2,22	8,0	2,31
	20	15,6	5,0	16,7	6,28
	2	4,0	0,13	4,0	0,26
	6	6,2	0,46	5,6	0,87
10,0	10	9,5	0,93	9,0	1,93
	20	—	—	19,0	5,3

для длин волн 3,2 и 10 см для случая песчаной и глинистой поверхностей различной влажности m , диэлектрические проницаемости которых (действительная часть ϵ_1 и мнимая ϵ_2) приведены

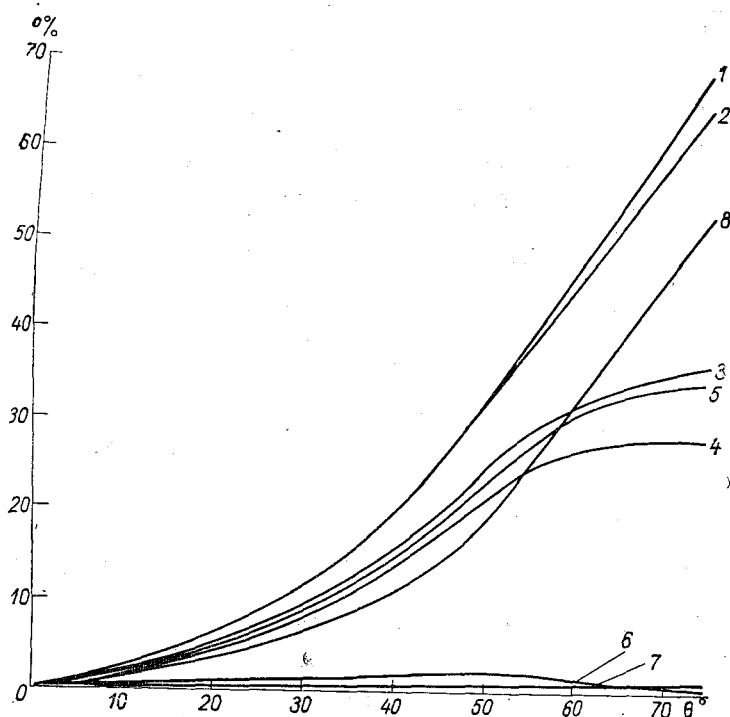


Рис. 5. Зависимость коэффициента поляризации радиозлучения водной поверхности от угла визирования.

$\lambda = 3,2 \text{ см}$: 1) $V = 0 \text{ м/с}$, безоблачно; 2) $V = 10 \text{ м/с}$, безоблачно; 3) $V = 10 \text{ м/с}$, облачность; 4) $V = 10 \text{ м/с}$, осадки. $\lambda = 0,8 \text{ см}$, $V = 10 \text{ м/с}$: 5) безоблачно; 6) облачность; 7) осадки; 8) экспериментальные данные.

Таблица 4

ε_B					ε_r			
V м/с					V м/с			
θ°	0	10	50	100	0	10	50	100
Песок								
$\lambda=3,2$ см								
$m=2\%$								
0	0,907	0,909	0,914	0,920	0,907	0,906	0,900	0,893
30	0,935	0,936	0,938	0,939	0,876	0,874	0,867	0,860
45	0,969	0,967	0,961	0,954	0,823	0,821	0,816	0,814
60	0,999	0,992	0,973	0,961	0,711	0,713	0,728	0,745
75	0,923	0,922	0,940	0,944	0,478	0,513	0,583	0,612
$m=6\%$								
0	0,827	0,829	0,837	0,846	0,827	0,825	0,816	0,807
30	0,867	0,869	0,873	0,876	0,783	0,781	0,774	0,766
45	0,919	0,918	0,913	0,905	0,716	0,715	0,712	0,712
60	0,982	0,974	0,949	0,930	0,592	0,596	0,617	0,637
75	0,962	0,951	0,946	0,933	0,373	0,407	0,468	0,486
$m=10\%$								
0	0,751	0,753	0,763	0,773	0,751	0,748	0,739	0,728
30	0,798	0,800	0,806	0,810	0,701	0,699	0,692	0,684
45	0,862	0,862	0,857	0,850	0,629	0,628	0,627	0,629
60	0,951	0,942	0,913	0,890	0,506	0,511	0,533	0,553
75	0,986	0,965	0,937	0,908	0,306	0,338	0,387	0,395
$m=20\%$								
0	0,630	0,633	0,643	0,655	0,630	0,627	0,617	0,606
30	0,683	0,685	0,692	0,699	0,578	0,576	0,570	0,563
45	0,757	0,757	0,755	0,750	0,507	0,507	0,508	0,511
60	0,873	0,865	0,835	0,807	0,394	0,400	0,422	0,440
75	0,993	0,959	0,895	0,842	0,229	0,255	0,285	0,276
$\lambda=10$ см								
$m=2\%$								
0	0,889	0,890	0,897	0,903	0,889	0,887	0,880	0,873
30	0,920	0,921	0,923	0,925	0,854	0,852	0,845	0,837
45	0,958	0,957	0,951	0,944	0,796	0,794	0,790	0,788
60	0,997	0,990	0,969	0,955	0,680	0,682	0,699	0,717
75	0,934	0,931	0,944	0,944	0,449	0,483	0,552	0,579
$m=6\%$								
0	0,817	0,819	0,827	0,836	0,817	0,815	0,806	0,796
30	0,856	0,860	0,864	0,868	0,773	0,770	0,763	0,755

ε_B					ε_T			
$V \text{ м/с}$					$V \text{ м/с}$			
θ°	0	10	50	100	0	10	50	100
45	0,912	0,911	0,906	0,899	0,704	0,703	0,701	0,701
60	0,980	0,971	0,946	0,926	0,580	0,588	0,605	0,625
75	0,969	0,956	0,947	0,932	0,363	0,397	0,456	0,474

$m=10\%$

0	0,738	0,741	0,751	0,761	0,738	0,736	0,726	0,715
30	0,787	0,789	0,794	0,800	0,689	0,686	0,679	0,671
45	0,852	0,852	0,848	0,841	0,616	0,615	0,615	0,616
60	0,945	0,937	0,908	0,883	0,493	0,498	0,521	0,541
75	0,992	0,970	0,936	0,905	0,297	0,328	0,376	0,382

Глина

$\lambda=3,2 \text{ см}$

$m=2\%$

0	0,888	0,890	0,896	0,903	0,888	0,887	0,880	0,872
30	0,920	0,921	0,923	0,925	0,854	0,852	0,844	0,837
45	0,958	0,957	0,951	0,943	0,796	0,794	0,790	0,788
60	0,997	0,990	0,969	0,955	0,679	0,682	0,699	0,717
75	0,934	0,931	0,943	0,944	0,448	0,483	0,552	0,579

$m=6\%$

0	0,848	0,850	0,858	0,866	0,848	0,846	0,838	0,829
30	0,886	0,887	0,890	0,893	0,807	0,805	0,797	0,790
45	0,933	0,932	0,926	0,919	0,742	0,741	0,738	0,737
60	0,988	0,980	0,956	0,939	0,620	0,624	0,643	0,662
75	0,952	0,944	0,945	0,937	0,326	0,430	0,494	0,516

$m=10\%$

0	0,760	0,762	0,772	0,782	0,760	0,757	0,748	0,737
30	0,807	0,808	0,814	0,819	0,711	0,709	0,701	0,694
45	0,870	0,869	0,864	0,857	0,639	0,633	0,637	0,639
60	0,955	0,946	0,918	0,895	0,515	0,520	0,542	0,562
75	0,982	0,963	0,938	0,912	0,313	0,345	0,396	0,405

$m=20\%$

0	0,612	0,615	0,625	0,637	0,612	0,609	0,599	0,588
30	0,665	0,667	0,674	0,681	0,560	0,559	0,552	0,545
45	0,740	0,740	0,738	0,733	0,490	0,490	0,491	0,494
60	0,859	0,851	0,821	0,792	0,379	0,385	0,407	0,424
75	0,989	0,954	0,885	0,829	0,219	0,244	0,272	0,260

ϵ_B					ϵ_r			
$V \text{ м/с}$					$V \text{ м/с}$			
θ°	0	10	50	100	0	10	50	100

$\lambda=10 \text{ см}$
 $m=2\%$

0	0,888	0,890	0,896	0,903	0,888	0,887	0,880	0,872
30	0,920	0,920	0,923	0,925	0,853	0,851	0,844	0,837
45	0,958	0,957	0,951	0,943	0,795	0,794	0,789	0,788
60	0,997	0,990	0,969	0,955	0,679	0,682	0,698	0,716
75	0,934	0,931	0,943	0,944	0,448	0,483	0,552	0,578

$m=6\%$

0	0,832	0,834	0,842	0,850	0,832	0,830	0,821	0,812
30	0,870	0,873	0,877	0,880	0,789	0,787	0,779	0,771
45	0,923	0,922	0,916	0,908	0,722	0,721	0,718	0,718
60	0,984	0,976	0,951	0,933	0,599	0,603	0,623	0,643
75	0,961	0,951	0,947	0,935	0,378	0,412	0,474	0,493

$m=10\%$

0	0,743	0,746	0,755	0,766	0,743	0,741	0,731	0,720
30	0,791	0,793	0,799	0,804	0,693	0,691	0,684	0,676
45	0,856	0,856	0,851	0,844	0,621	0,620	0,620	0,621
60	0,947	0,938	0,910	0,886	0,498	0,503	0,526	0,546
75	0,989	0,967	0,936	0,906	0,301	0,332	0,380	0,387

$m=20\%$

0	0,596	0,599	0,609	0,621	0,596	0,593	0,583	0,572
30	0,649	0,651	0,658	0,666	0,545	0,543	0,536	0,530
45	0,724	0,724	0,723	0,719	0,475	0,475	0,476	0,479
60	0,846	0,839	0,809	0,779	0,366	0,372	0,393	0,410
75	0,989	0,952	0,878	0,818	0,211	0,235	0,260	0,246

в табл. 3 [14]. В расчетах температура подстилающей поверхности принята равной 293K, температура воздуха у Земли $T(0)=293K$, давление $p(0)=1013 \text{ мб}$ и абсолютная влажность $e(0)=21,7 \text{ мб}$. Распределение метеорологических характеристик атмосферы выбраны согласно работе [9].

Результаты расчетов для скоростей ветра 0, 10, 50 и 100 м/с приведены в табл. 4 и 5. В табл. 4 содержатся данные ϵ_B и ϵ_r для песка и глины. В табл. 5 приведены радиояркие температуры $T_{я,г}$ и $T_{я,в}$ для песчаной и глинистой поверхности при безоблачной атмосфере.

Тя. в					Тя. г			
V м/с					V м/с			
θ°	0	10	50	100	0	10	50	100

Песок
 $\lambda=3,2$ см
 $m=2\%$

0	266,2	266,6	268,2	269,8	266,2	265,7	264,0	261,2
30	274,1	274,3	274,9	275,3	257,2	256,6	254,6	252,5
45	283,8	283,4	281,7	279,7	241,9	241,4	239,9	239,3
60	292,5	290,5	285,0	281,5	210,2	210,8	215,1	219,9
75	270,5	270,9	275,9	277,1	147,1	156,9	176,6	184,6

$m=6\%$

0	242,8	243,4	245,8	248,3	242,8	242,1	239,7	236,9
30	254,6	254,3	256,1	257,1	230,3	229,8	227,5	225,3
45	269,6	269,3	267,7	265,5	211,1	210,7	210,0	210,0
60	287,8	285,4	278,2	272,9	176,4	177,6	183,4	189,0
75	282,1	279,0	277,5	274,1	117,9	127,4	144,3	149,5

$m=10\%$

0	220,7	221,5	224,2	227,2	220,7	219,9	217,3	214,1
30	234,7	235,1	236,8	238,2	206,6	206,0	203,8	202,5
45	253,3	253,1	251,8	249,7	186,0	186,0	185,7	186,2
60	278,7	276,2	268,0	261,3	151,6	153,1	159,5	165,3
75	288,6	282,9	275,0	267,0	99,4	108,0	121,7	123,0

$m=20\%$

0	185,8	186,8	189,7	193,0	186,1	185,2	182,2	178,9
30	201,3	201,9	203,9	205,9	171,2	170,6	168,7	166,7
45	222,8	222,9	222,4	220,8	151,0	151,0	151,3	152,0
60	256,7	254,4	245,8	237,6	119,8	121,4	127,7	132,7
75	290,8	281,3	263,4	248,6	77,7	85,0	95,2	90,8

$\lambda=10$ см
 $m=2\%$

0	260,7	261,2	262,9	264,8	260,7	260,2	258,2	256,0
30	269,7	269,9	270,7	271,2	250,5	250,0	247,9	245,8
45	280,9	280,5	278,7	276,6	233,9	233,4	232,2	231,7
60	292,0	289,9	283,9	279,9	200,7	201,5	206,3	211,4
75	274,0	273,2	276,8	276,8	136,9	146,8	166,3	173,9

$m=6\%$

0	239,7	240,4	242,8	245,4	239,7	239,2	236,7	235,8
30	251,9	252,3	253,5	254,5	227,0	226,5	224,2	221,9

Тя. в					Тя. г			
V м/с					V м/с			
θ°	0	10	50	100	0	10	50	100
45	267,6	267,3	265,7	265,3	207,4	207,2	206,4	206,4
60	287,5	284,6	277,1	271,6	172,1	173,4	179,3	185,1
75	283,8	280,3	277,8	273,6	112,9	122,4	139,2	144,1
<i>m=10 %</i>								
0	217,0	217,8	220,6	223,5	217,0	216,3	213,4	210,2
30	231,1	231,6	233,3	234,8	202,7	202,0	199,8	197,6
45	250,2	250,2	248,9	246,9	181,8	181,6	181,6	182,0
60	277,0	274,6	266,2	259,2	147,2	148,6	155,2	160,8
75	290,4	284,1	274,7	265,9	94,3	102,9	116,4	118,2
Глина $\lambda=3,2$ см. <i>m=2 %</i>								
0	260,6	261,1	262,9	264,9	260,6	260,1	258,2	255,9
30	269,7	270,0	270,7	271,2	250,6	250,0	247,9	245,7
45	280,8	280,5	278,7	276,5	234,0	233,5	232,3	231,8
60	292,0	289,8	283,8	280,0	201,2	202,0	206,7	211,9
75	274,2	273,4	276,9	276,9	138,8	148,6	167,8	175,2
<i>m=6 %</i>								
0	249,0	249,6	251,6	254,0	249,0	248,1	246,1	243,4
30	259,8	260,2	261,2	262,0	237,2	236,6	234,4	232,1
45	273,7	273,4	271,7	269,5	218,7	218,3	217,4	217,3
60	289,4	287,2	280,3	275,4	184,2	185,3	190,9	196,4
75	279,2	277,0	277,4	275,1	124,3	133,8	151,6	157,2
<i>m=10 %</i>								
0	223,4	224,1	226,8	229,8	223,4	222,7	219,9	216,9
30	237,1	237,6	239,2	240,5	209,4	208,8	206,6	204,4
45	255,3	255,1	253,8	251,4	188,9	188,7	188,4	188,8
60	279,9	277,4	269,3	262,8	154,4	155,9	162,2	167,9
75	287,7	282,4	275,3	267,9	101,3	110,1	124,2	126,7
<i>m=20 %</i>								
0	180,7	181,5	184,5	187,8	180,7	179,9	176,8	173,7
30	196,1	196,7	198,9	200,9	166,0	165,4	163,5	161,6
45	217,9	218,0	217,6	216,1	146,0	146,0	146,4	147,2
60	252,4	250,3	241,7	233,6	115,6	117,1	123,4	128,3
75	289,7	279,8	260,7	244,9	75,0	82,0	89,7	86,3

$T_{я. в}$					$T_{я. г}$				
$V \text{ м/с}$					$V \text{ м/с}$				
θ°	0	10	50	100	0	10	50	100	

$\lambda=10 \text{ см}$
 $m=2\%$

0	260,6	261,0	262,8	264,7	260,6	260,1	258,1	255,8
30	269,6	269,6	270,6	271,1	250,4	249,8	247,7	245,6
45	280,8	280,4	279,5	276,5	233,7	233,3	232,0	231,5
60	292,0	289,8	284,5	279,8	200,6	201,3	206,1	211,4
75	274,0	273,2	276,7	276,7	136,7	146,6	166,1	173,1

$m=6\%$

0	244,1	244,7	247,0	249,5	244,1	243,4	241,0	238,3
30	255,5	256,0	257,2	258,1	231,7	231,1	229,0	226,7
45	270,5	270,4	268,6	266,4	212,5	212,1	211,3	211,3
60	288,2	285,9	278,7	273,5	177,5	178,6	184,4	190,2
75	281,6	278,7	277,6	274,3	117,2	126,7	144,1	149,6

$m=10\%$

0	218,4	219,2	221,9	224,9	218,4	217,7	214,9	211,7
30	232,4	232,9	234,6	236,0	204,1	203,6	201,3	199,1
45	251,2	251,2	250,0	247,9	183,3	183,1	182,9	183,4
60	277,5	275,2	266,8	259,6	148,5	150,0	156,5	162,2
75	289,6	283,5	274,6	266,1	95,3	104,0	117,6	119,4

$m=20\%$

0	175,8	176,6	179,5	182,8	175,8	175,0	172,0	168,7
30	191,2	191,8	193,9	196,0	161,0	160,4	158,5	156,7
45	213,2	213,2	212,9	211,5	141,0	141,0	141,4	142,3
60	248,6	246,4	237,9	229,4	110,7	112,3	118,5	123,3
75	289,7	281,1	258,3	241,3	69,7	76,7	83,9	79,6

На основании приведенных в табл. 4 и 5 данных можно сделать несколько выводов. Во-первых, можно оценить влияние влажности почвы на ее радионизлучение. Чем больше влажность почвы, тем сильнее проявляется зависимость радиояростной температуры от скорости ветра. Это хорошо видно из рис. 6, где представлена зависимость радиояростных температур $T_{я. в}$ и $T_{я. г}$ на $\lambda=3,2 \text{ см}$ от угла визирования для песчаной почвы, имеющей влажность 2 и 20%, при скорости ветра 0—10 м/с. Следует отме-

тить малое различие в излучательных способностях песчаной почвы на $\lambda=3,2$ см и $\lambda=10$ см. На рис. 7 представлены коэффициенты поляризации песчаной почвы различной влажности при $V=10$ м/с, рассчитанные для $\lambda=3,2$ см. С увеличением влажности почвы

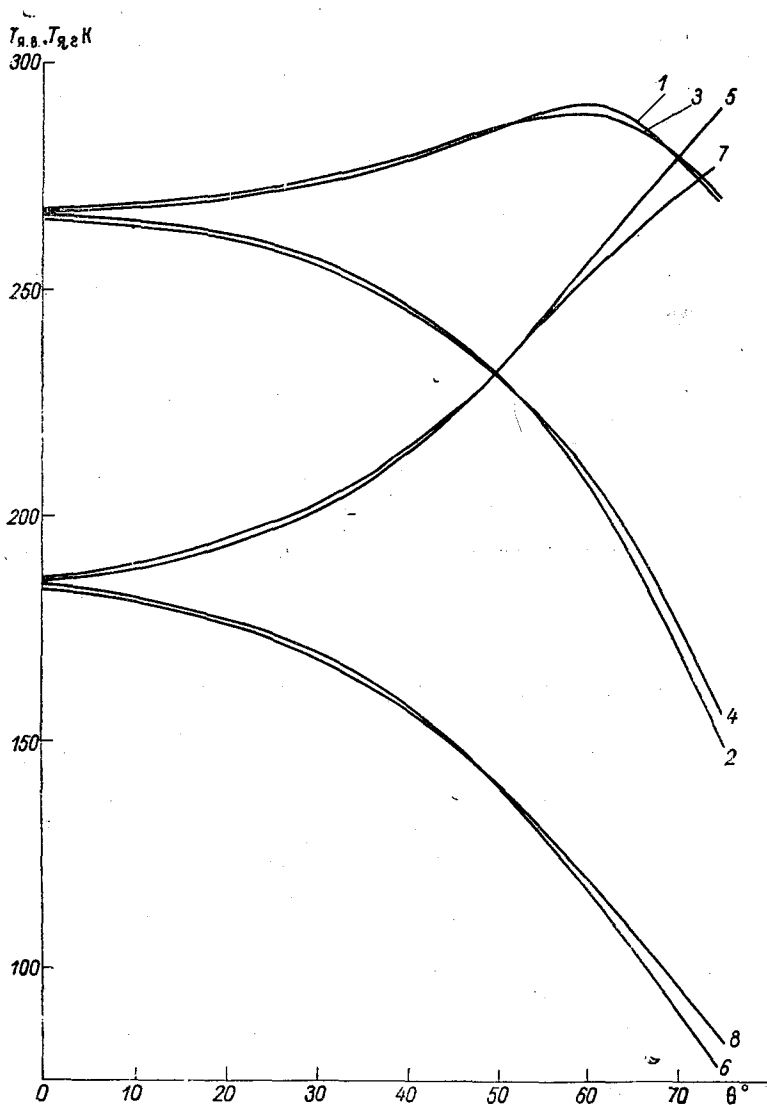


Рис. 6. Зависимость радиоярких температур $T_{я.в.}$ и $T_{я.г.}$ от угла визирования для песчаной поверхности. $\lambda=3,2$ см, $T_{п}=293$ К.

Вертикальная поляризация. $m=20\%$: 1) $V=0$ м/с, 3) $V=10$ м/с; $m=2\%$: 2) $V=0$ м/с, 4) $V=10$ м/с. Горизонтальная поляризация. $m=2\%$: 6) $V=0$ м/с, 8) $V=10$ м/с.

происходит рост коэффициента поляризации. Для сравнения на рис. 7 представлены также значения P гладкой песчаной поверхности при $V=0$ м/с (кривая 1) и экспериментальные данные, полученные с высоты 3000 м над пустыней в районе г. Ашхабада 30/XI 1968 г.

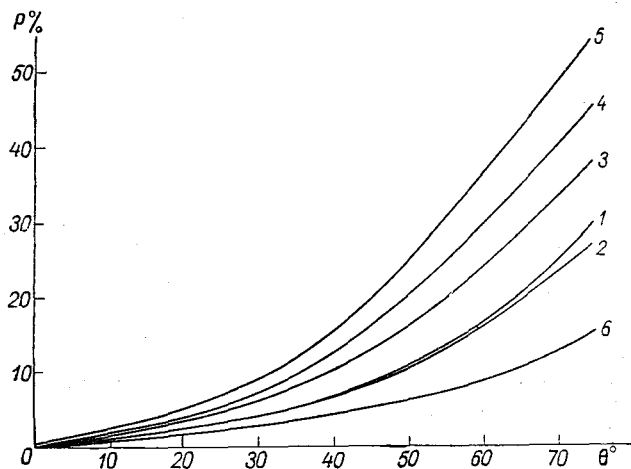


Рис. 7. Зависимость коэффициента поляризации радиоизлучения песчаной поверхности от угла визирования.
 $\lambda=3,2$ см.

1) $V=0$ м/с, $m=2\%$; 2–5) $V=10$ м/с, $m=2, 6, 10, 20\%$; 6) экспериментальные данные.

Нами рассмотрена только одна из задач исследования переноса микроволнового излучения над шероховатыми поверхностями — оценка влияния различных метеоусловий на радиоизлучение подстилающей поверхности. В дальнейшем предполагается осуществить теоретические и экспериментальные исследования по определению метеорологических характеристик атмосферы над различными видами шероховатых поверхностей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рабинович Ю. И., Шукин Г. Г. Определение содержания водяного пара в атмосфере по измерению микроволнового излучения.—«Труды ГГО», 1968, вып. 222, с. 62—73.
2. Обухов А. М., Татарская М. С. Поле интегрального влагосодержания атмосферы над южным полушарием по измерениям теплового радиоизлучения на спутнике «Космос-243».—«Метеорология и гидрология», 1969, № 11, с. 36—39.
3. Рабинович Ю. И., Шукин Г. Г., Черняк М. М. Радиоизлучение облаков и осадков.—«Труды ГГО», 1968, вып. 222, с. 149—152.
4. Рабинович Ю. И., Шукин Г. Г. Некоторые результаты измерений радиоизлучения осадков.—«Труды ГГО», 1972, вып. 291, с. 63—71.

5. Алибегова Ж. Д., Шукин Г. Г. Обнаружение зон осадков с ИСЗ по микроволновому излучению.—«Труды ГГО», 1972, вып. 291, с. 72—78.

6. Шифрин К. С., Ионина С. Н. Тепловое излучение и отражение от волнующейся поверхности моря в микроволновой области.—«Труды ГГО», 1968, вып. 222, с. 22—48.

7. Stogryn A. The apparent temperatures of the sea of microwave frequencies. IEEE Trans. on Anten. and Prop., 1967, vol. AP-15. No. 2, pp. 278—284.

8. Марцинкевич Л. М. Распределение уклонов взволнованной поверхности моря.—«Метеорология и гидрология», 1970, № 10, с. 41—55.

9. Марцинкевич Л. М. Исследование статистических характеристик уклонов взволнованной поверхности моря по планшетах стереофотосъемки воды.—«Метеорология и гидрология», 1970, № 11, с. 83—85.

10. Рабинович Ю. И., Шукин Г. Г. Определение влагосодержания атмосферы над поверхностью суши. См. наст. сборник.

11. Шифрин К. С., Черняк М. М. Ослабление и рассеяние сантиметрового излучения каплями воды.—«Труды ГГО», 1967, вып. 203, с. 109—122.

12. Шулгина Е. М. Расчет излучательной способности взволнованной поверхности моря в микроволновом диапазоне.—«Изв. АН СССР», физ. атмосферы и океана. т. 8. 1972, № 7, с. 773—776.

13. Hollinger J. P. Passive microwave measurements of the sea surface.—„Geograph. Res.,” vol. 75, 1970, No. 27. pp. 5209—5213.

14. Лещанский Ю. И., Лебедева Г. Н., Шумилин В. Д. Электрические параметры песчаного и глинистого грунта в диапазоне сантиметровых, дециметровых и метровых волн.—«Изв. вузов», сер. «Радиофизика», т. 14, 1971, № 4, с. 562—569.

СОДЕРЖАНИЕ

Ю. И. Рабинович, Г. Г. Щукин. Определение влагосодержания атмосферы над поверхностью суши	3
Б. Ш. Дивинская. О возможности определения площадей ливневых осадков при дискретном представлении радиолокационных данных	15
В. С. Опришко. Оценка минимальной величины относительного числа ошибок при двухальтернативной локальной классификации гидрометеоров	23
В. Д. Степаненко. Радиолокационное обнаружение птиц	28
К. С. Жупахин. О возможности повышения достоверности радиометеорологической информации	34
В. С. Жупахин, К. С. Жупахин. Об одной схеме формирователя импульсов для устройств аналогового преобразователя сигналов	42
П. А. Воронцов, Н. Ц. Гомбоев. Статистические распределения вертикальных градиентов коэффициента преломления атмосферы по данным радиозондирования	49
П. А. Воронцов, В. И. Селицкая, И. А. Трунов. Структура воздушного потока в пограничном слое над очагами низовых пожаров	56
Н. Д. Азимова, П. А. Воронцов, М. А. Герман. Исследование атмосферной турбулентности по данным аэростатного зондирования	65
Л. Т. Алдошин, М. В. Попов. Радиоуправляемый измерительный комплекс для аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы	78
Л. Т. Алдошин, М. В. Попов, В. И. Селицкая. Некоторые результаты полевых испытаний радиоуправляемого измерительного комплекса для аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы	91
М. В. Попов. Некоторые результаты испытаний акустических датчиков скорости ветра	97
А. Н. Невзоров, В. К. Толкачев. Об интерпретации показаний поточного измерителя влажности облаков с подогревным термочувствительным датчиком	106
Г. Г. Щукин. Перенос микроволнового излучения в атмосфере над шероховатыми поверхностями	114

ТРУДЫ ГГО, ВЫП. 309
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ГЕОФИЗИКА

Редактор Л. К. Сурыгина
Техн. редактор Л. М. Шишкова
Корректор З. Т. Тимченко

Сдано в набор 3/VIII 1973 г. Подписано
к печати 6/II 1974 г. М-06055. Формат
60×90¹/₁₆, бум. тип. № 1. Печ. л. 9,0.
Уч.-изд. л. 9,13. Тираж 600 экз. Индекс
МЛ-256. Заказ 628. Цена 64 коп.

Гидрометеиздат. 199053. Ленинград,
2-я линия, д. 23

Сортавальская книжная типография Уп-
равления по делам издательств, полигра-
фии и книжной торговли Совета Минист-
ров Карельской АССР, Сортавала, Карель-
ская, 42.

Определение влагосодержания атмосферы над поверхностью суши. Рабинович Ю. И., Шукин Г. Г. Труды ГГО, 1974, вып. 309, с. 3—14.

Рассматривается возможность измерения с летательных аппаратов интегрального содержания водного пара в атмосфере, а также водности облаков и осадков по собственному тепловому радионизлучению в сантиметровом диапазоне волн над различными типами подстилающей поверхности.

Приводятся результаты расчетов переноса микроволнового излучения над поверхностью суши для различных моделей атмосферы. Указывается на возможность обнаружения осадков сквозь облака на основании экспериментальных исследований в диапазоне $\lambda=3,2$ см.

Табл. 4. Илл. 5. Библ. 11.

О возможности определения площадей ливневых осадков при дискретном представлении радиолокационных данных. Дивинская Б. Ш. Труды ГГО, 1974, вып. 309, с. 15—22.

По существующей методике наблюдений на метеорологических радиолокаторах определяется число пространственных дискретных ячеек, занятых радиоэхо ливней (N), которое не равно числу ливней (n), и площадь, занятая радиоэхо ливней (S), не равная площади дискретных ячеек (a^2). В работе рассматривается вопрос о возможности проведения пересчета N на n и S , при этом используются некоторые статистические закономерности распределения в пространстве радиоэхо ливней. В работе приведены результаты численного эксперимента, в котором сравнивались площади радиоэхо ливней, выявленные методом планиметрирования, с площадями, полученными методом пересчета.

Табл. 3. Библ. 5.