ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОИ СРЕДЫ

труды

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ им. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

411

МЕТОДЫ АКТИВНОЙ И ПАССИВНОЙ РАДИОЛОКАЦИИ В МЕТЕОРОЛОГИИ

Под редакцией д-ра техн. наук В. Д. СТЕПАНЕНКО канд. физ.-мат, наук Г. Г. ЩУКИНА

301481

Nalin Ja. 1 мдроматеоро. С л ...й ин-т 5MB RADIE Л-д 195196 Малоохтинский пр., 98



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1978

Содержатся результаты теоретических и экспериментальных исследований метеорологических характеристик безоблачной атмосферы, облаков и связанных с ними опасных явлений погоды методами электромагнитного зондирования атмосферы (активная и пассивная радиолокация), выполненных в 1976—1977 гг.

Излагаются методические работы по совершенствованию способов радиолокационных наблюдений гидромстеорных образований на сети МРЛ. Рассматриваются вопросы построения радиофизической аппаратуры.

Рассчитан на научных работников и инженеров, занимающихся вопросами физики атмосферы, радиофизики, радиотехники. Может быть также рекомендован аспирантам и студентам старших курсов соответствующих специальностей.

The results are presented of theoretical and experimental studies on meteorological characteristics of cloudless atmosphere, clouds and related dangerous weather phenomena, using methods of electromagnetic sounding of the atmosphere (active and passive radiolocation), which were carried out in 1976–1977.

Works are set forth on improving methods for radar observations of hydrometeor formations at the hetwork of meteorological radars. Problems of constructing radiophysical equipment are considered.

Is intended for researchers and engineers engaged in atmospheric physics, radio physics, radio engineering. It can be also recommended to post-graduates and senior students of appropriate specialities.

 $\frac{20807-236}{069(02)-78}$ 17-78(2)

СГлавная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова (ГГО), 1978 г.

Г. Г. Щукин, Л. П. Бобылев, Я. К. Ильин, А. И. Ляшко Н. Ф. Михайлов, Н. И. Новожилов, Н. Д. Попова

КОМПЛЕКСНОЕ АКТИВНО-ПАССИВНОЕ РАДИОЛОКАЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ОБЛАЧНОСТИ

Успешное применение для решения целого ряда метеорологических задач находят методы активной и пассивной радиолокации [7]. Оба метода, взятые по отдельности, имеют свои недостатки и преимущества, что определяется также и спецификой конкретной проблемы. Так, при обеспечении штормоопвещения наилучшие результаты дает активный радиолокационный метод, в то время как при определении профилей температуры и влажности предпочтительным является радиотеплолокационный метод. Тот факт, что ни один из дистанционных методов электромагнитного зондирования не позволяет получать достаточно полную информацию о физическом состоянии облачной атмосферы, указывает на необходимость их комплексного использования. При оценке параметров облачной атмосферы необходимо синхронное получение характеристик отраженного сигнала и собственного теплового радиоизлучения исследуемого объекта.

Комплексное использование активно-пассивного радиолокационного метода представляется наиболее перспективным для диагноза состояния облачных систем с целью оценки степени их готовности для искусственных воздействий, направленных на регулирование осадков. Этот же комплексный метод целесообразно применять и для контроля за результатами указанных активных воздействий.

Для исследования возможности решения вышеперечисленных задач в ГГО был разработан макет активно-пассивного радиолокатора на базе МРЛ-2. Кроме этого, была разработана методика определения параметров облачной атмосферы и проведено экспериментальное апробирование ее в полевых условиях.

Активно-пассивный радиолокационный комплекс

Для полного совмещения теплолокационной и радиолокационной информации во времени и пространстве необходима одновременная работа радиометра и радиолокатора на одну антенну. Такая работа возможна только нри условии решения проблемы электромагнитной совместимости, поскольку радиометр является очень высокочувствительным прибором, и для устранения помех на радиометр от мощных импульсов активного локатора необходима развязка между ними не менее 120 дБ [4]. Другим аспектом совместной работы радиометра и радиолокатора является предпочтительность такого технического решения, которое не требовало бы существенных изменений в схеме как радиометра, так и радиолокатора.



Рис. 1. Блок-схема активно-пассивного радиолокационного комплекса на λ=3,2 см.

1 -разрядник (Р), 2 -генератор шума МРЛ (ГШ), 3 -приемник МРЛ, 4 -радиометр (РМ), 5 -аттенюатор *ріл* I, 6 -аттенюатор *ріл* I, 7 -коммутатор (К).

В ГГО был разработан совмещенный активно-пассивный комплекс на базе стандартного подвижного радиолокатора МРЛ-2 и модуляционного радиометра на длину волны $\lambda = 3,2$ см с чувствительностью ЗК при постоянной времени $\tau = 1$ с. Конструкция комплекса следующая.

Между генератором шума (ГШ) радиолокатора МРЛ-2 и входом его приемника встроен СВЧ-коммутатор (К) на *pin*-диодах на двойном Т-образном мосте (рис. 1). С одного из выходов этого коммутатора сигнал поступает на вход приемника МРЛ-2, с другого — на вход радиометра. Частота модуляции радиометра равна частоте посылок радиолокатора. Опорное напряжение радиометра вырабатывается специальным генератором, который синхронизируется импульсом запуска МРЛ-2 и позволяет смещать фазу опорного напряжения.

Коммутатор (К) управляется опорным напряжением радиометра. Фаза опорного напряжения устанавливается таким образом, чтобы к моменту времени t_1 (рис. 2), непосредственно перед началом импульса ГШ МРЛ, вход радиометра оказывался закрытым. При этом закрывается также аттенюатор *pin* II и сигнал с антенны через коммутатор (К) поступает на вход приемника МРЛ, обе-

спечивая нормальное функционирование МРЛ. При этом развязка радиометра и МРЛ определяется как сумма ослаблений аттенюатора *pin* II и внутреннего СВЧ-коммутатора радиометра. В качестве аттенюатора *pin* II применены два последовательно включенных *pin*-диода типа АП-5, каждый из которых вносит ослабление 40 дБ. Ослабление, вносимое внутренним ОВЧ-коммутатором радиометра, составляет 30 дБ; следовательно, суммарная развязка радиометра и МРЛ по волноводному каналу составляет 110 дБ. Дополнительная развязка радиометра и МРЛ достигается путем подбора частотных характеристик трактов УПЧ радиометра и МРЛ в соответствии с рекомендациями [4] и составляет около 30 дБ. Таким образом, полная развязка составляет около 140 дБ, что в пределах точности измерений полностью исключает влияние МРЛ на радиометр.



Рис. 2. Схема работы активно-пассивного комплекса. *I* — эпюра напряжения *pin* I. *II* — эпюра напряжения *pin* II. *III* — сигнал МРЛ и радиометра; *I* — сигнал ГШ МРЛ, 2 — импульс МРЛ, 3 — отраженный сигнал.

В момент времени $t_2 (t_2-t_1=\frac{1}{2}T)$, где T — время между двумя импульсами передатчика МРЛ) аттенюатор *pin* II открывается, подключая вход радиометра к антенне комплекса. При этом аттенюатор *pin* I закрывается. Момент времени t_2 соответствует дальности МРЛ-2 90 км, когда при работе комплекса в ближней зоне отраженный сигнал отсутствует. Развязка при этом уменьшается до 30 дБ, однако ввиду отсутствия отраженного сигнала МРЛ этого вполне достаточно.

Для устранения влияния на радиометр шумов разрядника (P) МРЛ в предионизационном состоянии на разрядник вместо постоянного напряжения 700 В подается меандр амплитудой 700 В, совпадающий по фазе с управляющим напряжением U_{pin} II (рис. 2).

Такой режим работы комплекса обеспечивает нормальное функционирование модуляционного радиометра и МРЛ-2 при снижений дальности действия последнего до 90 км.

Преимуществами описанного комплекса являются:

1) высокая степень развязки радиометра и МРЛ:

2) простота конструкции:

3) возможность применения в комплексе любого радиометра З-сантиметрового диапазона.

К нелостаткам следует отнести:

1) большие потери в волноводном тракте МРЛ от антенны до вхола приемника (4.5 дБ), что приводит к заметному падению реальной чувствительности радиометра;

2) высокие требования к стабильности фазы опорного напря-

жения радиометра; 3) снижение дальности действия МРЛ до 90 км (последнее несушественно при работе в ближней зоне).

Оценивание водозапаса и профиля водности облака с помощью активно-пассивного радиолокационного комплекса

С помощью активно-пассивного радиолокационного комплекса, работающего на длине волны λ=3,2 см, можно оценивать как водозапас облака, так и распределение водности в нем в направлении максимума диаграммы направленности антенны. Для определения водозапаса облака при измерениях радиотеплового излучения на одной длине волны можно использовать метод радиояркостного контраста. Радиояркостный контраст [1] определяется как разность радиояркостной температуры облачной атмосферы под зенитным углом в и радиояркостной температуры той же атмосферы без учета облаков. Этот контраст можно измерить непосредственно только с помощью радиометра, сканируя антенной под фиксированным зенитным углом с облака на участок чистого неба. Однако это не всегда представляется возможным. Поэтому в данной работе радиояркостная температура чистой атмосферы вычислялась по данным радиозондирования (пункт радиозондирования находится рядом с радиоизмерительным полигоном).

Радиояркостный контраст связан с водозапасом облаков корреляционной зависимостью. Для ее нахождения были проведены модельные расчеты на ЭВМ БЭСМ-6. В качестве моделей облачной атмосферы были взяты модели, рассмотренные в работе [3]. Эти модели описывают реальную атмосферу Северо-Запада ЕТС. Для расчетов использовались массивы данных по профилям давления, температуры и влажности, полученные с помощью радиозондирования в Воейково для летнего периода. Каждому элементу данных массивов (каждой конкретной ситуации облачной атмосферы) присваивались случайным образом значения высот нижней и верхней границ облачного слоя, а также его водности (водность в пределах облачного слоя считалась постоянной). Указанные параметры, а также водозапас облака рассчитывались по формулам:

$$w = \overline{w} + S_1 \circ_w,$$

(1)

$$Z_{\rm H} = Z_{\rm H} + S_2 \sigma_{Z_{\rm H}}, \tag{2}$$

$$\mathcal{L}_{\rm B} = \mathcal{L}_{\rm B} + \mathcal{S}_3 \, \sigma_{\mathcal{Z}_{\rm B}},\tag{3}$$

$$W = w(Z_{\rm B} - Z_{\rm H}), \tag{4}$$

где w — водность, г/м³; $Z_{\rm H}$, $Z_{\rm B}$ — высоты границ облачности, км; W — водозапас, кг/м². Чертой над символом обозначены средние значения, а буквой о — среднеквадратические отклонения (СКО). Средние значения и СКО параметров облачности выбирались в соответствии с тем типом облачности [3], который наблюдался для данного случая радиозондирования. В формулах (1)—(3) S_1 , S_2 и S_3 обозначают квазислучайные числа, распределенные по нормальному закону. Для их получения использовался генератор случайных чисел из библиотеки стандартных программ ЭВМ БЭСМ-6.

Вычисление объемного коэффициента поглощения, который необходим для расчетов радиояркостной температуры, производилось с помощью процедуры, описанной в работе [2].

Зависимость радиояркостного контраста от водозапаса облаков (в вертикальном направлении) для $\lambda = 3,2$ см рассчитывалась для четырех значений зенитного угла: $\theta = 70$, 80, 85 и 89° (без учета рефракции). Этот диапазон углов соответствует диапазону работы активно-пассивного комплекса. Как оказалось, корреляционная связь между W и ΔT_{π} — линейная. Так как нашей задачей является оценивание W по измеренным значениям контраста ΔT_{π} (θ), то связь между данными величинами удобно искать в виде

$$\hat{W} = (\varphi \pm \sigma_{\varphi}) \Delta T_{\mathfrak{s}}(\theta), \qquad (5)$$

где φ — коэффициент регрессии, а σ_{φ} — СКО этого коэффициента. Значения φ и σ_{φ} , найденные по методу наименыших квадратов, приведены в табл. 1. Для того чтобы иметь возможность оценивать водозапас по контрасту, измеренному на любом угле из рассматриваемого диапазона, нужно знать коэффициент φ для всех значений θ . Зависимость φ от θ — линейная. Следовательно,

$$\varphi = \varphi_1 + \varphi_2 \theta. \tag{6}$$

Нетрудно найти значения ϕ_1 и ϕ_2 :

$$\varphi_1 = 0,3436; \quad \varphi_2 = -0,0038.$$
 (7)

Окончательно

$$\hat{W} = [0,343\theta - 0,0038\theta] \Delta T_{s}(\theta).$$
(8)

Необходимо отметить, что в данном случае имеется в виду водозапас облака в вертикальном направлении. Для того чтобы найти водозапас облака вдоль направления максимума диаграммы направленности антенны, нужно вертикальный водозапас умножить на sec θ.

Для восстановления профиля водности в облаке можно использовать полученное с помощью радиометра значение водозапаса и профиль радиолокационной отражаемости, полученной с помощью МРЛ [5]. Исходным положением является известная зависимость между радиолокационной отражаемостью и водностью [6]:

$$Z = A w^b, \tag{9}$$

где A и b— неизвестные параметры. Параметр b может изменяться от 1 до 2 [6]. В работе [6] рекомендуется для кучево-дождевых

Таблица 1

Значения коэффициента регрессии и его среднеквадратичного отклонения в зависимости $\stackrel{\wedge}{W} = (\varphi \pm \sigma_{\varphi}) \Delta T_{g}$ для $\lambda = 3.2$ см

			0°	
	70	80	85	. 89
φ	0,081	0,043	0,024	0,009
a _o	0,008	0,004	0,002	0,001

облаков, которые являются объектом исследования данной работы, брать значение *b* = 2. Отсюда

$$V\overline{Z} = V\overline{A}w.$$
 (10)

Зная профиль отражаемости в направлении *l*, можно проинтегрировать выражение (10):

$$\int_{\overline{l}} \sqrt{Z} dl = \sqrt{A} \int_{\overline{l}} w(l) dl = \sqrt{A} W_l, \qquad (11)$$

где W_l — водозапас облака в направлении \tilde{l} . Это позволяет найти значение параметра A:

$$A = \left\{ \frac{\int}{l} \sqrt{Z} \, dl \right\}^2 / W_l^2. \tag{12}$$

Теперь, зная параметр A, можно определить значение водности в любой точке облака в направлении \vec{l} по формуле

$$w(l) = \sqrt{Z(l)} / \sqrt{A}. \tag{13}$$

Эксперимент и анализ результатов

В летний период 1977 г. на активно-пассивном радиолокационном комплексе (λ =3,2 см), установленном на полигоне ГГО в Воейково, была проведена серия наблюдений за кучево-дождевыми

облаками (Cb). Во время наблюдений проводилось радиозондирование атмосферы.

Исследуемые мощные Сb выбирались с помощью радиоэхо на ИҚО МРЛ. Для получения радиолокационной отражаемости сигнал с осциллографа регистрировался на фотопленку с помощью фотоприставки ФАРМ. Чтобы избежать получения ограниченных сигналов, вводилось затухание и подбирался соответствующий уровень изоэхо. Фотографирование производилось при каждом уменьшении затухания через 6 дБ. По полученной серии кадров для каждого направления зондирвания строились графики изменения отражаемости вдоль зондирующего луча.

Таблица 2

Bp	емя	Коорд	инаты					
ч	мин	азимут	угол места	7 _{я. эксп} К	<i>Т</i> я. б/о К	Δ <i>Т</i> _я К	₩ ₁ кг/м ²	2 _н км
9	08	165	7,5	68,7	28,4	40,3	10,50	0,24
9	12	187	10,0	53,3	19,7	33,6	8,35	0,24
13	52	36	20,0	59,6	10,2	49,4	11,75	0,57
14	21	133	20,0	82,7	10,2	72,5	17,25	0,40
14	21	133	30,0	68,7	7,02	61,68	14,80	0,40
	1			1	N		1	

Результаты эксперимента на активно-пассивном радиолокационном комплексе (λ =3.2 см) 3 июля 1977 г.

Примечание. $T_{g. 3\kappa cn}$ — экспериментальное значение радиояркостной температуры, $T_{g. 6/0}$ — значение T_g для безоблачной атмосферы, ΔT_g — радиояркостный контраст, W_l — водозапас облака в направлении зондирования, Z_H — высота нижней границы облаков.

Для определения антенных температур радиометр был откалиброван по «зениту». При этом расчет радиояркостной температуры безоблачной атмосферы при наблюдении в «зенит» производился по данным радиозондирования. В дни наблюдений проводился анализ синоптических условий и характера облакообразовательных процессов.

Для анализа результатов эксперимента была выбрана серия наблюдений за Cb 3 июля 1977 г. В этот день в утренние часы проходил холодный фронт с низкой слоистой облачностью, опускавшейся местами до 50 м. Днем в неустойчивой воздушной массе за фронтом наблюдалась активная конвекция, ливни и грозы.

В табл. 2 представлены результаты зондирования Cb за 3 июля 1977 г. По величине водозапаса облака вдоль луча зондирования и по профилю отражаемости были восстановлены профили водности. На рис. 3 представлен результат такого восстановления для 9 ч 12 мин при азимуте $A = 187^{\circ}$ и угле места $\beta = 10^{\circ}$. На рисунке

изображены профиль логарифма радиолокационной отражаемости lg Z и профиль водности w, г/м³. Как видно из рисунка, ход профиля водности повторяет ход профиля lg Z. Сами значения водности (максимальное ≈ 4 г/м³, среднее $\approx 1-1,5$ г/м³) вполне соответствуют тем значениям водности Cb, которые могут наблюдаться [3].

Для привязки восстановленного профиля водности к облаку на рис. 4 представлена картина облачной системы, полученная с по-



Рис. 3. Профиль логарифма радиолокационной отражаемости (1) и восстановленный профиль водности (2), соответствующие случаю зондирования Сb 3 июля 1977 г.



Рис. 4. Схема облачной системы, полученная на ИДВ МРЛ 3 июля 1977 г. (9 ч 12 мин) на азимуте A=164°. I — первое облако Cb, II — второе облако Cb, I — направление луча зондирования активно-пассивного комплекса.

мощью ИДВ МРЛ-2 на близком азимуте ($A=164^{\circ}$). Разумеется, различие в азимутах в 23° не позволяет точно привязать восстановленный профиль водности к тому облаку, которое наблюдалось с помощью активно-пассивного комплекса. Однако можно все же сделать определенные замечания. Первые три максимума профиля водности приходятся на облако *I*. В свободном промежутке между облаками *I* и *II* водность практически спадает до нуля. Затем наблюдается рост водности с локальным максимумом, приходящим-

ся на расстояние $\approx 10-11$ км от активно-пассивного комплекса. Этот максимум соответствует облаку *II*. Далее водность постепенно спадает, убывая до нуля. Это соответствует тому, что зондирующий луч (он показан прямой сплошной линией на рис. 4) проходит в верхних слоях облака на высоте 3-4 км. В этих слоях наблюдается либо незначительная водность, либо кристаллическая фаза.

Необходимо отметить, что, к сожалению, во время наблюдений Cb с помощью активно-пассивного комплекса невозможно их непосредственное самолетное зондирование с целью получения прямых данных о водности. Это не позволяет сравнить восстанавливаемый профиль водности с реально существующим в облаке. Такое сравнение может быть, однако, осуществлено для водных слоисто-дождевых (Ns) облаков, самолетное зондирование которых воз можно.

Заключение

Проведенные экопериментальные наблюдения за кучево-дождевыми облаками с помощью активно-пассивного комплекса показали, что предложенная методика оценки водозапаса облака и восстановления профиля водности вдоль луча зондирования является перспективной для комплексного исследования облачных систем. Эти параметры облаков являются весьма важными при диагностике готовности облачных систем для воздействий на них с целью регулирования осадков и для контроля за результатами этих воздействий. Однако авторы отдают себе отчет в том, что эффект воздействия зависит в значительной мере от наблюдающейся в данное время эволюции облаков, от происходящих изменений тех же характеристик влагосодержания со временем. Для выявления эволюции облаков необходима особая методика наблюдений и прежде всего достаточно большая частота наблюдений за одним и тем же облачным очагом, поскольку другой очаг (другая мезосистема) может находиться в другой стадии развития и претерпевать свою эволюцию. Необходимо также включить в комплексный метод и способ оценивания интегрального содержания водяного пара, чтобы иметь возможность прослеживать перераспределение двух фаз воды в облаке с течением времени.

Разработка комплексных методов зондирования облаков с учетом высказанных замечаний, а также методов анализа физических процессов облакообразования на основе активно-пассивных радиолокационных средств и является ближайшей задачей коллектива авторов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобылев Л. П. и др. Исследование водности облаков с помощью трехсантиметрового радиометра/Л. П. Бобылев, М. А. Васищева, А. И. Новоселов и др.— Труды ГГО, 1975, вып. 328, с. 50—55.

2. Бобылев Л. П. и др. Определение интегральных параметров влагосодержания облачной атмосферы непосредственно по значениям радиояркостной температуры/Л. П. Бобылев. М. А. Васишева, Г. Г. Шукин. — Труды ГГО. 1977. вып. 395. с. 59-67.

3. Васищева М. А. Щукин Г. Г. Экспериментальные исследования водности облаков. Статистические модели атмосферы. Обзор ВНИИГМИ -МЦД, сер. «Метеорология». Обнинск, 1976. 94 с.

4. Горностаев Н. В. и др. Активно-пассивная радиолокационная стан-ция для исследования атмосферы/Н. В. Горностаев, А. И. Новоселов, В. А. Петрушевский и др.— Труды ГГО, 1975, вып. 328, с. 120—124.

5. Попова Н. Д., Щукин Г. Г. К методике определения профиля водности в облаках методом пассивно-активной радиолокации. — Труды ГГО, 1977. вып. 395. с. 68-71.

6. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометео-

издат, 1973. 343 с. 7. Степаненко В. Д. и др. Активная и пассивная радиолокация обла-ков, осадков и гроз /В. Д. Степаненко, Г. Г. Щукин, Г. Б. Брылев. — В кн.: Современные фундаментальные и прикладные исследования Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, Л., Гидрометеоиздат, 1977. с. 77-87.

Krieje kračilo objači

10.4 and the second

Б. Х. Тхамоков, В. Д. Степаненко

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ДВИЖЕНИЯ ГИДРОМЕТЕОРОВ В ОБЛАКАХ С ПОМОЩЬЮ РАДИОЛОКАЦИОННО-ОПТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

В последнее время наряду с импульсно-когерентными радиолокаторами (ИКР) большое применение в исследовании атмосферных явлений находят оптические системы анализа и обработки метеорологической информации [1, 2]. Эти приборы по сравнению с электронными обладают более высоким быстродействием и многоканальностью. Оптические системы позволяют с большой разрешающей способностью проводить спектральный и амплитудный анализ радиолокационной информации [3, 4]. Комплекс, состоящий из ИКР, оптической системы спектрального анализа, работающей в реальном масштабе времени, устройства накопления информации с оптическим анализатором спектра типа ОСА-73, позволяет следующие радиолокационные параметры измерить облаков и осадков:

— интенсивность отраженного сигнала на различных длинах волн;

 среднедопплеровскую радиальную скорость движения совокупности частиц;

— спектральную плотность допплеровского смещения частоты, вызванного спектром скоростей частиц и др.

Экспериментальная установка состоит из следующих устройств: импульсно-когерентного радиолокатора; оптического анализатора спектра, работающего в реальном масштабе времени; устройства регистрации интенсивности отраженного радиоэхо; блока магнитной памяти. Информация, накопленная блоком магнитной памяти, в дальнейшем обрабатывалась с помощью оптического анализатора спектра типа ОСА-73. Оптический анализатор спектра, работающий в реальном масштабе времени, и ОСА-73, разработанные в НИРФИ, позволяют с точностью до 5 Гц и 1 Гц соответственно проводить анализ допплеровского спектра метеорадиоэхо.

Эксперименты, проведенные в течение 1975—1976 гг. на Муштинском научно-исследовательском полигоне ВГИ, показали перспективность этого метода в исследовании движения частиц, потоков воздуха, качественной оценки турбулентного движения и других параметров метеообъектов.

Электрический сигнал с выхода фазового детектора ИКР в многоканальном оптическом анализаторе спектра преобразуется в световой и разворачивается по дальности. Выходной сигнал представляется в виде яркостно-модулированных точек на электронно-лучевой трубке в координатах частота — дальность. В этом случае полностью извлечь информацию об амплитудном распределении отраженного сигнала невозможно. Для полного исследования сигнала, с точки зрения амплитудного и частотного распределения, используется магнитное запоминающее устройство и оптический анализатор спектра OCA-73 с устройством регистрации на фотобланке и осциллографической бумаге. Электрический сигнал, подлежащий обработке, переводится на транспарант с помощью оптического регистратора электрических колебаний (ОРЭК). В качестве транспаранта служит запись сигнала на кинопленке в виде штриховой дорожки, распределение плотности которой является отображением электрического сигнала. Особенностью данной оптической системы является то, что обработка ведется в некогерентном свете, поэтому ослабить влияние постоянной составляющей (нулевой отклик по частоте) почти невозможно.

В экспериментальной установке для исключения наложения частотного отклика, вызванного частицей с малой скоростью, на постоянную составляющую и определения направления движения частиц используется метод переноса частоты. Это достигается введением дополнительного «ветра», т. е. дополнительной маркерной частоты, фаза которой жестко связана с фазой высокочастотного заполнения зондирующего импульса.

Не вдаваясь в анализ математического аппарата, описывающего процессы преобразования сигнала в оптических системах, в данной статье приведем некоторые результаты экспериментальных исследований облаков и осадков, проведенных с помощью ИКР и оптических систем.

На рис. 1 представлено высотно-временное распределение спектра скоростей частиц в грозо-градовом облаке с дождем 10 июля 1976 г. Довольно хорошо прослеживается трансформация скорости частиц по высоте в объеме, вырезаемом вертикально направленным радиолучом. Последовательность снимков-кадров, сделанных с помощью оптического анализатора спектра через каждые 2 мин во времени, позволяет проследить трансформацию скорости и спектра частиц во времени в облаке. В 15 ч 26 мин был обнаружен эхо-сигнал от облака на экране когерентно-импульсного радиолокатора. С 15 ч 30 мин до 15 ч 34 мин у земли наблюдается выпадение отдельных крупных капель дождя. В течение 15 ч 36 мин— 15 ч 43 мин у земной поверхности не регистрируются какие-либо осадки. На фотобланках отмечается в это время увеличение восходящей скорости частиц. В 15 ч 38 мин наблюдаются две области, а в 15 ч 39 мин — три области нулевых значений скорости частиц,



Рис. 1. Высотно-временное распределение скоростей частиц в грозо-градовом облаке.

т. е. две и три зоны накопления. В 15 ч 39 мин отмечается увеличение восходящей скорости частиц до 15 м/с и наблюдаются три «струи» восходящих частиц на высотах до 6500 м над уровнем расположения РЛС (8580 м над ур. моря). В 15 ч 41 мин начинается обрушение, а в 15 ч 43 мин первые градины диаметром до 3 см достигают поверхности земли. В дальнейшем наблюдается увеличение диаметра выпадающих градин до 3,5 см. С 15 ч 43 мин до 15 ч 46 мин выпадает град без дождя. С 15 ч 46 мин до 15 ч 48 мин отмечается уменьшение диаметра выпадающих градин до 1,5—2,0 см. Град выпадает вместе с интенсивным ливневым дождем. В 15 ч 48 мин у земли регистрируется интенсивный ливневый дождь без града. В дальнейшем процесс резко оборвался и перешел в моросящий дождь, который прекратился через несколько минут. На кадре 13 (15 ч 48 мин) в верхней части заметно резкое расширение спектра скоростей частиц, вызванное трубулентностью.

Ширина спектра скоростей частиц и максимальные значения восходящей и нисходящей скорости частиц в кучево-дождевых облаках гораздо меньше, чем в градовых. На высотах свыше 6000 м наблюдается максимум восходящее движение частиц со скоростями до 6 м/с. На высотах от 4900 до 6000 м находится уравновешенная зона, в которой значения восходящих и нисходящих скоростей малы. Она является зоной накопления и роста частиц. Ниже 4900 м наблюдается выпадение осадков и отмечается увеличение скорости падения частиц по мере приближения к поверхности земли. Спектр скоростей падения частиц у земли невелик и составляет 7—11 м/с. В слоистообразных облаках с обложными осадками отчетливо

видны области, в которых снежинки падают со скоростью около 1 м/с (между уровнями около 2—4,3 км), и области, в которых



Рис. 2. Спектральное распределение допплеровских скоростей частиц в грозо-градовом облаке на высотах 1500 (а), 2000 (б) и 5600 м (в). 1 — шумовая дорожка, 2 — маркерная частота «поддув», 3 — спектр допплеровских скоростей частиц.

отмечается ускорение этих частиц во время таяния в теплых слоях атмосферы (ниже нулевой изотермы) и распределение скорости дождевых капель ниже уровня таяния. На фотобланках, полученных оптическим методом, хорошо видно, что спектр скоростей частиц в осадках обложного характера очень узкий в верхней части и немного расширяется в теплых слоях атмосферы за счет таяния снежинок и разбрызгивания капель во время их падения.

О распределении мощности отраженного сигнала по таким фотобланкам судить невозможно, так как радиоэхо от совокупности движущихся гидрометеоров фиксируется в виде яркостно-модулированных пятен. Распределение интенсивности отраженного сигнала в результате обработки спектра с помощью оптического анализатора типа ОСА-73 получается в виде огибающей по мощности (рис. 2).

Можно отметить, что ошибка в определении диаметров дождевых капель в импульсном объеме по известному распределению спектральной плотности допплеровских скоростей частиц, выпа-

дающих из слоистых обложных облаков, невелика. Обычно в таких случаях можно пренебрегать сдвигом ветра в пределах ширины радиолуча и турбулентным движением воздуха в импульсном объеме. Определение распределения гидрометеоров по диаметрам в грозо-градовых и кучево-дождевых облаках представляет большие трудности, связанные с наличием сдвига ветра, турбулентности и других факторов, влияющих на расширение допплеровского спектра скоростей частиц, которыми нельзя пренебречь.



Рис. 3. Высотно-временное распределение среднедопплеровской скорости частиц V м/с в грозо-градовом облаке 10 июля 1976 г.

На рис. 2 приведены спектральные распределения допплеровских скоростей частиц (частот). Спектральные разрезы сделаны для разных высот грозо-градового облака: 1500, 2000 и 5600 м. Хорошо видны шумовая дорожка, посторонний ветер, или «поддув», и спектр отраженного сигнала. По рисункам можно судить о флюктуации отраженного сигнала, его спектральном и мощностном распределении, а также о направлении движения частиц по отклонению скорости их от линии «поддува» (влево от линии поддува — нисходящие, вправо — восходящие). Величина смещения от частоты «поддува» характеризует допплеровскую скорость частиц. Для точного отсчета значения частоты и мощности допплеровского спектра оптическая система калибруется по частоте и мощности с помощью специального тест-сигнала.

∃∄ ин-т

MUDOM

2 686

Информация, получаемая с помощью радиолокационно-оптических систем, позволяет судить не только о распределении скоростей частиц в облаках и осадках, но и о микроструктурных характеристиках в различных областях облаков.

Радиолокационно-оптическая система, состоящая из импульснокогерентного радиолокатора и устройств оптической обработки радиолокационного сигнала, позволяет по сравнению с обычным импульсным радиолокатором получать гораздо больше информации об исследуемом метеообъекте.

На рис. З представлено высотно-временное распределение вертикальных скоростей частиц осадков при прохождении грозового облака с осадками в виде града. Видна сложная картина распре деления этих скоростей. Максимальное значение восходящей скорости частиц составляет 12 м/с. а нисходящей — 20.2 м/с. В перелней части облака наблюдается падение частиц со скоростями около 9 м/с. В пентральной части отмечается прекрашение выпадения осадков и начало восходящего движения частиц. Частицы поднимаются как бы в «трубе», в которой скорость увеличивается снизу вверх. Диаметр трубы в нижней части облака составляет около 5 км. К вершинной части труба расширяется, а частицы в вершинной части как бы растекаются к фронтальной и тыловой частям облака. Можно полагать, что это мелкие частицы гидрометеоров, которые выносятся восходящим потоком к вершинной части облака. Труба восходящего потока частиц имеет наклон к тыловой части около 20° от вертикали. Скорость потока частиц в трубе уменьшается от центральной части к периферии. В тыловой части облака отмечаются нисходящие скорости частиц. С 15 и 44 м до 15 и 50 м скорости частиц у земли достигают 18 м/с, а на земной поверхности наблюдается выпадение града диаметром около 3 см. Ширина градовой дорожки около 8 км.

В заключение авторы выражают глубокую благодарность сотрудникам лаборатории НИРФИ, оказавшим большую помощь в обработке экспериментального материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горелик А. Г. и др. Радиолокационные отражения от «ясного неба» в дециметровом диапазоне радиоволн /А. Г. Горелик, Л. В. Князев, Л. Н. Углова. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1973, т. 9, с. 190—194.

2. Дудин В. Е. и др. Применение оптической обработки метеорадиоэхо для изучения грозо-градовых процессов/В. Е. Дудин, Э. М. Зуйков, Б. Х. Тхамоков. — В кн.: Труды совещания по оптической обработке сигналов. Горький, 1976.

3. Зверев В. А. Радиооптика. М.: Советское радио, 1975.

4. Слока В. Х. Вопросы обработки радиолокационных сигналов. М.: Советское радио, 1970.

Б. Х. Тхамоков, В. Д. Степаненко

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ДВИЖЕНИЯ ГИДРОМЕТЕОРОВ И ВОЗДУХА В ОБЛАКАХ И ОСАДКАХ РАДИОЛОКАЦИОННЫМ МЕТОДОМ

Наблюдения за вертикальным движением облачных частиц и частиц осадков проводились с помощью котерентного радиолокатора, работающего в дециметровом диалазоне волн с вертикально направленной антенной. Бо́льшую часть исследованных конвективных облаков составляли кучево-дождевые облака с осадками ливневого характера (40 случаев), в семи случаях наблюдались Cb, из которых на землю выпадал град диаметром 1—3,5 см, остальные облака (5 случаев) давали осадки обложного характера.

Применяемые технические средства: оптический анализатор спектра, работающий в реальном масштабе времени, оптический анализатор спектра типа ОСА-73, регистрирующая аппаратура и другие устройства (накопления и обработки информации) позволяли с большой достоверностью проводить анализ радиолокационной информации. С помощью указанных электронных и оптических систем был проведен спектральный анализ распределения допплеровского смещения частоты, при этом основные расчеты сделаны с помощью ЭВМ М-222 и «Наири-2». Измерения проводились по методике, изложенной [1, 5], для разных высот, через каждые 210 м до максимальной высоты радиоэхо. Временной интервал составлял между двумя соседними измерениями около 2 мин. В результате получались практически мгновенные вертикальные распределения допплеровских спектров. Во время экспериментов в некоторых случаях одновременно с радиолокационными измерениями проводилось ракетное зондирование с целью получения дополнительных сведений о горизонтальных и вертикальных движениях воздуха в разных областях исследуемого облака. Для интерпретации полученных результатов широко использовались данные радиозондирования и наземные метеорологические и осадкомерные наблюдения, проводившиеся на полигоне.

Значения средней допплеровской скорости частиц \overline{V}_{π} м/с, дисперсии $\sigma_V^2 M^2/c^2$, отражаемостч $\eta \ cm^{-1}$ и скорость воздушного потока W вычислялись для каждого импульсного объема, «вырезаемого» стробом [1, 2, 3, 5]. Основные характеристики допплеровского спектра определялись исходя из следующих предположений.

Радиолокационный спектр допплеровских частот от потока гидрометеоров связан со спектром диаметров частиц, что в свою очередь определяет спектр скоростей частиц [1]

$$n(F)dF = n(d)dd = n(V)dV.$$
(1)

Имея измеренные значения $F_{\min} - F_{\max}$ спектра допплеровских частот и воспользовавшись (1), можно определить V_{π} с учетом весового вклада по отражаемости:

$$\overline{V}_{\pi} = \frac{\int_{V_{\min}}^{V_{\max}} V \eta(V) dV}{\int_{V_{\min}}^{V_{\max}} \eta(V) dV}$$
(2)

(3)

и дисперсию по скорости



где V_{\min} , V_{\max} — допплеровские скорости частиц, соответствующие F_{\min} , F_{\max} ; $\eta(V) dV$ — радиолокационная отражательная способность частицы, имеющей скорость VdV:

$$\eta = \int_{V_{\min}}^{V_{\max}} \eta(V) \, dV = \frac{10^{0,1n} R^2}{C_{\lambda}},\tag{4}$$

где R— расстояние до рассеивающего объема; n— мощность радиоэхо, дБ; C_{λ} — постоянная радиолокатора.

В случае вертикального зондирования облаков \overline{V}_{π} , измеренная радиолокатором, складывается из скорости вертикального потока \overline{W} и средней гравитационной скорости \overline{V}_{r} совокупности рассеивающих частиц:

 $\overline{V}_{r} = \pm W - \overline{V}_{r} \tag{5}$

(W имеет положительный знак при нисходящем потоке и отрицательный — при восходящем). Для определения \overline{V}_{r} может быть использована связь, предложенная Роджерсом [6]:

$$\overline{V}_{\rm r} = 3,84Z^{0,072}.$$
 (6)

С учетом конкретной длины волны радиолокатора вместо выражения (6) можно использовать

$$\overline{V_{\rm r}} = 49.5 \,\eta^{0.072}.\tag{7}$$

Для определения скорости воздушного потока, исходя из (5) и (7), можно воспользоваться выражением

$$\pm W = \overline{V}_{\mathfrak{g}} - 49.5 \,\eta^{0.072} \left(\frac{\rho_0}{\rho_H}\right)^{\alpha},\tag{8}$$

где ρ_0 , ρ_H — плотность воздуха на уровне моря и данной высоте; $\alpha = 0.4$ для дождя и 0,5 для града.

Данный метод имеет свои методические погрешности, указанные в [5], но является наиболее доступным для практической реализации.

Кроме мелкомасштабных измерений скорости гидрометеоров и воздуха в облаках и осадках, очевидно, представляют интерес и осредненные параметры движений гидрометеоров в конвективных облаках, а также параметры вертикального движения воздуха. Средние значения каждого из исследуемых параметров конвективных облаков рассчитывались по многим реализациям для каждого уровня. Для каждого исследованного облака составлялся массив выборок параметров $V_{\rm д}$, W, η , σ_V^2 и т. д., которые объединялись по типам облаков в генеральную совокупность. В дальнейшем, исходя из генеральной совокупности выборок данного параметра, производилось оценивание генерального среднего:

$$\overline{V}_m = \frac{1}{n} \sum \overline{V}_{A}, \tag{9}$$

где \overline{V}_m — генеральное среднее совокупности допилеровских скоростей частиц *m*-го уровня (расстояние между уровнями 210 м); *n* — количество выборок *m*-го уровня для всех облаков данного типа, $\overline{V}_{\rm A}$ — средняя допилеровская скорость частиц импульсного объема на *m*-м уровне.

Так же находились значения генеральной средней и для других параметров:

генеральное среднее совокупности частных дисперсий скорости гидрометеоров σ_r^2 на *m*-м уровне:

$$\overline{\sigma}_{Vm}^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \sigma_{Vi}^2; \qquad (10)$$

генеральное среднее совокупности скоростей воздуха W на *т*-м уровне:

$$\overline{W}_m = \frac{1}{n} \sum_{1}^{n} W; \tag{11}$$

генеральное среднее совокупности отражаемостей на *m*-м уровне:

$$g \overline{\eta}_m = \frac{1}{n} \sum_{1}^{n} \lg \eta.$$
 (12)

Для удобства при анализе экспериментального материала и представлении результатов были использованы величины lg η.

Используемый экспериментальный материал измерений позволял получить указанные параметры для следующих трех типов конвективной облачности:

- конвективные облака, из которых выпадает град на землю;

-- конвективные облака, дающие ливневые дожди и крупу;

— конвективные облака, дающие моросящие осадки с узким спектром размеров частиц.

Характеристика движений гидрометеоров и воздуха в грозо-градовых облаках

Конвективные облака, из которых выпадает град, характеризуются значительной высотой верхней границы радиоэхо (8— 13 км) и высокими значениями отражаемости (lg η≥—12 см⁻¹) для дециметрового диапазона радиоволн. Характерным для грозоградовых облаков является и широкий спектр скоростей частиц гидрометеоров и воздуха. Следует подчеркнуть, что для градовых процессов спектр скоростей гидрометеоров остается широким по всей высоте облака — у земли от 2 до 19 м/с, в средней части от —14 до 3 м/с, в предвершинной части от —20 до 2 м/с. Вероятно, такая большая изменчивость скоростей обусловлена не только широким спектром размеров отражающих частиц, но и влиянием турбулентности движений воздуха.

Полученные данные позволяют, с учетом результатов работы





[4], сделать вывод, что в основном в мощных кучевых облаках зарождение и рост града происходят на высотах от 5 до 8 км над уровнем моря, при температурах от —9 до —35°С, где наблюдаются скорости восходящего потока 12—25 м/с.

Распределения значений W, V, lg η в градовом облаке, построенные на основании анализа экспериментальных данных градовых процессов, представлены на рис. 1. Как видно из представленных на этом рисунке эпюр, скорость восходящего потока довольно плавно возрастает к предвершинной части облака, досигая максимального значения на высо-

те около 9 км над уровнем моря. Выше значение скорости восходящего потока резко уменьшается до нуля. Для всех кривых наблюдаются незначительные осцилляции (на рис. 1 отмечены штриховыми линиями). Для гидрометеоров характерно плавное уменьшение значения нисходящей скорости до нуля на высоте примерно 8-6,5 км, а выше 8 км мелкие частицы увлекаются вверх восходящим потоком со скоростью около 3 м/с. На этих же высотах вертикальная скорость воздуха достигает своего максимального значения (около 18—20 м/с). По эпюрам W, V и lg η судить об однозначной зависимости этих параметров довольно трудно. В зоне аккумуляции и роста града (от 5 до 8 км) абсолютное значение отражаемости lg n мало изименяется и находится в пределах от —12,5 до —13 см-1, выше отражаемость резко падает, а значение восходящей скорости воздуха увеличивается. (Падение значения отражаемости может служить свидетельством отсутствия гидрометеоров с большим диаметром или об их малой концентрации.) Максимальное значение отражаемости lg n располагается на 1000—1500 м ниже уровня максимума вертикальной скорости потока. Восходящий поток обнаруживается всегда выше уровня конденсации.

Следует отметить, что почти во всех исследованных градовых облаках отмечалось наличие восходящих потоков в виде наклонных «струй», с отклонением на 30—60° к тыловой части, а сама «струя» располагается ближе к передней части облака. Наличие нисходящих потоков со скоростями от 1 до 6 м/с, вероятно, вызвано за счет увлечения воздушных масс падающими частицами.

Анализ данных радиозондирования показывает, что для всех исследованных облаков уровень нулевой изотермы и уровень конденсации имеют малую область разброса (рис. 1), а горизонтальная скорость перемещения составляет 30—70 км/ч.

Характеристика движений гидрометеоров и воздуха в кучево-дождевых облаках

Ширина спектра скоростей вертикального движения воздуха и гидрометеоров в кучево-дождевых облаках гораздо уже, чем в градовых. Так, для воздушного потока ширина спектра скоростей составляет: в нижней части облака от 0 до 8 м/с, в средней части от —8 до 2 м/с и в предвершинной части от —2 до 0 м/с. Спектр скоростей воздушного потока и гидрометеоров немного расширяется от основания облака к центральной ее части, а к вершинной части резко сужается, доходя до значения $\Delta W = 2$ м/с.

Были получены также эпюры, отражающие распределение осредненных значений \overline{W} , \overline{V} , lg η по высоте в кучево-дождевом облаке. Здесь скорость восходящего потока \overline{W} увеличивается от основания облака к средней части, достигая максимального значения $\overline{W}_{max} = 7$ м/с на высоте около 4,5 км, далее до высоты 7 км абсолютное значение \overline{W} мало меняется. Как и в случае градовых

облаков, кривая скорости воздушного потока W в кучево-дождевых облаках не имеет ярко выраженного максимума, хотя до средней части облака наблюдаются незначительные флюктуации. В вершинной части скорость восходящего потока резко убывает. О поведении скорости восходящего потока выше уровня 7250 м невозможно сделать какие-либо выводы, так как диаметры и концентрация частиц выше этого уровня таковы, что не обнаруживаются с дециметровым когерентным радиолокатором.

Гидрометеоры над поверхностью земли имеют установившуюся скорость около 9 м/с. Выше скорость гидрометеоров плавно уменьшается до величины 4 м/с на высоте 4600 м над уровнем моря. На этом промежутке отражаемость увеличивается от значения $\lg \eta = -16,3 \text{ см}^{-1}$ до $\lg \eta = -14,8 \text{ см}^{-1}$. Выше 4600 м скорость гидрометеоров, как и скорость восходящего потока, почти неизменна и находится в пределах 4—5 м/с до высоты 6700 м. В предвершинной части и около верхней границы облака абсолютное значение скорости гидрометеоров уменьшается, стремясь к 0.

В слое 5750—7000 м значение $\lg \eta = -16 \div 15,6$ см⁻¹ и мало флюктуирует по абсолютной величине. В слое 5500—6000 м кривая значения $\lg \eta$ имеет маловыраженный максимум, а в вершинной части облака имеет тенденцию к уменьшению.

Все исследованные кучево-дождевые облака имели, по данным радиозондирования, высоту уровня конденсации в пределах 1600—2300 м (в пределах уровня стояния РЛС или ниже), уровень нулевой изотермы в пределах 3200—4000 м. Во всех случаях восходящий поток начинался выше уровня конденсации и ниже уровня нулевой изотермы.

Горизонтальная скорость перемещения кучево-дождевых облаков составляла 10-60 км/ч.

Характеристика движений гидрометеоров и воздуха в конвективных облаках с обложными осадками

Конвективные облака, образующиеся в результате прохождения холодного фронта или образования орографического фронта окклюзии, характеризуются образованием слоисто-дождевых облаков с обложными моросящими осадками. Слоисто-дождевые облака характеризуются малой высотой верхней границы облачности и однородностью выпадающих осадков.

Спектр скоростей вертикального движения воздуха, как и гидрометеоров, узкий. Для воздушного потока ширина спектра составляет: над поверхностью земли (630 м) от —2 до 3 м/с, в средней части облака (1260 м) от —3 до 0 м/с и около верхней границы облака (2730 м) от —2 до 0 м/с. Ширина спектра скоростей воздуха и гидрометеоров почти не меняется по всей высоте облака. Наблюдается очень малое расширение над поверхностью земли ($\Delta W = 5$ м/с) и резкое сужение спектра около верхней границы облака ($\Delta W = 2$ м/с) на высоте 2730 м. Как видно из рис. 2, абсолютное значение отражаемости по всей высоте облака практически неизменно $(\lg \eta \approx -16 \text{ см}^{-1})$, что является еще одним подтверждением малодисперсности спектра частиц обложных осадков.

Скорость гидрометеоров \overline{V} увеличивается на высоте около 1000 м над поверхностью земли (ниже уровня нулевой изотермы) и составляет около 4 м/с. Вероятно, увеличение скорости гидрометеоров вызвано за счет таяния отдельных снежинок при достижении ими уровня нулевой изотермы. На уровне верхней границы облака наблюдаются положительные скорости гидрометеоров

 $(\overline{\nu} \approx 0.25 \text{ м/с})$. В средней части облака скорость падения гидрометеоров составляет около 1 м/с.

Кривая скорости W восходящего потока не имеет явно выраженных экстремумов, достигает своего максимального значенич (около 4 м/с) на высоте около 1000 м (3000 м над ур. моря) и неизменна до высоты 2500 м. Выше 2500 м скорость восходящего потока плавно убывает.

Скорости воздуха и гидрометеоров в слоисто-дождевых облаках мало флюктуирует с изменением высоты.

По данным радиозондирования, исследованные слоисто-дождевые облака имели высоту уровня нулевой изотермы в пределах 2800—3800 м над уровнем моря. Горизонтальная скорость перемещения слоисто-дождевых облаков составляла 10—30 км/ч.





Заключение

1. Для болышинства неследованных грозо-градовых облаков распределение вертикальной скорости воздушного потока имеет резко выраженный максимум (20—22 м/с) на высотах 8—9 км.

2. Высота максимального значения отражаемости в грозо-градовых облаках находится на 1000—1500 м ниже уровня максимального значения скорости восходящего потока.

3. Скорость восходящего потока воздуха в кучево-дождевых облаках составляет 7—8 м/с и не имеет ярко выраженных максимумов.

4. Скорость восходящего потока воздуха в слоисто-дождевых облаках составляет 3—4 м/с и мало флюктуирует по высоте.

5. В слоисто-дождевых облаках с обложными осадками абсолютное значение отражаемости мало меняется по всей высоте облака

В настоящей статье авторы изложили некоторые результаты экспериментальных работ по изучению движения гидрометеоров и воздуха в облаках и осадках и не ставили перел собой задачу интерпретации полученных результатов с микро- и макрофизическими явлениями в облаках и осалках. Это является целью дальнейшей работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абшаев М. Т. и др. Методика и аппаратура допплеровских измерений вертикальных потоков в грозовых и градовых облаках/М. Т. Абщаев, А. В. Белявский, Б. Х. Тхамоков и др. — Труды ВГИ, 1676, вып. 31, с. 41—55. 2. Горелик А. Г., Логунов В. Ф. Определение скорости вертикальных

потоков и микроструктуры дождя по допплеровскому спектру и интенсивности радиоэхо.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1674. т. 10. № 7. c 742-751

3. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. - Л.: Гидрометеоиздат, 1973.—243 с. 4. Сулаквелидзе Г. К. Ливневые осадки и град.— Л.: Гидрометеоиз-

дат, 1967.—412 с.

5. Тхамоков Б. Х. Радиолокационные методы и аппаратуря лля исследования движений частиц в кучево-дождевых облаках. Труды ВГИ. 1973. вып. 22, с. 67-78.

6. Rogers R. R. An extension of the Z-R relationship for Doppler radar. Prepr. Elevent Wea. Radar.- Conf. Boulder, Amer. Met. Soc. 1964. p. 158-160.

В. К. Завируха, В. Д. Степаненко

ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК РАССЕЯНИЯ САНТИМЕТРОВЫХ РАДИОВОЛН ИСКУССТВЕННЫМИ ГРАДИНАМИ

Радиолокационное исследование кучево-дождевых облаков, из которых выпадает град, имеет большое научное и практическое значение. Измерения характеристик рассеяния облаков помогают выяснить механизм образования града, а также обеспечить повышение эффективности активных противоградовых воздействий [4].

Однако выявление градоносных и прадоопасных кучево-дождевых облаков в настоящее время является весьма трудоемкой задачей, носящей вероятностный характер. В связи с этим в дальнейших радиолокационных исследованиях грозовых кучеводождевых облаков большое значение приобретают измерения эффективной площади рассеяния (ЭПР) частиц гидрометеоров в лабораторных условиях. В настоящее время наиболее прогрессивными методами лабораторных измерений ЭПР являются методы, использующие безэховые камеры.

Применение специально разработанной методики [5] исследования характеристик рассеяния



Рис. 1. Пример записи мощности эхо-сигналов от искусственной градины при различных ракурсах облучения (вес градин 178 г).

метеорологических объектов в безэховой камере позволило произвести измерение статических диаграмм рассеяния искусственных градин различных размеров.

Изготовление градин производилось путем замораживания водяных объемов различных размеров в формах эллипсоидов вращения. Перед непосредственными измерениями искусственные градины помещались в безэховую камеру на специальную опору и снималась их статическая диаграмма рассеяния при разных углах облучения. В последующем результаты измерений подвергались статистической обработке с помощью ЭВМ.

Размеры и вес исследуемых искусственных градин были выбраны согласно результатам измерений выпадавшего града, полученным в работах [2, 4].

В процессе измерений характеристик рассеяния градин их температура была отрицательной, что позволяло производить запись отраженного сигнала, соответствующего сухому граду.

Габлица І

№ п/п	Pr	ћ мм	<i>d</i> ₁ мм	<i>d</i> ₂ мм	σ CM ²	σ _{МИН} см ²	омакс см2	_δ см ²
1	0,5	12	15	14	1,5	0,76	2,6	0,44
2 -	4,8	18	22	19	0,97	0,56	1,8	0,26
3	14	26	33	26	5,8	1,12	19	4,2
4	,3 3	35	45	40	33,4	20	45,8	6,2
5	65	46	55	48	56,5	28,8	91	16,8
6	113	56	65	58	122,2	1,4,	161,9	27,2
7	178	64	76	. 68	138,6	9,1	282	70,5
8	268	76	86	84	136,3	36,4	288	82,9
9	384	80	106	86	85,8	1,45	324	93,2
10	525	80	115	106	259	1,5	818	196,6

Характеристики рассеяния искусственных градин ($\lambda = 3$ см)

На рис. 1 показан образец записи мощности эхо-сигналов от отдельной градины № 7 в функции угла облучения, а в табл. 1 и 2 представлены результаты обработки таких сигналов, полученных в безэховой камере для 10 сухих градин. Искусственные градины имели вес P от 0,5 до 525 г и их форма в общем приближалась к форме эллиптических сфероидов. При этом высота сфероида обозначалась h, большой диаметр d_1 , малый диаметр d_2 . Для характеристики ЭПР были приняты следующие обозначения: $\overline{\sigma}$ среднее значение (см²), полученное из 72 значений ЭПР при вращении каждой градины вокруг осн h; $\sigma_{\text{мин}}$ — минимальное значение ЭПР, полученное из этой же выборки; $\sigma_{\text{макс}}$ — максимальное значение; δ — среднее квадратическое отклонение ЭПР.

Анализ данных рис. 1 и табл. 1 и 2 позволяет сделать ряд выводов. Прежде всего вследствие отклонения формы градины от сферической наблюдаются резкие колебания величины ЭПР при изменении угла облучения. При этом с увеличением размеров градин указанные колебания ЭПР возрастают. Если их характеризовать величиной среднего квадратического отклонения **б**, то, например,

Распределение ЭПР искусственных градин (%) для разных интервалов (см²) при изменении ракурса облучения от 0 до 360°

	· · ·		Номер града	ции	1 · 1
Вес, г	1	2	3	4	5
0,5	3%	11%	21 %	20%	20%
	0,76—0,95	0,96—1,14	1,15—1,33	1,34—1,53	1,54-1,72
4,8	21%	11%	11%	15%	9%
··	0,56-0,68	0,69-0,80	0,81-0,93	0,94—1,05	1,06-1,18
14	26%	22%	18%	, 9%	5%
State State	1,12-2,90	2,91-4,69	4,70—6,48	6,49-8,27	8,28-10,0
33	6%	3%	10 %	15%	8%
÷	20,0-22,5	22,625,1	25,2-27,7	27,8-30,3	30,432,9
65	5%	18%	14%	4%	8%
	28,8—35,0	35,1-41,2	41,3—47,4	47,5—53,6	53,7—59,9
113	1 %.	0,5 %	0,5 %	0,5 %	0,5 %
Pitt 1	13,8—17,4	17,5—33,5	33,6—49,5	49,6—65,6	65,7-81,6
178	7 %	7 %	7%	19%	23%
	9,1—36,3	36,4—63,6	63,7—90,9	91,0—118,2	118,3—145,5
268	27 %	17%	7%	6%	5%
· ·	36,4—61,5	61,6—86,7	86,8—111,8	111,9—137,0	137,1—162,2
384	41%	23%	6%	1%	5%
	14,5-33,7	33,865,9	66,0—98,2	98,3-130,4	130,5-162,7
525	31 %	9%,	17 %	6%	13%
e Age 19	1,45-83,1	83,2—164,7	164,8—246,4	246,5—328,5	328,1-409,7
			Номер града	ции	
Вес, г	6	7	8	9	10
0,5	11%	1%	5%	1%	7%
	1,72-1,91	1,922,11	2,12-2,30	2,31-2,49	2,58-2,69
4,8	29 %	1%	1%	1%	1 %
	1,18—1,30	1,31-1,42	1,43—1,55	1,56—1,67	1,68-1,80
14	7%	6%	2%	2%	3%
	10,0—11,8	11,9—13,6	13,7—15,4	15,5-17,2	17,3—19,0
3 3	31 %	9%	7%	6%	5%
	32,9—35,4	35,5—38,0	38,1-40,6	40,743,2	43,3—45,8
65	16%	16%	6%	4%	8%
	59,966,1	66,2—72,3	72,4—78,5	78,6-84,7	84,8—91,0
113	23 %	9%	18%	41%	6%
	81,697,7	97,8—113,8	113,9—129,8	129,9—145,9	146,0—161,9

			Номер градан	ции	2 ~
Вес, г	6	7	8	9	10
178	13%	9%	1%	1%	13%
	145,5-172,8	172,9-200,1	200,2227,4	227,5-254,7	254,8-282,0
268	10%	5%	7 %	5%	11%
	162,2-187,3	187,4—212,5	212,6-237,6	237,7-262,8	262,9-288,0
384	4 %	1 %	15 %	3%	1%
	162,2-194,9	195,0-227,2	227,3-259,4	259,5-291,7	291,8-324,0
525	15%	5%	2 %	1%	1 %
	409,7-491,3	491,4-573,0	573,1-654,6	654,7—736,3	737,4-818,0
525	15 % 409,7—491,3	5 % 491,4—573,0	2 % 573,1—654,6	1 % 654,7—736,3	1 % 737,4—81

для градины диаметром 12—15 мм δ =0,44 см², а для 80—115 мм гораздо больше (196,6 см²).

Из результатов эксперимента хорошо видно, что с увеличением диаметров градин, как правило, происходит возрастание средних и масимальных значений ЭПР. Что же касается минимальных значений ЭПР, то указанной закономерности не наблюдается.

Интересными являются также результаты сопоставления расчетных значений с экспериментальными данными. Величины $\overline{\sigma}$ и $\sigma_{\text{макс}}$ сопоставлялись с $\sigma_{\text{т}}$ — теоретическими эначениями ЭПР сухих сферических градин, диаметр которых принимался равным $d_{c\phi} = \frac{h+d_1+d_2}{3}$, и расчеты производились с использованием данных работы [1].

Анализ сопоставления показывает, что для измеренных размеров градин наиболее близки между собой значения σ_{T} и σ_{Marc} . В то же время σ , как правило, в несколько раз меньше σ_{T} .

Выводы

1. По данным измерений в безэховой камере ЭПР сухих искусственных прадин, форма которых отличается от сферической, испытывает резкие колебания в зависимости от ракурса облучения.

2. Экспериментальные значения ЭПР сухих искусственных градин могут в несколько раз отличаться от расчетных значений в случаях аппроксимации формы градин сферической. Это обстоятельство должно сказываться на точности интерпретации результатов измерения размеров градин в реальных условиях.

3. Исследования характеристик рассеяния искусственных градин в лабораторных условиях указывают на сложный механизм формирования их ЭПР, что требует дальнейших экспериментальных и теоретических проработок. 1. Абшаев М. Т. и др. Поглощение и полное ослабление микрорадиоволи в градовых и дождевых осадках/М. Т. Абшаев, Х. Н. Карпов, В. И. Розенберг.— Труды ВГИ, 1975, вып. 29, с. 18—71.

2. Беленцова В. А., Федченко Л. М. Анализ трех случаев градобитий на Северном Кавказе. — Труды ВГИ, 1976, вып. 31, с. 86—97.

3. Майзельс Е. Н., Торгованов В. А. Измерения характеристик рассеяния радиолокационных целей. — М.: Советское радио, 1972. — 164 с.

4. Сулаквелидзе Г. К. Ливневые осадки и град. — Л.: Гидрометеоиздат. 1967. — 412 с.

5. Завируха В. К. и др. Исследование характеристик рассеяния метеорологических и орнитологических объектов в безэховых камерах/В. К. Завируха, В. А. Сарычев, В. Д. Степаненко и др.— Труды ГГО, 1977, вып. 395, с. 40—46.

Ж. Д. Алибегова, Д, П. Беспалов, Г. Б. Брылев, Н. Ф. Иванова

ОЦЕНКА ПОЛУСУТОЧНЫХ СУММ ОСАДКОВ ПО ДАННЫМ СЕТЕВЫХ МРЛ

Введение

Радиолокационный метод измерения осадков при всех своих достоинствах [2] пока не обеспечивает необходимой абсолютной точности измерения количества осадков на площади обзора за сравнительно короткие промежутки времени. С другой стороны, он является незаменимым при обнаружении относительных экстремумов в поле осадков. Если учесть, что для синоптиков и гидрологов важна любая информация об осадках, то при ряде допущений задачу о получении относительных экстремумов в поле осадков можно решить с помощью информации оперативных МРЛ.

Как известно [3], на сети МРЛ оценка максимальной мгновенной интенсивности осадков в ячейках 30×30 км² ведется с помощью зависимости Маршала — Пальмера

$$Z(a^6) = 3,12I^{1,6} \tag{1}$$

по градациям табл. 1.

Время наблюдений, по которому определяется мгновенная максимальная интенсивность в ячейке 30×30 км², не превышает -3 мин.

Таблица 1

Градации осадков по их максимальной интенсивности Імакс (мм/мин)

№ п/п	Качественная оценка	Диапазон I _{макс} мм/мин	Диапазон величи- ны 1g Z (а ⁶)
1	Слабые	0,0080,048	0—1,1
2	Умеренные	0,05-0,417	1,22,7
3	Сильные	0,418—2,3	2,8- 3,9
4	Очень сильные	>2,3	>3,9

Цель настоящей статьи — обосновать возможность и методику применения оперативной радиолокационной информации для оценки наибольшего количества осадков в ячейке 30×30 км² в радиусе 90—120 км от МРЛ за 12 ч в рамках существующих программ наблюдений в синоптические сроки и в режиме штормооповещения [3].

Для этого были найдены статистические зависимости между максимальной ($I_{\text{макс}}$) и средней (\overline{I}) интенсивностью осадков и их количеством (Q) за дождь внутри градаций табл. 1. С их помощью определялось количество осадков в ячейках $30 \times 30 \text{ км}^2$ за каждый час и за 12 ч. Эти данные в свою очередь сравнивались с наземными для оценки максимальной погрешности измерений.

Статистические зависимости между характеристиками осадков

Для определения характеристик осадков внутри градаций табл. 1 были проанализированы данные об осадках ($I_{\text{макс}}$, I, Q) с продолжительностью менее 60 мин в течение теплото времени года в районе Валдайского ливнемерного куста за срок не менее 5 лет. Внутри градаций находились статистические характеристики $I_{\text{макс}}$, I и Q: среднее, среднее квадратическое отклонение σ , уравнение линейной регрессии (y=A+bx), ошибка регрессии, коэффициенты корреляции K и их средние квадратические ошибки σ_{K} .

При анализе было выяснено, что вероятность появления очень сильных осадков не превышает 0,5% количества всех выпавших в районе осадков такой продолжительности за пятилетний период, а вероятность сильных — 3%. Это подтверждается и радиолокационными данными о вероятностях появления соответствующих значений $I_{\text{макс}}$, вычисленных по величине Z.

Анализ характеристик осадков показал, что, по-видимому, механизмы образования сильных и очень сильных осадков сходны в разных физико-географических условиях. Исходя из этого предположения для анализа были привлечены дополнительные данные об осадках с $t \leq 60$ мин и $I_{\text{макс}} > 0,6$ мм/мин по Грузии (1970— 1974 гг.) и по Украине (1974 г.). В результате были скорректированы градации осадков; за очень сильные приняты осадки начиная с $I_{\text{макс}} > 1$ мм/мин.

Результаты расчетов характеристик осадков даны в табл. 2 и на рис. 1 и 2. Из таблицы следует:

1. В градации слабых осадков $I_{\text{макс}}$ и \overline{I} практически совпадают, коэффициент корреляции K=0,96. Величина отношения $I_{\text{макс}}/\overline{I}$ по мере увеличения порядкового номера градации изменяется как 1; 3; 4,5; 4,5.

2. Изменчивость $Q\left(V_Q = \frac{\sigma_Q}{\overline{Q}}\right)$ остается практически постоянной внутри каждой градации и равняется 0,8—0,9.

3. Остается практически неизмененным отношение между сред-

Tabauya 2

,

7

Статистические карактеристики жидких осадков (<u>I</u> мм/мин, I_{макс} мм/мии, Q мм) плолотулительностью менее посо

					IL PUAUNUMAI	PRUCIPIO MENEC 40	ICa				
Шистонон	Votoriant	- 110			Ураві	нение линейной регресс	ИИ	п иффео _Я	иент корј	реляции К	
дианазон изменения Г _{макс}	характери- стика осад- ков (у)	чество дождей	Сред-	ь	۲ ۲ ^α	I _{макс} ±σ _y	$Q^{\mp \sigma}_{y}$	<u>1</u>	<i>І</i> макс	Q	a K
0.008	<u></u>	2417	0.02	0.01	-	0.98 Insee	0.01 <i>0</i> +0.01	· .	0.96	0,23	0.002
0,048	Імакс	2417	0,02	0,01	$0,93\bar{I} + 0,001$	±0,92 	$\pm 0,01$ 0,04Q+0,01	0,96	_	0,2	0,02
	ð	2417	0,33	0,31	± 0.02 10,17 $\overline{7}$ + 0,18 ± 0.3	9,38 I _{Makc} +0,19 +0.3	+ 0,01	0,23	0,2	-	0,02
0,05	T	1085	0,00	0,04	0,0	0,14 / _{Makc} +0,04	0,01Q+0,05	,	0,33	0,21	0,03
0,417	I _{Makc}	- 1085	0,17	0,1	$0,82$ $\vec{I}+0,12$	±0,04	$\pm 1,08$ $0,03Q \pm 0,13$	0,33		0,36	0,03
	0	1085	1,2	1,1	± 0.09 5,79 $\overline{1}+0.84$	4,02 I _{Makc} +0,52	± 1,03	0,21	0,36		0,03
0,418-	Ţ	220	0,15	0,12	±0,4	±0,09 0,21 / _{Makc} +0,01	0,02Q+0,08		0,38	0,53	0,06
1,(0	Імакс	220	0,67	0,18	0,5 1+0,6	±0,11 	± 0.01 $0.02Q \pm 0.58$	0,33	Į	0,46	0,05
	ð	220	4,2	3,64	± 0.17 16,27 \overline{I} +1,72	9,23 І _{макс} —2,02	+0,16	0,53	0,46		0,05
>1,0	Ţ	129	0,41	0,29	+3,00	±3,23 0,06 / _{Marc} +0,3	0,020+0,16		0,19	0,61	0,08
	Імакс	129	1,85	0,94	0,61 1+1,6	± 0,29	± 0.23 0.014Q ± 1.64	0,19	·	0,7	0'03
,	0	129	14,66	10,75	± 0.92 22,47 \vec{I} +5,54	1,9 / _{Makc} +11,15	±0,92	0,61	0,17	-	0,05
	, .				± 8,52	G()17	ι.				





I — среднее значение количества осадков Q в градациях по I_{MaKC} , 2 — уравнение линейной регрессии Q (I_{MaKC}) в градациях по I_{MaKC} , 3 — сглаженная зависимость $Q(._{MaKC})$ по скользящему интервалу ($1gZ_i \pm 0.05$), 4 — то же по скользящему интервалу ($1gZ_i \pm 0.3$).



Рис. 2. Графики распределения количества дождей n, по которым проводилось сглаживание. $I - [(1g Z_i \pm 0.05); 2 - (1g Z_i \pm 0.3)]$. ними значениями характеристик осадков \overline{I} и \overline{Q} последующей градации к предыдущей ($\overline{I} \approx 3$ и $\overline{Q} \approx 4$ соответственно).

4. Надежность оценки \bar{Q} по измеряемому значению $I_{\text{макс}}$ уменьшается с увеличением $I_{\text{макс}}$.

5. Величина коэффициента корреляции между І_{макс} и І уменьшается по мере увеличения порядкового номера градации.

6. Величина коэффициента корреляции К между Q и I_{макс} в последней градации ниже статистически значимой величины (на 1% уровне).

7. Аппроксимация уравнения регрессии $Q(I_{\text{макс}})$ во всем диапазоне характеристик выпадающих осадков возможна функцией типа $y = Ax^m$.

На рис. 1 приведены графики некоторых характеристик и зависимостей табл. 2. Пунктиром нанесено распределение количества

Таблица 3

№ пп	Качественные градации	lgZ(a ⁰)	/ _{макс} мм/мин	7 мм/мин	Q мм	\overline{Q} mm
1 2 3 4	Слабые	$0,-1,1 \\ 1,2-2,7 \\ 2,8-3,3 \\ >3,3 \\$	0,008-0,048 0,05-0,417 0,418-1,0 >1,0	$\begin{array}{c} 0,008 - 0,048 \\ 0,05 - 0,1 \\ 0,11 - 0,23 \\ > 0,23 \end{array}$	0-0.6 0,61-2,2 2,21-7,3 >7,3	0,33 1,2 4,2 > 4,66

Градации характеристик осадков продолжительностью менее 60 мин

дождей по градациям. На первую градацию приходится 63,2% их общего количества, на вторую — 28%, на третью — 5% и на четвертую — 3,8%.

Каждому рассчитанному по величине $\lg Z$ и уравнению (1) значению $I_{\text{макс}}$ можно найти из экспериментальных данных соответствующее значение Q. Если провести осреднение Q внутри интервала шириной $\pm 0,05$ и $\pm 0,3$ (предельная и реальная ошибки измерения $\lg Z$) через шаг $0, \lg Z$, то можно получить зависимость между $\bar{Q} = I_{\text{макс}}$, близкую к зависимости вида $\bar{Q} = a I_{\text{макс}}^m$ (кривые 3 и 4). Эта операция соответствует сглаживанию Q с переменным шагом $I_{\text{макс}}$, величина которого растет с увеличением $I_{\text{макс}}$.

По рис. 1 можно оценить погрешность, которая получится при замене Q_i средними значениями градации \overline{Q} . Количество дождей, в которых относительная погрешность оценки Q превосходит 100% $(\overline{Q}-Q_i)$

 $\frac{-Q_i}{Q_i}$), не больше 7% для каждой градации.

На рис. 2 приведены графики распределения количества дождей *n*, по которым проводилось сглаживание, отнесенное к ширине интервала $I_{\text{макс}}$ мм/мин.

Таким образом, можно считать, что градации осадков по Іманс
отражают особенности механизма образования осадков. Очевидно, что очень сильные осадки с $t \leq 60$ мин являются результатом маловероятных сочетаний факторов, особо благоприятных для их появления. В частности, уменьшение статистической зависимости $I_{\text{макс}}$, I и Q очень сильных осадков может объясняться наличием аномально больших градиентов в таком дожде и уменьшением в связи с этим вероятности регистрации $I_{\text{макс}}$ дождя наземным дождемером. Пользуясь данными табл. 2, можно представить градации осадков не только по $I_{\text{макс}}$, но по I и Q (табл. 3).

Методика определения количества осадков в ячейке 30×30 км²

Статистические зависимости между Q и $I_{\text{макс}}$ позволяют оценить Q в ячейке 30×30 км по данным МРЛ. Основное долущение, которое при этом должно приниматься, заключается в следующем: МРЛ измеряет в дожде величину $I_{\text{макс}}$ или близкую к нему, которая является репрезентативной не только для данного дождя, но и для всех очагов осадков в ячейке 30×30 км [1].

Методика оценки \bar{Q} состоит из нескольких этапов:

1. По величине $\lg Z$ и уравнению (1) определяется $I_{\text{макс.}}$

2. По величине $I_{\text{макс}}$ выбирается соответствующее ему \overline{Q} , равное среднему значению \overline{Q} в градации $I_{\text{макс}}$ (табл. 3).

3. Величина \bar{Q} характеризует максимальный слой осадков в ячейке 30×30 км за часовой интервал.

4. Если осадки в ячейке 30×30 км отмечаются несколько часов, то ежечасные значения Q суммируются.

При такой методике с учетом функций распределения Q и $I_{\text{макс}}$ следует ожидать завышения фактического значения Q в первой и второй градациях и некоторого их занижения в третьей и четвертой.

Для проверки сделанных допущений были отобраны серии радиолокационных наблюдений в УАМЦ (1974 г) за 12-часовые интервалы, когда МРЛ проводили наблюдения ежечасно. В табл, 4 даны результаты сопоставления максимальных и средних значений количества осадков, зафиксированных в радиусе 120 км и определенных по МРЛ и дождемерной сети. Из анализа следует:

1. Наиболее оптимальным для оценки среднего по площади слоя осадков является использование данных МРЛ в случае выпадения дождей с Q > 3 мм. Завышение сумм осадков (главным образом за счет тех осадков, которые не фиксируются наземными дождемерами из-за невысокой плотности сети наблюдений) находится в таких ситуациях в пределах 50%,

2. Сопоставление наземных и радиолокационных данных об осадках позволит быстрее выявить систематическую ошибку калибровки изоэхо на МРЛ, если она имеется.

3. Для упрощения расчетов можно без существенного увеличения погрешности считать средним значением \overline{Q} в первой градации 0,3 мм, во второй 1 мм, в третьей 4 мм и в четвертой 15 мм.

. 12	
0	
1	
ç	
<u>a</u>	
· . •	

uua 4 Сопоетавление данных о количестве осадков Q в радиусе 120 км по наземным метеостанциям (MC) и MPJI (} . ١,

		Площал. ков в <i>R</i> ₌	ь осад- =120 км		MC				ГЧW			0	0-
Дата	сутки сутки	I/dW	MÇ	Q _{макс} мм	MM Q	õ	~^^	Q _{макс} мм	MM Q	۵ ۵	No.	Q _{MC}	мрл макс «мс макс Омс макс
28 VII	21-09	0,4	0,2	1,1	0,5	1,25	2,5	2,0	0,8	0,51	0,63	0,60	0,81
II VI	21—09	6'0	0,5	1,2	0,4	0,4	1,0	0 . 9 [°]	0,3	0,14	0,46	-0,25	0,25
28, VII	09-21	1,0	0,2	1,4	0,9	0,17	1,9	16,0	3,3	3,3	1,0	2,66	10,42
13 VII	09—21	0,3	0,2	2,1	1,2	0,23	1,94	5,0	3,1	2,0	0,64	0,58	1,38
5 VI	09-21	0,85	0,68	2,4	0,5	0,74	1,48	2,6	6'0	0,72	0,8	0,8	0,08
12 VI	09—21	1,0	0,8	4,9	. 33	1,42	0,62	22,0	6,1	5,1	0,83	1,65	3,48
-13 VJ	09—21	0,8	0,5	6,9	1,3	2,15	1,65	29,3	6,0	7,13	1,18	3,61	3,24
20 VI	0921	0,9	0,5	6,8	2,2	3,04	1,37	24,0	6,2	5,35	0,86	1,81	1,69
13 VI	21—09	0,7	0,8	10,0	3,6	3,86	1,07	14,3	5,9	3 ,88	0,65	0,63	0,31
29 VII	09—21	0,95	0,8	12,2	4,4	3,64	0,83	27,0	6,4	5,62	0,87	0,45	1,21
2 VII	_09-21	0,8	0,8	12,8	1,3	2,94	2,26	16,6	2,7	3,24	1,2	1,07	0,29
20 VII	0921	1,0	0,8	28,8	5,6	7,72	1,38	23,0	4,0	4,71	1,17	-0,28	0,20

Для внедрения на сети Гидрометслужбы предлагаемая методика должна пройти всестороннюю проверку в разных физикогеографических районах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алибегова Ж. Д. и др. О привлечении данных МРЛ сети штормооповещения для анализа полусуточных изогиет жидких осадков/Ж. Д. Алибегова, Д. П. Беспалов, Г. Б. Брылев и др. — Труды ГГО, 1976, вып. 375, с. 69—78. 2. Боровиков А. М. и др. Радиолокационные измерения осадков/А. М. Боровиков, В. В. Костарев, И. П. Мазин и др. — Л.: Гидрометеоиздат, 1967.—140 с.

3. Руководство по производству наблюдений и применению информации с радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 334 с.

 $\in [\cdot]_{i}$

· 1

1.1.1.

1.18

Г. Б. Брылев, Г. Л. Низдойминога

ПЕРЕМЕЩЕНИЕ РАДИОЭХО СЬ И ПОЛЕ ВЕТРА В ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ

Известно, что в наибольшем числе случаев направление движения радиоэха конвективной облачности (РКО) совпадает с направлением ветра на одном или нескольких барических уровнях [1, 2]. Однако существует 25—30% РКО, которое имеет более сложный характер движения, часто отличный от направления адвектирующего их воздушного потока.

Оценим на экспериментальных данных особенности движения РКО с помощью корреляционных соотношений между параметрами, описывающими перемещение радиоэха и ветер в тропосфере.

Первичная обработка радиолокационных данных [1] в радиусе 150 км предусматривала получение параметров движения 153 зон РКО. Характеристики ветра брались из данных аэрологического зондирования в пункте установки МРЛ. Угол отклонения ($\Delta \varphi_i$) вектора движения РКО (V_p) от вектора ветра (V_{π}) на одном или нескольких барических уровнях ($\Delta \varphi_{850} = \varphi_p - dd_{850}$; $\Delta \varphi_{700} = \varphi_p - dd_{700}$; $\Delta \varphi_{500} = \varphi_p - dd_{500}$) достаточно полно отражает особенности движения РКО. Знак минус при $\Delta \varphi_i$ будет означать, что РКО при своем движении за время оценки (Δt) скорости и направления отклонилось от потока влево, а знак плюс — вправо.

Условия внешнего ветрового поля описываются:

— направлением ветра на трех барических уровнях: dd_{850} , dd_{700} и dd_{500} ;

— скоростью ветра на трех барических уровнях: V_{1,5}, V₃, V₅, — сдвигом направления ветра в изобарических слоях 500—850

и 500—700 мбар: $\Delta d_1 = dd_{500} - dd_{850}$, $\Delta d_2 = dd_{500} - dd_{700}$.

Дополнительно к анализу привлекались другие аэрологические и радиолокационные характеристики:

— площадь (S) и высота (H) РКО;

— изменение площади РКО ($\Delta S/\Delta t$, $\Delta S/S$);

— параметр, отражающий изменение скорости ветра с высотой (V₅₀₀/V₈₅₀ мбар);

— параметр различия фактических скоростей ветра на барических поверхностях и скорости РКО ($\Delta V_{1,5} = V_{1,5} - V_p$; $\Delta V_3 = V_3 - V_p$; $\Delta V_5 = V_5 - V_p$).

В табл. 1 даны уравнения регрессии, связывающие характеристики $\Delta \varphi_i$ и V_p с параметрами внешнего поля ветра. Эти уравнения получены для различных групп РКО, сформированных на основе введенных градаций характеристик РКО и ветра в свободной атмосфере. В таблице приводятся в основном те уравнения регрессии, у которых коэффициенты корреляции *КК* между их параметрами не ниже 1% уровня значимости (*КК*_{зн}).

Из табл. 1 следует:

— при правом вращении ветра с высотой РКО в основном отклоняется вправо от направления потока на АТ₈₅₀;

— значение $\Delta \varphi_{850}$ как при правом, так и при левом повороте ветра с высотой всегда несколько меньше угла вращения ветра Δd_1 или Δd_2 ;

— зависимость $\Delta \varphi_{700}$ от dd_{700} носит более сложный характер. Здесь в основном справедлива обратная закономерность. При левом вращении ветра с высотой РКО будет отклоняться вправо от dd_{700} , а при правом вращении ветра — влево;

— при некоторых условиях ветрового поля (18 км/ч < $V_{1,5}$ < 36 км/ч; —23° < $\Delta d_1 \leq 23$ °; $\Delta d_1 > 23$ °) закономерности отклонения РКО от потока на H=3 км такие же, как и для $\Delta \varphi_{850}$. Такой характер $\Delta \varphi_{700}$ обусловлен в большой степени самим распределением dd_{700} относительно dd_{850} и, кроме того, указывает на определяющую роль $V_{1,5}$ для направления движения рассматриваемых РКО;

— большинство РКО при $V_{\rm n}$ от 20 до 50 км/ч дают величины $\Delta \phi_{850}$ порядка 10—20°, что примерно укладывается в пределы по-грешности оценки $\phi_{\rm p}$;

— при $V_{\rm m} > 60 \div 70$ км/ч $\Delta \varphi$ увеличивается. При небольших $V_{\rm m} (\approx 10-20$ км/ч) РКО имеет тенденцию к отклонению влево от dd_{850} ($\Delta \varphi_{850}$ может достигать значений $-20 \div -30^\circ$). Именно при такой ситуации $V_{\rm p}$, как правило, больше, чем $V_{1,5}$;

— для двух характерных условий поля ветра, когда сдвиг направлений ветра Δd_1 и Δd_2 более +23 и -23° соответственно, значение $\Delta \varphi_{850}$ минимально при $V_{1,5} \approx 50$ км/ч (в первом случае) и $V_5 \approx 60 \div 80$ км/ч;

— скорости перемещения $V_{\rm p}$ ячейки и малой мезомасштабной площади (ММП) (табл. 1) совпадают со скоростью потоков на АТ₈₅₀ и АТ₇₀₀, когда последние достигают значений 30—40 км/ч. В остальных случаях $V_{\rm p}$ не совпадает с $V_{1,5}$ и V_3 . При больших значениях $V_{\rm m}$ величина $V_{\rm p}$ меньше $V_{\rm m}$, а при $V_{\rm m} < 25$ км/ч — наоборот.

Анализ закономерностей отклонения $\Delta \varphi_{850}$ позволяет перечислить основные, наиболее систематически действующие физические факторы, влияющие на движение Cb:

1. Гидродинамическая сила воздушного потока адвектирует Св в направлении ветра на уровнях АТ₈₅₀ или АТ₇₀₀.

Уравнения регрессии для скорости

Градании по признакам		Параметр	ы движения	я
разделения	Δ φ ₈₅₀	KK	КК _{зн}	
Общие закономерности, <i>R</i> =150 км, М:100, 300	$0,42 \Delta d_1 + 7$		•	Ĩ
Ячейка	$0.5 \Delta d_1 + 11$	0,73	0,4	
	$0,8 \Delta d_2 + 16$	0,64	0,4	
	V ₃ —35	0,43	0,4	
ММП	$0,48 \Delta d_1 + 8$	0,62	0,28	
	V_{15} —33	0,56	0,28	
	$0,88 V_3 - 35$	0,61	0,28	
ΕΜΠ			$(\sqrt{2}, \frac{1}{2}, 1$	
По высоте РКО:			· · · ·	
<i>Н</i> ≼6 км	0,96 V ₃ —37	0,57	0,25	
				ł
По скорости АТ ₈₅₀ : 18 / V<36	$0.46 \wedge d_{2} + 4$	0.56	0.33	į
$V_{-} > 36$	0,10 2 4 1		0,00	
$I_{1,5} \sim 00$				
V ₃ до 36	$0,44 \Delta d_1 - 3$	0,57	0,34	`.
$V_{3} > 36$	$0,28 \Delta d_1 + 13$	0,35	0,27	
	$0,84 V_{1.5}$ - 28	0,4	0,27	
По вертикальному сдвигу скорости			1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 -	ļ
V_{500}/V_{850} K < 2	141/	0.54	0.4	
1 2	1, 4 / 1,5 -00	0,01	0,1	ľ
K>2	$0,5 \Delta d_1 + 7$ 0.97 V - 38	0,55 0,56	0,25	
	0,5773-00	0,00	0,20	
По сдвигу направления ветра в слое				
$\Delta d_1 > -23^{\circ}$	$0,53 \Delta d_2 - 12$	0,6	0,4	ľ
$\Delta d_1 = \pm 23^{\circ}$	3 8 V	0.65	0.46	
По сдвигу направления ветра в слое	0,075-191	0,00	0,40	
5,5—3 км:	0.017	0.84	0.71	ŀ
$\Delta d_2 = \pm 23^{\circ}$	$0,46 \Delta d_1 + 7$	0,54	0,2	
$\Lambda d > 23^{\circ}$	$0,98V_5 - 38$	0,56	0,2	
Общие закономерности:				
R=100 км, М:100	$0,5 \Delta d_1 + 8$ 0.64 $\Delta d_1 + 12$	0,72	0,26	
R=300 км, M:300	$0.04 \Delta a_2 + 12$ $0.3 \Delta d_1 + 7$	0,33	0,20	

-42

Таб лица 1

и направления перемещения РКО

радиоэхо конвективной облачности

Δφ700	KK	KK _{3H}	V p	KK	ККзн
			$\begin{array}{c} 0,32 V_{1,5}{+}26 \\ 0,27 V_{3}{+}25 \\ 0,1 V_{5}{+}25 \end{array}$		
			$0,48 V_{1,5} + 22 \\ 0,46 V_3 + 19$	0,61 0,67	0,4 0,4
$0,25 \Delta d_2 + 5$	0,41	0,28	0,17 <i>V</i> ₃ +30	0,28	0,28
$-0.6 \Delta d_1 - 0.4$	0,47	0,47	0,26 <i>V</i> ₅ +17	0,53	0,47
e la companya en parte de la companya en parte de la companya			$0,36V_{1,5}+24$ $0,32V_3+23$	0,45 0,45	0,25 0,25
$1,2 \wedge d_2 + 23$ -0,3 $\Delta d_1 + 4$	0,75 0 ,34	0,33 0,33	0,3 <i>V</i> ₃ +26	0,37	0,33
 Augenetics <			$0,36V_{1,5}+25$ $0,32V_2+23$	0,32 0,27	0,27 0,27
$-0.6 \Delta d_1 + 12 \\ 1.0 \Delta d_2 + 7$	0,56 0,55	0,4 0,4	$\begin{array}{c} 0.29V_5+22\\ 0.32V_{1,5}+27\\ 0.3V_3+24\\ 0.13V_5+25 \end{array}$	0,4 0,42 0,43 0,26	0,4 0,25 0,25 0,25 0,25
$\begin{array}{c} 1,5 \Delta d_2 + 29 \\ 0,92 \Delta d_2 + 15 \\ 1,4 \Delta d_1 - 72 \end{array}$	0,9 0,48 0,5	0,4 0,29 0,46			
 All all and the second sec second second sec		19. a. 1 	$0,35 V_{1,5} + 25$ $0,33 V_3 + 22$	0,44 0,46	0,2 0,2
n Berning and States and Sta			$0,42V_{1,5}+22$ $0,37V_{3}+20$	0,54 0,53	0,26 0,26
$\begin{array}{ } -0,5 \Delta d_1 + 1 \\ 0,7 \Delta d_2 + 9 \end{array}$	-0,4 0,4	0,2 0,2	$0,22V_5+24$	0,42	0,2

шая мезомас штабная площадь.

2. Поворот ветра с высотой накладывает отпечаток на характер движения Cb. Статистически значимую связь между направлением отклонения РКО от направления потока нижнего уровня и поворотом ветра с высотой можно объяснить определенным характером распространения радиоэхо за счет роста-новых ячеек. В [3] отмечается, что самый сильный восходящий поток в Cb начинается из района в окрестности Cb. Этот район характеризуется наибольшим содержанием свободной потенциальной энергии (СПЭ) в комбинации со свободной кинетической энергией (СКЭ). Положение района, в котором воздух нижнего уровня содержит наибольшее значение СКЭ, становится важным параметром для прогноза движения, поскольку СПЭ почти независима от направления. СКЭ почти всегда максимальна у воздуха, приходящего к основанию развитого Сь от сдвига ветра в верхней части облака. В результате этого положение района, где воздух имеет максимум СКЭ, автоматически определяет центр восходящего потока. Именно этот непрерывно обновляемый восходящий поток создает распространение, которое и должно давать отклонение Сb в направлении сдвига ветра.

3. Обтекание воздушным потоком облаков вертикального развития, которые могут иметь составляющую вращения, является дополнительной причиной, объясняющей отклонение траектории РКО от потока [3]. Такое отклонение будет выражено тем сильнее, чем больше $\Delta V = V_{\rm m} - V_{\rm p}$ и чем больше вертикальная составляющая вихря скорости внутри конвективного облака (т. е. чем ярче выражено вращение облачности вертикального развития).

Уравнения регрессин, полученные по экспериментальным данным, подтверждают влияние основных факторов и причин, определяющих зависимость отклонения Cb от адвектирующих их потоков тропосферы:

$$\Delta \varphi_{850} = 0.17 \, \Delta V_3 + 0.5 \, \Delta d_1 + 7, \tag{1}$$

$$\Delta \varphi_{850} = 0.7 \,\Delta V_{1,5} + 0.27 \,\Delta d_1 + 10, \tag{2}$$

$$\Delta \varphi_{500} = -0.14 \, \Delta V_5 - 0.4 \, \Delta \, d_1 + 15. \tag{3}$$

Как следует из уравнений (1)—(3), для определения или оценки $\Delta \phi_{850}$ достаточно знать угол поворота ветра между барическими поверхностями AT₅₀₀ и AT₈₅₀, а также разность скоростей ветра на AT₇₀₀ или AT₈₅₀ и V_p.

На рис. 1 и 2 представлены номограммы для оценки возможных углов отклонения радиоэхо ячеек, ММП и БМП от направления потоков на АТ₈₅₀ и АТ₅₀₀ (для БМП) при различных характеристиках направления и скорости ветра на трех барических уровнях, нолученные на основе уравнений (1)—(3).

Графики (рис. 1 и 2) для оценки направления движения зон РКО различной площадью, рекомендуемые для использования в оперативной работе по штормооповещению учитывают два найболее информативных признака (Δd_1 и ΔV), которые могут оказать



влияние на отклонение их траекторий от воздушного потока. На номограммах наклонные сплошные прямые — линии поворота направления ветра в слое между AT_{500} и $AT_{850} (\Delta d_1 = dd_5 - dd_{1,5})$. По горизонтальной оси отложена разность скоростей ветра на соответствующих барических уровнях и V_p (ячейки, ММП или БМП) в км/ч. По вертикальной оси нанесены $\Delta \varphi_{850}$ и $\Delta \varphi_{500}$. Линии регрессии, связывающие $\Delta V_{1,5}$, ΔV_3 и ΔV_5 и скорость ветра на барических уровнях $V_{1,5}$, V_3 , V_5 , изображены в виде пунктирных прямых линий.



Рис. 2. Номограмма для оценки угла отклонения $\Delta \phi_{500}$ радиоэхо больших мезомасштабных площадей от характеристик скорости (V_5-V_p) и направления ($dd_{500}-dd_{850}$) ветра на стандартных высотах.

1) $\Delta d_1 = -80^\circ$; 2) $\Delta d_1 = -60^\circ$; 3) $\Delta d_1 = -40^\circ$; 4) $\Delta d_1 = -20^\circ$; 5) $\Delta d_1 = +20^\circ$; 6) $\Delta d_1 = +40^\circ$; 7) $\Delta d_1 = +60^\circ$; 8) $\Delta d_1 = +80^\circ$; 9) БМП.

Направления движения разных по площади мезомасштабных элементов РКО можно оценивать следующим образом:

1) в зависимости от площади РКО выбирается нужный рисунок. Для ячеек и ММП используется рис. 1, для БМП — рис. 2;

2) по значению скорости ветра, взятому из данных ветрового зондирования в ближайшем пункте, удаленном не более чем на 150 км от МРЛ, определяется $\Delta V_{1,5}$ или ΔV_3 для ячеек и ММП и ΔV_5 для БМП;

3) от полученных значений $\Delta V_{1,5}$, ΔV_3 или (ΔV_5) вдоль оси *у* смещаются до сплошной наклонной прямой, которая соответствует

условиям фактического разворота ветра с высотой в данный срок $(\Delta d_1);$

4) на оси у отсчитывается ордината данной точки, которая является ожидаемым углом отклонения РКО от направления потока.

В табл. 2 приводятся: уравнения репрессии, связывающие V_р, и V_п, которые можно использовать для оценки скорости движения ячеек, ММП и БМП; коэффициенты корреляции для переменных,

Таблица 2

Площадь	Уравнение регрессии	КК	КК _{3Н} , при 1% уровня значимости
Ячейка	$V_{\rm p} = 0,45 V_3 + 19$	0,67	0,4
ммп	$V_{\rm p} = 0.17 V_3 + 30$	0,28	0,28
БМП	$V_{\rm p} = 0.26 V_5 + 17$	0,53	0,47
Bce PKO:			
M:100	$V_{\rm p} = 0.37 V_3 + 20$	0,53	0,26
M:300	$V_{\rm p} = 0.22 V_5 + 24$	0,42	0,20

Уравнения	связи	между	скоростя	ями	РКО	$(V_{\rm D})$	Ň	воздушных	потоков
		на вы	сотах 3	и 5	км (V_3 и	V_{F})	

входящих в эти уравнения; величины значимых коэффициентов корреляции (1% уровень значимости) и уравнения регрессии, связывающие $V_{\rm p}$ и $V_{\rm n}$ для всех РКО в масштабах ИКО МРЛ 100 и 300 км.

Анализ значимости коэффициентов корреляции между $V_{\rm p}$ и $V_{1,5,}$ V_3 , V_5 для ячейки, ММП и БМП показал, что наиболее тесной корреляционной зависимостью связаны $V_{\rm p}$ ячейки и ММП с $V_{1,5}$ и V_3 . Для БМП $V_{\rm p}$ имеет наилучшую корреляцию с V_5 .

Таким образом, результаты, полученные в статье, можно использовать для прогноза движения любого РКО, фиксируемого на МРЛ. При этом учитываются как особенности движения РКО различных площадей, так и особенности характеристик ветрового поля нижней тропосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брылев Г. Б., Низдойминога Г. Л. О связи между скоростью и направлением перемещения радиоэхо конвективной облачности и воздушными потоками на стандартных барических уровнях. Труды ГГО, 1976, вып. 383, с. 52—62.

2. Брылев Г. Б., Низдойминога Г. Л. О повышении заблаговременности прогноза перемещения небольших зон радиоэхо с учетом данных аэрологического зондирования. — Труды ГГО, 1977, вып. 395, с. 92—94.

3. Fenner J. H. The motion of thunderstorm cells in relation to the mean wind and mean wind Shear.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1976, vol. 102, № 432, p. 459-461.

Л. С. Болондинская, Г. Б. Брылев, Г. Г. Корниенко, В. Д. Плотников

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГРОЗОПЕЛЕНГАТОРА-ДАЛЬНОМЕРА СОВМЕСТНО С МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМ РАДИОЛОКАТОРОМ В ГОРНЫХ УСЛОВИЯХ

Совместное применение метеорологического радиолокатора (МРЛ) и грозопеленгатора-дальномера (ГПД) в условиях слабопересеченной местности показало достаточно высокую их эффективность по обнаружению и распознаванию гроз. Однако зависимость величины порогового напряжения ГПД от высоты расположения его антенны [1] позволяла предполагать, что в горных и предгорных районах эффективность обнаружения гроз на ГПД будет меньше, чем на равнинах. В то же время наличие больших углов закрытия $\varepsilon_{\rm закр}$ на МРЛ резко уменьшает эффективность радиолокационной информации, позволяя обнаружить грозы, высота которых *H* км превосходит величину $R \varepsilon_{\rm закр} + 6 \cdot 10^{-5} R^2$. Это резко снижает объем и надежность информации МРЛ о грозах в азимутах с большими $\varepsilon_{\rm закр}$.

Для количественной оценки оправдываемости ГПД в таких условиях был выбран пункт Минеральные Воды. Вокруг него в радиусе 400 км находятся 126 метеостанций; высоты некоторых из них превышают 1000 м над уровнем моря.

Ось Главного Кавказского хребта ориентирована с северо-запада на юго-восток. Основной горный массив проходит в 100 км от пункта Минеральные Воды. Сектор наблюдений за Главным Кавказским хребтом от 130 до 270° практически недоступен для МРЛ; согласно утлам закрытия, он дает минимальные высоты для определения высоты облачности 13—20 км. Далее в секторах 270—310° и 70—130° находится район возвышенностей с углами закрытия 1—1,5°.

Наличие вокруг одного пункта гор, предгорий, равнин дало возможность сопоставить эффективность ГПД в различных орографических условиях.

В качестве ГПД был выбран сверхдлинноволновый моноимпульсный автоматический радиопелентатор [2]. Определение пеленга на грозовой очаг производилось на частоте 7 кГц, которая выделялась из спектра принятого атмосферика с помощью фильтров в канале азимутов. Дальность до грозового очага оценивалась с помощью известного распределения амплитуд спектральной составляющей 60 кГц по заданным порогам. Пороговые уровни напряжения были выставлены примерно через 8 дБ, что соответствует значению стандартного отклонения логарифмически нормального распределения амплитуд атмосфериков. Индикация каждого принятого атмосферика производилась в виде точечных отме-

Таблица 1

Характеристика вариантов	Критерий обнаруже- ния гроз на ГПД (нали чие 1 отметки и более в градации по рас- стоянию)
По метеоданным имеются грозы, которые попадают в одну градацию по дальности	Ia
Выбирается грозовой очаг. нахолящийся в ближней гралации	In
Выбирается грозовой очаг, находящийся в дальней градации	IB
Выбирается грозовой очаг, находящийся в нескольких градациях	Ir
Гроза возможна по синоптической обстановке	Ід
По метеоданным гроза отмечается раньше или позже срока наблюдения	Ід′
Имеются грозы, не зарегистрированные ГПД	II
Фактическая гроза находится на одну градацию ближе, чем определяется по ГПД	III+
Фактическая гроза находится на одну градацию дальше чем определяется по ГПД	III_
Фактическая гроза находится в данной градации, а определяется в соседних градациях	III
Ложные срабатывания (нет подтверждений гроз метео- станциями)	IVa
Зарегистрирована гроза на расстоянии >420 км	IV6

Классификация вариантов сопоставления данных метеостанций и ГПД о грозах

ток на потенциалоскопе с длительной памятью. Угловое положение отметки при этом соответствует пеленгу на источник электромагнитного излучения, а радиальное отклонение — градации дальности. Шкала дальности ГПД была выбрана следующей: І градация — 0—30 км, П — 30—75 км, ПІ — 75—200 км, IV — 200—420 км.

Методика наблюдений на МРЛ была стандартной. Методика испытаний в горных районах аналогична применявщейся ранее методике в равнинных условиях при совместном использовании МРЛ с ГПД [1, 2]. Информация о грозах включала данные МРЛ.

ГПД, штормтелеграммы, синоптические карты. Наблюдения проводились каждые 30 мин в июне 1977 г. После внесения в рабочий журнал всех видов информации сопоставлялись результаты наблюдений о грозах (табл. 1). В рамках вариантов, указанных в табл. 1, за совпадение трех видов информации принимались следующие условия:

1. Радиус обнаружения грозы метеостанциями считался равным 20 км. Данные о времени начала и наличии грозы над метеостанцией принимались за эталон.

2. Йнформация МРЛ о грозе распространялась на радиус 30 км, вокруг зоны максимальной отражаемости, и по времени на срок ±30 мин от начала и конца наблюдений на МРЛ.

3. Точность определения азимута одного разряда на ГПД принималась ±7°. Если разрядов было несколько, то за азимут отметок от крайних разрядов принимался азимут границы грозового очага. По ГПД гроза считалась подтвержденной, если разряды попадали точно в градацию по расстоянию. Ширина переходной зоны на границе градации принималась ±5 км.

4. Если гроза длилась в течение нескольких часов и в какойлибо промежуточный срок наблюдения не была зафиксирована ГПД, то она в этот срок не считалась пропущенной.

5. Поскольку при радиолокационных наблюдениях съем информации производился один раз в час и длился 15—20 мин, данные одного сеанса МРЛ сравнивались, как правило, с данными двух ближайших по времени сроков наблюдений по ГПД.

Данные статистической обработки, проведенной аналогично изложенной в [1, 2], помещены в табл. 2. Для сравнения приведены также данные наблюдений в равнинных условиях и предгорьях. Как следует из таблицы, вероятности обнаружения гроз на ГПД для равнины и горной местности оказались почти одинаковыми. Расхождения в значениях оправдываемости между горами и равниной нельзя признать существенными. Аналогичная величина расхождения получена и на равнине в разных пунктах. Это позволяет считать приведенные в таблице значения оправдываемости близкими к реальным и слабо зависящими от орографических условий наблюдений и условий размещения антенны ГПД.

Более детальный анализ показывает, что оправдываемость данных МРЛ и ГПД наиболее низкая при грозах слабой интенсивности. Поэтому набор данных при оценке эффективности МРЛ и ГПД должен происходить в разных условиях возникновения гроз, иначе можно получить завышенную (95%) или заниженную (60%) оправдываемость.

С этой точки зрения при дополнительной обработке была рассмотрена зависимость числа разрядов N по ГПД от радиолокационных параметров гроз: $H_{\text{макс}}$ (верхней границы грозоопасной облачности), $\lg Z_3$ (радиолокационной отражаемости), Y (радиолокационного критерия грозоопасности). Для сглаживания зависимостей были выбраны достаточно грубые градации по высоте: $H_{\text{макс}} \ll$ $\ll 9$ км и $H_{\text{макс}} \gg 9$ км. По отражаемости градации выбирались

Результаты соноставле и наземных набл	ния данных грозопеленгатор Юдений за грозами в радиус	а-дальномер е 420 км			Табл	uya 2
			Минс	еральные	Воды, 19	77 r.
Характеристика вариантов	Вариант		Число сл	лучаев	%	
Грозы обнаружены	\ldots Ia, Ió, Ib, Ir, I $_{\rm II}$, III,	III	816		80	. ~
Грозы пропущены	II III III III III III III III III III		5 197 ¹	5	0°,01	۰ <u>،</u>
	б) на расстояни 	іи > 420 [°] км	101	18 20	100	•
Грозы обнаружены правильно	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -	-		98	68,	ç
Грозы обнаружены с ошибхой в ±1 градацию			=	18	11,	9
		Минеральнь	е Воды, 19	<u> 977 г. за и</u>	юнь по се	кторам
Характеристика вариачтов	Вариант	предгорье 270—310° 70—130°	130-	оры, 270°	равни 310-0.	іна, -70°
		Число случаев	Число случаев	%	Число случаев	%
Грозы обнаружены	Ia, 16, IB, Ir, IA, III+, III-	198 77,	4 346	80,8	272	81,4
Грозы пропущены	II	1 0,	4	0,5	5	0,6
Ложные тревогн	IV а) гроз нет 1 б) на расстоянии >420 км	51 19 6 2	9 72 3 8	16,8	54 6	16,2 1,8
Mroro		256 10	0 428	100	334	001
Грозы обнаружены правильно		170 66	5 288	67,3	240	71,7
Грозы обнаружены с ошибкой в ± 1 градацию	······································	28 10	9 58	13,5	32	9,7

ق 51

52			Равни	на, 1975 г.	
Характеристика вариантов	Вариант	Число сл	іучаев		%
		Ленинград	Киев	Ленинград	Киев
Грозы обнаружены	. [Ia, I6, IB, Ir, IA, III+, III-	634	3805	89,5	81,8
		- -			
Грозы пропущены	П	31	162 1	4,4	4,2
Ложные тревоги	IV a) гроз нет 6) на расстоянии >420 км	36 7	230	5,1 1,0	13,9
Mtoro		708	4497	100	100
Грозы обнаружены правильно		440	2767	62,1	72,7
Грозы обнаружены с ошибкой в ±1 градацию	III+, III-	194	346	27,4	9,2

vuųa
ra6.

×		1	a	0,9		1,0
ннои	VIE		ø	5,5		7,5
адиоэхо 900 км², ьных радиолокани			j2	6,7		7,4
			e	0,7		1,2
	<u>s</u> 77		6	2,6		4,8
ь рал Аальн			12	3,5		3,9
ощад Гаксил	Í		a	6'0		1,1
НА ПЛ OT M D9XO		2,8-3,5	ъ 	6'2		8,4
аазрядов на ГПД № за 30 мин, приходящееся кое отклонение с и вариации v в зависимости характеристик гроз в области ради	1g Z ₈		2	8,3		7,8
			a	1,3		1,1
		1,2-2,7	ь	4,4		5,2
			N	3,4	·	4,7
			a	0,7		1,2
		0,1-1	ъ	2,0		4,4,
			×	2,7		3,6
	4		a	0,8		6'0
	Н≫9 км		в	6,2	- 	7,3
асло] гичес			l≥	7,2		7,6
тее чи гадра			a	0,7		0,9
Средн	н /0 н	4 6 / H	ъ			4,3
редне		- [l≤	5,9		4,5
NX C		Градации по рас-	стоянию (км)	II 30–75		111 ₇₅ —200

соответственно оценкам интенсивности явлений ($\lg Z=0,1\div1,1-$ слабые, $\lg Z=1,2\div2,7-$ умеренные, $\lg Z=2,8\div3,9-$ сильные). Радиолокационный критерий грозоопасности рассматривался для двух градаций $Y=H\lg Z_3$: Y<15 и $Y \ge 15$. Среднее число грозовых разрядов \overline{N} приводится в табл. 3 на единицу площади радиоэхо гроз для ячейки 30×30 км² и интервала времени 30 мин. Из таблицы следует, что большей высоте гроз соответствует и большее число отметок по ГПД. Величина средней квадратической ошибки о и вариации v данной характеристики указывают на устойчивость параметра \overline{N} .

Несомненно наличие статистической связи числа разрядов и интенсивности явления. Это подтверждают данные табл. З при сопоставлении \overline{N} и lg Z. Чем интенсивнее явление, чем больше интенсивность осадков, тем большее число разрядов ему соответствует. С увеличением значения радиолокационного критерия Y число разрядов \overline{N} также увеличивается. При Y < 15 $\overline{N} = 3,5 \div 3,9$, а при $Y \ge 15$ $\overline{N} = 6,7 \div 7,4$. Из таблицы также следует, что число разрядов \overline{N} мало зависит от расстояния. Данные таблицы не имеют абсолютного характера, их относительность очевидна. Слишком много факторов надо учесть, чтобы количество разрядов от грозового очага стало репрезентативной характеристикой.

Информация о слабых грозах недостаточно надежна как на МРЛ, так и на ГПД. По-видимому, в таких ситуациях должно уменышаться пороговое напряжение срабатывания ГПД и изменяться закон распределения амплитуд атмосфериков. Определение гроз на ГПД даже по двум отметкам не является достаточно надежным и убедительным для оператора. Редкие отметки на ГПД приобретают значение, если по данным МРЛ состояние облака грозоопасное.

Таким образом, полученные результаты указывают на возможность повышения эффективности наблюдений за грозами в горных и предгорных районах на МРЛ с ГПД, а ряд статистических характеристик гроз на ГПД позволяет более надежно интерпретировать информацию МРЛ об интенсивности гроз.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бару Н. В. и др. Результаты использования грозопеленгатора ПАГ-1 в составе метеорологического радиолокатора МРЛ-2 для обнаружения гроз/ Н. В. Бару, Г. Б. Брылев, В. П. Колоколов и др.— Труды ГГО, 1975, вып. 358, с. 96—103.

2. Корниенко Г. Г., Павлова Г. П. Использование грозопеленгаторадальномера совместно с метеорологическим радиолокатором МРЛ для повышения эффективности обнаружения гроз.— Труды ГГО, 1975, вып. 358, с. 104—107.

О. М. Казарина

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ОРГАНИЗАЦИИ РАБОТЫ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ МРЛ-1 В ТЕПЛЫЙ ПЕРИОД ГОДА

Организация работы

МГАМЦ в течение десяти лет использует данные радиометеорологических наблюдений при метеорологическом обеспечении авиации.

Практику и режим работы МРЛ-1 Внуково определяют: инструкция по производству и анализу радиометеорологических наблюдений и программа работы, составленные в соответствии с Руководством по производству наблюдений и применению информации с радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2, НМО-ГА-73, распоряжениями и приказами ГУГМС и начальника МГАМЦ.

МРЛ-1 Внуково имеет ограничения по углу места, минимальный угол возвышения антенны его составляет 1,5°, Экоплуатируемый в настоящее время экземпляр не имеет миллиметрового канала.

Данные наблюдений (контур, $\lg Z_{2,3,4}$ и H_{max}), как правило, фиксируются на одном шаблоне, по дорожкам дальности шириной 15—30 км непосредственно в процессе наблюдений. Для удобства производства и обработки необходимый набор таблиц расположен на столах пульта ИКО и ИА. Измерения $\lg Z$ производятся на уровнях H_1 , H_2 , H_3 , H_4 . Правила выбора уровней измерений $\lg Z$ представлены в табл. 1.

Техническая учеба штата МРЛ-1 в виде семинаров проводится регулярно по программе, охватывающей основную литературу по радиометеорологии, технике безопасности и технической документации МРЛ-1. Два раза в год перед началом весенне-летней и осенне-зимней навигации, принимаются зачеты. В соответствии с планом технической учебы МГАМЦ инженер-радиометеоролог периодически знакомит синоптиков МГАМЦ и его филиалов и метеонаблюдателей Внуково с основами радиометеорологии и спецификой радиометеорологической информации.

Таблица

Таблица выбора высот H_1, H_2, H_3, H_4

Температурные условия в зоне радиоэхо облачности	Уровни измерений
$H_{t_0} \ge 1$ км и t на $H_{t_0} + 2,0 \div 2,5$ км $< -12^{\circ}$ С	с
	$H_2 = H_{t_0}$
	$H_3 = H_{t_0} + 2,0 \div 2,5$ км
	$H_4 = H_3 + 2$ км
$H_{t_0} \ge 1$ км и t на $H_{t_0} + 2 \div 2,5$ км $\ge -12^{\circ}$ С	<i>H</i> ₁ =1÷1,5 км
• • •	$H_2 = H_{t_0}$
	$H_3 = H_{t-12^\circ}$
1 км > H_{to} > 0 и	$H_1 = H_2 = 1 \div 1,5$ км
t на $H_{t_0} + 2,0$ км $< -12^{\circ}$ С	$H_3 = H_{t0} + 2,0$ км
1 км >Н4 >0 и	$H_1 = H_2 = 1 \div 1,5$ км
$t \text{ Ha } H_{t_0} + 2.0 \text{ KM} \ge -12^{\circ} \text{C}$	$H_3 = H_{t-12^{\circ}}$
<i>t</i> <0 по всем высотам (отрицательные	$H_1 = H_2 = 1 \div 1,5$ км
температуры)	$H_3 = H_{t-12^\circ}$
t в слое 1—2 км ≪ —12°С	$H_1 = H_2 = H_3 = 1 \div 2$ км
Применания 1 Урорень Н. исп	

Примечания. 1 Уровень H_4 используется для определения степени градоопасности летних кучеводождевых облаков. 2. При $H_{t_0}>2$ км $H_3=H_2++2,5$ км при $H_{t_0}\leqslant 2$ км $H_3=H_2+2$ км.

Сроки наблюдений, объем и формы информации потребителей

Наблюдения проводятся дискретно к определенным, контрольным срокам выдачи информации (синоптический срок, срок прогноза), а при наличии в радиусе 100—150 км опасных для авиации явлений погоды, связанных с кучево-дождевыми облаками, практически непрерывно. После обработки и метеорологической интерпретации результаты наблюдений доводятся до сведения различных потребителей. Форма и объем информации определяются сроком наблюдения, характером наблюдающихся явлений и удаленностью потребителя от пункта наблюдений.

Синоптикам МГАМЦ и его филиалов, а также другим заинтересованным организациям, имеющим проводную факсимильную связь с МГАМЦ, в соответствующие сроки выдается бланк формы № 2 (карта МРЛ-1) или служебная записка об отсутствии радиоэхо, наблюдений, шторминформации или полей радиоэхо кучеводождевых и слоисто-дождевых облаков.

При наличии опасных явлений погоды, обнаруженных МРЛ-1, с карт МРЛ-1 изготовляются копии в узле связи МГАМЦ на множительной аппаратуре Р-300 для своевременной консультации летного состава и службы движения.

В синоптические сроки карта МРЛ-1 выдается потребителям при наличии в радиусе обзора МРЛ-1 радиоэхо любых форм облачности (все характеристики поля радиоэхо).

В сроки, близкие к составлению 3-часовых авиационных прогнозов погоды, карта МРЛ-1 выдается потребителям при наличии в радиусе 200 км полей радиоэхо кучевообразных облаков (Q) и/или полей радиоэхо слоистообразной облачности большой вертикальной протяженности (С—А—N; А—N) (контур поля радиоэхо в радиусе обзора МРЛ-1; характеристики Q и/или С—А—N, А—N в радиусе до 200 км).

В «ежечасные» сроки (01, 04, 07 ч и т. д.) карта МРЛ-1 выдается потребителям только при наличии в радиусе до 200 км радиоэхо опасных явлений (характеристики градоопасных и/или грозоопасных очагов, очагов сильных и/или очень сильных осадков, а также зоны шквалистого усиления ветра).

Сведения о верхней границе радиоэхо облачности над Внуково и приближающихся ко Внуково очагах опасных явлений передаются метеонаблюдателю за любой из сроков радиометеорологических наблюдений по громкоговорящей связи.

Штормооповещения об опасных явлениях погоды, обнаруженных по МРЛ в ближних 100 км, передаются открытым текстом дежурному синоптику. В текст штормооповещения включаются:

1) наблюдающееся опасное явление в терминологии:

- «грозоопасность» - (градо и/или грозоопасные очаги),

— «сильный ливень» — (очаги сильного ливня),

— «сильный снег» — (очати сильного снега);

2) местоположение опасного явления:

— азимут и удаление до центра очага относительно МРЛ.

При промежутках между отдельными очагами меньше 50 км диаметром очага более 20 км или угловыми размерами более 10° характеризуется весь сектор, занятый опасными явлениями;

3) направление перемещения опасното явления по восьми румбам.

Эти сведения обновляются каждые полчаса и включаются дежурным синоптиком в очередную авиалогоду Внуково.

За синоптические сроки для ГМЦ СССР составляются спецтелеграммы: подаются сведения об отсутствии радиоэхо, отсутствии наблюдений, а также об отсутствии радиоэхо опасных явлений в радиусе обзора МРЛ-1.

Радиометеорологические данные об опасных явлениях кодируются кодом RADOB и в виде штормтелеграмм передаются на узел связи МГАМЦ для передачи в Гидрометцентр СССР и дальним потребителям. Показ поля радиоэхо на экранах МРЛ-1 синоптикам, диспетчерскому составу службы движения, а в особо сложных условиях и летному составу производится, как правило, в перерывах между измерениями радиолокационных характеристик зон или очагов радиоэхо.

Интерпретация данных о явлениях погоды, связанных с кучеводождевой облачностью в теплый период ($H_{t_a} \gg 1$ км; $t_{semns} > 10^{\circ}$ C)

Распознавание явлений погоды, таких, как град, грозы и ливни, сопровождающих кучево-дождевые облака теплого периода, производится по критериям «опасности», полученным в результате обработки большого ряда собственных наблюдений.

Первоначально для выработки критериев «опасности» использовались 500 серий оперативных круглосуточных наблюдений по МРЛ-1 с июня по август 1969 г. и соответствующие им по срокам визуальные данные об облаках и связанных с ними явлениях погоды в различных синолтических ситуациях.

Сравнение было выполнено для 570 случаев гроз, 1310 случаев кучево-дождевых облаков с ливнями и без них в срок наблюдения. Исследованию было подвергнуто также 270 случаев слоисто-дождевых облаков. За случай принималось сравнение визуальных данных с параметрами радиоэхо, расположенного над метеостанцией или в соседней с ней ячейке (размер ячейки 30×30 км²). Разница в сроках радиолокационных и визуальных наблюдений не превышала ±30 мин.

Комплекс критериальных параметров радиоэхо был представлен в табличной форме. Впервые в оперативной практике радиометеорологических наблюдений грозоопасные облака были разделены на три группы по вероятности совпадения радиолокационной и визуальной информации ($\leq - \geq 70\%$; $\leq]-30 \div 70\%$; $\leq]-20$ 30%). Введение параметра $AH = H_{max} - H_3$ позволило производить элементарный учет вклада температуры в верхней части радиоэхо на степень грозоопасности облака при прочих равных условиях.

Анализ ряда наблюдений за летние сезоны 1969—1972 гг. дал возможность выявить некоторые закономерности в образовании и характере гроз в нашем районе. Основные из них следующие.

1. В весенне-осенние месяцы и при резких похолоданиях детом $(H_{t_0} = 1 \div 2 \text{ км})$ грозы в основном распознаются как ливни или облака малой степени грозоопасности. Такие грозы имеют верхнюю границу радиоэхо 4—6 км и отмечаются, как правило, единичными метеостанциями. Продолжительность этих гроз тоже невелика (не более 30 мин по данным штормовых оповещений).

2. При наличии благоприятных условий для интенсивного ослабления энергии луча (большой массив слоисто-дождевой облачности с обложными осадками, грозы, сильные ливни) информация о прозах, находящихся позади экранирующей зоны радиоэхо, значительно искажается, а иногда теряется полностью.

3. Наличие очата сильных ливневых осадков над МРЛ или вблизи него приводит к кратковременной полной потере информации о грозах независимо от расстояния до них и значительному искажению качественной картины поля радиоэхо на экранах МРЛ.

4. В неустойчивых воздушных массах на верхнем уровне измерений $\lg Z(H_3)$ преобладает температура — $18 \div -20^{\circ}$ С.

5. В зонах теплых фронтов температура на H_3 в среднем выше на 3—4°С по сравнению с температурой на том же уровне в неустойчивых воздушных массах.

6. Температура на верхней границе радиоэхо гроз $t_{H_{max}}$ более чем в 80% случаев ниже —35°С, однако грозы, развивающиеся преимущественно за счет большой динамической неустойчивости на быстродвижущихся холодных фронтах, отмечаются метеорологическими станциями при температуре в верхней части радиоэхо —20÷—25°С, а в отдельных случаях —17÷—19°С.

7. Продолжительность гроз в значительной степени зависит от температуры в верхней части облака $t_{H_{\max}}$. Наибольшая продолжительность гроз наблюдается в облаках, вершины радиоэхо которых находятся на уровне, где температура $\leq -40^{\circ}$ С. Такие облака продолжают находиться в активной стадии, несмотря на резкое уменьшение значений lg $Z_{2,3}$.

8. Независимо от синоптической ситуации и месяца летнего полугодия массовые и продолжительные грозы отмечаются метеостанциями при $H_{to} \ge 2$ км.

9. При *H*_{to} <2 км грозы связаны, как правило, с основными, реже со вторичными быстродвижущимися холодными фронтами.

10. Степень градоопасности хорошо развитых грозовых облаков не удалось выявить в овязи с кратковременностью и чрезвычайной локальностью самого явления (единичные случаи по данным метеостанций), однако замечено, что выпадение града из кучево-дождевых облаков в тыловой части циклона при $H_{to} < 2 \,$ км, $t_{H_{\text{max}}} = -17 \div -25^{\circ}$ С, $H_{\text{max}} = 4 \div 5 \,$ км и большой неустойчивости в нижней части тропосферы явление более частое, чем грозы.

Таким образом, стала очевидна важность более детального учета термического состояния тропосферы при оценке степени градои грозоопасности кучево-дождевых облаков.

В настоящее время дифференциация на градоопасные и грозоопасные облака в радиусе обзора МРЛ-1 в каждой ячейке ($30 \times 30 \text{ кm}^2$) производится по ряду радиолокационных параметров (H_{max} ; $\lg Z_1$; $\lg Z_2$; $\lg Z_3$, $_4 \Delta \lg Z$) с учетом температурного режима тропосферы (H_{t_0} ; $H_{t=-18^\circ}$ и $t_{H_{\text{max}}}$ в зоне радиоэхо кучеводождевой облачности по табл. 2.

Учет особенностей вертикального профиля радиоэхо ($\Delta \lg Z$) осуществляется автоматически по значениям $\lg Z_2$ и $\lg Z_3$ в одной ячейке. Величина $\lg Z_4$ измеряется в слое $H_4 = H_3 + 2$ км Tabauya 2

Комплекс критериальных значений радиолокационных й температурных характеристик для расвознавания града, гроз и ливней в теплый теплы

		Ían	риод года		•	
			H max KM			
Символ на бланке	4-5-6	5-6-7	6-7-8	789	8-13	1
формы № 2			tH _{max} °C			
	-2025	-2630	$-31 \div -35$	$-36 \div -40$	<40	
4		lgZ ₁ ≥	4,5			
					lg Z _{3,4} ≥3,5	
		$\log Z_{2,3} \ge$	≥4,5	$\log Z_{2,3,4} \ge 4,0$	$\log Z_2 > 4,0$	
₩ ,		lg Z _{1,2} ≥	4,0			
	$\lg Z_{2,3} \ge 3,5$	$ \log Z_{2,3} \ge 3,0$	$\log Z_{2,3} \ge 2,5$	lgZ _{2,3} ≥2,0	$ gZ_3 \gg 1,5$	÷ 1
	$\log Z_{2,3} \ge 3,0$	$\log Z_{2,3} \ge 2,5$	$\log Z_3 \ge 2,0$	$\lg Z_3 \ge 1,5$	$ gZ_3 \ge 1,0$ $ gZ_3 \ge 1,0$	
[2]	$\log Z_{2,3} \ge 2.5$	$\lg Z_{2,3} \ge 2,0$	1g ∠₂≥2,0	Ig∠₂≥2,0	c,1≤2281	
	или 1g Z ₃ ≫2,0	или 1gZ₃≥1,5	$\log Z_3 \ge 1,5$. I.	
×	$\log Z_{1,2} \ge 3,0$	$\log Z_{1,2} \gg 3,0$	$\log Z_2 \ge 2,0$			
	При $H_{l_0} < 2$ км		-			
1	$\log Z_{2,3} \ge 2,0$		<i>t</i>			
·D	lgZ>0 B cn	ое 0,5-1 км в кучевоо	образном радиоэхо, до	остигающем земли (H _{to}	>1 KM)	
(радиус ≪90 км)	- - - -					
√ (радиус >90 км)	$[[gZ_2]$ от 1,0 до значе $[gZ_2]$ соответствующи	ний, іх [<]	$ \lg Z_3 $ or 1,0 до знач $ \lg Z_2 \rangle$ coorbercrbyiou	іений, цих К]		i a

ха бланке формы № 2	црактеристик д	ля распознава 0	НИЯ ЗОН С ВЕРИ <u> </u>	H _{max} -1	-2	
	lg Z₃≫5,0	1gZ₂≥4,0	lg Z ₃ ≫3,6	lg Z₃≫ 3,3	lgZ₃≥2,8	lg Z ₃ ≥2,3
	≥4,0	≥3,3	≥2,9	≥2,4	≥2,0	
U	≥2,8	≥2,4	≥2,0	×1.7	\$ <mark>.</mark> 5.	1

Tabauya 3

Ķ

в ячейках, в которых $\lg Z_3$ близок к критериальному для градоопасных облаков ($\lg Z_3 \ge 3,5 \div 4,0$).

При отсутствии измерений lg Z_2 , т. е. когда уровень H_{t_0} находится в зоне радиотени или наблюдения ведутся по упрощенной программе по погодным или производственным причинам, распознавание явлений производится по комплексу H_{max} , lg $Z_{3,4}$ и $t_{H_{max}}$.

При $H_{t_0} > 2$ км в радиоэхо облачных полей, не имеющих в своей системе слоисто-дождевой облачности, уровень H_3 корректируется по температуре ($H_3 = H_{t=-18^\circ}$). При $H_{\max} \approx H_3$ измерения $\lg Z_3$ производятся на 0,5—1 км ниже стандартного уровня H_3 .

Для удалений, где $\lg Z_3$ получен выше стандартного уровня H_3 более чем на 1 км (далее 150—200 км), грозоопасность увеличивается на градацию (табл. 2).

Таблица 4

Результаты оценки (%) оправдываемости комплекса критериальных значений радиолокационных и температурных характеристик для распознавания града, гроз и ливней

		Визуальные данные		
Явление по табл. 2 (символ на бланке формы № 2)	⊽/ *; 5 R, R, R	⊽ или СЬ (пе- риферия гро- зового очага)	∨ или Сђ ("не- грозоопасный очаг")	
	$\frac{6}{100}$			
R	$\frac{76}{71}$	$\frac{46}{11}$	15 18	
₭	$\frac{13}{30}$	$\frac{34}{20}$	$\frac{17}{50}$	
[]	$\frac{2}{17}$	$\frac{12}{25}$	$\frac{6}{58}$	
	3	$\frac{8}{3}$	$\frac{62}{94}$	

Примечание. Числитель — радиолокационная распознаваемость явления, знаменатель — оправдываемость (%) явления, определенного по табл. 2.

Выделение зон радиоэхо с вероятностью шквалового усиления ветра производится с помощью табл. З, составленной по графику ГГО. Уточнить его пока что не удалось в связи с тем, что данное явление сугубо локальное и сравнительно редкое для нашего района.

Для удобства пользования табл. 2 и 3 помещаются в прозрачный футляр; $H_{\rm max}$ отмечаются стеклографом по соответствующим значениям температуры на $H_{\rm max}$.

Прогноз температурного режима тропосферы в радиусе 200 км на ближайшие 6—12 ч сообщает дежурный синоптик.

Результаты оценки совладения данных о кучево-дождевых облаках и сопровождающих их явлениях, отмечаемых метеорологическими станциями, с явлениями, определяемыми по табл. 2, представлены в табл. 4. Сравнение визуальных и радиолокационных данных производилось в радиусе 150 км по материалам мая и августа 1973 г. и мая 1974 г. Оно выполнено для 194 случаев гроз и 300 случаев кучево-дождевых облаков с ливнями и без них в срок наблюдения. В сопоставление не включались радиолокационные данные при наличии сильных осадков в ближних 20 км.

Под грозовым очагом понимается сплошная область радиоэхо по качественной картине на ИКО (средние размеры 60×60 км²), внутри которой гроза подтверждена метеостанцией.

Данные табл. З позволяют сделать следующие основные выводы:

1. Грозы, отмечаемые метеостанциями в срок радиолокационных наблюдений и в ближайшие 30 мин к сроку, оцениваются в 76% случаев знаком ⊲ в 6% случаев знаком ▲. Единичные случаи гроз (3%) оцениваются знаком ⊽.

3. «Негрозоопасные» кучево-дождевые облака в 62% случаев оцениваются знаком ▽, однако 15% их оцениваются знаком ▽.

Под негрозоопасным очагом понимается область радиоэхо (средние размеры 60×60 км²), внутри которой в течение ± 1 ч от времени измерений lg Z, метеостанции гроз не отмечали.

4. Знаки $[\[mm]]$ и $[\[mm]]$ при оценке грозоопасности по табл. 2 утратили свое первоначальное значение и в настоящее время соответствуют не более 15% гроз в срок наблюдения и почти 50% периферийных частей грозовых очагов. Кроме того, как указывалось ранее, ими в основном обозначаются грозы при $H_{t_0} < 2$ км и при значительном ослаблении энергии луча.

a de la companya de l

Метеорологическая эффективность МРЛ-1 Внуково по грозам

В 1976 г. была предпринята попытка оценить метеорологическую эффективность МРЛ-1 Внуково в обнаружении и распознавании проз теплого периода. Для этой цели использовались все отмеченные метеостанциями грозы в радиусе до 200 км от МРЛ-1 за апрель — сентябрь 1975 г. и соответствующие им по времении (±30 мин) и месту (не далее 60 км от метеостанции) данные наблюдений по МРЛ-1 Внуково.

За случай с грозой, как и ранее, принимался каждый срок наблюдений МРЛ в течение периода грозы, отмеченной метеостанцией.

За исследуемый период наблюдалось 659 случаев гроз, в 4% (26 случаев) МРЛ гроз не обнаружил. Необнаружение гроз в 15 случаев ($\approx 2\%$) можно отнести за счет полной потери энер-

Таблица 5

Результаты параллельной оценки (данные табл. 2 и критерии грозоопасности) распознавания гроз и распределение их по значениям отражаемости на верхнем уровне в зависимости от температуры на верхней границе радиоэхо

		t _{Hm}	ах°С гроз, и	рада		
	>20	>−25	≥35	<-35	<-40	2
	Радиолов	ационная	классифи	кация		
				$\frac{8}{8}$	$\frac{8}{8}$	$\frac{8}{8}$
R	·	$\frac{<1}{<1}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{48}{72}$	46	$\frac{51}{76}$
Σ , κ	· · ·	$\frac{<1}{<1}$	$\frac{-3}{-4}$	<u>56</u> 80	$\frac{54}{74}$	$\frac{59}{84}$
尽)	$\leq \frac{1}{0}$	$\frac{<1}{<1}$	$\frac{3}{2}$	$\frac{23}{7}$	$\frac{-21}{-6}$	<u></u> 9
Σ Δ , κ, κ	$\frac{<1}{0}$	$\frac{\langle 1}{\langle 1}$	$\frac{7}{-7}$	79 	$\frac{74}{-80}$	86
(K)	<u><1</u> 0	$\frac{1}{<1}$	$\frac{3}{-9}$	$\frac{9}{1}$	$\frac{7}{1}$	$\frac{12}{4}$
\sum , K, K), (K)	$\frac{<1}{0}$	$-\frac{1}{1}$	9	88	$\frac{82}{81}$	97
$\dot{\nabla}$	$\frac{0}{<1}$	$\frac{<1}{1}$	$\frac{2}{-2}$	$\frac{1}{-1}$	$\frac{<1}{<1}$	$\frac{2}{3}$
Q	·	≤ 1	$\frac{<1}{<1}$	$\frac{<1}{<1}$	$\frac{\langle 1}{\langle 1}$	$\frac{\langle 1}{\langle 1}$
Х общ	<1	2	11	89	82	100
Распре	еделение л	ивней и Г	роз по зн	ачениям I	$g Z_3$	
≫3,5	· ·	< 1	1	9	9	10
3,0-3,4		<1	1	13	12	14
2,5-2,9	<1	<1	3	21	20	24
2,0-2,4	· · ·	<1	2	16	13	18
1,5—1,9		< 1	2	20	18	21
1,0-1,4	-	<1	2	9	8	11
0.5-~0.9				1		1

Примечание. Числитель — радиолокационная распознаваемость (%) явления по критерию грозоопасности, знаменатель — радиолокационная распознаваемость (%) явления по данным табл. 2.

<1

< 1

<1

<1

<1

64

< 0,5

гии луча в ближних грозах. В остальных 11 случаях необнаруженные грозы находились далее 150 км, условий для значительного ослабления луча не было.

В табл. 5 представлены результаты параллельной оценки распознавания 633 случаев гроз, обнаруженных МРЛ-1 Внуково, и распределение их по значениям отражаемости на верхнем уровне (lg Z_3) и температуре на верхней границе радиоэхо ($t_{H_{max}}$). Данные таблицы подтверждают ряд ранее выявленных закономерностей развития гроз в нашем районе (89% гроз соответствует $t_{H_{max}} \leq 35^{\circ}$ С). При $t_{H_{max}} < -40^{\circ}$ около 8% гроз находились в активной стадии с lg $Z_3 = 1,0 \div 1,4$ и др. Параллельная оценка даєг наглядное представление об успешности распознавания гроз обоими методами.

Анализ данных табл. 5 показывает, что способ распознавания явлений, связанных с кучево-дождевой облачностью, применяемый в МГАМЦ (см. табл. 2), не только не противоречит понятию о критерии грозоопасности, изложенному в «Руководстве по производству наблюдений и применению информации с радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2», а наоборот, дополняет его. Знаком К обозначается на 25% гроз больше, чем по критерию грозоопасности. Кроме того, он является более удобным в оперативной практике, так как упрощает анализ и значительно экономит время обработки радиолокационных наблюдений.

В. Д. Степаненко

СПОСОБ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ОСЛАБЛЕНИЯ РАДИОВОЛН В АТМОСФЕРНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ

Известно, что суммарное ослабление электромагнитных волн при распространении в атмосферных образованиях определяется как

$$\alpha_t = \alpha_{\rm II} + \alpha_{\rm D}, \qquad (1)$$

где α_t , α_n и α_p — коэффициенты суммарного, или полного, ослабления, поглощения и рассеяния соответственно.

В настоящее время известны следующие способы определения ослабления радиоволн атмосферными образованиями.

Одним из таких способов является базовый способ, когда на одном конце выбранного участка трассы устанавливаются передатчик, генерирующий радиоволны, а на другом — приемник, с помощью которого осуществляется прием сигналов передатчика. Передатчик и приемник могут располагаться и в одном месте. Тогда облучение и прием эхо-сигпалов производятся от отражателя, установленного на конце трассы. Результаты измерения интенсивности этих сигналов зависят от метеорологических условий на трассе, в частности от микрофизических характеристик и геометрических размеров зон облаков, дождей, туманов и т. д. По результатам этих измерений определяют искомое значение коэффициента α_t [3].

Однако этот способ не дает возможности определить величины α_t , α_n и α_p раздельно. С его помощью затруднительно проводить измерения на высотах внутри облаков и т. д.

Известен также радиолокационный способ определения величины α_t , основанный на применении двухволнового метеорологического радиолокатора [1, 5]. При этом рабочие волны выбираются такими, чтобы одна из них практически не испытывала ослабления при распространении в указанных атмосферных образованиях, а другая ослаблялась бы заметно. Однако данный способ, так же как и первый, не позволяет определить α_{π} и α_{p} раздельно. В последние годы в радиометеорологических иоследованиях получил свое развитие метод пассивной радиолокации. С помощью этого метода по результатам измерений собственного теплового радиоизлучения атмосферы и атмосферных образований сначала определяют значения радиояркостной температуры $T_{\rm H}$. В дальнейшем, при условиях, когда величина $\alpha_{\rm H} \gg \alpha_{\rm p}$, получают искомое значение коэффициента ослабления α_t , которое практически равно $\alpha_{\rm u}$ [4]. Недостатки этого способа связаны с тем, что в случаях применения радиометров, работающих в диапазонах волн короче 2— 3 см, указанное перавенство не выполняется при наличии сильных осадков, выпадающих на трассе. В результате возможны большие ошибки определения величины α_t .

С целью устранения указанных недостатков предлагается опособ, основанный на одновременном применении активного двухволнового метеорологического радиолокатора (МРЛ) и пассивного СВЧ радиометра. С помощью МРЛ на двух длинах волн проводятся измерения мощности эхо-сигналов от различных объемов облаков и осадков, а радиометр, работающий на короткой волне МРЛ, дает возможность измерять радиояркостиую температуру T_{π} указанных атмосферных образований. Эти данные, как будет показано ниже, позволяют получить искомые значения ослабления, рассеяния и поглощения в облаках и осадках. Действительно, воспользовавшись выражением для радиояркостной температуры, можно записать следующее выражение:

$$\overline{x_{n}} = \frac{T_{\pi}}{T_{0}(1 - 10^{-0.1 \, \overline{\alpha_{t}} \, \ell_{0}})},$$

где T_0 — средняя термодинамическая температура атмосферы, l_0 — протяженность атмосферных образований по линии визирования, км.

Величина T_0 обычно известна по данным аэрологического зондирования атмосферы. Величина l_0 определяется с помощью МРЛ достаточно точно в радиусе до 100 км.

В уравнении (2), кроме искомого α_n , неизвестным является коэффициент $\overline{\alpha}_t$. Однако его можно определить, используя двухволновую МРЛ. При этом рабочие волны выбираются такими, чтобы, во-первых, было заметно различие в коэффициентах ослабления при распространении в атмосферных образованиях и, во-вторых, меньшая рабочая волна МРЛ равнялась бы волне используемого СВЧ радиометра.

Измерения средней мощности отражаемых от атмосферных образований сигналов производится с помощью двухволновой МРЛ на двух дальностях, R_1 и R_2 . При этом $l_0 = R_2 - R_1$. Тогда различие в мощности указанных сигналов, выраженное в децибелах, для первой длины волны будет

$$A = 10 \lg \frac{P'_{Z_1 a}}{P''_{Z_1 a}} = 10 \lg \frac{Z_1 R_2^2}{Z_2 R_1^2}.$$

(3)

(2)

Для другой волны МРЛ соответственно

$$B = 10 \lg \frac{P'_{Z_1b}}{P''_{Z_1b}} = 10 \lg \frac{Z'_1 R_2^2}{Z_2 R_1^2} + 2 \alpha_{t_1b} (R_2 - R_1).$$
(4)

В формулах (3) и (4) Z_1 и Z_2 — радиолокационная отражаемость на одной длине волны МРЛ, Z'_1 и Z'_2 — на другой длине волны МРЛ; P'_{Z_1a} , P''_{Z_1a} — мощности эхо-сигналов на первой длине волны МРЛ для расстояния R_1 и R_2 соответственно; P'_{Z_1b} , P''_{Z_1b} — то же для второй длины волны МРЛ.

Тогда после вычитания из (3), (4) получим

$$A - B = 2(R_2 - R_1) \left(\alpha_{t_1 a} - \alpha_{t_1 b} \right) - 10 \lg \left(\frac{Z_1}{Z_2} \frac{Z_2'}{Z_1'} \right).$$
(5)

Например, первая длина волны МРЛ $\lambda_1 = 0.8$ см, а вторая $\lambda_2 = 10$ см.

Тогда при исследовании облаков и осадков значения $a_{t_i a}$ на 2—3 порядка больше значений $a_{t_i b}$ ($a_{t_i a} \gg a_{t_i b}$). При этих условиях найдем

$$\alpha_{t_1a} = \left\{ (A - B) + 10 \lg \left(\frac{Z_1}{Z_2} \cdot \frac{Z_2'}{Z_1'} \right) \right\} / 2(R_2 - R_1).$$
 (6)

При определении величины α_{t_ia} , как видно из формулы (6), выгодно, чтобы второе слагаемое было равно нулю. Это условно выполняется в случае релеевского рассеяния, поскольку тогда $Z_1 = Z'_i$ и $Z_2 = Z'_2$. В реальных случаях измерений указанное равенство может обеспечиваться, если R_1 равно расстоянию до ближней к МРЛ границе облаков или осадков, а R_2 — расстоянию до дальней его границы, так каж периферийные зоны облачности харажтеризуются мелкими частицами, размер которых значительно меньше длины волны МРЛ.

Возьмем длины волн 10, 0,8, 2 и 3 см и проведем расчеты для модели градового облака с характеристиками: ширина облака $L_0=8$ км, ширина зоны с градом $L_r=4$ км, высота верхней границы облака $H_{\rm B}^{\circ}=10$ км, а нижней $H_{\rm H}^{\circ}=1$ км, высота верхней границы градовой зоны $H_{\rm B}^{\rm r}=7$ км, средние значения концентрации градин и их диаметров соответственно равны $\overline{N}=8$ м⁻³, $\overline{D}=1.8$ см, средняя водность облака $\overline{W}=1$ г/м³.

В зависимости от угла визирования антенны МРЛ ослабление радиоволн в указанном облаке при условии, что МРЛ установлена на Земле, для $\lambda = 0.8$ см находится в пределах от 0,72 до 17,52 дБ/км, для $\lambda = 2$ см от 0,13 до 18,7 дБ/км, для $\lambda = 3.2$ см от 0,055 до 19,6 дБ/км, для $\lambda = 5.6$ см от 0,019 до 8,1 дБ/км и, наконец, для $\lambda = 10$ см от 0,01 до 2,2 дБ/км.

Анализ этих данных показывает, что в общем значения коэффициента ослабления K на длинах волн 0,8, 2 и 3,2 см намного больше, чем значения $\alpha_{t,a}$ на $\lambda = 10$ см. При определении величины $a_{t,a}$ с помощью формулы (6) выгодно, чтобы второе слагаемое в числителе было равно нулю. Это условие выполняется в случае релеевского рассеяния, поскольку тогда $Z_1 = Z'_1$ и $Z_2 = Z'_2$. В реальных случаях измерений указанное равенство может часто обеспечиваться, если R_1 равно расстоянию до ближней к МРЛ границы облака, а R_2 — расстоянию до дальней его границы, так как периферийные зоны рассматриваемых облаков характеризуются гораздо меньшими размерами частиц по сравнению с частицами, находящимися в центральных областях этих облаков. С другой стороны, именно для относительно мелких частиц облаков и осадков, когда их диаметр значительно меньше длины волны МРЛ, выполняется условие релеевского рассеяния.

Таблица 1

	$(R_2 - R_1)$ KM				
Δ (<i>AB</i>)дБ	2	4	5	6	10
1,5	0,375	0,019	0,015	0,125	0,0075
1	0,25	0,125	0,10	0,083	0,050
0,5	0,0125	0,066	0,05	0,042	0,025

Минимальные значения коэффициента ослабления α_t , меньше которых измерения невозможны (релеевское рассеяние)

Возможности определения коэффициента ослабления радиоволн ограничиваются, в частности, точностью измерения средних значений эхо-сигналов. Полагая ощибки измерения мощности отраженных сигналов $\Delta(A-B)$ равными 1,5, 1 и 0,5 дБ, можно найти те минимальные значения α_{t_ia} , ниже которых измерения невозможны при данной протяженности участка облака (R_2-R_1) (табл. 1).

Таким образом, по результатам измерений радиояркостной температуры и отраженных сигналов на двух диапазонах МРЛ действительно можно определить величины полного ослабления, а также рассеяния и поглощения радиоволн атмосферными образованиями.

Предложенный способ, в частности, может быть реализован при одновременном использовании двухволнового метеорологического радиолокатора и СВЧ радиометра с рабочей длиной $\lambda = 8$ мм.

Кроме измерений указанных характеристик распространения радиоволн, предложенный способ позволяет проводить опознавание зон сухого града среди зон дождя и мокрого града в объемах конвективных облаков. Такого рода опознавание весьма важно при практических работах по активным противоградовым воздействиям. Согласно работе [2], для зон с сухим градом величина отношения $g = \alpha_n/\alpha_t$, измеряемого с помощью предложенного способа, гораздо меньше единицы, в то время как для дождя $g = = 0,20 \div 0,99$.

Кроме того, изучение пространственно-временны́х изменений величин рассеяния, поглощения и полного ослабления радиоволн облаками путем решения обратных задач позволяет проводить исследование динамики микрофизических характеристик облаков, которая важна для решения вопросов теории их образования, эволюции и при разработке новых методов и средств активных воздействий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абшаев М. Т. и др. Методика и аппаратура для измерения ослабления радиолокационного излучения в облаках и осадках/М. Т. Абшаев, Ю. А. Дадаш, М. М. Шамис.— Труды ВГИ, 1972, вып. 20, с. 114—126.

ния раднолокационало в лучения в облаках и осадкали. 1. Абшаев, Ю. А. Дадаш, М. М. Шамис. — Труды ВГИ, 1972, вып. 20, с. 114—126. 2. А бшаев М. Т. и др. Поглощение и полное ослабление микрорадиоволн в градовых и дождевых осадках/М. Т. Абшаев, В. И. Розенберг, Х./Н. Карпов. — Труды ВГИ, 1975, вып. 29, с. 18—39.

3. Аренберг А. Г. Распространение дециметровых и сантиметровых волн. → М.: Советское радио, 1957, с. 50—53.

4. Башаринов А. Е., Кутуза Б. Г. Исследования радиоизлучения и поглощения облачной атмосферы в миллиметровом и сантиметровом диапазонах волн. — В кн.: Труды 3-го Всесоюзного совещания по радиолокационной метеорологии. М., Гидрометеоиздат, 1968, с. 96—106.

5. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 343 с.

А. А. Федоров, В. Д. Степаненко

К ВОПРОСУ ОБ ОБНАРУЖЕНИИ ПЫЛЬНЫХ БУРЬ С ПОМОЩЬЮ МРЛ

Общие сведения

Возникновение пыльных бурь отмечается в районах с большой сухостью и измельченностью поверхностного слоя почвы, низкой влажностью воздуха и сильными ветрами. Образующиеся турбулентные вихри поднимают пылевой материал, который затем подхватывается ветровыми потоками и переносится на различные расстояния.

Таблица 1

Диаметр частиц, мм	Расстояние переноса				
8	Поднимается или передвигается на метры				
1-0,1	11,5 км				
0,060,1	Несколько километров	1			
0,03—0,6	Немногим более 300 км				
0,01-0,3	Немногим более 1500 км				
0,01 и менее	Вокруг земного шара				

В работе [6] оценена дальность переноса частиц почвы при умеренно-сильном ветре (до 50 км/ч) (табл. 1). Необходимо учесть, что в таблице даны, по всей вероятности, максимальные размеры частиц, перенос которых возможен в самых нижних слоях.

По данным [9], песчаные бури имеют перенос пылевого материала на единицы и десятки километров, а адвективная пыльная мгла (сухая мгла) — на сотни километров.

Скорости ветра, при которых возможно возникновение песчаных бурь, для районов Поволжья и Средней Азии составляют 10— 15 м/с, для пустынь Африки и Аравии 20—25 м/с и определяются

в основном характером почвы. Площади пыльных бурь изменяются от сотен квадратных метров до сотен и тысяч квадратных километров.

Бури мезо- и макромасштаба в зависимости от природы их возникновения разделяются синоптиками на два типа.

1. Бури, возникающие при прохождении холодного фронта. Такие бури в своем развитии проходят ряд стадий — от образования очага бури у Земли до возникновения пылевого облака на высотах. Облако является результатом подъема частиц пыли мощными вертикальными потоками в районе фронта бури и вовлечения этой пыли в высотную атмосферную циркуляцию (до высот 3—6 км). Фронт бури смещается вместе с барическим образованием.

2. Бури, возникающие в штормовой зоне, которая образуется при встрече двух барических образований противоположного знака при условии резкого усиления одного из них. Такие бури имеют стационарный характер и охватывают в основном пограничный слой атмосферы (1,5—2 км). Перенос пыли происходит в виде пылевых потоков, направленных вдоль ветрового течения.

Распространение пыльных бурь отмечено до высоты 6 км.

Структура пыльных бурь

Нормальная концентрация пыли в нижних слоях атмосферы [1, 12] изменяется от 10^{-3} до $5 \cdot 10^{-5}$ мкг/см³. Предположительно, что при больших объемах пыльных бурь концентрация может достигать 0,5—9 мкг/см³. Распределение концентрации с высотой можно определить по распределению концентрации растворимых аэрозолей. При этом надо учесть, что растворимые аэрозоли составляют не более 20%, достигая в отдельных случаях 1% доли нерастворимых, в качестве которых принимаются песчинки и пылинки. Концентрация при пыльных бурях возрастает в 15 раз и более. Следовательно, имея распределение концентрации растворимых аэрозолей с высотой, можно рассчитывать концентрацию пыли по следующей формуле:

$$C_{\rm II} = CAB, \tag{1}$$

где A — коэффициент, характеризующий увеличение концентрации за счет нерастворимых аэрозолей ($A \approx 5 \div 100$); B — коэффициент, характеризующий увеличение концентрации за счет пыльных бурь ($B \approx 100$) [1, 12].

На рис. 1 показано изменение концентрации пыли до высоты 1 км. Как видно из рисунка, убывание концентрации частиц с большими размерами идет быстрее примерно в 4 раза. Это обусловливает малую вероятность обнаружения крупных частиц на больших высотах.

Экспериментальные данные во время измерения пыльной бури в районе Нукус — Ургенч 2 февраля 1976 г. показали концентрацию $N \approx 10$ см⁻³ на верхней границе пыльного облака (H =
=760 м). Известно, что максимальный размер частичек пыли, переносимых на большие расстояния (десятки и сотни километров), ограничивается 100 мкм [6, 9, 10]. Это объясняется тем, что стоксова скорость оседания частиц радиусом r_a =10 мкм составляет примерно 7,5·10⁻³ м/с, а с r_a =100 мкм она в 100 раз больше. Отсюда маловероятно, то частички радиусом более 100 мкм могут находиться на высоте 1 км и более. По данным других авторов [4, 11, 12], отмечаются частицы размером

не более 10 мкм (наибольшее значение— 25 мкм). Измерения, проведенные с борта самолета 2 февраля 1976 г. в районе Нукус — Ургенч, показали наличие пыли с диаметром частиц порядка 10 мкм.

Для расчета радиусов обнаружения пыльных бурь с помощью МРЛ необходимо знать концентрацию частиц. Воспользуемся выражением, приведенным в работе [8],

$$Nr_a > r_0 = \frac{A}{r_0^x}.$$
 (2)

Если считать, что плотность распределения аэрозолей, начиная с $r_0 = 4$ мкм, описывается аналогично плотности распределения крупных капель в облаках выражением

$$n(\boldsymbol{r}_a) = (\varkappa - 1) \frac{N_i}{r_0} \left(\frac{r_0}{r_a}\right)^{\varkappa}$$
(3)

то можно определить N_i среднюю счетную концентрацию частиц, радиус которых превосходит 4 мкм. Для ориентировочных расчетов можно воспользоваться переходом от весовой концентрации, которая определяется выражением $\overline{N_i} = \frac{C}{\rho V} = \frac{3C}{4\pi r^3 \rho},$



Рис. 1. Изменение концентрации частиц в. пыльных бурях с высотой.

1- общая концентрация; 2-концентрация мелких частиц, d<0,5 мкм; 3-концентрация крупных частиц, d>0,5 мкм.

где C — весовая концентрация, равная 0,5 мкг/см³; \overline{r} — средний радиус частиц. Предположим наличие частиц с r_a от 4 до 16 мкм, отсюда средний радиус будет порядка 10 мкм. Плотность кварца ρ =2,6 г/см³. Подставим эти данные в (4):

$$\overline{N_i} = \frac{3 \cdot 0.5}{4 \cdot 3.14 \cdot 10^{-9} \cdot 2.6 \cdot 10^6} = \frac{1}{20 \cdot 10^{-3}} = 0.5 \cdot 10^2 = 50 \text{ cm}^{-3}.$$

Как видно, эти данные не противоречат общепринятым.

(4)

Радиус обнаружения пыльных бурь с помощью МРЛ

Для того чтобы определить радиусы обнаружения, проведем расчет эффективного поперечника рассеяния единицы объема п см⁻¹, который определяется следующим выражением:

$$\eta = \int_{0}^{\infty} n(r_a) \,\sigma(r_a) \,dr_a. \tag{5}$$

Подставляя (3) в (5) и интегрируя от ro до ramax, получим

$$\eta = \frac{64 \pi^5}{\lambda^4} \left(\frac{n_a^2 - 1}{n_a^2 + 1} \right)^2 N_i r_0^{\alpha - 1} \left(r_{a \max}^{7 - \alpha} - r_0^{7 - \alpha} \right).$$
(6)

Принимаем $r=4 \div 16$ мкм, $N_i = 1 \div 100$, $\varkappa = 1 \div 6$, $\lambda = 0.86$ см и $\lambda = 3.2$ см. Графики зависимости п см⁻¹ от концентрации N. коэф-



Рис. 2. График зависимости удельного рассеивающего объема от размера частиц.



1) $\lambda=3,2$ cm, N=100, x=1; 2) $\lambda=3,2$ cm, N=-100, x=2; 3) $\lambda=3,2$ cm, N=10, x=1; 4) $\lambda=3,2$ cm, N=10, x=2; 5) $\lambda=3,2$ cm, N=1, x=1; 6) $\lambda=0,86$ cm, N=100, x=1; 7) $\lambda=0,86$ cm, N=10, x=1; 8) $\lambda=-0,86$ cm, N=10, x=1; 8) $\lambda=-0,86$ cm, N=1, x=1.

фициента и и λ представлены на рис. 2. На основании этих графиков произведем расчет максымальной дальности радиолокационного обнаружения пыли по формуле

$$R_{\max} = \sqrt{\frac{\eta \Pi}{P_{r\min}}} \quad \text{KM}, \tag{7}$$

где П — метеорологический потенциал, для λ = 3.2 см равный 50 дБ. для λ=0.86 см 35 дБ. Формула (7) предполагает, что η должно определяться в единицах размерности Z мм⁶/м³

$$\eta \ \mathrm{cm}^{-1} = 10^{-12} \ \mathrm{mm}^{6}/\mathrm{m}^{3};$$
 (8)

Pr min — минимальное превышение сигнала над уровнем шумов принимаем равным 10-3. Результаты расчетов по формуле (7) представлены на рис. 3. Из анализа рисунка видно, что Rmax для МРЛ-2 колеблется от 1-2 до 120 км в зависимости от величины п см⁻¹. Случай обнаружения пыльной бури на МРЛ указан в работе [5]. Высота верхней границы радиоэхо пыльной бури была равна 2 км при дальности обнаружения 7-10 км.

Полставляя R = 20 км в уравнение (7), получаем

- 14 -

$$\eta = 2.8 \cdot 10^{-13} \text{ cm}^{-1}$$
.

Это значение соответствует расчетному при N=100, r=16 мкм и $\varkappa = 1$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Б. Г., Лавриненко Р. Ф. Некоторые данные о химическом составе атмосферных аэрозолей Средней Азии. — Метеорология и гидрология, 1968, № 4, c. 63—69.

2. Врылев Г. Б. Некоторые вопросы радиолокационного зондирования тропосферы при ясном небе. Труды ГГО, 1968, вып. 231, с. 39-53.

3. Бурлацкий Р. Ф. О выносе пыли из Африки в Атлантический океан

весной 1970 г. — Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 87, с. 63—66. 4. Григорьев А. А., Липатов В. Б. Пыльные бури по данным косми-ческих исследований. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 32 с.

5. Джорджио В. А. и др. Выдающаяся пыльная буря в Средней Азии 10 сентября 1971 г./В. А. Джорджио, З. Е. Бабенко, И. Н. Романов. — Труды САРНИГМИ, вып. 5(86), 1973, с. 124-129.

6. Захаров П. С. Пыльные бури. — Л.: Гидрометеоиздат, 1965. — 164 с.

7. Қац А. А., Беленький В. С. О случае выноса в океан крупного пы-7. Кац А. А., Беленький Б. С. О случае выноса в океан крупного па-левого облака с континента Африки.— В кн.: Квазидвухлетняя цикличность и цир-куляция в атмосфере и океане. Л., 1971, с. 154—159. 8. Лактионов А. Г. Результаты исследования естественных аэрозолей над различными районами СССР.—Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 4.

9. Романов Н. Н. Пыльные бури в Средней Азии. — Труды Ташкентского гос. ун-та, Ташкент, 1960.— 137 с.

И Селезнева Е. С. Атмосферные аэрозоли. — Л.: Гидрометеоиздат, 1966. 174 C

И. Фетт В. Атмосферная пыль. — М.: Изд-во иностр. лит., 1961.

12. Hajovsky K. G., La Grone A. W. The effects of aerosoles in the atmosphere on the propagation of microwave signal. J. Atmosph. Terr. Shys., 1960, vol. 2, № 4, p. 361-369.

Г. Я. Наровлянский, Б. М. Воробьев, В. Д. Степаненко

НЕКОТОРЫЕ СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗАТУХАНИЯ РАДИОВОЛН ДЛИНОЙ 2 см В ДОЖДЯХ НА ТЕРРИТОРИИ ЕТС

Быстрое развитие в последние годы радиотехнических систем и средств связи, работающих в СВЧ диапазоне, требует детального исследования влияния атмосферных осадков на эффективность и надежность их эксплуатации [I, 3]. В работе [2] была рассмотрена методика определения вероятности затухания сантиметровых радиоволн в дождях по данным стандартных дождемерных наблюдений. Там же в качестве примера были приведены значения средней годовой продолжительности затухания для отдельных физикогеографических районов и трасс различной протяженности.

В настоящей работе в развитие [2] представлены обобщенные сведения по некоторым статистическим характеристикам затухания радиоволн (λ=2 см) для всей Европейской территории СССР.

Исходный материал и методика расчета

В качестве исходных данных для исследования временных характеристик затухания радиоволн в дождях были использованы материалы плювнографических наблюдений на 80 станциях Европейской территории СССР. Статистическая обработка дождемерных наблюдений за пятилетний период выполнялась с помощью ЭВМ по характерным точкам на плювиограмме. Программа обработки предусматривала получение для каждой станции эмпирической кривой распределения жидких осадков различной интенсивности, выравнивание ее аналитическим выражением (кривой Пирсона III типа) и вычисление с его помощью интегральной функции распределения. Используя эти данные, а также соотношение между интегральным коэффициентом затухания, интенсивностью дождя и длиной трассы, нетрудно вычислить среднюю годовую продолжительность (вероятность) затуханий, превышающих определенный уровень, на трассах различной протяженности, заполненных однородными жидкими осадками. В качестве второй характеристики определялась минимальная длина трассы в дожде, на которой затухание, превышающее определенный уровень, отмечается в течение периода, не более заданного.

Анализ полученных результатов

Основные результаты выполненного исследования по статистике затуханий радиоволн длиной 2 см в дождях на территории ЕТС показаны на рис. 1—2.

На рис. 1 а представлены изолинии средней годовой продолжительности затуханий, превышающих 10 дБ на трассе длиной 5 км. Аналогичные характеристики будут иметь место и для затуханий с уровнем в 20 дБ, но для трассы длиной 10 км.¹ Как видно из рисунка. наблюдается довольно сложная картина пространственного распределения длительности затуханий. С одной стороны, прослеживается закономерное увеличение длительности затуханий с севера на юг, обусловленное возрастанием к югу интенсивности и повторяемости конвективных процессов, вызывающих образование сильных ливневых дождей. С другой стороны, в ряле случаев широтная зависимость маскируется влиянием на режим осадков, а следовательно, и на затухание радиоволн других факторов, таких, как вынос влажного неустойчивого воздуха с Атлантики, наличие сложной орографии местности и др. Все это и приводит в конечном итоге к пестрой картине распределения длительности затуханий на территории ЕТС.

Отметим, что минимальные по длительности затухания наблюдаются на крайнем Севере ЕТС и составляют менее 5 мин/год, что соответствует менее $5 \cdot 10^{-4}$ % общего годового времени.

К югу продолжительность затуханий в общем возрастает. Причем можно выделить отдельные районы с очень высокими значениями длительности затуханий. Одним из таких районов можно считать центральную часть ЕТС, где продолжительность затуханий составляет около 30 мин/год. Еще большие значения имеют место в Прикарпатье и на Северном Кавказе. Здесь, в частности, располагается район с максимальным значением длительности затуханий, равным около 60 мин/год, или 0,012% времени.

Рисунок 1 б дает наглядное представление о пространственной структуре длительности затуханий, превышающих уровень 10 дБ на трассе длиной 10 км.

Как видно, отмеченные выше закономерности сохраняются и в данном примере. Так, на севере ЕТС расположены области пониженных значений длительности затуханий, составляющих 16— 20 мин/год, или 0,003—0,0036% всего годового времени. Очаги с высокими значениями наблюдаются в центральной части ЕТС

¹ При расчетах предполагалось полное заполнение трассы дождем и его однородность.



Рис. 1. Распределение на ЕТС средней годо-вой продолжительноypo-Tpac-(а) н сти (мин) затуханий, вень 10 дБ на т се длиной 5 км (б). 10 км (б). превышающих

-24

(100—120 мин/год) и на Северном Кавказе (140 мин/год, или 0,027% времени). На остальной части территории ЕТС продолжительность рассматриваемых в данном примере затуханий лежит в пределах от 25—30 до 100 мин/год.

Рассмотрим (рис. 2) пространственное распределение другой характеристики затухания — минимальной длины трассы в дожде, на которой затухание с уровнем 30 дБ и более имеет место менее 10 мин/год.

В общем наблюдается закономерное уменьшение длины такой трассы с севера на юг, но отмечаются и очаги с повышеннёми и пониженными значениями этой характеристики. Очаги пониженных значений минимальной длины трассы — Центр ЕТС, Прикар-



Рис. 2. Пространственное распределение минимальной длины трассы в дожде, на которой затухание в 30 дБ и более наблюдается в течение 10 мин/год и менее. патье, Северный Кавказ, т. е. те районы, где наблюдаются высокие значения продолжительности затуханий. Минимальная длина трассы здесь менее 10 км. Наибольшие ее значения имеют место на Крайнем Севере и составляют более 25 км.

В заключение отметим, что все расчеты проводились в предположении горизонтальной однородности дождя вдоль всей трассы. Поэтому некоторые из полученных результатов, особенно для трасс большой протяженности, следует считать предварительными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ø

1. Бин Б. Р., Даттон Е. Дж. Радиометеорология. Пер. с англ. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 362 с.

2. Воробьев Б. М. и др. К расчету вероятности затухания сантиметровых радиоволн в дождях для отдельных районов ЕТС/Б. М. Воробьев, Г. Я. Наровлянский, В. Д. Степаненко.— Труды ГГО, 1977, вып. 395, с. 72—79. 3. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии.— Л.: Гидрометео-

3. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 343 с.

Л. П. Бобылев, А. О. Изюмов, Г. Г. Щукин

РЕФРАКЦИЯ МИЛЛИМЕТРОВЫХ И СУБМИЛЛИМЕТРОВЫХ РАДИОВОЛН В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

В отличие от свободного пространства, в котором радиоизлучение распространяется по прямой линии, в атмосфере происходит искривление траектории луча вследствие неоднородности показателя преломления. Рефракция электромагнитных волн различных диапазонов в атмосферах Земли, Марса, Венеры и других планет давно привлекает пристальное внимание исследователей в силу целого ряда причин. С одной стороны, явление рефракции находит применение для исследования физических свойств атмосфер планет, с другой — требуется ее тщательный учет, поскольку она оказывает существенное влияние на работу линий связи, на точность наведения больших антенных систем и точность определения координат источников излучения, находящихся на различных высотах от точки наблюдения и под различными зенитными углами.

Известно много как теоретических, так и экспериментальных работ, посвященных исследованию этого явления [5]. В основном это исследования рефракции в диалазоне радиоволн и в длинноволновой части миллиметрового диапазона. Однако до сих пор практически отсутствуют данные по рефракции волн в миллиметровом и субмиллиметровом диапазонах вблизи линий поглощения водяного пара.

Целью настоящей работы является исследование рефракции в атмосфере Земли в миллиметровом и субмиллиметровом диапазонах волн в окрестностях линий поглощения водяного пара, сравнение углов рефракции в этих диапазонах волн с углами рефракции в радиодиапазоне и попытка создания методики введения поправок на углы рефракции в рассматриваемом диапазоне волн исходя из углов рефракции в радиодиапазоне.

Известно, что коэффициент преломления нижней атмосферы во всем диапазоне радиоволн с достаточной степенью точности определяется выражением [7]

$$N = (n-1) \cdot 10^{6} = \frac{0.776}{T} \left(P + \frac{4810e}{T} \right), \tag{1}$$

где T — температура, К; P — давление влажного воздуха, мбар; e — парциальное давление водяного пара, мбар.

 $6^{1}/_{1}$ 686

В миллиметровом и субмиллиметровом диапазонах волн наличи вращательных переходов водяного пара приводит к появлению но мальной и аномальной дисперсии показателя преломления, вслед ствие чего показатель преломления должен учитывать изменени вращательной части диэлектрической проницаемости (євр) водянс го пара и может быть представлен выражением [3]

$$N = (n-1) \cdot 10^{6} = \frac{0.776}{T} P + \frac{1}{2} \cdot 10^{6} (\varepsilon_{\rm BP} - 1).$$
⁽²⁾

Из сравнения соотношений (1) и (2) видно, что эквиваленто вращательной части диэлектрической проницаемости водяного па ра в радиодиапазоие является величина

$$m = \frac{0.776 \cdot 4810e}{T^2}.$$
 (3)

В силу того, что вращательная часть диэлектрической прони цаемости водяного пара зависит от длины волны, а ее эквивален в радиодиапазоне от длины волны не зависит, появляется и суще ственное различие в рефракции в этих диапазонах. А именно, есл в радиодиапазоне рефракция не изменяется с частотой, то в мил лиметровом и субмиллиметровом диапазонах она является функ цией частоты.

Если предположить, что показатель преломления зависит толь ко от высоты над поверхностью гладкой сферической Земли (т. с считать структуру показателя преломления однородной в горизон тальной плоскости), то траектория радиолуча будет подчинятьс закону Снеллиуса, а угол рефракции может быть представле в виде [6]

$$\alpha = -n_0 \sin \theta \int_0^H \frac{\left(\frac{dn}{dh}\right) dh}{n \sqrt{n^2 \left(1 + \frac{h}{a}\right)^2 - n_0^2 \sin^2 \theta}},$$
(4)

где n_0 — показатель преломления в точке наблюдения (во все: последующих расчетах будем предполагать, что точка наблюдения находится на поверхности Земли); θ — зенитный угол; H — высота источника излучения; a — радиус Земли (a=6371 км).

Все известные расчеты углов рефракции производились по фор муле (4) при задании различных видов зависимости (dn/dh), опре деляемой заданием высотных профилей метеорологических полей В настоящей работе для получения высотных зависимостей показа теля преломления были взяты реальные профили температуры давления и влажности, полученные по данным 15-летних измерений ГГО для Воейково Ленинградской области, усредненные для июля [1] и января [2]. «Июльская» модель атмосферы соответствует усредненным летним метеоусловиям, а «январская» — усредненным зимним. В целом они охватывают весь диапазон возможных вари-

аций высотных профилей температуры, давления и влажности для данного географического района.

На рис. І представлены высотные профили *T*, е и *P* для июля и января. По оси абсцисс отложены высоты, на которых производились измерения этих параметров. Эти же высоты принимались за границы разбиения атмосферы на сферические слои, в пределах которых в дальнейшем по соотношению (4) рассчитывались интегралы рефракции. Оценки, произведенные при разбиении атмосферы на более тонкие слои, показывают, что существенного изменения точности при этом не наблюдается.





По этим данным для каждой указанной высоты был произведен расчет диэлектрической проницаемости водяного пара и показателя преломления для различных длин волн в диапазоне 2— 0,33 мм. Расчет показателя преломления производился только с учетом водяного пара. В расчете не учитывались области, поглощения кислорода и других примесных газов атмосферы.

Вычисление вращательной части диэлектрической проницаемости водяного пара производилось по методике, разработанной А. Ю. Зражевским и В. Г. Малинкиным, дающей хорошее совпа-

Значения углов рефракции а" для радиодиапазона (v=0) и частот, со проницаемости водяного пара для ра

	1							
ћ км			······				<u>v см</u> —1	
	0	5	6	6,2	10,8	11,0	12,6	12,8
		-				× .	θ=10°	· ·
0,2	0,256 (0,215)	0,260 (0,215)	0,262 (0,214)	0,259 (0,215)	0,268 (0,214)	0,267 (0,214)	0,276 (0,212)	0,265 (0,214)
0,5	0,696 (0,701)	0,706 (0,701)	0,710 (0,699)	0,705 (0,701)	0,724 (0,698)	0,721 (0,69 9)	0,742 (0,694)	0,717 (0,700)
1,0	1,293 (1,415)	1,308 (1,416)	1,313 (1,414)	1,306 (1,416)	1,334 (1,416)	1,331 (1,417)	1,360 (1,415)	1,326 (1,417)
1,5	2,016 (2,057)	2,039 (2,059)	2,047	2,036	2,080	2,074 (2,064)	2,122 (2,067)	2,066 (2,063)
2,0	2,673	2,701 (2,628)	2,712 (2,627)	2,697	2,754 (2,634)	2,747 (2,635)	2,810 (2,640)	2,734 (2,633)
3,0	3,810 (3,600)	3,846 (3,605)	3,862 (3,604)	3,841	3,917 (3,614)	3,906 (3,615)	3,994 (3,624)	3,888 (3,612)
4,0	4,748 (4,486)	4,789 (4,492)	4,807 (4,491)	4,782 (4,490)	4, 870 (4,503)	4,858 (4,504)	4,962 (4,516)	4,835 (4,500)
5,0	5,685 (5,268)	5,731 (5,275)	5,752 (5,273)	5,723 (5,273)	5,824 (5,288)	5,809 (5,288)	5,930 (5,303)	5,782 (5,284)
6,0	6,361 (5,948)	6,409 (5,956)	6,431 (5,955)	6,400 (5, 9 53)	6,506 (5,970)	6,490 (5,969)	6,620 (5,986)	6,461 (5,965)
7,0	6,952 (6,571)	7,000 (6,579)	7,024 (6,578)	6,991 (6,576)	7,102 (6,594)	7,084 (6,593)	7,221 (6,611)	7,054 (6,588)
8,0	7,472 (7,137)	7,522 (7,145)	7,546 (7,144)	7,511 (7,142)	7,625 (7,160)	7,607 (7,159)	7,749 (7,178)	7,576 (7,154)
9,0	7,940 (7,663)	7,990 (7,671)	8,014 (7,670)	7,979 (7,668)	8,094 (7,686)	8,076 (8,685)	8, 2 21 (7,705)	8,044 (7,680)
10,0	8,372 (8,164)	8,422 (8,172)	8,446 (8,171)	8,411 (8,169)	8,527 (8,187)	8,508 (8,186)	8,654 (8,207)	8,476 (8,181)
11,0	8,785 (8,627)	8,835 (8,635)	8,860 (8,634)	.8,824 (8,632)	8,940 (8,650)	8,922 (8,649)	9,068 (8,670)	8,889 (8,644)
	1							

Таблица 1

диэлектрической

ответствующих экстремумам дисперсионной кривой зличных высот h и зенитных углов θ

14,9	15,1	18,4	18,7	20,6	20,8	25,0	25,2
``							
		·					
0,286	0,274	0,493	0,045	0,245	0,242	0,384	0,154
(0,211)	(0,213)	(0,176)	(0,258)	(0,216)	(0,217)	(0,191)	(0,237)
0,764	0,738	1,223	0,243	0,673	0,665	0,974	0,479
(0,692)	(0,697)	(0,600)	(0,819)	(0,704)	(0,706)	(0,634)	(0,763)
1,393	1,356	2,044	0,682	1,260	1,248	1,672	1,006
(1,417)	(1,418)	(1,408)	(1,454)	(1,411)	(1,412)	(1,389)	(1,442)
2,174	2,114	3,247	0,968	1 ,9 61	1,943	2,651	1,519
(2,074)	(2,069)	(2,186)	(1,957)	(2,044)	(2,044)	(2,101)	(2,022)
2,876	2,797	4,306	1,243	2,598	2,575	3,52 7	1,990
(2,650)	(2,642)	(2,827)	(2,468)	(2,608)	(2,607)	(2,706)	(2,558)
4,080	3,971	6,057	1,771	3,708	3,677	5,013	2,863
(3,638)	(3,625)	(3,922)	(3,563)	(3,577)	(3,575)	(3,746)	(3,477)
5,148	4,991	8,234	2,215	4,603	4,556	6,735	3,070
(4,533)	(4,516)	(4,900)	(4,352)	(4,458)	(4,455)	(4,685)	(4,315)
5,936	5,766	9,012	2,993	5,384	5,337	7,573	3,858
(5,322)	(5,302)	(5,751)	(5,058)	(5,237)	(5,233)	(5,509)	(5,059)
6,606	6,436	.9,902	3,665	6 ,058	6,011	8,251	4,536
(6,007)	(5,984)	(6,479)	(5,681)	(5,915)	(5,910)	(6,220)	(5,710)
7,168	7,009	10,07	4,504	6,653	6,608	8,701	2,265
(6,633)	(6,608)	(7,136)	(6,262)	(6,536)	(6,531)	(6,856)	(6,312)
7,697	7,533	10,69	4,905	7,169	7,123	9,289	2,722
(7,200)	(7,175)	(7,718)	(6,807)	(7,101)	(7,096)	(7,443)	(6,867)
8.169	. 8.003	11.21	5 302	7 634	7 588	9 797	3 152
(7,727)	(7,701)	(8,255)	(7.319)	(7.626)	(7.621)	(7.977)	(7.386)
				())			
8,603	8,435	11,67	5,699	8,064	8,018	10,34	3,565
(8,229)	(8,202)	(8,700)	(7,810)	(8,127)	(8,122)	(8,481)	(1,885)
9,017	8,849	12,09	6,098	8,477	8,431	10,76	3,971
(8,692)	(8,665)	(9 ,2 22)	(8,279)	(8,590)	(8,585)	(8,943)	(8,348)
I]					1	

- interior in the second	1							
			5				v см ⁻¹	
п км	0	5	6	6,2	10,8	11,0	12,6	12,8
12,0	9,201	9,251	9,276	9,240	9,356	9,338	9,484	9,305
· .	(9,047)	(9,055)	(9,054)	(9,052)	(9,070)	(9,069)	(9,090)	(9,064)
	т.,							$\theta = 60^{\circ}$
0,2	2,510	2,553	2,571	2,547	2,630	2,619	2,712	2,601
	(2,111)	(2,107)	(2,105)	(2,109)	(2,098)	(2,100)	(2,084)	(2,105)
0,5	6,833	6,931	6,969	6,921	7,107	7,083	7,288	7,045
	(6,888)	(0,878)	(0,872)	(6,883)	(6,855)	(0,001)	(0,817)	(6,875)
1,0	12,70	12,84	12,90	12,83	13,10	13,07	(13,29	13,02
	10.90	20.02	20.11	90.00	(10,91)	20.37	00.77	(13,92)
1,5	(20,20)	(20,21)	(20,22)	(20,00	(20,45)	(20,26)	(20,29)	(20,26)
2.0	26,25	26,52	26,63	26,49	27,05	26,97	27,52	26,85
··· ··	(25,77)	(25,80)	(25,81)	(25,80)	(25,87)	(25,86)	(25,92)	(25,86)
3, 0	37,41	37,63	37,92	37,71	38,46	38,35	39,15	38,18
2 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 1997 - 19 1997 -	(35,34)	(35,39)	(35,41)	(35,38)	(35,48)	(35,48)	(35,58)	(35,46)
4,0	46,61	47,01	47,19	46,94	47,81	47,69	48,65	47,47
	(44,03)	-(44,00)	. (44,11)	(44,08)	(44,21)	(44,19)	(44,53)	(44,17)
5,0	55,80	50,25 (51,76)	56,45 (51,79)	56,17	57,16 (51.90)	57,01 (51,88)	58,14	(51.86)
	69.49	62.89	63.11	62.81	63.85	63.69	64.00	63.41
6,0	(58,37)	(58,43)	(58,47)	(58,42)	(58,58)	(58,56)	(58,75)	(58,53)
7.0	68,21	68,69	68,92	68,60	69,68	69,52	70,80	69,22
7,0	(64,48)	(64,54)	(64,58)	(64,53)	(64,70)	(64,68)	(64,88)	(64,64)
8,0	73,31	73,80	74,03	73,70	74,81	74,64	75,96	74,33
	(70,02)	(70,08)	(70,12)	(70,07)	(70,25)	(70,22)	(70,43)	(70,19)
9,0	77,89	78,38	78,62	78,28	79,41	79,23	80,58	78,91
- , -	(75,17)	(75,24)	(75,27)	(75,22)	(75,40)	(75,38)	(75,59)	(75,34)
10.0	82,12	82, 61	82,85	82,50	83,64	83,46	84,82	83,14
	(80,08)	(80,14)	(80,18)	(80,13)	(80,31)	(80,28)	(80,50)	(80,25)
11.0	86,16	86,65	86,89	86,55	87,68	87,51	88,87	87,18
11,0	(84,60)	(84,67)	(84,71)	(84,65)	(84,83)	(84,81)	(85,02)	(84,77)
		1])

	14,9	15,1	18,4	18,7	20,6	20,8	25,0	25,2
	9,433	9,265	12,51	6,512	8,893	8,947	11,18	4,386
	(9,112)	(9,085)	(9,642)	(8,699)	(9,010)	(9,005)	(9,363)	(8,768)
				· · ·				
ļ	2,805	2,689	4,845	0,437	2,411	2,376	3,770	1,509
	(2,075)	(2,094)	(1,732)	(2,535)	(2,126)	(2,131)	(1,872)	(2,327)
	7,503	7,246	12,01	2,382	6,613	6,533	9,565	4,702
	(6,797)	(6,850)	(5,895)	(8,050)	(6,920)	(6,936)	(6,225)	(7,490)
	13,68	13,32	20,07	6,692	12,37	12,26	16,42	9,876
	(13,92)	(13,94)	(13,83)	(14,29)	(13,86)	(13,87)	(13,64)	(14,16)
	35,35	34,35	53,47	14,63	31,84	31,55	43,61	24,10
	(20,36)	(20,3 3)	(21,48)	(19,32)	(20,08)	(20,08)	(20,63)	(19,85)
	42,24	41,05	63,87	17,33	38,10	37,76	52,21	28,72
	(26,02)	(25,95)	(27,77)	(24,24)	(25,61)	(25,61)	(26,56)	(25,12)
	54,06	52,57	81,06	22,50	48,99	48,57	66,79	37,29
	(35,71)	(35,60)	(38,52)	(32,66)	(35,12)	(35,11)	(36,77)	(34,14)
	, 64,54	62,57	102,4	26,86	57,77	57,19	83,6 9	39,32
	(44,49)	(44,33)	(48,12)	(40,40)	(43,76)	(43,74)	(45,97)	(42,36)
	72,27	70,17	110,0	34,49	65,42	64,85	91,41	47,04
	(52,23)	(52,04)	(56,46)	(47,32)	(51,40)	(51,37)	(54,06)	(49,65)
,	78,84	76,74	118,8	41,08	72,03	71,45	98,06	53,69
	(58,94)	(58,73)	(63,60)	(53,43)	(58,04)	(58,01)	(61,03)	(56,03)
	84,36	82,35	120,4	49,30	77,85	77,30	102,5	60,83
	(65,07)	(64,84)	(70,04)	(59,12)	(64,13)	(64,10)	(67,36)	(61,93)
	89,54	87,49	126,5	53,22	82,91	82,35	108,2	65,30
	(70,63)	(70,39)	(75,74)	(64,46)	(69,66)	(69,63)	(73,01)	(67,36)
	94,16	92,09	131,6	57,11	87,47	86,90	113,2	69,51
	(75,79)	(75,55)	(81,00)	(69,47)	(74,81)	(74,78)	(78,24)	(72,44)
	98,40 (80,70)	96,32 (80,46)	136,0 (85,94)	60,99 (74,33)	91,68 (79,71)	91,11 (79,68)	117,6 (83,17)	73,56 (77,32)
	102,5	100,4	140,2	64,90	95,72	95,15	121,7	77,53
	(85,22)	(84,98)	(90,46)	(78,86)	(88,34)	(84,21)	(87,69)	(81,85)
	l	1	. s.	l .		1		

h rate		<u> </u>						ν CM ⁻¹
п км	0	5	6	6,2	10,8	11,0	12,6	12,8
12,0	90,23 (88,71)	90,72 (88,77)	90,96 (88,81)	90,61 (88,76)	91,75 (88,94)	91,57 (88,91)	92,94 (89,13)	91,95
		1 .					1	
	0.010	0.050	0 415	0.040	9.610	0 572	0.070	$\theta = 80^{\circ}$
0,2	8,218 (6,911)	8,350 (6,899)	6,415 (6,890)	6,904)	(6,868)	6,875) (6,875)	0,070 (6,823)	8,514 (6,889)
	22.36	22,68	22,80	22,65	23,26	23,18	23,85	23.05
0,5	(22,54)	(22,51)	(22,48)	(22,52)	(22,43)	(22,45)	(22,31)	(22,49)
10	41,51	41,99	42,16	41,95	42,84	42,73	43,66	42,57
1,0	(45,43)	(45,44)	(45,44)	(45,45)	(45,46)	(45,47)	(45,43)	(45,51)
1,5	64,69 (65,68)	65,40 (66.04)	65,68 (66,07)	65,33 (66,04)	66,73 (69,19)	66,55 (66,18)	68,08 (66,29)	66,27 (66,19)
s 1.	95.66	86.56	86.03	86.46	88.27	88.03	90.05	87.64
2,0	(84,13)	(84,22)	(84,26)	(84,22)	(84,44)	(84,42)	(84,61)	(84,42)
2.0	121,9	123,1	123,6	122,9	125,3	125,0	127,8	124,4
3,0	(115,2)	. (115,3)	(115,4)	(115,3)	(115,7)	(115,6)	(116,0)	(115,6)
	151,7	153,0	153,6	152,8	155,6	155,2	158,5	154,5
4,0	(143,3)	(143,5)	(143,6)	(143,5)	(143,9)	(143,8)	(144,3)	(143,8)
	181,3	182,7	183,4	182,5	185,7	185,2	189,1	184,4
5,0	(168,0)	(168,2)	(168,3)	(168,2)	(168,7)	(168,6)	(169,1)	(168,5)
	202,6	204,1	204,8	203,8	207,2	206,7	210,8	205,8
6,0	(189,4)	(189,6)	(189,7)	(189,6)	(190,1)	(190,1)	(190,7)	(190,0)
	221,1	22 2, 6	223,4	222,3	225,8	225,3	229,7	224,3
7,0	(209,0)	(209,2)	(209,3)	(209,1)	(209,7)	(209,6)	(210,2)	(209,5)
	237,3	238,9	239,7	238,6	242,2	241,6	246,1	240,6
8,0	(226,6)	(226,8)	(226,9)	(226,8)	(227,3)	(227,3)	(227,9)	(227,2)
0.0	251.8	253,4	254,2	253,1	256,8	256,2	260,8	255,2
9,0	(243,0)	(243,2)	(243,3)	(243,1)	(243,7)	(243,6)	(244,3)	(243,5)
10.0	265,2	266,8	267,6	266,4	270,1	269,6	274,2	268,5
10,0	(258,5)	(258,7)	(258,8)	(258,6)	(259,2)	(259,1)	(259,8)	(259,0)
	277.9	279.5	280.3	279,2	282,9	282,3	287,0	281,3
11,0	(272,7)	(272,9)	(273,0)	(272,9)	(273,5)	(273,4)	(274,1)	(273,3)
;			[I		$\gamma_{ij} = 1$. í	

Î	14,9	15,1	18,4	18,7	20,6	20,8	25,0	25,2
	106,5	104,4	144,3	68,94	99,79	99,21	125,8	81,58
	(89,33)	(89,09)	(94,57)	(82,97)	(92,45)	(88,31)	(91,79)	(85,96)∧
	9,183	8,803	15,86	1,432	7,893	7,777	12,34	4,938
	(6,793)	(6,855)	(5,669)	(8,300)	(6,961)	(6,977)	(6,129)	(7,618)
A DECEMBER OF A	24,55	23,71	39,32	7,788	21,64	21.38	31,30	15,38,
	(22,24)	(22,41)	(19,29)	(26,34)	(22,65)	(22,70)	(20,37)	(24,51)
	44,74	43,55	65,66	21,86	40,46	40,08	53,71	32,28
	(45,50)	(45,56)	(45,22)	(46,73)	(45,31)	(45,36)	(44,59)	(46,29)
a state of the second	94,96	92,29	143,2	40 ,23	85,57	84,79	116,8	65,24
	(66,52)	(66,40)	(70,15)	(63,14)	(65,59)	(65,61)	(67,38)	(64,87)
	117,4	114,1	177,1	49,01	105,9	105,0	145,8	80,27
	(84,93)	(84,72)	(90,64)	(79,14)	(83,60)	(83,60)	(83,71)	(82,01)
	155,8	1 5 1,5	233, 0	65,79	141,3	140,1	193,2	108,1
	(116,4)	(116,0)	(125,5)	(106,5)	(114,5)	(114,4)	(119,8)	(111,3)
	189,7	183,9	302,2	79,87	169,7	168,0	247,9	114,6
	(144,8)	(144,3)	(156,6)	(131,5)	(142,4)	(142,4)	(149,6)	(137,9)
	214,6	208,4	326,9	104,4	194, 4	192,6	272,8	139,5
	(169,7)	(169,1)	(183,5)	(153,8)	(167,0)	(167,0)	(175,7)	(161,4)
	235,7	229, 5	355,0	125,5	215,6	213,9	294,2	160,8
	(191,3)	(190,6)	(206,4)	(173,4)	(188,6)	(188,3)	(198,1)	(181,8)
	253,4	247,4	360,3	151,7	234,2	232,6	308,3	183,6
	(210,8)	(210,2)	(227,0)	(191,6)	(207,8)	(207,7)	(218,3)	(200,7)
	269,9	263,8	379,5	164,2	250,3	248,8	326,7	197,8
	(228,6)	(227,8)	(245,2)	(208,6)	(225,5)	(225,4)	(236,3)	(218,0)
	284,6	278,4	395,8	176,5	264,8	263,1	342,5	211,2
	(245,0)	(244,2)	(261,9)	(224,5)	(241,8)	(241,7)	(252,9)	(234,1)
	298,0	291,8	410,0	188,7	278,1	276,4	356,5	223,9
	(260,5)	(259,7)	(277,5)	(239,8)	(257,3)	(257,2)	(268,5)	(249,5)
	310,7	304,5	423,1	201,0	290,8	289,1	369,5	236,4
	(274,7)	(273,9)	(291,7)	(254,1)	(271,5)	(271,4)	(282,7)	(263,8)
				1	l		l	

	1					1								
ћ км		5	6	6,2	10,8	11,0	12,6	<u>v см</u> 1 12,8						
12,0	290,7	292,3	293,1	291,9	295,7	295,1	299,7	294,0						
	(285,6)	(286,8)	(285,9)	(285,8)	(286,3)	(286,3)	(287,0)	(286,1)						
								θ=85°						
0,2	16,55	16,83	16,95	16,80	17,34	17,27	17,88	17,15						
	(13,92)	(13,89)	(13,88)	(13,90)	(13,83)	(13,85)	(13,74)	(13,88)						
0,5	44,97	45,61	45,86	45,55	46,77	46,61	47,96	46,36						
	(45,32)	(45,25)	(45,21)	(45,28)	(45,10)	(45,14)	(44,85)	(45,23)						
1,0	8 3,27	84,23	84,58	84,16	85,95	85,72	87,60	85,40						
	(91,11)	(91,13)	(91,12)	(91,15)	(91,17)	(91,20)	(91,10)	(91,26)						
1,5	129,4 (132,0)	130,8 (132,1)	131,4 (132,1)	130,6	133,5 (132,4)	133,1 (132,4)	136,2 (132,6)	132,5 (132,4)						
2,0	170,8 (167,9)	172,6 (168,1)	173,4 (168,1)	172,4 (168,0)	176,1 (168,5)	175,6 (168,5)	179,6 (168,8)	174,8 (168,4)						
3,0	241 ,9	244,2	245,2	243,9	248,8	248,1	253,7	246,9						
	(228,8)	(229,1)	(229,2)	(229,0)	(22 9,7)	(229,6)	(230,3)	(229,6)						
4,0	299,6	302,2	303,4	301,8	307,4	306,6	313,3	305,2						
	(288,3)	(283,6)	(283,7)	(283,5)	(284,4)	(284,3)	(285,2)	(284,2)						
5,0	347,1	349,9	351,2	349,4	355,5	354,6	362,0	353,0						
	(330,6)	(331,0)	(331,2)	(330,9)	(331,9)	(331,8)	(332,8)	(331,6)						
6,0	387,4	390,3	391,7	389,8	396,3	395,3	403,2	393,6						
	(371,2)	(371,6)	(371,8)	(371,5)	(372,5)	(372,4)	(373,6)	(372,2)						
7,0	422,1 (407,8)	425,1 (408,2)	426,6 (408,4)	424,5 (408,1)	431,3 (409,2)	430,3 (409,0)	439,6 (410,2)	424,4 (408,8)						
8,0	452,3	455,3	456,8	454,7	461,6	460,5	469,1	458,6						
	(440,5)	(440,9)	(441,2)	(440,8)	(441,9)	(441,8)	(443,0)	(441,6)						
9,0	479,0	482,0	483,5	481,4	488,3	487,3	(496,1	485,4						
	(470,5)	(470,9)	(471,2)	(470,8)	(472,0)	(471,8)	(473,0)	(471,6)						
10,0	503,2	506,3	507,8	505,7	512,7	511,6	520,5	509,7						
	(498,7)	(499,1)	(499,4)	(499,0)	(500,2)	(500,0)	(501,3)	(499,8)						
11,0	526,2	529,3	530,8	528,6	535,6	534,6	543,5	532,6						
	(524,3)	(524,8)	(525,0)	(524,7)	(525,8)	(525,7)	(526,9)	(525,4)						
	1 1	1 1	1.	1 1	ι Ι	1 1	1	1 '						

							•••••••••••
14,9	15,1	18,4	18,7	20,6	20,8	25,0	25,2
323,5	317,3	435,9	213,6	303,6	301,9	3 82,3	249,1
(287,6)	(286,8)	(304,6)	(267,0)	(284,4)	(284,3)	(295,7)	(276,7)
						ı	
18,50	17,73	31,96	2,883	15,90	15,66	24 ,86	9,945
(13,68)	(13,81)	11,42	(16,72)	(14,02)	(14,05)	12,34	(15,34)
49,38	47,69	79,14	15,64	43,52	42,99	62,98	30,92
(44,72)	(45,07)	(38,78)	(52,98)	(45,53)	(45,64)	(40,95)	(49,28)
89,76	87,38	131,9	43,75	81,15	80,39	107,8	64,70
(91,23)	(91,37)	(90,64)	(93,76)	(90,88)	(90,97)	(89,40)	(92,85)
139,5	135,6	2 08,8	61,91	125,8	124,6	170,3	97,29
(133,0)	(132,8)	(140,2)	(126,4)	(131,2)	(131,2)	(134,7)	(129,8)
183,9	178,8	276,0	79,20	166,1	164,6	225,8	127,0
(169,5)	(169,4)	(180,8)	(158,0)	(166,8)	(166,8)	(172,9)	(163,7)
259,2	252,2	386,2	112,0	245,4	233,4	319,0	181,3
(231,2)	(230,7)	(249,2)	(211,6)	(227,3)	(227,3)	(237,9)	(221,1)
325,0	315,0	521,4	139,1	300,4	287,4	425,5	194,0
(286,2)	(285,5)	(309,4)	(260,0)	(281,5)	(281,4)	(295,6)	(272,6)
372,8	362,0	569,0	185,8	347,7	334,7	473,5	241,5
(334,0)	(333,1)	(361,0)	(302,7)	(328,6)	(328,5)	(345,6)	(317,6)
412,9	402,0	622,7	225,5	387,9	374,9	514,2	281,8
(374,8)	(373,8)	(404,5)	(339,8)	(369,0)	(368,9)	(388,0)	(356,4)
446,0	435,6	632,8	274,3	422,8	410,0	540,8	324,4
(411,5)	(410,4)	(443,2)	(373,9)	(405,5)	(405,3)	(426,0)	(391,7)
476,6	466,0	668,7	297,3	452,7	439,8	575,0	350,7
(444,4)	(443,2)	(476,9)	(405,4)	(438,2)	(438,0)	(459,4)	(423,8)
503,6	492,8	698,8	319,7	479,3	466,3	604,1	375,2
(474,4)	(473,3)	(507,6)	(434,5)	(468,2)	(468,0)	(490,0)	(453,3)
528,0	517,2	724,7	341,8	503,5	490,5	629,6	398,3
(502,6)	(501,4)	(536,0)	(462,4)	(496,4)	(496,2)	(518,2)	(481.3)
551,0	540,1	748,5	363,8	526,3	513,4	653,1	420,7
(528,3)	(527,1)	(561,7)	(488,1)	(522,0)	(521,8)	(543,9)	(507,0)
	l	l					

								ν см ^{−1}	
<i>п</i> км	0	5	6.	6,2	10,8	11,0	12,6	12,8	
12,0	548,9 (547,3)	552,0	553,5 (548.0)	551,4 (547,6)	558,4	557,3	566,2	555,4	
	(011,07					(0,0,0)			Į
								$\theta = 89^{\circ}$	
0,2	81,29 (68,25)	82,67	83,26 (68,04)	82,50	85,20 (67,82)	84,83 (67,88)	87,89 (67,37)	84,24 (68,03)	
0,5	211,8 (212,3)	215,0 (212,0)	216,2 (211,8)	214,6 (212,1)	220,6 (211,2)	219,8 (211,4)	226,4	218,6 (211,9)	
1,0	369,4	374,0	375,7	373,6	382,1	381,0	390,0	379,5	
	539,5	(401,4) 545,9	548,5	(401,5) 545,3	(401,5) 557,9	556,2	569,9	(402,0)	
1,5	(552,7)	(553,2)	(553,3)	(553,2)	(554,2)	(554,1)	(554,7)	(554,3)	
2,0	680,0 (674,3)	687,8 (675,0)	691,0 (675,2)	686,9 (675,0)	702,6 (676,4)	700,5 (676,3)	717,8 (677,5)	697,2 (676,5)	
3,0	897,0 (859.6)	906,5 (8 6 0,5)	910,5 (860,9)	905,2 (860.5)	925,0 (862,7)	922,3 (862,5)	944,7 (864,5)	917,8 (862,4)	
4,0	1054 (1007)	1065 (1 0 09)	1069 (1009)	1063 (1008)	1085 (1011)	1082 (1011)	1108 (1014)	1077 (1011)	
5,0	1173 (1125)	1184 (1126)	1189 (1127)	1182 (1126)	1206 (1129)	1202 (1129)	1230 (1132)	1196 (1128)	
6,0	1266 (1219)	1278 (1220)	1283 (1221)	1276 (1220)	1300 (1223)	1297 [°] (1223)	1326 (1226)	1291 (1222)	
7,0	1342 (1298)	1353 (1300)	1359 (1300)	1351 (1299)	1377 (1303)	1373 (1302)	1403 (1306)	1367 (1302)	,
8,0	1404 (1366)	1416 (1367)	1421 (1368)	1414 (1367)	1439 (1370)	1436 (1370)	1467 (1374)	1429 (1370)	
9,0	1457 (1425)	1469 (1426)	1474 (1427)	1467 (1426)	1492 (1430)	1489 (1429)	1520 (1433)	1482 (1429)	
10,0	1503 (1479)	1515 (1480)	1520 (1481)	1513 (1480)	1539 (1483)	1535 (1483)	1566 (1487)	1528 (1482)	
11,0	1545 (1526)	1557 (1527)	1562 (1528)	1555 (1527)	1581 (1530)	1577 (1530)	1609 (1534)	1570 (1529)	
Į	, l	·	l	1	. 1	. 1	- _i .1	1	

	14,9	15,1	18,4	18,7	20,6	20.8	25,0	25,2
	573,8 (551,3)	562,8 (550,1)	771,5 (584,7)	386,2 (511,0)	549,1 (545,0)	536,1 (544,8)	676,1 (566,9)	443,3 (530,0)
1	1		· 1		l	I	, l	
1	90,94	87,14	158,5	14,04	78,04	76,88	122,7	48,64
	(67,06)	(67,64)	(55,84)	(82,11)	(68,73)	(68,90)	(60,46)	(75,29)
	233,3	225,1	381,4	71,34	204,8	202,2	300,4	143,9
	(209,4)	(211,1)	(180,8)	(249,4)	(213,3)	(213,8)	(191,3)	(231,5)
	400,3	388,9	606,7	183,7	359,4	355,8	488,3	281,0
	(401,4)	(402,2)	(394,3)	(418,6)	(400,6)	(401,0)	(390,0)	(411,8)
	584,8	567,5	903,5	248,5	523,8	518,7	724,2	399,3
	(556,4)	(555,8)	(578,4)	(539,4)	(549,9)	(550,2)	(558,7)	(548,7)
	736,2	714,3	1144	304,6	650,0 (670,5)	653,6	917,5	497,8
	(679,8)	(078,0)	(710,5)	(040,1)	(070,3)	(070,0)	(688,5)	(663,3)
	967,5	939,2	1500	400,3	871,0 (824-4)	862,9	1210	660,0
	(807,0)	(805,4)	(920,3)	(000,0)	1001	(004,0)	(880,0)	(037,3)
	°1148 (1017)	(1014)	(1091)	470,5 (938,7)	(1021)	(1001)	1511 (1044)	693,7 (976-7)
	1969	1000	- 2020	580.0	1138	1197	1625	808.0
	(1136)	(1132)	(1220)	(1044)	(1118)	(1118)	(1168)	(1088)
	1362	1322	2151	669,1	1231	1220	1732	900.2
	(1230)	(1226)	(1321)	(1129)	(1211)	(1211)	(1267)	(1177)
	1434	1395	2173	, 771,9	1307	1297	1791	991,5
	(1310)	(1306)	(140ö)	(1203)	(1291)	(1291)	(1349)	(1254)
	1498	1458	2250	808,0	1369	1358	1863	1045
	(1378)	(1374)	(1476)	(1267)	(1358)	(1358)	(1419)	(1320)
	15 5 1	1511	2311	861,2	1421	1410	1922	1093
	(1437)	(1433)	(1537)	(1325)	(1418)	(1417)	(1479)	(1378)
	1598	1558	2362	902,3	1467	1456	1971	1136
1	(1491)	(1487)	(1591)	(1377)	(1471)	(1471)	(1533)	(1431)
	1640	1600	2407	9418	1509	1498	2014	1177
	(1538)	(1534)	(1638)	(1424)	(1518)	(1518)	(1580)	(1478)
					1			

								N CM-1
ћ км	0	5	6	6,2	10 ,8	11,0	12,6	12,8
12,0	1586	1597	1603	1595	1621) 1618	1649	1611
	(1567)	(1568)	(1569)	(1568)	(1571)	(1571)	(1575)	(1570)
								θ=90°
0,2	221,8	225,4	226,7	225,0	231,9	231,0	238,6	229,7
	(171,9)	(171,5)	(171,3)	(171,7)	(170,7)	(170,9)	(169,4)	(171,3)
0,5	554,4	563,5	566 ,8	562, 6	579,8	577,5	596,4	574,2
	(534,8)	(533,8)	(533,2)	(534,2)	(531,7)	(532,7)	(528,1)	(533,5)
1,0	828,6	840,5	844,8	839,6	862,0	859,0	883,1	855,0
	(865,8)	(865,4)	(865,0)	(865,8)	(864,6)	(865,0)	(862,2)	(866,3)
1,5	1076	1090	1096	1089	1118	1114	1145	1109
	(1087)	(1087)	(1087)	(1087)	(1087)	(1088)	(1087)	(1089)
2,0	1263	1279	1286	1278	1311	1 3 06	1343	1300
	(1249)	(1249)	(1249)	(124 9)	(1250)	(1250)	(1250)	(1251)
3,0	1531	1550	1558	1548	158 7	1581	1625	1573
	(1477)	(1478)	(1478)	(1478)	(1480)	(1480)	(1481)	(1481)
4,0	1715	1735	1745	1733	1774	1769	1816	1759
	(1650)	(1651)	(1651)	(1651)	(1654)	(1653)	(1655)	(1654)
5,0	1849	1870	1879	1867	1910	1904	1954	1894
	(1783)	(1784)	(1784)	(1784)	(1787)	(1787)	(1789)	(1787)
6,0	1952	.1974	1982	1971	2015	2009	2060	1999
	(1886)	(1887)	(1888)	(1887)	(1890)	(1890)	(1893)	(1891)
7,0	2035	2056	2065	2053	2098	2092	2144	2081
	(1973)	(1974)	(1974)	(1974)	(1977)	(1977)	(1980)	(1977)
8,0	2102	212 3	2132	2120	2166	2159	2212	2149
	(2045)	(2046)	(2047)	(2046)	(2050)	(2050)	(2212)	(2050)
9,0	2158	2180	2189	2177	2222	2216	2269	2205
	(2108)	(2110)	(2110)	(2110)	(2113)	(2113)	(2116)	(2113)
10,0	2207	2229	2238	2225	2271	2265	2318	2254
	(2165)	(2166)	(2167)	(2166)	(2170)	(2170)	(2172)	(2170)
11,0	2251	2273	2282	2270	2316	2309	2363	2298
	(2215)	(2216)	(2216)	(2216)	(2219)	(2219)	(2222)	(2219)
12,0	2293	2315	2325	2312	2358	2351	2405	2341
	(2257)	(2259)	(2259)	(2259)	(2262)	(2262)	(2265)	(2262)

	- <u>-</u> -						
14,9	15,1	18,4	18,7	20,6	20,8	25,0	25,2
1681	1641	2448	981,0	1550	1539	2056	1217
(1579)	(1575)	(1679)	(1465)	(1559)	(1558)	(1621)	(1519)
	l	l	l	l	1		l
221,3	210,1	469,4	29,36	184,3	181,0	323,5	108,2
(168,5)	(170,3)	(137,2)	(213,5)	(173,3)	(173,8)	(149,8)	(192,7)
591,6	565,9	1163	159,7	505,1	497,6	820,6	337,0
(526,2)	(531,1)	(443,9)	(648,5)	(537,9)	(539,4)	(473,8)	(592,4)
885,1	852,7	1594,9	344,2	7 7 3,2	763,8	1162	568,6
(862,1)	(865,7)	(814,5)	(948,3)	(865,7)	(867,2)	(820,8)	(910,1)
1551	1497	2653	568,3	1366	1351	2013	992,8
(1088)	(1090)	(1084)	(1124)	(1083)	(1085)	(1066)	(1110)
1754	1693	2990	640,7	1546	1531	2277	1122
(1253)	(1253)	(1269)	(1266)	(1244)	(1245)	(1239)	(1262)
2041	1972	3447	756,1	1807	1789	2646	1320
(1485)	(1484)	(1529)	(1465)	(1471)	(1472)	(1484)	(1477)
2253	2174	3920	836,5	1982	1961	3003	1459
(1659)	(1658)	(1722)	(1617)	(1642)	(1643)	(1668)	(1639)
2389	2307	4067	959,3	2115	2093	3144	1588
(1793)	(1791)	(1868)	(1736)	(1774)	(1775)	(1808)	(1765)
2493	2410	4214	1056	2218	2196	3252	1688
(1898)	(1895)	(1980)	(1830)	(1877)	(1878)	(1917)	. (1863)
2572	2490	4239	1167	2300	(2279)	3317	1787
(1985)	(1982)	(2072)	(1910)	(1964)	(1964)	(2007)	(1947)
2640	2558	4322	1216	2367	2345	3395	1845
(2057)	(2055)	(2147)	(1979)	(2036)	(2037)	(2082)	(201 8)
2697	2614	4387	1262	2423	2401	3458	1895
(2121)	(2118)	(2212)	(2040)	(2099)	(2100)	(2146)	(2080)
2746	2663	4441	1305	2471	2449	3510	1941
(2177)	(2175)	(2269)	(2096)	(2156)	(2156)	(2203)	(21 36)
2791	2708	4488	1347	2515	2494	3556	1984
(2227)	(2224)	(2319)	(2145)	(2205)	(22 0 6)	(2253)	(2185)
2834	2750	4532	1388	2558	2536	3599	2026
(2270)	(2267)	(2362)	(2188)	(2248)	(2249)	(22 9 6)	(2228)

дение с теоретическими значениями, получающимися при полном квантово-механическом расчете для длин волн $\lambda \ge 0,3$ мм, и с экспериментом в сантиметровом диапазоне длин волн [4]. При расчете угла рефракции в пределах каждого слоя принимались вычисленные значения показателя преломления на границах этого слоя и предполагалась линейная зависимость от высоты в пределах слоя. Оценки, выполненные при аппроксимации реального хода показателя преломления внутри слоя квадратичной зависимостью, показывают, что получающееся при этом отличие не пре-



Рис. 2. Зависимость угла рефракции от частоты при высоте источника излучения 12 км и зенитном угле 89°.

1 — при летней модели атмосферы, 2 — значение угла рефракции в радиодиапазоне при летних условиях, 3 — при зимней модели атмосферы, 4 — значение угла рефракции в радиодиапазоне при зимних условиях.

вышает 0,2%, что свидетельствует о возможности применения линейной аппроксимации.

В табл. 1 приведены вычисленные значения углов рефракции в утловых секундах для радиодиапазона (v=0) и частот, соответствующих экстремумам дисперсионной кривой диэлектрической проницаемости водяного пара при метеорологических условиях, соответствующих точке наблюдения (v=5,0; 6,0; 6,2; 10,8; 11,0; 12,6; 12,8; 14,9; 15,1; 18,4; 18,7; 20,6; 20,8; 25,0 и 25,2 см⁻¹), охватывающих наиболее сильные линии поглощения водяного пара. Расчет выполнен для различных зенитных углов и различных высот источника излучения при летней и зимней (в скобках) моделях атмосферы.

Анализ приведенных значений показывает, что учет вращательной части диэлектрической проницаемости водяного пара атмосферы приводит к отличию в величине углов рефракции по сравнению с углами рефракции, рассчитанными для радиодиапазона, причем величина этого отличия имеет наибольшее значение в летнее время, когда влажность максимальная, и увеличивается с частотой.

На рис. 2 в качестве примера представлена зависимость угла рефракции от частоты источника излучения, находящегося на высоте 12 км под углом 89°. Из рассмотрения этой зависимости можно сделать вывод, что во всем диапазоне длин волн (от 2 до 0,33 мм), за исключением очень узких полос, охватывающих наиболее сильные линии поглощения водяного пара в коротковолновой области рассматриваемого диалазона, угол рефракции превышает соответствующее значение для радиодиапазона и увеличивается с укорочением длины волны, причем даже относительно небольшие изменения угла рефракции в зависимости от частоты в зимнее время достигают диапазона сезонных вариаций зима лето для радиодиапазона. В летнее время диапазоны сезонных вариаций угла рефракции для радиодиапазона достигают значения углов рефракции вблизи отдельных линий поглощения водяного пара. При этом различия в изменениях угла рефракции в диапазоне частот 5.0—18.0 см⁻¹ достигают 30—300% диапазона сезонных вариаций угла рефракции в радиодиапазоне. В коротковолновой области исследуемого диапазона наблюдается существенное уменьшение углов рефракции, вызванное наличием сильных линий поглощения водяного пара, обусловливающих отрицательные значения величины (гел-1). Из приведенных кривых видно, что величина угла рефракции зависит от частоты так же как (євр—1) водяного пара изменяется с частотой.

Исследование зависимости величины отклонения угла рефракции в рассматриваемом диапазоне волн от угла рефракции в радиодиалазоне $\Delta \alpha = \alpha_v - \alpha_0$ ($\alpha_v - v$ гол рефракции на частоте v, а α_0 — угол рефракции в радиодиапазоне), от высоты и зенитного угла источника излучения показывает, что это отклонение увеличивается с ростом высоты и достигает насыщения на высоте порядка 4 км. При дальнейшем увеличении высоты изменение $\Delta \alpha$ становится незначительным. Такой высотный ход величины отклонения угла рефракции Δα хорошо согласуется с высотным профилем влажности в атмосфере. Действительно, именно в слое от земли до 4 км заключено наибольшее количество влаги, которая и вносит наибольший вклад в изменения показателя преломления в миллиметровом и субмиллиметровом диапазонах волн по сравнению с радиодиапазоном. Величина отклонения угла рефракции от угла рефракции в радиодиалазоне возрастает также при увеличении зенитного угла. Эта зависимость понятна и объясняется тем, что с увеличением зенитного угла возрастает и оптический

путь, проходимый излучением в нижних, наиболее плотных слоях атмосферы. На рис. 3, иллюстрирующем эти закономерности, представлены зависимости величины отклонения угла рефракции на частотах 10,8 и 12,6 см⁻¹ от угла рефракции в радиодиалазоне при изменении высоты источника излучения и различных зенитных



Рис. 3. Зависимость величины отклонения угла рефракции на частоте 10,8 см⁻¹ (1) и на частоте 12,6⁻¹ (2) от угла рефракции в радиодиапазоне при изменении высоты источника излучения и различных зенитных углах. (Летняя модель атмосферы.)

углах. Заметим. что на частоте 12.6 см⁻¹ $\Delta \alpha$ превышает соответствующее значение на частоте 10.8 см⁻¹. поокольку Enn нà частоте 12.6 см⁻¹ больше. чем на частоте 10,8 см-1. Увеличение отклонения угла рефракции с ростом зенитного угла объясняется также интегральным ростом величины диэлектрической вклала проницаемости водяного пара за счет большего оптического пути, проходимого излучением в нижних слоях атмосферы.

На рис. 4 представлено изменение отклонения угла рефракции в рассматриваемом диапазоне от угла рефракции в радиодиапазоне в функции частоты для высоты источника излучения 12 км находящегося под углами 80 и 90° в случае летней модели атмосферы. Изображенные кривые позволяют оценить, на каких частотах и при каких зенитных углах следует учитывать отличие в величине угла рефракции от угла рефракции в радиодиапазоне, исходя из каждой конкретной решаемой задачи.

Для оценки относительного изменения угла рефракции на частоте v от угла рефракции в радиодиапазоне α_0 рассмотрим зависимость

$$\xi = \frac{\alpha_v - \alpha_0}{\alpha_0} \cdot 100\%.$$
 (5)

Проведенные исследования показывают, что величина § имеет максимальное значение на малых высотах, с увеличением высоты от земли и примерно до 4 км резко падает, а затем изменяется очень незначительно в сторону меньших значений. Высотный ход хорошо согласуется с высотным распределением метеопараметров, причем наиболее быстрое уменьшение ξ на начальном участке связано с быстрым изменением влажности в нижнем слое атмосферы.

Йоследования зависимости ξ от величины зенитного угла показали, что ξ остается постоянной для своей высоты до зенитных углов порядка 85°, а затем увеличивается, что также свидетель-



Рис. 4. Зависимость величины отклонения угла рефракции от угла рефракции в радиодиапазоне при изменении частоты источника излучения, находящегося на высоте 12 км и зенитном угле 80 и 90°, при летней модели атмосферы.

ствует о преобладающем вкладе нижних слоев атмосферы за счет большого оптического пути излучения, проходящего через них.

На рис. 5 представлено изменение § от величины вращательной части диэлектрической проницаемости водяного пара у поверхности земли, диапазон изменения которой, изображенный на оси абсцисс, охватывает весь частотный диапазон 2—0,33 мм. Кривые 1, 2 и 3 относятся к летней модели атмосферы и соответствуют зенитным углам 80, 85 и 90° при высоте источника излучения 12 км. Кривая 4 относится к зимней модели атмосферы при той же высоте источника излучения и зенитном угле 90°. Пересечение этих кривых в одной точке, соответствующей нулевой поправке на угол рефракции, происходит при величине вращательной части диэлектрической проницаемости водяного пара, численно равной величине *m*, являющейся ее эквивалентом в радиодиапазоне.

Анализ этих зависимостей показывает, что максимальное относительное изменение угла рефракции в диапазоне 2— 0,33 мм заключено в пределах —40÷+97% в детних условиях

и в пределах — $2 \div +6\%$ зимой. Кривые, аналогичные представленным и построенные также для других зенитных углов, могут быть полезны при расчете истинных углов рефракции по величине углов рефракции для радиодианазона, которые известны, и по величине (ϵ_{Bp} —1) водяного пара, которая относительно легко может быть рассчитана по методике [4] для каждой конкретной частоты и конкретных условий и, кроме того, известна и табулирована для широкого диапазона частот [5].

На основании проведенных исследований можно сделать сле-

1. Оценки углов рефракции в миллиметровом и субмиллиметровом диапазонах длин волн показывают, что наличие в этом диа-



Рис. 5. Зависимость относительного отклонения угла рефракции от угла рефракции в радиодиапазоне (%) при изменении вращательной части диэлектрической проницаемости водяного пара в точке наблюдения. пазоне вращательных переходов молекул водяного пара приводит к существенным изменениям по сравнению с углами рефракции в радиодиапазоне.

2. Различия в величинах углов рефракции в рассматриваемом диапазоне но сравнению с радиодиапазоном увеличиваются с ростом частоты и зенитного угла источника излучения, имеют максимальное значение в летнее время и минимальное зимой.

3. Наибольший вклад в формирование различий в величинах углов рефракции в рассматриваемом диапазоне волн вносят нижние слои атмосферы, несущие в себе наибольший запас влажности.

4. Истинное значение угла рефракции в миллиметровом и субмиллиметровом диапазонах волн может быть найдено по величине угла рефракции в радиодиапазоне и рассчитанному для каждой конкретной частоты значению вращательной части диэлектрической проницаемости водяного пара в точке наблюдения с помощью кривых, аналогичных изображенным на рис. 5.

5. Наличие аномальной дисперсии вращательной части диэлектрической проницаемости водяного пара, приводящее к существенным различиям величины показателя преломления в области узких диапазонов частот и к существенным изменениям угла рефракции, по-видимому, может быть использовано для оценок инте-

гралъного содержания водяного пара в атмосфере, а при одновременных измерениях угла рефракции под разными углами к горизонту и на разных частотах может быть получена информация о примерном распределении влаги по высоте.

B заключение считаем приятным долгом поблагодарить А. Ю. Зражевского за обсуждение полученных результатов и ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобылев Л. П. и др. Расчет характеристик радиотеплового излучения для различных моделей облачной атмосферы./Л. П. Бобылев, М. А. Васищева, С. П. Образцов и др.— Труды ГГО, 1975, вып. 328, с. 22—49. 2. Васищева М. А., Щукин Г. Г. Экспериментальные исследования вод-

ности облаков. Статистические модели атмосферы. Обзор ВНИИГМИ — МЦД. Сер. «Метеорология». Обнинск, 1976.—94 с.

3. Жевакин С. А., Наумов А. П. О коэффициенте преломления нижней атмосферы на миллиметровых и субмиллиметровых радиоволнах. – Радиотехни ка и электроника, 1967, т. 12, № 6, с. 955—964.

4. Зражевский А. Ю., Малинкин В. Г. Инженерный метод расчета вращательной части диэлектрической проницаемости водяного пара для λ≥ ≥0,33 мм.— Радиотехника и электроника, 1977, т. 22, № 1, с. 176—178. 5. Колосов М. А., Щабельников А. В. Рефракция электромагнитных

волн в атмосферах Земли, Венеры и Марса. — М.: Советское радио, 1976. 220 с. 6. Крылов А. Н. Ньютонова теория астрономической рефракции. — М: Изд-во АН СССР, 1935. 7. Bean B. R. The atmospheric refractive index at

radio frequencies.-«Proc. IRE», 1962, vol. 5, № 3, p. 260-273.

Н. Д. Попова

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВОДНОСТИ ОБЛАКОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЕСТЕСТВЕННЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ

В последние годы широкое применение в исследовании атмосферы получили методы дистанционного зондирования. Данные пассивного зондирования позволяют оценить водозапас облачной атмосферы [1]. Для решения многих задач необходимо знать вертикальное распределение водности.

Цель настоящей работы — показать возможность определения профиля водности облажа по значению его водозапаса и мощности, т. е. решить обратную задачу. Для решения таких задач используются методы математической статистики, особенно широко применяется метод разложения по естественным составляющим [2].

В работе [3] на примере слоисто-кучевых облаков по данным самолетного зондирования рассмотрена возможность оптимальной параметризации профиля водности с помощью естественных составляющих (собственных векторов X_i). Показано, что собственные векторы для двух районов и двух периодов года близки между собой.

На основе данных самолетного зондирования, применив метод разложения по естественным составляющим, оценим возможность определения вертикального распределения водности по известным значениям водозапаса $W r/M^2$ и мощности облака ΔH м. Для набора статистического материала были взяты данные самолетного зондирования облаков Sc, St, Ns, As, Ac, а также Cu hum., Cu med., Cu cong., любезно предоставленные отделом активных воздействий УкрНИГМИ.

Учитывая небольшой объем выборок для некоторых форм облаков и устойчивость собственных векторов профиля водности [3], исходный материал классифицировался только по мощности облаков ΔH . Для анализа было выделено шесть прадаций мощности и для каждой отобрано следующее количество зондирований:

1. 0,6 км<∆Н≼0,8 км 166 случаев

2.	0,8	км<∆ <i>Н</i> ≪1,0 км	92	случая
3.	1,0	км<∆ <i>Н</i> ≪1,2 км	58	случаев
4.	1,2	км<∆ <i>Н</i> ≪1,6 км	62	случая
5.	1,6	км<∆ <i>Н</i> ≪2 км	48	случаев
6.	ΔH	>2 км	6 0	случаев

Последнюю градацию составили данные зондирования Cu med., Cu cong.

При самолетном зондировании взятие проб водности производилось на различных (не фиксированных) высотах, поэтому будем рассматривать уровни по отношению к нижней пранице (для облаков мощностью менее 1,6 км через 200 м и для облаков мощностью более 1,6 км через 400 м). Значения водности считаем средними для каждого слоя.

По отобранным данным о водности облаков были рассчитаны собственные вектора для шести градаций мощности. В табл. 1 при-

Таблица 1

	Слой	Мощность, км						
Вектор		0,6—0,8	0,8-1,0	1,0—1,2	1,21,6	1,6—2,0	>2,0	
X	1	0,267	0,268	0,224	0,208	0,334	0,090	
	2	0,475	0,468	0,365	0,353	0,600	0,189	
	3	0,612 ·	0,510	0,494	0,408	0,557	0,274	
	· 4	0,572	0,517	0,482	0,422	0,382	0,452	
	5		0,427	0,430	0,397	0,270	0,560	
	6			0,394	0,461		0,528	
	7				0,343		0,291	
	λ ₁	0,880	0,870	0,863	, 0,863	0,840	0,730	
	d_1	0,88	0,87	0,863	0,863	0,84	0,73	
X_2	1	0,399	0,098	—0,319	0,192	0,183	0,049	
	2	0,543	0,532	-0,332	0,427	-0,471	0,124	
	3	0,090	0,392	-0,401	0,479	0,104	0,249	
	4	-0,734	0,402	0,080	0,177	0,693	0,457	
	5		0,626	0,352	0,142	0,504	-0,224	
	6			0,705	-0,523		0,437	
	7				-0,476		0,69 0	
	'λ ₂	0,077	0,067	0,061	0,073	0,078	0,140	
d_2		0,957	0,937	0,924	0,936	0,918	0,870	

Собственные векторы X_j , собственные числа λ_j и распределение дисперсий d_i ковариационных матриц ведены значения первых собственных векторов X_j , соответствующих им собственных значений λ_i и распределение дисперсий d:

$$d_j = \sum_{i=1}^{j} \lambda_i / \sum_{i=1}^{n} \lambda_i, \qquad (1)$$

где *i* — номер членов разложения в порядке значимости. Из таблицы видно, что учет около 85% общей дисперсии обеспечивается первым членом разложения для облаков мощностью, меньшей 2 км, и двумя членами разложения для облаков мощностью, большей 2 км.

Водность w_i в каждом *i*-м слое определяется по формуле

$$w_i = \sum_{j=1}^n A_j X_{ji},\tag{2}$$

где X_{ji} — значения собственных векторов, A_j — коэффициент разложения, n — число учитываемых членов (для $\Delta H \leq 2,0$ км n=1; для $\Delta H > 2,0$ км n=2).





При расчете распределения водности облака по его радиотепловому излучению с помощью собственных векторов коэффициенты A_j будут определяться данными радиотеплолокации, т. е. водозапасом W облака и его мощностью ΔH . Для нахождения коэффициентов A_j воспользуемся методом множественной линейной регресси. Данные зондирования будем использовать в качестве влияющих факторов.

На рис. 1 приведены примеры зависимостей коэффициента разложения A_1 и водозапаса W, рассчитанного по данным самолетного зондирования. Как видно из рисунка, зависимость между ними линейная.

Таблица 2

Слой		· · · · ·	Мощность км				
	0,6-0,8	0,8-1,0	1,0-1,2	1,2-1,6	1,6-2,0	>2,0	
1	0,54	0,54	0,51	0,53	0,54	0,52	
2	0,27	0,38	0,42	0,42	0,56	0,49	
3	0,34	0,42	0,34	0,38	0,55	0,46	
4	0,57	0,51	0,36	0,36	0,63	0,38	
5		0,72	0,30	0,39	0,76	0,37	
6			0,56	0,54		0,38	
7				0,66		0,54	
1		1	Į l		1	L . ·	

Средние относительные ошибки восстановления профилей водности

Поскольку второй вектор вносит малый вклад и используется только для последней градации мощности, можно пренебречь некоторой нелинейностью зависимости A_2 от водозапаса и мощности. Тогда уравнения связи можно записать в виде

$$A_{i} = C_{i1}W + C_{i2} \Delta H, (3)$$

где C_j — коэффициенты регрессии.

Как уже отмечалось, для облаков мощностью до 2,0 км достаточно использовать первый вектор, а сответствующий ему коэффициент будет определяться водозапасом облака. Для облаков мощностью более 2,0 км используем два вектора. Соответствующие для них коэффициенты рассчитываем по формуле (3). Коэффициенты регрессии находим по методу наименьших квадратов.

В результате расчетов получены следующие соотношения для определения коэффициентов A_i:

 $A_1 = 2,89 W$ для 0,6 км $<\Delta H \leqslant$ 0,8 км $A_1 = 2,505 W$ для 0,8 км $<\Delta H \leqslant$ 1,0 км $A_1 = 2,185 W$ для 1,0 км $<\Delta H \leqslant$ 1,2 км

$$A_1 = 1,999 W$$
 для 1,2 км $<\Delta H \leqslant 1,6$ км
 $A_1 = 1,05 W$ для 1,6 км $<\Delta H \leqslant 2,0$ км
 $A_1 = 0,873 W + 0,081 \Delta H$
 $A_2 = 0,488 W - 0,325 \Delta H$ $\Delta H > 2,0$ км.

Применяя изложенный метод, были определены профили водности для водозапасов облаков, рассчитанных по данным самолетного зондирования, из которых составлены выборки. Были сопоставлены профили, восстановленные и полученные при самолетном зондировании. В табл. 2 приведены средние относительные ошибки восстановления для шести градаций мощности.

Метод определения вертикального распределения водности облака по его водозапасу с применением естественных составляющих дает удовлетворительные результаты. Предлагаемая методика позволит определять профилы водности облаков по данным дистанционного радиозондирования.

Точность восстановления можно повысить путем привлечения большего количества векторов, для чего необходимо провести исследование по определению дополнительных влияющих факторов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобылев Л. П. и др. Исследование водности облаков с помощью трехсантиметрового радиометра/Л. П. Бобылев, М. А. Васищева, А. И. Новоселов и др.— Труды ГГО, 1975, вып. 328, с. 50—55.

2. Мещерская А. В. и др. Естественные составляющие метеорологических полей/А. В. Мещерская, Л. В. Руховец, М. И. Юдин и др.—Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 199 с.

3. Попова Н. Д. О параметризации вертикального распределения водности облаков с помощью естественных составляющих. Труды ГГО, 1977, вып. 395, с. 113—117.

Ю. А. Мельник

НЕКОТОРЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТОДА СИНТЕЗИРОВАННЫХ АПЕРТУР ДЛЯ НАБЛЮДЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Одним из наиболее значительных достижений в теории и технике радиолокации за последние десятилетия явилась разработка метода синтезированных апертур, который позволил повысить разрешающую способноссть радиолокационных систем обзора земной поверхности до значений, соизмеримых с оптическими устройствами [1].

Как известно, этот метод основан на использовании априорных данных о законе изменения фазы сигнала, когда в процессе радиолокационного наблюдения цель перемещается относительно РЛС по известиому закону. При гармоническом зондирующем колебании с частотой ω отраженный сигнал точечной цели

$$s(t) = S \cos[\omega t + \varphi(t)] \tag{1}$$

оказывается промодулированным. Изменением амплитуды S обычно пренебрегают; фаза сигнала $\varphi(t)$ определяется расстоянием R до цели. Если закон перемещения цели R(t) известен, то принимаемый сигнал может быть подвергнут оптимальной обработке, которая для регулярной составляющей сигналов определяется выражением

$$Q(\tau) = \int_{0}^{t} s(t) s(t-\tau) dt.$$
⁽²⁾

Максимальная его величина $Q_{\rm M} = \frac{1}{2} S^2 T$ пропорциональна энергии сигнала за время накопления T.

Оптимальная обработка приводит к «сжатию» сигнала, обеспечивающему высокую разрешающую способность системы. Так, например, известно, что в РЛС обзора земной поверхности накопление сигнала на пути перемещения РЛС d_c равноценно использованию большой синтезированной антенны размером d_c , что на дальности R_0 определяет линейное разрешение $\Delta x = \lambda/d_c R_0$, где λ длина волны. Максимально возможный путь, на котором принимается сигнал, в свою очередь, зависит от ширины луча реальной антенны (т. е. от ее раскрыва d) и составляет $d_c = \lambda R_0/d$. Из этих соотношений следует, что достижимое значение разрешающей способности вдоль направления движения равно раскрыву реальной антенны, установленной на летательном аппарате.

Метод синтезированных антенн можно распространить на случай множественных целей, состоящий из частиц, которые движутся по разным законам. Система обработки может быть рассчитана на выделение суммарного сигнала всех элементарных отражателей, параметры движения которых v_1 , v_2 , ..., v_n лежат в некоторых пределах $v_1 \pm \Delta v_1$, $v_2 \pm \Delta v_2$, ..., $v_n \pm \Delta v_n$. Результат обработки за время наблюдения T пропорционален энергии сигнала, характеризующей отражаемость тех частиц в облучаемом объеме, параметры которых лежат в указанных пределах. Совокупность этих пределов устанавливает область неопределенности, внутри которой измерить конкретные значения параметров невозможно.

Область неопределенности зависит от характеристик РЛС и условий наблюдения. В частном случае может оказаться, что все пределы Δv_i , за исключением одного (например, Δv_1), превышают максимальные, реально возможные изменения соответствующих параметров движения. В этом случае система пространственно-временной когерентной обработки сигналов является измерителем количества частиц, параметр движения которых v_1 находится в пределах $v_1 \pm \Delta v_1$. Задаваясь различными величинами параметра в результате пространственно-временной обработки сигнала, можно определить распределение частиц v_1 по этому параметру с разрешаемым интервалом Δv_1 .

Для решения поставленной задачи необходимо определить, как изменяется выходной эффект оптимальной системы обработки, если параметры движения элементарных целей отклоняются от заданных значений. Для этого целесообразно ввести некоторый обобщенный параметр, через который могут быть выражены отклонения Δv_i конкретных исследуемых величин v_i . Таким обобщенным параметром расстройки при некоторых, легко выполнимых на практике допущениях является фазовый набег — приращение фазы сигнала за время наблюдения T.

Предположим, что при прочих неизменных условиях действительный закон движения цели несколько отличается от заданного и принимаемый сигнал определяется формулой

$$s(t) = S\cos[\omega t + \varphi(t) + \varphi'(t)], \qquad (3)$$

где $\varphi'(t)$ — приращение фазы по сравнению с расчетной $\varphi(t)$.
В этом случае выходной эффект системы может быть представлен выражением

$$Q = \frac{S^2}{2} \int_0^T \cos \varphi'(t) dt.$$
(4)

Определим относительное значение выходного эффекта $\psi = -Q/Q_{\rm M}$, считая, что отклонение фазы от заданного закона происходит линейно:

$$\varphi'(t) = \varphi' t / T \tag{5}$$

и в конце интервала наблюдения фазовый набег достигает величины ф. При этом выходной эффект системы обработки

$$\psi = \sin \phi' / \phi' \tag{6}$$

зависит только от фазового набега. Для малого фазового набега, когда система обработки практически согласована с сигналом, величина ф близка к единице. По мере нарастания фазового набега (при $\varphi' > \frac{\pi}{2}$) выходной эффект ф принимает различные значения в пределах $0 \div \frac{1}{\varphi'}$. Максимум этой величины

$$\psi = 1/\varphi' \tag{7}$$

мы будем считать откликом на сигнал данного расстроенного фильтра

Фазовый набег является функцией параметров движения цели. Изменение некоторого параметра v по сравнению с расчетным значением приводит к появлению фазового набега φ' и ослаблению выходного эффекта в $1/\varphi'$ раз. Если рассматривать выходной эффект как функцию нескольких параметров v₁, v₂, ..., v_n, то отклонения этих параметров от расчетных значений (v₁', v₂', ..., v_n') и вызываемое ими ослабление выходного эффекта характеризуются функцией неопределенности $\psi(v'_1, v'_2, ..., v'_n)$. Геометрически эта функция может быть представлена телом неопределенности в (n+1)-мерном пространстве. Границы области неопределенности можно задать ослаблением выходного сигнала до уровня ψ_0 или соответствующим ему разрешаемым фазовым набегом $\Delta \varphi = 1/\psi_0$.

Таким образом, область неопределенности представляет собой сечение тела неопределенности на уровне $\psi_0 = 1/\Delta \phi_0$ и может быть представлена уравнением

$$\psi(\Delta \nu_1, \ \Delta \nu_2, \ \dots, \ \Delta \nu_n) = 1/\Delta \varphi. \tag{8}$$

Малый фазовый набег

$$\varphi' = 1/\psi(\nu'_1, \nu'_2, \ldots, \nu'_n),$$

являющийся функцией малых отклонения параметров движения

 $v_1, v_2, ..., v_n$ от расчетных значений, может быть выражен через эти отклонения как

$$\varphi' = \frac{\partial \varphi}{\partial v_1} v'_1 + \frac{\partial \varphi}{\partial v_2} v'_2 + \ldots + \frac{\partial \varphi}{\partial v_n} v'_n.$$
(9)

Это позволяет найти область неопределенности, рассматривая влияние на фазовый набег каждого параметра отдельно.

Для иллюстрации возможностей метода рассмотрим пример радиолокационного наблюдения осадков, полагая, что скорость движения частиц *v* постоянна и направлена вертикально. Найдем область неопределенности, когда наблюдение ведется наземной когерентной РЛС (рис. 1) и синтезирование осуществляется за





Рис. 1. Синтезирование за счет собственного движения частиц наземной когерентной РЛС.

Рис. 2. Синтезирование за счет движения РЛС.

счет собственного движения частиц. С точностью до постоянных коэффициентов выражение (9) для этого случая может быть представлено в виде

$$\Delta h \frac{vT}{\lambda R_0} + \Delta v_T \frac{vT^2}{\lambda R_0} + \Delta v_r \frac{T}{\lambda} = 1, \qquad (10)$$

где Δh — разрешающая способность по высоте, Δv_r и Δv_T — разрешение по радиальной и тангенциальной скорости соответственно.

Предельные значения каждого из указанных разрешений (при условии, что остальные параметры имеют номинальные значения) представлены в табл. 1. Как следует из данных таблицы, при малом времени накопления система является типичным измерителем радиальной скорости частиц. Однако при большом времени наблюдения имеет место достаточно высокое разрешение по тангенциальной составляющей скорости, что необычно для существующих допплеровских систем.

Предельное разрешение по высоте (Δh) тангенциальной (Δv_T) и радиальной (Δv_r) скорости частиц в зависимости от времени наблюдения T для неподвижной наземной РЛС при расстоянии R_0 =300 км, длине волны λ =3 см, скорости частиц v=5 м/с

: :				
	0,1 '	1	10	100
Δ ћ м	18 000	1800	180	18
Δυ _Т м/с	1,8.105	1800	18	0,18
Δυ _г м/с	0,3	0,03	0,003	0,0003

Таблица 2

Предельное разрешение вдоль пути (Δx) и по скорости частиц (Δv) в зависимости от времени наблюдения *T* для РЛС, движущейся со скоростью v=7.5 км/с при $R_0=300$ км, $\lambda=3$ см и v=5 м/с

	Т с					
	0,01	.0,1	1			
Δx м	80	8	0,8			
∆ <i>v</i> м/с	3	0,3	0,03			

Таблица З

Предельное разрешение вдоль пути (Δx), по высоте (Δh) и скорости движения частиц (Δv) от времени наблюдения *T* для РЛС, движущейся со скоростью 700 км/ч при $R_0=3$ км, $\lambda=3$ см и v=5 м/с

		Тc	
	0,01	0,1	1
Δ <i>х</i> м	50	5	0,5
Δhм	500	50	5
∆υм/с	3	0,3	0,03
,	-		

Рассмотрим другой, принципиально отличный случай, когда синтезирование осуществляется за счет движения РЛС. Полагаем, что скорость движения носителя V=7,5 км/с, а высота, с которой ведется наблюдения (R_0), составляет 300 км (рис. 2). Уравнение области неопределенности для этого случая приближенно может быть представлено в виде

$$\Delta x \frac{VT}{\lambda R_0} + \Delta v \frac{T}{\lambda} = 1.$$
 (11)

Как следует из данных табл. 2, при сравнительно малом времени накопления сигнала имеют место достаточно высокие значения разрешающей способности по скорости частиц (Δv) и положению наблюдаемого объема вдоль направления движения носителя (Δx). К остальным параметрам система не чувствительна.

Разрешения Δx и Δv могут быть либо положительными, либо отрицательными. Поэтому формула (11) определяет четыре прямые



Рис. 3. Область параметров движения частиц, сигналы которых выделяются системой обработки. в координатах x', v' относительно номинальных значений величин x, v. Ограничиваемая этими прямыми область (рис. 3) заключает в себе совокунность параметров движения тех частиц, сигналы которых выделяюгся системой обработки.

Аналогично формулам (10) и (11) может быть получено выражение для области неопределенности, когда наблюдение ведется с самолета. Как следует из данных табл. 3, система обладает некоторым разреше-

нием по высоте, что объясняется сравнительно малым удалением наблюдаемой области.

Таким образом, метод синтезированных апертур в принципе применим для наблюдения метеорологических объектов. Однако для определения практических возможностей его реализации и оценки эффективности требуются специальные исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Реутов А. П. и др. Радиолокационные станции бокового обзора/ А. П. Реутов, Б. А. Михайлов, Г. С. Кондратенко и др.— М.: Советское радио, 1970. 360 с.

В. С. Жупахин, К. С. Жупахин

УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ СХЕМЫ ДИОДНО-РЕГЕНЕРАТИВНОГО ПРЕОБРАЗОВАТЕЛЯ ИМПУЛЬСНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

Введение

В [1, 2] описан преобразователь импульсного напряжения с широкими функциональными возможностями, обладающий рядом достоинств:

а) простота схемного решения;

б) высокая чувствительность;

angele in serve Ligt in server

And the

в) линейность амплитудной и частотной характеристик;

г) возможность управления характеристиками изменений величины напряжения источника управляющего напряжения.

Этот преобразователь импульсного напряжения содержит диодно-емкостный преобразователь и диодно-регенеративный усилитель с трансформаторной связью, в цепь обратной связи которого включены последовательно соединенный источник управляющего напряжения, источник напряжения смещения и коммутируемый диод. Выход диодно-регенеративного усилителя соединен с источником управляющего напряжения и источником напряжения смешения через диодно-емкостный преобразователь.

Однако указанный преобразователь импульсного напряжения не обеспечивает вычислительного (нелинейного) режима работы, не позволяет изменить крутизну преобразования $\partial \bar{f}_2/\partial u_1$ и $\partial u_3/\partial u_1$ в больших пределах, не обеспечивает возможности перехода с пропорционального (линейного) режима к релейному режиму работы, т. е. не позволяет получать скачкообразное изменение выходной величины при достижении входной величиной некоторого порогового уровня. Кроме этого, в указанном преобразователе, несмотря на обеспечение линейности характеристик в довольно широком динамическом диапазоне входных сигналов, его потенциальные возможности в этом направлении реализованы далеко не полностью. Ниже описываются некоторые возможные усовершенствования схемы указанного преобразователя импульсных напряжений, в какой-то мере устраняющие перечисленные эдесь недостатки.

Обеспечение линейного режима работы

Линеаризация и стабилизация амплитудной и частотной характеристик преобразователя импульсного напряжения может быть обеспечена разделением функций разрыва цепи положительной обратной связи и сравнением соответственно между коммутирующим диодом \mathcal{I}_4 и диодом сравнения \mathcal{I}_5 , как это, например, пред-



Рис. 1. Блок-схема усовершенствованного преобразователя.

ставлено на блок-схеме (рис. 1). В остальном работа схемы аналогична работе схемы, описанной в [1]. Для большей общности здесь под АЭ следует понимать активный элемент диодно-регенеративного усилителя (полупроводниковый триод, электронная лампа и т. д.).

Аналогично [1], легко показать, что амплитудная характеристика подобного преобразователя импульсного напряжения выражается соотношением

$$\begin{cases} u_{3} = \frac{u_{1} - E_{3}/(k-1)}{\alpha} & \text{при } u_{3} < u_{3\infty}'; \\ u_{3} = u_{3\infty}' & \text{при } u_{3} \ge u_{3\infty}'. \end{cases}$$
(1)

Здесь

$$\begin{cases} u'_{3\infty} = \frac{u_2 R_1 C_1 f_1}{1 + R_1 C_1 f_1}; & \alpha = \frac{r_2}{r_1 + r_2}; \\ R_1 = r_1 + r_2. \end{cases}$$
(1a)

Простой анализ показывает, что ход амплитудных характеристик линеен в пределах значений входных напряжений:

$$\frac{E_3}{k-1} \leqslant u_1 \leqslant \frac{u_3' + E_3/(k-1)}{\alpha}, \qquad (2)$$

причем максимальное возможное значение u_{s} , при котором еще не наступает перегрузка, реализуется при условии

$$f_1 \gg \frac{1}{R_1 C_1}$$

и равно

box 2. Same Take

$$u_{1_{\text{MAKC MAKC}}} = \left(u_2 + \frac{E_3}{k-1}\right)\alpha. \tag{2a}$$

Если выполняется соотношение

 $u_1 \gg E_3/(k-1),$

то выражение для амплитудной характеристики упрощается и принимает вид

$$\begin{cases} u_{3} = \frac{u_{1}}{\alpha} & \text{при } u_{3} < u_{3\infty}'; \\ u_{3} = u_{3\infty}' & \text{при } u_{3} \ge u_{3}. \end{cases}$$
(3)

Анализ выражений (1) и (3) позволяет сделать вывод о высокой линейности и стабильности амплитудной характеристики данного преобразователя. Последнее связано с тем, что величина а, определяемая соотношением (1а), может быть сделана весьма стабильной.

Мажсимальный динамический диапазон (дБ) по входным сигналам, обеспечиваемый данной схемой преобразователя, определяется соотношением

$$D_{\text{make}} \approx 20 \lg \frac{u_2 \, \alpha \, k}{E_3} \,. \tag{4}$$

Следует отметить, что в силу импульсного характера работы схемы условие уравновешивания

$$u_3 \approx \frac{u_1 - E_3/(k-1)}{\alpha} \tag{5}$$

может нарушаться, так как рост напряжения u_3 происходит скачкообразно, и схема как бы выходит из режима автоматического слежения за величиной входного сигнала u_1 . Можно показать, что максимальное абсолютное отклонение схемы от равновесного состояния, приведенное на вход схемы, определяется соотношением

$$\Delta u_{10TKJ} \approx \frac{C_1}{C_2} \frac{u_2}{a k}.$$
 (6)

Из этого выражения следует, что для получення допустимого отклонения требуется выбор соответствующего соотношения C_1/C_2 .

Рассмотрим теперь частотную характеристику преобразователя, т. е. зависимость $\bar{f}_2(u_1)$. Аналогично [1], нетрудно показать, что для установившегося режима работы частотная характеристика преобразователя определяется выражением

$$\begin{cases} \overline{f_2} = \frac{\frac{u_1 - E_3/(k-1)}{\alpha}}{u_2 - \frac{u_1 - E_3/(k-1)}{\alpha}} \frac{1}{R_1 C_1} & \text{при } \overline{f_2} < f_1; \\ \overline{f_2} = f_1 & \text{при } \overline{f_2} > f_1. \end{cases}$$
(7)

Таким образом, здесь также средняя частота запусков \bar{f}_2 диоднорегенеративного устройства не зависит от частоты следования запускающих импульсов f_1 и может лежать в следующих пределах:

$$0 \leqslant \overline{\tilde{j}_2} \leqslant \left\{ \frac{u_2 \,\alpha(k-1)}{E_3} - 1 \right\} \frac{1}{R_1 C_1} \tag{8}$$

при условии, что она не лимитируется частотой f₁.

На рис. 2 представлено семейство частотных характеристик преобразователя. В качестве параметра взята величина

$$f_0 = \frac{1}{R_1 C_1} \left\{ \frac{u_2 \alpha (k-1)}{E_3} - 1 \right\}.$$

Так как величина $u_2\alpha(k-1)/E_3 \gg 1$, то может удовлетворяться соотношение

$$\frac{1}{R_1C_1} \frac{u_2 \alpha(k-1)}{E_3} > f_1,$$

и кривые f_2 в этом случае будут сходиться к своему предельному





значению f_1 , как это показано пунктиром на рис. 2. Особый интерес представляет линейный участок $\bar{f}_2(u_1)$, реализуемый при условии

$$\frac{E_3}{k-1} \ll u_1 \ll \alpha \, u_2, \tag{9}$$

когда выражение (7) вырождается в

$$\overline{f_2} = \frac{1}{u_2 a} \frac{1}{R_1 C_1} u_1 \quad при \ \overline{f_2} < f_1;$$

$$\overline{f_2} = f_1 \qquad при \ \overline{f_2} \gg f_1.$$
(10)

Рассмотрение выражений (7) и (10) позволяет сделать вывод об относительно высокой линейности и стабильности частотной характеристики преобразователя. Последнее связано с независимостью частотной характеристики от режима работы (коэффициента усиления) активного элемента регенеративного усилителя. Другие же величины (например, u_2 , α , R_1 , C_1) могут быть сделаны весьма стабильными.

Наибольшее расширение линейных участков амплитудной и частотной характеристик, согласно выражениям (1) и (7), достигается при $\alpha = 1$. Однако при этом низок коэффициент передачи (усиления) преобразователя ($k_{\pi} \approx 1$). Случай $\alpha = 1$ наиболее целесообразен для преобразователя импульсного напряжения с частотным выходом. В общем случае ваигрыш в динамическом диапазоне входных сигналов описываемого преобразователя, по сравнению с [1], определяется величиной

$$\Delta D \approx 20 \lg \alpha \cdot k, \tag{11}$$

которая имеет максимальное значение $\Delta D_{\text{макс}} \approx 20 \lg k$ при $\alpha = 1$.

Таким образом, линеаризация и стабилизация основных характеристик преобразователя в данном случае достигается ценой потери его усилительных свойств.

Обеспечение вычислительного режима работы преобразователя

Обеспечение вычислительного (нелинейного) режима работы преобразователя достигается введением, в простейшем случае, элемента нелинейного сопротивления в делитель напряжения, включенного в цепь отрицательной обратной связи на выходе диодно-емкостного преобразователя (на рис. 1 резистор r_2 в этом простейшем случае выполняется нелинейным). В общем случае делитель напряжения с элементом нелинейного сопротивления может быть выполнен в виде нелинейного активного или пассивного трех- или четырехполюсника, например на резисторах, диодах и т. д. При этом можно показать, что ход основных характеристик преобразователя подчиняется закономерностям:

$$u_3 \equiv \overline{\varphi}(u_1), \tag{12}$$
$$\overline{f_2} \equiv \overline{\varphi}(u_1), \tag{13}$$

где $\overline{\varphi(u)}$ есть функция, обратная функции нелинейности делител $\varphi(u)$.

Для рассматриваемой нами схемы преобразователя ход основ ных его характеристик более строго можно записать в следующем виде.

а) Амплитудная характеристика преобразователя

$$\begin{cases} u_3 = A \overline{\varphi} \left(\frac{u_1 - E_3/(k-1)}{\alpha} \right) & \text{при } u_3 < u'_{3\infty}; \\ u_3 = u'_{3\infty} & & \text{при } u_3 \ge u'_{3\infty}, \end{cases}$$
(13)

где A — постоянная. При выполнении условия $u_1 \gg E_3/(k-1)$ имеем

$$\begin{cases} u_3 = A \overline{\varphi}(u_1/\alpha) & \text{при } u_3 < u'_{3\infty}; \\ u_3 = u'_{3\infty} & \text{при } u_3 \ge u'_{3\infty}. \end{cases}$$
(13a)

б) Частотная характеристика преобразователя

$$\begin{cases} \overline{f_2} = \frac{B \,\overline{\varphi} \left(\frac{u_1 - E_3/(k-1)}{\alpha} \right)}{u_2 - B \,\overline{\varphi} \left(\frac{u_1 - E_3/(k-1)}{\alpha} \right)} \frac{1}{R_1 C_1} & \text{при } \overline{f_2} < f_1; \\ \overline{f_2} = f_1 & \text{при } \overline{f_2} > f_1, \end{cases}$$
(14)

пде *В* — постоянная. При выполнении условий

$$\frac{u_1}{a} \gg \frac{E_3}{k-1}$$
 if $u_2 \gg B\overline{\varphi}\left(\frac{u_1}{a}\right)$

имеем

$$\overline{f}_{2} \approx \frac{B \,\overline{\varphi}(u_{1}/\alpha)}{u_{2}} \,\frac{1}{R_{1}C_{1}} = \frac{C}{R_{1}C_{1}} \,\overline{\varphi}(u_{1}) = \frac{u_{3}}{u_{2}} \,\frac{1}{R_{1}C_{1}}, \quad (14a)$$

где *С* — постоянная.

Рассмотрим в качестве иллюстрации нескольких вычислительных операций, которые могут быть реализованы с помощью подобного преобразователя.

Операция потенцирования. Данная операция может быть реализована при нелинейности вида

$$u_4 = B \ln \beta u_3$$
.

При этом, как легко установить из условия уравновешивания, вычислительным преобразователем будет обеспечиваться соотношение вида

$$u_3 = Ce^{\gamma u_1}, \tag{15}$$

что эквивалентно операции потенцирования.

Операция возведения в квадрат. Данная операция может быть реализована, если характер нелинейности соответствует соотношению

$$u_4 = BV u_3$$
.

Тогда

 $u_3 = C u_1^2$

что тождественно возведению исходного сигнала в квадрат.

Операция извлечения корня. Цанная операция может быть реализована, если характер нелинейности соответствует соотношению

$$u_4 = B u_{3}^2$$

тогда

$$u_3 = C \sqrt{u_1}, \tag{17}$$

что соответствует извлечению квадратного (в данном случае) корня из исходного сигнала.

Решение трансцендентного уравнения. Пусть например,

$$u_4 = B \sin \beta u_3$$

тогда

$$u_3 = C \arcsin \gamma u_1.$$

Даже из этих немногих чисто иллюстративных примеров видно, что с обеспечением вычислительного режима работы преобразователя существенно расширяются его функциональные возможности.

Обеспечение релейного режима работы преобразователя

Для обеспечения возможности изменения крутизны преобразования $\partial \bar{f}_2/\partial u_1$ и $\partial u_3/\partial u_1$ в больших пределах и достижения релейного режима работы преобразователя целесообразно изменять величину его постоянной времени

$$\tau \approx C_2 R_1,\tag{19}$$

например путем выполнения элементов R_1 и C_2 регулируемыми. Указанная регулировка дает эффект, если начинает удовлетворяться соотношение

$$\tau = C_1 R_1 \leqslant T_2, \tag{20}$$

. где T₂=1/<u></u>7₂.

119

(16)

(18)

Когда выполняется соотношение (20), то вследствие повышения скорости разряда накопительной емкости C_2 , начинает уменьшаться выходной эффект диодно-емкостного преобразователя. При этом выходной эффект изменяется приблизительно пропорционально изменению величины R_1 . Вследствие этого уменьшения условие уравновешивания схемы (5) нарушается и восстановление равновесия достигается путем пропорционального повышения частоты запусков (\bar{f}_2) регенеративного усилителя. Из соотношений (4a) и (5) работы [1] следует, что для сохранения уравновешивания в преобразователе при изменении величины R_1 требуется обеспечение условия

$$R_1 \bar{f_2} \approx \text{const.}$$
 (21)

Легко видеть, что при некотором критическом значении величины, когда начинает выполняться соотношение

$$C_2 R_1 \approx T_1, \tag{22}$$

где $T_1 = 1/f_1$, уравновешивание в схеме преобразователя достигается путем резкого повышения частоты запусков ($\bar{f}_2 \rightarrow f_1$) регенеративного усилителя. При этом резко (скачком) возрастает величина выходного эффекта u_3 , \bar{f}_2 и соответственно резко увеличивается крутизна преобразования $\partial u_3/\partial u_1$ и $\partial \bar{f}_2/\partial u_1$.

Таким образом, условие (22) есть условие обеспечения релейного режима работы преобразователя. Возможность регулировки величин $\partial \bar{f}_2/\partial u_1$ и $\partial u_3/\partial u_1$ в широких пределах, а также возможность достижения их скачкообразного изменения в целом ряде практических случаев имеет важное значение.

Заключение

Используя полученные соотношения, нетрудно показать, что реализация описанных усовершенствований схемы преобразователя импульсных напряжений может привести к следующим результатам:

1) расширению динамического диалазона по входным сигналам вплоть до 90 дб и более;

2) существенному (в несколько раз) повышению линейности и стабильности основных характеристик;

3) обеспечению перехода к вычислительному и релейному режимам работы.

Все это существенно расширяет функциональные возможности преобразователя.

Можно надеяться, что описанный вариант усовершенствованного диодно-регенеративного преобразователя импульсного напряжения окажется полезным как в практике обработки радиометеорологических сигналов, так и в других областях. 1. Жупахин К. С., Жупахин В. С. Об одной схеме диодно-регенеративного преобразователя импульсных напряжений.— Труды ГГО, 1971, вып. 262, с. 139—156.

2. Жупахин В. С., Жупахин К. С. Преобразователь импульсного напряжения. Авт. св. № 406307.— Бюлл. открытий, изобретений, промышленных образцов и товарных знаков, 1973, № 45.

Б. Н. Литвак, В. К. Михайлов, В. А. Петрушевский, Л. А. Серебров, Г. Ф. Шевела, В. Л. Шмулевич

БУКВЕННО-ЗНАКОВОЕ ОТОБРАЖЕНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ НА ОСНОВЕ ГРАФЕКОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Буквенно-знаковое отображение информации используется практически во всех современных информационно-управляющих системах. Естественно, что оно нашло применение и в комплексе автоматизированной аппаратуры, предназначенной для метеорологического обеспечения аэропортов. С учетом рекомендаций инженерной психологии было спроектировано и реализовано устройство «яркостного» отображения информации, в том числе буквенно-знаковой, на цветном и черно-белом телевизионных экранах. Достоинства этого отображения информации общеизвестны.

Оператор-метеоролог обычно использует разнообразную информацию, воспринимаемую им в основном визуально. В соответствии с требованиями инженерной психологии эту информацию принято отображать в обобщенном виде на одном экране. В метеорологических системах, характеризуемых сравнительно низким темпом обновления информации, практикуется фиксированная «привязка» зон контролируемого пространства к зонам экрана индикатора. При этом оказываются фиксированными и знакомства формуляров.

Одним из основных элементов обобщенной метеообстановки являются «аналоговые» изображения гидрометеоров. Источником первичной информации о гидрометеорах служат РЛС. Для формирования изображений гидрометеоров в упомянутой выше системе потребовался сравнительно большой объем памяти запоминающего устройства. Так, аппаратура должна воспроизводить ситуацию, при которой две трети экрана индикатора занято изображениями гидрометеоров. Существенно то, что должны быть зафиксированы не только контуры, но и по возможности отражена плотность метеообразований, т. е. амплитудные градации радиолокационных сигналов воспроизведены в виде градаций яркости. Это обстоятельство наряду с другими факторами предопределило использование электронно-лучевой запоминающей трубки типа «графекон» в качестве элемента памяти.

Вторым важнейшим элементом обобщенной метеообстановки являются формуляры. Для них характерны сравнительная сложность условных знаков, используемых в метеорологии, и «статичность». Формуляр на данном (заранее выделенном) участке экрана создается в том случае, если в привязанной к этому участку зоне воздушного пространства присутствует метеообразование. Содержание формуляра изменяется по мере изменения характеристик метеообразования. Если метеообразование перемещается в другую зону воздушного пространства, формуляр на данном участке экрана исчезает. Дискретность обновления знаково-цифровой информации составляет 15 мин. На экране могут присутствовать одновременно до 300 двухстрочных формуляров объемом до 6 символов каждый. Типичные изображения формуляров приведены на рис. 2 работы [1].

Для создания формуляров в данном случае могли быть применены различные способы и в том числе способ телевизионного цифрового дисплея. Использование «дисплейного» варианта стимулировалось принятым стандартом разложения (число сторон в кадре z=625 при обычной чересстрочной развертке). С целью унификации апларатуры, однако, предпочтение было отдано способу знакопечати, реализуемому на основе специального знакопечатающего графекона. По основным своим показателям этот способ в рамках созданного метеорологического комплекса не уступает дисплейному варианту. Как будет показано ниже, способ знаколечати на графеконе более полно соответствует перспективам усовершенствования аппаратуры в смысле улучшения качества изображения на экране.

Знакопечатающий прафекон отличается от обычного прожектором «характронного» типа. Электронное изображение букв, знаков и цифр формируется на мишени трубки посредством матрицы и воспроизводится затем стандартными средствами телевидения. В данном случае, в отличие от характронов и дисплеев, за счет «памяти» графекона может быть заметно уменьшена частота регенерации. Так, эксперименты выявили допустимость регенерации с частотой 3 Гц при условии «немигающего» воспроизведения символов на телевизионном экране.

С учетом требований инженерной психологии, избранного стандарта разложения и объема отображаемой информации высота символов была принята равной 5—6 мм, что потребовало использования ориентировочно 8—9 строк на символ. При этом была реализована «асимметрия» четкости: последняя вдоль строки была больше, чем по кадру. Эксперименты, проводившиеся в производственных условиях, выявили достаточно хорошее качество отображения буквенно-знаковой информации. Основные показатели знакового канала приведены в табл. 1. Диаметр экрана составляет около 400 мм, расстояние наблюдения — 50 см. Яркость изображения (символов) составляла не менес 100 кд/м², контраст относительно фона 0,5—0,7 при внешней освещенности экрана порядка 100 лк. Эти показатели обеспечивали возможность работы в незатемненном помещении.

Использование общепринятого стандарта разложения сущест венно упростило разработку аппаратуры отображения. Одновременно была обеспечена возможность применения в необходимых случаях серийных средств документирования и трансляции телевизионных видеоизображений. Традиционными оказались и недостатки аппаратуры, обусловленные «видимостью» строчной структуры и загроможденностью экрана сравнительно крупными формулярами.

Таблица І

							Стандарт телевизионного разложения			
	Размеры					625 строк 50 полей/с	1125 строк 50 полей/с			
Размеры знака:		-							-	
высота, мм								• •	5,5	3,3
ширина, мм									4,2	2,5
Ширина контуров знака,	мм		• •			•			1	0,6
Размеры формуляра из п	цести зна	ков:							+	
высота, мм						•			14	9
ширина, мм				•					17	12
Максимальное число знан	сов, разм	ещае	мое	на	экј	ран	ie		≈ 1800	\approx 5000
Отношение высоты знак	ов к диа:	метру	ЭК	ран	a.	• .•	•	• •	1/65	1/110

Изложенные выше материалы соответствуют устройству индикации комплекса аппаратуры [1]. Рассмотрим теперь возможности улучшения качества отображения символов на телевизионном экране автоматизированной аппаратуры метеорологического обеспечения.

Общеизвестным резервом повышения качества телевизионного изображения является увеличение числа строк растра при условии усовершенствования электронно-оптических элементов системы. В отличие от аппаратуры дисплейного типа, возможности графеконного знакопечатающего устройства не лимитированы быстродействием элементов дискретной техники. Это обстоятельство позволило создать перспективный знаковый канал.

Число строк растра было увеличено почти вдвое (z=1125) и соответственно доработана матрица графекона. Основные показатели канала приведены в табл. 1. Эксперименты подтвердили ощутимые преимущества канала перед ранее созданным в смысле компактности формуляров и уменьшения видности строчной структуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Петрушевский В. А. и др. Аппаратура для комплексного анализа радиолокационной метеорологической информации/В. А. Петрушевский, Н. М. Селиверстова, Г. Ф. Шевела.— Труды ГГО, 1976, вып. 383, с. 103—109.

СОДЕРЖАНИЕ

Г. Г. Щукин, Л. П. Бобылев, Я. К. Ильин, А. И. Ляшко,	
Н. Ф. МИХАИЛОВ, Н. И. НОВОЖИЛОВ, Н. Д. ПОПОВА. Комплексное активно-пассивное зондирование облачности	3
✓ Б. Х. Тхамоков, В. Д. Степаненко. Методика и результаты ис-	· ·
следования движения гидрометеоров в облаках с помощью радиолокацион-	1.0
НО ОПТИЧЕСКОИ СИСТЕМЫ	15
периментального исследования движения гидрометеоров и воздуха в обла-	
ках и осадках радиолокационным методом	19
Б. Қ. Бавируха, Б. Д. Степаненко. Лаоораторные исследования характеристик рассеяния сантиметровых ралиоволи искусственными	
градинами	27
Ж. Д. Алибегова, Д. П. Беспалов, Г. Б. Брылев, Н. Ф. Ива-	00
нова. Оценка полусуточных сумм осадков по данным сетевых МРЛ. Г.Б.Брылев. Г.Л. Низлойминога Перемешение радиоэхо	32
Сь и поле ветра в окружающей среде	40
Л. С. Болондинская, Г. Б. Брылев, Г. Г. Корниенко,	
В. Д. ПЛОТНИКОВ. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГРОЗОПЕЛЕНТАТОРА-ДАЛЬНОМЕРА СОВМЕСТ- НО С МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМ РАЛИОЛОКАТОРОМ В ГОРНЫХ УСЛОВИЯХ	48
О. М. Казарина. Некоторые вопросы организации работы и интер-	
претации данных МРЛ-1 в теплый период года	55
И радиоволи в атмосферных образованиях	66
А́. А. Федоров, В́. Д. Степаненко. К вопросу об обнаружении	
пыльных бурь с помощью МРЛ	. 71
[1. Я. Наровлянский], Б. М. Воробьев, В. Д. Степанен-	
ко. пекоторые статистические характеристики затухания радиоволн длинои 2 см в дожлях на территории ЕТС	76
Л. П. Бобылев, А. О. Изюмов, Г. Г. Щукин. Рефракция милли-	
метровых и субмиллиметровых радиоволн в атмосфере Земли	81
п. д. попова. Определение вертикального распределения водности облаков с использованием естественных составляющих	102
Ю. А. Мельник. Некоторые возможности использования метода	
синтезированных апертур для наблюдения метеорологических объектов	107
но-регенеративного преобразователя импульсных напряжений	113
Б. Н. Литвак, В. К. Михайлов, В. А. Петрушевский,	
Л. А. Серебров, Г. Ф. Шевела, В. Л. Шмулевич. Буквенно-знако-	
преобразования	122

Труды ГГО, вып. 411

МЕТОДЫ АКТИВНОЙ И ПАССИВНОЙ РАДИОЛОКАЦИИ В МЕТЕОРОЛОГИИ

Редактор Г. И. Слабкович. Технический редактор Л. М. Шишкова, Корректор И. В. Жмакина

ИБ № 918

Сдано в набор 6.04. 1978 г. Подписано в печать 19.12. 1978 г. М-32393. Формат 60×90¹/18, бумага тип. № 1. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 8,25. Уч.-изд. л. 8,75. Тираж 700 экз. Индекс МЛ-281. Заказ № 686. Цена 65 коп.

Гидрометеоиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Сортавальская книжная типография Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли Совета Министров Карельской АССР. Сортавала, Карельская, 42.