#### ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

# ТРУДЫ

06 T78

ВЫПУСК 328

# ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ГЕОФИЗИКА

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



Гидрометеоро..огический ин-т БИБЛИОТЕКА

20807-159

069(02)-75

11-75(2)

Содержатся результаты теоретических и экспериментальных исследований метеорологических характеристик облачности и осадков методами электромаг нитного зондирования атмосферы (лидары, активная и пассивная радиолока ция), выполненных специалистами ГГО в 1973—1974 гг. Излагаются методи ческие работы по совершенствованию способов радиолокационных наблюдений гидрометеорных образований на сети МРЛ Гидрометслужбы. Рассматриваются вопросы построения радиолокационной аппаратуры. Обсуждаются самолетный и радиоуправляемый беспилотные измерительные комплексы для исследования нижних слоев атмосферы.

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

The publication includes the results of theoretical and experimental studies on meteorological characteristics of cloudiness and precipitation using the methods of electromagnetic sounding of the atmosphere (lidars, active and passive radiolocation) carried out by the MGO specialists in 1973—1974. The works are presented on methods for improving ways of radar observations of hydrometeor formations at the network of meteorological radars of the Hydrometeorological Service. There are examined problems on the construction of radar equipment. The aircraft and radio—controlled unmanned measuring systems for investigating lower atmospheric layers are discussed.

The publication is meant for scientific workers and engineers engaged in the problems of atmospheric physics, radiophysics, and radio engineering.

 $(\mathbf{C}$ 

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова (ГГО), 1975 г.

#### В. В. ВАСИЛЬЕВ, В. Д. СТЕПАНЕНКО

## ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛАЧНОСТИ С ПОМОЩЬЮ ЛИДАРОВ

В настоящее время определение количества и формы облачости производится путем визуальных наблюдений. Очевидным о недостатком является обязательное присутствие наблюдателя следовательно, возникновение субъективных ошибок. Кроме го, в темное время суток освещенность облаков настолько мала, о достоверные визуальные наблюдения практически невозможны.

Процесс автоматизации метеорологических наблюдений ставит прос о полной замене оператора при получении метеоинформаии. Для этого необходимы устройства, позволяющие тем или ным способом измерить требуемый параметр.

Устройство, позволяющее измерить количество облачности, в обем случае может быть реализовано в виде обзорной сканируюей аппаратуры, которая поэлементно анализирует весь небосвод. ри этом в процессе сканирования должна быть определена отноательная доля площади небосвода, покрытой облаками.

Один из возможных способов измерения количества облаков нован на регистрации отраженных от облаков сигналов при имльсном зондировании небосвода (активная локация). Принцип змерения в этом случае основан на сравнении числа отраженных г облаков импульсов с общим числом посланных. Представляется елесообразным более подробно рассмотреть пути реализации змерителя количества облаков (N<sub>o</sub>) методом активной локации. оторый по сравнению с аппаратурой пассивного типа не только иксирует наличие облачности в поле зрения приемной антенны, о и одновременно позволяет измерить расстояние до нее. В этом тучае появляется возможность совместить аппаратурное решение змерителя высоты облачности с измерителем количества облаков. аиболее перспективными из средств локации облаков являются. азерные локаторы (лидары), которые с вероятностью более 94% бнаруживают при вертикальном зондировании почти все формы блаков за исключением перистых нитевидных [1].

При определении величины No с помощью лидара необходимо ассмотреть особенности обзора небосвода в процессе сканироваия, что связано с малым телесным углом излучения и приема

энергии, относительно небольшим сроком службы активного тел существующих генераторов и ламп накачки и т. д. Рассмотрим и безотносительно к условиям замутненности подоблачного сло атмосферы.

Информация о количестве облаков в каждом из элементов ра ложения при сканировании может быть отражена некоторой фун цией  $f(\alpha, \beta, t)$ , принимающей определенные значения в завис мости от наличия или отсутствия облачности в элементарном пол зрения. Параметры  $\alpha$  и  $\beta$  суть угловые координаты оси визиров ния в момент времени t. Функция  $f(\alpha, \beta, t)$  имеет физически смысл аналога облачного поля при передаче по каналу связи и формации о распределении облачности.

При идеальном (безошибочном) отображении информаци в процессе обзора необходимо выполнить условия бесконечно ма лого элементарного поля зрения измерительной системы, а такж бесконечно малого шага сканирования. В этом случае функция непрерывна. Практическая реализация поставленных услови крайне затруднительна.

Пусть функция f отображает реальное поле облачности. Полу чение этой функции при зондировании небосвода связано с пред ставлением ее в дискретном виде соответственно элементарном полю зрения и шагу обзора. Для того чтобы избежать потер информации в процессе обзора, необходимо выполнить услови теоремы Котельникова. Согласно теореме Котельникова шаг о счета при представлении непрерывной функции в дискретном вид должен быть равен

$$\Delta = \frac{1}{2F_{\text{MAKC}}},$$

(1

где  $F_{\text{макс}}$  — максимальная частота в спектральном разложени функции.

Будем исходить из того, что время полного обзора небосвод значительно меньше времени изменения количества облачности т. е. на время измерения поле стационарно, тогда параметрами з функции f останутся лишь угловые координаты оси визировани сканирующей измерительной системы, азимут и угол места. Таки образом, для неискаженного отображения непрерывной функции в дискретном виде следует определить минимальные значени шага дискретности  $\Delta_i^l$  в направлениях по азимуту и углу места Предположение о стационарности поля облачности вытекает и условия  $t_{\text{набл}} \ll \tau_{0,1}$ , где  $t_{\text{набл}}$  — время наблюдения, затраченное н обзор исследуемого поля, т<sub>0,1</sub> — аргумент нормированной времен ной корреляционной функции количества облаков для значени функции на уровне 0,1. По данным, приведенным в работ Е. М. Фейгельсон [2], значение то,1 составляет около 1,5 ч в теп лый период года и около 2,5 ч в холодный период года. Тогд в нашем случае величине F<sub>макс</sub> соответствует значение максималь ной пространственной частоты спектра функции f, отображающе поле облачности.

Обычно считают, что минимально различимые при визуальном аблюдении с земной поверхности облака (ядра кучевых облаков) остигают в диаметре 20—40 м. При средней высоте облаков окоо 1 км они видны в зените в телесном угле  $\Omega_{\text{мим}}$  около  $10^{-4}$  ср, а расстоянии 10 км — в угле около  $10^{-5}$  ср. Тогда максимальная гловая частота в спектральном разложении поля облачности, ключающего такие ячейки, составляет  $10^4$ — $10^5$  ср<sup>-1</sup>. Это означаг, что для беспропускного обзора облачного поля полусфера ебосвода должна быть разграничена на  $2\pi : (2F_{\text{макс}}) = \frac{2\pi}{2\Omega} \approx$  $= 3,14(10^4 \div 10^5)$  элементарных площадок. При частоте получения нформации с каждой площадки, равной 10 Гц, однократный бзор (одно наблюдение) завершится за время не менее 50 мин. акое время не может нас удовлетворить из-за временной изменивости измеряемого параметра.

Рассмотрим величину дискретности отсчетов  $\Delta_{i}^{l}$  функции f обачности с точки зрения угловых размеров облачных элементов, беспечивающих максимальный вклад в величину оценки колиества облаков. Статистический анализ [2] кучевых облаков поазал, что в общем случае распределение их N(D) по размерам Dодчиняется экспоненциальному закону и распределение S(D)клада облаков каждого из наблюдаемых размеров в общее порытие небосвода выражается формулой

$$S(D) = \frac{\Delta D \alpha^3 S_{\rm T}}{2 \chi} D^2 \exp\left(-\alpha D\right), \tag{2}$$

де D — шаг распределения, км;  $\alpha$  — параметр распределения,  $\iota \approx (1,5 \div 14)$  км<sup>-1</sup>;  $S_{\rm T}$  — общий абсолютный балл облачности,  $S_{\rm T} < 1$ .



Если бы от диаметра облаков не зависели аргументы, входящие з выражение (1), диаметр  $D_s$  с максимальным значением повторяемости (моду) можно было бы найти просто исследованием рункции S(D) на максимум (в этом случае диаметр облаков максимальной повторяемости равен 2 км). Однако параметр  $\alpha$  зависит от размеров облаков. Модальные диаметры  $D_s$  для S-распределения приближенно связаны с параметром  $\alpha$  следующей зависимостью:

$$D_s = \frac{2}{a}.$$
 (3)

Значение  $\alpha$  изменяется от 1,5 до 14. Для среднего покрытия неба облаками  $\alpha$  равно около 3 км<sup>-1</sup> и имеет тенденцию к возра-

станию в утренние часы, когда облачность только начинает обр зовываться. Тогда на основании формулы (3) можно полагат что наибольшей повторяемостью в кучевых формах обладают с лака с горизонтальными размерами около 600 м.

Выражения (1) и (3) были получены по результатам наблюд ний за кучевой облачностью вблизи океана. Сравним полученну оценку с результатами экспериментальных наблюдений, приведе ных в работе [2]. В этой работе была получена зависимость о щего числа облаков на единицу пройденного пути от количести



Рис. 1. Средние размеры D(n) кучевых облаков при различном их количестве n.

облачности (данные получены в пр цессе самолетных наблюдений). Д. того чтобы вычислить средние разм ры облаков, определяющие ту ил иную величину количества облачност можно воспользоваться следующи приемом. По данным эксперимент известно число у облаков на 1 пути. Будем считать, что количесть облаков равномерно распределено г всему полю наблюдения. Тогда сре ний горизонтальный диаметр D(n) of лаков может быть вычислен по фо муле

$$D(n) = \frac{n}{10 \, \mathrm{v}}, \qquad (4)$$

где n — количество облаков (0<n< <10).

По формуле (3) был произведен расчет, результаты которог представлены на рис. 1. По виду кривой D(n) можно сделать вы вод о том, что минимальный диаметр кучевых облаков характере для малой облачности и при n=1 балл составляет 500 м. Ввид того, что другие формы облаков в среднем имеют минимальны облачные ячейки не меньше кучевых, то будем ориентироватьс именно на эту величину облаков.

При средней высоте облаков 1 км облачные ячейки диаметрог 0,5 км составляют телесный угол поля зрения около 0,2 ср, на уда ления 10 км — примерно 0,02 ср.

Для каждого диаметра D(n) были вычислены углы поля зре ния при удалении R облака на расстоянии 1, 5, 10 и 20 км. Резуль таты расчета представлены на рис. 2, из которого следует, что уго. зрения облачной ячейки при удалении ее на расстояние от 1 до 20 км уменьшается более чем на порядок (от 0,2 до 0,01 ср для D=0,5 км). С помощью графика легко найти расстояние, на кото ром поле зрения облачных ячеек становится меньше заданного и определить при шаге дискретности 0,02 ср (это позволит обнару живать облачные элементы диаметром 0,5 км на расстоянии до 10 км) время обзора небосвода  $t_{oб3}=2\pi:0,02=314$  с=5 мин при скорости сканирования 1 элемент в секунду.





При рассмотрении вопроса о неискаженной передаче информа ции в процессе сканирования необходимо иметь в виду, что выбо шага дискретности в соответствии с требованием теоремы Котель никова обосновывает 100%-ную вероятность обнаружения облач ных ячеек заданного размера *D*. Однако в процессе обзора неиз бежно будут обнаружены с некоторой вероятностью и облак меньших размеров.

Определим зависимость вероятности обнаружения облаков о их размеров при постоянном шаге сканирования. С этой цельк распределим по полю обзора (горизонтальная плоскость на уров не облачности) равномерно отстоящие друг от друга точки, тан что расстояние между ними равно *a* (шаг сканирования). Будем проводить зондирование поля в каждой точке.

Представим облачность состоящей из ячеек диаметром *D* Можно показать, что для двумерного случая задачи Бюффона вероятность геометрического обнаружения будет

$$P = \frac{D^2}{4a^2}.$$

(5)

Формула (5) выражает зависимость вероятности обнаружения облачных ячеек диаметром D при дискретном обзоре облачного поля с шагом сканирования 2a. Очевидно облака, диаметр которых превышает параметр 2a, обнаруживаются с вероятностью 1 На рис. 3 графически представлены зависимости, вычисленные поформуле (5).

Таким образом, при дискретном обзоре небосвода с вероятностью 100% должны быть обнаружены облачные ячейки, размеры которых не меньше шага сканирования. Облака меньших размеров будут обнаруживаться с меньшей вероятностью (рис. 3) в зависимости от соотношения их размеров с шагом сканирования.

Как указывалось ранее, создание автоматизированной системы наблюдений за облачностью должно предусматривать возможность определения формы облаков без участия наблюдателя. Рассмотрим один из путей решения этой задачи.

Если придерживаться морфологической классификации, то одним из основных признаков формы облачности является высота ее нижней границы. Далее следуют два признака: наличие или отсутствие осадков и пространственная структура (слоистая или кучевообразная).

На примере облаков нижнего яруса рассмотрим возможность определения их формы с помощью двух признаков: пространственная изменчивость высоты НГО и коэффициента обратного рассеяния по результатам лидарных измерений.

Пространственная структура НГО может быть выражена с помощью статистических параметров распределения отклонения высот НГО от ее среднего значения на интервалах расстояний порядка нескольких километров.

В литературе приводятся данные, относящиеся почти полностью к временной изменчивости высот НГО. Поэтому нами было проведено экспериментальное исследование пространственной из-

менчивости высот нижней границы слоистых, слоисто-кучевых и кучевых облаков с помощью лидара при сканировании в вертикальной плоскости. Всего было рассмотрено 18 случаев наблюдения слоистых облаков, 17 случаев кучевых и 12 случаев слоисто-кучевых облаков. Анализ полученных результатов показал следующее:

1) закон распределения изменчивости  $\Delta_i$ 

$$\Delta_i = H_i - \overline{H},$$

где  $H_i$  — высота нижней границы в *i*-той точке над земной поверхностью,  $\overline{H}$  — среднее значение высоты облачности, близкое к нормальному;

2) математическое ожидание величины  $\overline{\Delta_i}$  на интервале расстояний до 3 км составляет для слоистой облачности около нуля, для слоисто-кучевой 4 м и для кучевой 205 м;

3) средние квадратические отклонения значений  $\Delta_i$  от математического ожидания составляют 28 м для слоистых, 90 м для слоисто-кучевых и 98 м для кучевых облаков.

Для характеристики оптической плотности облаков использовались следующие статистические параметры коэффициентов обратного рассеяния ( $\alpha_{\pi}$ ), полученные экспериментально по результатам лидарпого зондирования на длине волны 0,69 мкм: математическое ожидание величины  $\alpha_{\pi}$  равно 3,3·10<sup>-2</sup> м<sup>-1</sup> для слоистых, 5·10<sup>-3</sup> м<sup>-1</sup> для слоисто-кучевых и 2,9·10<sup>-3</sup> м<sup>-1</sup> для кучевых облаков, среднее квадратическое отклонение составляло соответственно 7,3·10<sup>-2</sup>, 1,3·10<sup>-3</sup> и 1,3·10<sup>-3</sup> м<sup>-4</sup>.

Кроме того, учитывались априорные вероятности наличия той или иной формы облачности в среднем для северного полушария. На основании работы [2] полагали, что в холодное время года вероятность составляет 0,42, 0,43 и 0,15 для слоистой, слоисто-кучевой и кучевой форм облаков соответственно; в теплое время года соответственно 0,14, 0,14 и 0,72, в среднем за год соответственно 0,28, 0,28 и 0,44.

Задача определения формы облачности на основании использования приведенных выше соображений может быть решена путем применения статистических методов теории обнаружения (распознавания).

Общий подход к этой задаче состоит в следующем [3]. Пусть имеется некоторое число форм облачности (k=1; 2; ...; N). Причем известны априорные вероятности  $P(A_1)$ ;  $P(A_2)$ ; ...;  $P(A_k)$ ; ..., появления k-той формы для данного района наблюдений. Вероятности  $P(A_k)$  составляют полную группу несовместных событий, так что  $\sum_{k=1}^{N} P(A_k) = 1$ . Пусть заданы законы распределения плотностей  $f_{xki}^{\wedge k=1}$  вероятностей некоторого числа i(i=1; 2; ...; n) признаков x, статистически характеризующих каждую из k форм облачности. Пусть числовые характеристики распределений определены и равны  $m_{ki}$  для математического ожидания и  $\sigma_{ki}$  для среднего

<u>9</u>;

(6)

квадратического отклонения. В результате измерений числа n при знаков  $\hat{X}_{<n>}$  исследуемой облачности требуется определить вероят ность  $P(A_k/\hat{X}_{<n>})$  распознавания той или иной формы при усло вии, что числовые характеристики признаков приняли значе ния  $X_{<n>}$ .

Очевидно, наиболее верное представление о том, к какому классу из N принадлежит наблюдаемая форма облачности, можно получить на основе знания условных вероятностей совпадения из меренной реализации признаков с характерным для данной формь облаков распределением признаков. Достаточно полным отраже нием сущности распознавания является схема Бейеса вычисления апостериорных вероятностей. В соответствии с этой схемой веро ятность  $P(A_k/X_{< n>})$  гипотезы о принадлежности *n*-мерного вектора  $\hat{X}_{< n>}$  признаков к каждому *k* из *N* форм облачности может быте определена по формуле

$$P(A_{k}/\hat{X}_{}) = \frac{P(A_{k})P(\hat{X}_{}/A_{k})}{\sum_{k=1}^{N} P(A_{k})P(\hat{X}_{}/A_{k})},$$
(7)

где  $P(A_k/\hat{X}_{< n>})$  — апостериорная вероятность гипотезы о принадлежности *n*-мерного вектора  $\hat{X}$  реализаций к *k*-той форме облачности;  $P(A_k)$  — априорная вероятность появления облачности типа *k*, определенная для данной местности;  $P(\hat{X}_{< n>}/A_k)$  — условная вероятность появления реализации  $\hat{X}_{< n>}$  для *k*-той формы облачности.

Апостериорные вероятности гипотез  $P(A_k/X_{< n>})$  определяются для всех N гипотез, и по полученному распределению принимается решение о принадлежности данной реализации  $X_{< n>}$  к юдному из N типов облачности. В этом состоцт идея решения задачи.

В общем случае признаки, которыми характеризуется форма облачности, могут быть зависимыми. Для нашей задачи они независимы, тогда априорную вероятность можно представить в виде

$$P(X_{}/A_{k}) = \prod_{i=1}^{n} P(x_{ki}/A_{k}).$$
(8)

Каждое из сомножителей правой части уравнения (8) можно определить через заданную плотность  $f_{\wedge}$  (x) распределения

x<sub>ki</sub>

$$P(x_{ki}/A_k) = f_{\bigwedge_{x_{ki}}}(x) dx.$$
(9)

Справедливость уравнения (9) можно подтвердить следующими простыми соображениями. По определению, вероятность события, состоящего в том, что случайная величина  $\hat{x}$  принимает значения в интервале [ $x_1$ ;  $x_2$ ], равна

$$P(x_1 \leqslant x \leqslant x_2) = \int_{x_1}^{x_2} f_{\bigwedge}(x) dx.$$
(10)

При предельном сужении интервала  $[x_1; x_2]$  до нуля значение интеграла стремится к значению  $f\hat{x}(x)dx$ .

Для нашей задачи рассматриваются три формы облачности: слоистая, слоисто-кучевая и кучевая. Тогда имеем N=3. Обозначим  $P_s$  априорную вероятность наличия слоистой облачности,  $P_{sc}$  слоисто-кучевой и  $P_c$ — кучевой облачности. В силу нормальности законов распределения обоих выбранных признаков (изменчивость высоты НГО и величина коэффициента обратного рассеяния) можно вероятность появления слоистой облачности при условии измерения вектора признаков  $\hat{X}_{<n>}$  представить согласно (7) и (8) в виде

$$P(A_{s}/\hat{X}_{}) = \frac{P_{s}\prod_{i=1}^{n} f_{s}(x_{i})dx_{i}}{P_{s}\prod_{i=1}^{n} f_{s}(x_{i})dx_{i} + P_{sc}\prod_{i=1}^{n} f_{sc}(x_{i})dx_{i} + P_{c}\prod_{i=1}^{n} f_{c}(x_{i})dx_{i}} = \frac{1}{1 + \frac{P_{sc}}{P_{s}}\prod_{i=1}^{n} \frac{f_{sc}(x_{i})}{f_{s}(x_{i})} + \frac{P_{c}}{P_{s}}\prod_{i=1}^{n} \frac{f_{c}(x_{i})}{f_{s}(x_{i})}}.$$
(11)

Аналогично имеем

$$P(A_{sc}/X_{}) = \frac{1}{1 + \frac{P_s}{P_{sc}} \prod_{i=1}^n \frac{f_s(x_i)}{f_{sc}(x_i)} + \frac{P_c}{P_{sc}} \prod_{i=1}^n \frac{f_c(x_i)}{f_{sc}(x_i)}};$$
(12)

$$P(A_c/\hat{X}_{}) = \frac{1}{1 + \frac{P_s}{P_c} \prod_{i=1}^n \frac{f_s(x_i)}{f_c(x_i)} + \frac{P_{sc}}{P_c} \prod_{i=1}^n \frac{f_{sc}(x_i)}{f_c(x_i)}}.$$
 (13)

В теории распознавания отношения плотностей  $f_1(x)/f_2(x)$  обычно показывают отношением правдоподобия. В случае нор мального закона распределения признаков распознавания это отношение вычисляется по формуле

$$\frac{f_1(x)}{f_2(x)} = \frac{\sigma_2}{\sigma_1} \exp\left[\frac{(x_2 - m_2)^2}{\sigma_2^2} - \frac{(x_1 - m_1)^2}{\sigma_1^2}\right]$$
(14)

по известным числовым значениям  $m_1$ ,  $m_2$ ;  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$  математического ожидания и среднего квадратического отклонения каждого из исследуемых типов объектов.

Таким образом, по измеренным значениям составляющих вектора  $\hat{X}_{< n>}$  признаков наблюдаемой формы облачности вероятность того, что наблюдению подвергалась слоистая, слоисто-кучевая

или кучевая формы облачности, можно вычислить по формулам (11)—(13).

При практической реализации подобного подхода к автоматическому определению формы облаков важно знать, какое число измерений признаков необходимо провести, чтобы с заданным уровнем вероятности судить о той или иной форме облачности.

С этой целью был проведен численный эксперимент, в котором процесс измерения признаков распознавания был заменен моделированием случайных чисел с заданным законом распределения и его числовыми характеристиками. Моделирование проводилось по соответствующей процедуре на ЭЦВМ М-220. Ввиду того что процедура моделирования нормального закона распределения выдает случайное число z с числовыми характеристиками m=0 и  $\sigma=1$ , то для получения случайных чисел  $\hat{x}$  с числовыми характеристиками ларактеристиками вырает случайное число z с числовыми характеристиками m=0 и  $\sigma=1$ , то для получения случайных чисел  $\hat{x}$  с числовыми характеристиками выраетственно одной из трех форм облачности проводилось преобразование

$$\stackrel{\wedge}{x} = z \, \sigma_b + m_b,$$

(15)

где  $\sigma_k$ ,  $m_k$  — числовые характеристики распределения признаков  $k_7$ той формы облачности (k=1, 2, 3).

Вычисление вероятностей наличия k-той формы облаков проводилось по формулам (11)—(13) в процессе моделирования случайных чисел согласно выражению (15). Испытание считалось удачным, если выполнялось условие  $P_1 > P_2$  и  $P_1 > P_3$ . В этом случае в счетчике удачных испытаний берется число 1. После проведения некоторого числа измерений r проводилась проверка полученного результата, представляющего собой вероятность правильного распознавания формы облачности, равную отношению числа удачных испытаний к их общему числу. Условием окончания испытаний являлось соотношение

$$|0,95 - P_{\rm BMQ}(r)| \le 0.01$$
,

где  $P_{\text{выч}}(r)$  — вероятность правильного распознавания формы после проведения числа измерений r.

Анализ полученных результатов показал, что правильное определение рассматриваемых форм облачности происходит после проведения 122 испытаний для теплого времени года, 82 испытаний в холодное время года и 102 испытаний — для среднегодовых условий.

Таким образом, можно сделать вывод, что рассмотренный метод позволяет определить форму облачности с вероятностью не менее 0,95 после проведения 122 измерений пары признаков наблюдаемой облачности. Если коэффициент обратного рассеяния и высота облачности измеряется в процессе одного зондирования, то при частоте посылок импульсов 10 Гц время распознавания облачных форм не превышает 2,03 мин. 1. Показаны принципиальные возможности определения количества облачности с помощью сканирующих лидаров. Обоснован шаг сканирования в процессе обзора небосвода с учетом размеров облачных элементов и вероятности их обнаружения.

2. На примере облаков нижнего яруса рассмотрена возможность определения формы облаков по результатам лидарных наблюдений пространственной изменчивости высоты нижней границы облаков и коэффициента обратного рассеяния.

Используя методику распознавания по схеме Бейеса и проводя численное моделирование на ЭВМ М-220, показано, что рассмотренный метод позволяет определить форму облачности с вероятностью не менее 0,95 после проведения 122 измерений указанных двух характеристик облачности. Применительно к лидару с частотой посылок зондирующих импульсов 10 Гц время распознавания облачных форм при автоматической обработке эхо-сигналов не превышает 2,03 мин.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1973. 342 с.

2. Фейгельсон Е. М. Лучистый теплообмен и облака. Л., Гидрометеоиздат, 1970. 229 с.

3. Худсон Д. Статистика для физиков. М., «Мир», 1967. 242 с.

#### Л. П. БОБЫЛЕВ, Г. Г. ШУКИН

# ИССЛЕДОВАНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ВОДЯНОГО ПАРА В АТМОСФЕРЕ ПО ЕЕ СОБСТВЕННОМУ ТЕПЛОВОМУ ИЗЛУЧЕНИЮ В ЛИНИИ ПОГЛОЩЕНИЯ H<sub>2</sub>O

λ=1,634 мм

#### введение

Радиотепловое излучение атмосферы содержит информацию об ее метеорологических параметрах, в частности о температуре, влажности и их вертикальных профилях. Измеряя это излучение в различных участках микроволнового спектра, можно определять количественные характеристики данных параметров. Так, участок резонансного поглощения молекулярного кислорода, представляющий собой комплекс линий, центрированный на длине волны  $\lambda \approx 0,5$  см, позволяет восстановить вертикальный профиль температуры [1], а участок линии поглощения  $H_2O$  с центром на  $\lambda = -1,35$  см — вертикальный профиль абсолютной влажности [2] и интегральное содержание водяного пара в атмосфере [2—4].

Большой интерес для решения задач тепло- и влагообмена атмосферы в целом и ее приземного слоя в частности имеет информация о содержании водяного пара отдельно в нижних слоях атмосферы и в стратосфере. Используя достаточно сильную линию поглощения H<sub>2</sub>O, эту информацию можно получить методами радиотеплолокационного зондирования.

С целью оценки возможности практической реализации этих методов для получения информации о водяном паре нижних слоев атмосферы и стратосферы в данной работе осуществлены теоретические расчеты характеристик радиотеплового излучения атмосферы в центре линии поглощения H<sub>2</sub>O λ=1,634 мм для разных профилей метеопараметров и произведена оценка технических требований к радиометрической аппаратуре.

#### МОДЕЛЬ АТМОСФЕРЫ И МЕТОДИКА РАСЧЕТОВ

Для проведения расчетов переноса микроволнового излучения в атмосфере в центре линии H<sub>2</sub>O  $\lambda$ =1,634 мм выбраны следующие вертикальные распределения метеорологических параметров [5]:  $T(z) = \begin{cases} T_0 - 6,5z & 0 \le z \le 11 \text{ KM} \\ T(11) & 11 < z \le 31 \text{ KM} \end{cases}$ (1)  $P(z) \begin{cases} P_0 \left[ 1 - \frac{\gamma z}{T_0} \right]^{g/R^{\lambda}} & 0 \le z \le 11 \text{ KM} \\ P(11) e^{-0,125(z-11)} & 11 < z \le 31 \text{ KM} \end{cases}$ (2)  $P(z) = \begin{cases} \rho_0 \left[ \frac{P(z)}{P_0} & \frac{T_0}{T(z)} \right] e^{-0,48z} & 0 \le z \le 16 \text{ KM} \\ \rho(16) \left[ \frac{P(z)}{P(16)} & \frac{T(16)}{T(z)} \right] e^{0,24(z-16)} 16 < z \le 31 \text{ KM} \end{cases}$ (3)

де T(z), P(z) и  $\rho(z)$  — высотные профили соответственно температуры в K, давления в мм Hg и абсолютной влажности в г/м<sup>3</sup>;  $T_0$ ,  $P_0$ ,  $\rho_0$  — значения этих метеорологических параметров у поверхности земли;  $\gamma = 6,5$  K/км — вертикальный градиент температуры;  $R = 2,87 \cdot 10^6$  эрг/(г·K) — универсальная газовая постоянная; g = 9,8 м/с<sup>2</sup> — ускорение силы тяжести.

Расчеты производились для плоскостратифицированной безоблачной атмосферы для случая нисходящего излучения. Рефракцией электромагнитных волн в центре рассматриваемой линии поглощения H<sub>2</sub>O можно пренебречь, так как путь распространения радиотеплового излучения, попадающего на антенну, как показали расчеты (см. ниже), очень мал. Уравнение переноса для выбранной модели атмосферы, записанное в терминах радиояркостной температуры, имеет следующий вид [1]:

 $T_{\mathfrak{s},\nu}(\theta) = \sec \theta \int_{z_0}^{H} T(z) \, \alpha_{\nu}(z) \, e^{-\sec \theta \int_{z_0}^{z_{|\alpha_{\nu}|}(\zeta) d \, \zeta} dz}, \qquad (4)$ 

где  $T_{g,v}$  — радиояркостная температура в кельвинах;  $\alpha_v$  — объемный коэффициент поглощения;  $\theta$  — зенитный угол;  $z_0$  — уровень расположения радиометра; H — высота излучающей атмосферы.

Вкладами в излучение всех других поглощающих компонент атмосферы, кроме водяного пара, в центрах сильных линий поглощения  $H_2O$  в миллиметровом и субмиллиметровом диапазонах можно пренебречь. На самом деле, вклад самого сильного поглощающего компонента после  $H_2O$  — молекулярного кислорода в области  $\lambda = 1,634$  мм по проведенным в работе оценкам составляет: в оптическую толщину 0,10—0,25%, а в радиояркостную температуру для  $\theta = 0^{\circ}$  не более 0,005%. Эти оценки были выполнены для значения абсолютной влажности  $\rho_0 = 7,5$  г/м<sup>3</sup>.

Объемный коэффициент поглощения H<sub>2</sub>O для линии поглощения  $\lambda$ =1,634 мм рассчитывался по аппроксимационной формуле, полученной в работе по методу наименьших квадратов из расчетов коэффициентов поглощения по полной квантовомеханической формуле [6] по 871-й спектральной линии вращательного спектра мономеров водяного пара. Данные о термах молекулы H<sub>2</sub>O брались из работы [7], о силе линий из работы [8] и о полуширинах линий и температурных коэффициентах уширения из работы [9]. Ука занная аппроксимационная формула имеет вид:

$$\alpha_{\nu H_{2}O} = \frac{0,4252 P \rho \left(\frac{T}{300}\right)^{-0,649} \left| e^{-\frac{195,96}{T}} - e^{-\frac{204,76}{T}} \right|}{\lambda^{2} G^{*}(T) \left\{ \left[ 37,45 - \left(\frac{1}{\lambda}\right)^{2} \right] + 0,5133 \cdot 10^{-7} \left[ P \left(\frac{T}{300}\right)^{-0,649} \right]^{2} \left(\frac{1}{\lambda}\right)^{2} \right\}} + 0,317 \cdot 10^{-26} \rho \nu^{2} \left(\frac{T}{T_{0}}\right)^{-2,513} \left(\frac{P}{P_{0}}\right)^{0,995},$$
(5)

где  $\lambda$  — длина волны в см;  $\nu$  — частота в Гц;  $G^*(T)$  — статистическая сумма;  $T_0$ =300 K;  $P_0$ =760 мм Hg.

Формула (5) справедлива только для области данной линии. Первый член формулы представляет вклад самой линии  $\lambda = 1,634$  мм, второй — вклады всех остальных 870 линий.

Статистическая сумма вычислялась по аппроксимационной формуле

$$G^*(T) = -17,70322 + 0,42087T + 0,00077T^2,$$
(6)

которая была получена также по методу наименьших квадратов из данных расчетов, произведенных по формуле из [10]:

$$G(T) = \sum_{J=0}^{12} \sum_{\tau=-J}^{+J} (2J+1)[2-(-1)^{|\tau|}] e^{-\frac{E(J,\tau)}{kT}},$$
(7)

где J — главное квантовое число,  $\tau$  — квантовое число асимметричного волчка. Формула (6) справедлива для температур T =  $200 \div 350$  K.

#### АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

1. Нижние слои атмосферы. Из-за сравнительно сильного поглощения в центре линии  $H_2O$   $\lambda = 1,634$  мм нисходящее радиотепловое излучение формируется в самых нижних слоях атмосферы. Это позволяет ввести понятие эффективного слоя излучения водяного пара как слоя, дающего 99%-ный вклад в значение радиояркостной температуры, измеряемой радиометром. Высоту этого слоя обозначим через  $z_3$ .

Выполненные расчеты зависимости радиояркостной температуры от верхнего предела интегрирования в выражении (4)  $T_{\pi} = T_{\pi}(z_0, z)$  позволили определить значения  $z_0$  для всех рассмотренных моделей. Как показали эти расчеты, излучение формируется в пределах примерно нижнего километрового слоя воздуха, т. е. в пограничном слое атмосферы.

С увеличением зенитного угла зондирования толщина формирующего излучение слоя уменьшается, а радиояркостная темпераура стремится к значению термодинамической температуры возуха у поверхности земли. Это хорошо демонстрируется на рис. 1, де представлены зависимости радиояркостной температуры от енитного угла для трех значений  $\rho_0$ , равных 7,5; 15 и 22,5 г/м<sup>3</sup>, иля  $T_0=283$  К и  $\gamma=6,5$  К/км. Из графиков следует также, что радиояркостная температура изменяется при изменении значений истеопараметров и зенитного угла в весьма малых пределах (от

),5 до 1 К). Это обстоягельство накладывает суцественные ограничения на чувствительность измеригельной аппаратуры.

Заменяя в выражении (4) переменную интегрирования *z* на т посредством перехода<sup>1</sup>

$$\sec \theta \int_{z_0}^{z} \alpha(\zeta) \, d\zeta = \tau(\theta), \quad (8)$$

можно радиояркостную температуру представить в следуюшем виде:

$$T_{\mathfrak{s}}(\theta) = \int_{0}^{\tau_{0}} T(\tau) e^{-\tau(\theta)} d\tau =$$
$$= T_{\mathfrak{s}}(\theta) [1 - e^{-\tau_{0}(\theta)}], \qquad (9)$$

где  $\tau_0$  — оптическая толщина атмосферы,  $T_{\vartheta}$  — эффективная «взвешенная» термодинамическая температура атмосферы. Нетрудно видеть, что  $T_{\pi} = T_{\vartheta}$ , так как функция пропускания всей атмосферы фактически равна нулю

$$P_{9} = e^{-\tau_{0}} = 0. \tag{10}$$

При использовании обычных отрицательных вертикальных градиентов температуры значение  $T_{\theta}$  с увеличением  $\theta$  должно расти, так как  $z_{\theta}$  уменьшается и излучение формируется в более

2 192



Рис. 1. Зависимости от зенитного угла радиояркостной температуры  $T_{\pi}$  и эффективной высоты излучения водяного пара  $z_3$  для  $T_0$ =283 К и  $\gamma$ =6,5 К/км и общего содержания водяного пара Qв слое атмосферы  $z_3$ .

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Так как в дальнейшем используется только одно значение частоты, соответствующее центру линия поглощения  $H_2O$   $\lambda = 1.604$  мм, то индекс «v» у  $T_{\pi}$  и а можно опустить.

«теплых» слоях воздуха. Именно этот случай и представлен на рис. 1. В случае же существования инверсионных или частично ин версионных профилей температуры в нижних слоях атмосферь зависимость  $T_{\rm s}$  от  $\theta$  будет представлять либо убывающую, либо немонотонную функцию. Это даст возможность косвенно судить о виде вертикального профиля температуры по радиотеплолокаци онным измерениям.

Проведенные расчеты  $z_9$  для описанной выше модели атмосфе ры для значений метеопараметров:  $\gamma = 4,5$ ; 6,5; 8,5 К/км;  $T_0 = 283$ 293, 303 К и  $\rho_0 = 7,5$ ; 15; 22,5 и 30 г/м<sup>3</sup> показали следующее:

1) для всех рассмотренных случаев  $z_3$  не превышает 800 м. При известном профиле температуры в принципе можно получить ин формацию о содержании  $H_2O$  в этом слое;



Рис. 2. Вариации  $z_{\vartheta}$  при изменении метеопараметров ( $\theta$ =0°,  $\gamma$ =6,5 К/км).

2) высота эффективного слоя излучения водяного пара уменьшается как с увеличением зенитного угла, так и с увеличением содержания  $H_2O$  в нижних слоях атмосферы (с увеличением  $\rho_0$ ) (см. рис. 1). Это объясняется в обоих случаях увеличением оптической толщины нижних слоев воздуха;

3) градиент температуры, при изменении его в пределах 0—12 К/км, приводит к уменьшению  $z_9$  на  $1 \div 4\%$ ;

4) при изменении  $T_0$  от 283 до 303 К  $z_9$  увеличивается примерно на 7—10%;

5) вариации  $z_9$  от среднего значения при изменении  $\rho_0$  в указанных пределах составляют примерно 80%.

Перечисленные факты позволяют сделать вывод о том, что основной вклад в вариации z<sub>2</sub> дает приземное содержание водяного

ара. Вариации z<sub>э</sub>, происходящие от изменения метеопараметров, редставлены на рис. 2.

Одновременно с расчетом  $z_9$  производились также расчеты интегрального содержания водяного пара в эффективном слое злучения  $H_2O(z_9)$ . Эти расчеты показали следующее:

1) при изменении  $\gamma$  от 0 до 12 К/км значение  $Q(z_{a})$  уменьтается примерно на 1—4%;

2) при увеличении  $T_0$  от 283 до 303 К значение  $Q(z_{a})$  увеличиается примерно на 7—10%;

3) при изменении  $\rho_0$  от 7,5 до 30 г/м<sup>3</sup> значение  $Q(z_0)$  изменятся на 3—4% (см. рис. 1).

Отсюда можно сделать ывод, что основной вклад вариации Q(z<sub>9</sub>) дает зменение T<sub>0</sub>. Но значе-

ие  $T_0$  всегда можно изтерить.

образом, зна-Таким ение интегрального соержания водяного пара, обеспечивающего» даное значение радиояркотной температуры, факизвестно ически априри. Основная задача залючается в том, чтобы ю величине радиояркост-ЮЙ температуры опреіелить высоту слоя  $z_{\vartheta},$ одержащего данное коичество водяного пара. Іроводя измерения Tя



Рис. 3. Зависимость  $z_3$  от разности термодинамической и радиояркостной температур для  $\theta = \theta^\circ$ .

 γ=4,5 К/км; 2) γ=6,5 К/км; 3) γ=8,5 К/км; точки на кривых — расчетные значения.

од разными углами, можно определить интегральное содержание I<sub>2</sub>O по высотным градациям. Преимуществом этого метода являтся фактическое определение вертикального профиля абсолютной злажности нижних слоев атмосферы без решения интегрального равнения.

Расчеты показали, что зависимость  $z_{\theta}$  от  $T_{\pi}$  при фиксированном  $\theta$  является линейной, причем угол наклона прямой определяется в основном температурным градиентом. На рис. 3 приведена зависимость  $z_{\theta}$  от величины ( $T_0-T_{\pi}$ ) для значений  $\gamma$ , равных 4,5, 5,5 и 8,5 К/км при  $\theta=0^{\circ}$ .

Проведенный анализ результатов теоретических расчетов указывает на принципиальную возможность определения содержания  $H_2O$  в нижних слоях атмосферы радиотеплолокационными методами в центре линии поглощения водяного пара  $\lambda = 1,634$  мм. Для практического же применения рассмотренной методики необходимо учитывать реальную статистическую модель атмосферы для определенного района и сезона. Исходя из приведенных расчетов, можно сделать предвари тельную оценку требований к радиометрической аппаратур а именно точность измерения радиояркостной температуры долж на быть не хуже 0,1 К при полосе пропускания не более 0,5 ГГ

2. Стратосфера. В работе также выполнены расчеты радис яркостных температур и оптических толщин для радиотепловог излучения атмосферы для высот зондирования в зенит  $z_0$ , равны 6, 8 и 10 км. Расчет оптической толщины производился по фор муле

$$\tau(z_0) = \int_{z_0}^H \alpha(z) dz, \qquad (11)$$

**г**де H = 31 км.

Радиояркостная температура и оптическая толщина сопостах лялись со значениями интегрального содержания  $H_2O$  в атм сфере Q. Расчеты производились для описанной выще модели а



Рис. 4. Зависимость радиояркостной температуры и оптической толщины от общего содержания водяного пара в стратосфере ( $z_0$ =10 км). 1 и 4)  $T_0$ =283 К; 2 и 5)  $T_0$ =293 К; 3 и 6)  $T_0$ = =303 К.

мосферы для значений Tравных 283, 293 и 303 К. Н рис. 4 представлены завист мости  $T_{\pi}$  и  $\tau(z_0)$  от инт грального содержания  $H_2$ в стратосфере для  $z_0 = 10$  кг

При зондировании с  $z_0$ -=6 км значение Т<sub>я</sub> измен ется примерно от 130 д  $250~{
m K}$  при изменении  $Q~{
m d}$ 0,3 до 1,3 мм ос. в. Для z<sub>0</sub>= =8 км эти величины изме няются соответственно Ó 60 до 180 К и от 0,1 Д 0,5 мм ос. в. И, наконет для  $z_0 = 10$  км  $T_{\pi}$  изменяет ся от 25 до 110 К при изме нении Q от 0,04 до 0,20 м ос. в. Эти значения радис яркостной температуры мо гут быть надежно измерени с помощью существующе радиометрической аппара туры.

Особый интерес пред ставляет случай зондирова ния с высоты  $z_0 = 10$ ΚM так как он имеет отношение к определению содержани водяного пара стратосферы Из анализа результато можно сделать вывод о том ЧТО определение содержа

ия водяного пара в стратосфере непосредственно по значеним радиояркостных температур дает большую точность, чем поначениям оптических толщин. Это объясняется, во-первых, тем, то значения радиояркостных температур имеют в процентном тношении меньший разброс при вариациях метеопараметров, чем начения оптической толшины. и, во-вторых, тем, что при нахождеии  $\tau$  по значениям  $T_{\pi}$  оптическая толщина уже определяется ошибкой (примерно 10%). На самом деле, как показали расчеты, шибки в определении интегрального содержания водяного пара по еличине оптической толщины, происходящие за счет неизвестного начения температуры стратосферы, составляют 13—14%, в то вреия как по величине радиояркостной температуры — всего лишь около 2%. Кроме того, ошибки в измерении T<sub>я</sub>, равные 1 К, приводят ошибкам в определении Q, равным 5%, а ошибки в измерении я, равные 2 К, дают соответственно ошибки в определении Q 10%. Ошибки же в определении т в 10% (см. выше) приводят с ошибкам в определении Q в 10%. Таким образом, суммарная шибка в определении интегрального содержания водяного пара и величине оптической толщины составляет примерно 23÷24%. в то время как по величине радиояркостной температуры всего  $7 \div 12\%$ 

Проведенные расчеты позволяют сделать вывод о возможности и перспективности исследования содержания водяного пара страгосферы с летательных аппаратов по ее собственному тепловому излучению в центре линии поглощения H<sub>2</sub>O λ=1,634 мм.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Westwoter E. R. Ground-based determination of Temperature Profiles by microwaves. Univ. of Colorado, 1970, 121 p.

2. Плечков В. М. Радиотеплолокационные исследования атмосферы в коротковолновой части сантиметрового диапазона волн с поверхности земли.-Автореф. дисс. Изд. Горьковского гос. университета, 1973.

3. Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Определение содержания водяного пара в атмосфере по измерению микроволнового излучения.— «Тр. ГГО», 1968, вып. 222, с. 62.

4. Гурвич А. С., Демин В. В. Определение общего влагосодержания атмосферы по измерениям на ИСЗ «Космос 243».— «Изв. АН СССР». Физика атмосферы и океана, 1970, т. 6, № 8.

5. Малкевич М. С., Самсонов Ю. Б., Копрова Л. И. Водяной пар в стратосфере. — «УФН», 1963, т. 80, вып. 1, 93 с. 6. Van Vleck J. H. The absorption of microwaves by oxygen. — "Phys. Rev.", 1947, vol. 71, N 7. 7. Benedict W. S., Claassen H. H., Shaw J. H. Absorption spectrum of water waves between 45 and 12 microwaves J. Dec. Nat. Burg. Stand", 1959.

7. Benedict W. S., Claassen H. H., Shaw J. H. Absorption spectrum of water vapor between 4.5 and 13 microns.— "J. Res. Nat. Bur. Stand." 1952, vol. 49, N 2.
8. Schwendeman R. H., Laurie V. W. Tables of line strengths for rotational transitions of assymetric rotor molecuels. Pergamon Press, 1956.
9. Benedict W. S., Kaplan L. D. Calculations of line widths in H<sub>2</sub>O— N<sub>2</sub> Collisions.— "The J. Chem. Phys.", 1959, vol. 30, N 2.
10. Жевакин С. А., Наумов А. П. Поглощение электромагнитного излу-

чения парами воды на волнах 10 мкм-2 см в верхних слоях атмосферы.-«Геомагнетизм и аэрономия», 1963, т. 3, № 4.

Л. П. БОБЫЛЕВ, М. А. ВАСИЩЕВА С. П. ОБРАЗЦОВ, Н. Д. ПОПОВА, Г. Г. ЩУКИ

### РАСЧЕТ ХАРАКТЕРИСТИК РАДИОТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ МОДЕЛЕЙ ОБЛАЧНОЙ АТМОСФЕРЫ

#### введение

Для успешного применения методов радиотеплолокации в ме теорологии, в частности для исследования влагосодержания облач ной атмосферы, необходимо при теоретической разработке этих методов использовать реальные модели атмосферы, полученные статистическими методами. Не затрагивая физических основ рас сматриваемых методов, такой подход позволяет оптимальным образом находить с помощью модельных теоретических расчетов корреляционные связи между оптической толщиной или радиояр костной температурой, с одной стороны, и интегральным содержа нием водяного пара или жидкокапельной влаги, с другой. Опти мальпость в данном случае достигается тем, что найденные корреляционные связи учитывают особенности как данной статисти ческой модели облачной атмосферы, так и географического района и времени года. Такие статистические модели могут быть получены из данных радиозондирования и самолетного зондирования

В данной статье составлены статистические модели облачной атмосферы по ст. Воейково Ленинградской области для сентября, а также произведен расчет оптических толщин и радиояркостных температур для данных моделей в диапазоне 0,8—3,0 см. На основании произведенных расчетов сделана классификация статистических моделей с точки зрения их использования для разработки методов дистанционного определения влагосодержания облачной атмосферы в радиодиапазоне с учетом чувствительности аппаратуры.

#### СОСТАВЛЕНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ОБЛАЧНОЙ АТМОСФЕРЫ И ИХ АНАЛИЗ

Исходным материалом послужили данные радиозондовых наблюдений на экспериментальной базе ГГО Воейково в 15 часов московского времени за сентябрь в период 1959—1973 гг.

За основу для первичной систематизации исходного материала

была принята обычная морфологическая классификация облаков ю формам. Вследствие большой повторяемости некоторых сочетаий облачных форм исходный материал был сгруппирован не только по отдельным формам облаков, но и по наиболее типичным для выбранного месяца и срока их сочетаниям при количестве не менее 8 баллов. При достаточном числе случаев с осадками некоторые выделенные типы облачности разделялись на подтипы с осадками и без осадков. Кроме того, были выбраны радиозонди-

Таблица 1

Номер модели	Форма облаков	Наличие осадков	Повторяе- мость, %
1	Безоблачно	· _	12,0
2	Sc	Без осадков	11,8
3	Cb, Sc, Cu	Без осадков Осадки	5,6 2,4}8,0
4	Sc, Frnb	Без осадков	7,8
5	Cb, Frnb	Без осадков Осадки	$3,3 \\ 3,1 $ 6,4
6	Cu	Без осадков	6,4
7	Ns, Frnb	Осадки	5,3
8	Sc, Cb	Без осадков	4,4
9	Ci	Без осадков	3,3
10	St	Без осадков	2,2
11	Ac, As	Без осадков	2,2
			-

Повторяемость форм и сочетаний облаков 8—10 баллов. Воейково, сентябрь, 15 часов

Примечание. Не рассматривалось 30% случаев.

рования при безоблачной погоде, к которым отнесены также случаи, когда количество облаков не превышало 2 баллов.

Всего использовано 315 реализаций вертикальных профилей давления, температуры и влажности из общего числа 450. Так как количество полностью отбракованных радиозондовых подъемов оказалось небольшим, процентное соотношение рассмотренных форм облаков и наиболее типичных их сочетаний, представленное в табл. 1, можно рассматривать как повторяемость этих форм и сочетаний в сентябре в 15-часовой срок.

Для каждой из выбранных форм облаков или их сочетаний определялись средние вертикальные профили давления, температуры, относительной и абсолютной влажности и средние квадратические отклонения этих величин на стандартных уровнях. Вертикальные распределения указанных метеоэлементов при каждой из рассмотренных форм облаков и их сочетаниях будем в дальнейшем называть моделями и нумеровать согласно табл. 1.

Кратко охарактеризуем тип облачности каждой из моделей. Модель 1. Безоблачно (%). К этой модели отнесены все радио зондирования при безоблачном небе или при наличии любых об лаков не более 2 баллов.

Модель 2. Слоисто-кучевые облака (Sc) 8—10 баллов. В боль шинстве случаев покров Sc сплошной и вышерасположенные об лака не видны. Выше слоя Sc могут располагаться в ряде случае еще 1—2 слоя Sc или облака среднего и верхнего ярусов в любок количестве. Поэтому в выборку включены и те случаи, когда в про светах слоя Sc видны облака среднего или верхнего ярусов. К это модели отнесено также сочетание Sc и Cu (с преобладанием Sc на том основании, что по рассмотренным данным в сентябр в дневной срок типичен переход Sc в Cu, тогда как переход Sc в или обратный и сочетание этих форм не типичны.

Модель 3. Кучево-дождевые облака со слоисто-кучевыми и ку чевыми 8—10 баллов. Так как Cb «в чистом виде» в 15-часової срок в сентябре встречались исключительно редко, к этой модель отнесены все сочетания Cb со слоисто-кучевыми и кучевыми обла ками, а также с облаками верхнего и среднего ярусов при коли честве облаков нижнего яруса не менее 8 баллов. Во всех соче таниях со слоисто-кучевыми облаками Cb преобладают, но в сочетаниях с кучевыми облаками учтены также случаи с преоблада нием Cu, так как чаще всего — это Cu cong. Эта модель разделя ется на два подтипа: с осадками ливневого характера и без осадков.

Модель 4. Слоисто-кучевые облака в сочетании с разорванно дождевыми (Sc, Frnb или Frnb, Sc) 8—10 баллов. В некоторых случаях в просветах наблюдались облака Ac и As. В 14% случаев от мечены осадки (по-видимому, из облачного слоя, расположенного выше Sc); эти случаи отдельно не рассматривались.

Модель 5. Кучево-дождевые облака в сочетании с разорваннодождевыми (Cb, Frnb) 8—10 баллов. В некоторых случаях отмечены сопутствующие облака Sc и Cu, но во всех случаях Cb преобладали. Эта модель разделена на два подтипа почти с равным числом случаев — без осадков и с осадками ливневого характера

Модель 6. Кучевые облака (Cu hum. и Cu med.) 8—10 баллов. К этой модели отнесены также несколько случаев сочетаний Cu, Sc при преобладании Cu и небольшое число случаев с видными в просветы между кучевыми облаками Ac и Ci.

Модель 7. Слоисто-дождевые облака с разорванно-дождевыми (Ns, Frnb) 10 баллов. В 75% случаев отмечен обложной дождь. Случаи без осадков отдельно не рассматривались.

Модель 8. Сочетание слоисто-кучевых облаков с кучево-дождевыми 8—10 баллов при преобладании слоисто-кучевых (Sc, Cb). В просветах иногда видны облака среднего и верхнего ярусов. Осадки не отмечены ни в одном случае.

Модель 9. Облака верхнего яруса 8—10 баллов, в подавляющем большинстве случаев Сі. Модель 10. Слоистые облака (St) 10 баллов. В 20% случаев отмечалась морось; из-за малого числа эти случаи отдельно не рассматривались.

Модель 11. Облака среднего яруса (Ас и As), в большинстве случаев Ас; без осадков.

Перечисленные модели охватывают в среднем по 20—25 из 30случаев за месяц каждого года. Оставшиеся вне рассмотрения случаи представляют собой в основном полуясное состояние неба (от 3 до 7 баллов облаков), а также любое количество совместно отмеченных облаков верхнего и среднего ярусов.

Для каждой из охарактеризованных выше форм облаков и их сочетаний для стандартных уровней: Земля, 0,2, 0,5, 1,0, 1,5, 2,0 км и далее через 1 км до высоты 30 км, были вычислены средние величины и средние квадратические отклонения давления, температуры, относительной и абсолютной влажности. Расчеты средних значений названных метеоэлементов и их средних квадратических отклонений производились по общепринятым формулам. Переход от относительной влажности к абсолютной также осуществлялся с помощью обычных соотношений, за исключением диапазона температур от 0 до —40°С. В связи с тем что в этом диапазоне отношение содержания переохлажденной жидкой и ледяной фаз теоретически не определено, это отношение выражалось KaK линейная функция температуры в указанном диапазоне. Такой прием был заимствован из работы [12].

#### ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДАВЛЕНИЯ И ЕГО СРЕДНИХ КВАДРАТИЧЕСКИХ ОТКЛОНЕНИЙ

Ввиду исключительной регулярности вертикального хода давления, для характеристики его особенностей в выбранных моделях были вычислены отклонения средних величин давления на стандартных высотах от давления стандартной атмосферы. Эти результаты представлены в табл. 2 в несколько сокращенном объеме (выше 10 км отклонения давления приводятся только для четных километров), так же как и во всех последующих таблицах.

В целом средние отклонения давления в моделях от давления на соответствующих уровнях стандартной атмосферы относительно невелики.

Абсолютные величины отклонений давления от давления стандартной атмосферы, составляющие у поверхности земли для некоторых моделей 10—12 мбар, с высотой чаще всего несколько увеличиваются (на 2—3 мбар) до некоторого уровня в нижней или средней, иногда верхней, тропосфере, после которого начинают уменьшаться и на высотах 15—16 км становятся незначительными.

Положительные отклонения средних величин давления от стандартного наиболее значительны при безоблачном небе; они составляют 9 мбар вблизи земной поверхности и постепенно уменьшаются до 5 мбар на уровне начала тропопаузы. Положительные отклоTabhuya 2

		Отклон	ения с́ред	цних вели (	нчин дањи от давлен	Іёния в М Ия станд	оделях о артной ал	блачной гмосферь	и безобла 1	чной атм	Iocфep	24	
			Cb, S	c, Cu		Cb, F	rnb						İ
Высота, км	Безоб- лачно	Sc	без осад.	с осад.	Sc, Frnb	без осад.	с осад.	Ctt	Ns, Frnb	Sc, Cb	ö	र स	Ac, As
0	9,5	0,0	-4,8	-7,8	-4,2	- 9,2	-11,8	2,8	-10,0	4,8	3,8	4,4	0,4
0.2	9,1	0'0	-5,3	8,5	-4,6	9,7	-12,5	1,5	-10,4	-5,0	3,7	4,2	-0,9
0.5	<b>0</b> ,0	0,1	-5,4	-8,7	-5,0	9,5	-12,5	2,0	10,4	5,3	3,8	4,1	-1,0
1.0	8.4	-0,7	-6,3	9,5	-5,5	-9,6		1,1	-10,5	6,0	3,4	4,0	-1,8
1.5	8,9	-1,2	5,9	-10,3	<b>-5</b> ,5	9,3	-13,2	0,3	-10,4	-6,4	3,2	3,9	2,2
2.0	7.8	-1,5	6,6	-10,7	-5,5		-13,3	-0,4	-10,2	-6,7	3,2	4,2	-2,2
3.0	7.5	2.0	7,0	-11,8	-5,6	-8,6	-14,0	-0,6	9,2	7,4	3,2	4,8	-2,0
4.0	7.6	-1.8	-7,1	-12,8	5,3	7,8	-13,6	-1,1	8,1	-7,7	3,6	5,4	-1,6
5.0	7,5	-1,5	-6,9	-12,4	-4,9	7,0	-13,2	-1,2	-7,1	-7,4	4,0	5,8	1,3
6.0	7,5	-1,2	6,4	-12,4	-4,3	6,3	-12,9	1,2	5,9	-7,4	4,1	6,5	-0,6
7.0	7,5	-1,1	-6,2	-12,1	3,9	-5,8	-13,0	-1,0	-5,2	7,2	4,4	6,5	0,1
8.0	7,0	-1,3	6,0	-12,0	-3,7	4,7	-12,7	1,4	-4,5	-7,2	4,5	6,6	0,4
0.6	6,6	—1.4	5,6	-11,8	3,6	4,1	-12,0	-1,6	4,2	-7,1	4,3	6,2	0,5
10.0	5,6	-1,4	-5,1	-10,6	3,2	3,5	-10,6	-1,2	3,6	-6,5	3,5	5,7	0,3
12.0	4,3	-0,5	-2,2	-6,4	-1,4	-2,4	5,9	-0.5	-2,0	-3,5	2,6	4,2	0,2
14.0	2,9	0,2	-0,2	-3,2	-0,2	-0,2	2,6	0,5	-0,1	  	1,8	ຕ ຕ	0,5
16.0	2,4	0,7	1,0	-1,0	0,5	1,0	-0,6	6'0	0,6	0,1	1,6	2,3	0'0
18.0	1.8	0.7	1,3	-0.6	6'0	0,8	0,1	1,1	0,8	0,6	1,4	2,1	0,8
20.0	1,6	0,6	1,3	0'0	1,0	0,9	0,0	1,0	0,8	0,7	1,3	2,0	1,0
22.0	1.1	0,6	1,2	0,2	1,0	0,9	0,6	6'0	1,0	0,9	6'0	1,5	1,0
24.0	0.8	0,6	1,4	0,1	0,9	0,6	0,7	0,7	0,6	8.0 8.0	б О	1,1	0,5
26,0	0,8	0,5	1,1	0,4	0,7	0.0	2'0	0°0	0,0	2 2 2 2 2	1,U	ں م	I
28,0	4.0	0,4	1,0	0,4	0.0	0 C 0 4	0,0	0,0 0,40	7'n	0.0	0,7	0,0	1
0,00	0°0	+ 'O'+	2		212	- 62	222						

:26

Ì.
b
0
12
211
R
a

Средние квадратические отклонения давления

.

		7,3 7,2	7,3 6,6	7,3 7,2 6,5 6,4 5,9 5,9 5,6	7,3 7,2 6,6 6,4 6,6 6,2 4,9 5,6 5,6 5,5	7,3 6,6 6,6 6,4 7,2 6,4 7,9 5,2 5,2 5,2 5,2 5,1	7,3 6,6 6,6 6,6 6,4 4,9 5,6 4,9 5,6 4,9 5,1 4,9 5,1 4,9	7,3 6,6 6,6 6,9 5,9 6,4 4,9 5,5 6,4 4,9 5,5 3,3 3,3 5,0 3,3 5,0	7,3 6,6 6,6 6,6 6,4 4,9 6,2 6,4 4,6 6,2 4,9 3,3 3,3 5,0 3,4 5,0 3,4 5,0	7,3 6,6 6,6 6,6 6,4 4,9 6,2 4,6 6,2 4,6 6,2 3,3 3,3 5,5 6,4 4,5 6,5 4,9 3,3 8,5 6,4 4,5 6,5 8,5 8,5 6,5 8,5 8,5 8,5 8,5 8,5 8,5 8,5 8,5 8,5 8	7,3 6,6 6,6 6,6 6,4 6,4 6,4 6,5 7,9 9,3 3,3 3,0 6,4 4,5 6,5 6,5 6,5 6,5 8,5 0,3 3,0 6,4 4,8 6,5 6,5 6,5 6,5 8,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6	7,3 6,6 6,6 6,6 6,5 6,4 4,9 6,4 4,9 3,3 3,3 3,1 2,4 4,5 6,5 6,5 6,5 6,5 8,4 8,5 0 3,1 2,2 6,5 6,5 8,4 8,5 6,5 8,5 6,5 8,5 6,5 8,5 6,5 6,5 8,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6	7,3 6,6 6,6 6,6 7,9 9,3,4 8,4 9,9 9,1 2,8 3,0 2,3,1 2,6 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 8,1 2,8 8,1 2,8 8,1 2,8 8,1 2,8 8,1 6,5 8,5 6,5 8,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6	7,3 6,6 6,6 6,5 7,2 6,4 7,9 9,3 3,3,3 2,4 4,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 7,0 6,5 8,4 7,0 6,5 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0	7,3 6,6 6,6 6,6 7,2 6,4 4,9 9,3,3 3,3,3,4 4,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 7,6 6,5 7,6 6,5 1,9 3,3,3 8,4,9 9,1,2 8,5 6,5 7,6 6,5 8,5 6,5 8,3,3 8,4,9 9,5 7,0 6,5 7,2 6,5 7,2 6,5 7,2 6,5 7,2 6,5 7,2 6,5 7,2 6,5 7,2 8,3,3 7,2 6,5 7,5 9,5 7,9 6,5 7,2 7,2 7,2 7,2 7,2 7,2 7,2 7,2 7,2 7,2	7,3 6,6 6,6 7,2 7,2 6,4 4,9 3,3,3 3,3,3 4,4 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 7,6 6,5 6,5 7,6 6,5 6,5 1,9 9,4 9,0 0,0 1,9 6,5 7,6 6,5 7,6 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 9,0 7,0 9,0 7,0 9,0 7,0 9,0 7,0 9,0 7,0 9,0 7,0 9,0 7,0 9,0 7,0 9,0 7,0 6,5 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0	7,3 6,6 6,6 7,2 6,4 4,9 3,3,3 3,3,3 3,3,3 4,4 6,5 6,4 6,5 6,5 6,5 6,4 6,5 3,3,3 3,3,3 2,6 6,4 4,8 8,5 0 0,2 8,5 6,5 6,5 6,4 6,5 6,5 8,3,3 3,3,3 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 7,9 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 7,9 6,5 6,5 7,9 7,9 6,5 7,9 6,5 7,9 7,9 7,9 7,9 7,9 7,9 7,9 7,9 7,9 7,9	7,3 6,6 6,6 7,2 6,4 4,9 3,3,2 3,3,3 3,3,3 4,4 6,5 6,5 6,5 6,5 6,4 6,5 7,6 6,5 6,5 6,4 7,0 0 1,9 6,7 1,9 1,9 1,9 1,9 1,9 1,9 6,5 7,0 6,4 7,0 6,5 7,0 6,4 7,0 6,5 7,0 6,4 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,4 7,0 6,5 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0	7,3 6,6 6,6 7,2 6,4 4,9 3,3,3 3,3,4 4,6 6,4 6,4 6,5 3,3,3 3,3,3 2,6 6,4 1,9 2,6 8,4 4,8 8,5,0 1,9 1,9 1,9 1,9 1,9 1,9 1,9 1,9 1,9 1,9	7,3 6,6 6,6 6,6 7,2 5,9 6,4 4,9 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,4,4 6,5 6,5 6,4 6,5 6,5 6,4 6,5 3,3,3 3,3,3 3,3,3 7,0 6,5 6,5 6,5 6,5 6,4 6,5 6,5 6,4 6,5 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,2 6,5 7,2 6,5 7,2 6,5 7,2 6,5 7,3 3,3,3 3,3,3 7,5 6,5 7,19 9,5 7,5 6,5 7,19 1,9 6,5 7,19 1,9 7,5 6,5 7,19 1,9 7,5 6,5 7,19 1,9 7,5 6,5 7,10 1,9 7,5 6,5 7,10 1,9 7,5 6,5 7,10 1,9 7,5 6,5 7,10 1,9 7,5 6,5 7,10 1,9 7,5 6,5 7,10 1,9 7,5 6,5 7,10 1,9 7,5 6,5 7,10 1,9 7,5 6,5 7,10 1,9 7,5 6,5 7,10 1,1,2 7,10 1,2 7,100 1,2 7,100 1,2 7,1000000000000000000000000000000000000	7,3 6,6 6,6 6,6 7,2 5,9 6,4 4,9 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,4 4,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6	7,3 6,6 6,6 6,6 7,2 5,9 6,4 4,9 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 5,5 6,4 5,5 6,5 6,5 6,5 6,5 7,0 7,0 6,5 7,0 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 7,0 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 7,0 6,5 7,0 7,0 6,5 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 6,5 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0	7,3 6,6 6,6 6,6 7,2 5,9 6,4 4,9 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,3,3 3,4,4 5,5 6,4 5,1 1,3 1,9 1,9 2,8 8,4,8 8,5,0 6,7 1,3 1,9 0,7 0,7 0,7 1,2 1,9 0,7 1,2 1,9 0,7 1,2 6,4 7,0 6,5 7,0 7,0 6,5 7,0 7,0 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0
	<b>9,9 6,0</b>	9,9 6,0 9,7 5,7	9,9 6,0 9,7 5,7 9,5 6,0	9,9 6,0 9,7 5,7 9,5 6,0 9,0 5,7	9,9 9,7 9,5 9,0 5,7 8,6 5,7 5,7 5,7	9,9 9,7 9,5 9,0 5,7 8,6 5,7 8,8 5,7	9,9 9,7 9,7 9,5 6,0 9,0 5,7 8,8 8,2 5,7 7,9 5,7	9,9 9,7 9,5 9,5 6,0 9,0 8,5 8,5 7,9 7,9 7,4 5,7 7,4 5,7	9,9 9,7 9,7 9,5 9,0 8,6 5,7 7,9 8,5 7,4 7,9 5,7 7,5 5,7 7,5 5,7 7,5 5,7	9,9 9,7 9,7 9,5 9,0 8,6 5,7 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 5,7 7,4 5,7 7,4 5,7 7,4 5,7 7,4 5,7 7,4 5,7	9,9 9,7 9,7 9,5 9,0 8,6 5,7 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 5,7 7,4 5,7 7,3 6,1	9,9 9,7 9,7 9,5 9,6 9,0 8,6 5,7 7,4 7,4 7,4 7,5 7,4 7,4 7,4 7,3 7,4 7,3 6,1 7,3 6,1 7,1 6,2	9,9 9,7 9,7 9,5 9,5 8,6 8,6 7,4 7,4 7,4 7,4 7,5 7,7 7,4 7,3 6,1 7,1 6,1 6,1 6,1 6,2 6,2	9,9 9,7 9,7 9,5 9,6 9,0 8,6 8,6 7,4 7,4 7,4 7,4 7,5 7,4 7,3 6,1 7,3 6,1 6,1 6,1 6,1 6,2 6,2 6,2 6,2 6,2 6,2 6,2 6,2 6,2 6,2	9,9 9,7 9,7 9,6 9,6 9,0 8,6 8,6 7,4 7,4 7,4 7,5 7,4 7,5 7,7 7,3 6,1 7,1 6,1 6,1 6,1 8,5 7,1 8,5 7,3 6,1 6,1 7,3 6,1 6,1 7,4 8,5 7,7 7,4 8,5 7,7 7,4 8,5 7,7 7,4 8,5 7,7 9,6 6,0 5,7 7,4 7,5 7,7 9,6 6,0 5,7 7,4 7,5 7,7 7,4 7,5 7,7 7,4 7,5 7,7 7,4 7,5 7,7 7,4 7,5 7,7 7,7 7,4 7,5 7,7 7,7 7,7 7,7 7,7 7,7 7,7 7,7 7,7	9,9 9,7 9,7 9,6 9,6 9,0 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,3 5,7 7,3 5,7 7,3 5,7 7,3 5,7 7,3 6,1 5,7 2,6 2,6 2,6 2,6 2,6 2,6 2,6 2,7 2,7 2,7 2,7 2,7 2,7 2,7 2,7 2,7 2,7	9,9 9,7 9,7 9,7 9,6 9,6 9,0 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4	9,9 9,7 9,7 9,7 9,6 9,6 9,0 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4	9,9 9,7 9,7 9,7 9,6 9,6 9,0 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4	9,9 9,7 9,7 9,7 8,6 8,6 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4	9,9 9,7 9,7 9,7 8,6 8,6 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4	9,9 9,7 9,7 9,7 8,6 8,6 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4	9,9 9,7 9,7 9,7 8,6 8,6 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4 7,4
	9,5 8,7	9,5 8,7 9,7 8,6	9,5 8,7 9,7 8,6 8,9 8,1	9,5 8,7 9,7 8,6 8,9 8,1 8,4 7,5	9,5 8,7 9,7 8,6 8,9 8,1 8,4 7,5 7,9 7,0	9,5 8,7 9,7 8,6 8,9 8,1 8,4 7,5 7,9 7,0 7,7 6,6	9,5 8,7 9,7 8,6 8,9 8,1 8,4 7,5 7,9 7,0 7,7 6,6	9,5 8,7 9,7 8,6 8,9 8,1 8,4 7,5 7,7 6,6 7,7 6,6 8,0 4,9	9,5 8,7 9,7 8,6 8,9 8,1 8,4 7,5 7,7 7,0 7,5 5,9 8,0 4,9 8,1 7,0 7,0 7,0 7,0 7,5 8,0 8,1 4,9	9,5 9,7 8,9 8,9 8,4 7,5 7,7 7,5 7,0 7,5 7,0 7,5 8,1 7,5 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1	9,5 9,7 8,9 8,9 8,4 7,5 7,7 7,5 7,0 7,5 7,0 7,5 8,1 7,5 8,1 7,0 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,4 9,1 8,5 9,4,1 8,5	9,5 9,7 8,9 8,9 8,4 7,5 7,7 7,5 7,0 7,5 7,0 7,5 8,4 8,1 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4	9,5 9,7 8,9 8,9 8,4 7,5 7,7 7,5 7,5 7,5 7,5 7,5 8,4 8,1 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4	9,5 9,7 8,9 8,4 7,5 7,7 7,5 7,5 7,5 7,5 8,4 8,1 8,4 8,5 8,4 8,5 8,4 8,4 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 8,4 1,4,3 8,6 8,4 8,1 8,4 8,1 8,4 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1	9,5 9,7 8,9 7,5 7,7 7,5 7,5 7,5 7,5 7,5 8,1 7,5 8,1 7,5 8,1 8,1 8,1 8,5 8,4 4,1 7,1 8,4 4,1 7,1 8,5 8,4 4,1 7,1 8,4 8,4 8,1 8,4 8,1 8,1 8,4 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1	9,5 9,7 8,9 7,5 7,7 7,5 7,5 7,5 7,5 8,4 8,1 8,4 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 8,0 8,4 4,1 8,0 8,4 4,1 8,9 8,4 8,1 8,4 8,1 8,4 8,1 8,4 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1	9,5 9,7 9,7 8,9 7,5 7,7 7,5 7,5 7,5 7,5 7,5 8,4 8,1 8,1 8,4 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 8,4 2,9 2,9 2,4 1,8 2,9 2,4 1,8 1,8 2,9 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1	9,5 9,7 9,7 8,9 7,5 7,7 7,5 7,5 7,5 8,4 8,1 7,5 8,4 8,1 8,5 8,4 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 8,4 8,1 8,4 8,1 1,5 1,5 1,6 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1	9,5 9,7 9,7 8,9 7,5 7,7 7,5 8,4 8,1 7,5 8,4 8,5 8,4 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 8,5 1,5 1,5 1,7 1,7 1,7 1,7 1,7 1,7 1,7 1,7 1,7 1,7	9,5 9,7 9,7 8,9 7,5 7,7 7,5 7,5 8,4 8,1 7,5 8,4 8,1 7,5 8,4 8,1 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 8,5 1,5 1,7 1,7 1,7 1,7 1,7 1,7 1,7 1,7 1,7 1,7	9,5 9,7 9,7 8,9 7,5 7,7 7,5 7,5 8,4 8,1 7,5 8,4 8,1 7,5 8,4 8,1 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 1,5 1,5 1,3 9,9 8,4 8,1 8,1 8,5 8,4 8,1 8,5 8,4 8,1 8,5 8,4 8,1 1,7 7,0 8,1 7,5 7,5 7,0 8,1 8,1 8,1 8,1 8,1 8,2 8,1 8,2 8,4 8,1 8,5 8,4 8,1 7,5 7,0 7,0 8,4 8,1 7,5 7,0 8,4 8,1 8,4 8,1 8,5 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4	9,5 9,7 9,7 8,9 7,5 7,7 7,7 7,5 8,4 8,1 7,5 8,4 8,1 7,5 8,4 8,1 7,5 8,4 8,1 8,5 8,4 4,1 8,5 8,4 4,1 1,5 1,5 1,5 1,7 8,6 8,4 8,1 8,5 8,4 8,1 8,5 8,4 8,1 8,5 8,4 8,1 1,7 7,0 8,7 7,0 8,4 8,1 8,5 8,4 8,1 8,5 8,4 8,1 8,5 8,4 8,1 8,5 8,7 7,0 8,4 8,1 7,0 8,5 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4	9,5 9,7 9,7 8,9 8,9 8,4 7,5 7,7 7,5 8,4 8,5 8,4 8,5 8,4 8,5 8,4 8,5 8,4 8,5 8,4 8,5 8,4 8,5 8,4 8,5 7,0 8,6 7,5 5,9 8,4 8,1 8,5 8,4 8,1 1,5 1,5 1,5 1,5 1,7 7,0 8,6 8,1 8,1 8,5 8,4 8,4 8,1 8,5 8,4 8,4 7,0 7,0 8,4 8,1 7,5 7,0 8,5 8,4 8,4 8,4 8,4 7,0 7,0 8,4 8,4 8,4 8,4 7,0 7,0 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4 8,4
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	7,1 6,3	7,1 6,3 6,2 6,2	7,1 6,3 6,2 6,8 6,0	7,1 6,3 6,2 6,5 6,5 5,5	7,1 6,3 6,3 6,7 6,2 6,5 5,5 6,0 6,7 5,5 6,0 6,7 5,5 7	7,1 6,3 6,3 6,7 6,2 6,6 6,0 6,5 5,5 6,7 5,5 6,7 6,4 5,7 6,4	7,1 6,3 6,7 6,2 6,8 6,0 6,5 5,5 6,7 5,7 6,4 5,7 7,1 5,5	7,1 6,3 6,7 6,2 6,8 6,0 6,5 5,5 6,7 5,7 6,4 5,7 7,1 5,5 7,4 5,3	7,1 6,3 6,7 6,3 6,5 6,0 6,5 5,5 6,7 5,7 7,1 5,5 7,4 5,7 7,4 5,3 7,8 5,5	7,1 6,7 6,7 6,8 6,5 6,5 6,7 6,4 5,5 7,4 5,5 7,4 5,5 7,4 5,5 7,4 5,5 8,0 8,0 8,0 8,0	7,1 6,7 6,7 6,5 6,5 6,5 6,7 6,7 7,1 7,1 5,5 7,4 5,5 7,4 5,5 8,0 8,8 8,8 5,5 8,0 8,5 8,0 8,5 8,0 8,5 8,0 8,5 8,0 8,5 8,0 8,5 8,0 8,5 8,0 8,5 8,5 8,5 8,5 8,5 8,5 8,5 8,5 8,5 8,5	7,1 6,7 6,7 6,5 6,5 6,5 6,7 6,7 7,1 7,1 5,5 7,4 5,5 7,4 5,3 7,8 8,6 8,8 8,6 5,1 8,6 5,1	7,1 6,7 6,7 6,5 6,5 6,5 6,7 7,4 7,1 7,4 5,5 7,4 5,5 8,0 8,8 8,8 8,6 5,5 4,6 8,8 8,6 5,1 4,6	7,1 6,7 6,5 6,5 6,5 6,5 6,4 6,4 7,1 7,4 5,5 7,4 5,5 7,7 8,0 5,5 8,8 8,8 8,6 5,5 4,6 7,7 4,6 7,7 4,0	7,1 6,7 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,2 6,2 6,2 6,2 7,1 7,4 5,5 7,7 7,4 5,5 8,6 5,5 8,8 8,6 5,5 4,6 7,7 8,2 6,2 7,7 7,4 5,5 7,7 8,6 5,5 6,0 6,3 7,4 5,5 6,0 6,3 6,3 6,3 6,3 6,3 6,3 6,3 6,3 6,3 6,3	7,1 6,7 6,5 6,5 6,5 6,5 6,2 6,3 6,2 6,2 6,2 7,1 7,1 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 8,8 8,8 5,5 5,6 5,5 4,6 7,7 8,2 6,2 7,7 5,5 7,4 5,5 7,4 5,5 8,4 5,5 8,3 2,1 5,5 6,0 6,3 6,3 6,3 6,3 6,3 6,3 6,3 6,3 6,3 6,3	7,1 6,7 6,5 6,5 6,5 6,5 6,4 6,2 6,2 6,2 7,1 7,4 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 5,5 8,8 8,8 5,5 5,5 7,7 7,7 8,8 8,8 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 8,0 6,3 7,4 5,5 7,1 6,3 7,4 5,5 7,4 5,5 7,4 5,5 7,7 6,2 6,3 6,3 6,3 6,3 6,3 6,3 6,3 6,3 6,4 6,2 7,4 5,5 7,4 5,5 7,4 5,5 7,4 5,5 7,4 5,5 7,4 5,5 7,4 6,5 7,7 7,4 5,5 7,4 5,5 7,4 5,5 7,4 5,5 7,7 7,4 5,5 7,4 5,5 7,7 7,4 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,2 5,5 5,5 7,7 7,2 5,5 5,5 7,7 7,2 5,5 5,5 7,7 7,2 5,5 5,5 7,7 7,7 7,2 5,5 5,5 7,7 7,7 7,2 5,5 5,5 7,7 7,2 5,5 7,7 7,2 5,5 5,5 7,7 7,2 5,5 7,7 7,2 5,5 7,7 7,2 5,5 7,7 7,2 5,5 7,7 7,2 5,5 7,7 7,7 7,2 5,5 7,7 7,2 5,5 7,7 7,2 5,5 7,1 7,2 5,5 7,1 7,2 5,5 7,1 7,2 7,2 7,2 7,2 7,2 7,2 7,2 7,2 7,2 7,2	7,1 6,7 6,5 6,5 6,5 6,5 6,4 6,2 6,2 6,2 6,2 7,1 7,4 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 8,8 8,8 5,5 5,5 7,7 7,8 5,5 5,5 7,7 8,8 5,5 6,0 6,2 8,8 8,6 5,5 7,4 5,5 7,7 7,4 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,4 5,5 5,5 7,4 5,5 5,5 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,4 5,5 5,5 7,7 7,7 7,7 7,7 7,7 7,7 7,7 7,7	7,1     6,3       6,6     6,3       6,6     6,2       6,5     6,0       6,7     5,5       7,1     5,5       7,1     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,8     5,5       8,8     5,5       8,6     5,1       7,7     4,0       6,2     2,5       3,3     2,1       1,5     1,4       1,1     1,4	7,1     6,3       6,6     6,3       6,6     6,2       6,5     6,2       6,7     6,2       6,7     5,5       7,1     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,8     5,5       8,8     5,4       8,8     5,4       3,3     2,1       1,5     1,5       1,1     1,4       1,1     1,4       1,1     1,4	7,1     6,3       6,6     6,3       6,6     6,2       6,5     6,0       6,7     5,5       7,1     5,5       7,1     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       8,8     5,4       8,6     5,1       7,7     4,0       6,2     2,5       3,3     2,1       1,5     1,4       1,1     1,4       1,1     1,4       1,1     1,4	7,1     6,3       6,6     6,3       6,5     6,2       6,5     6,2       6,7     6,2       6,7     5,5       7,1     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       8,8     5,4       8,8     5,4       8,8     5,1       8,8     5,1       1,5     1,4       1,1     1,4       1,1     1,4       0,3     0,7       0,3     0,7	7,1     6,3       6,6     6,8       6,5     6,2       6,5     6,2       6,7     6,2       6,7     5,5       7,1     5,5       7,1     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,4     5,5       7,5     5,6       8,8     5,4       8,8     5,4       8,8     5,4       3,3     2,1       1,5     1,4       1,1     1,4       1,1     1,4       0,3     0,7       0,5     0,5       0,5     0,5
	9,6 7,	9,6 9,5 6,	00 0 1 0 0 0 0 0 0 0 0	ູຍູດ, ດີ, ງ ອີດ ອີດ ສູດ ເຊິ່ງ ເຊີ່ ເຊີ່ ເຊີ່ ເຊີ່ ເຊີ່ ເຊີ່ ເຊີ່ ເຊີ່	ີ	ູ້ ບໍ່ ບໍ່ ບໍ່ ບໍ່ ບໍ່ ບໍ່ ບໍ່ ບໍ່ ຈີ ບໍ ດີ ດີ ດີ ດີ ຈີ ຈີ ຈີ ດີ ດີ ດີ	ຳ ບໍ່ບໍ່ບໍ່ບໍ່ບໍ່ບໍ່ບໍ່ບໍ່ບໍ່ບໍ່ບໍ່ ຈະດີ ດີ ດີ ດີ ດີ ດີ ຈະດີ ດີ ດີ ດີ ດີ	ັ້າ ຳ ບໍ່	້າ ້າ ້າ ບໍ່ຍໍ້ຍໍ້ຍໍ້ຍໍ້ຍໍ້ຍໍ້ຍໍ້ ຢູ່າ ການອອຍຍອຍ ສີສີສີສີສີສີສີສີສີສີສີສີສີສີສີສີສີສີສີ	ໜີ່ນີ້ນັ່ນ ນີ້ຍີ່ຍີ່ຍີ່ຍີ່ຍີ່ຍີ່ຍີ່ຍີ່ຍີ່ຍີ່ ຫຼືນີ້ນີ້ນີ້ນີ້ນີ້ນີ້ ຫຼືນີ້ນີ້ນີ້ນີ້ນີ້ນີ້ຍີ່ຍີ່ຍີ່ຍີ່ຍີ່ຍີ່ຍີ່ຍີ່ຍີ່ຍີ່ຍີ່ຍີ່ຍີ່ຍ	ີ ສີ ສີ ລັ ລັ ອີ ອີ ອີ ອີ ອີ ອີ ອີ ອີ ອີ ອີ ອີ ອີ ສີ ສີ ສີ ສີ ສີ ອີ ອີ ອີ ອີ ອີ ອີ ອີ ອີ ສີ ສີ ສີ ສີ ສີ ອີ ອີ ອີ ອີ ອີ ອີ ອີ ອີ ສີ ສີ ສີ ສີ ສີ ອີ ອີ ອີ ອີ	ວັດ ວັດ ຈີນ ຈີນ ຈີນ ບໍ່ມີ ບໍ ຈີດ ວັດ 1 ແລະ	۵ ۵ ۵ ۵ ۵ ۵ ۵ ۵ ۵ ۵ ۵ ۵ ۵ ۵ ۵ ۵ ۵ ۵ ۵	ى يە br>6 يە يە يە يە يە يە يە يە يە 7 يە br>7 يە	0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,	0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0	9 9 9 9 9 9 9 9 0 0 0 7 8 8 8 8 8 9 9 0 0 7 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9		- 1, 9, 9, 9, 9, 4, 9, 0, 0, 8, 8, 8, 9, 9, 9, 9, 9, 9, 9, 9, 9, 9, 9, 9, 9,	0 + 1, 9, 9, 9, 4, 4, 8, 8, 8, 7, 4, 4, 9, 9, 9, 9, 9, 9, 9, 9, 9, 9, 9, 9, 9,	0,0,0,1,1,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0	0,0,0,0,1,1,1,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0	0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,
	7,4 5,5	7,4 5,5 7,3 5,2	7,4 5,5 7,3 5,5 7,0 5,4	7,4 5,5 7,3 5,5 7,0 5,4 6,7 5,0	7,4 5,5 7,3 5,5 7,0 5,4 6,7 5,0 6,6 4,9	7,4 7,3 7,0 5,5 6,6 6,6 4,9 6,5 4,5	7,4 7,3 7,0 5,5 6,6 6,6 4,5 6,5 4,5 4,5 6,5 4,5	7,4 7,3 7,0 6,7 6,5 6,6 6,5 6,5 6,4 4,5 6,7 4,5 6,7 4,5 6,7 4,5 6,7 4,5 6,7	7,4 7,3 7,0 6,7 6,5 6,5 6,5 6,5 6,4 4,5 6,9 4,5 6,9 4,5 6,9 4,5 6,9 4,5 6,9 4,5 6,9 4,5 6,9 4,5 6,9 6,7 6,7 6,7 6,7 6,7 6,7 6,7 6,7 6,7 6,7	7,4 7,3 7,0 6,7 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 4,5 6,9 4,5 6,9 4,7 6,9 4,7 6,9 4,7 6,9 4,7 6,9 4,7 6,9 6,7 6,7 6,7 6,7 6,7 6,7 6,7 6,7 6,7 6,7	7,4 7,3 7,0 6,7 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 4,4,5 6,9 7,1 7,1 7,1 7,1 4,5 6,9 4,5 6,9 4,5 6,9 4,5 6,9 7,1 4,5 6,7 7,1 8,5 7,0 5,5 7,0 7,0 5,5 7,0 5,5 7,0 7,0 7,0 5,5 7,0 5,5 7,0 5,5 7,0 5,5 7,0 5,5 7,0 5,5 7,0 7,1 7,0 5,5 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0	7,4 7,3 7,0 6,7 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 7,1 7,1 7,1 7,1 7,0 7,0 5,0 5,0 5,0 5,0 5,0 5,0 5,0 5,0 5,0 5	7,4 7,3 7,0 6,7 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 7,1 7,1 7,1 7,1 7,0 6,5 6,5 6,5 6,5 6,4 4,5 6,5 6,7 6,7 6,7 6,7 6,7 6,7 7,0 6,5 6,7 7,0 5,5 6,7 7,0 5,5 6,7 7,0 5,5 6,7 7,0 5,5 6,7 7,0 5,5 6,7 7,0 5,5 6,7 7,0 5,5 6,7 7,0 5,5 6,7 7,0 5,5 6,7 7,0 5,5 6,7 7,0 5,5 6,7 7,0 5,5 6,7 7,0 5,5 7,0 5,5 7,0 5,5 7,0 5,5 7,0 5,5 7,0 5,5 7,0 5,5 7,0 5,5 7,0 5,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 6,5 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0	7,4 7,3 7,0 6,7 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,4 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1	7,4 7,3 7,0 6,7 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,7 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 6,9 6,7 7,0 6,9 6,7 7,0 6,9 6,7 7,0 7,0 7,1 7,1 2,5 8,5 7,0 7,0 5,5 6,7 7,0 5,5 6,7 7,0 5,5 6,7 6,5 6,7 7,0 5,5 6,7 7,0 5,5 6,5 6,7 7,0 5,5 6,7 7,0 5,5 6,5 6,7 7,0 5,5 6,7 7,0 5,5 6,7 7,0 5,5 6,5 6,5 6,7 7,0 5,5 6,5 6,5 6,5 6,5 7,0 7,10 5,5 6,5 6,5 7,0 7,0 7,10 5,5 7,0 6,5 6,5 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0 7,0	7,4 7,3 7,0 6,7 6,5 6,5 6,5 6,5 6,7 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7	7,4 7,3 7,0 6,7 6,5 6,5 6,5 6,7 7,1 1,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7	7,4 7,3 7,0 6,7 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,7 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7	7,4 7,3 7,0 6,7 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,7 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7,1 7	7,4 7,3 7,0 6,7 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5	7,4 7,3 7,0 6,7 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5	7,4 7,3 7,0 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5	7,4 7,3 7,3 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5 6,5
							0071077			0041044440	004-09444400	0 0 4 - 0 4 4 4 4 5 9 9 5	و و 4 ۲ ۵ 4 4 4 4 6 0 0 0 0	ڡٚڡٚ؇ ۛؗۻٙۿ؇؇؇؇؇؆؈؆ڽ؆؆؆	ڡؘڡؘ؇ٙٮ؈ٚ؇ؘ؇؇؇ۺ؈ۛڽ؆ڹ؆ڛ	ف ف خ ٺ ۾ خ خ خ خ ٽ ۾ ٻ ۾ ٻ و ٻ و	2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2	888 889 887 77,5 77,5 8,5 7,5 8,5 7,5 7,5 8,5 7,5 8,5 1,6 8,5 1,6 8,5 1,6 8,5 1,6 8,5 1,6 8,5 1,7 7,7 7,7 7,7 7,7 7,7 7,7 7,7 7,7 7,7	2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2	ڡٚڡٚ؇ٙٮڗٙۿٚۼٚۼٚۼۺۜ؈ٞۺڽ؋؈ڡڡٚ؈ۛڞۿ			
	8,9	8,9	8,9 8,9 4,8	8,9 8,9 1,8 1,8	8, 8, 8, 8, 7, 7, 7, 7, 7, 7, 7, 7, 7, 7, 7, 7, 7,	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~		88 88 88 88 97 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7	8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8 8					0	8 8 8 8 6 6 6 6 6 6 9 8 8 8 8 8 8 6 6 6 6					× × × × × × × × × × × × × × × × × × ×			8 8 8 8 7 7 7 7 7 7 7 7 8 8 8 8 8 7 7 7 7 7 7 7 7 7 8 8 8 8 8 8 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 8 7
	5,5 9,6 7,1 6,3 9,5 8,7 9,9	5,5         9,6         7,1         6,3         9,5         8,7         9,9           5,2         9,5         6,7         6,2         9,7         8,6         9,7	5,5         9,6         7,1         6,3         9,5         8,7         9,9           5,2         9,5         6,7         6,2         9,7         8,6         9,7           5,4         9,3         6,8         6,0         8,9         8,1         9,5	5,5     9,6     7,1     6,3     9,5     8,7     9,9       5,2     9,5     6,7     6,2     9,7     8,6     9,7       5,4     9,3     6,8     6,0     8,9     8,1     9,5       5,0     8,9     6,5     5,5     8,4     7,5     9,0	5,5     9,6     7,1     6,3     9,5     8,7     9,9       5,2     9,5     6,7     6,2     9,7     8,6     9,7       5,4     9,3     6,8     6,0     8,9     8,1     9,5       5,0     8,9     6,5     5,5     8,4     7,5     9,0       4,9     8,6     6,7     5,7     7,9     7,0     8,6	5,5 $9,6$ $7,1$ $6,3$ $9,5$ $8,7$ $9,9$ $5,2$ $9,5$ $6,7$ $6,2$ $9,7$ $8,6$ $9,7$ $5,0$ $8,9$ $6,5$ $5,5$ $8,4$ $7,5$ $9,0$ $4,9$ $8,6$ $6,7$ $5,5$ $8,4$ $7,5$ $9,0$ $4,5$ $8,6$ $6,7$ $5,7$ $7,9$ $7,0$ $8,6$ $4,5$ $8,6$ $6,7$ $5,7$ $7,7$ $7,9$ $8,6$	5,5 $9,6$ $7,1$ $6,3$ $9,5$ $8,7$ $9,9$ $5,4$ $9,5$ $6,7$ $6,2$ $9,7$ $8,6$ $9,7$ $5,0$ $8,9$ $6,5$ $5,5$ $8,4$ $7,5$ $9,0$ $4,9$ $8,6$ $6,7$ $5,5$ $8,4$ $7,5$ $9,0$ $4,6$ $8,6$ $6,4$ $5,7$ $7,9$ $7,0$ $8,6$ $9,0$ $4,6$ $8,6$ $6,4$ $5,7$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $4,6$ $8,6$ $7,1$ $5,5$ $7,7$ $7,7$ $6,6$ $8,6$	5,5 $9,6$ $7,1$ $6,3$ $9,5$ $8,7$ $9,9$ $5,4$ $9,3$ $6,7$ $6,2$ $9,7$ $8,6$ $9,7$ $5,0$ $8,9$ $6,7$ $6,2$ $9,7$ $8,6$ $9,7$ $5,0$ $8,9$ $6,7$ $6,2$ $8,9,7$ $8,6$ $9,7$ $5,0$ $8,9$ $6,7$ $5,5$ $8,4$ $7,5$ $9,0$ $4,9$ $8,6$ $6,7$ $5,7$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $4,6$ $8,6$ $7,1$ $5,5$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $4,7$ $8,8$ $7,4$ $5,7$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $4,7$ $8,8$ $7,4$ $5,3$ $8,0$ $7,9$ $7,4$	5,5 $9,6$ $7,1$ $6,3$ $9,5$ $8,7$ $9,9$ $5,4$ $9,3$ $6,7$ $6,2$ $9,7$ $8,6$ $9,7$ $5,4$ $9,3$ $6,8$ $6,0$ $8,9$ $8,1$ $9,5$ $5,0$ $8,9$ $6,7$ $6,2$ $8,7$ $9,9$ $4,9$ $8,6$ $6,0$ $8,9$ $8,1$ $7,5$ $9,0$ $4,5$ $8,6$ $6,7$ $5,7$ $7,9$ $8,6$ $9,7$ $4,6$ $8,6$ $6,7$ $5,7$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $4,7$ $8,8$ $7,7$ $7,7$ $6,6$ $8,2$ $9,7$ $4,7$ $8,8$ $7,4$ $5,5$ $8,1$ $7,7$ $7,9$ $4,8$ $8,7$ $7,8$ $5,5$ $8,1$ $4,7$ $7,5$ $7,4$	5,5 $9,6$ $7,1$ $6,3$ $9,5$ $8,7$ $9,9$ $5,4$ $9,3$ $6,8$ $6,0$ $8,9$ $8,1$ $9,9$ $5,4$ $9,3$ $6,8$ $6,0$ $8,9$ $8,1$ $9,9$ $4,9$ $8,9$ $6,7$ $6,2$ $9,7$ $8,6$ $9,7$ $4,5$ $8,6$ $6,7$ $5,5$ $8,4$ $7,5$ $9,0$ $4,7$ $8,6$ $6,7$ $5,7$ $7,9$ $8,6$ $9,7$ $4,7$ $8,8$ $7,4$ $5,7$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $4,7$ $8,8$ $7,4$ $5,5$ $8,1$ $4,7$ $7,5$ $4,7$ $8,8$ $7,4$ $5,5$ $8,1$ $4,7$ $7,5$ $4,7$ $7,8$ $5,5$ $8,1$ $4,7$ $7,5$ $7,4$ $4,7$ $7,8$ $5,5$ $8,1$ $4,7$ $7,4$	5,5 $9,6$ $7,1$ $6,3$ $9,5$ $8,7$ $9,9$ $5,4$ $9,3$ $6,8$ $6,0$ $8,9$ $8,1$ $9,9$ $5,4$ $9,3$ $6,8$ $6,0$ $8,9$ $8,1$ $9,9$ $4,5$ $8,9$ $6,7$ $6,2$ $9,7$ $8,6$ $9,7$ $4,5$ $8,6$ $6,7$ $5,5$ $8,4$ $7,5$ $9,0$ $4,7$ $8,6$ $6,7$ $5,7$ $7,9$ $8,6$ $9,7$ $4,7$ $8,8$ $7,4$ $5,7$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $4,7$ $7,8$ $8,7$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $8,7$ $4,7$ $7,8$ $5,5$ $8,1$ $4,7$ $7,5$ $7,9$ $4,8$ $8,7$ $7,4$ $5,5$ $8,1$ $4,7$ $7,5$ $4,7$ $7,8$ $5,5$ $8,1$ $4,7$ $7,5$ $4,7$ $7,8$ $5,5$ $8,1$ $4,7$ $7,5$ $4,8$ $9,0$ $8,8$	5,5 $9,6$ $7,1$ $6,3$ $9,5$ $8,7$ $9,9$ $5,4$ $9,3$ $6,8$ $6,7$ $6,2$ $9,7$ $8,6$ $9,7$ $5,0$ $8,9$ $6,7$ $6,2$ $9,7$ $8,6$ $9,7$ $4,5$ $8,6$ $6,7$ $5,5$ $8,4$ $7,5$ $9,0$ $4,7$ $8,6$ $6,7$ $5,7$ $7,9$ $7,0$ $8,6$ $4,7$ $8,8$ $7,4$ $5,7$ $7,7$ $6,6$ $8,2$ $4,7$ $7,7$ $5,6$ $8,4$ $4,7$ $7,5$ $9,0$ $4,7$ $7,8$ $5,5$ $8,4$ $4,1$ $7,4$ $7,4$ $4,7$ $7,8$ $5,5$ $8,4$ $4,1$ $7,4$ $7,5$ $5,0$ $8,9$ $8,6$ $5,5$ $8,4$ $4,1$ $7,4$ $4,7$ $7,8$ $5,5$ $8,4$ $4,1$ $7,4$ $7,5$ $5,0$ $8,9$ $5,4$ $4,1$ $7,4$ $7,4$ $5,0$	5,5 $9,6$ $7,1$ $6,3$ $9,5$ $8,7$ $9,9$ $5,4$ $9,3$ $6,8$ $6,7$ $6,2$ $9,7$ $8,7$ $9,9$ $5,0$ $8,9$ $6,7$ $6,7$ $6,2$ $9,7$ $8,6$ $9,7$ $4,5$ $8,6$ $6,7$ $5,7$ $7,9$ $8,6$ $9,7$ $4,6$ $8,8$ $6,7$ $5,7$ $7,9$ $7,0$ $8,6$ $4,7$ $7,8$ $8,8$ $7,4$ $7,5$ $9,0$ $4,7$ $7,8$ $8,7$ $7,7$ $6,6$ $8,2$ $4,7$ $7,8$ $8,7$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $4,7$ $7,8$ $8,7$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $4,7$ $7,8$ $8,7$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $4,7$ $7,7$ $5,6$ $8,4$ $4,1$ $7,5$ $4,7$ $8,8$ $5,7$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $4,7$ $7,8$ $8,6$ $5,1$ $8,8$ $4,1$ $7,5$ $5,0$ $8,9$ $8,6$ $5,1$ $8,4$ $4,1$ $7,5$ $4,7$ $8,8$ $5,1$ $8,8$ $4,2$ $7,1$ $4,7$ $8,8$ $5,1$ $8,6$ $4,1$ $7,5$ $5,0$ $8,9$ $8,6$ $5,1$ $8,6$ $7,1$ $4,7$ $8,8$ $7,1$ $8,4$ $4,3$ $7,1$ $4,7$ $8,8$ $7,1$ $8,6$ $7,4$ $7,5$ $5,0$ $8,6$ $8,7$ $4,6$ $8,7$ $4,7$ $7,4$ $8,7$ $8,7$	5,5 $9,6$ $7,1$ $6,3$ $9,5$ $8,7$ $9,9$ $5,4$ $9,3$ $6,8$ $6,7$ $6,2$ $9,7$ $8,1$ $9,9$ $5,0$ $8,9$ $6,7$ $5,5$ $8,4$ $7,5$ $8,6$ $9,7$ $4,5$ $8,6$ $6,7$ $5,7$ $7,9$ $8,6$ $9,7$ $4,5$ $8,6$ $6,7$ $5,7$ $7,9$ $8,1$ $9,5$ $4,6$ $8,8$ $7,4$ $5,7$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $4,7$ $7,8$ $8,8$ $7,4$ $7,5$ $5,9$ $7,9$ $4,7$ $7,8$ $8,7$ $7,7$ $6,6$ $8,2$ $4,7$ $7,7$ $5,5$ $8,1$ $4,7$ $7,7$ $4,7$ $7,7$ $5,6$ $8,4$ $4,1$ $7,4$ $4,7$ $8,8$ $5,7$ $7,7$ $6,6$ $8,2$ $4,7$ $7,7$ $8,8$ $5,5$ $8,1$ $4,7$ $7,5$ $5,0$ $8,9$ $8,6$ $5,4$ $8,5$ $4,2$ $7,7$ $4,7$ $8,4$ $4,1$ $7,7$ $7,6$ $7,7$ $3,9$ $7,7$ $8,4$ $4,3$ $7,1$ $3,9$ $7,7$ $8,6$ $8,7$ $4,6$ $8,0$ $4,1$ $7,5$ $5,0$ $8,9$ $8,6$ $5,1$ $8,4$ $4,1$ $7,4$ $4,7$ $8,4$ $4,3$ $7,1$ $7,4$ $7,4$ $3,9$ $7,7$ $8,6$ $8,7$ $4,6$ $7,7$ $3,9$ $7,6$ $7,7$ $4,6$ $8,0$ $4,1$	5,5 $9,6$ $7,1$ $6,3$ $9,5$ $8,7$ $9,9$ $5,0$ $8,9$ $6,7$ $6,7$ $6,2$ $9,7$ $8,1$ $9,5$ $5,0$ $8,9$ $6,7$ $6,7$ $6,7$ $6,7$ $8,9$ $8,1$ $9,5$ $4,9$ $8,6$ $6,7$ $5,7$ $7,9$ $8,6$ $9,7$ $9,9$ $4,6$ $8,6$ $6,7$ $5,7$ $7,7$ $6,6$ $8,7$ $9,9$ $4,7$ $8,8$ $7,4$ $5,7$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $4,7$ $8,8$ $7,4$ $5,7$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $4,7$ $8,8$ $7,4$ $5,7$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $4,7$ $7,8$ $8,7$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $4,7$ $7,7$ $5,6$ $8,1$ $4,7$ $7,7$ $4,7$ $7,7$ $8,8$ $5,7$ $7,7$ $7,7$ $4,7$ $8,9$ $8,6$ $5,1$ $8,8$ $4,1$ $7,7$ $4,7$ $8,4$ $4,1$ $7,7$ $7,6$ $7,7$ $3,9$ $8,6$ $5,1$ $8,6$ $4,7$ $7,7$ $3,9$ $7,6$ $7,7$ $4,6$ $2,4$ $7,3$ $3,9$ $6,2$ $2,6$ $4,6$ $2,4$ $7,1$ $3,9$ $6,2$ $2,6$ $4,6$ $2,4$ $3,8$ $4,7$ $7,7$ $8,8$ $7,1$ $3,9$ $5,9$ $4,7$ $7,7$ $3,9$ $5,9$ $7,1$ $3,9$ $6,2$ $2,6$ $4,6$ $2,4$ $3,8$	5,5 $9,6$ $7,1$ $6,3$ $9,5$ $8,7$ $9,9$ $5,0$ $8,9$ $6,7$ $6,7$ $6,2$ $9,7$ $8,1$ $9,5$ $5,0$ $8,9$ $6,5$ $5,5$ $5,7$ $7,9$ $8,6$ $9,7$ $4,5$ $8,6$ $6,7$ $5,7$ $7,9$ $8,6$ $9,7$ $4,6$ $8,8$ $6,7$ $5,7$ $7,7$ $8,6$ $9,7$ $4,7$ $8,8$ $7,1$ $5,5$ $8,4$ $7,5$ $9,0$ $4,7$ $8,8$ $7,1$ $5,5$ $8,4$ $7,7$ $9,5$ $4,7$ $8,8$ $7,4$ $5,7$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $4,7$ $7,8$ $8,6$ $7,1$ $5,5$ $7,7$ $7,7$ $4,7$ $7,8$ $5,5$ $8,1$ $4,7$ $7,7$ $4,7$ $8,8$ $5,4$ $8,8$ $4,7$ $7,7$ $4,7$ $8,9$ $8,6$ $5,1$ $8,4$ $4,1$ $7,7$ $2,5$ $4,9$ $7,7$ $8,4$ $4,1$ $7,7$ $3,9$ $7,6$ $5,1$ $8,6$ $4,6$ $7,7$ $2,7$ $2,6$ $8,6$ $4,6$ $7,1$ $7,4$ $2,7$ $2,7$ $2,7$ $2,7$ $2,7$ $7,1$ $3,9$ $7,7$ $8,7$ $4,6$ $7,7$ $7,7$ $2,6$ $8,7$ $4,6$ $2,4$ $3,8$ $7,1$ $2,7$ $2,7$ $2,7$ $2,9$ $7,7$ $2,9$ $5,9$ $2,7$ $2,7$ $2,7$ $2,7$ $2,7$ $2,7$	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	5,5 $9,6$ $7,1$ $6,3$ $9,5$ $8,7$ $9,9$ $5,0$ $8,9$ $6,7$ $6,7$ $6,2$ $9,7$ $8,9$ $8,1$ $9,5$ $5,0$ $8,9$ $6,7$ $5,5$ $5,5$ $8,4$ $7,5$ $9,0$ $4,5$ $8,6$ $6,7$ $5,7$ $7,9$ $8,6$ $9,7$ $4,5$ $8,6$ $6,7$ $5,7$ $7,7$ $6,6$ $8,9$ $4,7$ $8,8$ $7,4$ $5,7$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $4,7$ $7,8$ $5,5$ $8,4$ $7,5$ $9,0$ $4,7$ $8,8$ $7,4$ $5,7$ $7,7$ $6,6$ $8,2$ $4,7$ $7,8$ $8,7$ $7,9$ $7,7$ $9,7$ $4,7$ $7,7$ $5,5$ $8,1$ $4,7$ $7,4$ $4,7$ $8,8$ $7,4$ $5,5$ $8,1$ $4,7$ $7,4$ $4,7$ $8,9$ $8,6$ $5,4$ $8,5$ $4,9$ $7,7$ $4,7$ $8,9$ $5,6$ $8,4$ $4,1$ $7,7$ $5,0$ $8,9$ $8,6$ $5,1$ $8,8$ $4,4$ $4,7$ $7,4$ $8,5$ $8,1$ $4,7$ $7,7$ $4,7$ $7,7$ $8,6$ $8,6$ $7,1$ $7,7$ $5,0$ $8,9$ $8,6$ $5,1$ $8,7$ $7,1$ $2,7$ $7,7$ $8,7$ $4,7$ $7,7$ $2,7$ $7,7$ $8,7$ $4,7$ $7,7$ $2,7$ $7,7$ $8,7$ $4,6$ $2,4$ $3,8$ $2,7$ $2,9$	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	5,5 $9,6$ $7,1$ $6,3$ $9,5$ $6,7$ $5,7$ $9,5$ $6,7$ $5,5$ $9,7$ $9,9$ $5,0$ $8,9$ $8,6$ $6,7$ $5,5$ $5,7$ $8,9$ $8,1$ $9,5$ $9,7$ $4,5$ $8,6$ $6,7$ $5,7$ $5,7$ $7,9$ $8,6$ $9,7$ $9,9$ $4,7$ $8,8$ $7,1$ $5,5$ $8,4$ $7,5$ $9,0$ $8,6$ $4,7$ $7,8$ $8,7$ $7,9$ $8,6$ $9,7$ $9,7$ $4,7$ $7,7$ $7,7$ $7,7$ $7,7$ $6,6$ $8,7$ $9,7$ $4,7$ $7,7$ $8,8$ $7,4$ $5,7$ $7,7$ $7,7$ $9,7$ $4,7$ $7,7$ $8,8$ $7,4$ $7,7$ $7,7$ $9,7$ $4,7$ $7,7$ $8,8$ $7,4$ $7,7$ $7,7$ $7,4$ $5,0$ $8,9$ $7,4$ $7,7$ $7,7$ $7,4$ $7,7$ $5,0$ $8,9$ $8,7$ $4,7$ <	5,5 $9,6$ $7,1$ $6,3$ $9,5$ $6,7$ $5,7$ $8,9$ $8,1$ $9,5$ $6,7$ $5,7$ $8,9$ $8,1$ $9,5$ $9,7$ $9,9$ $5,0$ $8,9$ $8,6$ $6,7$ $5,5$ $8,4$ $7,5$ $9,9$ $9,7$ $9,9$ $4,5$ $8,6$ $6,7$ $5,7$ $7,9$ $8,6$ $9,7$ $9,9$ $4,7$ $8,8$ $7,1$ $5,5$ $8,4$ $7,5$ $9,9$ $8,1$ $9,7$ $9,7$ $4,7$ $8,8$ $7,4$ $5,7$ $7,7$ $7,9$ $7,6$ $8,6$ $8,7$ $7,9$ $7,7$ $9,7$ <	5,5 $9,6$ $7,1$ $6,3$ $9,5$ $6,7$ $5,7$ $8,9$ $8,1$ $9,5$ $9,7$ $9,9$ $5,0$ $8,9$ $8,6$ $6,7$ $5,5$ $8,4$ $7,5$ $9,9$ $9,7$ $4,5$ $8,6$ $6,7$ $5,7$ $5,7$ $7,9$ $8,6$ $9,7$ $9,9$ $4,7$ $8,8$ $7,1$ $5,5$ $8,4$ $7,5$ $9,0$ $8,6$ $9,7$ $9,7$ $4,7$ $8,8$ $7,1$ $5,5$ $8,4$ $7,7$ $6,6$ $8,6$ $9,7$ $9,7$ $4,7$ $7,7$ $8,8$ $7,4$ $5,5$ $8,6$ $9,7$ $9,7$ $4,7$ $7,7$ $8,8$ $7,4$ $7,7$ $7,7$ $7,7$ $7,7$ $4,7$ $7,7$ $8,8$ $7,4$ $7,7$ $7,7$ $7,7$ $4,7$ $7,7$ $8,8$ $7,4$ $7,7$ $7,7$ $7,7$ $4,7$ $7,7$ $8,8$ $7,4$ $7,7$ $7,7$ $7,7$ <

нения 3—6 мбар, слабо изменяющиеся в тропосфере, наблюдаются при облаках верхнего яруса и слоистых (St).

Наибольшие отрицательные отклонения давления от стандартного, достигающие 10—14 мбар, характерны для моделей с осадками, в особенности при наличии кучево-дождевых облаков. В этих моделях отклонения не менее 10 мбар сохраняются во всей тропосфере. Несколько меньшие по величине отрицательные отклонения давления сопровождают облака Ns, Frnb и сочетания слоистокучевых и кучево-дождевых облаков без осадков (модели 3 и 8). Отрицательные отклонения давления в этих моделях прослеживаются до высоты примерно 15 км. На высотах 15—17 км отклонения меняют знак и составляют небольшую положительную величину, чаще всего в пределах 0,5—1 мбар. При облаках Sc, Cu и Ac в тропосфере прослеживаются незначительные отрицательные отклонения давления от стандартного в пределах 2—2,5 мбар.

Таким образом, связь выделенных моделей облачной и безоблачной атмосферы с определенными барическими положениями выявляется довольно наглядно: как связь безоблачной погоды с полем повышенного давления, так и связь мощных облаков вертикального развития, в особенности дающих осадки, и слоистодождевых облаков с фронтальными разделами и барическими ложбинами, приземными и высотными.

В табл. З представлены средние квадратические отклонения давления ( $\sigma_P$ ) в рассматриваемых моделях на стандартных уровнях. Вблизи земной поверхности величины средних квадратических отклонений давления составляют 6—10 мбар. С высотой они несколько уменьшаются до 3—8 мбар на уровне начала тропопаузы. На высотах 12—16 км это уменьшение становится более заметным, а выше 20 км величины  $\sigma_P$  не превышают 1—1,5 мбар.

#### ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И ЕЕ СРЕДНИХ КВАДРАТИЧЕСКИХ ОТКЛОНЕНИЙ

Вертикальные профили температуры для рассматриваемых моделей, показанные на рис. 1, хорошо отражают известные особенности вертикального распределения температуры в тропосфере и нижней стратосфере, причем заметно различаются в разных моделях. Выделяются два характерных типа распределения температуры в стратосфере умеренных широт, изученные на основании стандартизированных по широтным поясам вертикальных распределений температуры [5, 7]: с изотермией в нижней части стратосферы (изосфере) и переходом к инверсии в вышележащем слое (изопаузе) и со слабой инверсией температуры в изосфере и существенным увеличением отрицательного градиента температуры в изопаузе. К первому типу распределения температуры в стратосфере можно отнести большинство моделей с облаками нижнего яруса и облаками вертикального развития, ко второму типу модели безоблачной атмосферы и модели с перистыми и слоистыми облаками (1, 9 и 10).

По вертикальному распределению температуры в тропосфере все модели можно разделить на три группы (рис. 1). К первой группе относятся модели 1, 9 и 10, для которых характерна наиболее высокая температура и высокая тропопауза. (На рис. 1 изображены температурные профили для моделей 1 и 9.) Различия в температуре между моделями этой группы менее 2°С. В давлении этим моделям соответствуют положительные отклонения от стандартной атмосферы.

Ко второй группе относятся модели с облаками вертикального развития (3, 5 с осадками, 8). На рис. 1 показан профиль для





# Tabauya 4

Средние квадратические отклонения температуры

As 4,7 Ac, 5 4446446 46006446 3,6 3,7 4,4 3,7 3,0 2,5  $\ddot{\mathbf{O}}$ ß Sc, Frnb Ns, 3 осад. Cb, Frnb υ осад. õe3 Sc, Frnb осад. 3,4 2,80 ł Cii υ Sc, осад. ср, õe3 Sc Безоб-лачно  $\begin{array}{c}
\dot{v} \\ \dot$ Высота, км 

одели 5 с осадками. Различия в температуре между профилями той группы составляют 2—2,5°С. Эти модели соответствуют саым низким температурам во всей толще тропосферы, низкому ачалу тропопаузы и наибольшим отрицательным отклонениям авления от стандартной атмосферы. Различия в температуре тежду моделями первой и второй групп достигают 10—12°С.

Температурные профили моделей третьей группы занимают протежуточное положение между профилями первой и второй групп, днако третья группа достаточно хорошо выделяется. Типовым рофилем для этой группы является профиль модели 2 со слоистоучевыми облаками. В тропосфере наиболее близки к нему (в преселах 1—1,5°С) профили моделей 4 (Sc, Frnb) и 7 (Ns, Frnb).

В стратосфере соотношение температур для моделей трех выеленных групп обратное. Самыми «теплыми» становятся модели торой группы, самыми «холодными» — модели первой группы. 3 нижней части стратосферы различия в температуре между модеиями достигают 5—10°С, а выше 15—17 км составляют менее 5°С.

Величины средних квадратических отклонений температуры  $(\sigma_T)$  вплоть до высоты 30 км составляют в большинстве случаев т 2 до 6°С (табл. 4). Для моделей облачной атмосферы они, как правило, несколько увеличиваются от поверхности земли с высоой, достигая первого максимума на высотах 2—5 км при облаках. Ижнего яруса, на высоте 0,5 км в случае St и на высоте 9 км при Ci. Эти высоты соответствуют уровням верхних границ облачных слоев или систем. Второй максимум  $\sigma_T$  во всех моделях дотигается на высоте 12 км, реже на 10—11 км. При безоблачном небе и облаках Ci и Ac (модели 1, 9, 11) наблюдается еще один максимум изменчивости температуры в пограничном слое.

Эти результаты соответствуют сформулированному С. М. Поповым [8] выводу о том, что максимальные отклонения температуры от среднего режима наблюдаются на поверхностях раздела земная поверхность—атмосфера, облака—атмосфера и тропосфера—страгосфера. Кроме того, в большинстве моделей (1, 2, 3 с осадками, 4, 5 без осадков, 6, 7, 8, 9) обнаруживается минимум изменчивости гемпературы на высотах 9—10 км, т. е. на 1—2 км ниже одного из уровней максимальной изменчивости. Этот минимум о<sub>т</sub> соответствует среднему для данной модели положению уровня нижней границы тропопаузы, характеризующегося устойчивостью температурного режима.

#### ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ И ЕЕ СРЕДНИХ КВАДРАТИЧЕСКИХ ОТКЛОНЕНИЙ

Для всех моделей в дневной срок в сентябре характерна инверсия относительной влажности на небольших высотах до 1—2 км (рис. 2). В большинстве случаев она связана с облаками нижнего яруса, однако присутствует и в модели безоблачной атмосферы (1) и при наличии облаков только верхнего яруса (модель 9) в нижнем полукилометровом слое. Влияние тропопаузы как задерживающего слоя проявляется почти во всех моделях в инверсии или замедлении падения относительной влажности с высотой. Самая значительная инвер сия относительной влажности в верхней тропосфере имеет месте в модели 9 (Ci).

В моделях облачной атмосферы максимум относительной влаж ности достигается на средней высоте основного слоя облаков. Наи большая относительная влажность почти во всей толще тропо



Рис. 2. Вертикальное распределение относительной влажности в моделях облачной и безоблачной атмосферы.

1 — безоблачно, 2 — Sc, 3 — Sc, Frnb, 4 — Cb, Frnb без осадков, — Cb, Frnb с осадками, 6 — Cu, 7 — Ns, Frnb, 8 — Ci, 9 — St.

сферы наблюдается в моделях с осадками. В модели с облаками Ns, Frnb заметны два максимума относительной влажности в нижнем километровом слое и на высоте 2—3 км. По-видимому в структуре профиля отражается расслоенность фронтальных си стем Ns—As. Для моделей с облаками Sc и Cb характерен излом в вертикальном ходе относительной влажности на разных уровнях средней тропосферы. Этот излом можно объяснить наличием в ряз

		Ac, As	c	ימ	6	×	6		13	19	9	12	×	11	12	10	10	11	12	14	15	16	16	13	1	ł	1
		st		4	4	9	16	18	19	25	30	26	28	25	24	53	21	19	15	12	10	6	8	7	7	2	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~
		ö		13	12	12	14	19	19	17	18	24	24	20	. 16	14	13	11	8	7	2	2	x	7	œ	4	4
ности		Sc, Cb		9	7	8	80	6	12	17	18	22	22	18	16	14	14	13	12	12		6	6	6	6	<u>б</u>	2
юй влаж		Ns, Frnb		9	9	9	6	16	12	ß	10	15	17	17	17	15	14	14	14	14	14	14	12	10	11	10	10
осительн		Cu		8	8	10	6	13	20	22	22	20	20	18	18	18	18	17	15	14	13	12	12	6	6	10	12
ения отн	rnb	с осад.		<u>б</u>	6	ø	ۍ ۲	ۍ ۲	7	8	16	19	17	17	15	14	16	16	13	12	11	11	10	8	80	4	1
Средние квадратические откло	Cb, 1	без осад.		10	6	6	8	12	17	20	22	20	16	16	15	15	15	14	13	13	12	11	10	10	10	6	10
		Sc, Frnb		7	7	6,5	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	16	17	19	22	23	22	18	16	14	14	14	12	12	11	11	10	10	6	I	]
	, Cu	с осад.		12	10	=	12	12	13	15	21	16	16	16	15	15	14	13	10	10	10	6	б	6	11	11	
	Cb, Sc	без осад.		12	12	13	11	12	15	25	26	22	19	15	14	15	13	11	6	000	8	ø	ø	<b>∞</b>	8	9	9
		Sc		11	- 11	11	11	6	15	24	23	24	22	21	18	16	16	15	13		10	10	6	ø	6	~	œ
		Безоб- лачно		12	11	13	17	22	22	23	21	61	18	15	15	14	14	12	П	10	<u></u> б	8	œ	7	7	9	ŝ
		Bbicora, km		0.07	0.2	0.5	1.0	1.5	. 2	<u>س</u> ا	4	در	<u>ں</u>	2	- <b>o</b> o	0	01	12	4	16	18	20	22	24	26	28	30

3 192

t

n Laska ana Loan

де случаев вышележащих облаков. Так как не было возможносте выделить по наземным наблюдениям ситуации с облачными слоя ми, расположенными выше основного слоя и в большинстве слу чаев замаскированными им, мы получили осредненную картину При St относительная влажность, наибольшая в нижнем полукило метровом слое по сравнению с другими моделями, очень резко падает на более высоких уровнях.

С высотой различия профилей относительной влажности сглаживаются. Если в нижней тропосфере диапазон различий средних значений относительной влажности составляет 36—96%, то на уровне тропопаузы 42—64%, на высоте 20 км 27—42% и на 30 км 15—27%.

Абсолютные величины средних квадратических отклонений относительной влажности ( $\sigma_u$ ) приведены в табл. 5. Они изменяются в пределах 4—26%. Вертикальные профили  $\sigma_u$  для выбранных моделей сложнее, чем те, что выявляются при совокупном рассмотрении облаков всех ярусов и форм и при ограничении изобарическими поверхностями [2]. При облаках Sc, Cb, Cu и Ac (модели 2,3 без осадков, 5, 6, 11) имеет место минимум  $\sigma_u$  на уровне, соответствующем максимальной относительной влажности, т. е. наиболее вероятному среднему положению облачного слоя. Для больмоделей с облаками нижнего яруса и облаками шинства вертикального развития (4, 5, 6, 7, 8, 10) характерны пониженные величины  $\sigma_u$  в слое от земной поверхности до уровня максимальной относительной влажности. В модели со слоистодождевыми облака-МИ В Средних квадратических отклонениях относительной влажности выявляются значительная вероятность безоблачной прослойки на высотах 1,5-2 км и второго облачного слоя на высотах 3-4 км.

Максимум  $\sigma_u$  в вертикальном распределении с величинами 20— 25% регулярно проявляется вблизи уровня верхних границ облачных слоев или на тех высотах в средней тропосфере, где имеется вероятность наличия облачных систем. Изменчивость положения их верхних границ и вероятность их появления обусловливают максимум изменчивости относительной влажности в средней тропосфере. Выше этого максимума средние квадратические отклонения относительной влажности довольно медленно уменьшаются с высотой; на уровне тропопаузы нарушений в их ходе не обнаруживается.

#### ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОЙ ВЛАЖНОСТИ И ЕЕ СРЕДНИХ КВАДРАТИЧЕСКИХ ОТКЛОНЕНИЙ

Абсолютная влажность отличается регулярным характером изменения с высотой (табл. 6, рис. 3). Наибольшая абсолютная влажность почти во всей толще тропосферы в соответствии с величинами температуры и относительной влажности отмечается в моделях с облаками Ns, Frnb (7) Sc, Frnb (4) и в модели с Cb, Frnb без осадков (5). В этой же модели с осадками абсолютная влажность несколько меньше в связи с более низкой температуВертикальное расиределение абсолютной влажности

Ac, As 7,738 0,318 0,014 8,197 5,748 5,400 **1,803** f,090 ,112 0,633 0,147 0,064 0,026 0,014 0,014 2,927 ,954 1.1 0,009 0,008 0,008 0,008 0,009 0,012 0,045 0,019 0,011 000'C 0,009 9,992 2,643 0,682 0,494 0,234 0,111 11,363 8,139 6,684 4,967 l,433 0,571 St 0,011 0,013 0,016 8,460 0,415 0,058 0,012 0,012 0,011 0,010 0,009 0,010 3,279 0,717 0,234 0,026 9,207 7,222 5,627 4,342 1,538 1,017 0,121 0,011  $\overline{O}$ 0,018 0,015 3,318 0,058 0,013 0,011 0,010 0,010 0,010 0,014 0,020 ĉ 7,657 6,520 5,262 $^{4,247}$ 1,847 1,056 0,537 0,268 0,130 0,026 0,021 0,022 8,396 ပ္ပံ Frnb 6,312 0,015 0,013 0,011 0,012 0,012 0,013 8,605 3,092 7,285 5,3844,781 3,365 1,085 0,565 0,266 0,115 0,051 0,028 0,023 0,020 0,016 1,966 ۷s, 0,018 0,014 0,013 0,011 0,009 0,008 0,008 0,008 0,946 0,179 0,036 7,247 6,590 5,8084,824 0,557 0,320 0,083 0,011 3,777 2,811 1,687 G 4,513 0,028 0,013 0,012 0,011 0,013 0,013 0,013 C OCAA. 0,488 0,229 0,104 0,047 0,026 0,017 7,982 5,481 3,434 1,024 0,027 0,021 ,387 6,507 ,994 1 Cb, Frnb осад. 0,012 0,012 0,011 0,011 0,011 0,013 0,018 0,016 0,013 8,915 1,543 0,806 0,289 0,116 0,052 0,027 2,624 0,441 9,597 7,884 6,195 1,969 3,991 без ( Frnb 8,342 0,231 0,102 0,047 0,019 0,017 0,014 0,013 0,012 0,011 0,012 0,016 7,012 1,482 0,844 0,457 0,027 ,842 2,639 3,020 1,861 3,950 ų, 0,826 0,445 0,215 0,050 0,019 0,016 0,012 3,070 0,101 0,027 0,024 0,027 осад. 5,937 ,216 684 3,799 **1,6**23 855 5 Ū S. осад. ŝ 0,019 0,016 8,446 0,121 0,059 0,030 0,019 0,0140,012 0,010 0,009 0,009 0,011 0,011 7,708 6,718 5,315 3,280 0,839 0,452 0,237 1,555 4,251 6e3 0,010 0,009 0,009 0,011 0,016 0,016 0,019 0,013 0,013 4,736 3,741 2,132 1,323 0,764 0,406 0,195 0,087 0,038 0,011 8,195 6,710 5,601 ,550 Sc Безоблачно 1,920 1,086 0,673 0,379 0,208 0,094 0,042 0,018 0,018 0,008 0,008 0,008 0,008 0,012 0,012 0,012 0,012 0,012 8,180 6,642 3,868 2,911 ,553 5,139 Зысота, км 0,07  $0,2 \\ 0,5$ 1,0 1,5ŝ  $\sim$  $\infty$ 6 2 2 14 16 3222228 3222228

рой во всей тропосфере. Для модели с облаками St, которые на блюдаются в сентябре при высокой температуре, характерна боль шая абсолютная влажность в нижней тропосфере по сравненик с другими моделями.

Различия в абсолютной влажности между моделями с разным типами облаков в нижней и средней тропосфере довольно сущест венны, но с высотой вместе с уменьшением абсолютных величи уменьшаются и их различия. У земной поверхности они состав ляют 3—4 г/м<sup>3</sup>, на высоте 5 км 0,6—0,7 г/м<sup>3</sup> на 10 км 0,01 г/м<sup>3</sup>.



Рис. 3. Вертикальное распределение абсолютной влажности в моделях облачной и безоблачной атмосферы.

1-безоблачно, 2 – Sc. 3 – Sc, Frnb, 4 – Cb, Frnb без осадков, 5 – Cb, Frnb с осадками, 6 – Cu, 7 – Ns, Frnb, 8 – Cl, 9 – St.

В стратосфере величины абсолютной влажности почти на три порядка ниже, чем у поверхности земли. В нижней стратосфере они очень медленно уменьшаются с высотой до уровня 20—22 км. Выше почти во всех моделях отмечается некоторое их увеличение, согласующееся с повышением температуры в изопаузе. Повышение абсолютной влажности, начинающееся на высотах 20—25 км, отмечалось и анализировалось рядом авторов и подтверждается результатами других методов наблюдений [4, 12]. Характер распределения по высоте абсолютной влажности в стратосфере и ее средние величины согласуются с данными [3] для января и июля, с учетом годового хода.

Средние квадратические отклонения абсолютной влажности ( $\sigma_o$ ) (табл. 7) составляют у земной поверхности в среднем 25%
Средние квадратические отклонения абсолютной влажности

3,123 3,003 2,588 0,546 0,273 0,224 0,137 0,076 0,035 0,012 0,004 Ac, As ,638 1,450 1,303 1,774 0,006 0,006 0,006  $0,002 \\ 0,002 \\ 0,001 \\ 0,005 \\ 0,00$ 1,348 0,768 0,048 0,014 1,617 1,5401,653 0,354 0,304 0,128 0,005 0,004 0,004 1,090 0,007 1,847 1,804 st 2,048 0,513 0,052 0,028 0,012 2,565 2,4602,269 1,892 1,495 0,865 0,380 0,241 0,129 0,009 0,006 0,006 0,005 0,005 0,003 0,003 0,003 0,003 ü ĉ l,046 0,355 0,196 0,096 0,014 0,012 0,012 0,008 0,007 0,005 0,005 0,005 0,005 0,005 0,037 0,007 1,862 ,329 303 1,209 0,797 0,534 2,237 ŝ Frnb 0,011 0,012 0,006 0,006 0,003 0,003 0,003 0,003 0,656 0,550 0,388 0,238 0,124 0,056 0,022 0,008 0,007 ,393 ,197 ,255 1,063 ,384 ,431 Ns, 0,018  $\begin{array}{c} 0,004\\ 0,004\\ 0,004\\ 0,005\\ 0,005\\ 0,008\\ 0,$ 2,2490,942 0,695 0,380 0,204 0,109 0,050 0,006 0,008 0,006 0,005 1,352 2,134 1,973 1,291 1,568 G с осад. 0,016 ,285 0,953 0,856 0,591 0,463 0,311 0,170 0,087 0,039 0,008 0,008 0,007 0,005 0,006 0,003 0,003 0,006 0,006 1008 l,453 1,202 Cb, Frnb без осад. 0,004 0,004 0,004 0,004 0,007 2,186 2,144 1,703 1,728 l,557 l,261 0,894 0,502 0,297 0,175 0,084 0,034 0,010 0,010 0,007 0,005 2,184 Frnb 0,010 0,004 0,004 0,007 0,016 1,619 0,806 0,533 0,309 0,154 0,026 0,014 0,005 2,127 ,916 ,793 ,785 1,375 1,104 0,067 0,007 Sc, J 3,992 0,649 0,390 0,169 0,106 0,060 0,032 0,032 0,016 0,016 0,008 0,008 0,000 с осад. 1,686 605 ,278 ,987 ),936 Cb, Sc, Cu осад. 0,005 0,004 0,003 0,003 0,003 0,006 0,016 0,010 0,009 2,036 1,312 0,806 0,273 0,141 0,070 0,033 0,007 0,006 0,504 ,825 ,727 ,566 1,183 6e3 0,004 0,004 0,003 0,003 0,004 0,006 1,976 1,448 0,446 0,119 0,052 0,020 0,008 0,007 0,004 0,004 2,314 l,592 1,050 0,711 0,253 320, ,731 Sc Безоблачно 2,638 2,108 2,048 1,718 1,152 0,639 0,393 0,212 0,114 0,052 0,024 0,010 0,005 0,004 0,004 0,004 0,004 0,008 0,006 0,006 0,006 3,122 2,931 Высота, км 0,07 0,2 1,0 ٦. ت 30825220 30825220 30825220  $\sim$  $\infty$ S 10 5 14

Таблица

Параметры	облачных	слоев	в	моделях	облачной	атмосферы
-----------	----------	-------	---	---------	----------	-----------

	Номер модели											
характеристика	2	3	4	5	6	7	8	10	11			
Форма облаков	Sc	Cb, Sc, Cu	Sc, Frnb	Cb, Frnb	Cu	Ns, Frnb	Sc, Cb	St	Ac As			
Высота нижней гра- ницы облаков $Z_{\rm H}$ , км	0,96	1,00	0,96 0,15	1,00 0,15	1,00	0,64 0,15	1,00	0,14	3,2			
Мощность облаков Δz, км	0,34	2,80	0,34 0,15	2,80 0,15	1,00	1,77 0,15	1,60	0,38	0,3			
Водозапас <i>w</i> , г/м²	48,4	2100,0	48,4 24, <b>0</b>	2100,0 24,0	160,0	515,0 24,0	720,0	54,3	19,3			

величин абсолютной влажности и заключаются в пределах 1,4— 3,1 г/м<sup>3</sup>. С высотой они изменяются несколько медленнее, чем ве личины абсолютной влажности, и на уровнях от 5 до 20 км состав ляют 40—70% величин абсолютной влажности. На уровнях выше 20 км изменчивость абсолютной влажности несколько повышается и величины средних квадратических отклонений в отдельных слу чаях достигают 80—100% средних величин абсолютной влаж ности.

Для составления окончательных моделей облачной атмосферь данные, полученные для вышеописанных моделей, были состыко ваны с данными сетевого самолетного зондирования для Ленинграда и Риги за 1959—1966 гг. и с имеющимися в литературе данными [1, 6, 11, 13].

В табл. 8 приведены величины высот нижних границ облаков, их мощности и водозапаса для моделей облачной атмосферы.

### РАДИОТЕПЛОВОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ОБЛАЧНОСТИ

а) Основные формулы и методика расчета. Для описанных выше моделей атмосферы производились расчеты радиояркостных температур и оптических толщин в диапазоне λ=0,8-3,0 см. Для этих расчетов использовались известные соотношения

$$T_{\mathfrak{s},\nu}(\theta) = \sec \theta \int_{0}^{H} T(z) \, \alpha_{\nu}(z) e^{-\sec \theta \, \tau_{\nu}(z)} dz \tag{1}$$

И

$$\tau_{\nu}(z) = \int_{0}^{z} \alpha_{\nu}(z') dz', \qquad (2)$$

це T<sub>я, ν</sub> — радиояркостная температура, α<sub>ν</sub> — объемный коэффииент поглощения, τ<sub>ν</sub> — оптическая толщина, θ — зенитный угол, I — высота «излучающей» атмосферы, z — высота.

Как известно, коэффициент поглощения в данном диапазоне лин волн складывается из коэффициентов поглощения в водяном аре, кислороде и жидкокапельной влаге:

$$\alpha_{\nu}(z) = \alpha_{\nu}_{H_2O}(z) + \alpha_{\nu}_{O_2}(z) + \alpha_{\nu}_{w}(z). \qquad (3)$$

Для вычисления коэффициентов поглощения α (км<sup>-1</sup>) использовались формулы [9, 14, 15]:

$$\alpha_{\nu H_{2}0} = 3,518 \cdot 10^{-7} \rho \nu^{2} e^{-\frac{644}{T}} T^{-\frac{5}{2}} \Big[ \frac{\Delta \nu}{(\nu - \nu_{0})^{2} + \Delta \nu^{2}} + \frac{\Delta \nu}{(\nu + \nu_{0})^{2} + \Delta \nu^{2}} \Big] + \frac{3}{2} \Big]$$

$$+5,092 \cdot 10^{-31} \rho v^2 T^{-2} \Delta v, \qquad (4)$$

$$\alpha_{\nu O_2} = \alpha^0_{\nu O_2} \left(\frac{P}{P_0}\right)^2 \left(\frac{T}{T_0}\right)^{-2,5},\tag{5}$$

$$\alpha_{\gamma,w} = \frac{1,884}{\lambda} \operatorname{Im}(-K) \cdot w, \tag{6}$$

где  $\rho$  — абсолютная влажность в г/м<sup>3</sup>, T — температура в К, P — давление в мм Hg,  $\omega$  — водность облаков в г/м<sup>3</sup>,  $\nu$  — частота излучения в с<sup>-1</sup>.  $\nu_0$  — частота, соответствующая центру линии поглоцения H<sub>2</sub>O  $\lambda$ =1,35 см,  $\alpha^0_{\nu O_2}$  — коэффициент поглощения в кислороде при нормальных атмосферных условия  $P_0$ =760 мм Hg и  $T_0$ = 296 К,  $\lambda$  — длина волны в см,  $\Delta \nu$  — полуширина линии в с<sup>-1</sup>:

$$\Delta v = 2,62 \cdot 10^9 \frac{P}{760} \left( \frac{T}{318} \right)^{-0.625} (1 + 0,0046 \,\rho). \tag{7}$$

Мнимая часть от (-К) в выражении (6) есть

$$Im(-K) = \frac{3\varepsilon''}{(\varepsilon'+2)^2 + \varepsilon''^2},$$
(8)

где є' и є''— действительная и мнимая части диэлектрической проницаемости воды. Как известно,

$$\varepsilon' = \varepsilon_0 + \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_0}{1 + \left(\frac{\lambda_s}{\lambda}\right)^2},\tag{9}$$

$$\varepsilon'' = \frac{\left(\varepsilon_s - \varepsilon_0\right) \frac{\lambda_s}{\lambda}}{1 + \left(\frac{\lambda_s}{\lambda}\right)^2},\tag{10}$$

где є<sub>о</sub> и є<sub>в</sub> — оптическое и статическое значение диэлектрической проницаемости.

Значения радиояркостной температуры облачной атмосферы (цифры + $\sigma_T$ ,  $\rho$ ,  $\overline{w}$ ;  $3 - \overline{P}$ ,  $\overline{T} - \sigma_T$ ,  $\overline{\rho}$ ,  $\overline{w}$ ;  $4 - \overline{P}$ ,  $\overline{T}$ ,  $\rho + \sigma_{\rho}$ ,  $\overline{w}$ ; σ, τυ;

· `	
p	+

1P	ния па- ров		<u></u>		-								
Mode.	Значе метео рамет	0,86	1,0	1,35	1,58	3,2	0,86	1,0	1,35	1,58	3,2	0,86	1,0
	i i			θ= <b>0</b> °					$\theta = 20^{\circ}$	•			θ=
1	1	15,56	13,26	31,30	10.59	3.16	16.53	14.09]	33.18	11.25	3.36	20.14	17.19
	2	15,29	13,08	31,84	10,54	3,08	16,24	13,90	33.76	11.20	3.28	19.78	16.95
	3	15,85	13,45	30,75	10,63	3,23	16,84	14,29	32,60	11,30	3,44	20,51	17,43
	4	18,93	16,61	42,91	13,66	3,42	20,10	17,64	45,43	14,52	<b>3</b> ,63	24,44	21,48
	5	12,19	9,91	19, <b>0</b> 1	7,49	2,90	12,96	10,53	20,19	7,97	3,08	15,81	12,87
	6			—						_	<u> </u>	_	<sup>1</sup>
	7				-		-	-			—	_	
2	1	16,89	14,84	45,07	11,56	2,81	18,28	15,76	47,70	12,28	2,99	22,25	19,21
	2	16,89	14,61	45,93	11,50	2,75	17,94	15,52	48,61	12,22	2,92	21,84	<b>18,9</b> 2
	3	1 <b>7,</b> 54	15,07	44,21	11,62	2,88	18,63	16,01	46,78	12,35	3,06	22,67	19,50
	4	20,35	17,96	60,00	14,49	3,06	21,60	19,08	63,36	15,39	3,25	26,26	23,22
	5	<b>1</b> 4, <b>0</b> 8	11,71	28,98	8,62	2,57	14,96	12,45	30,73	9,16	2,73	18,24	15,19
	6	19,72	16,74	46,02	12,35	3,01	20,93	17,78	48,69	13,13	3,21	25,45	21,65
	7	14,68	12,92	44,13	10,76	2,61	15,60	13,73	46,70	11,44	2,38	19,01	16,75
3	1	110,3	89,2 <b>9</b>	75,98	45 <b>,8</b> 5	12,5	115,6	93,90	80,06	48,51	13,3	134,0	110,2
	2	108,2	87,34	75,19	44, <b>7</b> 2	12,1	113,4	91,89	79,24	47,3 <b>3</b>	12,9	131,8	108,0
	3	112,3	91,19	76,76	46,98	12,9	117,6	95,85	80,86	49,70	13,7	136,1	112,3
	4	112,1	91,34	84,58	48,16	12,7	117,5	96,03	89,00	50,94	13,5	136,1	112,6
	5	108,4	87,24	66,96	43,53	12,3	113,7	91,77	70,65	46,07	13,1	131,9	107,8
	6	153,0	127,0	99,93	66,53	18,6	159,1	132,7	105,0	70,20	19,7	173,5	152,4
	7	51,15	41,71	48,67	23,07	6,26	55,13	44,16	51,48	24,48	6,65	65,99	53,13
4	1	21,44	18,31	44,87	13,93	3,55	22,76	19,45	47,48	14,80	3,77	27,65	23,66
	2	20,98	17,99	45,87	13,84	3,46	22,27	19,10	48,54	14,71	3,68	27,07	23,25
	3	21,91	18,64	43,85	14,02	3,64	23,26	19,80	46,41	14,90	3 <b>,8</b> 8	28,24	24,08
	4	25 <b>,0</b> 5	21,92	63,54	17,30	3,83	26,58	23,27	67,06	18,37	4,08	32,24	28,26
	5	17,82	14,70	26,80	10,54	3,27	18,93	15,61	28,42	11,21	3,47	23,03	19,03
	6	24,94	20,98	46,21	15,06	3,84	26,45	22,27	48,89	15,99	4,08	32,10	27,06
	7	17,89	15,62	43,52	12,81	3,26	19,00	16,59	46,06	13,61	3,47	23,12	20,21
5	1	111,1	90,16	82,17	47,49	13,02	116,4	94,81	86,51	50,24	13,84	135,0	111,3
	2	108,4	87,69	81,32	46,10	12,53	113,7	92,26	85,64	48,78	13,32	132,1	108,5
· .	3	113,6	92,57	83,03	48,89	13,53	119,0	97,28	87,37	51,71	14,37	137,6	113,9
	4	113,6	92,95	93,26	50,65	13,32	119,0	97,70	98,02	53,56	14,15	137,8	114,5

Таблица 9

рафе "Значения метеопараметров" означают:  $1 - \overline{P}, \overline{T}, \overline{\rho}, \overline{w}; 2 - \overline{P}, \overline{T} + \overline{P}, \overline{T}, \overline{\rho}, -\sigma_{\rho}, \overline{w}; 6 - \overline{P}, \overline{T}, \overline{\rho}, \overline{w} + \sigma_{w}; 7 - \overline{P}, \overline{T}, \overline{\rho}, \overline{w} - \sigma_{w})$ 

ÇM -												
1,35	1,58	3,2	0,86	1,0	1,35	1,58	3,2	0,86	1,0	1 ,35	1,58	3,2
10°					θ=60	)°				θ=80°		
40,13	13,74	4,11	30,25	25,89	59, <b>0</b> 3	20,77	6,28	78,41	68,17 j	137,8	55,68	17,68
40,82	13,68	<b>4,0</b> 2	29,74	25 <b>,5</b> 5	60,04	20,68	6,13	77,35	67,44	140,1	55,53	17,29
39,4 <b>3</b>	13,80	4,21	30,78	26,24	58,00	20,85	<b>6</b> ,43	79,50	68,91	135,5	55,83	18,10
54,62	17,70	4,45	36,56	32,22	79, <b>0</b> 9	26,65	6,79	92,68	82,97	171,3	69,99	19,10
24,55	9,74	3,78	23,85	13,47	36,71	14,78	5,77	6 <b>3,2</b> 3	52,41	93,01	40,46	16,27
		-				-				·	-	
~	-			-				-	-		—	
57,30	14,99	3,67	33,36	28,88	82,72	22,64	5,60	85,61	75,31	176,7	60,32	15,81
58,38	14,92	3,58	32,76	28,47	84,26	22,53	5 <b>,</b> 47	84,39	74,43	179,8	60,13	15,46
56,20	15,07	3,75	33, <b>9</b> 6	29,31	<b>8</b> 1,16	22,75	5,73	86,82	76,19	173,6	60,51	16,17
75,54	18,76	3,98	39,20	34,77	106,8	28,22	6,08	98,55	88,80	208,0	75,74	17,15
37,20	11,20	3,35	27,45	22,93	54 <b>,8</b> 9	16,97	5,12	71,92	61, <b>0</b> 4	130,2	46,12	14,48
58,46	16,01	3,93	38,03	32,47	84,30	24,16	6,00	96,01	83,60	179,1	64,03	16,92
56,13	13,97	3,40	28,59	25,25	81,13	21,11	5,19	74,60	66,67	174,3	56,55	14,69
94,65	58,25	16,2	175,9	149,3	130,8	83,98	24,4	259,4	245,2	231,8	178,3	64,54
93,78	56,88	15,7	173,9	147,0	129,9	82,20	23,7	260,7	245,4	232,5	176,4	62,81
95,52	59,62	16,7	177,7	151,4	131,7	85,75	25,2	257,8	244,7	231,0	180,1	66,28
104,7	61,09	16,5	178,1	152,1	143,0	87,81	24,8	260,4	247,1	241,4	183,8	6 <b>5</b> ,54
83,93	55,38	15,9	173,6	146,4	117,5	80,10	24,0	258,3	243,2	219,3	172,5	63,54
122,4	83,41	24,0	220,0	194,7	163,8	116,8	35,9	271,5	286,0	253,9	218,3	91,05
61,73	29,72	8,14	94,39	77,05	88,68	44,19	12,4	192,6	168,0	185,2	108,9	34,12
57,03	18,05	4,62	41,22	35,41	82,33	27,17	7,05	102,8	90,17	175,9	71,21	19,82
58,29	17,93	4,50	40,40	34,83	84,12	27,01	6,87	101,3	89,03	179,4	70,93	19,33
55,75	18,16	4,75	42,06	36,01	80,62	27,32	7,24	104,3	91,30	172,3	71,47	20,32
79,76	22,37	5,00	47,83	42,10	112,1	33,52	7,62	116,5	104,7	212,8	85,90	21,36
34 <b>,</b> 45	13,68	4,25	34,49	28,62	50,99	20,68	6,49	88,10	74,63	122,7	55,47	18,28
58,69	19,48	5,00	47,63	40,36	84,57	29,29	7,62	116,1	101,0	179,2	76,20	21,37
55,36	16,60	4,25	<b>3</b> 4,63	30,36	80,06	25,03	6,48	88,37	78,68	172,4	66,09	18,25
102,0	60,29	16,87	177,1	150,7	139,8	86,76	25,42	261,1	247,1	239,8	182,7	66,97
101,1	58,59	16,24	174,5	147,8	138,9	84,57	24,50	262,6	247,2	241,0	180,4	64,83
102,9	61,98	17,52	179,4	153,4	140,6	88,94	26,37	259,4	246,6	238,5	184,8	69,14
114,8	64,17	17,25	180,1	154,4	154,8	91,96	25,98	262,5	249,6	250,3	189,9	68,32

ţ.	ыя apa-												λ	
і Модел	Значен метеоп метров	0,86	1,0	1,35	1,58	3,2	0,86	1,0	1,35	1,58	3,2	0,86	1,0	
	5	108,6	87,37	70,29	44,31	12,73	113,8	91,91	74,13	46,89	13,53	132,2	108,0	-
	6	169,5	142,6	115,1	76,81	21,82	175,8	148,5	120,6	80,93	23,16	196,2	168,9	
	7	19,71	16,96	42,36	13,79	3,91	2 <b>0</b> ,92	18,01	44,85	14,65	4,16	25,44	21,92	
×6	1	23,81	19,70	38,78	13,62	3,73	25,27	20,92	41,08	14,47	3,96	30,67	25,44	ĺ
	2	23,16	19,22	39,29	13,45	<b>3</b> ,62	24,58	20,41	41,62	14,29	3,85	29,86	24,83	
	3	24,46	20,19	38,27	13,79	3,83	25,96	21,43	40,54	14,65	4,08	31,49	26,06	
	4	27,94	23,87	53,22	17,63	<b>4,0</b> 6	29,64	25,33	56,27	18,61	• 4,32	35,91	30,74	-
÷.,	-5	19,68	15,54	23,41	9,69	3,40	20,89	16,51	24,84	<b>10,30</b>	3,62	25,41	20,11	
	6	31,67	25,72	41,92	16,17	4,38	33,57	27,28	44,38	17,17	4,66	40,61	33,09	ļ
	.7	15,70	13,55	35,61	11,05	3,07	16, <b>6</b> 8	14,33	37,73	11,74	3,27	20,32	17,55	
7	1	45,60	37,18	55,98	22,68	5 <b>,5</b> 8	48,25	39,3 <b>9</b>	59,15	24,07	5,34	57,97	47,51	
	2	44,83	36,62	56,33	22,45	5,48	47,51	38,80	59,53	23,83	5,83	57,10	46,82	
	3	46,31	37,74	55,62	22,91	5,63	49 <b>,0</b> 0	39,98	58,78	24,31	6,05	58,83	48,20	ALC: NOT ALC
	4	47,94	39,58	65,08	25,02	5,79	50,72	41,92	68,68	26,55	6,16	60,86	50,5 <b>0</b>	
	5	43,25	34,78	46,43	20,32	5,38	45,78	3 <b>6,</b> 86	49,12	21,57	5,72	55,06	44,50	l
	6	69,52	56,06	65,90	31,13	7,84	73,33	59,24	69,55	33,00	8,33	87,04	70,80	Ì
	7	18,32	16,69	45,58	13,94	3,31	20,09	17,73	48,24	14,81	3,52	24,43	21,59	
8	1	52,96	42,44	52,71	23,73	6,32	55,93	44,93	55,72	25,18	6,72	66,99	54,04	
·	2	51,83	41,52	52,87	23,31	6,15	54,81	43,96	55,89	24,74	6,54	65,64	52,9 <b>2</b>	1
	3	54,08	43,36	52,55	24,15	6,49	57,15	45,89	55,55	25,63	6,90	68,3 <b>3</b>	55,16	1
. 1	4	55,30	4 <b>4,</b> 86	62,30	26,12	6,53	58,45	47,47	65,77	27,71	6,94	69,86	57,04	ĺ
1	5	50,61	40,02	42,61	21,33	6,11	53,52	42,38	45,11	22,64	6,50	64,12	51,03	;
	6	84,36	67,67	66,60	35,39	9,46	88,78	71,39	70,27	37,50	10,05	104,5	84,78	
_	7	16,33	14,11	37,88	11,50	3,14	17,35	14,99	40,12	12,22	3,34	21,13	18,27	
10	1	23,28	20,43	46,96	16,21	3,71	24,71	21,69	49,68	17,22	3,94	30,00	26,37	
	2	23,03	20,26	47,43	16,17	3,66	24,44	21,51	50,18	17,18	3,89	29,68	26,15	
1	3	23,54	20,61	46,48	16,25	3,76	24 <b>,9</b> 8	21,88	49,18	17,26	4,00	30,32	26,60	
j	4	26,54	23,70	57,59	19,26	3,97	28,16	25,15	60,85	20,45	4,22	34,14	30,53	
1	5	20,01	17,16	35,73	13,15	3,45	21,25	18,22	37,86	13,97	3,67	25,83	22,19	
j	6	25,86	22,39	47,94	17,03	3,92	27,43	23,76	50,72	18,08	4,17	33,27	28,86	
	7	2 <b>0,6</b> 8	18,46	45,97	15,39	3,50	21,95	19,61	48,65	16,35	3,72	26,68	23,86	
11	$\begin{bmatrix} 1\\ 2 \end{bmatrix}$	19,01 18,71	16,51	46,03	13,36 13,32	3,36	20,19	17,54	48,70	14,19	3,57	24,55	21,36	
	3	19,32	16,72	45,21	13,39	3,43	20,52	17,76	47,84	14,23	3,65	24,95	21,62	
	4	22,95	20,44	57,61 33 71	16,97	3,67	24,36	21,70	60,86	18,02	3,90	29,57	26,38	
	6	20,20	17,42	46,48	13,73	3,45	21,44	18,50	49,17	14,59	3,67	26,06	22,51	
	7	17,82	15,61	45,58	12,98	3,26	18,93	16,58	48,22	13,79	3,47	23,03	20,20	

	-	_										
35	1,58	3,2	0,86	1,0	1,35	1,58	3,2	0,86	1,0	1,35	1,58	3,2
93	56,35	16,50	174,1	14 <b>6</b> ,9	126,6	81,45	24,86	259,7	244,4	225,0	174,9	65,63
,5	95,66	28,13	234, <b>3</b>	210,9	182,0	132,1	41,90	274,8	271,3	263,6	233,2	104,1
,95	17,86	5,09	38,01	32,87	78,19	26,89	- 7,76	95,83	84,45	170,1	70,56	21,76
,51	17,65	4,85	45,60	<b>3</b> 8,03	72,16	26,58	7,40	112,2	96,14	161,1	69 <b>,9</b> 4	20,79
,17	17,43	4,72	44,45	37,16	73,13	26,27	7,20	110,2	94,47	163,5	69,31	20,24
,86	17,87	5,00	<b>46,</b> 75	38,90	71 🛃 8	26,90	7,62	114,2	96,79	158,7	70,57	21,36
,35	22,66	5,28	53,11	45,71	96,25	33,96	8,05	127,3	112,5	196,5	87,10	22,57
,16	12,58	4,43	37,97	30,22	44,86	19,04	6,76	96,00	78,50	110,6	51,40	19,03
,42	20,92	5,70	59,76	49,08	77,53	31,41	8,69	139,9	119,3	169,8	81,26	24,30
,54	14,34	4,00	30,53	26,44	66,65	21,66	6,11	79,20	69,60	151,8	57,97	17,23
68	29,23	7,27	83,69	69,38	100,6	43,50	11,06	178,3	156,3	201,0	107,6	3 <b>0,</b> 65
14	28,94	7,13	82,57	68,45	101,2	43,09	10,85	177,6	155,1	202,0	106,9	30,11
22	29,52	7,41	84,80	70,30 <sup>1</sup>	99,88	43,90	11,27	179,8	157,4	199,5	108,3	31,20
69	32,21	7,53	87,59	73,51	114,7	47,79	11,45	184,4	163,1	217,1	116,4	31,71
98	26,22	7,01	79,74	65,19 <sup>1</sup>	85,03	39,15	10,66	172,8	149,1	180,4	98,38	29,60
63	39,92	10,19	121,6	100,8	116,1	58,76	15,46	224,7	201,8	218,8	137,6	42,21
9 <b>3</b>	18,05	4,31	36,54	32,38	83,57	27,17	6,58	92,64	83,32	178,0	71,22	18,53
,67	30,56	8,22	95,68	78,31	95,23	45,41	12,49	194,6	170,1	193,8	111,4	34,43
,90	30,04	8,00	93,98	76,83	95,61	44,68	12,16	193,2	168,5	195,2	110,2	33,59
,45	31,09	8,44	97,34	79,76	94,84	46,15	12,82	195,7	171,7	192,1	112,7	35,29
.32	33,59	8.43	99,45	82,38	110,4	46,76	12,90	199,4	176,3	211,8	120,2	35,51
,25	27,51	7,95	91,87	74,19	78,59	41,00	12,08	189,5	163,7	170,5	102,2	33,36
,50	45,26	12,28	142,7	118,6	117,0	66,22	18,59	241,2	220,6	219,0	150,6	50,17
35	14,91	4,09	31,70	27,49	70,46	22,51	6,24	81,72	71,96	157,3	59,97	17,58
,65	20,97	4,83	44,63	39,38	86,01	31,49	7,36	110,3	99,09	182,6	81,44	20,68
25	20,93	4,76	44,18	39,07	86,87	31,43	7,27	109,5	98,54	184,4	81,38	2 <b>0,</b> 42
,05	21,02	4,90	45,03	39,70	85,15	31,55	7,47	111,0	99,65	180,8	81,50	20,96
,68	24,87	5,17	50,58	45,40	103,3	37,19	7,88	122,3	111,8	205,4	94,28	22,09
,70	17,04	4,49	38,60	33,27	65,89	25,68	6,86	97,39	85,53	152,5	67,78	19,29
87	22,02	5,10	49,34	42,99	87,65	33,02	7,78	119,9	106,9	185,0	84,97	21,82
,43	19,93	4,56	39,91	35,71	84,36	29,93	6, <b>9</b> 5	100,0	91,00	180,2	77,85	19,54
,46 ,48 ,43 ,65 ,14 ,02	17,30 17,26 17,35 21,94 12,61 17,79 16,82	4,37 4,29 4,46 4,78 3,98 4,50 4,25	36,72 36,17 37,27 43,99 29,32 38,91 34,50	32,04 31,67 32,42 39,37 24,60 33,73 <b>3</b> 0,34	84,26 85,73 82,79 103,1 63,21 85,01 83,51	26,07 26,00 26,13 32,90 19,09 26,79 25,34	6,67 6,54 6,81 7,28 6,07 6,87 6,48	93,04 92,02 94,06 108,7 76,26 97,82 88,13	82,57 81,87 83,27 98,87 65,06 86,40 78,66	178,7 181,8 175,7 203,7 144,9 179,8 177,7	68,60 68,55 68,64 84,54 51,47 70,32 66,87	18,78 18,42 19,15 20,45 17,12 19,31 18,25

## Таблица 10

Значения оптической толщины облачной атмосферы (цифры в графе "Значения метеопараметров" означают:  $1-\overline{P}, \overline{T}, \overline{\rho}, \overline{w}; 2-\overline{P}, \overline{T}+\sigma_T, \overline{\rho}, \overline{w};$   $3-\overline{P}, \overline{T}-\sigma_T, \overline{\rho}, \overline{w}; 4-\overline{P}, \overline{T}, \overline{\rho}+\sigma_{\rho}, \overline{w}; 5-\overline{P}, \overline{T}, \overline{\rho}-\sigma_{\rho}, \overline{w}; 6-\overline{P}, \overline{T}, \overline{\rho}, \overline{w}+\sigma_{w};$  $7-\overline{P}, \overline{T}, \overline{\rho}, \overline{w}-\sigma_{w})$ 

	Значе-	1		λсм		<u> </u>			· ·	λсм		!
Мо- дель	ния ме- теопа- рамет- ров	0,86	1,0	1,35	1,58	3,2	Модель	0,86	1,0	1,35	1,58	3,2
1,	1	0,060	0,051	0,127	0,040	0,012	6	0,091	0,076	0,157	0,051	0,014
	2	0,058	0 <b>,0</b> 49	0,127	0,039	0,012	· ·	0,087	0,071	0,157	<b>0,0</b> 49	0,013
	3	0,062	0,052	0,127	0,041	0,013	.	0,095	0,078	0,158	0,052	0,015
	4.	0,073	<b>0,0</b> 64	0,179	0,052	0,013		0,107	0,031	0,223	0,066	0,015
•	5	0,047	0,038	0,074	0,028	0,011	·	0,075	0,058	0,092	0,036	0,013
	6							0,122	0,098	0,171	0,060	0,016
	7	. —		•	—			0,060	0,051	0,144	0,041	0,012
2	1	0,066	<b>0</b> ,056	0,188	0,044	0,011	7	0,183	0,146	0,237	0,087	0,021
	$2^+$	0,063	0,054	0,188	<b>0,0</b> 43	0,010		0,178	0,143	0,236	0,085	0,020
	3	0,068	0,058	0,187	0,044	0,011		0,188	0,150	0,238	0,089	0,022
	4	0,078	0,068	0,259	0,055	0,012		0,193	0,157	0,282	0,097	0,022
	5	0,054	0,044	0,116	0,032	0,010		0,172	0,136	0,191	0,078	0,020
	6	0,075	0,064	0,192	0,046	0,011		0,293	0,229	0,283	0,121	0,029
	7	0,056	0,049	0,184	0,041	0,010		0,073	0,064	0,190	0,053	<b>0,</b> 013
3	1	<b>0,</b> 528	0,404	0,33 <b>3</b>	0,187	0,048	8	0,218	0,171	0,224	0,092	<b>0,0</b> 24
	2 ·	0,506	0,386	0,326	0,179	0,046		0,210	0,165	0,221	0,089	0 <b>,02</b> 3
	3	0,551	0,422	0,345	0,195	0,050		0,227	0,178	0,226	0,095	0,025
	-4	0,539	0,415	0,383	0,197	0,049		0,22 <b>9</b>	0,182	0,271	0,102	0,025
	5	0,517	0,393	0,288	0,177	0,047		0,208	0,160	0,175	0,082	0,023
	6	0,840	0,639	0,468	0,284	0,072		0,374	0,288	0,289	0,140	0,036
	7	0,216	0,169	0,203	0,090	0,024		0,063	0,054	0,158	0,044	0,012
4	1	0,083	0,070	0,189	0,053	0,014	10	0,089	0,077	0,191	0,061	0,014
	2	0,080	0,068	0,190	0,052	0 <b>,01</b> 3		0,087	0,076	0,191	0,060	0,014
	3	0,087	<b>0,07</b> 3	0,188	0,054	0,014		0,091	0,079	0,191	0,061	0,014
	4	0,098	0 <b>,0</b> 85	0,285	0,066	0,015	2 - C	0,102	0,090	0,241	0,073	0,015
	5	0,069	0,056	0,105	0,040	0,012		0,076	0,064	0,141	0,049	0,013
	6	0,097	0,081	0,195	0,057	0,015		0,099	0,085	0,195	0,064	0,015
	7	0,069	0,060	0,183	0,049	0,012		0,079	0,070	0,187	0,058	0,013

Значе-		λ	СМ						λ см		
ния ме- теопа- рамет- ров	0,86	1,0	1,35	1,58	3,2	Модель	0,86	1,0	1,35	1,58	3 ,2
1	0.529	0 406	0.366	0 193	0.050	11	0 074	0.063	0.195	0.051	0.013
2	0,501	0.384	0,355	0,130	0.047		0.071	0.062	0.195	0.050	0.012
3	0.558	0.428	0.378	0.204	0.053		0,076	0,065	0,194	0,052	0,013
4	0,544	0,421	0,429	0,208	0,051		0,089	0,079	0,249	0,065	0,014
5	0,514	0,391	0,303	0,179	0;049		0,058	0,048	0,140	0,037	0,012
6	0,980	0,745	0,558	0,334	0,085		0,078	0,067	0,197	0,052	0,013
7	0,078	0,066	0,175	0,053	0,015	•	0,069	0,060	0,193	0,049	0,012
	Значе- ния ме- теопа- ров ров 1 2 3 4 5 6 7	значе- ния ме- теопа- ров 1 0,529 2 0,501 3 0,558 4 0,544 5 0,514 6 0,980 7 0,078	Значе- ния ме- теопа- ров         λ           1         0,86         1,0           2         0,501         0,384           3         0,558         0,428           4         0,514         0,421           5         0,514         0,391           6         0,980         0,745           7         0,078         0,066	Значе- ния ме- теопа- ров         λ см           1         0,86         1,0         1,35           2         0,501         0,384         0,366           2         0,501         0,384         0,355           3         0,558         0,428         0,378           4         0,544         0,421         0,429           5         0,514         0,391         0,303           6         0,980         0,745         0,558           7         0,078         0,066         0,175	Значе- ния ме- теопа- ров         λ см           1         0,86         1,0         1,35         1,58           2         0,501         0,384         0,355         0,193           2         0,501         0,384         0,355         0,184           3         0,558         0,428         0,378         0,204           4         0,514         0,421         0,429         0,208           5         0,514         0,391         0,303         0,179           6         0,980         0,745         0,558         0,334           7         0,078         0,066         0,175         0,053	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Значе- ния ме- теопа- ров         λ см         Модель           1         0,86         1,0         1,35         1,58         3,2         Модель           1         0,529         0,406         0,366         0,193         0,050         11           2         0,501         0,384         0,355         0,184         0,047         1           3         0,558         0,428         0,378         0,204         0,053         1           4         0,544         0,421         0,429         0,208         0,051         1           5         0,514         0,391         0,303         0,179         0,049           6         0,980         0,745         0,558         0,334         0,085           7         0,078         0,066         0,175         0,053         0,015	Значе- ния ме- теопа- ров         λ см         Модель         0,86           1         0,529         0,406         0,366         0,193         0,050         11         0,86           1         0,529         0,406         0,366         0,193         0,050         11         0,074           2         0,501         0,384         0,355         0,184         0,047         0,071           3         0,558         0,428         0,378         0,204         0,053         0,076           4         0,544         0,421         0,429         0,208         0,051         0,089           5         0,514         0,391         0,303         0,179         0;049         0,058           6         0,980         0,745         0,558         0,334         0,085         0,078           7         0,078         0,066         0,175         0,053         0,015         0,069	Значения метеопаров         λ см         Модель         0,86         1,0         1,35         1,58         3,2         Модель         0,86         1,0         1           1         0,529         0,406         0,366         0,193         0,050         11         0,074         0,063           2         0,501         0,384         0,355         0,184         0,047         0,071         0,062           3         0,558         0,428         0,378         0,204         0,053         0,076         0,065           4         0,544         0,421         0,429         0,208         0,051         0,089         0,079           5         0,514         0,391         0,303         0,179         0;049         0,058         0,048           6         0,980         0,745         0,558         0,334         0,085         0,078         0,067           7         0,078         0,066         0,175         0,053         0,015         0,069         0,060	$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $

Для их вычисления использовались аппроксимационные формулы из работы [10]:

$$z_{e} = 0.00081 t^{2} - 0.40885 t + 88.2, \tag{11}$$

 $\lambda_s = (1,4662)^{-0,0634t} + 0,000136t^2 - 0,027296t + 1,8735116, \quad (12)$ 

где t — температура в °C. Для  $\varepsilon_0$  принято значение 5,0.

Расчет характеристик радиотеплового излучения облачной атмосферы производился как для средних значений вертикальных профилей давления  $\overline{P}(z)$ , температуры  $\overline{T}(z)$ , абсолютной влажности  $\overline{\rho}(z)$  и водности облаков  $\overline{w}(z)$ , так и для комбинаций: а)  $\overline{P}$ ,  $\overline{T} \pm \sigma_T$ ,  $\overline{\rho}$ ,  $\overline{w}$ ; б)  $\overline{P}$ ,  $\overline{T}$ ,  $\overline{\rho} \pm \sigma_{\rho}$ ,  $\overline{w}$ ; в)  $\overline{P}$ ,  $\overline{T}$ ,  $\overline{\rho}$ ,  $\overline{w} \pm \sigma_w$ , где  $\sigma_T$ ,  $\sigma_{\rho}$ ,  $\sigma_w$  средние квадратические отклонения соответственно температуры, абсолютной влажности и водности. Давление, нижняя граница и мощность облачности не варьировались. Все расчеты были выполнены на ЭВМ М-220 с точностью 0,01.

б) Результаты расчетов. Результаты теоретических расчетов переноса радиотеплового излучения в облачной атмосфере для диапазона  $\lambda = 0.8 \div 3$  см представлены в табл. 9 и 10 и на рис. 4, 5, 6.

В табл. 9 помещены значения радиояркостной температуры облачной атмосферы для всех рассматриваемых в работе моделей для длин волн  $\lambda = 0,86$ ; 1,0; 1,35; 1,58; 3,2 см и зенитных углов  $\theta = 0, 20, 40, 60, 80^{\circ}$ . В табл. 10 помещены значения оптической толщины. На рис. 4 представлены графики спектров радиояркостных температур для  $\theta = 0^{\circ}$  в диапазоне  $\lambda = 0,8 \div 3$  см, а на рис. 5 и 6 графики их вариаций, связанных с вариациями метеопараметров.

На основании приведенных таблиц и графиков можно сделать следующие заключения.

1. Все рассмотренные модели облачной атмосферы четко разбиваются по характеристикам их радиотеплового излучения на три группы: а) группу, включающую безоблачную атмосферу, слоистообразную и кучевую облачность небольшой мощности (модели 1, 2, 4, 6, 10, 11); б) группу слоисто-дождевой и слоисто-кучевой — кучево-дождевой облачности (модели 7 и 8); в) группу кучево-дождевой облачности (модели 3 и 5).



Рис. 4. Зависимость радиояркостной температуры от частоты для различных моделей (1---8, 10, 11) облачной атмосферы.

2. Для первой группы типов облачности характерно то, что линия поглощения  $H_2O$   $\lambda = 1.35$  см четко разрешается вместе со своими склонами. Для третьей группы эта линия просматривается лишь вблизи ее центра. Вторая группа является переходной.

3. Значения радиояркостной температуры и оптической толщины для облаков третьей группы существенно превышают значения тех же параметров для первой и второй групп. Различия между первой и второй группами в абсолютных значениях радиояркостной температуры и оптической толщины значительны лишь в высокочастотной части спектра. 4. Вариации радиояркостной температуры за счет вариаций рофиля T(z) не превышают  $\pm 2,5^{\circ}$  К во всем рассматриваемом напазоне.

Особый интерес с точки зрения исследования влагосодержания блачной атмосферы представляют вариации радиояркостной тем-





пературы, происходящие за счет вариаций содержания водяногопара в атмосфере и водозапаса облаков. Как видно из рис. 5 и 6, для первой группы типов облачности характерно приблизительное равенство этих вариаций в диапазонах 10—20 и 30—35 ГГц и суцественно большее (примерно в 5 раз) влияние на  $T_{\pi}$  вариаций содержания H<sub>2</sub>O, чем вариаций водозапаса вблизи центра линии поглощения H<sub>2</sub>O  $\lambda$ =1,35 см.

Следовательно, для данной группы типов облачности излучетие в центре линии несет информацию главным образом о содеркании водяного пара в атмосфере. Влияние облачности начинает существенно сказываться лишь в крыльях этой линии. Для второ группы наблюдается превышение вариаций радиояркостной тем пературы, происходящих за счет вариаций водозапаса облаков над вариациями  $T_n$ , связанными с вариациями содержания водя ного пара, в крыльях линии и их приблизительное равенство в цент



Рис. 6. Вариации абсолютных значений радиояркостной температуры  $\delta T_{\pi}$  за счет вариаций водозапаса облаков для моделей 2, 5 и 8.

ре линии. Третья группа характеризуется абсолютным превышением вариаций  $T_{\rm s}$ , связанных с вариациями водозапаса облаков, над вариациями, связанными с содержанием водяного пара в атмосфере. В данном случае радиотепловое излучение несет информацию в основном о водозапасе облаков.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные в работе теоретические расчеты позволяют сделать следующие выводы:

1. В связи с существенным различием в значениях характеристик радиотеплового излучения атмосферы для различных типов облачности использование статистических моделей облачной атмосферы при разработке методов радиотеплолокационного исследования влагосодержания позволит повысить эффективность этих методов и их точность.

2. По данным за сентябрь для Ленинградской области все модели атмосферы можно разбить, исходя из их радиотеплового из-

учения, на три группы: а) группа, содержащая безоблачное небо, учевую и слоистообразную облачность небольшой мошности: блачности; в) группа кучево-дождевой облачности.

Делать различия внутри каждой группы при разработке метоов ралиотеплолокационного определения влагосодержания облачюй атмосферы нецелесообразно.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лубровина Л. С. Некоторые характеристики водности облаков над герриторией СССР.— «Тр. НИИАК», 1967, вып. 44, с. 39-54.

2. Комаров В. С. Статистическая структура полей температуры и влажности в свободной атмосфере над СССР в дни с ясной и пасмурной погодой.---«Тр. НИИАК», 1972, вып. 79, с. 3—36.

3. Комаров В. С., Марченко А. С. Оценка статистических характеристик вертикальных профилей метеорологических элементов.—«Тр. НИИАК», 1969. вып. 58. с. 8—15.

4. Малкевич М. С., Самсонов Ю. Б., Копрова Л. И. Водяной пар в стратосфере. — «Успехи физических наук», 1963, т. 80, вып. 1, с. 93—124. 5. Мерцалова О. Б., Соколова М. В., Сычева Е. Ф. Климатиче-

ские характеристики температуры модели стандартной атмосферы.—«Тр. НИИАК», 1963, вып. 24. с. 23—53.

6. Минервин В. Е. Водозапасы облаков. — «Тр. ЦАО», 1965, вып. 64, c 44—56

7. Пинус Н. З., Шметер С. М. Аэрология. Л., Гидрометеоиздат, ч. 2, 1965, 350 c.

8. Попов С. М. Некоторые статистические характеристики вертикальной структуры полей температуры и влажности. — «Изв. АН СССР». Физика атмосферы и океана, 1965. т. 1. № 1. с. 18—26.

9. Рабинович Ю. И., Шукин Г. Г. Определение содержания водяного пара в атмосфере по измерению микроволнового излучения.— «Тр. ГГО», 1968, вып. 222, с. 62—73.

10. Розенберг В. И. Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицами. Л., Гидрометеоиздат, 1972, с. 348.

11. Скацкий В. И. Некоторые результаты экспериментального исследова-ния водности кучевых облаков.— «Изв. АН СССР». Физика атмосферы и океана, 1965, т. 1, № 8, с. 833—844.

12. Хатчерсон Д. К. Водяной пар в атмосфере.— В сб.: Влажность, т. 2, раздел 6, Л., Гидрометеоиздат, 1968, с. 85-103.

13. Чуваев А. П., Крюкова Г. Т. Некоторые результаты исследований мощных кучевых облаков.— «Тр. ГГО», 1954, вып. 47(109), с. 11—15.
14. Шифрин К. С., Черняк М. М. Ослабление и рассеяние сантиметрового излучения каплями воды.— «Тр. ГГО», 1967, вып. 203, с. 109—122.

15. Croom D. L. Stratospheric thermal emission and absorption near the 22. 235 Gc/s (1,35 cm) rotational line of water vapor.—"J. Atmos. and Terr. Phys.", 1965, vol. 27, N 2.

Л. П. БОБЫЛЕВ, М. А. ВАСИЩЕВА А. И. НОВОСЕЛОВ, С. П. ОБРАЗЦОВ, Г. Г. ЩУКИН

# ИССЛЕДОВАНИЕ ВОДНОСТИ ОБЛАКОВ С ПОМОЩЬЮ ТРЕХСАНТИМЕТРОВОГО РАДИОМЕТРА

#### введение

Как известно, весьма эффективным средством исследования влагосодержания атмосферы является пассивное дистанционное зондирование в радиодиапазоне [1-4]. При этом для раздельного определения содержания парообразной и жидкокапельной влаги (облака, туманы и т. п.) необходимо производить измерения одновременно на нескольких длинах волн. Однако для приближенной оперативной оценки содержания жидкокапельной влаги в гидрометеорных образованиях можно воспользоваться измерением излучения лищь на одной длине волны  $\lambda = 3.2$  см.

В данной работе рассмотрена методика такой оценки, основанная на измерении радиояркостного «контраста» облачности на фоне излучения безоблачного неба. Для этого проведены расчеты «контрастов» для статистических моделей облачной атмосферы, которые описаны в работе [5]. На основании найденных корреляционных зависимостей между радиояркостным контрастом и содержанием жидкокапельной влаги и с помощью экспериментальных данных проведена оценка точности методики определения водозапаса облаков.

## 1. РАДИОЯРКОСТНЫЙ КОНТРАСТ ОБЛАКОВ И ЕГО СВЯЗЬ С ИХ ВОДОЗАПАСОМ

Основными излучающими компонентами атмосферы в радиодиапазоне являются, как известно, кислород, водяной пар и жидкокапельная влага облаков и других гидрометеорных образований.

Радиояркостную температуру облачной атмосферы можно представить в виде

$$T_{\mathfrak{s. obn. at}}(\theta) = T_{\mathfrak{s}}(\theta; 0, z_{\mathfrak{h}}) + T_{\mathfrak{s. obn}}(\theta; z_{\mathfrak{h}}, z_{\mathfrak{b}})e^{-\sec\theta \tau(0, z_{\mathfrak{h}})} + T_{\mathfrak{s}}(\theta; z_{\mathfrak{s}}, H)e^{-\sec\theta \tau_{0}\delta\mathfrak{s}(0, z_{\mathfrak{b}})},$$
(1)

где  $T_{\rm fr}(\theta; 0, z_{\rm H})$  — радиояркостная температура подоблачного слоя под зенитным углом  $\theta; T_{\rm fr}(\theta; z_{\rm H}, z_{\rm B})$  — радиояркостная темпе-

атура слоя облаков на его нижней границе;  $T_{\rm H}(\theta; z_{\rm B}, H)$  — радиоркостная температура надоблачного слоя на верхней границе обласов;  $z_{\rm H}, z_{\rm B}$ — нижняя и верхняя границы облачного слоя; H — высоа «излучающей» атмосферы;  $\tau(0, z_{\rm H})$  — оптическая толщина подблачного слоя;  $\tau(0, z_{\rm B})$  — оптическая толщина подоблачного облачного слоев.

Радиояркостная температура безоблачной атмосферы с теми ке значениями метеопараметров, что и облачной, выражается сотношением

$$T_{\mathfrak{g},\ \mathfrak{be}\mathfrak{so}\mathfrak{o}\mathfrak{f}\mathfrak{n},\ \mathfrak{a}\mathfrak{r}} = T_{\mathfrak{g}}(\theta;\ 0,\ \boldsymbol{z}_{\mathfrak{H}}) + T_{\mathfrak{g},\ \mathfrak{b}\mathfrak{e}\mathfrak{so}\mathfrak{o}\mathfrak{f}\mathfrak{n}}(\theta;\ \boldsymbol{z}_{\mathfrak{H}},\ \boldsymbol{z}_{\mathfrak{B}})e^{-\operatorname{sec}\theta\ \tau}(\theta,\ \boldsymbol{z}_{\mathfrak{H}}) + + T_{\mathfrak{g}}(\theta;\ \boldsymbol{z}_{\mathfrak{g}},\ H)e^{-\operatorname{sec}\theta\ \tau}\operatorname{\mathfrak{b}\mathfrak{so}\mathfrak{o}\mathfrak{o}\mathfrak{n}}(\theta,\ \boldsymbol{z}_{\mathfrak{B}}), \qquad (2)$$

де  $T_{\rm я \ безобл}$ . ( $\theta$ ;  $z_{\rm H}$ ,  $z_{\rm B}$ ) — радиояркостная температура слоя атмоферы  $\Delta z = z_{\rm B} - z_{\rm H}$  на его нижней границе;  $\tau_{\rm безобл}$  ( $0, z_{\rm B}$ ) — оптичекая толщина слоя безоблачной атмосферы от поверхности земли до верхней границы облаков.

Вычитая из формулы (1) формулу (2), получаем выражение для радиояркостного «контраста» облачности

$$\Delta T_{\mathbf{g}}(\theta) = \{T_{\mathbf{g}, \ 6 \in 300 \ \pi}(\theta; \ \boldsymbol{z}_{\mathrm{H}}, \ \boldsymbol{z}_{\mathrm{B}})[e^{-\sec\theta \tau_{\boldsymbol{w}}} - 1] + T_{\mathbf{g}}(\theta; \ \boldsymbol{z}_{\mathrm{H}}, \ \boldsymbol{z}_{\mathrm{B}})e^{-\sec\theta \tau_{\mathbf{f}}(\boldsymbol{z}_{\mathrm{H}}, \ \boldsymbol{z}_{\mathrm{B}})}\}e^{-\sec\theta \tau_{\mathbf{f}}(\boldsymbol{z}_{\mathrm{H}}, \ \boldsymbol{z}_{\mathrm{B}})}\}e^{-\sec\theta \tau_{\mathbf{f}}(\boldsymbol{z}_{\mathrm{H}}, \ \boldsymbol{z}_{\mathrm{B}})} + T_{\mathbf{g}}(\theta; \ \boldsymbol{z}_{\mathrm{B}}, \ H)e^{-\sec\theta \tau_{\mathbf{f}}(\theta, \ \boldsymbol{z}_{\mathrm{B}})}[e^{-\sec\theta \tau_{\boldsymbol{w}}(\boldsymbol{z}_{\mathrm{H}}, \ \boldsymbol{z}_{\mathrm{B}})} - 1],$$
(3)

де  $\tau_w$  — среднее эффективное значение оптической толщины жидкокапельной влаги;  $T_{\pi w}(\theta; z_{\rm H}, z_{\rm B})$  — радиояркостная температура, создаваемая лишь излучением облачной жидкокапельной влаги;  $\zeta_{66306 \pi}(z_{\rm H}, z_{\rm B})$  — среднее эффективное значение оптической толщи-

ны водяного пара и кислорода в облачном слое.

В связи с тем, что оптическая толщина облачной атмосферы на  $\lambda = 3,2$  см в диапазоне углов  $\theta = 0 \div 80^{\circ}$  не превышает 0,1 Hn, за исключением случая кучево-дождевой облачности, где для  $\theta = 80^{\circ}$ z = 0,2 Hn, как показали расчеты, проведенные в работе [5], можно с достаточной степенью точности использовать приближение:

$$e^{-\tau} \approx 1 - \tau. \tag{4}$$

В этом случае выражение (3) принимает вид:

$$\Delta T_{\mathfrak{g}}(\theta) = \{T_{\mathfrak{gw}}(\theta; z_{\mathfrak{H}}, z_{\mathfrak{B}})[1 - \overset{\wedge}{\tau_{\mathsf{desofn}}}(\theta; z_{\mathfrak{H}}, z_{\mathfrak{B}})] - T_{\mathfrak{g}. \ \mathsf{desofn}}(\theta; z_{\mathfrak{H}}, z_{\mathfrak{B}}) \times \\ \times \overset{\wedge}{\tau_{\mathfrak{w}}}(\theta)\}[1 - \tau(\theta; 0, z_{\mathfrak{H}})] - T_{\mathfrak{g}}(\theta; z_{\mathfrak{B}}, H)[1 - \tau_{\mathsf{ofn}}(\theta; 0, z_{\mathfrak{B}})] \times \\ \times \tau_{\mathfrak{w}}(\theta; z_{\mathfrak{H}}, z_{\mathfrak{B}}).$$
(5)

Учитывая, что  $\tau_{56305\pi}$ . ( $\theta$ ;  $z_{\rm H}$ ,  $z_{\rm B}$ ),  $\tau_w(\theta)$ ,  $\tau(\theta$ ; 0,  $z_{\rm H}$ ),  $\tau_w(\theta$ ;  $z_{\rm H}$ ,  $z_{\rm B}$ )  $\ll 1$ , из последнего выражения следует:

 $\Delta T_{\mathfrak{g}}(\theta) \approx T_{\mathfrak{g}_{\mathfrak{W}}}(\theta; z_{\mathfrak{H}}, z_{\mathfrak{B}}).$ (6)

В свою очередь нетрудно показать, что

$$T_{\pi_{w}}(\theta) = \sec \theta \stackrel{\wedge}{T}_{o\delta\pi}(\theta) \stackrel{\wedge}{\alpha_{w}} (T_{o\delta\pi}) W, \qquad (7)$$

где  $T_{o\delta\pi}(\theta)$  — эффективная средняя температура облачности,  $\alpha_w^0$  эффективное среднее значение удельного коэффициента поглощения жидкокапельной влаги; W — водозапас облаков. Подставляя вместо  $T_{\pi w}(\theta) \Delta T_{\pi}(\theta)$  на основании соотнощения

Подставляя вместо  $T_{\pi w}(\theta) \Delta T_{\pi}(\theta)$  на основании соотнощения (6), получаем окончательное выражение

$$\Delta T_{\mathfrak{s}}(\theta) \approx \sec \theta \stackrel{\wedge}{T}_{\mathfrak{o}\mathfrak{o}\mathfrak{s}}(\theta) \stackrel{\wedge_{0}}{a_{w}}(T_{\mathfrak{o}\mathfrak{o}\mathfrak{s}}) W, \qquad (8)$$

которое можно рассматривать как математическое обоснованиє для оценки водозапаса облаков по их радиояркостному «контрасту» на длине волны  $\lambda = 3,2$  см.

Таблица

Облачность	off	$\tau_{w}^{\tau_{w}}(\theta; z_{\mathrm{H}}, z_{\mathrm{B}}),$	$\overset{\wedge}{\overset{\tau}{_{5}}}_{\mathfrak{b}}^{\mathfrak{c}} \mathfrak{s} \mathfrak{s} \mathfrak{s} \mathfrak{s} \mathfrak{s} \mathfrak{s} \mathfrak{s} $	$T$ я, безобл $^{( heta)}_{ m H}$ , $z_{ m B}$ ), $ m K$	$\tau_w^{\wedge}(\theta)$ HII	$\tau$ ( $\theta$ ; 0, $z_{\rm H}$ ) Hn	${T_{ m g} \over { m K}} \left(  heta;  {f z_{ m B}}   {f , z_{ m H}}  ight)$	τ <sub>οбл</sub> (θ; 0, <i>z</i> <sub>B</sub> ) Ηπ	T <sub>R</sub> , w K				
Sc	0	0,002	0,002	1	0, <b>0</b> 01	<b>0</b> ,003	1	0,007	0,5—1				
	80	0,010	0,015	6	0,005	<b>0</b> ,015	6	0,040	2,5—5				
Cb	0	0,04	0,003	1	0,02	0,003	1	0,04	10—11				
1	80	0,20	0,015	6 -	0,10	0,015	6	0,20	50—6 <b>0</b>				

Средние значения характеристик радиотеплового излучения слоисто-кучевой и кучево-дождевой облачности

а) Оценка точности соотношения  $\Delta T_{\pi} \approx T_{\pi w}$ . Для оценки того, насколько точно измеренное с поверхности земли значение «контраста»  $\Delta T_{\pi}$  соответствует радиояркостной температуре  $T_{\pi w}$  можно воспользоваться соотношением

$$f(\theta) = \frac{\left|\Delta T_{\mathfrak{g}}(\theta) - T_{\mathfrak{g}\psi}(\theta)\right|}{T_{\mathfrak{g}\psi}(\theta)}.$$
(9)

Такая оценка величины f была произведена с помощью выражения (5) и результатов расчетов радиотеплового излучения облачной атмосферы, взятых из работы [5]. Из этих данных были найдены значения всех величин, входящих в формулу (5) (см. табл. 1). Для оценки  $f(\theta)$  ограничились двумя случаями: слоистокучевой облачностью со сравнительно небольшим водозапасом

и кучево-дождевой с водозапасом примерно на порядок большим. В результате оказалось, что  $f \approx 1\%$  для  $\theta = 0^{\circ}$  для обоих типов рблачности, а  $f \approx 9\%$  для  $\theta = 80^{\circ}$  для Sc и  $f \approx 16\%$  для Cb. Этот ракт позволяет сделать вывод о том, что по измеренному значению контраста» можно достаточно точно судить о значении  $T_{sw}$ , когорое в свою очередь связано с водозапасом облаков выражением (7).

**б)** Расчет соотношения между  $T_{w}$  и *W*. Расчет соотношения между  $T_{nw}$  и водозапасом облаков производился по формуле

$$T_{gw}(\theta) = \sec \theta \int_{z_{\rm H}}^{z_{\rm B}} T(z) \, \alpha_w(z) e^{-\tau_w(\theta; z_{\rm H}, z)} dz, \qquad (10)$$

для моделей облачной атмосферы, взятых из работы [5]. Здесь  $\alpha_w$  — объемный коэффициент поглощения воды, а  $\tau_w$  — оптическая толщина жидкокапельной влаги облака.

При расчетах  $T_{\pi w}(\theta)$  производилось варьирование значений температуры, абсолютной влажности и водности облаков. Коэффициент поглощения считался по формулам, приведенным также в работе [5]. Из данных расчетов методом наименьших квадратов были найдены коэффициенты линейных уравнений, связывающих  $T_{\pi w}$  с водозапасом для углов  $\theta = 0$ , 20, 40, 60, и 80°. Например,

для 
$$\theta = 0^{\circ}$$
  $T_{\pi w} = (0,005 \pm 0,002) W$   
для  $\theta = 60^{\circ}$   $T_{\pi w} = (0,009 \pm 0,004) W$   
для  $\theta = 80^{\circ}$   $T_{\pi w} = (0,027 \pm 0,012) W$ . (11)

Графики соотношений  $T_{\pi w}(\theta) = f(W)$  приведены на рис. 1.

#### 2. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ОЦЕНКА ВОДОЗАПАСА ОБЛАКОВ

Для проверки предложенной методики осенью 1974 г. в Ленинградской области был проведен комплексный эксперимент. Для измерения радиотеплового излучения облачной атмосферы использовался одноканальный радиометр на  $\lambda=3,2$  см, выполненный по модуляционной схеме. Чувствительность радиометра при постоянной времени  $\tau_0=1$  с составила 1,7 К. Для получения картины разреза облачности использовался метеорологический радиолокатор. Непосредственное измерение водности производилось с самолета ИЛ-14 с помощью прибора СЭИВ [6]. Из-за трудностей проведения совместных самолетно-наземных исследований было выполнено только три хороших серии измерений. При этом наблю-

дались сложные расслоенные фронтальные облачные системы характеризующиеся большим водозапасом.

Величина радиояркостного «контраста»  $\Delta T_{\pi}$  находилась путем вычитания из экспериментальных данных радиояркостной тем пературы безоблачной атмосферы  $T_{\pi \, 6e_{30} 6 \pi \cdot a \pi}$ , рассчитанной на основании средней статистической модели атмосферы, полученной



Рис. 1. Зависимость между  $T_{\pi w}$  и водозапасом облаков. 1)  $\theta = 0^{\circ}$ ; 2)  $\theta = 20^{\circ}$ ; 3)  $\theta = 40^{\circ}$ ; 4)  $\theta = 60^{\circ}$  и 5)  $\theta = 80^{\circ}$ .

ДЛЯ осеннего сезона Ленинградской области [5]. На основании экспе риментального значения  $\Delta T_{\rm H}$  по уравнениям (11) с учетом соотношения  $\Delta T_{\rm H} \approx T_{\rm H w}$ определялосі значение водозапаса об лаков W. Одновременно было проведено опреде ление волозапаса обла ков по самолетным изме рениям. При этом счита лось, что водность посто янна в пределах каждого облачного слоя, что, раз умеется, вносит опреде ленную погрешность в са мо «эталонное» значение ₩сам.

Результаты экспери мента приведены в табл. 2 Из этой таблицы видно что средняя относитель ная ошибка эксперимен тальной оценки водозапа са облаков с помощью их радиояркостного «кон траста»  $\delta_w$  составляет примерно 15%.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты данной работы показывают возможность оценки водозапаса облаков с помощью радиометра на  $\lambda=3,2$  см с поверхности земли по их радиояркостному «контрасту» с достаточно хорошей точностью (в среднем 15%). Основное преимущество этого метода состоит в том, что требуется всего лишь одна длина волны —  $\lambda=3,2$  см, аппаратура для которой достаточно хорошо разработана. Кроме того, немаловажным положительным фактором является оперативность метода, так как измерения достаточно про-

Таблица 2

Результаты экспериментального определения водозапаса облаков

Дата и время (ч и мин)	00	Т <sub>я</sub> К (чистое небо)	Т <sub>я</sub> К (экспе- римент)	Δ Т <sub>я</sub> К (эк- сперимент)	W г/м <sup>2</sup> (эк- сперимент)	W r/m² (ca- mojiet)	8 W r/m²	% % %
4 Х 1974 г.,	0	3,17	5,8	2,6	565	600	35	6
11 08—11 46	20	3,37	. <u> </u>	. <u></u>		600		·
	40	4,13	7,4	3,3	520	600	80	13
	60	6,30	10,3	4,0	435	600	165	27
	60	17,75	30,8	13,1	490	600	110	18
9 X 1974 г., 13 30—14 00	80	17,75	30,4	12,4	465	508	43	9
14 05—14 30	80	17,75	32,2	14,4	540	Нет	· -	

одить при одном значении зенитного угла θ, что очень важно при ыстроменяющейся облачной ситуации, например при прохождеии атмосферных фронтов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г. Определение содержания водяного ара в атмосфере по измерению микроволнового излучения.— «Тр. ГГО», 1968, ып. 222, с. 62—73.

2. Рабинович Ю. И., Щукин Г. Г., Черняк М. М. Радиоизлучение блаков и осадков.— «Тр. ГГО», 1968, вып 222, с. 149—152. 3. Башаринов А. Е. и др. Измерение радиотепловых и плазменных из-

учений. М., «Советское радио», 1968, 400 с.

4. Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Т. Радиоизлучение Земли как планеты. М., «Наука», 1974, 188 с. 5. Бобылев Л. П. и др. Расчет характеристик радиотеплового излучения

ля различных моделей облачной атмосферы. — См. наст. сборник. 6. Андреев И. В. и др. Самолетный метеорологический измерительный сомплекс. — См. наст. сборник.

С. М. ГАЛЬПЕРИН, В. Д. СТЕПАНЕНКО В. Н. ЕГОРОВ, А. Ф. ГОНЧА

# ОБНАРУЖЕНИЕ ГРОЗОВЫХ ОБЛАКОВ С ПОМОЩЬЮ РЛС МЕТРОВОГО ДИАПАЗОНА

Хорошо известно об обнаружении облаков и осадков с по мощью РЛС миллиметрового и дециметрового диапазонов радио волн [1, 2, 3]. В работах [3 и 4] приводятся данные о радиолока ционном обнаружении в метровом диапазоне ионизированных ка налов, связанных с атмосферными разрядами в кучево-дождевы облаках. Отмечаются преимущества РЛС метрового диапазона п сравнению с указанными выше радиолокаторами, поскольку дл: них, как правило, отсутствуют мешающие эхо-сигналы облако и осадков.

Однако при определенных условиях РЛС метрового диапазон (РЛС<sub>метр</sub>) типа П-12 фиксирует радиоэхо грозовых облаков, кото рые в общем на индикаторах типа А и ИКО РЛС выглядят та же, как и при наблюдениях различными РЛС вышеупомянуты диапазонов. Эти сигналы существуют в течение нескольких десят ков минут и обнаруживаются на расстояниях до 50—70 км.

Попытаемся оценить возможные причины появления указанны выше эхо-сигналов от грозовых облаков.

С теоретической точки зрения такими причинами могут быт зоны весьма сильных дождей, области града, ионизированные об ласти, связанные с объемными зарядами и коронными разрядами между отдельными гидрометеорами, а также с существованием в течение определенного времени разрядов между отдельными об ластями грозового облака по типу кистевых разрядов.

Возможность обнаружения различных дождей с помощьк РЛС<sub>метр</sub> можно оценить, пользуясь основным уравнением радио локации облаков и осадков

$$\overline{P}_r = \psi(\Pi, \eta, K, K_3, g_3 R), \qquad (1)$$

and the states of the

где П — постоянная РЛС, определяемая параметрами станции  $\eta$  — эффективная площадь рассеяния (ЭПР) единичного объема облаков и осадков;  $K, K_3, g_3$  — коэффициенты, учитывающие соот ветственно ослабление радиоволн на трассе; степень заполнени: частицами облаков и осадков объема зондирующего импульса влияние земной поверхности; R — расстояние до метеоцели.

Для метрового диапазона волн величина у может быть рассчиана по известной формуле Релея

$$\eta = \frac{\pi^5 \sum_{i} N_i D_i^6}{\lambda_4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2, \tag{2}$$

де  $N_i$  — концентрация частиц данного размера, а  $D_i$  — их диаметр; *m* — комплексный показатель преломления частиц вещества.

Пользуясь типичным распределением дождевых капель, по формуле (2) на основе зависимости  $I = \Psi(N_i \cdot D_i)$ , где I — интенсивность осадков, можно определить ЭПР дождей различной интенсивности (табл. 1).

Таблица I

1	ЭПР дож	дей различ	ной интенс	сивности ()	=200 см)		
И мм/ч	0,25	2,5	10	50	100	150	·
η м−1	3,3·10 <sup>-16</sup>	1,5.10 <sup>-14</sup>	1,3 · 10 <sup>-13</sup>	1,6 10 <sup>-12</sup>	$4,9 \cdot 10^{-12}$	9,8.10 -	- 1;

Формула (2) может быть применена и для случая града, если будет известен спектр града. В соответствии с результатами работ [1] были взяты следующие диаметры сухих градин: 1, 3, 5 и 7 см. Концентрация градин указанных размеров соответственно предполагалась 2,  $3 \cdot 10^{-2}$ ,  $6 \cdot 10^{-4}$  и  $10^{-5}$  м<sup>-3</sup>. Расчеты показали, что при  $\lambda = 200$  см ЭПР данного града составляет  $\eta = 1,3 \cdot 10^{-10}$  м<sup>-1</sup>.

Источниками радиоэхо могут служить объемные заряды в облаках. В работе [5] указывается, что плотность зарядов в грозовых облаках  $Q=10^{-10} \div 10^{-7}$  Кл/м<sup>3</sup> и даже более. Чаще всего геометрический размер ионизированных неоднородностей в кучеводождевых облаках равен 200 м, но иногда достигает и 1,5 км [5].

Если предположить, что заряд электрона равен заряду иона, то количество электронов (ионов) в м<sup>3</sup> будет  $N_9 = -\frac{Q}{e}$ . Здесь e — заряд электрона, равный 1,6 · 10<sup>-10</sup> Кл. При указанных плотностях зарядов величина  $N_9 \approx 10^9 \div 10^{12}$  м<sup>-3</sup>.

Величина ЭПР одного электрона выражается следующим известным соотнощением:

$$\sigma_{g} = 4 \pi \cdot 10^{-14} \left( \frac{e^{4}}{m_{e}^{2}} \right) = 10^{-28} \text{ M}^{2}, \tag{3}$$

где  $m_e$  — масса электрона, равная 9,1 · 10<sup>-31</sup> кг.

Считая рассеяние некогерентным, можно определить ЭПР единицы объема ионизированных областей в облаках как  $\eta = \sigma_0 \cdot N_0$ . Тогда для грозовых облаков при указанных условиях величина  $\eta \approx 10^{-19} \div 10^{-16}$  м<sup>-1</sup>. В общем это заметно меньше, чем эффектив ная площадь рассеяния дождей и града.

В грозовых облаках могут наблюдаться коронные разряды ме жду частицами осадков, характеризующиеся большими значения ми электронной и ионной концентрации [6]. В пределах объема коронного разряда, согласно работе [6], величина ионной концентрации может достигать 10<sup>11</sup>. Число таких коронных разрядов за счет сблизившихся частиц составляет при сильных дождях около

Таблица 2

Імм/ч	<i>R</i> км						
	20	50	100	150	200		
1	4,3.10-3	2,6.10-4	2,6 10-5	5,3.10-6	8,2.10-7		
5	6,5.10-2	5,1 · 10-3	6,0 · 10-4	1,4.10-4	4,6.10-5		
10	2,0.10-1	2,6.10-2	3,2·103	8,3.10-4	3,0.10-4		
50	$2,5 \cdot 10^{1}$	4,0.10-1	4,9.10-2	1,3.10-2	5,0.10-3		
100	7,5.101	1,2	1,5.10-1	3,9.10-2	1,5.10-2		

Отношение Р/Р<sub>ш</sub> для дождей различных интенсивностей

Таблица З

Отношение  $P/P_{\rm III}$  для града ( $q_{\rm r}$ ) и ионизированных областей ( $q_{\rm H}$ )

<i>R</i> км	20	50	100	150	2 <b>0</b> 0
<i>q</i> г	1,5 · 10²	9,6	1,0	$2,1 \cdot 10^{-1}$	$3,2 \cdot 10^{-2}$
<i>q</i> и	1,6 · 101	2,5 · 10—1	3,0·10-2	$8 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$

10 м<sup>-3</sup> сек<sup>-1</sup> [6]. Тогда скорость ионообразования будет  $10^{12}$  м<sup>-3</sup> сек<sup>-1</sup>. Все это дает основание считать среднюю концентрацию порядка  $10^{-14}$ — $10^{-16}$  м<sup>-3</sup>. При таких условиях для  $\lambda$ =200 см величина  $\eta \approx 10^{-14}$ — $10^{-12}$  м<sup>-1</sup>, что соизмеримо с величиной ЭПР очень сильных дождей с  $I \ge 50$  мм/ч (см. табл. 1).

Мириады коронных разрядов, существующие в определенных частях кучево-дождевых облаков, создают переплетение кистевых разрядов, которые наблюдаются довольно продолжительное время, исчисляемое, по-видимому, минутами и десятками минут. В течение этого периода времени происходит спорадическое распространение части кистевых разрядов на значительную область, превращая ее в конце концов в ступенчатый лидер с электронной концентрацией ≈10<sup>-19</sup> м<sup>-3</sup>. Время существования таких лидеров составляет десятитысячные и сотые доли секунды, их ЭПР можно определить по методике, изложенной в работе [7], и они хорошо обнаруживаются РЛС метрового диапазона. Полученные выше характеристики ЭПР кучево-дождевых облаов, дающих осадки в виде дождя и града, в которых наблюдается оронирование между частицами гидрометеоров, позволяет опреелить возможность радиолокационного обнаружения таких облаов с помощью РЛС типа П-12.

Для этой цели проведем расчеты отношения  $q = \frac{P_r}{P_{\rm m}}$ , где  $P_{\rm m}$  пределяется чувствительностью приемного тракта РЛС.

Результаты таких расчетов представлены в табл. 2 и 3.

Из анализа табл. 2 и 3 вытекает, что кучево-дождевые облака погут обнаруживаться РЛС типа П-12 за счет коронирования и чень сильных дождей ( $I \ge 50$  мм/ч) до расстояний 35—40 км при осадках в виде града до расстояний 70—80 км.

Результаты расчетов в общем удовлетворительно согласуются экспериментальными данными, полученными при одновременной работе РЛС П-12, МРЛ-1, П-35 и ПРВ-10.

Впервые кучево-дождевые облака с помощью РЛС П-12 были обнаружены в 1971 г. В летние периоды 1972—1973 гг. при неситематических наблюдениях за кучево-дождевой облачностью с грозами имели место 11 случаев (дней), когда наблюдались радиоэхо метеоцелей на экранах РЛС П-12. Это составило примерно 30% от общего числа дней наблюдений за грозовыми Сb. Сопоставление таких радиоэхо с данными наблюдений метеостанций не позволило однозначно установить характер обнаруженных гидрометеоров. Метеостанции отмечали ливневые дожди, но не фиксировали выпадение града в районах, соответствующих площадям радиоэхо. Следует однако иметь в виду, что град мог выпадать между станциями, но не фиксироваться ими из-за ограниченного радиуса визуальных наблюдений. Он также мог выпадать у земли в виде капель дождя, которые на высотах представляли собой градины.

На рис. 1 приводятся снимки ИКО РЛС П-12 с изображениями вышеупомянутых целей, находящихся на удалениях от 40 до 52 км по азимуту 115° (масштабные метки следуют через 10 км). Снимки ИКО получены 27 VII 1972 г. в 14 часов с интервалом  $\Delta t$ =25 с, где заметно значительное изменение радиоэхо от кадра к кадру. При появлении таких эхо-сигналов, как правило, наблюдается интенсивная грозовая активность. Это видно на фотоснимках 1 *а* и *в.* Несмотря на то что они получены в режиме кругового обзора РЛС, одновременно с упомянутыми сигналами видны отражения атмосферных разрядов (яркие засветки), а также шумовые сектора, появление которых обусловлено собственным излучением атмосферных разрядов.

Для более детального изучения параметров таких радиоэхо была проведена поимпульсная запись. При этом антенна РЛС П-12 устанавливалась неподвижно на обнаруженное радиоэхо. На рис. 2 иллюстрируется образец такой записи. Здесь первый канал регистратора типа МПО-2 фиксировал собственное излучение атмосферных разрядов на частоте 150 кГц, а второй и третий каналы—





адиоэхо метеоцелей. При ольших амплитудных значеиях радиоэхо, превышающих инамический диапазон втоого канала, регистрация эхоигналов автоматически осуцествлялась третьим каналом 1ПО-2.

Обработка материалов налюдений позволила устаноить повторяемость интерваов времени  $\Delta t$ , через которые юявились такие радиоэхо.

также повторяемость длиельностей существования отельных порций упомянутого адиоэхо Δτ (рис. 2).

Результаты обработки поторяющихся значений  $\Delta t$  и  $\Delta \tau$ виде интегральных и дифверенциальных распределений представлены на рис. 3.

При регистрации радиоэхо за удалениях до 30-40 км уменьшаются интервалы  $\Delta t$  и соответственно увеличиваются значения  $\Delta \tau$ .

Общей закономерностью изменений амплитудных значений бадиоэхо метеоцелей, удаленных до 30—40 км и от 30— 40 км до 70 км, является то, нто в обоих случаях эти амплитудные значения не превышают определенного уровня (рис. 2). Возможность  $V_{\rm max}$ амплитудного ограничения сигналов была исключена. Это видно на указанном рисунке по появлению помех (если ограничивал второй канал, то третий канал обеспечивал получение  $V_{\max}$  помехи).

Рис. 2. Поимпульсная регистрация радиоэхо гидрометеоров и каналов молний на выходе приемного тракта РЛС П-12.



Обычно интенсивность упомянутых отраженных сигналов н превышала 4 · 10<sup>-11</sup> Вт, а отражаемость, установленная с помощы МРЛ-1, в большинстве случаев была равна примерно 10<sup>4</sup> мм<sup>6</sup>/м

Несмотря на флуктуирующий характер радиоэхо, было опре делено время его существования на экранах индикаторов РЛС П-12. Оно составляло от 5 до 52 мин. Возможно, что такие радис эхо существуют и более 52 мин, но наблюдения за ними прекра щались.



Рис. 3. Повторяемость временны́х интервалов  $\Delta t$  и  $\Delta \tau$  радиоэхо гидрометеоров, установленная при поимпульсной регистрации. Интегральное распределение повторяемости площадей  $S \ \kappa m^2$  таких эхо-сигналов.

Анализ геометрических размеров эхо-сигналов, обнаруживаемых РЛС П-12, показал, что в 80% случаев они занимают площадь  $S_{9} \leq 150$  км<sup>2</sup>. Интегральное распределение  $S_{9}$  представлено на рис. 3.

Привлекает внимание то, что обнаруженные метеообразования в метровом диапазоне, как правило, имеют повышенную электрическую активность, которая проявляется в частом появлении эхосигналов атмосферных разрядов. Соответствие этих сигналов атмосферным разрядам определялось по их собственному издучению, регистрируемому одновременно с эхо-сигналами, и с помощью радиоаппаратуры, работающей СДВ, ДВ и СВ диапазонах. При этом не делалась попытка установить, чем вызвано излучение: разрядами облако — земля, облако — облако, лидерными процес-

ми или другими разрядами и электрическими явлениями в обках.

Было установлено, что при появлении радиоэхо гидрометеоров. экранах индикаторов РЛС П-12 эхо-сигналы атмосферных раздов, имеющие вид, представленный на рис. 1 *а* и *в*, следуют наилее часто с интервалом времени  $\Delta t \approx 2, 5 \div 3, 5$  с, а при исчезновеи радиоэхо гидрометеоров (в течение ближайших 10 мин) через. ≈9,7 c.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вопреки установившемуся мнению, РЛС метрового диапазона некоторых случаях обнаруживают грозовые облака (например, ПС типа П-12 обнаруживает их на удалениях до 70 км). Как прало, такие облака сопровождаются интенсивной грозовой активстью, при которой радиоэхо атмосферных разрядов может слевать с интервалами времени 2,5—3,5 с. Отражаемость грозовых метровом диапазоне наиболее часто лаков в превышает  $^{4}$  MM<sup>6</sup>/M<sup>3</sup>.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас Д. Успехи радарной метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1967, 3 c.

2. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Л., Гидрометеоизт, 1973, 343 с.

З. Баттан Л. Д. Радиолокационная метеорология. Л., Гидрометеоиздат, 62, 196 c.

4. Гальперин С. М., Степаненко В. Д., Осетров А. С. Радиолока-

онное обнаружение молний. — «Тр. ГГО», 1974, вып. 301; с. 81—88. 5. Имянитов И. М. Электризация самолетов в облаках и осадках. Л., идрометеоиздат, 1970, 211 с.

6. Шишкин Н. С. Об условиях перехода облака в грозовую стадию. р. ГГО», 1971, вып. 262, с. 84—103.

7. Гальперин С. М. и др. Радиолокационное обнаружение грозовых раздов. — Труды I Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству.

Г. Б. БРЫЛЕВ, Г. Л. НИЗДОЙМИНОІ

# НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ДАННЫХ ПРИ АНАЛИЗЕ СИНОПТИЧЕСКИХ СИТУАЦИЙ

По мере роста сети МРЛ совместное применение данных ради локационных и традиционных видов наблюдений при аналис синоптических ситуаций находит все большее признание в опер тивной практике. Цель предлагаемой статьи — сформулирова для синоптиков, работающих в прогностических подразделения разного ранга, рекомендации, которые позволят полнее использ вать информацию МРЛ при синоптическом анализе. Для разр ботки рекомендаций были использованы данные АМСГ Пулког (МРЛ-1) и данные отдела гидрометпрогнозов УГМС БССР (тр МРЛ-2).

## 1. ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ В АНАЛИЗЕ СИНОПТИЧЕСКИХ СИТУАЦИЙ ДАННЫХ ОДНОГО МРЛ

1.1. 9/VII 1974 г. в 15 часов в теплой воздушной массе, согла но данным МРЛ, происходит развитие кучево-дождевой облачн сти (контраст температуры между воздушными массами соста лял 4—5°С). Атмосферный фронт, находясь в параллельных по токах (на  $AT_{500}$  направление 130—140°, скорость 60—80 км/ч становится малоподвижным, затем фронтальная поверхност испытывая волновые возмущения, начинает незначительно см щаться в западном направлении. Граница района активной грозо вой деятельности совпадает с линией фронта у земли. Распре странение этой границы к западу указывает на то, что лини фронта, следуя высотным воздушным потокам, смещалась в то же направлении. Радиолокационные данные о границе и мест положении грозового района полностью подтверждались данным сети наземных метеорологических станций (рис. 1 a-e).

1.2. 14 VII 1974 г. погода района была обусловлена гребне антициклона. Большинство метеостанций фиксировали преим щественно несплошную слоисто-кучевую и облачность средне яруса. В северо-восточной части района на удалениях 210—270 к с помощью МРЛ фиксируются зоны РКО, которые связаны с хо лодным верхним фронтом, проследить который на приземной кар те погоды не представлялось возможным. В 15 часов, по данны сети наземных метеостанций, на фоне гребня в районе г. Петре водска возникла мезоложбина, которая привела к образованию лны на холодном фронте. Очаги РКО хорошо согласуются фактическим положением верхнего холодного фронта. В послеующие сроки мезоложбина исчезла с приземной карты, а зоны КО распались (рис. 2).



Рис. 1. Синоптическая ситуация при совместном анализе данных одного МРЛ и МС 9 VII 1974 г.

a-12(15) часов; b-15(18) часов; b-18(21) часов; e-21(0) час. На рис. 1-8 приняты следующие обозначения: 1- зоны радиоэхо, фиксируемые МРЛ; 2-зоны «приподнятого» радиоэхо от облаков среднего и верхнего ярусов;  $8, K, 11 \, \Delta$  и  $7 \, \nabla$  — максимальная высота радиоэхо (километры) и опасные явления, распознанные на МРЛ;  $K, \Delta$  и  $\nabla$  — опасные явления, отмеченные МС и не отмеченные МРЛ; стрелка — направление (рядом — скорость) перемещения радиоэхо.

1.3. 15 VII 1974 г. погода района была обусловлена восточной ериферией циклона, центр которого отмечался над Ботническим аливом (рис. 3 a-e). Циклон, находясь в стадии окклюдироваия, продолжал интенсивно углубляться. В 0—6 часов некоторые тесостанции южной части Финляндии отмечали значительные

отрицательные барические тенденции. Величина наибольшего па дения давления составляла — 4,7 мбар/3 ч. К 9 часам, согласн синоптическому анализу и данным сети наземных метеостанци фронт окклюзии, связанный с этим циклоном, уже находился во точнее Таллина и продолжал смещаться в сторону Ленинград На высотах (АТ<sub>700</sub>, АТ<sub>500</sub>) потоки имели направление 230—220 а их скорости составляли 60—70 км/ч.



Рис. 2. Синоптическая ситуация при совместном анализе данных одного МРЛ и МС 14 VII 1974 г. в 12(15) часов.

Фронт окклюзии был четк выражен в поле различных м теоэлементов, особенно в пол температуры, ветра и осадко Температурные различия межд воздушными массами, согласн фактическим данным, достигал 5-6°С. Однако в 9 часов влия ние фронта окклюзии на погод района пока еще не ощущалос Начиная с 12 часов, отдельны станции штормкольца на запад (Гдов, Тарту) в связи с проходя щим фронтом и интенсивным ливневыми дождями отметил понижение нижней границы об лачности и значительное ухудше ние видимости  $(H_{\rm Her} = 150)$ V=1500 м). К этому момент МРЛ уже фиксировал в запад ной части района очаги РКО ку чево-дождевой облачности с верх

ней границей радиоэхо 5-6 км. Согласно фактическим данным за 12 часов, фронт от МРЛ был на удалении 150 км. При этом МРЛ в связи с перемещающимся фронтом окклюзии фиксирова. две полосы РКО. В последующем фронт продолжал перемещать ся в сторону МРЛ со скоростью около 30 км/ч и по мере его при ближения площадь радиоэхо фронтальных осадков и облачності продолжала увеличиваться. Около 15 часов в Ленинграде повсе местно отмечались As и дождь. В этот момент фронт окклюзии был на удалении 60-70 км от МРЛ. Зона радиоэхо фронтальных осадков и облачности при этом занимала обширную площадь, а ес ширина стала соизмерима с протяженностью в направлении вдол линии фронта. В момент прохождения фронта окклюзии чере точку установки МРЛ (19 часов) была зафиксирована наибольшая площадь радиоэхо. В 18 часов протяженность радиоэхо вдолг фронта была 330 км, а ширина в направлении, поперечном к фрон ту,— 310 км.

В 21 час фронт окклюзии был уже восточнее Ленинграда на удалении 60 км. Площадь радиоэхо при этом уменьшилась, а про тяженность вдоль фронта и ширина радиоэхо составляли соот ветственно 240 и 210 км. Последующее перемещение атмосферного

ронта на восток, вместе с ним и удаление зоны осадков, а таке рост давления на западе района привели к полному прекраению дождя в Ленинграде в 1 час. 16 июля. Интенсивный рост авления и развитие гребня антициклона в тылу циклона дополнильно оказали размывающее воздействие на облачность за фроном.

Согласно данным МРЛ, в 0 и 3 часа отдаление фронта окклюи и перемещение к востоку фронтальной облачности и осадков вершало приподнятое радиоэхо слоистообразной облачности РСО) от плотных облаков среднего и верхнего ярусов. В послеющем 16 июля в результате прихода устойчивой воздушной маси развития гребня антициклона по району установилась устойвая малооблачная погода без дождя и кучево-дождевой облачости.

1.4. 24—25 VII 1974 г. погода района была обусловлена беззадиентным барическим полем (рис. 4 a—e). Две зоны радиоэхо 3 и 6 часов 24 июля непосредственно связаны с существующим районе верхним атмосферным фронтом, выявить который по даным сети наземных метеорологических станций не представлялось эзможным.

Согласно данным фактических наблюдений южнее Ленинграа, а позднее и в районе МРЛ, вдоль участка верхнего холодного ронта развилась интенсивная грозовая зона, которая в период 11 ч 15 мин, смещаясь с запада на восток как верхний холодый фронт, сопровождалась интенсивной грозовой деятельностью сильным ливневым дождем. С 11 ч 45 мин постепенно отмечаетч переход от ливневого дождя к обложному, который продолжала до 13 часов. К этому моменту практически закончилось проождение участка верхнего холодного фронта, а в районе leнинграда почти полностью восстановились погодные условия, уществовавшие до 11 ч 15 мин.

В дальнейшем верхний фронт, сместившись в восточную часть айона, в течение продолжительного промежутка времени 24 июля влялся границей раздела между двумя воздушными массами различными характеристиками неустойчивости. В восточной части айона на удалении более 100 км от МРЛ отмечались грозы МРЛ до 22 часов фиксировал многочисленные очаги РКО, неосредственно связанные с Сb. Воздушные потоки на AT<sub>700</sub> и AT<sub>500</sub>, о данным зондирования за 15 часов, имели направление 180° скорость около 45—50 км/ч, т. е. верхний фронт, находясь в пааллельных воздушных потоках, принимал волнообразный вид. И ночные часы верхний фронт еще более обострился, и, хотя он о-прежнему был плохо выражен в поле температуры у земли, его южно было проследить на кольцовке восточнее Ленинграда, осоенно в поле ветра, облачности и опасных явлений.

В соответствии с данными МРЛ, полученными за 0 и 3 часа 5 июля, протяженность радиоэхо облачности и зон осадков РОЗО) вдоль линии фронта составляла 370—400 км, ширина дотигала 90—120 км. При этом, согласно измерениям МРЛ, теплый



Рис. 3. Синоптическая ситуация при совместном анализе данных одного МРЛ и МС 15 VII 1974 г. a-9(12) часов; b-12(15) часов; b-15(18) часов; c-18(21) часов;  $\partial-21(0)$  час; e-0(3) часов 16 VII 1974 г.



Рис. 4. Синоптическая ситуация при совместном анализе данных одного МРЛ и МС 24 VII 1974 г. α-0(3) часов; δ-6(9) часов; в-12(15) часов; ε-18(21) часов; ∂-21(0) час; е-3(6) часа 25 VII 1974 г.

участок фронта с волнами, обострившегося в ночные часы, проше над Ленинградом в обратном направлении с востока на запа В описанной ситуации радиолокационные данные позволили пр вильно оценить синоптическую обстановку и заблаговремени предвидеть начавшееся перемещение теплого участка фронт с волнами к западу.



Рис. 5. Атмосферные фронты при совместном анализе данных трех МРЛ и МС 11—13 VI 1972 г.

a-6(9) часов 11 VI; б-0(3) часов, в-3(6) часа, е-6(9) часов 12 VI; д-3(6) часа, е-6(9) часов 13 VI.

#### 2. ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ В АНАЛИЗЕ ДАННЫХ ТРЕХ МРЛ

2.1. Синоптический процесс 11-13 VI 1972 г. характеризовалс в основном смещением с запада на восток основного теплог фронта (рис.  $5 \ a-e$ ). За этот период фронт смещался от запад ной границы БССР до восточной, причем на всем этом пути облач

ость и зоны осадков, связанные с ним, фиксировались радиолоаторами. Согласно анализу, на синоптической карте линия этого ронта у земли примерно проводилась с севера в южном направении, а направление перемещения составляло 60-80°. Воздушые потоки на AT<sub>700</sub> и AT<sub>500</sub> при этом в рассматриваемый период ыли 240—280°, максимальная скорость на АТ<sub>500</sub> 36 км/ч. Контраст емпературы между двумя воздушными массами, которые раздеяла данная фронтальная зона, составлял 2—2,5°С на 300 км (граиент средней температуры слоя нижней тропосферы (до 5 км). ассматриваемый теплый фронт довольно хорошо был выражен поле изаллобар и характеризовался с одной стороны падением авления (-1,8 мбар/3 ч) перед фронтом и ростом давления +2,4 мбар/3 ч) позади фронта. В целом перемещение фронта роисходило при атмосферном давлении 1010—1012 мбар в начае рассмотрения и 1016—1018 мбар в конце, когда фронт достиг осточных районов БССР. Перемещение теплого фронта в течение сего времени сопровождалось осадками обложного и ливневого арактера, а также грозами, количество и интенсивность которых величивалась в вечерние и ночные часы. За весь период наблюдеия теплый фронт переместился на 800 км. В среднем его скоость перемещения составляла 16 км/ч. С момента обнаружения в процессе существования фронтального раздела в районе БССР го активность оценивалась синоптиками как умеренная.

На рис. 5 а-е изображены зоны радиоэхо облачности и осадов, связанных с этим теплым фронтом, и положение линии самоо фронта у земли за некоторые сроки. В момент наибольшего даления фронта, когда он только приближался к западной граице БССР, МРЛ в Бресте фиксировала лишь РОЗО от ограниенного участка фронтальной грозовой облачности. Из-за ограниений радиолокационного метода наблюдений, в первые моменты ремени (когда фронт довольно удален) МРЛ не фиксирует целирадиоэхо от всей фронтальной облачности, и поэтому (OM 6(9) часов имеет место некоторое несогласование между факическим положением фронта и РОЗО. Однако в данном случае таправление расположения фронта совпадает с направлением доль наибольшей оси РОЗО. В последующем по мере перемещеия теплого фронта на восток, облачность этого фронта начинают риксировать также и другие радиолокаторы. При этом РОЗО величивается по площади, за счет того что становится возможым обнаруживать дополнительно отдельные формы недождевой блачности. В целом смещение РОЗО (на совмещенной карте) доольно хорошо согласуется с перемещением самого фронта, что юзволяет указать районы, на которые в последующем скажется лияние фронта.

2.2. Погода БССР 7 VIII 1972 г. была обусловлена окклюдиующимся циклоном и системой атмосферных фронтов, смещаюцихся на северо-запад (рис. 6 a-b). Наиболее четко были ыражены фронт окклюзии и ветвь холодного фронта, ориентировантая с запада на восток. Фронту окклюзии и узкому теплому сектору данного циклона на карте ОТ <sup>500</sup> соответствовал гребен тепла, а наибольшие контрасты температуры отмечались в район непосредственно за холодным фронтом и составляли около 3– 2,5°С на 300 км. Рассматриваемые холодный фронт и фронт окклю



Рис. 6. Атмосферные фронты при совместном анализе данных трех МРЛ и МС 7 VII 1972 г. *a*-6(9) часов; *б*-9(12) часов; *в*-12(15) часов.





зии были довольно четко выражены и в поле других метеорологи ческих элементов. Так, например, в 6(9) и 9(12) часов в тыл за холодным фронтом имели место очаги роста давления, которы характеризовались величиной +3,4 мбар/3 ч. Однако в последую щие сроки рост давления в тылу сменился падением — 2,4 мбар/3 по данным наблюдений в 12(15) часов. Это говорит о процесс начавшейся регенерации циклона, с которым в последующем до
ольно длительное время были связаны системы основных атмоферных фронтов с волнами. На AT<sub>500</sub> и AT<sub>700</sub> воздушный поток арактеризовался соответственно направлением 75°, скоростью 0 км/ч и направлением 145°, скоростью 48 км/ч. Таким образом, идно, что ветры на высотах способствовали перемещению систеы атмосферных фронтов в северо-западном и западном направениях.

Как следует из приведенных рисунков, общее смещение РОЗО, вязанных с этими атмосферными фронтами, в точности соответтвует описанной схеме перемещения. Здесь, оданко, следует обраить внимание на то, что регенерация циклона началась после его юлного окклюдирования.

Взаиморасположение основной части РОЗО и линии фронта кклюзии указывает на то, что данный фронт имеет характер еплого фронта. Это подтверждается и тем, что ось гребня тепла ra OT 500 была смещена несколько вперед по отношению к линии рронта у земли. Перемещение системы атмосферных фронтов з северо-западном направлении происходило при атмосферном завлении 1014—1018 мбар. За рассматриваемый период (с 6(9) то 12(15) часов) описанные атмосферные фронты (холодный и окклюзии) были активны и довольно четко выражены. При перемецении фронтального раздела сетью наземных станций отмечались сильные фронтальные грозы и ливни. По данным трех МРЛ, прогяженность РОЗО вдоль фронта составляла 500-650 км; ширина — около 200—250 км. Линия холодного фронта делит РОЗО примерно в отношении 2:3. В целом можно отметить, что система атмосферных фронтов, а также характер синоптического процесса за рассмотренные сроки полностью соответствуют радиолокационным данным, а направление их перемещения хорошо согласуется с перемещением РОЗО.

2.3. Погода БССР 12 VIII 1972 г. (рис. 7 а-в) была обусловлена быстро смещавшимся холодным фронтом с запада. Этот активный основной холодный фронт был четко выражен и разделял две различные воздушные массы с контрастом температуры во фронтальной зоне около 2,5°С на 300 км. На ОТ 1000 данному фронту соответствовала ложбина холода. Направление ветра на высотах в рассматриваемый период изменялось от 190° (в 0(3) чаca) до 230° (в 12(15) часов), что было вызвано перестройкой высотного барического поля, которая в свою очередь связывается с изменившейся циркуляцией в ниже- и вышележащих слоях атмосферы. Скорость потоков достигала 56-60 км/ч. Согласно данным сети наземных метеостанций, в районе холодного фронта в различные сроки были зафиксированы падение давления перед фронтом и рост в тылу фронта. Максимальные величины падения и ро-. ста давления составили соответственно -2,4 и +4,7 мбар/3 ч. С перемещающимся на восток фронтом были связаны грозы и ливни. С 0(3) до 12(15) часов (т. е. за 12 часов) холодный фронт сместился в восточном направлении на 500 км, что соответствует средней скорости 40—42 км/ч. Сказанное хорошо подтверж дается радиолокационными данными, согласно которым РОЗС обусловленные этим фронтом, отмечаются первый раз в 0(3) часо западнее г. Бреста, в 12(15) часов они уже фиксируются МРЈ в г. Гомель восточнее собственной точки. При этом МРЛ в Брест фиксирует в этот срок на востоке (начиная с удаления 150 км



Рис. 8. Атмосферные фронты при совместном анализе данных трех МРЛ и МС. а — 3(6) часа 17 VIII 1972 г.; б — 3(6) часа 18 VIII 1972 г.; в — 18(21) часов 20 VIII 1972 г.; г — 3(6) часа 22 VIII 1972 г.; ∂ — 0(3) часов, е — 6(9) часов 23 VIII 1972 г.; ∂ — 0(3) часов, е — 6(9) часов

радиоэхо облачности без гроз, обусловленное вторичным холодным фронтом, который начал развиваться в дневные часы. В данном случае следует обратить внимание на то, что и основной холодный и вторичный холодный фронты выражены на экране радиолокатора четкими полосами радиоэхо. Это связано с тем, что зона обширного облачного массива в центральной части циклона

74

проходит значительно северней, а район БССР находится под влианием периферийной части циклона. Перемещение холодного фронга происходило при атмосферном давлении 1015—1018 мбар.

2.4. Погода БССР 17-23 VIII 1972 г. (рис. 8 a-e) была обусловлена полосой пониженного давления на западе, холодным фронтом с волнами, медленно перемещающимся к востоку, а также гребнем антициклона, который препятствовал продвижению этого фронта. С холодным фронтом была связана кучево-дождевая облачность, грозы и ливни. В основном линия фронта у земли проводилась с севера на юг. Воздушные потоки на АТ700 и АТ500 17 и 18 августа имели направление 140—180° и скорость 20—40 км/ч, 21-22 августа их скорость постепенно увеличилась до 80---100 км/ч. В этот же период (21-23 августа) на высоте около 10 км начало формироваться струйное течение с направлением оси 170° и скоростью 130-150 км/ч. Последнее указывает на оформление четко выраженной высотной фронтальной зоны, обусловленной холодным фронтом с волнами, и свидетельствует о том, что именно в этот период фронтальная поверхность и фронт наиболее обострились.

Градиент средней температуры слоя до уровня 5 км в зоне холодного фронта составлял 2—2,5°С на 300 км. 22 и 23 августа градиент температуры достиг 3—3,5°С на 300 км. Обращает на себя внимание тот факт, что 21 августа увеличение скорости воздушных потоков в свободной атмосфере совпадает по времени с наибольшим падением давления у земли в зоне рассматриваемого фронта. Так, в 3(6), 6(9) и 9(12) часов барические тенденции в тылу циклона соответственно составляли —4,8, —5,0 и —4,2 мбар/3 ч. В конечном итоге рассматриваемые процессы приводили к обострению атмосферного фронта. Это полностью подтверждается данными МРЛ.

Начиная с 22 августа характеристики РОЗО данного фронта (плошадь, протяженность, ширина) превосходят соответствующие значения, полученные при наблюдениях 17-18 августа. Фронт, существуя практически в параллельных потоках, за 150 часов переместился к востоку на 430 км. При этом направление перемешения отдельных очагов кучево-дождевой облачности, получаемое при измерениях с одного МРЛ, совпадает с направлением ведущего потока. В этом случае направление и скорости перемещения РОЗО, полученные при измерениях с одного МРЛ, не отражают фактического направления и скорости передвижения самого фронта и указывают на небольшую подвижность этого высокого тропосферного фронтального раздела. Фронт смещался со средней скоростью 70 км за сутки. Для оценки направления перемещения фронта нужно проследить за перемещением края РОЗО на общей бланк-карте, составленной по данным всех МРЛ. На приведенном рис. 8 можно видеть, насколько наибольшая продольная ось РОЗО совпадает по направлению с приземной линией фронта, при этом большая часть РОЗО по отношению к линии фронтального раздела находится на стороне холодной воздушной массы.

75 ·

Анализ ситуаций, приведенных в предыдущих пунктах, позволяет сформулировать ряд рекомендаций и ограничений радиолокационного метода, о которых синоптик должен знать при использовании радиолокационной информации в синоптическом анализе.

3.1. Радиолокационная информация позволяет выявить мезомасштабные особенности облачности на фоне макромасштабных синоптических процессов. Примерами таких ситуаций можно назвать: а) выявление участков наименьшей и наибольшей интенсивности фронта (высоты Cb, отражаемости, ширины зоны фрон-



Рис. 9. Распределение повторяемости  $\Delta H$  у различных по характеру атмосферных фронтов. 1 — фронт с грозой, 2 — фронт с ливневыми дождями, 3 — фронт с обложными дождями, 4 — фронт без осадков.

тальной грозовой облачности), которые менее или более опасны для прохода самолетов; б) выявление внутримассовых гроз и территорий, свободных от них, при развитии на большой площади (в неустойчивой воздушной массе) макромасштабного процесса вертикальной конвекции; в) определение районов с мезомасштабными изменениями интенсивности выпадающего обложного дождя на фоне однородной слоисто-дождевой облачности, связанной с макропроцессом развития циклонической деятельности: г) обнаружением мезомасштабных аномалий в облачном поле, обусловленных орографическими особенностями района (рис. 1—8).

3.2. В ряде случаев для диагноза и определения характера атмосферного раздела можно применять характеристику  $\Delta H = H_{\rm pp} - H_{-22}$ , где  $H_{\rm pp}$  — максимальная высота радиоэхо,  $H_{-22}$  — высота изотермы — 22°С.

Характеристика ΔΗ зависит от фактически существующих условий конвекции и стратификации атмосферы. В свою очередь эти условия в значительной степени и определяют характер фронального облачного поля. Известно, что условия, при которых отечаются высоколежащий уровень конвекции ( $H_{\text{конв}} \approx H_{\text{po}}$ ) и адекция холода в верхней тропосфере (т. е. понижение  $H_{-22}$ ), благориятствуют развитию мощных Cb и более интенсивных гроз. меньщение  $\Delta H$  происходит при синоптических ситуациях, когда атруднено или вовсе исключено развитие грозовых Cb (уровень ертикальной конвекции невысок, он совпадает или ниже высоты  $I_{-22}$ ).

Результаты проверки применимости  $\Delta H$  для определения хаактера фронта даны на рис. 9. На рисунке изображены диффеенциальные кривые повторяемостей  $\Delta H$  для фронтов с грозами, ивневыми и обложными дождями, а также для фронтов без осадов. Данные показывают, что почти все случаи (100%) фронтов грозами отмечались при  $\Delta H > 0$ . 82% случаев фронтов с ливнеыми дождями (без гроз) — также при  $\Delta H > 0$ . Однако, при  $\Delta H >$ >3 км данное соотнощение существенно изменяется: фронты с гроами отмечаются в 89% случаев, а фронты с ливневыми дождями олько в 36% случаев. При значении  $\Delta H > 5$  км практически отменались только фронты с грозами. В процентном отнощении при  $\Delta H > 5$  км повторяемость фронтов с грозами составила 52%, с ливневыми дождями — 16%, а без явлений — всего 6%.

Средние значения  $\Delta H$  равны: 5,2 км для фронтов с грозами, 2,7 км для фронтов с ливневыми дождями и 2 км для фронтов 5ез гроз. Таким образом,  $\Delta H > 5$  км является надежным признаком фронта с грозами. При — 1 км  $<\Delta H < 3$  км атмосферный раздел следует расценивать как фронт с ливневыми или обложными дожями. Значение  $\Delta H < -1$  является надежным признаком фронта без явлений. Значения  $\Delta H$  от 3 до 5 км примерно в одинаковой мере встречались у фронтов с грозами и ливнями. Рекомендуемая для использования в синоптическом анализе характеристика  $\Delta H$ позволяет практически мгновенно делать диагноз характера приближающегося атмосферного фронта, РОЗО которого фиксируется на предельном удалении (200—300 км).

3.3. Радиолокационная информация может применяться для отыскания и уточнения положения линий атмосферных фронтов. МРЛ фиксирует только наиболее крупнокапельные формы облачности и выпадающие из них осадки, которые развиваются в районе непосредственного соприкосновения воздушных масс. МРЛ не фиксирует ни фронтальной поверхности, ни переходной зоны, ни линии фронта, разделяющей воздушные массы с различными свойствами. Наиболее четко в поле радиоэхо представлены атмосферные фронты, которые имеют развитую фронтальную облачность и осадки. Фронты, слабо выраженные или вовсе не выраженные в облачности и особенно в поле осадков, ни каким образом не фиксируются МРЛ (в отношении таких фронтов метеолокатор не может дать никаких сведений).

Направление расположения линии фронта у земли в основном совпадает с направлением вдоль наибольшей оси зоны радиоэхо фронтальной облачности [1] (рис. 7—8). Отношение § ширины

РОЗО перед фронтом  $d_{n\phi}$  к ширине РОЗО за фронтом  $d_{3\phi}$  ( $\xi = d_{n\phi}/d_{3\phi}$ ) характеризует структуру и особенности распределения фронтальной облачности относительно линии фронта у земли. Ре зультаты обработки представлены в табл. 1 Из таблицы следует что у теплых фронтов РОЗО расположено преимущественно пе ред линией фронта. Холодные фронты (основные и вторичные) большей частью имеют радиоэхо облачности и осадков преиму щественно позади фронта.

Таблица 1

· · ·		Тип ф	ронта	
<b>5</b>	ТФ и ВТФ	ХФиХФ вторичный	ХФ с волнами	Σ
0,0-0,4	_	16	27	43
0,41-0,8	7	20	40	67
0,81-1,2	16	17	36	69
1,21-1,6	12	4	22	38
1,61—2,0	10	2	6	18
2,01-2,4	5	<u> </u>	10	15
2,41—2,8	5	· · · · ·	9	14
2,81-3,2	3		2	5
>3,2	4		16	20
$\Sigma$ $\sim$ .	62	59	168	289 ·
Среднее	1,6	0,69	1,3	
σξ	0,75	0,41	0,96	

#### Повторяемость (число случаев) отношения для трех типов фронтов

Осредненные значения для рассматриваемой характеристики отношения  $\xi$  составляют: 1,6 — теплые фронты, 0,69 — холодные фронты, 1,3 — холодные фронты с волнами. Таким образом, для отыскания линии приземного фронта у земли по известному положению радиоэхо фронтальной облачности и зон осадков можно применять осредненные значения характеристики  $\xi$ , полученные для трех типов фронтов. Границы радиоэхо облачности и осадков получают при совместной работе нескольких метеолокаторов. Для приближающихся атмосферных фронтов, когда более четко фиксируется передний по ходу движения край РОЗО, ширина РОЗО перед фронтом определяется из соотношения  $d_{n\phi} = d_{o6m}/(1 + \frac{1}{\xi})$ , где  $d_{o6m}$  — средняя ширина РОЗО. Для атмосферных фронтов, у которых тыловой край РОЗО ровнее и четче переднего края, можно применять зависимость, которая позволяет вычислять ширину радиоэхо за фронтом  $d_{a\phi} = \frac{\tilde{a}_{o6m}}{\xi + 1}$ .

Вычисленная характеристика ширины РОЗО перед фронтом или позади него (по ходу движения) при известном положении

раниц этого радиоэхо позволяет более уверенно отыскивать переодную зону и проводить линию атмосферного фронта у земли. La основе обработанных данных для теплых и холодных фронтов риведем зависимости, с помощью которых можно отыскивать или точнять положение атмосферного фронта у земли.

TФ:  $\bar{a}_{n\phi} = (0,6 \pm 0,1) \, \bar{d}_{obm};$  $\bar{d}_{3\phi} = (0,4 \pm 0,1) \, \bar{d}_{obm}.$ ХФ:  $\bar{a}_{n\phi} = (0,4 \pm 0,15) \, \bar{d}_{obm};$  $\bar{d}_{3\phi} = (0,6 \pm 0,15) \, \bar{d}_{obm}.$ ХФ с волнами:  $\bar{d}_{n\phi} = (0,55 \pm 0,2) \, \bar{d}_{obm};$  $\bar{d}_{3\phi} = (0,45 \pm 0,2) \, \bar{d}_{obm}.$ 

Применение таких эмпирических зависимостей, устанавливаюцих соотношение между размерами РОЗО, в синоптическом анаизе возможно только после изучения распределения характеритики ξ в условиях конкретных регионов и для конкретных «кутов» МРЛ.

3.4. В отдельных случаях возможна инструментальная оценка роцессов эволюции атмосферных фронтов путем определения изтенений радиолокационных характеристик поля фронтальной обачности. Например, при приближении фронта к МРЛ и уменьпении характерной отражаемости и площади радиоэхо имеет тесто фронтолиз, при удалении фронта от МРЛ и увеличении арактерной отражаемости и площади радиоэхо имеет место фроногенез.

3.5. Данные нескольких МРЛ можно эффективно использовать ля оценки направления и скорости перемещения границ зоны ыпадающих осадков путем непосредственного наблюдения за изценением их местоположения. Направление перемещения всей зоы выявленного дождя за предыдущие сроки, полученное по анным нескольких МРЛ на совмещенной карте состояния облачости целого региона (БССР), наиболее правильно отражает факическое направление, которое следует рассматривать как озможный путь последующего распространения осадков. рис. 5—8).

3.6. Для детального уточнения времени начала или прекращеия осадков можно использовать данные МРЛ путем применения рактических наблюдений за фронтальной облачностью и граниами районов с выпадающими осадками. При этом ожидаемые ачало или прекращение осадков в первую очередь должны свяываться с перемещением границы зоны дождя, а не с линией оронта, так как линия фронта, как правило, не является передей или тыловой границей выпадающего дождя. Время наступлеия или прекращения осадков при перемещении фронта можношределять путем временного интерполирования положения граицы дождя на некоторый срок вперед (рис. 3, 4, 5, 8).

При таком подходе результат оказывается существенно лучше о сравнению с тем, когда для прогноза используются скорость направление перемещения РОЗО, полученные при наблюдении

**79**%

на одном МРЛ. Оценивая направление и скорость перемещени РОЗО по совмещенной карте по данным нескольких МРЛ, за ос нову нужно принимать изменение положения границ зоны дождя Так как районы выпадающих осадков в основном соответствую мощным облачным массивам, имеющим наибольшую вертикаль ную мощность и простирающимся до земли, то при данной задач из рассмотрения исключаются зоны приподнятого радиоэхо. Пере мещение облаков верхнего и среднего ярусов часто не согласуетс с направлением перемещения и скоростью распространения осад ков, что объясняется различием воздушных потоков в верхнеги и нижней тропосфере.

Таким образом, учет изменений в положении границ радиоэх основного облачного массива за предыдущие сроки на карте сов мещенной информации с нескольких МРЛ позволяет наиболе правильно определять направление и путь зоны осадков в после дующие моменты времени. Полученное направление при этом сов падает с направлением перемещения самого фронта (рис. 5 и 7) Скорость перемещения передней границы осадков совпадает с скоростью перемещения фронта. Если в течение некоторого интер вала времени фронт обострялся и процессы осадко- и облакообразования усиливались, то скорость перемещения передней границы радиоэхо осадков может соответственно превышать скорость перемещения.

Заблаговременность оповещения ожидаемого изменения в ха рактере погоды, связанном с атмосферным фронтом, при радио локационных наблюдениях зависит от скорости перемещения пе редней границы РОЗО, а также от предельного расстояния, на котором надежно обнаруживается радиоэхо облачности фронта Для фронтов с конвективной кучево-дождевой облачностью макси мальная заблаговременность такого оповещения может достигатт 5—6 часов (при среднем значении 2—3 часа). Максимальная за благовременность обнаружения и распознавания фронтов с облож ным дождем из-за уменьшения эффективных радиусов обнаруже ния по сравнению с Cb уменьшается до 4—5 часов.

При внутримассовых ситуациях, когда наступление опасных явлений связывается с развитием горозовых Сb и формированием местных термических нефронтальных циклонов, заблаговремен ность оповещения не может превышать время существования от дельного Cb или гряды конвективных ячеек, формирующихся вдолн линий неустойчивости. Опыт практической работы показывает, что в таких условиях это время не превышает 2—3 часов. В большин стве же случаев при штормовых ситуациях, когда в районе про исходит развитие внутримассовой грозовой конвективной облач ности, практически только непрерывные наблюдения за Cb и их радиолокационными характеристиками могут обеспечить своевре менное оповещение о наступлении опасного явления в интересуе мой точке района [2].

3.7. Скорость и направление перем щения зоны РКО, получае мые при измерениях на отдельном МРЛ, характеризуют средний

тер в слое от нижнего основания до высоты, на которой фиксистся верхняя граница РКО (рис. 4 и 8).

3.8. Если направление перемещения зон радиоэхо (РКО), поченное при измерениях на отдельном МРЛ, совпадает с направнием вдоль наибольщей оси зоны радиоэхо фронтальной облачэсти (с направлением фронта у земли), то это может указывать а то, что циклон или барическая ложбина, с которыми связан мосферный фронт, стали высокими тропосферными образованияи [3, 4]. Атмосферный фронт при этом становится малоподвижым (рис. 1 и 8).

3.9. Если процесс перемещения зоны радиоэхо облачности осовного тропосферного фронта завершается «приподнятым» РСО, о в последующие сроки после прекращения осадков в течение родолжительного времени (до 12—15 часов) можно ожидать эхранения устойчивой погоды, без дождя и кучево-дождевой облачэсти. Главная причина такого явления заключается в интенсивом росте давления, развитии гребня антициклона и размываютем воздействии на облачность нисходящих вертикальных потоков оздуха в тылу атмосферного фронта (рис. 3).

3.10. В размытом барическом поле при образовании в дневные асы местных термических нефронтальных циклонов, с которыми вязываются линии неустойчивости и активная грозовая деятельость, информация МРЛ о местоположении грозовых Сb приобреает большую значимость, особенно в связи с краткосрочным прогозированием изменений характера погоды, обусловленных Cb еремещением линий неустойчивости вместе С очагами рис. 2).

3.11. Зоны РКО позволяют классифицировать воздушную масу, в которой они выявлены, как неустойчивую. Образование развитие очагов РКО в ночные часы указывает на значительную сустойчивость данной воздушной массы.

Появление РСО, в особенности не приподнятого, или отсутстие радиоэхо в полуденные часы указывает на значительную усойчивость воздушной массы. Возможность разделения воздушных гасс на устойчивые и неустойчивые при радиолокационных наілюдениях нескольких МРЛ полезна при анализе синоптических итуаций на большой территории (рис. 1 и 4).

3.12. Применяя данные МРЛ, синоптик должен знать их достоверность. Оценка достоверности данных одного МРЛ приведена работе [2]. Оценим достоверность данных трех МРЛ в теплую юловину года в соответствии со следующей классификацией атмоферных фронтов: с грозой и ливневыми дождями, с обложными юждями и без дождя. Из результатов обработки следует, что ронты с грозами и ливневыми дождями при наблюдениях на трех ИРЛ (по данным 1972 г.) могут быть распознаны с вероятностью, близкой к единице (соответственно 0,91 и 0,95). Достоверность циагноза фронта с обложным дождем равна примерно 0,3—0,4. Радиолокационная информация об атмосферных фронтах без осадков имеет малую достоверность (примерно 0,3). Изучение возможных причин искажения радиолокационной и формации распознаваемых атмосферных явлений было проведе на основе обработки данных наблюдений за 1973 г. (табл. 2). Ес. последовательно рассматривать графы табл. 2, то можно получи представление о том, как МРЛ «превращает» то или иное явлен (гроза либо ливневый дождь) в другое, отличное от него (облос ной дождь, без осадков). Если рассматривать фактические да ные по строкам, то можно увидеть, чем могут быть радиолокац онные данные о грозах, ливнях, обложном дожде и атмосфернь фронтах с облачностью без осадков.

Таблица

## Результаты сопоставления радиолокационных наземных данных о характере фронтов (БССР, 1973 г.)

	1	÷	Фронт	ыпо	данным	( MC				
Фронты по данным	конвективная кучево- дождевая облачность			обло	обложной дождь			без дождя		
трех МРЛ	№ ячейки	число случаев	% сов- паде- ния	№ ячей- ки	число слу- чаев	% совпа- дения	№ ячей- ки	число слу- чаев	о % сов- паде- ния	по даннь МРЛ
Конвективная ку- чево-дождевая облачность	1.1	156	72/87	21	34	16/59	31	97	12/73	917
Обложной дождь	1.2	4	21/2	2.2	14	74/24	3.2	1	5/3	19
Без дождя	1.3	20	51/11	2.3	10	26/17	3.3	9	23/24	39
Сумма случаев по данным МС		180			58			37		275

Примечание. В графе "% совпадения" в числителе — (число случае MC/сумма случаев МРЛ) %, в знаменателе — (число случаев MC/сумма случае MC) %.

Анализ табл. 2 показывает, что при радиолокационном распо знавании явлений, обусловленных существованием кучево-дожде вой облачности, имеет место наибольший процент совпадений. Во первых, все фронты с кучево-дождевой облачностью в 87% слу чаев характеризуются по данным трех МРЛ именно такими же явлениями [ $\ltimes$ ,  $\ltimes$ ), ( $\ltimes$ ),  $\bigtriangledown$ ,  $\bigtriangledown$ )]; во-вторых, в 72% данные МРЛ о фронтах с кучево-дождевой облачностью [ $\ltimes$ ,  $\ltimes$ ), ( $\ltimes$ ),  $\bigtriangledown$ , Qсовпадают с фактической информацией метеостанций. С другой сто роны, данные МРЛ об атмосферных фронтах без осадков наименес эффективны.

Анализ случаев расхождения радиолокационных и наземных данных об одних и тех же фронтах позволяет назвать ряд причин, объясняющих наблюдаемое расхождение:

1. Несовершенство визуальных наблюдений за локальными явлениями и Cb (пространственная дискретность сети, трудность фиксирования Cb с ливнем или грозой в поле Ns, сравнительно больший субъективизм (ячейки 2.1 и 3.1 табл. 2). 2. В отдельных случаях одинаковый характер структуры отрааемости в Cb и Ns (особенно по вертикали), а также идентичсть характеристик таких Cb (H, Z,  $\Delta Z/\Delta H$ ) с характеристиками s (ячейки 1.2 табл. 2).

3. Недостаточно высокий потенциал МРЛ-2, который не обеечивает обнаружение всех явлений, особенно если фронтальная лачность находится на большом удалении от МРЛ (яч. 1.3 и 2.3, бл. 2).

4. Наличие области «радиотени», которая повышается с расоянием (яч. 2.3, табл. 2).

5. Ошибки при наблюдении и анализе радиолокационной инормации (яч. 3.2, табл. 2).

Таким образом, изложенные выше рекомендации по применеко радиолокационных данных в анализе синоптических ситуаций озволяют в ряде случаев с наименьшими затратами времени проводить диагноз синоптического положения, уточнять положение инии фронтального атмосферного раздела, выявлять отдельные езомасштабные особенности на фоне макромасштабного синопического процесса, оценивать направление и скорость перемеения зон выпадающих осадков, а также детально уточнять время к начала или прекращения. В отдельных случаях возможна оцена процессов эволюции атмосферных фронтов. Информация МРЛ аиболее эффективна в сложных штормовых синоптических ситуаиях, когда в район смещаются атмосферные фронты с грозами ливневыми дождями. В этих условиях данные МРЛ способствут правильной интерпретации и более четкому синоптическому ианозу при определении местоположения фронта у земли.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брылев Г. Б., Низдойминога Г. Л. Особенности пространственых характеристик радиоэхо облачности и зон осадков атмосферных фронтов. м. наст. сборник.

2. Руководство по производству наблюдений и применению информации радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2. Л., Гидрометеонздат, 1974, 334 с.

3. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Части I и II. Л., Гидометеоиздат, 1964 и 1965.

4. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. Л., Гидрометеоиздат, 1968, 74 с.

### Г. Б. БРЫЛЕВ, Г. Л. НИЗДОЙМИНО

## ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИ РАДИОЭХО ОБЛАЧНОСТИ И ЗОН ОСАДКОВ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ

Как показали исследования, проведенные ранее [1], определ ние местоположения атмосферных фронтов только по радиолок ционным данным возможно лишь в отдельных случаях, и обычн при смещении фронта, четко выраженного в поле облачности, гр ница кучево-дождевой облачности или осадков на котором со падала с приземным положением фронта (основные холоднь с грозовым валом, некоторые теплые фронты, у которых тылова граница обложного дождя совпадала с фронтом у земли). Главне ми факторами, определяющими условия развития облачности н фронтах, являются вертикальные движения, влагосодержание во душных масс, горизонтальные температурные контрасты, а такж характер циркуляции, обусловленной барическим полем. Эти фан торы в такой же степени определяют и активность фронта, раз витие и интенсивность опасных явлений. Поэтому для повышени эффективности применения радиолокационной информации в си ноптическом анализе необходимо тщательное изучение особенно стей пространственной структуры радиоэхо облачности и зон осал (PO3O) атмосферных фронтов KOB И ИХ геометрически соотношений.

Для описания пространственной структуры выбраны следук щие характеристики (рис. 1):

1) протяженность РОЗО (l) вдоль фронта в зависимости о его удаления, а также направления перемещения;

2) ширина РОЗО (d) перед фронтом и за ним в зависимост от типа фронта;

3) общая ширина РОЗО, а также повторяемость отношени длины к ширине РОЗО ( $k = \frac{l}{d}$ ) у различных по типу фронто и в зависимости от их ориентации по восьми румбам;

4) величина площади РОЗО (S) для фронтов различных типо и в зависимости от удаления этих фронтов.

Отметим, что все характеристики РОЗО фронтальной облач ности, за исключением ширины зоны d, носят условный характер

скольку при прочих равных условиях зависят от густоты сети: теорадиолокаторов и их взаиморасположения.

Для всех характеристик РОЗО найдены средние и средние кваатические значения, полученные при наблюдениях на трех МРЛ Аинск, Брест, Гомель) в 1972 и 1973 гг. Обработанные данные рактеризуют как теплое (апрель — сентябрь), так и холодное ктябрь — март) полугодия. Дневные (9—18 часов) и ночные 1—6 часов) сроки анализировались раздельно. Для теплой по-



Рис. 1. Характеристики радиоэхо фронтальной облачности:

l — протяженность радиоэхо вдоль фронта, d — ширина радиоэхо,  $d_{n \oplus}$  — ширина радиоэхо перед фронтом,  $d_{3 \oplus}$  — ширина радиоэхо: за фронтом.

ювины года было рассмотрено примерно равное количество дневых и ночных сроков (в сумме около 400 случаев). Из данных по солодному периоду года было обработано 77 сроков. Естественно, то такое число нельзя считать достаточным для широкого обобцения и поэтому выводы, сделанные в отношении холодного периода года, могут носить сугубо предварительный характер.

На рис. 2 показано распределение повторяемости l. Более чем з половине случаев (69% днем и 68% ночью) РОЗО, которое связано с фронтальной облачностью, имеет протяженность примерно 400—700 км. Модальное значение l равно 600—700 км (дневные сроки) и 400—500 км (ночные сроки). Средняя величина l для атмосферных фронтов на удалениях менее 300 км от Минска составила 450—500 км при  $\sigma_l = 160 \div 180$  км. В холодный перйод года l лежит в пределах 400—500 км. Атмосферные фронты, проходящие через район обзора трех МРЛ и ориентированные с запал на восток, а также смещающиеся в северном и северо-западно направлениях, имеют обычно наибольшие величины l (530 540 км) при  $\sigma_l = 100 - 130$  км. Фронты, перемещающиеся с восто на запад, характеризуются в основном наименьшими значениям



Рис. 2. Кривые распределения *l* днем (1) и ночью (2).



*l*(*l*=360 км при  $\sigma_l$ =140 км Это можно объяснить K различием величин Mep диональной и широтной о района, охватываемого р диолокационным обзоро так и несколько меньш активностью процессов лакообразования на dpo тах, смещающихся с вост ка на запад (данная трае тория перемещения цикл нов и фронтов над ЕТС я ляется аномальной). Такі циклоны, а вместе с ним и атмосферные фронты і получают активного разв тия и, как правило, быстр заполняются и размываю ся. РОЗО этих фронтов м нее интенсивно и имеет о носительно меньшие LODI зонтальные и вертикальны размеры по сравнени C. фронтами, перемещак щимися с запада на восто и особенно с юга на севет Данные о повторяемости в зависимости от направле ния их перемещения при водятся в табл. 1.

На рис. З показано распределение повторяемости d по задан ным градациям для дневной и ночной половин суток. Из приведен ных распределений следует, что в целом ширина РОЗО, которые связываются с фронтальными разделами, изменяется в очень ши роких пределах (от 50 км — 1,9% случаев, >600 км — 2,4% случает в дневные сроки). Максимум повторяемости (18,8%) приходится на  $d=201 \div 250$  км; второй максимум (12%) — на  $d=301 \div 350$  км В целом в 75% случаев атмосферных фронтов (дневные сроки) отмечается РОЗО с  $d \ge 200 \div 250$  км.

В табл. 2 указаны повторяемости общей ширины радиоэхо для различных фронтов. Для верхних и основных теплых фронтов, а также для холодных максимум повторяемости приходится на градации 201—250 км. Холодный фронт с волнами характеризугся двумя максимумами повторяемости d (201—250 и 301— 50 км). Средние значения ширины РОЗО d для верхнего и основого теплого фронта составляют 305 и 303 км при  $\sigma_d = 157$  и 131 км оответственно, для основного холодного фронта — 222 км при a = 96 км, для холодного вторичного фронта — 305 км при  $\sigma_d =$ = 136 км, для холодного фронта с волнами — 306 км при  $\sigma_d =$ = 150 км.

Таблица І

Направ-				l	км			5	Coornea	σι
ление	<100	101-200	201-300	301-400	401-500	501-600	>600	Σ	среднее, км	КМ
Ċ					3		2	5	530	98
СВ		$\frac{2}{1}$	5	$\frac{1}{1}$	$\frac{4}{6}$	$\frac{-6}{-4}$	$\frac{10}{6}$	$\frac{28}{18}$	$\frac{482}{516}$	$\frac{171}{129}$
В	$\left \frac{4}{1}\right $	$\frac{6}{6}$	$\frac{9}{12}$	$\frac{7}{8}$	<u>11</u> 15	$\frac{14}{14}$	15 16	$\frac{66}{72}$	$\frac{427}{439}$	$\frac{167}{168}$
ЮВ	$\frac{2}{3}$	$\frac{1}{3}$	$\frac{4}{5}$	$\frac{3}{9}$	$\frac{3}{6}$	$\frac{8}{9}$	$\frac{15}{6}$	$\frac{36}{41}$	$\frac{494}{403}$	183 17t
Ю	<u> </u>		$\frac{2}{2}$	$\frac{2}{1}$	$\frac{1}{3}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{4}{2}$	$\frac{11}{11}$	$\frac{450}{\overline{468}}$	200 133
ЮЗ		$\frac{-}{1}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{2}{1}$	$\frac{4}{4}$	$\frac{11}{13}$	$\frac{513}{465}$	130 150
3		$\frac{2}{2}$	$\frac{5}{2}$	$\frac{3}{2}$	$\frac{4}{5}$	$\frac{2}{2}$	$\frac{1}{-}$	$\frac{17}{13}$	$\frac{361}{373}$	14 13(
С3			1	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{9}$	$\frac{3}{2}$	$\frac{5}{4}$	$\frac{11}{17}$	$\frac{540}{497}$	$\frac{13}{9}$
Малопод вижный фронт	-	$\frac{1}{1}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{5}{4}$	<u>6</u> 5	3 5	$\frac{3}{1}$	20 19	$\frac{435}{418}$	$\frac{13}{130}$

#### Повторяемость протяженности радиоэхо вдоль фронта в зависимости от направления смещения фронта

Примечание. Здесь и в табл. 2—5 в числителе—данные за ночные сроки, в знаменателе—за дневные.

В табл. 3 приведены повторяемости ширины РОЗО перед фронтом и их средние значения. Полученные данные говорят о том, что верхние и основные теплые фронты более чем в половине числа случаев имеют перед фронтом ширину РОЗО от 150—200 до 350—400 км. Это же справедливо и для ночного времени суток.

Для холодных фронтов ( основных и вторичных) распределение повторяемости ширины РОЗО перед фронтом смещено относительно теплых в сторону меньших значений. Для них ширина РОЗО перед фронтом ≥200—250 км имеет место практически только в <sup>1</sup>/<sub>3</sub> числа случаев. Tabuya 2

	различных фронтов	
	RUJ	
	P030	
	ширины	
2	оощеи	
Townsheers and	повторяемость	

	$^{ m WM}_{ m c}$	157 155	<u>131</u> <u>144</u>	96	136	150 142	116	-
	Среднее, км	305 342	$\frac{303}{341}$	222	<u>305</u> 228	<u>306</u> <u>316</u>	271 267	
	<b>N</b> 2	17	22	20 21	28 34	92 100	$\frac{24}{20}$	
	551600	- 7	<b>~</b> ]			6		·
	501-550	29 	~		-	4 9	<b></b>	
	451500	10	- -		5 5	8 2	1 5	
	401-450	~	3 5	-	ר  ט	8		
	351-400	ကျ		- 13 - -	- 7	$\frac{11}{9}$		
Z KM	301-350	4 5	ကက	က	2	<u>14</u> <u>10</u>	4	
	251-300	5 5	0	9	- 4	11	3	
	201 - 250	4	60 00	cu	0	15		
	151-200		-	~	5 4	8	5	
	101-150	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	4  -	ကကြ	1	രിവ		
	51-100	)     m		50	20	າງ	73	
	0-50					- 3	n an thair an thair an thair an thair an thair an thair an thair an thair	
	Тип фронта	BTΦ	ΤΦ	ΧΦ	ХФ вторич- ный	ХФ с волна- ми	Ф	

88

#### Таблица З

# Повторяемость ширины зоны РОЗО перед фронтом для различных фронтов

ип фронта	0—5 <b>0</b>	51—100	101-150	151-200	<i>d<sub>пф</sub>км</i> 201—250	251-300	301-350	351-400	>400	Σ.	Сред- нее, км	<sup>о</sup> <i>d</i> пф км
ΤΦ	<u>1</u>	$\frac{1}{3}$	$\frac{5}{3}$	$\frac{3}{3}$	$\frac{1}{4}$	$\frac{3}{2}$	$\frac{-}{2}$		1	$\frac{16}{17}$	194 190	$\frac{104}{80}$
Φ		$\frac{1}{1}$	<u>5</u> 5	$\frac{3}{5}$	$\frac{2}{4}$	$\frac{1}{6}$	$\frac{3}{1}$			$\frac{15}{22}$	195 202	<u>-81</u> -67
Φ	$\frac{3}{1}$	$\frac{1}{-}$	$\frac{5}{-}$	$\frac{4}{1}$	$\left  \frac{1}{1} \right $	2		1	1	$\frac{18}{3}$	169	109
(Ф вто- ичный	$\frac{2}{5}$	$\frac{3}{7}$	$\frac{7}{5}$	4 5	$\frac{2}{1}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{5}{2}$	$\frac{2}{-}$	 -1	$\frac{26}{27}$	190 137	<u>106</u> 101
Фс олнами	$\frac{6}{10}$	$\frac{18}{11}$	$\frac{21}{12}$	$\frac{15}{20}$	$\frac{8}{17}$	$\frac{6}{12}$	$\frac{7}{3}$	$\frac{3}{4}$	4	<u>88</u> 89	$\frac{173}{176}$	<u>103</u> 92
¢О	$\left  \frac{-}{1} \right $	$\frac{5}{2}$	$\frac{7}{2}$	$\frac{7}{5}$	- 4	$\frac{1}{2}$		$\frac{1}{1}$		$\frac{22}{17}$	161 183	$\frac{89}{82}$

#### Таблица 4

Іовторяемость ширины зоны РОЗО за фронтом для различных фронтов:

Тип ронта	0-50	51-100	101-150	151-200	d <sub>зф</sub> км 201-250	251-300	301350	351-400	>400	Σ	Сред- нее, км	<sup>σ</sup> d зф км
ВТФ ТФ ХФ хо- хи-	$\begin{array}{c} 2\\ \hline 3\\ \hline \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\$	$ \begin{array}{r}                                     $	$\begin{array}{r} 4\\ \hline 2\\ 1\\ \hline 6\\ 5\\ \hline -\\ 6\\ \hline 9 \end{array}$	$\begin{array}{r} 2\\ \hline 4\\ \hline 3\\ \hline 2\\ \hline 1\\ \hline 1\\ \hline 4\\ \hline 5 \end{array}$	$ \begin{array}{r} 2 \\ 4 \\ 1 \\ 2 \\ 1 \\ - \\ 3 \\ 5 \end{array} $	$\frac{-}{1}$ $\frac{3}{-}$ $\frac{3}{3}$	$\frac{2}{-}$	$\begin{array}{c} \frac{1}{2} \\ \frac{1}{-} \\ \frac{1}{-} \end{array}$	$\frac{-}{2}$ $\frac{1}{-}$ $\frac{1}{-}$	$     \begin{array}{r}       16 \\       15 \\       19 \\       17 \\       3 \\       26 \\       34     \end{array} $	$ \begin{array}{r} 112 \\ 146 \\ 191 \\ 172 \\ 118 \\ - \\ 173 \\ 148 \end{array} $	$ \begin{array}{r} 60 \\ 79 \\ 113 \\ 109 \\ 83 \\ - \\ 94 \\ 74 \\ \end{array} $
тын ХФс золна- ми ФО	$\begin{array}{c} 10\\ \hline 9\\ \hline 3\\ \hline 1\end{array}$	$ \begin{array}{r}     \frac{18}{15} \\     \frac{4}{2} \end{array} $	$\begin{array}{c c} 17\\ \hline 22\\ \hline 5\\ \hline 3 \end{array}$	$\begin{array}{c} 16\\ \hline 15\\ \hline 3\\ \hline 6\end{array}$	$ \begin{array}{r} 15\\ \overline{18}\\ \underline{1}\\ \overline{3} \end{array} $	$\frac{8}{11}$	5 5 1	1	$\begin{vmatrix} 3 \\ \hline 3 \\ \hline 1 \\ \hline - \end{vmatrix}$	93 99 19 16	$     \begin{array}{r}             162 \\             \overline{172} \\             146 \\             \overline{156}         \end{array}     $	95 95 103 62

89,

Модальным значением ширины РОЗО перед холодным фрог том с волнами явилась градация 100—150 км (дневные сроки и 150—200 км (ночные сроки). Перед этими фронтами РОЗО ши риной 100—150 км и менее в дневную часть суток встречалось бо лее чем в половине случаев (45 случаев из 88). В ночные срок картина заметно изменяется, лишь около <sup>1</sup>/<sub>3</sub> рассмотренных фрон тов характеризовалось шириной РОЗО 100—150 км. При этом <sup>2</sup>, от общего числа холодных фронтов с волнами имели ширин РОЗО перед фронтом 150—200 км.

Таким образом, холодные фронты с волнами в ночные часи имеют тенденцию к трансформации или к преобразованию в тег лые, а в дневные часы, наоборот, они имеют тенденцию к пре образованию в холодные фронты. Если проанализировать повторя мость ширины РОЗО облачности за фронтом (табл. 4), то можн указать, что для теплых фронтов (верхних и основных) модально яьляется градация ширины 51—100 км. РОЗО шириной 250-300 км и более за теплым фронтом встречается редко. Для холод ных фронтов (основных и вторичных) максимум повторяемост ширины РОЗО за фронтом приходится на градацию 150—100 км причем 65% случаев холодных фронтов имели позади линии фрон та РОЗО шириной 100-150 км и более (дневные сроки). Холод ные фронты с волнами характеризуются тем, что максимальны повторяемости ширины РОЗО за фронтом приходятся на четыр градации с примерно одинаковой повторяемостью (от 50-100 д 201—250 км), доля которых составляет более половины числ случаев (66 из 92). Средние значения ширины РОЗО позади лини фронта в дневную половину суток (теплое полугодие) составили 112 и 191 км для верхнего и основного теплых фронтов при о равных 59 и 113 км; 118 км для основного холодного фронта пр  $\sigma_d = 82$  км; 173 км для холодного вторичного фронта при  $\sigma_d = 94$  км 162 км для холодного фронта с волнами при  $\sigma_d = 95$  км.

Абсолютные значения l и d для холодного вторичного фронте их относительно большие значения по сравнению с такими ж характеристиками для основного холодного фронта не вполне со гласуются с общепринятыми представлениями о холодных вторич ных фронтах. Считается [3], что холодные вторичные фронты воз никают в тылу циклона за основными фронтами; при этом облак. холодного вторичного фронта значительно уступают по горизон тальным и вертикальным размерам облакам основных холодных фронтов; все опасные явления, связанные с вторичными фронтами развиваются очень быстро и существуют недолго. Такое представ ление, по всей вероятности, справедливо в первую очередь для вторичных фронтов, расположенных в периферийных и достаточно удаленных от центральной части циклона районах, где в холодной воздушной массе преобладают в основном нисходящие движе! ния. Число таких холодных вторичных фронтов (линий неустой чивости) в обсуждаемых данных было сравнительно невелико (около 5—6 случаев, примерно 18%). Аномально большие горизонтальные размеры РОЗО вторичных фронтов в остальных случаях, по-видимому, обусловлены тем, что в центральных и близких к ним частях циклона существует значительный облачный массив. В тылу циклона сплощное облачное поле может быть обусловлено [2] как восходящими движениями, так и выносом значительного количества мощной облачности из передней его части или, что то же самое, образованием, так называемых загнутых фронтов окклюзии. Характерным являлось также и то, что на картах ОТ<sup>500</sup><sub>1000</sub> над этими холодными вторичными фронтами ложбины холода



практически не выявлялись. Изложенные соображения помогают объяснить приведенные экспериментальные данные о горизонтальной структуре РОЗО холодных вторичных фронтов.

В отношении теплых фронтов в холодную половину года с определенностью можно отметить лишь следующее:

а) максимум повторяемости ширины РОЗО приходится на градации 301—350 и 351—400 км;

б) максимум повторяемости по сравнению с теплым полугодием смещен в сторону больших значений;

в) среднее значение ширины РОЗО 395 км.

Нетрудно видеть, что приведенные значения превосходят соответствующие им в теплый период. Это находится в полном соответствии с представлением о том, что в умеренных широтах теплые фронты в холодное полугодие выражены в поле облачности лучше, чем летом. Отношение  $\frac{l}{d}$  описывает степень «вытянутости» РОЗО в направлении вдоль линии фронта. На рис. 4 изображены многоугольники распределения повто ряемости  $\frac{l}{d}$  по градациям. Изменяясь в широких пределах,  $\frac{l}{d}$ принимает значения от 0,5 до 7. Наибольшая повторяемость (47,5% днем и 51% ночью) приходится на градацию 1,1—2,0. От метим, что распределения  $\frac{l}{d}$  указывают на тенденцию РОЗС располагаться вдоль направления линий атмосферных фронтов Градация  $\frac{l}{d} < 1$  в дневные и ночные часы отмечалась соответственно лишь в 13,2 и 15% случаев;  $\frac{l}{d} \ge 2,1-в$  39% случаев (дневные часы) и в 34% случаев (ночные часы).



и ночью (2).

В теплый период для дневной половины суток были получены следующие средние значения  $\frac{l}{d}$ : 1,46 для верхнего теплого фронта при  $\sigma_k = 0,6$ ; 1,58 для холодного вторичного фронта при  $\sigma_k = 0,6$ ; 1,78 для холодного фронта с волнами при  $\sigma_k = 0,9$ ; 1,85 для основного теплого фронта при  $\sigma_k = 0,9$ ; 1,9 для фронта окклюзии при  $\sigma_k = 0,6$ ; 2,36 для основного холодного фронта при  $\sigma_k = 1,5$ . В ночные сроки существенного изменения и качественных сдвигов в описанной структуре картин РОЗО не происходит.

Из приведенных данных следует, что распространенное понятие «полосы» РОЗО в наибольшей степени характерно для основных холодных фронтов.

На рис. 5 и в табл. 5 показано распределение площади S РОЗО для всех фронтов, включая 55 случаев внутримассовых ситуаций. Анализ этих данных позволяет указать, что в большинстве внутримассовых ситуаций площадь РОЗО почти не превосходит 100 000 км<sup>2</sup>.

В результате обработки получены средние значения площади радиоэхо  $\bar{s}$ :95 000 км<sup>2</sup> для верхнего теплого и основного теплого фронтов при  $\sigma_s$ =61 000 км<sup>2</sup>; 78 000 км<sup>2</sup> для основного холодного фронта при  $\sigma_s$ =58 000 км<sup>2</sup>; 110 000 км<sup>2</sup> для холодного вторичного фронта при  $\sigma_s$ =71 000 км<sup>2</sup>; 103 000 км<sup>2</sup> для холодного фронта с волнами при  $\sigma_s$ =56 000 км<sup>2</sup>; 79 000 км<sup>2</sup> для внутримассовых ОБ ри  $\sigma_s = 62\ 000\ \text{кm}^2$ . Для ночных сроков аналогичные оценки неколько ниже по сравнению с дневными, причем средние значения площади РОЗО составляют: для внутримассовой облачности 12 000 км<sup>2</sup> при  $\sigma_s = 33\ 000\ \text{кm}^2$ , для холодного фронта с волнами 96 000 км<sup>2</sup> при  $\sigma_s = 57\ 000\ \text{кm}^2$ .

Таким образом, из фактических данных следует, что площадь РОЗО 80 000 км<sup>2</sup> и более является довольно надежным признаком, указывающим на процесс облакообразования, связанный с фрон-

Таблица 5

I					S THC	KM <sup>3</sup>				1	Спелнее	σο
Тип фронта	0—31	32-62	63—94	95—125	126-156	157—187	188-219	220-250	>251	Σ	тыс. 1	<u>5</u> КМ <sup>2</sup>
ВТФ и ТФ	5	<u>78</u> 9	$\frac{6}{14}$	$\frac{6}{6}$	2	$\left  \frac{3}{1} \right $	<u>·3</u>	$\frac{1}{1}$	$\left  \frac{-}{1} \right $	34 40	<u>95</u> 90	$\frac{61}{52}$
ΧФ	$\left  \frac{7}{4} \right $	4	$\frac{1}{-}$	$\frac{2}{-}$	6		$\left  \frac{1}{-} \right $			$\frac{21}{4}$	$\frac{78}{16}$	58
ХФ вто- ричный	$\frac{4}{10}$	$\frac{6}{10}$	$\frac{4}{2}$	$\frac{2}{7}$	$\frac{3}{2}$	$\frac{5}{4}$	2	$\left  \frac{1}{-} \right $	<u> </u>	28 35	$\frac{110}{70}$	$\frac{71}{52}$
ХФ с волнами	$\frac{12}{13}$	$\frac{15}{21}$	$\frac{12}{16}$	$\frac{22}{24}$	$\frac{19}{12}$	<u>.9</u> <u>6</u>	4_7	$\frac{1}{1}$	$\frac{1}{1}$	95 101	103 96	56 57
ФО	$\left  \begin{array}{c} 6 \\ \hline 3 \end{array} \right $	$\frac{10}{6}$	$\frac{-}{7}$	$\left  \frac{1}{1} \right $	$\frac{4}{2}$		$\left  \frac{1}{-} \right $			<u>22</u> 19	$\frac{67}{67}$	53 35
зну⊤ри- массовые условия	$\frac{12}{24}$	$\left  \frac{13}{11} \right $	$\frac{16}{9}$	$\frac{5}{2}$		$\left  \frac{-}{1} \right $		$\frac{2}{-}$	2	55 47	79 42	$\begin{array}{c} \underline{62} \\ \underline{33} \end{array}$

Повторяемость S по градациям для фронтов различных типов

гальным разделом или весьма интенсивным процессом термической внутримассовой конвекции, обусловленным значительной неустойчивостью и большим влагозапасом воздушной массы.

Такая величина площади РОЗО в свою очередь определяет и ожидаемый период времени сохранения облачности, который заметно больше времени жизни разрозненных очагов внутримассовой облачности. Осредненная по 47 случаям площадь РОЗО теплых фронтов в холодную половину года характеризуется значением 124 000 км<sup>2</sup> и значительно превосходит аналогичную оценку *S* для летнего периода.

Таким образом, наиболее интенсивные осадки и наибольшие площади, на которые они выпадают, в зимний период связываются с процессами перемещения теплых фронтов. Это полностью согласуется с существующими представлениями.

В результате выполненной работы получены данные о горизонтальной структуре РОЗО на участках атмосферных фронтов значительной протяженности. Полученные численные характеристики пространственного распределения РОЗО в основном определяются зонами крупнокапельной облачности и выпадающими осадками. В табл. 6 для сравнения приведены данные о ширине зоны обла ков (верхнего яруса), полученные при полетах на самолета: в зоне атмосферных фронтов [3]. Большие значения ширины об лачности на теплых фронтах и фронтах окклюзии по сравнения

Таблииа б

Ширина зоны			Фронт	
облачности, км	теплый	холодный	окклюзии	холодный вторичный
≪50	_	2,4		5,9
51-100	1 <u>-</u> 1	12,2	2,4	67,7
101—200	1	26,8	9,8	29,4
201-300	7 .	29,3	7,3	<u> </u>
301-400	11	22,0	34,1	_
401—500	13	7,3	22,0	. <u> </u>
501-600	26	—	14,6	<u> </u>
601-700	21		4,9	
701—800	11	·	4,9	_
800	10	. —	<u>.</u>	_
Среднее	620	260	440	120

#### Повторяемость (%) ширины зоны облаков верхнего яруса на различных фронтах по Баранову [3]

со значениями, которые были получены по данным МРЛ для этих фронтов, объясняются тем, что метеолокатор плохо обнаруживает мелкокапельную облачность нижнего яруса и облачность среднего и особенно верхнего ярусов. Данные о ширине основных холодных фронтов, полученные по данным МРЛ, вполне согласуются с данными работы [3].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брылев Г. Б., Низдойминога Г. Л. Оценка возможности определения местоположения атмосферного фронта по данным нескольких МРЛ.— «Тр. ГГО», 1974, вып. 327.

2. З ве ре в А. С. Синоптическая метеорология. Л., Гидрометеоиздат, 1968. З. Баранов А. М. Фронтальные облака и условия полетов в них. Л., Гидрометеоиздат, 1964.

#### Л. С. БОЛОНДИНСКАЯ, Г. Б. БРЫЛЕВ, Л. И. КУЗНЕЦОВА

## К ВОПРОСУ О РАЗДЕЛЕНИИ ОСАДКОВ РАЗНОГО ФАЗОВОГО СОСТОЯНИЯ В ПЕРЕХОДНЫЕ ПЕРИОДЫ ГОДА ПО РАДИОЛОКАЦИОННЫМ ДАННЫМ

Вопрос о разделении твердых, жидких и смешанных осадков озникает в переходные периоды года, которыми принято считать ериоды, когда температура воздуха изменяется в интервале от +10 до  $-2^{\circ}$ С и нулевая изотерма располагается на высоте 1 км ниже [1]. В частности, следует выделить интервал температурт +3 до  $-2^{\circ}$ С, в котором осадки могут выпадать в виде дождя, нега, мокрого снега и переохлажденного дождя. Поэтому появлятся необходимость, особенно в связи с интенсивным расширением адиолокационной сети и с возрастающим значением радиолокацинной информации, более точного определения фазового состояия осадков.

В настоящее время оценка фазового состояния осадков произодится по величине отраженного от них сигнала  $(\lg Z)$  в слое 0—км.

В обработке данных, с одной стороны, использовались операивные радиолокационные бланки с первичной информацией (фора № 1), полученные на МРЛ-1 АМСГ Пулково в радиусе 100 км а октябрь — декабрь 1972 г. и за февраль — апрель 1973 г. в срои, синхронные со сроками проведения аэрологических наблюдеий; с другой стороны, использовались приземные синоптические арты (также синхронные со сроками аэрологических наблюдеий) и данные аэрологических наблюдений (таблица ТАЭ-3).

Сравнение радиолокационных и синоптических данных осущетвлялось наложением копий синоптических карт на радиолокаионные бланки (при этом масштаб синоптических карт соотетствовал масштабу радиолокационных бланков); причем даные каждой метеостанции соответствовали радиолокационным анным, зафиксированным в ячейке размером 30×30 км (такой азмер ячеек при измерении отражаемости осадков хорошо соглауется с выводами, полученными в [2]). В процессе обработки анных были отобраны случаи с твердыми, жидкими и смешанными осадками, фиксируемыми сетью наземных метеостанци (общее число случаев 452, из них 239 случаев — твердые осадки 152 случая — жидкие осадки, 61 случай — смешанные осадки).

Зависимости между отражаемостью осадков  $\lg Z$ , высото верхней границы радиоэхо (H) от облачности, из которой выпа дали осадки, и их фазовым состоянием представлены на рис. 1



Рис. 1. Повторяемость *р* отражаемости lg *Z* (*a*) и высот верхней границы радиоэхо *H* (*б*). 1 — твердые осадки (239 случаев) 2 — жидкие осадки (152 случая), 3 — смешанные осадки (61 случай).

и б. Из этих рисунков следует, что выделить какие-либо интер валы  $\lg Z$  и H с точки зрения разделения осадков по их фазовом состоянию невозможно, так как все виды осадков наблюдалис в каждом из приведенных на рисунках интервале  $\lg Z$  и H, и по вторяемости значений  $\lg Z$  и H в этих интервалах для каждог вида осадков отличаются незначительно. (Из рис. 1 б также сле дует, что при H > 6 км наблюдались только жидкие осадки, но по вторяемость H при этом мала.)

Таким образом, разделить осадки по их фазовому состоянии с привлечением только радиолокационных характеристик ( $\lg Z \, \mu H$  оказалось невозможным. Поэтому далее было проведено сопостав

96

ние указанных радиолокационных характеристик с некоторыми рологическими данными.

Сопоставление радиолокационных данных с аэрологическими аэрологического результатам оводилось по зондирования п. Воейково, данные которого распространялись на все простанство в радиусе 100 км от пос. Воейково. В качестве дополниэльных характеристик для разделения осадков по фазовому остоянию привлекались: относительный геопотенциал H 1000 , харакризующий среднюю температуру слоя между изобарическими рверхностями 850 и 1000 мбар [4]; и наземная температура возуха. Так, сопоставлялись значения величин 1g Z и H 850 для кажого вида осадков. Результаты сопоставления представлены на ис. 2 а, из которого следует, что одни и те же сочетания значеий  $\lg Z$  и  $H_{1000}^{850}$  соответствуют разным видам осадков, т. е. что зязь между lgZ и  $H_{1000}^{850}$ для данного вида осадков отсутствует. [опутно отметим, что этот рисунок еще раз подтвердил известное оложение [3] о том, что только в интервале значений H<sub>1000</sub>, равых 128—132 гп. дам, наблюдаются осадки разной фазы.

С целью выяснения зависимости между  $\lg Z$  и фактической наемной температурой воздуха ( $t^{\circ}$ C) был построен рис. 26, из оторого следует, что при одном и том же значении  $\lg Z$  и при разичных значениях  $t^{\circ}$ C отмечались осадки разного фазового состония, т. е. что значения  $\lg Z$  для данного вида осадков слабо завият от  $t^{\circ}$ C. Отметим, что рис. 2 б иллюстрирует также зависимость ида осадков от  $t^{\circ}$ C, в частности осадки разной фазы отмечались интервале от —0,5 до +2,5°C, что соответствует выводам рабоы [3].

Таким образом, сопоставление значений  $\lg Z$ , соответствующих азным видам осадков, с  $H_{1000}^{850}$  и *t*°C также не позволило провести еткое разделение осадков по их фазовому состоянию.

С целью улучшения распознавания фазового состояния осадков ю их радиолокационным характеристикам с привлечением некоорых аэрологических данных была проверена пригодность для того следующих соотношений:

$$\begin{split} \varphi &= \lg Z \cdot t, \ \varphi = \lg Z \cdot H_{1000}^{850}, \ \varphi = \lg Z \cdot H_{0^{\circ}C}^{850}, \\ \varphi &= \lg Z \cdot \frac{H_{1000}^{850}}{H_{0^{\circ}C}}, \quad \varphi = \lg Z \cdot \frac{H}{H_{1000}^{850}}, \quad \varphi = \frac{H}{H_{0^{\circ}C}} \frac{H_{1000}^{850}}{H_{0^{\circ}C}}, \\ \varphi &= \frac{\lg Z_{\max}}{\lg Z} \frac{H_{1000}^{850}}{H_{0^{\circ}C}}, \end{split}$$

де  $H_{0^{\circ}C}$  — высота нулевой изотермы,  $\lg Z_{\max}$  — максимальное значение отражаемости данного вида осадков за один срок наблюдений в радиусе 100 км от МРЛ.

7 192

97





Для каждого из соотношений, соответствующих тому или иновиду осадков, были получены коэффициенты корреляции между гавляющими этих соотношений; распределения повторяемости чений ф; интегральные повторяемости значений lg Z.

Из указанных соотношений наиболее оптимальным, с точки ния разделения осадков, оказалось соотношение  $\varphi = \lg Z \cdot \frac{H}{H_{1000}^{850}}$ 

торое далее рассматривается).

В результате расчетов коэффициентов корреляции k для  $\lg Z$ 

// (последние в переходный период можно считать независи-

ми величинами) были получены следующие их значения:  $k_{\rm H} = ,14$  для жидких осадков;  $k_{\rm CM} = 0,35$  для смешанных осадков; = 0,24 для твердых осадков;  $k'_{\rm TB} = 0,54$  для твердых осадков, ько когда наблюдалась нулевая изотерма.

Определение значимости [5] коэффициентов корреляции дало дующие результаты. Для жидких осадков среднее квадратичее отклонение  $\sigma_{\rm H}$ =0,082 (при числе случаев  $N_{\rm H}$ , равном 152). к как  $k_{\rm H} < 2 \sigma_{\rm H}$  (0,14<0,16), то  $k_{\rm H}$  нельзя считать значимым. я смешанных осадков  $\sigma_{\rm CM}$ =0,130 (при числе случаев  $N_{\rm CM}$ , равм 61). Так как  $k_{\rm CM} > 2 \sigma_{\rm CM}$  (0,35>0,26), то  $k_{\rm CM}$  является значи-

им и совокупность значений  $\lg Z$  и  $\frac{H}{H_{1000}^{850}}$  — коррелированной.

я твердых осадков  $\sigma_{\text{тв}} = 0,065$  (при числе случаев  $N_{\text{тв}}$ , равм 239). Так как  $k_{\text{тв}} > 2 \sigma_{\text{тв}}$  (0,24>0,13), то  $k_{\text{тв}}$  является значим и совокупность значений  $\lg Z$  и  $\frac{H}{H_{1000}^{850}}$  — коррелированной.

тя твердых осадков, когда наблюдалась нулевая изотерма, =0,152 (при числе случаев  $N'_{\rm тв}$ , равном 44). Так как  $k'_{\rm тв}$  >2  $\sigma'_{\rm тв}$ 54>0,31), то  $k'_{\rm тв}$  является значимым и совокупность значений

Z и <u>H</u> H<sup>850</sup><sub>1000</sub> — коррелированной. Распределения повторяемости

 $\int 1g Z \cdot \frac{H}{H_{1000}^{850}}$ для каждого вида осадков представлены на рис. 3 *а*.

мечаются следующие максимальные повторяемости: 32% для адких осадков (кривая 2) при значении  $\varphi$ =5,2, 49% для твердых адков (кривая 1) при  $\varphi$ =2,6, 37% для смешанных осадков (крия 3) при  $\varphi$ =2,2.

Таким образом, распределения повторяемости значений ф в свяс достаточно близким расположением наиболее вероятных ачений ф и ходом самих кривых для каждого вида осадков не зволяют надежно выделить то или иное значение ф, соответстющее определенному виду осадков. Интегральные повторяемости  $\varphi$  всех трех видов осадков пр ставлены на рис. 3 б.

Если наблюдаемые осадки надо было бы разделить на , вида (а не три, как требуется), то из рис. 3 б следует: а) оши



Рис. 3. а) Распределение повторяемости p значений  $\varphi = \lg Z \times (H/H_{1000}^{850})$ . Усл. обозначения см. рис. 1.

б) Интегральная повторяемость Р значений ф. 1-твердые осадки, повторяемость (1-Р)%; 1'-твердые осадки, повторяемость Р%; 2-жидкие осадки, повторяемость Р%; 3-смешанные осадки, повторяемость (1-Р)%.

распознавания жидких (кривая 2) и твердых (кривая 1) осадко составляет 30% при  $\varphi = 3,6$ ; б) ошибка распознавания жидко и смешанных (кривая 3) осадков составляет 40% при  $\varphi = 4$ , в) ошибка распознавания твердых и смешанных осадков составл 50% при  $\varphi$ =3,0. Следует отметить, что ошибка распознавания цких и твердых осадков для  $\varphi$ =1g Z· $\frac{H}{H_{1000}^{850}}$ , равная 30%, явля-

я самой низкой по сравнению с ошибками распознавания, полуными для упомянутых ранее соотношений.

Для разделения всех осадков на три вида на рис. З б значеф можно разделить на три области, в каждой из которых вероость данного вида осадков (с точки зрения наименьшей ошибки познавания каждого из трех видов осадков) является опти-

#### Таблииа 1

Сопоставление визуальных и радиолокационных данных о твердых, жидких и смешанных осадках в переходные периоды года (по данным МРЛ АМСГ Пулково за 1972—1973 гг.)

				Осадки			
садки по		по [1]	пс	о рис. 4	по рис. 3 б		
зуальным цанным	совпа- дение данных	несовпадение	совпа- дение данных		совпадение данных	несовпадение	
рдые ( <del>X)</del>	238 99,6 ★	$\frac{1}{0,4} \bullet \frac{0}{0} \bullet \frac{\bullet}{\times}$	158 66 ×	$\frac{43}{18} \bullet \frac{38}{16} \bullet \frac{1}{16}$	$\frac{159}{67}$ $\times$	$\frac{58}{24} \bullet \frac{22}{9} \times$	
дкие (●)	$\frac{84}{55}$ •	$\frac{67}{44} \times \frac{1}{1} \times$	121 80	$\frac{9}{6 \times 14 \times}$	<u>80</u> <u>53</u> ●	$\begin{array}{c} \underline{65} & \underline{7}_{\bullet} \\ \underline{42} \times & \underline{5} \times \end{array}$	
ешанные (●) <del>Х</del>	$\frac{0}{0} \overset{\bullet}{\times}$	$\frac{5}{8} \bullet \frac{56}{92} \times$	34 56 ¥	$\frac{16}{26}  \frac{11}{18} \times$	$\frac{5}{8}$ ×	$\frac{26}{43} \bullet \frac{30}{49} \times$	

Примечание. В числителе — число случаев, в знаменателе — проценты; сопоставления выбрано 239 случаев твердых, 152 случая жидких и 61 слусмешанных осадков.

льной. При этом за граничные значения  $\varphi$  можно принять знаия, соответствующие точкам пересечения следующих пар крих: 3 и 1', 3 и 2. Так, значение  $\varphi=3$  является граничным для разиения окадков на твердые ( $\varphi<3$ ) и смешанные и соответствует чке пересечения кривой 1—*P* для смешанных осадков (криа 3) и интегральной кривой *P* для твердых осадков (кривая 1); ачение  $\varphi=4$  является граничным для разделения осадков на ешанные ( $\varphi=3\div4$ ) и жидкие ( $\varphi>4$ ).

При  $\phi < 3$  50% твердых осадков будет отнесено к твердым, но и этом 20% жидких осадков будет отнесено к твердым и 50% ешанных осадков будет отнесено к твердым.

При  $\phi = 3 - 4 \, 10\%$  смешанных осадков будет отнесено к смешанм, 30% твердых осадков будет отнесено к смешанным и 25% идких — к смешанным.

При  $\varphi > 4~60\%$  жидких осадков будет отнесено к жидким, при этом 40% смешанных осадков будет отнесено к жидким и 2 твердых — к жидким.

Таким образом, разделение осадков на три вида с удовлетво тельной (70% и более) для практических целей вероятностью представилось возможным.

В связи с полученными результатами было проведено сопост ление радиолокационных, наземных и аэрологических дани в соответствии с рекомендациями [1, 3] (в частности, был испо зован (рис. 4) и рис. 3 б (соотношение ф).



Рнс. 4. Зависимость фазового состояния осадков от температуры у поверхности Земли t и относительного геопотенциала  $H_{1000}^{850}$ .

Результаты сопостав ния представлены в табл которой за в эталон 100%) принято число с чаев осадков, зафикси ванных метеостанциями. графе «совпадение» при дено число случаев (в ч лителе) и проценты (в з менателе), когда осадки рассматриваемым реком дациям совпадали с дані ми метеостанций.

Из таблицы следует: 1. Рекомендации [1] зволяют определять: твердые осадки с веро ностью 99,6%, из них 0, было названо жидки б) жидкие осадки с ве ятностью 55%; при эт

44% жидких осадков будут отнесены к твердым и 1% — к смеш ным; в) смешанные осадки с вероятностью 0%; при этом 8% с шанных осадков будут отнесены к жидким и 92% — к тв дым.

2. Рисунок 4 позволяет определять: а) твердые осадки с роятностью 66%; при этом 18% твердых осадков будут отнесе к жидким и 16% — к твердым; б) жидкие осадки с вероятност 80%; при этом 6% жидких осадков будут отнесены к тверді и 14% — к смешанным; в) смешанные осадки с вероятностью 56 при этом 26% смешанных осадков будут отнесены к жидк и 18% — к твердым.

3. Рис. З б позволяет определять: а) твердые осадки с веро ностью 67%; при этом 24% твердых осадков будут отнесе к жидким и 9% — к смешанным; б) жидкие осадки с вероя ностью 53%; при этом 42% жидких осадков будут отнесены к тве дым и 5% — к смешанным; в) смешанные осадки с вероятност 8%; при этом 43% смешанных осадков будут отнесены к жидк и 49% — к твердым. 1. Разделение осадков по фазовому состоянию с применением лько радиолокационных характеристик ( $\lg Z \ u \ H$ ) оказалось незможным.

2. Применение аэрологических данных совместно с радиолокаонными (соотношение  $\varphi$ , рис. 3 б) несколько уточняет поставнную задачу, но при этом вероятность того, что данный вид адков будет отнесен к другому виду, остается высокой, что не озволяет осуществить надежное разделение осадков.

3. Для оперативной работы на МРЛ в целях улучшения расознавания осадков можно рекомендовать рис. 4.

4. Представляется перспективным, исходя из результатов раоты [6], использовать поляризационные свойства отраженных игналов для более достоверного фазового разделения осадков на асстояниях до 20—40 км от МРЛ.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Руководство по производству наблюдений и применению информации радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2. Л., Гидрометеоиздат, 1974, 333 с.

2. Боровиков А. И. и др. Радиолокационные измерения осадков. Л., идрометеоиздат, 1967, 140 с.

3. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Л., Гидрометеоиздат, 2, 1965, 492 с.

4. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. Л., Гидрометеоиздат, 1968, 74 с.

5. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеоролоии. Л., Гидрометеоиздат, 1967, 242 с.

6. Моргунов С. П., Трифонов Г. Л., Шупяцкий А. Б. Радиолокаионная аппаратура для поляризации исследований облаков и осадков.— «Тр. IAO», вып. 48, с. 106—111.

Г. Б. БРЫЛЕВ, Е. П. СЕРГИЕНК

## ОСОБЕННОСТИ ОПЕРАТИВНЫХ ДАННЫХ РАДИОЛОКАТОРА МРЛ-1 О ГРОЗАХ И ЛИВНЯХ

1. Постановка задачи. Представляет методический интерес про анализировать данные МРЛ-1 о ливнях и грозах, полученные в опе ративных условиях при обслуживании авиации. Как известно, опе ративная работа на сети МРЛ ведется согласно [1], при этом используются критерии радиолокационной грозоопасности Y, еже дневная коррекция которых производится по данным аэрологиче ского зонлирования пункта, ближайшего к МРЛ [2].

В статье использованы данные за 1971—1973 гг. МРЛ-1 АМСІ Киев Центральная, штат которой в течение ряда лет накопил большой опыт оперативной работы. Для сравнения радиолока ционной информации привлекались данные метеостанций (МС) метеопостов и бортовая погода.

Целью анализа является:

1) Выяснение времени начала грозы по данным МС и МРЛ.

2) Выяснение зависимости с расстоянием характеристик радиоэхо гроз и ливней, а именно максимальной высоты H и логарифма отражаемости  $\lg Z_2$  на уровне нулевой изотермы  $H_0$ , логарифма отражаемости  $\lg Z_3$  на уровне  $H_3 = H_0 + 2,5$  км, критерия  $Y = H \times$  $\times \lg Z_3$  и критерия  $Y_2 = H \cdot \lg Z_2$ .

При обработке считалось, что наземные и радиолокационные данные о грозах и ливнях совпадали, если в радиусе 30 км от зоны максимальной отражаемости в Cb одна из метеостанций отмечала грозу или ливень, а на МРЛ  $Y \ge Y_{\rm кр}(\ltimes)$  [1]. Ограниченный радиус наблюдений одной метеостанции за грозой позволяет считать совпавшими во времени грозы по МРЛ и МС, которые зафиксированы в течение 1,5 ч до и 40 мин после момента наблюдений их на МС.

Сформулированные выше условия совпадения наземной и радиолокационной информации нельзя считать удовлетворительными для всех целей и задач. Однако, без сомнения, они позволяют достаточно объективно оценить радиолокационную информацию по данным, которыми обычно пользуется синоптик при оперативной работе.

104

2. Совпадение во времени данных о грозах. Результаты обратки, приведенные в табл. 1, показывают, что при сделанных ише допущениях МРЛ дает грозовое состояние по району (в ратусе 300 км от МРЛ) раньше метеостанций в среднем на 37 мин. реднее отклонение времени начала грозы по данным МРЛ от вреени начала грозы по данным МС  $\Delta t$  не остается постоянным и изеняется в зависимости от расстояния от 49 до 14 мин. Объясне-

Таблица 1

Удаление грозы от МРЛ. км	Совпадение данных	Откло по да	нение вр нным М данны	емени РЛ от н м МС, м	начала зремени лин	Всего гроз	$\Delta t$ мин	
	(,	40—10 (+)	11-30	$ ^{31-50}_{(-)} $	51-70 (-)	71-90 (-)		
0—30	3	3	8	1	4	3	22	
30—100	20	4	19	13	23	23	102	-49
100—150	27	12	18	21	18	25	121	42
150—200	22	20	30	21	21	17	131	32
2 <b>00—3</b> 00	20 ·	17	13	10	3	3	66	—14
сего в ра- диусе 300 км	92	56	<b>8</b> 8	66	69	71	432	- <del></del> 37

Число случаев совпадений и несовпадений времени начала грозы ю визуальным и радиолокационным данным (июнь—сентябрь 1973 г.)

ие указанному факту следует искать в особенностях радиолокаионной структуры грозовых Cb. Как известно [3], к концу первой гадии развития Cb (стадии роста) величины H и  $\lg Z(H)$  достиают своих максимальных значений и в течение некоторого проежутка времени на высоте  $H_3$  может существовать максимум вертикальном профиле  $\lg Z$ .

Как было выяснено в работах [4, 5], устойчивый максимум отажаемости в слое выше нулевой изотермы на  $\lambda=3$  см является ледствием ряда причин:

a) скопления частиц осадков в конвективных ячейках, которые ишь через некоторый промежуток времени становятся грозовыми;

б) ослабления радиоволн в избыточной жидкости на высотах, ежащих над нулевой изотермой;

в) ослабления радиоволн на малых высотах в устойчивом эканирующем ливне;

г) образования пористого града в наклонном восходящем пооке, насыщенном облачной влагой, за которым следует выброс тих частиц в гораздо более сухую атмосферу, где при опускании о уровня нулевой изотермы их оболочка замерзает. Эффективый поперечник рассеяния (и величина lg Z) падающих градин, ю мере того как их поверхностные слои замерзают, резко умень-

$\mathcal{D}_{\mathcal{I}}$	
<i>fa</i>	

Γαόλυψα

Распределение верхних границ радиоэхо ливней (🖓) и гроз (🔾) в зависимости от удаления (июнь-сентябрь 1973 г.)

$\left  \frac{\overline{V} - \overline{H  \log  Z_0}}{\overline{V} - \overline{H  \log  Z_0}} \right $	$\int \overline{Y = \overline{H  \mathrm{Ig}  Z_3}}$		P.'E1	19,4		22,8		17,3		18,2		19,0	
αH	$\frac{\underline{H}}{\underline{H}} \qquad \qquad \underline{H} \qquad \qquad \underline$		32,2	25,3	33,9	23,6	36,2	26,8	36,7	27,3	32,8	26,0	35,0
			2,01	2,28	1,92	2,16	2,14	2,21	2,0	2,25	1,96	2,23	2,02
l li			6,22	8,82	5,67	9,13	5,91	8,25	5,47	8,26	6,0	8,58	5,8
Число	Число случаев по цанным МС		95	202	144	288	162	337	277	329	223	1217	106
	14-15		1	e c		1	1	2	1	ċ	I	ර	
	12-13	2	1	11	-	21	.[	15	-	16	- 1	65	5
XO H KN	10-11	16	9	63	က	108	12	67	ŝ	60	ø	314	37
ы радио:	68	27	14	53	13.	80	16	113	22	115	32	388	- 97
границ	6-7	11	31	57	49	09	49	96	87	63	78	317	294
Верхние	45	4	36	15	<b>53</b>	15	59	40	16	36	74	110	313
	ო	-	8		25	3	26	4	89	9	31	14	158
Вид явле- ний по	Вид явле- ний по данным МС			M		M	:  >	• 1	20	• \	20	• 🛚	
Удаление	Удаление от МРЛ, км		000	30-100		100	001001		150200		200-300		0300

Значения Ig Z<sub>3</sub> в грозах в зависимости от расстояния для фактически наблюдавшихся гроз (июль-сентябрь 1973 г.)

Tabauya 3

~	۲ <b> </b>						
olg Z3	<u>1g Z</u> a	34,7	40,2	39,4	39,4	39,9	40,0
$^{\sigma}_{\rm lg Z_{\rm s}}$		0,80	0,88	0,97	0,82	0,9	0,89
$\overline{\lg Z}_{3}$		2,3	2,2	2,5	2,1	2,2	2,21
число М		55	190	263	278	209	<b>395</b>
1gZ_3	$_{\rm vec}$ > 5,0			ļ		1	
	4,5-4,9	1	ļ	ę	1	ļ	ი
	4-4,4	!	ഹ	10	4	4	23
	3,5—3,9	9	10	30	11	9	63
	3-3,4	9	20	37	25	16	104
	2,5-2,9	- 2	31	50	44	30	162
	2-2,4	16	41	41	48	35	181
	1, 5 - 1, 9	13	45	51	88	63	260
	1 - 1, 4	ς.	24	27	39	47	142
	0,1-0,9	2	14	14	19	7	56
Расстояние, км		030	30-100	100-150	150 - 200	200-300	0300

106

шается, приближаясь к значениям для чистого льда. (Последнее относится скорее к очень интенсивной грозе, чем к догрозовому облаку.)

Начало грозы обычно связывают с началом выпадения осадков. Однако уже в течение сравнительно значительного промежутка времени стадии роста величина *Y* может превышать значение  $Y_{\rm kp} \subset$ ) (в частности, см. графу  $\overline{Y} = \overline{H} \ \overline{\lg Z_3}$  табл. 2). Надо учесть, что само время стадии роста для отдельных Cb может изменяться в широких пределах и зависит в общем случае от интенсивности процессов конвекции в районе. Поэтому можно предположить, чем интенсивней выражен конвективный процесс на определенной территории, тем меньше будет значение  $\Delta \overline{t}$ .

Кучево-дождевые облака в конце первой стадии развития опасны для полетов самолетов, поскольку попадание самолета в такое Сb может вызвать разряд и «спровоцировать» начало грозы [6]. Поэтому опережение в целом во времени визуальных данных о грозах безусловно положительное качество данных МРЛ при обслуживании авиации, однако, с другой стороны, при сопоставлении синоптических карт радиолокационная и визуальная информация о грозах может не совпадать во времени (особенно в начале грозовой деятельности по району). Чем реже сеть наземных метеостанций, тем больше может быть  $\Delta \overline{t}$ .

Возвращаясь к табл. 1, отметим, что за иоключением зоны до 30 км уменьшение  $\Delta t$  с увеличением расстояния r можно объяснить хорошо известными факторами: увеличением с расстоянием импульсного объема V и значения минимально обнаружимой отражаемости  $\lg Z_{\rm мим}$ . Последнее повышает вероятность обнаружения Cb в стадии зрелости и уменьшает в стадии роста и распада, особенно при больших значениях r. Кроме того, увеличение V с удалением от МРЛ обеспечивает измерение  $\lg Z_3$  от большего и более репрезентативного для оценки грозового состояния объема облака. На r > 150 км от МРЛ на измерения  $\lg Z$ , вероятно, будут меньше сказываться пульсации отраженных сигналов, которые обычно возрастают с уменьшением V.

Если расширить интервал сравнения до 3 часов (от +2 до -1 часа от времени обнаружения грозы на MC), то значение  $\Delta \bar{t}$  увеличится и по данным МРЛ гроза будет отмечаться на расстояниях r от МРЛ до 30 км  $\Delta \bar{t} = -55$  мин, на  $r = 30 \div 100$  км  $\Delta \bar{t} = -$ -62 мин; 100 км  $\leq r \leq 150$  км  $\Delta \bar{t} = -57$  мин; 150 км  $\leq r \leq 200$  км  $\Delta \bar{t} = -42.4$  мин; 200 км  $\leq r \leq 300$  км  $\Delta \bar{t} = -19$  мин и от 0 до 300 км  $\Delta \bar{t} = -47.7$  мин.

На основании большого опыта работы средняя заблаговременность штормпредупреждений по грозам на МРЛ составляет около 1 часа, а некоторые предупреждения имеют заблаговременность 2—2,5 часа.

3. Изменение с расстоянием характеристик радиоэхо гроз и ливней. Для более глубокой интерпретации радиолокационной информации были обработаны данные об изменении H (в  $\bigtriangledown$  и  $\leq$ ) и lg  $Z_3$  (в  $\leq$ ) в зависимости от расстояния. Они приведены в табл. 2, 3 и 4. Из табл. 2 и 3 следует, что в кольце от 100 до 150 км от МРЛ значения H и lg  $Z_3$  несколько больше, чем на дру-

#### Таблица 4

#### Значение коэффициентов корреляции и уравнений регрессии для ряда зависимостей радиолокационных характеристик ливней и гроз (июнь—сентябрь 1973 г.) в радиусе 200 км

Завис	UNC-	]			-						
y	x	ло слу- чаев	k	σ <sub>k</sub>	Уравнение регрессии	Sy	S <sub>x</sub>				
Грозы											
$Y = H \lg Z_3$	H	227	0,68	±0,04	<i>Y</i> = 3,57 <i>H</i> 9,58	±7,32					
					H = 6,04 + 0,13 Y		±1,38				
H	$\log Z_3$	227	0,34								
$\lg Z_3$	$\lg Z_2$	252	0,67	$\pm$ 0,04	$\lg Z_3 = 0,43 + 0,66 \lg Z_2$	$\pm$ 0,646					
				[ · ]	$\lg Z_2 = 2,41 + 0,67 \lg Z_3$		$\pm$ 0,642				
$Y = H \lg Z_3$	$Y_2 = H \lg Z_2$	1 <b>9</b> 9	0,75	±0,03	$Y = 10,3 + 0,48 Y_2$	$\pm 6,51$					
					$Y_2 = 0,11 + 1,12 Y$		±9,9				
$Y = H \lg Z_3$	$\log Z_2$	204	0,75	±0,03	$Y = 0,2 + 8,8 \lg Z_2$	±6,73					
Ливни											
$Y = H \lg Z_3$	H	85	0,62	±0,07	Y = 3,36 H - 4,6	$\pm 6,5$					
Н	$\lg Z_3$	84	0,3			l İ					
$\lg Z_3$	$\lg Z_2$	93	0,65	$\pm$ 0,06	$\lg Z_3 = 0,56 \lg Z_2 - 0,04$	$\pm 0,67$					
					$\lg Z_2 = 1,27 + 0,77 \lg Z_3$		±0,6				
$Y = H \lg Z_3$	$Y_2 = H \lg Z_3$	74	0,53	$\pm 0,08$	$Y = 10,8 + 0,57 Y_2$	$\pm7,9$					
					$Y_2 = 2,1 + 0,49 Y$		±7,4				
$Y = H \lg Z_3$	$\log Z_2$	74	0,64	±0,07	$Y = 7,3 + 5,22 \log Z_2$	±5,7					
	•		•	•		1	• .				

гих расстояниях. Отметим, что и мера изменчивости ( $v = \frac{\sigma_x}{x} \cdot 100\%$ ) распределений, которая показывает, насколько велико рассеяние по сравнению со средним значением случайной величины, имеет значения, которые в среднем меньше, чем в других диапазонах дальности, за исключением ближней зоны.

Необходимо учесть, что площадь круга с r = 150 км примерно равна площади кольца с  $r = 200 \div 150$  км и в два раза меньше, чем площадь  $r = 300 \div 200$  км. Поэтому интерпретируя табл. 2—3, можно сделать вывод, что H и  $\lg Z_3$  гроз убывают с удалением от МРЛ.
Модальное значение  $\lg Z_3$  гроз приходится на интервал от 1,5 до 1,9, за исключением ближней зоны, где модальные значения  $\lg Z_3$  сдвинуты в следующую градацию, но данные по ближней зоне нельзя признать статистически обеспеченными.

По-видимому, в кольце от 100 до 150 км из-за увеличения с расстоянием ширины диаграммы направленности антенны МРЛ в V частично попадают частицы Cb, относящиеся к слою  $H_0$ . Когда в Cb начинается грозовой процесс в слое  $H_3$  частиц в твердой фазе обычно больше, чем частиц в жидкой фазе, в то время как в слое  $H_0$  поддерживается обратное соотношение. Это приводит к тому, что в грозах  $\lg Z_2 > \lg Z_3$  (см., например, табл. 4). На r > 150 км уровень нулевой изотермы  $H_0$  частично находится ниже линии радиогоризонта и МРЛ может наблюдать только верхнюю часть Cb. Поэтому условия измерения  $\lg Z_3$  на r > 150 км практически исключают отражение от жидких частиц слоя  $H_0$  при углах возвышения антенны, соответствующих середине слоя  $H_3$ .

На r > 150 км на измерение H начинает сказываться недостаточная чувствительность приемника МРЛ, а также уменьшение значений lg Z к вершине Cb по сравнению с уровнем  $H_3$  [1], т. е. lg  $Z < \lg Z_{\text{мин}}(r)$ . В целом это должно приводить к некоторому занижению высот радиоэхо многих гроз и некоторому увеличению с удалением от МРЛ значений H ливней. Последнее объясняется тем, что на r > 150 км в обработку попадает меньшее количество ливней с  $H \leq 3$  км.

Все перечисленные факторы помогают объяснить наблюдаемое в среднем уменьшение с расстоянием  $\overline{H}$ ,  $\lg Z_3$  и  $\overline{Y}$  в грозах.

Оценим меру статистической связи между значениями Y и H, H и lg  $Z_3$ , lg  $Z_2$  и lg  $Z_3$ ,  $Y = H \lg Z_3$  и  $Y_2 = H \lg Z_2$  в ливнях и грозах по выборочным данным, взятым только для радиуса 200 км (табл. 4). Из табл. 4 следует, что с практической точки эрения статистически независимыми величинами являются H и lg  $Z_3$  для  $\subset$ и  $\bigtriangledown$ , Y и  $Y_2$  для  $\bigtriangledown$ . Отсутствие статистической связи между Hи lg  $Z_3$  показано ранее [7]. Отсутствие зависимости между Y и  $Y_2$ объясняется меньшим значением коэффициентов корреляции k между lg  $Z_3$  и lg  $Z_2$ , Y и H ливней по сравнению с грозами, а также меньшей мощностью ливневых облаков по сравнению с грозовыми. Остальные пары значений следует признать статистически зависимыми. Из табл. 4 следует, что  $\overline{Y_2} > \overline{Y}$ , поэтому, если рассчитывать критерий по значению lg  $Z_2$ , необходимо учесть, что  $Y_2$  кр.

Все сведения, приведенные в этом разделе, позволяют не только более правильно интерпретировать радиолокационную информацию, но и осуществлять более обоснованный методический контроль за текущими данными.

4. Проверка совпадения радиолокационной классификации гроз и ливней с данными метеостанций. В работе [2] было указано, что величины У в разных физико-географических районах изменяются в широких пределах и имеют свое значение Y<sub>кр</sub>.

Распределения У в ливнях и грозах для МРЛ-1 АМСГ Киев

Центральная приведены на рис. 1. Распределение для Y в грозах построено по 3057 случаям, для ливней по 1234 случаям. Значение Y = 14.8 позволяет разделить 73% гроз и 27% ливней от всех наблюдавшихся на МРЛ в r = 300 км. Примерно 5% гроз имеет значение Y < 9. Этот процент можно объяснить ослаблением радиоволн в осадках, а также измерением характеристик гроз в конце стадии распада.

Грозы с вероятностью 90% и более [обозначение  $\[Box]$ ] отмечаются при  $Y \ge 23$  и составляют 41% от всех наблюдаемых гроз. Грозы с вероятностью 80% и более [обозначение  $\[Box]$ ] отмечаются при  $Y \ge 17$  и составляют 63% от всех наблюдаемых гроз. Грозы с вероятностью 70% и более [обозначение ( $\[Box]$ )] отмечаются при  $Y \ge 14$  и составляют 77% от всех наблюдаемых гроз.



Рис. 1. Вероятность распределения радиолокационного критерия опасности У в грозах (1) и ливнях (2) за летние периоды 1971—1973 гг.

Как известно [1], существует широкая градация гроз от 30 до 70%. На рис. 1 это соответствует значениям У от 9 до 14.

По мнению ряда специалистов [8], грозы существенно осложняющие полеты, обычно имеют температуру на вершине ниже —27°С, мощность более 480 мбар и максимальную скорость конвективного потока более 10 м/с. Используя результаты работы [9], авторы получили, что для таких гроз У≥17÷19, это составляет 55—63% от всех наблюдаемых гроз, и они соответствуют по радиолокационной классификации грозам К) и К.

Данные рис. 1 получены по большой статистической выборке. Рассмотрим, как оправдываются градации (, , ) и () по меньшей выборке. В табл. 5 приведены результаты сопоставления радиолокационных и визуальных данных наблюдений о грозоопасных очагах за летний период 1973 г.

Обращает на себя внимание более низкая оправдываемость в ближней зоне по сравнению с дальней. Здесь в первую очередь сказывается нарушение условий сопоставления данных МРЛ и МС, принятых в начале статьи. Требования по сопоставлению данных ближней зоне и должны быть существенно более строгими. Это бъясняется как важностью самой зоны (зона аэропорта, где саолеты находятся на более низких эшелонах и производят взлети посадку), так и более высокими точностями измерения паратров кучево-дождевого облака с помощью МРЛ-1. По-видимому, методике наблюдений необходимо предусмотреть более тщальный съем данных lg Z на всех трех уровнях с учетом изменчисти радиолокационных характеристик и отмечать начало грозы лько, когда радиоэхо от Cb простирается до поверхности земли.

Таблица 5

	Данны	е МРЛ		Данные МС									
даление г МРЛ, км				Совпадение-									
	гроза	число слу- чаев	град	в срок наблю- дений	отмечен- ная рань- ше МРЛ на 0—1 час	отмечен- ная позже МРЛ на на 0—2 часа	возмож- на по си- ноптиче- ской об- становке	ли- вень	кучево- дожде- вая об- лач- ность	данных о грозах, %			
	(尺)	116		44	3	12	17	13	27	50,8			
0—30	·К)	62		30	3	3	8	3	15	57,9			
	R	49		35	· _	4	4	1	5	79,6			
	(尺)	337	-	167	14	48	18	31	59	66,2			
0—1 <b>0</b> 0	尽)	286		164	<b>2</b> 2	46	10	16	28	81,1			
1	R	238		159	· 8	47	6	7	11	90,0			
	(尽)	471		200	10	61	16	56	1 <b>2</b> 8	57,5			
0—150	尽)	368		210	22	62	16	15	43	79,9 <sup>,</sup>			
	R	3 <b>9</b> 3		263	11	68	13	3	35	87,1			
	(尽)	381	1	161	28	40	10	30	111	60,4			
0—200	- K)	309	2	163	21	42	6	22	53	73,7			
	R	270		172	18	32	7	8	33	82,3			
	(尽)	213	2	113	8	16	5	21	48	65,4			
0—300	尽)	220		118	9	24	6	23	40	68,6			
	ĸ	179		106	10	20	<u> </u>	5	38	87,0			

#### Сопоставление данных МРЛ и МС о грозоопасных очагах за VI—IX 1973 г.

Из табл. 5 следует, что весьма редко обнаруживается град, чтобъясняется отсутствием непрерывности радиолокационных наблюений (примерно 20 мин в час) и кратковременностью существоания (в среднем до 10—15 мин) этого редкого явления.

Результаты проверки однозначных критериев [1], т. е. критеиев, при которых гроза должна обнаруживаться и распознаватьа с вероятностью не менее 90%, приведены в табл. 6. Как видно з табл. 6, применение однозначных критериев только по  $\lg Z_2$  не сегда оправдано. И несмотря на относительность (из-за малой

г сопоставления значений lg Z≥3,0 с данными наблюдений на МС за июнь—сентябрь 1973 г. (число случаев/%)	Данные МС	и съема Число гроза К в срок К несовпалине Совпаление Совпаление случаев стра- инблюке со сроком наб- ливин без грозами и гроз Примечание от срока и с стра- из 30 мин за 30 мин до с грозами и гроз явлений с градом, %	12-25 70 — 62/88,7 1/1,4 2/2,8 5/7,1 90,1 По синонтической обста-	<i>1</i> <sub>1=0</sub> ° 158 3/1,9 124/78,6 1/0,6 23/14,5 7/4,4 81,1 новке К были возможны в возможны возможны возможны возможны возможны возможны возможны возможны в в	$I_2$ 25 - 23/92,0 - 1/4,0 1/4,0 92,0 - 23/92,0	$I_2 + 2.5$ 46 - 43/93,7 1/2,1 1/2,1 1/2,1 95,8	$I_{t=0^{\circ}}$ 90 1/1,1 82/91,0 — 6/6,8 1/1,1 92,1 To we	$H_2$ 16 - 16/100 100,0	4 <sub>2</sub> +2,5 24 − 23/95,8 − 1/4,2 95,8 В случаях с Сb грозы от-	$I_{t=0^{\circ}}$ 53 — 46/86,7 1/1,9 4/7,6 2/3,8 88,6 мечались по данным мет-	$T_2$ 12 - 11/91,7 - 1/8,3 91,7 <sup>MeHB</sup>	<i>H</i> <sub>2</sub> +2,5 3 − 3/100 − − 100,0 В случае с Сb метеостан-	$H_{t=0^{\circ}}$ 4 — 3/75,0 — 1/25,0 75,0 ция отмечала грозу через	$I_2$ 3 - 3/100 100,0	$I_2 + 2.5$ 1 - 1/100 100,0
льтаты сопоставлени		Уровни съема цисис огражаемости случае	$H_3 = H_2 + 2,5$ 70	$H_2 = H_{t=0^\circ}$ 158	$H_3$ и $H_2$ 25	$H_3 = H_2 + 2,5$ 46	$H_2 = H_{t=0^\circ} \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad$	Н <sub>3 И</sub> Н <sub>2</sub> 16	$H_3 = H_2 + 2.5$ 24	$H_2 = H_{t=0^\circ} $ 53	$H_3$ n $H_2$ 12	$H_3 = H_2 + 2.5$ 3	$H_2 = H_{t=0^{\circ}} $	$H_3$ H $H_2$ 3	$H_3 = H_2 + 2.5$ 1
Peay		lg Z	3,0-3,4			3,5-3,9			4,04,4			4,54,9	Ţ		≥5,0

C NN

Ϋαδλυψα ό

¢ -

112

атистики) приведенных в табл. 6 процентов, значение lg Z<sub>2</sub> от ) до 3.4 нельзя считать до конца убедительными в качестве одноачного радиолокационного критерия грозоопасности. Вероятно, кие большие значения lg Z<sub>2</sub> с высокой степенью вероятности возжны не только в грозах, по и в ливнях, когда «ядро» радиолоционной отражаемости Сь опускается вниз по мере выпадения адков.

В заключение оценим достоверность информации о грозах МРЛ-1 АМСГ Киев Центральный за 1972—1973 гг. (табл. 7). Из табл. 7 следует, что достоверность радиолокационной инрмации о грозах убывает с расстоянием примерно по такой же

Таблица 7

		Ради	Радиолокационная информация								
Удаление от МРЛ, км	Количество гроз по ви- зуальным данным	грозы с градом или грозоопас- ные облака	ливни или кучево- дождевые облака без явлений	слоистооб- разные об- лака или нераспоз- нанное ра- диоэхо	радиоэхо не наблю- далось	Совпадение данных, %					
030	134	125/93,4	9/6,6			93,4					
30-100	526	458/87,1	56/10,6	2/0,4	10/1,9	87,1					
100-150	652	536/82,2	93/14,3	9/1,4	14/2,1	82,2					
150—200	9 <b>0</b> 8	648/71,5	144/15,8	49/5,4	67/7,3	71,5					
200—300	1033	505/48,9	196/18,9	77/7,4	255/24,8	48,9					

Сопоставление визуальной информации о грозах с радиолокационной в зависимости от расстояния за летние периоды 1972-1973 гг. (число случаев/%)

висимости, что и в [1]. С увеличением расстояния от МРЛ вмео гроз, отмеченных МС, МРЛ может давать не только ливни, но слоисто-дождевую облачность и нераспознанное радиоэхо.

Оценивая в целом радиолокационную информацию о ливнях грозах, можно отметить, что она вполне удовлетворительна для тормооповещения и в качестве фоновых данных для синоптика МСГ и Бюро погоды УГМС.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Руководство по производству наблюдений и применению информации радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2. Л., Гидрометеоиздат, 1974, с. 334. 2. Брылёв Г. Б., Сальман Е. М. О возможном способе ежедневной кор-ктировке радиолокационного критерия грозоопасности.— Тр. ГГО, 1973, щ. 281, с. 82—85.

3. Брылёв Г. Б. и др. Некоторые результаты наблюдений за трансформаей радиолокационных характеристик мощных кучевых облаков. Тр. ГГО, 69, вып. 243, с. 26—33.

113

4. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Л., Гидрометео дат, 1973, с. 343.

5. Атлас Д. Успехи радарной метеорологии. Пер. с англ. Л., Гидромет издат, 1967, с. 194.

6. Имянитов И. М., Чубарина Е. В., Шварц Я. М. Электричест облаков. Л., Гидрометеоиздат, 1971. 93 с.

7. Сальман Е. М., Гашина С. Б., Дивинская Б. Ш. Радиолокал онные критерии разделения грозовой и ливневой деятельности.— «Метеоролог и гидрология», 1969, № 4, с. 79—83.

8. Петренко Н. В., Васильев А. А., Песков Б. Е. Условия образ вания и прогноз важных для авиации метеорологических условий.— Тр. ГМ 1973, вып. 79, с. 107.

9. Дивинская Б. Ш., Брылёв Г. Б., Сальман Е. М. Радиолокацис ные характеристики полей с мощными кучевыми облаками и их связь с терм динамическим состоянием атмосферы. Тр. ГГО, 1969, вып. 243, с. 16—21.

### Н. И. НОВОЖИЛОВ

## ОБЛАЧНЫЕ МЕЗОСИСТЕМЫ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ С САМОЛЕТА

9 Х 1973 г. при полете из Челябинска в Ленинград в период 8 ч 30 мин до 11 ч можно было наблюдать интересные особенсти облачного покрова. С высоты 9,9 км, на которой происходил пет ТУ-104, было отчетливо видно, как участки менее развитых лаков среднего и нижнего ярусов чередовались с участками бое развитых облаков тех же ярусов, образуя таким образом зосистемы протяженностью от 70 до 600 км. Характерной осоностью мезосистем с менее развитыми облаками являлось начие над ними облаков верхнего яруса (перистых или перистористых), тогда как мезосистемы с более развитыми облаками не ели над собой верхнего яруса облаков.

Карты барической топографии AT<sub>500</sub> и AT<sub>300</sub> за 3 и 12 ч данго дня показывают, что направление ветра в средней и верхней рпосфере сохранялось на всем маршруте и в течение всего врени полета одинаковым, почти строго противоположным направнию полета, а скорость ветра на уровне около 9 км также была стоянной и достигала 80 км/ч. Таким образом, протяженность зосистем была отмечена в направлении, перпендикулярном пересу облаков.

Поскольку в литературе до настоящего времени не имеется исаний мезосистем облаков по наблюдениям с самолета, а наюдения со спутника и тем более с земли не позволяют выявить огие существенные особенности этих систем, предлагаемое опиние может, по-видимому, представить интерес как для исследогелей мезопроцессов, так и для практиков-прогнозистов.

Обратимся к результатам наблюдений.

В Челябинске в момент взлета (8 ч 30 мин) наблюдались As, возь них тускло просвечивало солнце, изредка выпадали снежин-Высота облаков, как оказалось, при подъеме была около 00 м. Начиная с высоты 7 км сквозь них просвечивала земля. Рассеянный свет внутри As по мере подъема все больше и больусиливался и на высоте 9 км (в слое Сі или Cs) стал ослепильно ярким. Четкой верхней границы перистых облаков (были с Сі или Cs — сказать трудно) нельзя было заметить (даже на соте 9,9 км); линия горизонта здесь едва намечалась. Вскоре сквозь облачную пелену стали видны Ac, они нахо лись где-то внизу как бы в густом растворе, представленном ч тицами As. При наблюдении с земли вся эта система облан (по данным наземной синоптической карты за 9 ч) определяла как As—Ac, хотя As и Ac являлись здесь разделенными формат морфологически никак не связанными между собой (рис. 1.) Ус новившееся представление о системе облаков As—Ac как о е, ном слое, местами расчлененном на гряды Ac, а местами сохра ющим слоистый вид, по-видимому, не всегда соответствует исти

В 9 ч 10 мин горизонт вдруг очистился, во всех направлени открылись дали, воздух стал совершенно прозрачным. Было о видно, что самолет уже вышел из слоя перистых облаков. Вни





на высоте не более 6—7 км от земли были хорошо видны гря. Ас длиной в несколько километров и общирные холмистые по Ns. Среди гряд и на участках Ns все чаще стали выступать ве шины Cu cong и изредка Cb. Судя по всем признакам, обла среднего и нижнего ярусов находились здесь в стадии активно развития и составляли единую систему, сквозь которую пробин лись вершины также активно развивавшихся конвективных обл ков. Наземные станции отмечали в этой зоне обложной дождь.

Отсутствие перистых облаков и активизация процесса разе тия в среднем и нижнем ярусах соответствовали зоне, расположе ной перед теплым фронтом. В 9 ч 50 мин, когда самолет прох дил по всей вероятности над зоной фронта, над нижележащи слоем появился новый слой, сначала в виде отдельных образов ний Ac, а затем и целых скоплений. Но признаков перистых обл ко все еще не было. Однако около 9 ч 55 мин горизонт снова п мутнел, стал неровным, вертикальная видимость также рез ухудшилась. Было очевидно, что самолет снова вошел в перисти облака. Обособленный слой облаков, появившийся в зоне тепло фронта на высоте около 6 км, исчез, а гряды оказались разделе ными мутными участками, сквозь которые кое-где стала просвеч вать земля. Наземные станции отмечали здесь As—Ac и Sc. В дальнейшем около 10 ч 10 мин воздух снова стал заметно озрачнее: перистых облаков уже не было. Просветы внизу исли, появились башни кучевообразных облаков. Но эта зона перистых и с более развитыми нижележащими облаками окакась очень короткой. Вскоре около 10 ч 15 мин снова появляется пепительно яркий рассеянный свет, и снова вместо сплошного эя появляется слой облаков с просветами, указывая на наличие кальных процессов.

Наконец в 10 ч 35 мин перистые облака остались позади. Обка Sc стали более массивными, наряду с ними появились верны Cu cong. и Cb, просветы исчезли, над облаками потянулись



с. 2. Облачные мезосистемы на маршруте Челябинск — Ленинград 9 Х 1973 г.

лее высокие клочья (по-видимому, Сс), тени от которых отчетво вырисовывались на сплошном слое.

Прозрачный воздух в верхней тропосфере при отсутствии периых облаков сохранялся до начала снижения самолета (до 11 ч). ерхняя кромка основного нижнего слоя, над которым плыли точья Сс, была пройдена на высоте около 6000 м.

Итак, на протяжении около 1800 км наблюдалось чередование зомасштабных облачных систем двух видов. Системы одного да простирались до высоты около 10 км, имея в верхней части ристые облака, но в среднем и нижнем ярусах они были предавлены относительно мало развитыми облаками, между котоими просвечивала земля. С земли эти облака отмечались как Sc As—Ac. Мезосистемы другого вида не имели явных перистых обаков, однако облака среднего и нижнего ярусов были представны огромными значительно более развитыми массивами, над эторыми местами возникали дополнительные слои. Просветы меду облаками здесь отсутствовали. Верхняя граница слоя распоагалась на высоте 6—7 км. Наземные наблюдатели отмечали этих случаях Sc, Ns и дождь. Общая схема чередований мезосистем представлена на рис Протяженность систем была определена по моментам пролета рез границы их, но поскольку эти моменты можно было оп делить лишь приближенно, с точностью до 5 мин., то и протяж ность систем по необходимости оказалась приближенной (точнос определения около  $\pm 30$  км). Высота облаков на маршруте ко балась в пределах 300 м.

Приведенный материал наблюдений может рассматривать как наглядная иллюстрация известного положения Бержерс о том, что перистые облака являются «питающими» облаказ а нижележащий слой является «потребляющим».

Действительно, согласно данному положению Бержерона, ме системы, сохранившие перистые облака, не могут иметь в средн и нижнем ярусах достаточно развитых облаков; кристаллы пита щего слоя еще не выпали в потребляющий слой и активизации р вития этого слоя еще не произошло. Мезосистемы, оставшиеся с перистых облаков, наоборот, уже поглотили кристаллы этих обл ков и находятся в заключительной наиболее активной стадии р вития. Развитие их усиливается также и за счет усиления солне ной радиации, достигающей земли в результате исчезновения в ристых облаков. Заметим попутно, что образование Ас внутри также может быть объяснено выпадением кристаллов из верхн ледяной части слоя As или из Cs. Но в таком случае облака As Ac следует рассматривать как существующие в условиях естес венного засева кристаллами, с чем, возможно, и связана подч быстрая, неожиданная трансформация их в Sc или в Ns.

Выскажем некоторые соображения о том возможном механизм который определяет выпадение или сохранение во взвешенном с стоянии кристаллов перистых облаков.

Понятно, что перистые облака, как и любые другие, могут с храняться только при наличии поддерживающих их восходящ токов. Не случайно, что эти облака наблюдались на маршруте к в передней части поверхности теплого фронта, так и перед зон фронта окклюзии (рис. 2). Исчезновение перистых облаков мож поставить в связь с нисходящими движениями. Но чередован восходящих и нисходящих движений выше уровня 6-7 км на участками мезосистем указывает на наличие мезомасштабны волновых движений или на тропопаузе, или на поверхности ра дела под тропопаузой (как это показано в верхней части рис. 2 При наличии большой амплитуды колебаний такие волновые дв жения могут захватывать и слой перистых облаков. Неодинаков: протяженность мезомасштабных облачных систем может бы связана с неупорядоченностью колебаний, происходящих в разнь направлениях и с разной длиной волны. В нашем распоряжени к сожалению, не имелось достаточно подробных аэрологически данных, которые позволили бы воссоздать эту предполагаему картину волновых движений вдоль всего маршрута.

Итак, приведенные материалы наблюдений позволяют прежл всего утверждать, что характер облачных мезосистем в средне нижнем ярусах в полной мере определяется наличием или оттствием над ними перистых облаков. Что же касается причин разования таких систем, то по этому вопросу мы вынуждены поограничиться изложенной гипотезой волновых движений. Освная идея этой гипотезы состоит в том, что волновые движения ормируют мезосистемы в облачном покрове среднего и нижнего усов через посредство перистых облаков, обусловливая или выадение кристаллов из облаков, или, наоборот, удерживание их во вешенном состоянии.

Если эта гипотеза о таком механизме засева потребляющих обаков найдет в дальнейшем какое-то подтверждение, то долгие поски «спускового механизма» обложного дождя увенчаются, накоец, успехом. Н. В. ГОРНОСТАЕВ, А. И. НОВОСЕЛО В. А. ПЕТРУШЕВСКИЙ, Е. М. САЛЬМА А. А. ФЕДОРОВ, Г. Ф. ШЕВЕЛ Г. Г. ЩУКИ

## АКТИВНО-ПАССИВНАЯ РАДИОЛОКАЦИОННАЯ СТАНЦИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

В настоящее время большое внимание уделяется развитию д станционных методов определения метеорологических характері стик с целью замены традиционных сетевых методов. Достигнут заметные успехи в применении активной метеорологической ради локации для обнаружения облачности и связанных с ней опесны явлений. Однако методы активной радиолокации не позволяю уверенно обнаруживать мелкокапельную облачность, а также с до статочной точностью измерять интенсивность жидких осадков. Пет вое объясняется недостаточностью потенциала радиолокаторої второе — сильной зависимостью отражательной способности от рас пределения капель по размерам. Именно это обстоятельство явля ется причиной отсутствия однозначных связей между радиолока ционной отражаемостью г и интенсивностью осадков І. В настояще время для определения І рекомендуется двухволновый радис локационный метод, обеспечивающий относительную ошибку из мерения количества осадков в пределах 15-20% [1]. Однак внедрение такого метода вряд ли оправдывается его дороговизной

В то же время в последние годы широкое применение находя методы пассивной радиолокации, основанные на приеме собствен ного теплового излучения. Это излучение практически пропорци онально водности облаков и осадков в сантиметровом диапазон длин волн. Однако этот метод, являясь интегральным, не позво ляет определять геометрические характеристики гидрометеорны образований. Наиболее перспективным для обнаружения мелко капельной облачности и измерения интенсивности жидких осадког является комплексное использование методов пассивной и актив ной радиолокации [2]. Созданию единого пассивно-активного радиолокационного устройства и посвящена данная статья.

За основу данного устройства взята метеорологическая радио локационная станция МРЛ, нашедшая широкое применение на сети Гидрометслужбы. Блок-схема пассивно-активной метеорологической станции представлена на рис. 1.

120



Рис. 1. Блок-схема активно-пассивного радиолокатора.

Высокочастотные импульсы передатчика (П) излучаюто в пространство с помощью антенны (А). Отраженные от метес образований импульсные сигналы и сигналы собственного тепле вого радиоизлучения метеообразований принимаются антенно и поступают на вход модулятора. Модулятор подключает попере менно вход усилителя высокой частоты (УВЧ) к выходам антенн и шумовой нагрузки (ШН) с частотой модуляции, которая зада ется коммутатором (К). Частота модуляции коммутатора синхро низирована импульсами передатчика и выбрана такой, что отра женные сигналы проходят через модулятор немодулированными



Рис. 2. Частотная характеристика канала.

а сигналы теплового радиоизлучения и шумовой нагрузки моду лируются частотой, задаваемой коммутатором. Отраженные сиг налы, сигналы теплового радиоизлучения и сигналы шумовой на грузки, прошедшие через модулятор, усиливаются усилителем высокой частоты 5 и преобразуются преобразователем в сигналь промежуточной частоты. Разделение отраженных сигналов от сиг налов теплового радиоизлучения и сигналов шумовой нагрузки, ос нованное на различии их частотных спектров, производится после усиления их в широкополосном тракте промежуточной частоты (УПЧ-Ш). Отраженные сигналы усиливаются узкополосным трактом промежуточной частоты (УПЧ-У) и преобразуются в тракте низкой частоты (НЧ) в видеосигналы, которые подаются на индикатор (И). Промодулированные сигналы теплового радиоизлучения и шумовой нагрузки с выхода широкополосного тракта промежуточной частоты поступают на вход низкочастотного пассивного канала (НЧ-П), на другой вход которого от коммутатора подается опорный сигнал с частотой модуляции. После преобразования в низкочастотном пассивном канале сигнал теплового излучения поступает на регистратор (Р), а сигнал шумовой нагрузки используется для калибровки пассивного канала.

Таким образом, новыми элементами в МРЛ являются модулягор с шумовой нагрузкой, низкочастотный пассивный канал и коммутатор. Наиболее интересным является техническое решение по разделению отраженного сигнала и сигнала теплового радиоизлучения. Для этого рассмотрим частотную характеристику канала, представленную на рис. 2.

Преобразованные активный и пассивный сигналы поступают в широкополосный тракт промежуточной частоты с полосой  $\Delta f_1$ , где они усиливаются и разделяются на сигнал с частотой  $f_{02}$  (полоса  $\Delta f_2$ ) и на сигнал с частотой  $f_{03}$  (полоса  $\Delta f_3$ ). Выделенный тепловой сигнал радиоизлучения с несущей частотой  $f_{03}$  поступает в низкочастотный пассивный канал, состоящий из усилителя низкой частоты и фазового детектора (ФД), на который одновременно с сигналами подается опорное напряжение с частотой модуляции от коммутатора. Выделенный активный отраженный сигнал с несущей частотой  $f_{02}$  поступает на узкополосный усилитель промежуточной частоты. Одновременная информация о пространственно-временном распределении радиолокационной отражаемости и радиотепловом излучении поступает на индикатор и регистратор и далее выводится на цифропечать (Ц).

Остановимся на тактико-технических данных и особенностях аппаратуры.

Модулятор выполнен на стандартном балансном кольце с двумя выключателями, управление которыми осуществляется от коммутатора синхронно частоте развертки станции в диапазоне 600— 6000 Гц. Потери модулятора в прямом направлении не более 0,5 дБ, в обратном не менее 35 дБ. Модулятор врезан в антенноволноводный тракт МРЛ согласно блок-схеме. Шумовая нагрузка конструктивно состоит из ферритового поглощающего клина, вклеенного в стандартную волноводную секцию, и согласованного с волноводным трактом. Термодатчик серии ИСП наклеивается на наружную поверхность волновода, заливается пенополиуританом или закрывается термоизоляционным кожухом из пенопласта.

Широкополосный тракт промежуточной частоты состоит из предварительного усилителя с несущей частотой 40 МГц (полоса 60 МГц, коэффициент усиления 1,35, шум-фактор 4) и с разделителем каналов, широкополосного усилителя, видеодетектора и схемы автоматической регулировки усиления по шумам.

Разделитель каналов выделяет несущую частоту 60 МГц с полосой 2÷3 МГц и несущую частоту 28 МГц с полосой 30 МГц. В разделителе предусмотрен режекторный контур, фильтр-пробка, настроенный на частоту 40 МГц. Избирательность между каналами не менее 120 дБ.

Вход широкополосного усилителя согласован на коаксиальный кабель с волновым сопротивлением 75 Ом. Затухание контуров и связь между ними выбраны из условия получения максимально плоской характеристики. Основная частота 28 МГц. Видеодетектор однополупериодный, коэффициент передачи 0,5. Видеоусилитель с термостабилизацией (нестабильность не более 5% при температуре от —10 до +50°С), коэффициент усиления 2,5—3 дБ Для снижения собственных шумов приемника полоса пропускания выхода на низкочастотный пассивный канал сужена (от 100 Гг до 1 кГц) с предварительной фильтрацией шумового сигнала 0,3 МГц с полосой 0,4 МГц на схему автоматической регулировки усиления по шумам (АРУШ). Выпрямленное напряжение с детек тора АРУШ вычитается из напряжения начального смещения, создаваемого усилителем, и подается на первый каскад широкополосного усилителя через эммитерный повторитель. Общий коэффициент усиления УПЧ-Ш 40.10<sup>3</sup>. Полоса резонансного усилителя низкой частоты 200 Гц.

Шум-фактор радиочастотной части не более 10 дБ. Предусмотрено ослабление высокочастотных гармонических составляющих зондирующего импульса, попадающих в широкую полосу пассивного канала, не менее чем на 120 дБ за счет изменения прямоугольной формы импульса на колоколообразную и бланкирование зондирующего импульса, проникающего по паразитным цепям в широкополосном тракте УПЧ-Ш.

Для решения задач обнаружения мелкокапельных облаков и более корректного измерения осадков целесообразно рекомендовать работу станции в миллиметровом и сантиметровом диапазонах длин волн.

В этом случае в зависимости от решаемой задачи возможны следующие режимы работы аппаратуры:

 активный режим — для обнаружения и определения параметров облаков, содержащих частицы осадков;

б) пассивный режим — для обнаружения мелкодисперсных аэрозольных сред (мелкокапельных облаков, туманов и т. п.):

 в) активно-пассивный режим — для определения влагосодержания в облаках или интенсивности осадков.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боровиков А. И. и др. Радиолокационные измерения осадков. Л., Гидрометеоиздат, 1967, 140 с.

2. Рабинович Ю. И. и др. О возможности определения интенсивности жидких осадков по собственному тепловому радиоизлучению. «Тр. ГГО», 1972, вып. 291, с. 57—62.

## К. С. ЖУПАХИН

# ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ РЕАЛИЗАЦИЙ ЭХО-СИГНАЛОВ ОТ РАЗЛИЧНЫХ ВИДОВ ОСАДКОВ

#### введение

Особенности распределения средней интенсивности для пространственных реализаций эхо-сигналов от различных видов осадков исследовались экспериментально многими авторами [11]. При этом обычно определялись такие характеристики, как сами средние значения, их градиенты и корреляционные функции радиолокационной отражаемости. Гораздо в меньшей степени изучались особенности пространственного распределения мгновенной интенсивности этих эхо-сигналов. Принято считать, что интервал (радиус) корреляции эхо-сигналов от осадков приблизительно соответствует длительности (пространственной протяженности) зондирующего импульса [1, 10].

Однако более детальное исследование вопроса показывает, что это общепринятое и достаточно фундаментальное положение является верным не во всех случаях. Ниже описывается методика и результаты исследования пространственных реализаций эхо-сигналов от различного вида осадков.

1. Методика, аппаратура и материал исследования. Исследования проводились в основном на полевой экспериментальной базе ГГО в п. Воейково в разные времена года с помощью метеорологического радиолокатора ( $\lambda \approx 3$  см) с достаточно узким ( $\tau \approx$ ≈0,3 мкс) зондирующим импульсом. Исследованию подвергались осадки при сильных ливнях и грозах, град, обложные и моросящие осадки, а также снег. Материалами исследования являлись фотографические изображения многократных и однократных пространственных реализаций эхо-сигналов от осадков, получаемые с индикатора типа А при различных углах возвышения (ξ) антенны. При этом режим приемно-усилительного тракта поддерживался близким к линейному. По фотографическим изображениям однократных пространственных реализаций эхо-сигналов могли быть определены функции и радиусы корреляции их мгновенной интенсивности для случая центрированных и нецентрированных реализаций. По фотографическим изображениям многократных прост-

125

ранственных реализаций эхо-сигналов согласно методике, описан ной в [5], могли быть определены значения коэффициента диффуз ности эхо-сигналов и особенности его изменения во времени и про странстве.

2. Результаты исследования. Объем материалов, полученный

Таблица 1

Осадки	Град	Ливень с [грозой	Ливень	Обложные осадки	Морось	Снег
Число реализаций	11	120	150	45	10	2 <b>0</b>



Рис. 1. Многократные пространственные реализации эхо-сигналов от слабых обложных осадков (а) и ливневых осадков (б).



Рис. 2. Однократные пространственные реализации эхо-сигналов от слабых обложных осадков (а) и ливневых осадков (б).

в результате исследования различных видов осадков, приведен в табл. 1.

Указанный материал позволил выявить характерные особенности пространственных реализаций эхо-сигналов для различных видов осадков.

На рис. 1 *а*, б представлены характерные фотографические изображения многократных пространственных реализаций для случаев эхо-сигналов соответственно от слабых обложных и ливневых осадков.

126

На рис. 2 а, б представлены характерные фотографические изоражения однократных пространственных реализаций для случаев со-сигналов соответственно от слабых обложных и ливневых гадков. Интервал времени между метками на линии второго уча (рис. 2) приблизительно 10 мкс. Анализ полученного матеиала, а также фотографий (рис. 1 и 2) позволяют сделать вывод существенных различиях пространственных структур эхо-сигнаов от различных видов осадков. Особенно наглядно это видно в сравнения фотографий пространственных реализаций (рис. 2).

Анализ пространственных реализаций эхо-сигналов позволил становить следующие их особенности в зависимости от вида и ин-

а) Радиусы корреляции средней интенсивности эхо-сигналов от азличных видов осадков обычно близки к радиусам корреляции оэффициентов диффузности этих эхо-сигналов; они тем меньше, ем больше значения самих коэффициентов диффузности, и наобоот. Наибольшие радиусы корреляции средней интенсивности и коффициента диффузности эхо-сигналов отмечены для обложных садков, наименьшие — для ливневых с грозой и грозовых осадков.

б) Радиусы корреляции мгновенной интенсивности для центированных пространственных реализаций эхо-сигналов от не чень сильных осадков обычно близки к пространственной протясенности зондирующих импульсов. Для наиболее интенсивных садков радиусы корреляции несколько превышают эти значения.

в) Радиусы корреляции мгновенной интенсивности нецентриованных пространственных реализаций эхо-сигналов от не очень ильных осадков обычно близки к пространственной протяжености зондирующих импульсов или несколько превышают их. Для аиболее интенсивных осадков с большими значениями коэффицинта диффузности эхо-сигналов радиусы корреляции могут сущетвенно превышать эти значения и даже приближаться по порядку таковым для средней интенсивности или для коэффициента дифрузности.

3. Обсуждение полученных результатов. Полученный результат вляется новым и в какой-то мере противоречит сложившимся редставлениям, опирающимся как на теоретические, так и экспеиментальные исследования [1, 10, 11]. Однако он находится полном согласии и подтверждает данные, полученные нами ранее и исследовании временных реализаций эхо-сигналов от осадков [2]. В работе [2] было отмечено явление отклонения закона распределения амплитуд временных реализаций эхо-сигналов от обцепринятого закона Релея для случая интенсивных осадков. Фориально аналогичное явление отклонения от закона Релея имеет место и в случае пространственных реализаций.

Можно показать, что обнаруженное явление отклонения от иззестного закона Релея для амплитуд временных и пространственных реализаций эхо-сигналов от интенсивных осадков вполне объяснимо временным постоянством и пространственной однородностью осадков, а также особенностями упорядоченного движения крупных гидрометеоров совместно с интенсивными нисходящим потоками в антенном луче локатора, характерного тем, что их вза имное расположение меняется относительно мало [6, 7]. Если эт так, то именно пространственная неоднородность и временная из менчивость конвекции определяют неоднородность и изменчивост пространственной структуры эхо-сигналов от облаков и осадко (такая связь может иметь место, например, через размеры части облаков и осадков).

За это говорит и факт установления связи коэффициента диф фузности эхо-сигналов от кучево-дождевых облаков со значениям скоростей восходящих потоков в них [2, 3]. Отсюда можно ожи дать, что радиус корреляции интенсивности и коэффициента диф фузности эхо-сигналов от осадков будет определяться радиусой корреляции поля упорядоченной конвекции (или макромасштабок турбулентности [8, 9]). В этой связи исследования пространст венной структуры эхо-сигналов от облаков и осадков представ ляют значительный интерес.

В заключение следует отметить, что обнаружения явления от клонения от известной релеевской модели эхо-сигналов и отличия их пространственных структур для различных видов осадков при верности указанной физической интерпретации явления отклоне ния от общепринятой модели могут оказаться полезными для ре шения, например, таких задач радиометеорологии, как уточнение теории рассеяния радиоволн гидрометеорами; идентификация вида осадков и повышение точности их измерения; локализация и ис следование зон нисходящих потоков с интенсивными осадками идр. [2, 3, 4, 6, 7].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горелик А. Г. Статистические характеристики радиоэхо от метеообра зований и их связь с физическими процессами в атмосфере. Докт. дисс., М. изд. ЦАО, 1969.

2. Жупахин К. С. Об оперативном статистическом анализе эхо-сигналов от облаков, ливней и гроз. — «Тр. ГГО», 1968, вып. 224. 3. Жупахин К. С., Леншин В. Т. О корреляционной связи статисти

ческих параметров эхо-сигналов от кучевых облаков со скоростями восходящих потоков в них.— «Тр. ГГО», 1968, вып. 224. 4. Жупахин К. С. О возможности повышения точности радиолокационных

измерений осадков.— «Тр. ГГО», 1969, вып. 239. 5. Жупахин К. С., Жупахин В. С. К вопросу оценки коэффициента

диффузности квазистационарных эхо-сигналов.— «Тр. ГГО», 1970, вып. 262.

6. Жупахин К. С. К определению когерентности эхо-сигналов. — См. наст сборник.

7. Жупахин К. С. К явлению отклонения эхо-сигналов от модели Релея. См. наст. сборник.

8. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Механика сплошных сред. М., ГИТТЛ. 1954.

9. Панчев С. Случайные функции и турбулентность. Пер. с болг. под ред. Л. Т. Матвеева. Л., Гидрометеоиздат, 1967.

10. Распространение ультракоротких радиоволн. Пер. с англ. под ред. Б. А. Шиллерова. М., «Сов. радио», 1954.

11. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1973, 343 с.

К. С. ЖУПАХИН

# К ЯВЛЕНИЮ ОТКЛОНЕНИЯ ЭХО-СИГНАЛОВ ОТ МОДЕЛИ РЕЛЕЯ

### 1. ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ЭХО-СИГНАЛОВ ОТ ОСАДКОВ

Корреляционный анализ центрированных временных реализаий эхо-сигналов, а также измерения значений средних интенсивостей эхо-сигналов дали результаты, аналогичные полученным анее другими исследователями [1, 2, 4, 18, 19].

Исследование же распределений амплитуд (интенсивностей) ецентрированных временных реализаций эхо-сигналов дало ноый результат: было обнаружено, что для интенсивных осадков южет иметь место отклонение эхо-сигналов от обычной модели елея для распределения амплитуд огибающей эхо-сигналов. Были становлены следующие основные особенности эхо-сигналов и их вязи с физическими процессами в облаках и их параметрами [8, 10]:

а) для интенсивных осадков (ливневый дождь, ливень с гроой и град) закон распределения амплитуд огибающей эхо-сигнатов не подчиняется обычному закону Релея и близок к закону Райса;

б) отклонение от обычного закона Релея тем больше, чем больпе интенсивность упорядоченной конвекции в кучево-дождевых облаках. Коэффициент корреляции значений коэффициента дифрузности и скорости восходящих потоков в кучево-дождевых облаках достигает 0,85;

в) для случая наиболее интенсивных осадков значения коэффициента диффузности эхо-сигналов становятся больше единицы и могут приближаться к величинам для эхо-сигналов от местных предметов;

г) обычно бо́льшим значениям коэффициента диффузности соответствуют бо́льшие значения средней интенсивности эхо-сигналов и бо́льшие значения интервалов их корреляции;

д) значения коэффициента диффузности для эхо-сигналов от ливней и гроз, удаленных от локатора более чем на 7 км, имеют довольно четко выраженный максимум на высотах от 0,4 до 0,7 км над уровнем земли, причем обычно имеет место довольно резкое возрастание коэффициента диффузности с ростом высоты от 0 до 0,4—0,7 км, а затем относительно плавное уменьшение его знач ний с ростом высоты [9].

е) значения коэффициента диффузности эхо-сигналов от куч во-дождевых облаков коррелируют с интенсивностью электрич ских процессов в этих облаках. Так, например, грозовые разряд на землю, регистрируемые счетчиками разрядов, были отмечен лишь для кучево-дождевых облаков (на расстояниях от 7 д 70 км), коэффициенты диффузности эхо-сигналов от которых пр вышали некоторое пороговое значение (в нашем случае  $\phi_{\pi} \approx 13$ Значения коэффициента диффузности, превышающие указанно пороговое значение, находятся в прямой корреляционной связ с интенсивностью грозовых разрядов на землю [9];

ж) значения коэффициента диффузности, отличающиеся о нуля, коррелируют с линейными размерами радиоэхо от кучево дождевых облаков;

з) значения коэффициента диффузности эхо-сигналов для отно сительно слабых осадков (обложные дожди, морось, снег, заклю чительная стадия выпадания ливневых дождей) близки к нулю

В процессе исследования пространственных реализаций эхо сигналов от облаков и осадков были установлены следующие об новные их особенности в зависимости от вида и интенсивност осадков [12]:

а) радиусы корреляции средней интенсивности эхо-сигнало от различных видов осадков обычно близки к радиусам корреля ции коэффициентов диффузности этих эхо-сигналов и тем меньше чем больше значения самих коэффициентов диффузности, и на оборот. Наибольщие радиусы корреляции средней интенсивност и коэффициента диффузности эхо-сигналов отмечены для облож ных осадков, наименьшие — для ливневых с грозой и градовы осадков;

б) радиусы корреляции мгновенной интенсивности для центри рованпых пространственных реализаций эхо-сигналов для не очен сильных осадков обычно близки к пространственной протяжен ности зондирующих импульсов. Для наиболее интенсивных осад ков радиусы корреляции несколько превышают эти значения;

в) радиусы корреляции мгновенной интенсивности нецентриро ванных пространственных реализаций эхо-сигналов для не очен сильных осадков обычно близки к пространственной протяжен ности зондирующих импульсов или несколько превышают их. Для наиболее интенсивных осадков с большими значениями коэффици ента диффузности эхо-сигналов радиусы корреляции могут суще ственно превышать эти значения и даже приближаться по порядку к таковым для средней интенсивности или для коэффициента диф фузности.

Перечисленные особенности эхо-сигналов, связанных с интен сивными осадками, и обнаруженные зависимости и связи коэффи циента диффузности эхо-сигналов с различными параметрами кучево-дождевых облаков и связанными с ними явлениями, а так же видами осадков требуют физической интерпретации.

### 2. ВОЗМОЖНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ АНОМАЛЬНЫХ ЭХО-СИГНАЛОВ

Рассмотрим две возможные физические модели формирования номальных (с большими значениями величины  $\varphi_{\pi}$ ) эхо-сигналов, оторые могут в той или иной степени объяснить полученные езультаты.

Прежде всего следует отметить, что большие значения коэфлициента диффузности, типичные для эхо-сигналов от местных. релметов. но отмечаемые для эхо-сигналов, связанных с интенивными осадками, при малых углах возвышения антенны, дают снование полагать, что и в этом случае может иметь место отракение от местных предметов, обычно не наблюдаемых, связанное явлением грозовой сверхрефракции [2, 23]. На возможность пообного объяснения указывает и А. А. Черников. Так, Черников частном сообщении указал, что произведенное им исследование екоторых случаев подобного рода отражений с использованием ппаратуры, позволяющей выполнить измерение матрицы обратого рассеяния и допплеровских скоростей, однозначно идентифиировало их с отражениями от местных предметов и полстилаюцей поверхности. Действительно, согласно [2, 23], образование риземных (толшиной в несколько десятков метров нал уровнем емли) волноводов, вызванных дивергирующими нисходящими пооками холодного воздуха, наблюдаемыми при ливнях и грозах, риводит к появлению эхо-сигналов от местных предметов там, де они не наблюдаются при нормальных условиях рефракции. верхрефракция, связанная с грозами, локализована в пространтве (вблизи грозовых очагов) и обычно непродолжительна (от 0 минут до 1 часа). При этом естественно ожидать корреляции словий волноводного распространения с конвективной активостью. Этим и могут быть объяснены обнаруженные нами связи аблюдающихся аномальных эхо-сигналов с вертикальными потоами, электрической активностью и другими явлениями. За возюжность существования подобной физической модели формироания аномальных эхо-сигналов, связанных с интенсивными осадами, говорят следующие факты:

a) сравнительно большие значения величин коэффициента иффузности, типичные для местных предметов и подстилающей юверхности;

б) аномальные эхо-сигналы в большинстве случаев наблю-

в) экспериментально установленный факт существования явлеия грозовой сверхрефракцией [2, 23].

Не отрицая возможности существования в отдельных случаях той физической модели формирования аномальных эхо-сигналов, кажем на некоторые наши экспериментальные данные, которые есколько расходятся с этой моделью и указывают на возможость существования и другой интерпретации: а) аномальные (с большим значением φ<sub>д</sub>) эхо-сигналы, свя занные с интенсивными осадками, наблюдаются и при сравни тельно высоких углах возвышения антенны (до 6—9°), исклю чающих отражения от местников и подстилающей поверхности При этом редкость подобных аномальных отражений может быт объяснена относительно малой вероятностью нахождения интен сивных осадков в ближней к МРЛС зоне;

б) пространственная структура аномальных эхо-сигналов, свя занных с интенсивными осадками, в большинстве отмеченных на ми случаев не соответствует обычно наблюдаемой структуре эхс сигналов от местных предметов;

в) аномальные эхо-сигналы находятся внутри зоны интенсив ных осадков, а не вблизи их, как на это указывается в [2], обычн соответствуют эхо-сигналам от осадков с наибольшей отражае мостью (z), перемещаются в пространстве вместе с осадками, та что время их устойчивого существования обычно не превышае 10—15 минут;

г) максимум в профиле  $\varphi_{\pi}(h)$  находится на некоторой высот  $(h_{\varphi_{\pi}\max})$  над уровнем земли  $(h_{\varphi_{\pi}\max}=400\div700$  м при  $R \ge 7$  км) С уменьшением высоты (угла наклона антенны) значение  $\varphi_{\pi}$  резко уменьшается и при h=0  $\varphi_{\pi}=0$ .

Рассмотрим более подробно нашу гипотетическую модель фор мирования аномальных эхо-сигналов, создаваемых самими гидро метеорами (см. [11]), которая может, на наш взгляд, объяснит полученные нами экспериментальные данные, не входя с ним в противоречие.

Для бо́льшей ясности физической интерпретации аномальны эхо-сигналов от гидрометеоров целесообразно разделить эффек влияния пространственного распределения частиц и эффект и движения во времени на интенсивность эхо-сигналов от них.

Интенсивность электромагнитного поля от совокупности равно великих движущихся частиц определяется соотношением (см [11]):

$$\overline{P}_{r} = P_{r_0} \sum_{jl} e^{\overline{i}2\mathbf{k}_0 \cdot \Delta \mathbf{r}_{jl}} e^{\overline{i}2\mathbf{k}_0 \cdot \delta \mathbf{r}_{jl}(\Delta t)} , \qquad (1)$$

где  $\delta \mathbf{r}_{jl}(\Delta t) = \Delta \mathbf{r}_j(\Delta t) - \Delta \mathbf{r}_l(\Delta t)$ ,  $\Delta \mathbf{r}_l(\Delta t)$  — вектор сдвига *i*-то частицы за время  $\Delta t$ . Аналогично [11], производя осреднение п ансамблю и времени, выражение (1) можно преобразовать к виду

$$\overline{P}_{r} = NP_{r_{0}} \{1 + (N-1)e^{i2\mathbf{k}_{0}\cdot\Delta\mathbf{r}} \mathbf{r}_{jl}e^{i2\mathbf{k}_{0}\cdot\delta\mathbf{r}} \mathbf{r}_{jl}^{(\Delta t)} \}$$

или

$$\overline{P}_{r} = NP_{r_{0}}\{1 + (N-1)\chi_{\Delta \mathbf{r}_{jl}}(2\mathbf{k}_{0})\cdot\chi_{\delta \mathbf{r}_{jl}(\Delta t)}(2\mathbf{k}_{0})\}, \qquad (2$$

где  $\chi_{\Delta \mathbf{r}_{jl}}(2\mathbf{k}_0)$  и  $\chi_{\delta \mathbf{r}_{jl}(\Delta t)}(2\mathbf{k}_0)$  — соответствующие характеристи ческие функции.

Из выражения (2) следует:

$$\varphi_{k} = (N-1) \chi_{\Delta \mathbf{r}_{jl}}(2\mathbf{k}_{0}) \cdot \chi_{\delta \mathbf{r}_{jl}(\Delta t)}(2\mathbf{k}_{0}).$$
(3)

Для простоты написания введены обозначения:

$$\chi^{1} = \chi_{\Delta \mathbf{r}_{jl}}(2\mathbf{k}_{0});$$
  
$$\chi^{2} = \chi_{\delta \mathbf{r}_{jl}(\Delta t)}(2\mathbf{k}_{0}).$$

Таким образом, выражение (3) для коэффициента когерентсти ( $\varphi_{\kappa}$ ) учитывает как распределение расстояний между частими в пространстве, полагаемое в данном случае квазистационарим (застывшим), так и изменение пространственного положения стиц в процессе их движения. При этом в явной форме выражеи разделены пространственный и временной эффекты деформа-

и в фазовом пространстве частиц. Так, если величина  $\chi$  отраает вклад в когерентность за счет неоднородности в пространстнном распределении частиц (интенсивность и пространстнные характеристики движения воздуха, поле «замороженной»  $^{2}$  рбулентности), то  $\chi$  характеризует вклад в когерентность за счет ременного постоянства взаимных фазовых положений частиц корреляция скоростей движения частиц, интенсивность и скоростые характеристики движения воздуха и их изменчивость во вреени). При этом величина

$$\chi = \chi \cdot \chi$$

ценивает вклад в когерентность обоих эффектов и отражает деормацию фазового пространства частиц в пространстве и во вреени.

Для иллюстрации оказанного рассмотрим несколько возможых случаев.

Легко видеть, что если взаимные фазовые положения частиц очти не меняются во времени, т. е.  $\delta r_{jl}(\Delta t) \ll \lambda/8$  (условие Релея) ля подавляющего большинства пар частиц (случай коллективого их движения), то

$$\chi^2 \approx 1$$
,

выражение (2) сводится к

$$\varphi_{\kappa} \approx (N-1) \chi,$$

казанному в [11].

Если при этом распределение частиц в пространстве близко идеальной трехмерной диффракционной решетке (для случая

**9** 192

133

(4)

плоской волны и достаточно узкого радиолуча, видимо, можно о раничиться одномерным случаем), т. е.

$$|\Delta \mathbf{r}_{jl}| \approx n \cdot \lambda/2$$
 (*n* = 1, 2, 3, ...),

то <del>х</del>≈1 и φ<sub>к</sub>=*N*—1.

Таким образом, имеем маловероятный случай идеального к герентного сигнала.

При некоторой «размытости» пространственного распределения частиц в общем случае  $\chi < 1$ . Если при этом величина  $\chi > 0$ , т  $\varphi_{\rm R} > 0$  и налицо довольно общий случай частично когерентных си налов.

При достаточно большой «размытости» пространственного рас пределения, когда оно становится близким к равномерном и  $\chi \ll 1/N - 1$ , имеем  $\varphi_{\kappa} \ll 1$ , т. е.  $P_r \approx N Pr_0$ . Это известный случа когерентных сигналов. Нетрудно также видеть, что условие

$$\chi^{1} \ll \frac{1}{N-1}$$

может рассматриваться как достаточное, но совсем не обязателн ное для случая некогерентных сигналов. Действительно, более об щим (и менее жестким) условием некогерентности сигналов, ви димо, следует считать условие

$$\chi = \chi \cdot \chi^2 \ll \frac{1}{N-1},\tag{5}$$

которое может достигаться не за счет размытости одного лиш пространственного распределения частиц, но и за счет размытост (неустойчивости) их взаимных фазовых положений во времен  $\binom{2}{(\chi < 1)}$ .

Из сказанного следует, что понятия постоянства и когерентност эхо-сигнала не тождественны; утверждение об их тождествен ности еще часто встречается даже в весьма авторитетных источни ках, например в [1]. Так, сигнал может быть относительно непо стоянным ( $\chi$ <1) и в то же время достаточно когерентным ( $\varphi_{\kappa}>0$ ) или может быть достаточно постоянным ( $\chi\approx1$ ) и в то же врем почти некогерентным ( $\varphi_{\kappa}\approx0$ ). Если величина набега разносте фаз { $\theta=2k\delta r(\Delta t)$ } в процессе движения частиц подчиняется га уссовой статистике (что наиболее естественно предположить), т

$$\chi^2 = e^{-M_2 \theta}, \tag{6}$$

где  $M_2(\theta)$  — дисперсия взаимных фазовых сдвигов частиц.

Интересно отметить, что величина х, на первый взгляд, оказы

ся тождественной известной нормированной функции корреляинтенсивности эхо-сигналов — ρ(τ). Так, для гауссовского стра флуктуацией (соответствующего допплеровскому спектру, ющему гауссовское распределение) Хитчфельд и Деннис поили выражение [27]

$$\varphi(\tau) = e^{-\left\{4\pi \sigma_v \frac{\tau}{\lambda}\right\}^2},\tag{7}$$

$$\rho(\tau) = e^{-\{\Delta \,\overline{\varphi^2}\}},\tag{8}$$

 $\sigma_v^2$  — дисперсия допплеровского спектра скорости. Атлас указывает, что уравнение (8) вытекает из соотнощения =  $\frac{4 \pi \Delta v \tau}{\lambda}$ , которое описывает сдвиг относительной фазы между мя объектами, движущимися с относительной скоростью  $\Delta v$  за мя т. Таким образом, величина  $\Delta \overline{\phi}^2$  есть дисперсия сдвига отноельной фазы, вызываемая отклонениями от средней скорости время т. Это еще раз подтверждает, что средняя радиальная рость на флуктуацию не влияет. Если все частицы перемещая с одинаковой радиальной скоростью, то  $\sigma_v=0$ ,  $\Delta \phi=0$  и ) =1, т. е. интенсивность сигнала оказывается постоянной, незаимо от времени [1]. Выражение для  $\chi$ , полученное нами в предожении, что величина  $\delta r (\Delta t)$  подчиняется гауссовой статисти-

(т. е. при аналогичном допущении), имеет вид

$$\chi = e^{-\{2k_0 \ \delta \ r(\Delta \ t)\}^2}, \tag{9}$$

$$\chi = e^{-\overline{\theta^2}}.$$
 (10)

Конечно,  $\Delta \phi^2 = \overline{0^2}$  и, следовательно, выражения (8) и (10) тожтвенны, поскольку численные значения  $\rho(\tau)$  и  $\chi$  совпадают. Одко сопоставление выражений (7) и (9) уже вскрывает различие. В самом деле, фаза  $\Delta \phi$  линейно растет со временем даже при конечно малом значении  $\Delta v$  (или  $\sigma_v$ ), что связано с процессом ффузии. Хотя относительная фаза  $\theta = 2 k \delta r (\Delta t)$  в общем случае ависит от времени, эта зависимость здесь явно не оговариваети, следовательно, она может быть любой, в том числе и такой, и которой величина  $\overline{0^2}$  быстро становится постоянной, независий от времени. При этом сама величина  $\overline{\theta^2}$  может быть весьма ла. Физическая модель такого движения достаточно ясна — это ллективное движение ансамбля частиц с почти одинаковыми оростями по траекториям, близким к линейным, и незначительим случайными отклонениями от этих траекторий. Таким образом, здесь налицо эффект ограничения проце диффузии частиц. Ввиду того, что коэффициент диффузности ( достаточно хорошо отражает степень коррелированности ско стей движения отражающих частиц или, иными словами, степ упорядоченности (коллективности) их движения (например, па ния) и, таким образом, характеризует степень ограничения прог са диффузии, то он нами и назван коэффициентом (гипо)- д фузности эхо-сигналов [13].

Действительно, тесная связь коэффициента диффузности с в менными корреляционными функциями пространственных вы рок (т. е. временных реализаций) эхо-сигналов хорошо подтв ждается соотношением

 $\varphi_{\mathrm{A}} = \frac{R(\tau)}{\sigma^2} - \rho(\tau),$ 

где  $R(\tau)$  — корреляционная функция нецентрированной времент реализации интенсивности эхо-сигнала;  $\sigma^2$  — дисперсия интенс ности той же реализации.

Измеряя величины  $\varphi_{\pi}$ , можно определить значения  $M_2(\theta)$  [1] Таким образом, величина  $\varphi_{\pi}$  может служить своеобразным необ димым (но не достаточным) критерием когерентности эхо-сиг лов. Общим условием когерентности эхо-сигналов, видимо, след считать неравенство (5).

## 3. ФИЗИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЯВЛЕНИЯ ОТКЛОНЕНИЯ ЭХО-СИГНАЛОВ ОТ МОДЕЛИ РЕЛЕЯ

Теперь, имея эти достаточно общие соотношения, мы мож обратиться непосредственно к физической интерпретации резутатов экспериментального статистического анализа эхо-сигнал от гидрометеоров. Прежде всего подчеркнем, что указанные о бенности характеристик эхо-сигналов, рассматриваемых как сл чайные процессы, и их связи с физическими процессами не мог быть поняты из общепринятой в радиолокационной метеоролог физической модели движения комплекса частиц (гидрометеоро и обычно делаемых допущений и предположений при рассмотр нии математической модели эхо-сигналов. В самом деле, основн допущения и предположения существующей в настоящее вре теории, следующие:

а) движение воздушной среды в облаках и осадках подчинется законам турбулентной диффузии или локальной турбуленности Обухова — Колмогорова [3, 5, 8, 14, 16, 17];

б) сами облачные частицы и частицы осадков практически без нерционны и достаточно хорошо следуют за движениями возду ной среды (увлекаются воздушными движениями) [7, 17];

в) распределение фазовых положений частиц (гидрометеоро достаточно «размыто», т. е. является почти равномерным [5, 7, 17 Эти допущения в известной мере справедливы для слабого сдя, частицы которого достаточно малы, а также снега, частикоторого вследствие наличия плоскостей планирования хорошо екаются движениями воздуха достаточного масштаба и силы, зультате чего траектории движения частиц этих видов осадков яются перекрещивающимися, а фазовый спектр размытым уже

малом времени наблюдения ( $\chi \approx 0$ ), даже если среднее расяние между частицами  $\overline{(l)}$  больше длины волны локатора ( $\lambda$ ) аже при  $\chi > 0$ .

Вполне понятно, что такому фазовому пространству состояний гемы частиц соответствует статистически равновесное распреение типа «белого шума», отвечающего тепловым флуктуациям. -сигналы при этом имеют ярко выраженную шумовую простственно-временную структуру, а их математическое описание ошо аппроксимируется широко распространенной и общеприой моделью Релея. Все это достаточно убедительно и подтверается нашими исследованиями. Для случая интенсивных осад-

(ливневый дождь, ливень с грозой и град) перечисленные пе допущения и предположения, лежащие в основе теории откения радиоволн от гидрометеоров, перестают быть справедлиии, так как:

a) движение воздушной среды в мощных нисходящих и восхоцих потоках в реальных кучево-дождевых облаках не подчится теории локальной турбулентности, ибо масштаб «вихрей» сь сравним по величине или даже более внешнего масштаба булентности. Движение воздушной среды здесь ближе к ламиному [14, 15, 21];

б) сами крупные частицы осадков достаточно инерционные, бы следовать за маломощными мелкомасштабными движениявоздуха, если таковые и имеются [1, 25];

в) нельзя пренебрегать дискретностью гидрометеоров, неэквитантной решетчатой структурой их распределения ( $\bar{l} \ge \lambda$ ), доточно линейными и неперекрещивающимися траекториями их есных движений, в результате чего распределение фазовых покений частиц не может считаться достаточно «размытым» и равлерным, особенно при горизонтальном направлении радиона.

Вполне понятно, что такому коллективному и упорядоченному ажению ансамбля частиц и их фазовому пространству состояний е не соответствует тривиальное статистически равновесное расделение типа «белого шума» и эхо-сигналы уже не имеют мовой пространственно-временной структуры, а их математичее описание аппроксимируется моделью Райса или обобщенным пеевским законом распределения. При этом отсутствие шумовой остранственной структуры эхо-сигналов можно объяснить когеитностью эхо-сигналов. Также очевидно, что понятия постояна (устойчивости) эхо-сигнала и его когерентности не являются кдественными. Для иллюстрации этого положения достаточно рассмот упомянутую в [11] модель движения частиц в ливне Дингла [ для которой коэффициент когерентности больше нуля, а коэф циент диффузности близок к нулю. Наши исследования, не от вергая модели Дингла для неинтенсивных осадков (и тем бо для мокрого снега [11]), в то же время показывают, что для тенсивных ливневых осадков модель Дингла не имеет места, как здесь  $\varphi_{\rm A} > 1$ , что можно объяснить указанной выше моде коллективного и упорядоченного движения ансамбля крупных тиц по отвесным траекториям, близким к линейным.

#### 4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вследствие того, что интенсивность и характер упорядочены движения воздуха, а также размер гидрометеоров, определяют в свою очередь характер движения самих частиц, влияют степень размытости их фазовых положений, очевидна непосредств ная связь и зависимость коэффициента диффузности  $\varphi_{\pi}$  (и ко фициента когерентности  $\varphi_{\mathbf{K}}$ ) от интенсивности упорядоченной к векции, а также связанных с нею явлений в облаках. Этс находит подтверждение в выявленных и указанных выше харай ристиках и свойствах временных и пространственных реализа эхо-сигналов и их зависимостях от параметров кучево-дожден облаков, вида и интенсивности осадков. Существование указани зависимостей, а также тот факт, что коэффициент диффузно является параметром обобщенного закона Релея (Райса), дел его весьма важной характеристикой эхо-сигналов, использова которой в радиометеорологической практике может оказат весьма плодотворным. Сказанное верно для обеих рассмотренн моделей формирования аномальных эхо-сигналов.

Как показали паши исследования, основное уравнение рад локационной метеорологии требует в ряде случаев введения правки на когерентность вторичного рассеяния, что, видимо, требует специального исследования. Рассеяние радиоволн гидрометеоров должно в общем случае рассматриваться с то зрения общей теории турбулентности, а не только с точки зре турбулентной диффузии или теории локальной турбулентноо рассматривающих движение гидрометеоров как стационарный с чайный процесс [3, 4, 6, 7, 17, 25 и др].

Попытки определения поправок на когерентность вторичн рассеяния путем использования аппарата все той же теории кальной турбулентности или ее основных допущений и предпо жений [20, 25], видимо, не могут дать радикального решен вопроса, так как их применение, согласно вышеизложенному, ог ничивается лишь слабыми осадками и не применимо как раз д наиболее важных и интересных случаев интенсивных ливнев осадков.

Однако, общая теория турбулентности, применимая к реа. ным облакам, еще не создана. В этой связи обнаруженное явлен

138

тклонения эхо-сигналов от модели Релея и зависимость величины гого отклонения ( $\phi_{\pi}$ ) от интенсивности упорядоченной конвекции связанных с нею явлений в облаках представляется достаточно ажным и позволяет надеяться, что радиолокационные исследоания конвективных облаков в этом направлении могут способтвовать созданию подобной теории, которая в свою очередь, авая необходимую теоретическую основу для самих радиолокацинных измерений и исследований, будет способствовать их дальейшему развитию.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас Д. Успехи радарной метеорологии. Пер. с англ. под ред. К. С. Шифрина. Л., Гидрометеоиздат, 1967.

2. Баттан Л. Дж. Радиолокационная метеорология. Л., Гидрометеоиздат, 962.

3. Бэтчелор Дж. К. Теория однородной турбулентности. М., Изд-во ностр. лит., 1955.

4. Горелик Г. С. К теории рассеяния радиоволн на блуждающих неоднородностях.— «Радиотехника и электротехника», 1956, т. 1, № б.

5. Горелик Г. С. О влиянии корреляции скоростей рассеивателей на стаистические свойства рассеянного излучения.— «Радиотехника и электроника», 957, № 10.

6. Горелик А. Г., Черников А. А. Некоторые вопросы радиолокации иножественной цели.— «Тр. ЦАО», 1964, вып. 57.

7. Горелик А. Г. Статистические характеристики радиоэхо от метеообразований и их связь с физическими процессами в атмосфере. Докт. дисс.— М., Изд. ЦАО, 1969.

8. Жупахин К. С. О связи между параметрами радиолокационных сигналов и скоростями конвективных движений в облаках.— Труды II Всесоюзного совещания по динамике облаков, туманов и осадков. Л., Гидрометеоиздат, 1967.

9. Жупахин К. С. Об оперативном статистическом анализе эхо-сигналов от облаков, ливней и гроз.— «Тр. ГГО», 1968, вып. 224. 10. Жупахин К. С., Леншин В. Т. О корреляционной связи статисти-

неских параметров эхо-сигналов от кучево-дождевых облаков со скоростями восходящих потоков в них.— «Тр. ГГО», 1968, вып. 224. 11. Жупахин К. С. К определению когерентности эхо-сигналов.— См.

наст. сборник.

12. Жупахин К. С. Об особенностях пространственных реализаций эхосигналов от различных видов осадков. - См. наст. сборник.

13. Жунахин В. С., Жупахин К. С. К вопросу оценки коэффициента диффузности квазистационарных эхо-сигналов.— «Тр. ГГО», 1970, вып. 262.

14. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Механика сплошных сред. М., ГИТТЛ, 1954.

15. Парчевский В. Исследование термических вертикальных потоков.-«Метеорология и гидрология», 1958, № 5.

16. Панчев С. Случайные функции и турбулентность. Пер. с болг. под ред. Л. Т. Матвеева. Л., Гидрометеоиздат, 1967. 17. Родак М. И., Фромцессон А. Е. О применении теории турбулент-

ности к рассеянию радиоволн на блуждающих неоднородностях. — «Радиотехника и электроника», 1959, т. 4, вып. 3.

18. Сальман Е. М., Жупахин К. С. Некоторые результаты радиолокационных исследований вертикальной структуры ливней и гроз.— «Тр. ГГО», 1964, вып. 159.

19. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1973.

20. Черников А. А. Рассеяние радиоволн в облаках и уравнение ради локации облаков. — Труды II Всесоюзного совещания по радиолокационно метеорологии. М., Гидрометеоиздат, 1968.

21. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде. М., Гостехизда 1951.

22. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л., Гидр метеоиздат, 1964.

23. Coons R. D. Guided propagation of radar waves in thunderstorm cond tion.—"BAMS", 1947, XXVIII, p. 324—329.

24. Dingle M. V. Proc. of 8-th Weather Radar Conference, p. 99-101 1960.

25. Lee-Chi-Chen. Radar equation by taking into consideration the coherent scattering of radar waves from cloud and raindrops.—"Scientia Sinica" 1963, vol. 12, N 5.

26. Stackpole I. D. The effectiveness raindrops as turbulence sensor Proc. 9-th Wea. Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston, p. 212-217, 1961.

27. Hitchfield W. and Dennis A. S. Turbulence in snow generatin cells. McGill Univ., Montreal, Canada, Sci. Rept. MW-23, p. 23, 1956.

## К. С. ЖУПАХИН

## к определению когерентности эхо-сигналов

Конечное поле эхо-сигналов от совокупности рассеивателей идрометеоров) формируется в результате суперпозиции целого яда элементарных волн

$$\mathbf{E} = Ee^{i\theta} = \sum_{j=1}^{N} E_j e^{i \, 2\mathbf{k}_0 \cdot \mathbf{r}_j},\tag{1}$$

це  $E_j$  — амплитуда рассеянного *j*-той частицей поля,  $\mathbf{k}_0$  — волнорй вектор падающей волны,  $\mathbf{r}_j$  — радиус-вектор *j*-той частицы. В общем случае  $E_j$ ,  $\mathbf{r}_j$  и N могут быть случайными величинами,

В оощем случае *L*<sub>j</sub>, г<sub>j</sub> и *N* могут оыть случаиными величинами, распределения отдельных членов суммы не быть тождествеными.

Интенсивность поля от совокупности равновеликих частиц  $E_j = E_0 = \text{const}$ :

$$\overline{P}_r = P_{r_0} \sum_{jl} e^{i2\mathbf{k}_0(\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_l)}.$$

ыделяя в этой двойной сумме члены j = l и обозначая  $\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_l = \Delta \mathbf{r}_{jl}$ , имеем

$$\overline{P}_{r} = NP_{r_{0}} \left\{ 1 + \frac{1}{N} \sum_{j \neq l} e^{\overline{i2k_{0} \cdot \Delta r_{jl}}} \right\}.$$
(2)

ак как среднее значение члена суммы одинаково для различных ap(j, l), то мы имеем

$$\frac{1}{N}\sum_{j\neq l}e^{i2\mathbf{k}_0\cdot\Delta\mathbf{r}_{jl}}=(N-1)e^{\overline{i}2\mathbf{k}_0\cdot\Delta\mathbf{r}_{jl}}=\varphi.$$

Поскольку величина  $\varphi$  является количественной мерой интереренционной части в интенсивности рассеянного поля, то ее в раиолокационной метеорологии принято называть коэффициентом огерентности [4, 9], хотя в оптике распространено и другое опрееление [2, 5, 7]. В этой связи отметим, что, если  $\varphi$  [9] может ыть как меньше, так и много больше единицы, то значения  $\varphi$  [5] ежат в следующих пределах:  $0 \leq \varphi \ll 1$ . Величины ф оценивались Зигертом и Голдштейном [3], Ши риным [9], Гореликом и Черниковым [1], Ли-Чи-Ченом [12] ра личными способами в предположении различной степени завис мости частиц и с учетом разных факторов. Численная оцен коэффициента когерентности для различных конкретных случа радиолокации облаков и осадков представляет исключительни интерес, так как учет когерентного компонента в уравнении ради локации, которое является теоретической основой радиолокацис ной метеорологии, может существенно повысить точность количес венных измерений интенсивности осадков, водности облаков и д

Однако результаты теоретических расчетов показали, что эх сигналы от облаков и осадков в сантиметровом диапазоне дл волн всегда некогерентны, хотя выражения для коэффициента к герентности получались различными [3, 9, 1]. При этом основн уравнение в радиолокационной метеорологии, обычно применяем в настоящее время, может быть записано в виде

$$\overline{\mathbf{P}_r} = NP_{r_0}$$
.

Следует отметить, что авторы [1, 3, 9] исходили из допущени независимости положения частиц.

Несколько иные результаты получены в [12] для случая ради локации облаков и осадков с учетом эффекта группирования и частиц. Так, согласно [12], для осадков типа ливня

$$\varphi = \frac{mn(n-1)}{N} f\left(\frac{4\pi a}{\lambda}\right), \qquad ($$

где n — число частиц в группе, m — число независимых груг в объеме рассеяния, N — общее число частиц в объеме рассеяни a — радиальный размер группы,

$$f(h) = \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-i2ky} W(y) dy,$$

W(y) — функция плотности вероятности случайной переменнс  $y = \Delta r$  в пределах объема группы при условии равномерного распределения частиц в пределах группы.

Следует отметить, что автор расчетов [12] исходил из физи ческой модели ливневых осадков Дингла [11], которым экспери ментально был отмечен эффект группирования нескольких части осадков (n < 10) в небольшие группы (a — несколько сантимет ров). Предполагалось, что положение групп в пространстве неза висимо. В [12] отмечается, что относительный вклад когерентног компонента с учетом данных Дингла может составлять нескольк десятков процентов и даже превосходить 100% для сантиметре вого диапазона волн.

В этой связи укажем, что широко известный эффект слипани снежннок для случая мокрого снега, когда снежные хлопья поро

достигают гигантских размеров (так, например, 21 X 1973 г. в Ленинграде наблюдались куполообразные хлопья диаметром около 4 см) и, следовательно, состоят из многих снежинок, может, очевидно, приводить к относительному вкладу когерентного компонента в несколько сотен процентов и более даже для сантиметрового диапазона длин волн. Действительно, полагая снежные хлопья независимыми, нетрудно определить для этого случая

$$\varphi \simeq n - 1, \tag{5}$$

где *n* — число слипшихся снежинок.

7	`аблица	- 1

Название	Экспоненциальная	Гаусса	Коши
ρ (Δ r) Φ (2k <sub>0</sub> )	$\frac{e^{-\Delta r/\Delta r_0}}{\left[1 + 4 k_0^2 \Delta r_0^3\right]^2}$	$\frac{e^{-(\Delta r/\Delta r_0)^2}}{\frac{\pi^{3/2} \cdot \Delta r_0^3}{e^{k_0^2 \Delta r}}}$	$\frac{\frac{1}{[1+(\Delta r/\Delta r_0)^2]^2}}{\frac{\pi^2 \cdot \Delta r_0^3}{e^{2k_0 \Delta r_0}}}$

Для случая радиолокации облаков в [12] дается выражение для средней интенсивности эхо-сигналов, из которого коэффициент когерентности может быть представлен в виде

$$\varphi = \left\{ \frac{\langle \Delta \beta \rangle^2 \rangle \Phi(2\mathbf{k}_0)}{\overline{n} \sigma} - 1 \right\}, \tag{6}$$

где  $\beta$  — так называемая отражательная способность облачных частиц от единицы объема,  $\bar{n}$  — среднее число частиц в единице объема,  $\sigma$  — поперечное сечение частицы,

 $\Phi(2\mathbf{k}_0) = \int \int_{\infty} \int e^{i 2\mathbf{k}_0 \,\Delta \mathbf{r}} \cdot \rho_{\Delta \beta}(\Delta \mathbf{r}) d \,\Delta \mathbf{r}$ 

— нормированный пространственный спектр флуктуаций отражательной способности, аналогично [6],  $\rho_{\Delta\beta}$  ( $\Delta r$ ) — нормированная функция  $\Delta\beta$ , отражающая характер поля турбулентности в облаках.

Таким образом, коэффициент когерентности  $\varphi$  зависит от вида функции  $\rho_{\Delta\beta}(\Delta \mathbf{r})$ . Так, для случая независимых и равновеликих частиц  $\rho_{\Delta\beta}(\Delta \mathbf{r})$  вырождается в дельта-функцию,  $\Phi(2\mathbf{k}_0) = 1$ ,  $\varphi = 0$ , а уравнение радиолокации вырождается в (3).

В табл. 1 приводятся значения  $\Phi(2k_0)$  для различных функций  $\rho_{\Delta\beta}$  ( $\Delta r$ ) [12, 13].

В таблице  $\Delta r_0$  соответствует средней длине неоднородности  $\Delta\beta$ . Аналогичный результат получен в [8], где  $\beta$  выражается через водность облаков и рассматривается экспоненциальный вид функции  $\rho(\Delta r)$ . Выражения для  $\Phi(2 \mathbf{k}_0)$  показывают, что  $\varphi$  и, следовательно,  $\overline{P}_r$  растут с увеличением  $\lambda(k_0=2\pi/\lambda)$  и для однородного и изотропного поля турбулентности в облаках в случае, когда когерентное рассеяние преобладает  $\varphi \equiv \lambda^4$  и  $\overline{P}_r$  практически не будет зависеть от длины волны вследствие того, что при релеевском рассеянии  $\sigma \equiv \lambda^{-4}$  [8, 12]. При этом оценка значений самого коэффициента когерентности  $\varphi$  при разных длинах волн может дать ценную информацию о структуре и состоянии турбулентности в облаках.

Приведенные примеры выражений для  $\varphi$ , полученные различными авторами, отражают разнообразие приемов и подходов при расчете величины  $e^{i 2\mathbf{k}_0 \cdot \Delta \mathbf{r}_{jl}}$ , которая в общем случае представляет не что иное, как характеристическую функцию пространственного распределения параметра  $\Delta r$  в объеме рассеяния по волновому вектору (2 $\mathbf{k}_0$ ) падающей волны:

$$e^{i2\mathbf{k}_0\cdot\Delta\mathbf{r}_{jl}} = \chi_{\Delta\mathbf{r}} (2\mathbf{k}_0). \tag{7}$$

Таким образом, выражение для коэффициента когерентности в общем виде может быть записано как

$$\varphi = (N-1)\chi_{Ar} (2\mathbf{k}_0), \tag{8}$$

а уравнение радиолокации в метеорологии

$$\overline{P}_r = P_{r_0} N\{1 + (N-1)\chi_{\Delta \mathbf{r}} (2\mathbf{k}_0)\}.$$
(9)

Из (9) следует, что, если плотность распределения  $W(\Delta \mathbf{r})$  имеет решетчатую структуру (так называемое вырожденное или причинное распределение, гипотетическая модель) с шагом, кратным половине длины волны ( $\lambda/2$ ), то в этом случае идеальной дифракционной решетки  $\chi_{\Delta \mathbf{r}}$  (2 k<sub>0</sub>) = 1 и  $\varphi = \varphi_{\text{макс}} = N - 1$ , а  $\bar{P}_r = P_{r_0} N^2$ , т. е. имеет место чисто когерентное рассеяние.

Таким образом, для когерентного рассеяния совсем не обязателен эффект группирования частиц. При эффекте группирования (9) вырождается в (4), где

$$f(2k_0) = \chi_{\Delta \mathbf{r}} (2\mathbf{k}_0)$$

и вычисление  $\chi_{\Delta r}$  (2k<sub>0</sub>) производится в объеме группы, а осреднение — по всему объему рассеяния.

Конечно, фактическое распределение частиц может существенно отличаться от идеального случая, однако если даже в объеме рассеяния имеется некоторое (достаточное) количество частиц, для которых  $\Delta r$  оказывается близким к кратному половине длины волны, и это количество частиц в силу каких-либо причин остается от-
носительно неизменным в течение времени анализа, то значения о могут быть существенно больше единицы. Нетрудно показать, что это требуемое количество когерентных рассеивателей для случая. когда их доля (α) в общем количестве многих рассеивателей невелика ( $\alpha \ll 1$ ), может быть оценено соотношением

$$n_{\rm k} \approx \sqrt{N\varphi}.\tag{10}$$

Так, если  $N = 10^4$  и  $\omega = 1$ , то  $n_{\mu} \approx 100$ , т. е. доля когерентных рассеивателей в этом случае составляет всего один процент ( $\alpha = 10^{-2}$ ).

Сравнивая выражение (10) и (9), нетрудно видеть, что в этом случае

$$\chi_{\rm Ar} \left( 2\mathbf{k}_0 \right) \approx \alpha^2, \tag{11}$$

что имеет ясный физический смысл.

Выражение коэффициента когерентности через характеристическую функцию пространственного распределения  $\Delta \mathbf{r}$  по волновому вектору 2ko падающей волны (8), видимо является более общим и правильным, нежели его выражение через пространственный спектр поля турбулентности, ибо в нем, учитывая действие турбулентности, мы в то же время не упускаем и саму дискретную структуру облаков и осадков, пренебрежение которой в выражений (б) может привести к неправильным результатам и выводам. Так, в [10] на основании выражения (6) делается вывод о том, что для длин волн, величина которых оказывается меньше внутреннего размера турбулентности, отражение от гидрометеоров полжно отсутствовать. Такого противоречия не возникает для выражения (8).

Видимо, зависимость эхо-сигнала от поля турбулентности наиболее полно проявляется лишь при достаточно больших длинах волн. Для длин волн, сравнимых или меньших среднего расстояния между частицами, необходимо учитывать дискретный характер структуры гидрометеоров, и выражение эхо-сигнала только лишь через пространственный спектр турбулентности, которая в этом случае уже не полностью определяет степень неоднородности, теряет смысл.

Из сказанного следует, что для каждого вида гидрометеоров должны существовать свои оптимальные длины волн, при которых значения ф будут иметь максимумы. Эти оптимальные длины волн в зависимости от видов гидрометеоров могут находиться в диапазоне миллиметровых, сантиметровых, дециметровых и даже метровых волн.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горелик А. Г., Черников А. А. Некоторые вопросы радиолокации множественной цели.— «Тр. ЦАО», 1964, вып. 57. 2. Ван де Хюлст Г. Рассеяние света малыми частицами. Пер. с англ.

Под ред. В. В. Соболева. М., Изд. иностр. лит., 1961.

3. Распространение ультракоротких радиоволн. Пер. с англ. Под ред. Б. А. Шиллерова. М., «Сов. радио», 1954.

4. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1973.

5. Строук Дж. Введение в когерентную оптику и голографию. Пер. с англ. Под ред. Л. М. Сороко. М., «Мир», 1967.

6. Татарский В. И. Теория флуктуационных явлений при распростра-

нении воли в турбулентной атмосфере. М., изд. АН СССР, 1959. 7. Франсом М., Сланский С. Когерентность в оптике. Пер. с франц. Под ред. К. С. Шифрина. М., «Наука», 1967.

8. Черников А. А. Рассеяние радиоволн в облаках и уравнение радиолокации облаков. Труды III Всесоюзного совещания по радиолокационной метеорологии, М., Гидрометеоиздат, 1968.

9. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде. М., Гостехиздат, 1951. 10. A t I as D., N a i t o K. On microwave scatter by partially coherent clouds. Proc. 13-th Radar Met. Conf. Boston, Am. Met. Soc., p. 7-13, 1968. 11. D ingle A. N. Proc. of 8-th Wea. Radar cout. p. 99-106, 1960.

12. Lee-Chi-Chen. Radar equation by taking into cousideration the coherent scattering of radar waves from cloud and raindrops.- "Scientia Sinica". 1963. vol. 12. N 5.

13. Wheelou A. J. Nat. Burn. of Stand., 63D. (2).

## Л. М. КОЗЛОВ, В. П. ОХРИМЕНКО

# К ВОПРОСУ РАСЧЕТА ОПТИМАЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ ЭЛЕМЕНТОВ СВЧ КАНАЛОВ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РАДИОЛОКАТОРА

Проблема обеспечения точных количественных измерений хактеристик радиоэхо-сигналов метеообразований ставит одним изпременных условий — абсолютную калибровку метеорологичеого радиолокатора (МРЛ). Прежде всего необходимо иметь при мерении постоянным и заранее известным энергетический потениал радиолокатора, в худшем случае иметь возможность его опетивной оценки. Выше указанные условия накладывают жесткие ебования на постоянство параметров, определяющих энергоотенциал МРЛ.

Волноводные тракты и приемопередающие каналы СВЧ радиокаторов состоят из большого количества в разной степени разгласованных элементов: усилитель СВЧ, фильтры, циркуляторы, песители, вращательные переходы и другие волноводные узлы. ри неидеальном согласовании элементов канала (что часто быает) в нем возникают внутренние отражения, влияющие на сумарный коэффициент передачи и, следовательно, на величину пеедаваемого сигнала.

В работах [1, 2] показано, как влияют компоненты тракта на луктуацию коэффициента передачи, изрезанность частотных хаактеристик и многоволновость колебаний за счет высших типов олн. Там анализ многократных отражений в канале проводится помощью метода построения «скрещенной» диаграммы падаюцих и отраженных волн.

Известно, что наиболее распространенным методом решения адач о характере распространения волн в тракте является так азываемый интерференционный метод, основанный на суммироании бесконечных рядов волн, распространяющихся по линии прямом и обратном направлениях. Этот метод, однако, является овольно «громоздким». Наряду с применением различного рода атриц и их преобразований в последнее время в литературе повилось изложение основ нового (топологического) способа предгавления и определения зависимостей между переменными.

Этот способ, связанный с применением ориентированных граов, является более наглядным и позволяет в ряде случаев получить конечный результат с меньшими затратами труда и времен Результаты при этом имеют вид, удобный для интерпретаци и численных расчетов с помощью электронных вычислительны машин.

С целью изложения основных принципов предлагаемого метор анализа рассмотрим в качестве примера приемный тракт МР, состоящий из неоднородной линии волноводного тракта от анте ны до СВЧ усилителя, СВЧ усилителя и смесителя с трактом, с единяющим смеситель со входом усилителя. Подобное разбиени тракта на составные части является наиболее оптимальным с то



Рис. 1. Граф приемного канала.

ки зрения объединения в эквивалентные четырехполюсники блик ких по характеру неоднородностей. Это также дает возможност воспользоваться при анализе результатами ряда опубликованны работ [3], посвященных вопросам распространения волн в трак тах, состоящих из цепочки каскадно включенных одиночных но однородностей.

С учетом вышеизложенного граф приемного канала имее вид, приведенный на рис. 1. На рисунке приняты следующие обс значения:  $S_{11}$ ,  $S_{22}$ ,  $S_{21}$ ,  $S_{12}$  — параметры матрицы рассеивания не однородной линии;  $S_{11}^1$ ,  $S_{22}^1$ ,  $S_{21}^1$ ,  $S_{12}^1$  — параметры СВЧ усилі теля;  $S_{11}^2$ ,  $S_{22}^2$ ,  $S_{21}^2$ ,  $S_{12}^2$  — параметры смесителя с трактом, соеди няющим его вход с выходом СВЧ усилителя.

Если вершина  $b_5$  выбрана в качестве стока графа, то передач  $T_{ab_5}$  может быть получена с помощью формулы Мезона

$$T_{ab_5} = \frac{\sum_{i} P^i_{ab_5} \Delta^i}{\Delta}, \qquad (1)$$

где  $\Delta$  — определитель графа;  $P_{ab_5}^i$  — передача *i*-того сквозног пути графа от источника *a* к вершине  $b_5$ ;  $\Delta_i$  — определитель то части графа, которая не соприкасается со сквозным путем от к  $b_5$ .

148

Гогда получим

$$T_{ab_5} = \frac{S_{21} S_{21}^1 S_{21}^2}{1 - \Delta} = K,$$
(2)

$$\Delta = 1 - A - B - C + AB + AC + BC - ABC - D - E - F, \quad (3)$$

$$A = S_{22}S_{11}^{1},$$

$$B = S_{22}^{1}S_{11}^{2},$$

$$C = S_{22}^{2}\Gamma_{H},$$

$$D = S_{22}S_{11}^{2}S_{12}^{1}S_{12}^{1},$$

$$E = S_{22}^{1}\Gamma_{H}S_{21}^{2}S_{12}^{2},$$

$$F = S_{22}\Gamma_{L}S_{21}^{1}S_{22}^{1}S_{22}^{2}S_{22}^{2},$$

Измерив одним из известных способов параметры, можно опреить модуль и фазу *K*.

В случае расчета наихудшего случая достаточно знать пределы, соторых изменяется модуль коэффициента передачи. Очевидно, эзначение модуля не будет выходить за пределы

$$K = \frac{|S_{21}| \cdot |S_{21}^1| \cdot |S_{21}^2|}{1 \pm \Delta_1},\tag{4}$$

$$\begin{split} \Delta_{\mathbf{1}} &= |S_{22}| \cdot |S_{11}^{1}| \pm |S_{22}^{1}| \cdot |S_{11}^{2}| \pm |S_{22}^{2}| \cdot |\Gamma_{\mathbf{H}}| \pm |S_{22}| \cdot |S_{11}^{2}| \cdot |S_{22}^{1}| \cdot |S_{11}^{2}| + |S_{11}^{2}| \pm \\ &\pm |S_{22}| \cdot |S_{11}^{1}| \cdot |S_{22}^{2}| \cdot |\Gamma_{\mathbf{H}}| \pm |S_{22}^{1}| \cdot |S_{21}^{2}| \cdot |S_{22}^{2}| \cdot |\Gamma_{\mathbf{H}}| \pm |S_{22}| \cdot |S_{11}^{1}| \times \\ &\times |S_{22}| \cdot |S_{11}^{1}| \cdot |S_{22}^{1}| \cdot |S_{21}^{2}| \cdot |S_{22}^{2}| \cdot |\Gamma_{\mathbf{H}}| \pm |S_{22}| \cdot |S_{21}^{1}| \cdot |S_{11}^{2}| + |S_{12}^{1}| \pm |S_{22}^{1}| \cdot |S_{11}^{1}| \cdot |S_{12}^{1}| \pm \\ &\pm |S_{22}| \cdot |S_{21}^{1}| \cdot |S_{21}^{2}| \cdot |\Gamma_{\mathbf{H}}| \cdot |S_{12}^{2}| \cdot |S_{12}^{1}| + |S_{22}^{1}| \cdot |S_{21}^{2}| \cdot |S_{12}^{1}| + |S_{12}^{2}| \cdot |S_{21}^{2}| \cdot |S_{21}^{2}| \cdot |S_{12}^{2}| \pm \\ &\pm |S_{22}| \cdot |S_{21}^{1}| \cdot |S_{21}^{2}| \cdot |\Gamma_{\mathbf{H}}| \cdot |S_{12}^{2}| + |S_{22}^{1}| \cdot |S_{21}^{2}| \cdot |S_{21}^{2}| \cdot |S_{12}^{2}| . \end{split}$$
(5)

При анализе допусков на параметры четырехполюсников мог быть сделаны различные предположения относительно закона ожения частных отклонений

$$\Delta y_i = S_i \Delta x_i$$

При расчете наихудшего случая

$$\Delta \mathbf{y} = \Delta K \leqslant \varepsilon = \sum_{i=1}^{N} |S_i| \cdot |\Delta x_i| = \sum_{i=1}^{N} |S_i| d_i, \tag{6}$$

е є— означает предельное допустимое отклонение (допуск); d<sub>i</sub> ксимальное изменение значения параметра четырехполюсника.

 $\frac{1}{2}$  10 192

Из уравнения (6)  $d_i$  можно определить следующим образ Предельно допустимое отклонение  $\varepsilon$  известно. Чувствительно  $S_i$  определяется как

$$S_i = \frac{\partial y}{\partial x_i} = \frac{\partial k}{\partial x_i}$$

Чувствительность передачи графа к изменению передачи лю ветви можно определить [4] как произведение двух перел передачи графа от источника к начальной вершине такой вет передача которой изменяется и передачи того же графа от кон ной вершины учитываемой ветви к стоку графа.

После несложных преобразований получим:

$$\begin{split} S_{1} &= \frac{\partial K}{\partial S_{21}} = \frac{S_{21}^{1} S_{21}^{2} (1-B-C+BC-E)}{\Delta^{2}}, \\ S_{2} &= \frac{\partial K}{\partial S_{21}^{1}} = \frac{S_{21} S_{21}^{2} (1-A) (1-B-C+BC-E)}{\Delta^{2}}, \\ S_{3} &= \frac{\partial K}{\partial S_{22}^{2}} = \frac{S_{21} S_{21}^{1} (1-C) (1-A-B+AB-D)}{\Delta^{2}}, \\ S_{4} &= \frac{\partial K}{\partial S_{22}} = \frac{S_{21} S_{21}^{1} S_{21}^{2} [S_{11}^{1} (1-B-C+BC-E) + S_{21}^{2} S_{12}^{1} (1-C) + S_{21}^{1} S_{21}^{2} \Gamma_{\mu} S_{12}^{2} S_{11}^{1}}{\Delta^{2}}, \\ S_{5} &= \frac{\partial K}{\partial S_{11}^{1}} = \frac{S_{21} S_{21}^{1} S_{21}^{2} S_{22} (1-B-C+BC-E)}{\Delta^{2}}, \\ S_{6} &= \frac{\partial K}{\partial S_{12}^{1}} = \frac{S_{21} S_{21}^{1} S_{21}^{2} (1-A) \left[S_{11}^{2} (1-C) + S_{21}^{2} \Gamma_{\mu} S_{12}^{2}\right]}{\Delta^{2}}, \\ S_{7} &= \frac{\partial K}{\partial S_{11}^{2}} = \frac{S_{21} S_{21}^{1} S_{21}^{2} (1-C) \left[S_{11}^{2} (1-C) + S_{12}^{1} S_{22} S_{12}^{1}\right]}{\Delta^{2}}, \\ S_{8} &= \frac{\partial K}{\partial S_{22}^{2}} = \frac{S_{21} S_{21}^{1} S_{21}^{2} (1-C) \left[S_{11}^{2} (1-C) + S_{12}^{1} S_{22} S_{21}^{1}\right]}{\Delta^{2}}, \\ S_{9} &= \frac{\partial K}{\partial T_{\Pi}}} = \frac{S_{21} S_{21}^{1} S_{21}^{2} \Gamma_{\Pi} (1-A-B+AB-D)}{\Delta^{2}}, \\ S_{10} &= \frac{\partial K}{\partial S_{11}} = 0, \\ S_{10} &= \frac{\partial K}{\partial S_{11}} = 0, \\ S_{11} &= \frac{\partial K}{\partial S_{12}} = 0, \end{split}$$

150

$$S_{12} = \frac{\partial K}{\partial S_{12}^{1}} = \frac{S_{21} \left(S_{21}^{1}\right)^{2} S_{21}^{2} S_{22} \left[S_{11}^{2} (1-C) + S_{21}^{2} S_{12}^{2} \Gamma_{H}\right]}{\Delta^{2}}$$
$$S_{13} = \frac{\partial K}{\partial S_{12}^{2}} = \frac{S_{21} S_{21}^{1} \left(S_{21}^{2}\right)^{2} \Gamma_{H} \left[S_{22}^{1} (1-A) + S_{21}^{1} S_{22} S_{12}^{1}\right]}{\Delta^{2}}.$$
(7)

Пусть абсолютные значения частных отклонений  $|S_i| d_i$  одинаы для всех параметров. Из отношения предельно допустимого лонения є к числу параметров канала N определяются частные лонения [5]:

$$\varepsilon/N = |S_i|d_i. \tag{8}$$

сюда вычисляется абсолютный допуск параметра канала

$$d_i = \varepsilon, \, N[S_i]. \tag{9}$$

Если соответствующая чувствительность мала, параметр канабудет иметь большой допуск и наоборот. С увеличением числа ментов (неоднородностей) в канале уменьшаются допуски на параметры.

В случае представления частотных отклонений параметров /чайными переменными можно определить вероятность отказа сбраковки) канала

$$P(|\Delta K| > \varepsilon) = 2[1 - \Phi(\varepsilon/\sigma)], \qquad (10)$$

$$\sigma^2 = \sum_{i=1}^N \sigma_i^2,$$
$$\sigma_i^2 = |S_i|^2 d_i^2/3,$$

 $\varepsilon/\sigma$ ) — интеграл вероятности.

Вероятность отказов уменьшается при возрастании допуска нкции коэффициента передачи или уменьшения результируюй дисперсии. Соотношение (10) можно использовать для опреления абсолютного допуска частного параметра канала.

Для каналов с одинаковыми допусками

$$\sigma^2 = N \sigma_i^2$$
,  $\sigma_i^2 = \sigma^2 / N = |S_i|^2 d_i^2 / 3$ .

этом случае

$$d_i = \sqrt{3} \sigma / \sqrt{N} |S_i|. \tag{11}$$

Сравнивая формулы для наихудшего случая и статистического счета, можно видеть, что возрастание числа элементов приводит менее жестким требованиям к абсолютному допуску в случае атистического расчета. Для случая зависимых случайных переменных дисперсия зультирующего распределения  $\eta = \xi_1 + \xi_2 + ... + \xi_N$  задается в виде

$$D^{2} = \sum_{i=1}^{N} D_{i}^{2} + 2 \sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^{N} r_{ij} D_{i} D_{j},$$

где  $r_{ij}$  — нормированные коэффициенты корреляции. Исполь приведенное в [5]выражение и формулы (7), можно определ с учетом минимальной производственной стоимости изготовле приемного канала МРЛ  $d_i$ :

$$d_{i} = \varepsilon \left( \frac{C_{i} x_{i}^{\nu}}{|S_{i}|} \right)^{1/(1+\nu)} / \sum_{i=1}^{N} |S_{i}| \left( \frac{C_{i} x_{i}^{\nu}}{|S_{i}|} \right)^{1/(1+\nu)}$$

где  $C_i$  и v — константы, которые могут быть приближенно зада В этом случае стоимость элемента и канала определяются ответствующими соотнощениями:

$$G_i = C_i (x_i/d_i)^{\vee},$$
  

$$G = \sum_{i=1}^N C_i (x_i/d_i)^{\vee}.$$

Выражение (13) получено с учетом дополнительного услов

$$\sum_{i=1}^{N} |S_i| d_i = \varepsilon.$$

Методом множителей Лагранжа расчет допусков частных па метров при минимальной производственной стоимости изготов ния можно выполнить и при других дополнительных услов (скажем, постоянство дисперсии).

Предлагаемые в данной работе методы и с их помощью по ченные выражения позволяют производить анализ и синтез С канала метеорадиолокатора с целью получения заданных харак ристик, обеспечивающих жесткие требования к допуску на из нение потенциала МРЛ, и могут быть использованы при проек ровании МРЛ на стадии определения требований к параметр СВЧ тракта.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Деньгин Г. Д., Козлов Л. М. О повышении помехоустойчиво при метеорологических радиолокационных измерениях.— «Труды V Всесоюз конференции по теории кодирования и передачи информации», т. 3, Москва Горький, 1972. 2. Деньгин Г. Д. и др. Флуктуации коэффициента передачи приемо-

деньгин г. д. и др. Флуктуации коэффициента передачи приемо-редающего тракта метеорадиолокатора. — «Тр. ГГИ», 1973, т. 29, вып. 13.
 Силаев М. А., Брянцев С. Ф. Приложение матриц и графов к ана-изу СВЧ устройств. М., «Советское радио», 1970.
 Известия вузов. Радиоэлектроника, т. 14, вып. 3, 1971.
 Гехер К. Теория чувствительности и допусков электронных цепей. М., ораеткое радио», 1973.

Советское радио», 1973.

Л. И. ФЕДУЛОВ, А. Н. ФОМИН

## МЕТОД ТОЧНОГО ИЗМЕРЕНИЯ ЛИНЕЙНОСТИ МОДУЛЯЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ШИРОКОПОЛОСНЫХ ЧМ ГЕНЕРАТОРОВ В СВЧ ДИАПАЗОНЕ

Развитие науки и техники за последнее время показало, чт дальнейший прогресс в области передачи, приема и обработки ре диосигналов возможен лишь при использовании сигналов со слож ными законами модуляции. Применение широкополосных Чи сигналов, фазоманипулированных кодовых сигналов, сигнало с шумовой модуляцией открыло новые возможности по обеспечению достоверности, полноты и своевременности получения инфор мации в радиолокации, радионавигации, космической связи, ре диоастрономии, метеорологии.

За последнее время широкополосные сигналы находят большо применение в метеорологических РЛС, где они позволяют обеспе чивать высокую точность определения координат, неоднородност атмосферы и высокую разрешающую способность (вплоть до вь деления отдельных капель). К передатчикам, применяемым в МР, при работе со сложными сигналами, предъявляются высокие тре бования по линейности закона частотной модуляции. Для форми рования широкополосных сигналов используются электронны приборы ЛОВ, митроны и др., имеющие широкую полосу пропус кания. В таких генераторах линейность модуляционной характери стики практически определяется линейностью модуляционной ха рактеристики в статическом режиме, так как полоса пропускани их значительно шире активной полосы спектра формируемого сиг нала.

Известные методы измерения линейности модуляции [1, 2, 3 имеют либо относительно невысокую точность измерения и мало разрешение, либо сложны и требуют применения в схеме вспомс гательного ЧМ генератора с характеристиками, близкими к изме ряемым, и практически не позволяют измерять малые и случайны нелинейности модуляционной характеристики.

Модуляционная характеристика широкополосного СВЧ генера тора может быть представлена в виде суммы детерминированно и флуктуирующей составляющей. Детерминированная составляю я модуляционной характеристики обусловлена спецификой конетного типа СВЧ приборов; имеются малые локальные отклония модуляционной характеристики от теоретической.

Характер этих отклонений (величина, протяженность и распрепение по частотному диапазону) является случайным и изменяся от прибора к прибору. Наличие флуктуационной составляюй модуляционной характеристики вызывает появление в ЧМ гнале случайных фазовых искажений, величина которых может стигать нескольких градусов. В связи с этим возникает задача мерения малых случайных нелинейностей модуляционной харакристики СВЧ генераторов (порядка десятков и сотен килогерц).



При наличии случайных нелинейностей модуляционной харакристики мерой нелинейности может служить лишь среднее кваатическое значение случайных отклонений модуляционной хаиктеристики σ<sup>2</sup> на исследуемом частном участке СВЧ прибора f<sub>0</sub>. Определение величины σ<sup>2</sup> удобнее всего производить с исльзованием квантования по уровням частотных отклонений интервалам исследуемого участка модуляционной характериики. В результате квантования модуляционная характеристика ожет быть представлена последовательностью биполярных имульсов, расположенных через определенные равные промежутки  $J_0$ на исследуемом участке модуляционной характеристики n *и*—число участков квантования). Для получения квантования целеобразно применять статический метод измерения модуляционной арактеристики с использованием дискретно переключаемого низовольтного источника питания со, включенного последовательно высоковольтным источником є в управляющую цепь ЧМ генеатора. Блок-схема измерения приведена на рис. 1.

Источником  $\varepsilon_a$  устанавливается начальная частота  $f_0$  частотого интервала генератора, на котором измеряются флуктуации одуляционной характеристики. При последовательном дискретом увеличении напряжения источника питания  $\varepsilon_0$  на величину  $\Delta U_0$  (где k=0, 1, 2, ..., n) частота генератора последовательно

принимает значения f<sub>0</sub>, f<sub>1</sub>, f<sub>2</sub>, ..., f<sub>n</sub>, которые измеряются часто мером. Из полученных значений частот определяются приращен частоты  $\Delta f_i = f_i - f_{l-1}$  для каждого значения приращения напрях ния и вычисляется среднее значение приращения  $\Delta \overline{f} = \sum_{i=1}^{n} \Delta f_i / n$  на тервале  $\Delta f_0$ . Среднее квадратическое значение нелинейности в луляционной характеристики определяется из выражения

$$\sigma_f^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\Delta f_i - \Delta \overline{f})^2}{n-1}.$$

Идентичность ступеней U<sub>0</sub> источника є<sub>0</sub> обеспечивается прим нением в нем дискретного высокостабильного делителя с те ностью номинала ступеней порядка 10<sup>-5</sup>, поэтому погрешность и мерения величины  $\Delta f_i$  будет  $\delta(\Delta f_i) \approx 2\delta f_i$ , где  $\delta f_i$  — погрешнос измерения частоты. Исключение влияния дрейфа источника на то ность измерений производится путем проведения многократн измерений. При этом разрешающая способность метода в сантим ровом диапазоне может быть доведена до единиц кГц при вел чине ступени порядка 1-2 МГц.

Применение указанного метода позволило с высокой точності определить средние квадратические значения флуктуаций модул ционной характеристики митрона в полосе анализа 100-200 МГ Следует указать, что статический метод исследования модуляц онных характеристик СВЧ приборов для обеспечения точнос применяется и зарубежными авторами [4].

Следует особо отметить, что рассматриваемый метод с дискре но переключающимся источником легко поддается автоматизаци что делает его особенно ценным и удобным. Если вышеуказанны методы позволяют лишь косвенно измерять нелинейность модул ционной характеристики (по изменению ее крутизны), то статич ский метод позволяет непосредственно измерять зависимость ген рируемой частоты генератора от напряжения.

Таким образом, статический метод снятия модуляционных х рактеристик с использованием дополнительного стабильного и точника питания с дискретным переключателем напряжения п зволяет обеспечить точность измерения малых отклонений мод ляционной характеристики (порядка единиц килогерц).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дятлов Ю. В., Козлов Л. Н. Митроны. М., «Советское радио», 196 2. Ж. Фаго, Ф. Мань. Частотная модуляция в радиорелейных линия М., «Советское радио», 1964.

3. Зенькович А. В., Попова Л. Л. Определение линейности модул ции ЧМ генераторов в динамическом режиме с высокой разрешающей спосо ностью.— «Вопросы радиоэлектроники», 1971, сер. РТ, вып. 3. 4. РЛС с когерентной ЛЧМ, обладающая сверхвысоким разрешением.-

«Зарубежная радиоэлектроника», 1971, № 4.

И. В. АНДРЕЕВ, В. А. ЗАЙЦЕВ, А. А. ЛЕДОХОВИЧ, М. В. ПОПОВ, Б. П. СОКОЛЬСКИЙ

## МОЛЕТНЫЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС

Раскрытие закономерностей, связанных с конденсацией водяго пара в атмосфере, появлением туманов, облаков и осадков, вможно только при проведении комплексных исследований преднденсационного состояния воздушной среды и параметров облав на различных стадиях развития. Проведение таких исследовай может быть выполнено лишь при наличии целого ряда ециальных приборов, обеспечивающих с достаточной степенью чности и быстродействия дистанционное измерение температуры, вления и влажности воздуха, водности, размеров облачных часц, вертикальных потоков воздуха, перегрузок самолета, пульсаи температуры и влажности, а также воздушной скорости и отtонений самолета от заданной высоты.

В настоящей статье описывается измерительный комплекс, корым был оборудован самолет-лаборатория ГГО ИЛ-14 при продении исследовательских полетов в экспедициях отдела экспеиментальной геофизики 1972—1974 гг. На самолете параллельно механическим метеорографом А-10 велась запись показаний тектрических датчиков на самолетных оптических самописцах.

На оптическом самописце К4-51 записывалась температура наижного воздуха с помощью самолетного экранированного термоетра СЭТ, температура точки росы — конденсационным гигрометом, давление на высоте полета — нормальным узлом НУ-8202 воздушная скорость самолета — нормальным узлом НУ-8205.

На оптическом самописце К-12-21 регистрировались пульсации мпературы (отклонение от средней температуры), водность обаков — самолетным электрическим измерителем водности и пульации влажности с помощью датчика-гигристора.

Температура записывалась с датчика СЭТ, термометр котоого имеет сопротивление 53 Ом при 0°. Для измерения темперауры с точностью  $\pm 0,1$ °С требуется определить изменение сопроивления с точностью не менее чем 0,01 Ом. Поэтому к прибору редъявляются жесткие требования в отношении обеспечения наежных контактов, хороших паек, постоянства напряжения исочников питания. Процесс очистки воздуха от облачных капель состоит в то что при набегании воздушного потока на защитную трубку терм метра капли по инерции пролетают мимо щелей, а очищенный капель воздух втягивается через дренажные щели внутрь защитн трубки и обдувает находящийся там термометр [1, 2].

Как известно, коэффициент восстановления термометра хара теризует долю восстановления кинетической энергии воздушно потока на поверхности термометра во внутреннюю [3]. Коэффии ент восстановления является новой характеристикой, отражающ

Таблица

## Максимальные погрешности при измерении температуры экранированным термометром (Δ t°C)

V км/ч	Н м	$\Delta t_V$	$\Delta t_{H}$	$\Delta t_{\pi}$	$\Delta t_{\rm r}$	$\Delta t_{\rm M}$	$\Delta t_{\kappa}$	$\Delta t_0$	$\Delta t$
300	5000	±0,01	±0,04	±0,05	±0,02	± 0,05	<u>+</u> 0,05	±0,01	±0,23

Примечание. В таблице обозначено: V — воздушная скорость сам лета, H — высота полета,  $\Delta t_V$  — погрешности за счет резкого изменения во душной скорости,  $\Delta t_R$  — погрешность за счет резкого изменения высоты п лета,  $\Delta t_n$  — погрешность за счет неточности поверки прибора,  $\Delta t_r$  — погре ность за счет неточности снятия значений с графика поверки,  $\Delta t_R$  — погре ность за счет неточной градуировки электрического моста,  $\Delta t_R$  — погрешноста за счет неточности за счет неточности снятия значений с стафика поверки,  $\Delta t_R$  — погре ность за счет козффициента восстановления,  $\Delta t_0$  — погрешность за счет неточнос за счет козффициента восстановления,  $\Delta t_0$  — погрешность за счет неточнос обработки осциллограмм,  $\Delta t$  — общая погрешность [1].

условия взаимодействия термоприемника и воздушного поток В связи с тем что коэффициент восстановления СЭТ рассчитат было трудно, он был найден экспериментально и оказался равны 0,83±0,01. Поэтому обязательно нужно учитывать воздушную ск рость самолета для введения поправки на скорость при определ нии статической температуры.

В табл. 1 приводятся возможные максимальные погрешност измерения температуры при полете вне облаков. Кроме них, пр измерении температуры воздуха с самолета экранированным тер мометром могут возникнуть погрешности за счет смачивания об лачными или дождевыми каплями носика защитной трубки тер мометра. Величина погрешности при V=300 км/ч составляет 0,2°C Эта погрешность может быть введена как поправка со знако плюс в отсчет температуры.

Температура точки росы определялась в гигрокамере, куда очи щенный от капель воздух подавался из заборника наружного воз духа [2]. Охлаждение зеркала осуществлялось двухкаскадных термоэлектрическим холодильником с воздушным вентилировани ем радиатора первого каскада. Такой холодильник обеспечивае надежное измерение точки росы до 5000 м. Момент появления росы на зеркале фиксировался при помощи фотоэлектрического ндикатора  $\Phi CK$  (фотосопротивление кадмиевое). Термостатироание  $\Phi CK$  производилось микротермостатом, в котором заданная емпература поддерживалась в пределах  $\pm 0,2^{\circ}C$ .

При появлении росы включается обогреватель, который прогреает зеркало до момента испарения росы, после чего подогрев тключается. Затем вновь зеркало охлаждается до появления осы и т. д.

Так как охлаждение зеркала идет не в прямой зависимости от ремени, а вначале быстро, со скоростью охлаждения 1,0—1,5° С/с затем постепенно замедляется до скорости в 0,1—0,2° С/с, то сответственно и поправки меняются. К значениям влажности, близим 100%, поправка равна 14—16%, а к меньшим значениям — -4%. Измерение производится в среднем через 2 секунды. Престал измерения от +40 до -70°С при 1—2 мм ординаты на 1°С. Поправки на высоту и воздушную скорость можно найти в инструкции, прилагаемой к самописцу K4-51.

Водность капельножидких и кристаллических облаков измеряпась электрическим измерителем водности (ЭИВ) и регистрировалась на оптическом самописце К-12-21 [4].

Принцип работы ЭИВ заключается в следующем: два нагретых и аналогичных по конструкции конуса (чувствительные элементы) устанавливаются в разных насадках. При полете вне облаков эти два конуса имеют одну и ту же температуру, так как они одинаково вентилируются независимо от высоты и скорости полета самолета. При входе в облака условия работы элементов резко меняются. На измерительный элемент, находящийся в насадке торможения, непрерывно осаждаются облачные частицы, которые затем испаряются, а температура чувствительного элемента понижается. Компенсационный же элемент находится вне действия облачных капель и кристаллов, поэтому температура его остается практически неизменной. Таким образом, разность температур измеряющего и компенсационного элемента находится в прямой зависимости от водности облаков. Оба чувствительных элемента включены в электрический мост сопротивления по дифференциальной схеме, в результате чего ток разбаланса измерительной диагонали моста пропорционален разности сопротивлений (температур) чувствительных элементов, а следовательно, и водности облаков. Пределы измерений СЭИВ 0,02—1,5 г/м<sup>3</sup>. Параллельно с записью значение водности облаков можно отсчитывать по стрелочному прибору. При инерции чувствительных элементов 0,3 секунды расплывчатость границ облаков распространяется до 25 м. Чувствительность приемника водности составляет 10 мм ординаты на  $0,1 \ r/M^3$ .

Самолетный измеритель температурных пульсаций (ИТП) предназначен для определения в свободной атмосфере и в облаках изменения температуры по горизонтали [1]. Принцип действия ИТП заключается в измерении разности между средней температурой воздуха на высоте полета и отклонением от нее в ту или другую сторону. Прибор состоит из чувствительного элемента, помещенного в каплезащитный экран и включенного в электрический мос сопротивлений. Чувствительный элемент ИТП состоит из двух тер мометров сопротивлений. Один термометр имеет малую термиче скую инерцию ( $\tau_1$ =0,1 с), а второй — большую ( $\tau_2$ =12 с). Тер мометры намотаны на один крестообразный текстолитовы каркас. Оба термометра соединяются последовательно и представ ляют собой два плеча электрического моста сопротивлений; дв других плеча — постоянные сопротивления. Чувствительность самс писца пульсаций K12-21 составляет 6 мм ординаты на 1°С. Эт



Рис. 1. Блок-схема пульсационного гигрометра.

значит, что если снимать значение ординаты с ленты с точностью  $\pm 0,3$  мм, то погрешность определения температурных пульсаций составит  $\pm 0,05^{\circ}$ C.

В описываемых полетах впервые была осуществлена регистрация пульсаций влажности с помощью сорбционного датчика-гигристора [7].

Условия испытаний выбирались такими, чтобы инерция датчика влажности и известного пульсиметра температуры [1] совпадали.

Самолетное устройство включало в себя узел измерения влажности и узел измерения пульсаций температуры. Блок-схема представлена на рис. 1.

Пульсиметр температуры (I) и датчик (V) выносятся в исследуемый поток. Они размещены в насадке обтекания, снабженном каплеотбойной защитой и диффузором, обеспечивающим протяжку заборного воздуха (аналогично используемому на самолете-лаборатории термометру сопротивления). Пульсиметр температуры и датчик влажности — гигристор являются плечами неравновесного моста сопротивлений (II и VI) соответственно. При изменении влажности больше, чем на 50%, происходит разбаланс моста и сигнал поступает на задающий генератор (VII), который прабатывает импульсы заданной последовательности и длительости. Переменная составляющая этого сигнала усиливается усилилем (VIII) до определенного значения и поступает на детектор X), где переменная составляющая сигнала преобразуется в постонную и поступает на регистрирующее устройство (IV).

Для визуального наблюдения использовался микроамперметр па M-24, а также непрерывная регистрация пульсиметра t<sup>о</sup> влажности производилась на обычном самописце типа СД-51. итание измерительного блока осуществлялось от стабилизиро-



161

ванного источника 12 В (*III*). Питание всей измерительной схем осуществлялось от бортсети 27 В.

К особенностям сорбционных датчиков относятся небольши омические сопротивления, резко увеличивающиеся до величин по рядка нескольких мегаом в области относительной влажности 50-60%.

На рис. 2 а приведена осциллографическая запись пульсаци влажности и температуры на верхней границе слоистых облакс на высоте H = 1220 м. Обращают на себя внимание совершенн аналогичные пульсационные характеристики температуры и влах ности. Средняя протяженность неоднородностей составляет окол 180 м.

На рис. 2 б приведен образец записи в зоне разорванно-слог стых облаков. Полет выполнялся на высоте 980 м. Характерно особенностью этой записи является отсутствие температурных во мущений по горизонту и значительная изменчивость влажности с средней горизонтальной протяженностью зон возмущений окол 210 м.

Представляет интерес регистрация датчика влажности грани между облачным и вне облачным воздухом. Так, на рис. 2 в отче ливо виден момент входа в облако Sc, характеризующийся темп ратурным скачком и резким изменением влажности. По запис легко видеть, что инерция датчика весьма мала. Очевидно, запис такого рода может являться удобной индикацией входа и выход из облаков.

Проведенные летные испытания показали, что сорбционны датчики влажности в комплексе с другими измерительными ус ройствами могут существенно расширить область исследовани околооблачного и облачного воздуха. Вполне очевидно, что мал( инерционные датчики указанного типа могут найти в дальнейше широкое применение при исследовании свободной атмосферы.

Эксплуатация описанных выше приборов дала возможност судить о их пригодности и выработать требования к их усовершен ствованию.

Так, например, термометр СЭТ для измерения температуры на ружного воздуха целесообразно заменить на СЭТ-АҚ [1, 5], т. ( на термометр, дающий сразу статическую температуру наружног воздуха без поправки на воздушную скорость самолета.

Необходимо установить прибор, измеряющий вертикальные по рывы ветра, и электрогипсотермометр, определяющий атмосфер ное давление на высоте более точно, чем прибор с барометриче ской коробкой. Усовершенствования требует электрически измеритель водности. В этом приборе следует заменить электро магниты блока регулирования скорости потока на реверсивны электродвигатели с редуктором. В измерителе точки росы нужн заменить двухкаскадный электрохолодильник на трехкаскадны и поставить антиобледенительное устройство. Замена фоторези стора в фотоиндикаторе на фотоумножитель позволит исключит блок термостатирования и значительно упростить схему устройства При использовании новых приборов следует изменить их размещение на самолете-зондировщике. На рис. 3 показано, где поставить тот или иной прибор.

Самолетный электрический термометр с автоматической коррекцией на динамический нагрев (СЭТ-АК) предназначен для измерения температуры наружного воздуха в полете. Принцип действия этого прибора основан на использовании нагрева воздушным потоком передней (головной) и тыловой частей насадка обтекания. Нагревание воздуха в тыловой части насадка обтекания будет меньше, чем в передней, вследствие адиабатического



Рис. 3. Схема размещения измерительной аппаратуры на самолете-лаборатории Ил-14.

1 — самолетный электрический измеритель водности (СЭИВ), 2 — дистанционный конденсационный гигрометр, 3 — измеритель вертикальных порывов ветра, 4 — самолетный электрический термометр с автоматической компенсацией, 5 — самолетный пульсационный гигрометр.

расширения воздуха за диффузором и в результате перемешивания его с ненагретым окружающим воздухом на границе турбулентного слоя.

Температура термометра, устанавливаемого в передней части насадка

$$t_{\rm n} = t_{\rm B} + r_{\rm n} \, 0.386 \cdot 10^{-4} \, V^2, \tag{1}$$

температура тылового термометра

$$t_{\rm T} = t_{\rm B} + r_{\rm T} \, 0.386 \cdot 10^{-4} \, V^2. \tag{2}$$

Здесь  $t_{\rm B}$  — температура невозмущенного потока воздуха,  $r_{\rm m}$  и  $r_{\rm T}$  — коэффициенты восстановления соответственно переднего и тылового термометров сопротивления, V — воздушная скорость самолета в км/ч.

Отношение динамического нагрева переднего термометра к разности температур обоих термометров при постоянных значениях

коэффициентов восстановления будет величиной постоянной для данного насадка и равной

$$\frac{r_{\pi}}{r_{\pi}-r_{\tau}}=n.$$
 (3)

С учетом этого обстоятельства разработана электрическая схема СЭТ с автоматической коррекцией, в которой измеряется величина  $\Delta t = t_{\rm II} - t_{\rm T}$  и автоматически умножается на величину *n*. Та-



Рис. 4. Внешний вид датчика СЭТ-АК.

ким образом находится величина нагрева переднего термометра. Затем поправка, равная  $\Delta t$ , автоматически учитывается в схеме электрического моста сопротивлений переднего термометра.



Рис. 5. Внешний вид датчика измерителя вертикальных потоков ветра (ИВП).

Следовательно, такая схема прибора позволяет учесть поправку на динамический нагрев и произвести измерение статической температуры наружного воздуха. На рис. 4 показан датчик термометра, устанавливаемого на крыле самолета.

Измеритель вертикальных потоков (ИВП) предназначен для измерения вертикальных потоков ветра в полете [1, 6]. Принцип

164

действия ИВП заключается в измерении напора ветра (потока), направленного сверху вниз или снизу вверх, относительно горизонтально летящего самолета.

Прибор состоит из приемника воздушного давления, манометрического датчика с потенциометром и электрического моста сопротивлений. Приемник воздушного давления ИВП состоит из металлического цилиндра с обтекаемым наконечником. В цилиндре на расстоянии 4—5 диаметров от обтекаемого носика в диаметрально противоположном направлении прорезаны статические щели. Эти щели образуют две самостоятельные изолированные друг от друга камеры, нижнюю и верхнюю (рис. 5). Каждая камера соединена штуцером с манометрическим датчиком. Потенциометр манометрического датчика подключается в электрический мост сопротивлений.

Рассмотренный в настоящей статье самолетный метеорологический измерительный комплекс, позволяющий измерять многие параметры облаков и свободной атмосферы с достаточной степенью точности и быстродействия, может быть принят за основу при решении ряда фундаментальных задач, таких, как изучение мезоструктуры поля влажности облачного и околооблачного воздуха, определение влагосодержания облаков и решение вопросов искусственного воздействия на облака и туманы. Кроме того, данные самолетных измерений необходимы для интерпретации данных дистанционных радиофизических методов зондирования метеорологических характеристик атмосферы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Зайцев В. А., Ледохович А. А. Приборы для исследования туманов и облаков и измерения влажности воздуха. Л., Гидрометеоиздат, 1970. 254 с.
 Ледохович А. А., Зайцев В. А. Устройство для подачи воздуха в камеру, где установлен датчик самолетного гигрометра или термометра. Авт. св. № 107018.— «Бюлл. открытий, изобр., промышл. образцов и товарных зна-

ков», 1957, № 6. 3. Ферри А. Аэродинамика сверхзвуковых течений. М., ГИТТЛ, 1953.

4. Зай́цев В. А., Ледохович А. А. Устройство для дистанционного измерения водности облаков в полете. Авт. св. № 124684.—«Бюлл. открытий, изобр., промышл. образцов и товарных знаков», 1959, № 23.

изобр., промышл. образцов и товарных знаков», 1959, № 23. 5. Ледохович А. А., Зайцев В. А. Самолетный термометр. Авт. св. № 134052.— «Бюлл. открытий, изобр., промышл. образцов и товарных знаков», 1960, № 23.

6. Ледохович А. А., Зайцев В. А. Устройство для измерения и регистрации скорости вертикальных потоков воздуха в атмосфере с горизонтально летящего самолета. Авт. св. № 136963.—«Бюлл. открытий, изобр., промышл. образцов и товарных знаков», 1961, № 6.

7. Коган В. А., Коробочкин И. В. Сорбционный электрогигрометрический датчик для измерения, контроля и регулирования влажности воздуха и газов.— «Вестник с/х наук», 1966, № 1.

Л. Т. АЛДОШИН

## УСОВЕРШЕНСТВОВАННЫЙ ВАРИАНТ БЕСПИЛОТНОГО РАДИОИЗМЕРИТЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА ДЛЯ АЭРОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Измерение параметров воздушной среды в пограничном слое атмосферы может проводиться метеорографами, поднимаемыми на радиоуправляемых моделях самолетов. Радиоуправляемая модель самолета является дешевым контролируемым средством подъема метеорологических приборов, отличающимся высокой мобильностью и многоразовостью использования в достаточно широком диапазоне метеорологических условий [1, 2, 3]. Имеющийся опыт разработки таких моделей базируется на успехах спортивного авиамоделизма, достигнутых в вопросах конструирования, технологии, силовых установок, управления, методики радиоуправляемого полета.

Авиамоделизм определяется как теория и практика конструирования, изготовления и применения в спортивных целях беспилотной авиации минимальных масштабов, характеризуемых следующими верхними значениями: масса до 5 кг, площадь несущей поверхности до 1,5 м<sup>2</sup>, рабочий объем поршневых двигателей до 10 см<sup>3</sup>.

Обобщенными показателями достижений модельной авиации на сегодняшний день могут служить рекордные результаты радиоуправляемых моделей самолетов: продолжительность полета 12,5 ч; дальность полета 380 км; высота полета 8,2 км; скорость 344 км/ч.

Большая область масштабов, находящаяся между модельной и пилотируемой авиацией, является практически нетронутой территорией, предназначенной для экспериментальных и научно-исследовательских беспилотных летательных аппаратов различного назначения.

Разработка метеорологических зондировщиков [1, 2] опиралась на богатый практический опыт модельной авиации и велась в ее области масштабов с целью изучения ряда вопросов, связанных с развитием нового метода атмосферных исследований: особенностей конструкции и летных характеристик, вопросов управления и контроля, конструирования измерительных приборов, методики применения и др. Беспилотный радиоизмерительный комплекс является сложным ехническим устройством, управляемым человеком и функциониующим в среде с активными свойствами. Между техническими лементами комплекса, человеком и средой имеются связи и взамные влияния, и, таким образом, комплекс по существу является дожной системой человек— мащина — среда, как это показано на ис. 1. Термин «машина» в данном случае объединяет все техниеские элементы системы, т. е. все бортовые и наземные техничекие средства, привлекаемые для решения задачи. Между ними акже имеются связи и взаимовлияния, обеспечивающие их соместное функционирование.

Выходные характесистемы опистики еделяются не только арактеристиками вхюіяших в нее элеменов. но и степенью взаимного соответствия арактеристик элеменов друг другу. Точно ак же эффективное bункционирование любой подобной системы предполагает, что имется взаимное соответтвие между техниче-



Рис. 1. Блок-схема системы человек — машина — среда.

кими характеристиками машины и профессиональными и психоризиологическими качествами управляющего машиной человека. Для оптимизации функционирования этих систем необходимо удеиять должное внимание вопросам сопряжения машинных и человеческих факторов на всех стадиях осуществления проекта, начиная выбора исходных данных и кончая получением практических результатов [4]. В полной мере это относится и к радиоизмеительному комплексу. Анализ результатов испытаний беспилотного радиоуправляемого измерительного комплекса [2] позволил начительно усовершенствовать аппаратуру (модель № 3), полевые испытания которой состояли из серии 25 полетов.

Ниже рассматриваются особенности конструкции, применения и результаты испытаний комплекса.

## КОНСТРУКЦИЯ И ОБОРУДОВАНИЕ МОДЕЛИ

В основных конструктивных и компоновочных решениях модель. № 3 повторяет схемы предыдущей модели с толкающим воздушным винтом [1]. Общий вид модели показан на рис. 2.

Модель имеет отъемные консоли крыла и отъемную хвостовую балку. Хвостовое оперение с отъемным стабилизатором выполнено по Т-образной схеме. Вынос стабилизатора на верх киля в сочетании с отогнутой вверх хвостовой балкой обеспечивает максимальное удаление стабилизатора от земли при посадке и предохраня его от повреждений при посадке на неровную, естественную пл щадку.

Коэффициент удлинения крыла увеличен с 6,5 до 9 и за сче уменьшения габаритов метеорографа значительно уменьшен м дель фюзеляжа. Это обеспечило более высокое аэродинамическо качество модели. Взлетная масса модели уменьшена с 6 до 4 к



Рис. 2. Общий вид радиоуправляемой модели.

что позволило увеличить в 1,5 раза энерговооруженность моделл при сохранении мощности двигателя. Уменьшение взлетной массь достигнуто за счет меньшей массы и габаритов метеорографа и за счет уменьшения массы конструкции планера благодаря примене нию более легких конструкционных материалов и некоторому уменьшению запасов прочности основных силовых элементов мо дели. Избыточные запасы прочности на предыдущих моделях бы ли вызваны недостаточным учетом роли оператора в пилотирова нии модели.

Желание конструктора обеспечить безаварийную посадку в наи более неблагоприятных посадочных условиях без должного учета квалификации пилота приводит к тому, что основным расчетным случаем при определении запасов прочности становится случай грубой посадки. Обеспечение необходимого уровня безопасности

посалки, а тем самым и эффективности комплекса в целом с большим успехом достигается повышением требований к квалификации операторов, чем повышением прочности модели, тем более, что при этом улучшаются летные характеристики модели и благодаря этому облегчается задача оператора не только на посадке, но и на других этапах полета. Этой же цели служит применение на модели аппаратуры пропорционального радиоуправления, позволяющей получать плавное изменение режима полета, что невозможно обеспечить при использовании дискретной аппаратуры. Применяется аппаратура Simprop Alpha 2007/5 фирмы Simprop Electronic, обеспечивающая одновременное пропорциональное управление по пяти каналам, из которых для управления МОДЕЛЬЮ ИСПОЛЬЗУЮТСЯ ТОЛЬКО ТРИ: КАНАЛ ЭЛЕРОНОВ, КАНАЛ РУЛЯ высоты и канал управления двигателем. Аппаратура имеет следующие технические данные [5]: диапазон рабочих частот -26,975-27,255 МГц; температурный диапазон от -20 до +60°С; мощность передатчика — 800 МВт; чувствительность приеминика — 3 (мікВ: маюса бортового комплекта — 350 г.

Бортовой комплект состоит из радиоприемника, аккумулятора, соединительного кабеля с выключателем и трех электромашинных исполнительных механизмов. Аппаратура размещается в отсеке управления, расположенном в задней части фюзеляжа непосредственно под двигателем и баком для горючего. Для предохранения от вибраций приемник и аккумулятор изолируются поролоном, рулевые машинки крепятся на резиновых а шайбах.

В качестве измерительного прибора используется специально изготовленный трехкомпонентный метеорограф с электрическим приводом барабана и регистрацией на закопченой бумаге. Конструкция прибора облегчена. Узлы его крепятся на каркасе, образованном дюралевыми уголками и вертикальной шахтой датчика температуры. Масса прибора без источника питания — 545 г; габариты  $-233 \times 105 \times 65$  мм. Чувствительность приемников на 1 мм ординаты записи: температуры -0,2; влажности -2,3%; давления-1.24—1.71 мбар. Стрелки всех трех приемников имеют регулировку начального положения. Вращение барабана осуществляется электродвигателем ДПМ-20-Н-1-04 через шестеренчатый редуктор. Скорость протяжки регистрирующей ленты зависит от напряжения питания двигателя и при номинальном напряжении 6 В равняется 7 мм/мин. Длина записи 145 мм. Датчиком давления является блок из четырех анероидных коробок, установленный горизонтально для уменьшения влияния вертикальных перегрузок на колебания подвижной системы регистратора. Датчик влажности пленочный (от радиозонда РКЗ). Для измерения температуры используется биметаллическая пластина толщиной 0,2 мм, свернутая в двухвитковую спираль. Метеорограф крепится на резиновых амортизаторах в приборном отсеке и закрывается сверху крышкой, имеющей отверстие для вентиляции датчика температуры. Крепление барабана метеорографа легкосъемное, что позволяет

169

извлекать барабан для перезарядки, не вынимая из модели самого метеорографа. Включение прибора осуществляется выключателем расположенным на борту модели.

## ПРОГРАММА И МЕТОДИКА ИСПЫТАНИЙ

Испытания модели проводилось на научно-экспериментальной базе ГГО в пос. Воейково в сентябре 1973 г. Задачи испытаний состояли в оценке летных характеристик и управляемости модели, достижении качественной работы метеорографа при различных режимах полета, отработке методики предполетной подготовки, полетов в режимах вертикального и ступенчатого зондирований, оценке надежности комплекса.

Всего было соверщено 25 полетов в различное время дня и при разных метеоусловиях. В первых двух полетах проверялась балансировка, устойчивость и управляемость модели при различных режимах полета. В испытаниях принимали участие три человека: оператор, помощник оператора и метеоролог-наблюдатель.

В группе принято следующее распределение обязанностей:

— оператор устанавливает и запускает метеорограф, проводит предстартовую проверку аппаратуры управления, подает команды помощнику на запуск двигателя и выпуск модели, пилотирует модель в полете, извлекает барабан метеорографа и передает его на обработку после посадки модели;

— помощник оператора проводит предстартовый и послестартовый осмотр модели, заправляет модель горючим, заводит двигатель и выпускает модель в полет, доставляет модель к месту старта после посадки, осуществляет дублирующее наблюдение за предстартовой проверкой аппаратуры и за полетом модели;

— метеоролог-наблюдатель ведет стартовый журнал, отмечая в нем метеорологическую обстановку и показания приборов, осуществляет предстартовую и послеполетную выдержку метеорографа, ведет предстартовый и полетный хронометраж, отмечает особые ситуации в полете, закрепляет метеорограмму.

Такое распределение обязанностей в группе оказалось достаточно удачным и не потребовало изменений в процессе испытаний. В то же время следует отметить, что такой состав группы был выбран скорее из соображений удобства, чем необходимости. Несколько полетов было соверщено без участия помощника, чьи обязанности в этих случаях выполнял оператор.

Точно так же после соответствующей подготовки может быть обеспечено совмещение функций помощника оператора и метеоролога в одном лице при некотором уточнении обязанностей оператора. Скорее всего для обслуживания измерительного комплекса в его сегодняшнем состоянии состав группы из двух человек будет оптимальным.

В исключительных случаях возможно обслуживание комплекса одним человеком (оператором), имеющем необходимую метеорологическую подготовку. Однако даже при условии тщательной ра-

170

ионализации стартового и обеспечивающего оборудования такая итуация нежелательна. Пилотирование радиоуправляемой модени является сложным видом деятельности, поглощающим весь занас внимания оператора. Практика полетов радиоуправляемых моделей показывает, что работа оператора проходит зачастую вынужденном темпе, задаваемом полетной ситуацией. Острота полетной ситуации порой может достигать такой степени, что у оператора возникает дефицит времени для анализа обстановки и принятия решений. Темп изменения ситуации и обеспеченности операгора информацией о состоянии объекта могут превысить его возможности адэкватного реагирования на объекте управления. Загрузка знимания оператора дополнительными обязанностями создает еще более напряженное положение.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПЫТАНИЙ

Оценка летных качеств. Необходимым условием хорошей управляемости самолетом является его устойчивость [6]. Применительно к ограниченно маневренным молелям, какой является и рассматриваемая модель, критерий устойчивости формулируется следующим образом: устойчивая модель должна сколь угодно долго сохранять режим прямолинейного полета при отсутствии управления. Хорошая управляемость означает соразмерность реакции самолета на управляющие воздействия пилота. При этом управляюшие движения пилота оказываются наиболее простыми и имеют естественный характер. Неотъемлемым качеством хорошо управляемого самолета должна являться также и одинаковая чувствительность самолета к отклонениям рулей продольного и бокового управления. Неодинаковая чувствительность приводит к тому, что для оператора объект управления как бы раздваивается, что значительно усложняет процесс управления. Применительно к радиоуправляемой модели требование одинаковой чувствительности означает приблизительное равенство угловых скоростей вращения модели относительно соответствующих осей при равных отклонениях командных рукояток на пульте управления.

В результате испытаний было установлено, что модель устойчива и хорошо управляема в смысле приведенных выше критериев. Для оценки некоторых летных характеристик была произведена обработка барограмм нескольких полетов. В табл. 1 приведены результаты такой обработки, выполненной по стандартной методике [7], где t — время полета (минуты);  $H_m$  — максимальная высота (метры);  $t_m$  — время набора высоты (минуты);  $V_{y \text{ ср. п,}}$ ,  $V_{y m \pi}$  и  $V_{y \text{ ср. с.}$ ,  $V_{y m c}$  — средняя и максимальная вертикальные скорости подъема и спуска (м/с).

Как видно из таблицы, максимальная высота подъема не превышала 780 м. Ограничение высоты полета производилось сознательно значениями 600—800 м в соответствии с диапазоном регистрации метеорографа по давлению, равному 120 мбар. Эта высота

Таблица І

Номер полета	Дата полета	Время взлета, чимин	t	H <sub>m</sub>	t <sub>m</sub>	<i>V</i> уср п	V <sub>ут п</sub>	<sup>V</sup> у ср с	V <sub>ymc</sub>	Приме- чание
. 1	5 IX	11 26	8,5	588	6,3	1,55	2,65	7,1	7,5	Попада- ние в об- лака на
۰ ۹	E IV	14 49	10.	700	14.0	0.0	0.5	10	7.0	<i>H</i> =400 м
2	DIX	14 42	10	100	14,0	0,9	2,5	4,0	7,8	
4	5 IX	16 35	17	350	7,6	0,8	2,4	0,8	1,5	
6	7 IX	15 26	18	735	14,6	0,84	2,0	3,6	7,0	Попада-
		н. Н			-		• •			облака на
7	7 IX	16 15	16	722	12,0	1,0	1,9	3,3	7,5	<i>H</i> =700 м
10	8 IX	11 07	13	613	8,0	1,1	- 3,0	2,5	5,0	
21	11 IX	16 <b>0</b> 2	6	482	4,8	1,7	2,2	6,6	6,6	
24	12 IX	11 32	14	450	, <b>9,</b> 5	0,8	3,1	1,4	4,0	Пролет облака на <i>H</i> =400 м
25	12 IX	12 09	15,5	680	11,0	1,0	26,25	2,5		Пролет облака на <i>Н</i> ==620 м

не является потолком модели, о чем свидетельствует практически неизменная скорость подъема модели у земли и на уровнях 600— 700 м.

В полетах этой серии не ставилась задача получения максимальной скорости подъема и зависимости ее от высоты, поэтому максимальное зарегистрированное значение скорости подъема, равное 3,1 м/с, не является предельным. Как видно из таблицы, средняя скорость подъема, определяемая из выражения

$$V_{\rm y \ cp. \ n} = \frac{H_m}{t_m},$$

где  $H_m$  — максимальная или иная характерная высота, а  $t_m$  — время подъема на эту высоту, изменялась в диапазоне 0,8—1,7 м/с, что свидетельствует как о высокой энерговооруженности модели, так и о плавности ее регулирования.

Для дальности или радиуса визуального контроля (PBK) наш опыт пилотирования радиоуправляемых моделей различного назначения, измеряемый примерно 100 часами полетов на маршрутах общей протяженностью более 5 тыс. км, дает оценку в 1000500 м при благоприятных условиях наблюдения и положении моели в зените. Радиус визуального контроля — это такое расстояие между оператором и моделью, при котором, наблюдая за ней евооруженным глазом, оператор сохраняет чувство уверенного онтроля модели. РВК определяется степенью обеспеченности опеатора информацией о положении модели. Эта информация зависит т большого числа факторов метеорологического, технического психофизиологического порядка. РВК не совпадает с дальностью идимости модели как точечного объекта. Управление моделью как очечным объектом возможно только в исключительных случаях ри наиболее благоприятной обстановке.

Из таблицы видно, что скорость спуска модели регулировалась больших пределах — от 0,8 до 7,8 м/с.

Высокие характеристики вертикальных скоростей подъема спуска позволяют обеспечивать экономию непроизводительного ремени полета в тех случаях, когда вертикальная скорость не егламентируется измерительными задачами. В некоторых случах высота полетов модели ограничивалась достижением нижней ромки облачности. Стратегия полетов при низкой облачности меет свои особенности, которые в общих чертах сводятся к слесующему.

Пилотируя модель в условиях сплошной низкой облачности, ператор должен уметь оценивать высоту ее нижней кромки и выоту модели глазомерно и по мере набора высоты уменьшать скоость подъема модели. Если достижение нижней кромки облаков риксируется по изменению видимости модели, по ее затуманиваию, то это должно быть сигналом, во-первых, к немедленному прекращению подъема и, во-вторых, к удержанию модели на круовой траектории в пределах достигнутого участка облака в том лучае, если соседние участки облачности визуально не выделяютя как имеющие более высокую нижнюю кромку.

Если облачность 5 баллов и менее, а расположение облаков над зоной полетов таково, что допускает свободное п 🛩 троение раектории модели на фоне чистого неба или облачных систем более высоких ярусов, то высота нижней кромки облаков нижнего аруса непосредственно не влияет на высоту полета модели, которая в этом случае будет определяться радиусом визуального контболя. Попадание модели в облако в таких условиях менее опасно, ем при сплошной облачности. Волее того, если имеется некотоьый запас по РВК, т. е. модель уверенно прослеживается на окружающем фоне, имея достаточный угловой размер и контрастность, го допустим сознательный пролет небольших облаков. В полете на безоблачном фоне траектория модели была сориентирована на центр облака Cu fr. и его пересечение осуществлялось в режиме црямолинейного полета. Командные рукоятки на пульте управления при этом были поставлены в нейтраль. При входе в облако модель полностью исчезала из поля зрения на 3-5 секунд. Повторный зрительный захват модели осуществлялся без затруднений, так как модель выходила из облака в ожидаемом узком секторе наблюдения на продолжении предшествующей прямолине ной траектории полета.

Это свидетельствует о том, что модель может быть использ вана для измерений в небольших облаках нижнего яруса, имен щих поперечник примерно до 200 м. Измерения в облаках бо́льше протяженности требуют решения ряда вопросов, связанных с об спечением контроля при отсутствии прямой видимости модели.

Траектории зондирования. Программа испытаний предусматр вала также поиск оптимальных траекторий зондирования при ра личных условиях полетов. Под оптимальностью траектории здес понимается такое ее построение, которое субъективно оцениваетс оператором как наиболее благоприятное для управления и кон роля. Основными факторами, влияющими на построение траекто рии, являются абсолютная величина скорости ветра и ее напран ление относительно положения солнца. Наиболее благоприятны для пилотирования случаем является штиль и отсутствие видимост солнца. В этих условиях оптимальной траекторией вертикальног зондирования является правильная восходящая спираль с центро в месте расположения оператора.

Равномерность освещения и постоянство угловой скорост визирования модели обеспечивают наилучшие условия для выдер живания постоянной скорости подъема. Постоянный ракурс моде ли повышает точность управления. Темп управления самый низки и почти не меняется в процессе полета. Наличие слабого ветр (2—3 м/с) в общем не меняет картину, но дальнейшее увеличени скорости ветра начинает усложнять задачу удержания модели н круге постоянного радиуса. В этом случае оператор вынужден вводить упреждение в приложении командных воздействий и появ ляется необходимость в более точной экстраполяции траекто рии. Растут требования к точности команд управления. Тем управления увеличивается и приобретает неравномерность по ази муту. Радиус визуального контроля в направлении по ветру начи нает уменьшаться из-за возрастания в этом направлении скорост! модели относительно земли, которое увеличивает «цену» ошибок управления — за время осознания и исправления ошибки моделі удаляется от оператора по крайней мере со скоростью ветра. Эти факторы вызывают появление у оператора чувства опасности, ко торое увеличивается с ростом скорости верта и удаления модели

Задача выдерживания правильного круга требует возрастаю щего внимания оператора и начиная с некоторой скорости ветра способна поглотить весь резерв внимания оператора. Таким обра зом, эта задача, имеющая в нормальных условиях подчиненный характер, приобретает самостоятельное доминирующее значение препятствуя решению других траекторных подзадач и тем самым решению задачи оптимального построения траектории в целом В таких условиях наиболее приемлемой является траектория, целиком расположенная в зоне перед оператором против ветра Из различных типов траекторий в этом случае наименее напряженной для оператора является спираль с образующей в виде выгянутого по ветру овала.

Наличие солнца влияет не столько на вид траектории, сколько на выбор зоны пилотирования. При наблюдении модели на фоне солнца резко уменьшается чувствительность глаза, наступает ослепление оператора, которое продолжается некоторое время и после уменьшения яркости фона наблюдения. В таких условиях не только затруднено адекватное управление моделью, но и возможна полная потеря контроля. Поэтому необходимо зону полетов выбирать таким образом, чтобы никакие участки траектории не проектировались на солнце. Очень желательно, чтобы солнце вообще не попадало в поле зрения в течение всего полета. Для этого требуется, чтобы угол между направлением на солнце и направлением плоскости симметрии зоны пилотирования был больше половины угла наблюдения зоны полетов.

В наиболее неблагоприятном случае, когда ветер дует со стороны солнца, зону полетов следует выбирать справа от себя против ветра и пилотировать модель левым кругом. Левый круг, т. е. полет по часовой стрелке при наблюдении снизу, предпочтителен и во всех других условиях и на всех этапах полета, если имеется возможность выбора. Для большинства людей левый поворот является более естественным. Применительно к оператору радиоуправляемой модели это означает меньшую напряженность и большую точность управления.

Работа метеорографа. В процессе испытаний была достигнута устойчивая высококачественная запись показаний всех трех датчиков. На рис. 3 приведен образец записи, полученной в полете № 25, а на рис. 4 — кривые, полученные в результате обработки метеорограммы, изломы на которых соответствуют попаданию модели в облако.

Было обнаружено, что вентиляция приборного отсека во время предполетной и послеполетной выдержек недостаточна при малых скоростях ветра и требуется принудительная вентиляция. Вентиляцию в полете можно считать достаточной из-за больших скоростей полета (20—40 м/с) и достаточно больщих вентиляционных отверстий.

Лабораторные исследования прибора и оценка точности измерений не проводились и являются предметом дальнейшей работы.

Условия полета. Во всех случаях старт модели производился толчком с рук. Этот вид запуска обеспечивает необходимую безопасность взлета при любой скорости ветра в допустимом диапазоне. Определение верхней границы этого диапазона затруднено изза ряда причин.

Очевидно, что во всех случаях, когда полеты совершаются над неподвижным местом старта, для того чтобы модель не сносило по ветру, максимально допустимая скорость ветра не должна превышать максимальной скорости горизонтального полета модели. В пределе, когда скорость модели по абсолютной величине равна скорости ветра, на удержание модели на одном месте относительно земли будет расходоваться весь запас мощности двигателя и никакие эволюции модели с целью изменения местоположения будут невозможны.

Для сохранения за моделью способности управляемого перемещения в заданных направлениях относительно земной поверхности необходимо резервирование определенного запаса мощности, что достигается уменьщением допустимой скорости ветра. При определении количественного запаса по скорости необходимо учи-



Рис. 3. Метеорограмма полета № 25.



Рис. 4. Профили метеоэлементов, полученные в полете № 25.

тывать ход скорости ветра по высоте, требуемую высоту зондирования и скорость подъема модели.

Подобное ограничение скорости ветра вызывается ограниченными энергетическими возможностями модели и, к сожалению, не является достаточным для реальных условий полета. Полет модели, как правило, происходит в турбулентной атмосфере. Непостоянство скорости ветра вызывает болтанку модели, проявляющуюся в беспорядочных изменениях ее координат. С точки зрения управления моделью существенна турбулентность той области масштабов, где модель обладает наибольшей чувствительностью к турбулентным порывам. Наибольшую трудность для оператора представляет парирование угловых колебаний модели на частоте около 1 Гц. При определенной интенсивности порывов адэкватное управление может оказаться вообще невозможным.

Таким образом, если не идет речь об использовании модели в качестве измерителя турбулентности, что представляет определенный самостоятельный интерес, а имеется в виду применение ее в качестве платформы для метеорологических приборов, то спектр и интенсивность турбулентности являются теми факторами, которые необходимо учитывать при определении диапазона метеоусловий применения модели.

Известно, что на интенсивность турбулентности в пограничном слое наряду с крупномасштабными факторами, например температурной стратификацией и градиентами скорости ветра, существенное влияние оказывают также факторы локального порядка: рельеф, шероховатость и термическая неоднородность подстилающей поверхности. Интенсивность турбулентности возрастает с ростом скорости ветра [8].

Таким образом, максимальная скорость ветра, при которой допустимо использование модели, зависит от конкретных условий полета и заранее не может быть задана. Из всей серии полетов показательным в этом отношении был полет № 5, совершенный 6 IX 1973 г. в 12 часов. Метеоусловия полета были следующими: температура 17,5°С, скорость ветра 18 м/с, облачность 4/4 Сu, Cu fr. Из-за сильной порывистости ветра в момент старта трудно было удерживать модель в горизонтальном положении. Сразу же после выпуска началась болтанка модели, проявлявшаяся в резких провалах и взмываниях, в глубоких бросках по крену и курсу. Все внимание оператора оказалось сосредоточенным на выводе модели из опасных положений. Контролирование траектории в таких условиях оказалось практически невозможным, в связи с чем было решено посадить модель. Полет продолжался полторы минуты, посадка прошла благополучно.

Интересно отметить, что в ряде рекордных полетов моделей, сравнимых по- своим конструктивно-аэродинамическим характеристикам с описываемой моделью, которые проходили в потоках обтекания при скорости ветра 15—18 м/с, автором не было отмечено ухудшения управляемости моделей из-за турбулентности. Эти полеты совершались с наветренной стороны над северным склоном

горы Клементьева в Коктебеле. Склон имеет высоту 60-80 м и переменную крутизну 20-40°. Поверхность склона чистая, подходы со стороны ветра свободные. В то же время поведение модели на посадке, производимой на подветренной стороне горы, очень напоминало ситуацию полета № 5. который проходил в зоне. затененной расположенным со стороны ветра лесистым холмом. Таким образом, можно считать, что с ростом скорости ветра увеличивается влияние на полет молели ланлшафтных факторов, что следует учитывать при выборе места полетов.

Во всех полетах испытательной серии посадка модели совершалась в режиме планирования. В тех случаях, когла после выполнения программы полета оставался запас горючего, посадка осушествлялась с работающим на малом газе двигателем. что несколько повышало точность посадки. При наличии свободных подходов посадка модели всегда может быть обеспечена в радиусе 30 м от оператора.

Во всей серии полетов не было отмечено случаев поломок модели, отказов в работе метеорографа и системы радиоуправления. В некоторых случаях полеты совершались один за другим с интервалом около 10 минут для перезарядки и выдержки метеорографа.

Результаты проведенной работы дают основание заключить, что усовершенствованный вариант измерительного комплекса обладает необходимой надежностью, позволяющей использовать его для измерений в пограничном слое атмосферы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алдошин Л. Т., Попов М. В. Радиоуправляемый измерительный комплекс для аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы.— «Тр. ГГО», 1974, вып. 309, с. 78—90. 2. Алдошин Л. Т., Попов М. В., Селицкая В. И. Некоторые резуль-

таты полевых испытаний радиоуправляемого измерительного комплекса для аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы.— «Тр. ГГО», 1974, вып. 309. с. 91—96.

3. Копгаd Т. G., е. а. A small, radio-controlled aircraft as a platform for meteorological sensors.— "APL Tech." "Digest", 1970, vol. 10, N 2.
4. Денисов В. Г., Онищенко В. Ф. Инженерная психология в авиации и космонавтике. М., «Машиностроение», 1972.

5. Simprop Electronic, Katalog 1973, Harsewinkel.

6. Котик М. Г. и др. Летные испытания самолетов. М., «Машиностроение», 1968.

7. Калиновский А. Б., Пинус Н. З. Аэрология, ч. 1. Л., Гидрометео-

издат, 1961. 8. Воронцов П. А. Турбулентность и вертикальные токи в пограничном слое атмосферы. Л., Гидрометеоиздат, 1966.

Б. М. ВОРОБЬЕВ

## РАССЕЯНИЕ И ОСЛАБЛЕНИЕ РАДИОИЗЛУЧЕНИЙ В ГРАДОВЫХ ОБЛАКАХ

Обычно при расчетах рассеяния и ослабления электромагнитных волн полидисперсным градом предполагают, что все градины в спектре одинаковы по своей внутренней структуре [1—3]. Такое допущение применимо, однако, для весьма ограниченного циапазона условий: однородный град может встречаться лишь в верхней, полностью кристаллической зоне облака («сухой» град), либо в его «теплой» части (случай тающего, обводненного града). В переохлажденной же зоне облака (в области темперагур от 0 до —35°С, где происходит образование и рост града), спектр его состоит как из сухих, так и обводненных частиц, т. е. представляет собой систему диэлектрически неоднородных рассеивателей [4]. Причем соотношение между такими частицами меняется в зависимости от параметров облака (его водности и температуры) и вида функции распределения градин по размерам.

В данной работе на основе развитой в [4] методики выполнено исследование параметров рассеяния и ослабления электромагнитного излучения СВЧ диапазона (λ=0,86; 3,2 и 10 см) неоднородным градом в широком диапазоне моделируемых условий.

1. Исходные параметры и соотношения, используемые в расчетах. Для расчета радиолокационных характеристик неоднородного растущего в облаке града необходимо знать соотношение в спектре сухих и обводненных градин, а также толщину жидкой пленки на поверхности последних.

Первый фактор может быть учтен введением так называемого критического радиуса  $(r_{\rm R})$  градин, разделяющего их спектр на области полностью сухих (при  $r < r_{\rm R}$ ) и обводненных  $(r > r_{\rm R})$  градин [4].

Тогда исходные выражения для расчета удельной эффективной отражающей поверхности η (см²/м³) и коэффициента ослабления γ (дБ/км) могут быть представлены в виде:

$$\eta = N\left(\int_{0}^{r_{\rm K}} n(r)\,\sigma_{\rm A}(r,\,\lambda)dr + \int_{r_{\rm K}}^{\infty} n(r)\,\sigma_{\rm B}(r,\,\lambda)dr\right),\tag{1}$$

179

$$\gamma = 0.434 N \left( \int_{0}^{r_{\rm K}} n(r) Q_{\rm J}(r, \lambda) dr + \int_{r_{\rm K}}^{\infty} n(r) Q_{\rm B}(r, \lambda) dr \right), \qquad (2)$$

где N — общее число градин в 1 м<sup>3</sup>; n(r) — плотность их распре деления по размерам;  $\sigma_{\pi}(r, \lambda)$ ;  $\sigma_{B}(r, \lambda)$  — сечения обратного рас сеяния соответственно сухих и обводненных градин;  $Q_{\pi}(r, \lambda)$  $Q_{B}(r, \lambda)$  — поперечное сечение ослабления соответственно сухи и обводненных градин;  $r_{R}$  — критический радиус градин, определя емый соотношением из [4]:

$$r_{\kappa} = A \frac{\rho_{BAX}}{\rho_{\pi}} \left( \frac{T}{q \,\overline{E}} \right)^2. \tag{3}$$

Здесь  $\rho_{\text{вдх}}$  — плотность воздуха;  $\rho_{\pi}$  — интегральная плотность гра дины; T — температура переохлажденной части облака (°C);  $q\bar{E}$  эффективная водность облака; A — константа, численно равная  $1,2 \cdot 10^{-10} \text{ г}^2 \cdot \text{град}^{-2} \cdot \text{см}^{-5}$ .

Более сложным оказывается учет второго эффекта, связанного с наличием жидкой пленки на поверхности влажно растущих гра дин. Достаточно строгих методов ее расчета либо непосредствен ного измерения в реальных условиях роста градин пока не суще ствует. Известен, однако, целый ряд косвенных данных [1, 5] указывающих на электромагнитную эквивалентность обводненны градин равновеликим им сферам воды, что свидетельствует о на личии на таких градинах достаточно «толстой» пленки воды. Ука занное допущение использовано в дальнейшем при расчетах  $\eta$  и по формулам (1) и (2).

В качестве функции n(r) принято гамма-распределение вида

$$n(r) = ar^{\mu} \exp\left(-br\right) = \left(\frac{\mu}{r_m}\right)^{\mu+1} \frac{r^{\mu}}{\Gamma(\mu+1)} \exp\left(-\mu \frac{r}{r_m}\right), \qquad (4)$$

где  $r_m$  — модальный радиус градин;  $\mu$  — параметр, определяющий степень асимметричности функции n(r);  $\Gamma$  — гамма-функция.

При конкретных расчетах  $\eta$  и  $\gamma$  значение  $r_m$  варьировалось в пределах от 0,5 до 7,5 мм, а параметр  $\mu$  во всех случаях принят равным 2. Расчеты выполнены для трех длин волн: 0,86; 3,2 и 10 см; причем радиолокационные сечения сферических частиц взяты по данным [6—8]. Температура T в зоне роста града принималась равной: —10; —20 и —25°С, а эффективная водность  $q\overline{E}$  — 3, 5 и 10 г/м<sup>3</sup>. Концентрация градин N принималась либо постоянной и равной 1 м<sup>-3</sup>, либо рассчитывалась по очевидному соотношению

$$N = \frac{q_*}{\frac{4}{3} \pi \rho_{\pi} \int_{0}^{\infty} r^3 n(r) dr},$$
(5)

где *q*<sub>\*</sub> — общая ледность града.

2. Анализ результатов расчета. Суммарные результаты расчета радиолокационных характеристик неоднородного града представ-
ны на рис. 1—4, а также в таблицах 1 и 2. Здесь же для авнения представлены данные для спектров однородного, полстью обводненного (на рисунках кривые «вода») и сухого (на сунках кривые «лед») града.

Как видно, рассеяние и ослабление электромагнитного излучеия растущим в облаке градом носит довольно сложный характер,



ис. 1. Зависимость радиолокационной отражаемости  $\eta$  градин от их модального радиуса  $r_m$  при различных T в облаке ( $q\overline{E}$ =5 г/м<sup>3</sup>, N=1 м<sup>-3</sup>).

ущественно отличающийся в ряде случаев от рассеяния электронагнитных волн полностью обводненными либо сухими градинами. Это объясняется изменением соотношения сухих и обводненных радин в спектре в зависимости от параметров облака  $(T, q\bar{E})$ г градин  $(r_m)$ .

Расчеты, показанные на рис. 1, выполнены при постоянной велиине эффективной водности  $q\bar{E}$ , равной 5 г/м<sup>3</sup>, но при разных знасениях температуры T в зоне роста града. Видно, что при  $T = -10^{\circ}$ С ишь спектры града с  $r_m \lesssim 0.15$  см можно считать «электромагнитю сухими». При бо́льших значениях  $r_m$  в крупнокапельной части пектра града, растущего при той же температуре, начинают появияться обводненные градины, относительное число и вклад котоых в суммарное обратное рассеяние возрастают с увеличением -m. Соответственно кривая  $\eta$  такого растущего града постепенно-

18L

отклоняется от  $\eta$  для однородных сухих градин, приближая с увеличением  $r_m$  к  $\eta$  для полностью обводненного града. Та данном случае ( $T = -10^{\circ}$ C) все спектры с  $r_m \gtrsim 0,6$  см являют практически электромагнитно водными.

С понижением температуры условия «влажного» роста гра, ухудшаются [4]. Доля же сухих градин в спектре и вклад в суммарную радиолокационную отражаемость соответственно вс





растают, что приводит в конечном итоге к увеличению диапазон значений  $r_m$ , в котором спектры града можно считать электромаг нитно сухими. Так, при  $T = -20^{\circ}$ С, такое допущение оказываетс справедливым для  $r_m \lesssim 0,3$  см. При очень низких температура в зоне роста града, равных  $-25^{\circ}$ С и ниже, практически все спек тры града в диапазоне  $0 < r_m < 0,8$  см можно считать электромаг нитно сухими.

Аналогичные выводы о существенном влиянии термодинамиче ских условий роста града на характер рассеяния ими электромаг нитных волн следуют из рассмотрения кривых  $\eta$  на рис. 2. Здес при расчетах  $\eta$  температура в зоне роста града сохранялась по стоянной и равной —20°С, а эффективная водность  $q\bar{E}$  варьирова лась и составляла 3, 5 и 10 г/м<sup>3</sup>. Как видно, и в этом случае кривые  $\eta$  растущего града заниот самое различное положение по отношению к  $\eta$  полностью одненного (кривые «вода») либо сухого (кривые «лед») града. к, если при сравнительно малых значениях  $q\bar{E}$ , равных 3 г/м<sup>3</sup>, спектры града с  $r_m \lesssim 0,6$  см рассеивают радиоизлучение как юродные ледяные частицы, то при  $q\bar{E}=5$  г/м<sup>3</sup> такое допущение заведливо лишь для  $r_m \lesssim 0,3$  см. При  $q\bar{E}=10$  г/м<sup>3</sup> даже очень



Рис. 3. Зависимость радиолокационной отражаемости града от модального радиуса  $r_m$  градин при различных T в зоне их роста (ледность града равна 1 г/м<sup>3</sup>).

лкий град ( $r_m \lesssim 0, 1 \div 0, 2$  см) уже нельзя считать электромагнитсухим. Однако его нельзя считать еще и электромагнитно дным. Последнее справедливо лишь в случае более крупного  $m \gtrsim 0,3$  см) града, растущего при тех же условиях. Как и в преидущем примере, наличие указанных эффектов объясняется изенением соотношения сухих и обводненных градин в пользу потедних с увеличением  $q\bar{E}$  и  $r_m$  в зоне роста града [4].

Вычисления, показанные на рис. 1—2, сделаны при постоянной нцентрации (N) градин, равной 1 м<sup>-3</sup>. Если ввести теперь расчет изменение величины N согласно (5) при неизменной общей ледности спектров града, то получим довольно сложк картину рассеяния радиолокационного излучения, учитывающ как влияние концентрации града, так и только что рассмотрени эффекты его роста. Это хорошо видно из рассмотрения кривы на рис. 3, рассчитанных при  $q_* = 1$  г/м<sup>3</sup> и  $\lambda = 3,2$  см. Здесь кроме  $\eta$ , нанесены соответствующие ей значения эквивалентн множителя отражаемости  $Z_e$ , рассчитываемого по очевидному отношению из [1, 6]:

$$Z_e = 64 N \int_{0}^{\infty} r^6 n(r) dr = 3,52 \cdot 10^9 \,\lambda^4 \,\eta.$$

Здесь  $Z_e - в \, \text{мм}^6/\text{м}^3$ ;  $\lambda - в \, \text{см}; \eta - в \, \text{см}^{-1}$ ; условия роста града аналогичные принятым на рис. 1.

Как и следовало ожидать, в рассматриваемом интервале зна ний  $r_m$  практически однозначная зависимость между  $\eta$  (или и  $r_m$  на  $\lambda = 3,2$  см имеет место лишь при достаточно низких тем ратурах ( $T = -25^{\circ}$ С и ниже) в облаке, где преобладает сухой р града. С повышением же температуры и, следовательно, увели нием в спектрах доли обводненных градин зависимость  $\eta(r_m)$  с новится все более неоднозначной (экстремальной), причем мак мальное значение  $\eta$  смещается в область более мелкого града.

Наличие указанных выше эффектов существенно ухудшает в можность корректной индикации града в облаке по измерене с помощью одноканальной РЛС величине его радиолокационе отражаемости. Причем, ошибка в определении концентрации и р мера града увеличивается по мере укорочения длины волны из. чения. Она тем более возрастает, если не учитывать структу растущих в облаке градин.

Степень неопределенности при радиолокационном методе ин кации града может быть уменьшена, если использовать дву канальные РЛС с совмещенными на обеих длинах волн диагра мами направленности [1, 6, 9]. Возможность получения при эт некоторой дополнительной информации обусловлена различи в отражаемости на двух удачно подобранных длинах волн.

В самом деле, если на вход приемника такой РЛС поступа радиолокационные сигналы от одного и того же рассеивающе объема одновременно, будем иметь (предполагая одинаковое осл бление на двух длинах волн):

$$\frac{P_1}{P_2} = \frac{\frac{C_1}{R^2} \eta_1}{\frac{C_2}{R^2} \eta_2} = C \frac{\eta_1}{\eta_2}.$$

Здесь индексы 1 и 2 относятся к соответствующим длинам вол С — некоторая аппаратурная константа для двухканальной РЛ

## В свою очередь для однородного града

$$\frac{\eta_1}{\eta_2} = \frac{N_{\int n(r)\sigma(r,m,\lambda_1)dr}^{\infty}}{N_{\int n(r)\sigma(r,m,\lambda_2)dr}^{\infty}} = F(r_m;m) \begin{vmatrix} r_{m_{\max}} \\ r_{m_{\min}} \end{vmatrix}$$
(8)

следовательно, отношение отражаемостей на двух длинах волн е не зависит от концентрации N града. В релеевской ( $r \ll \lambda$ ) еометрической ( $r \gg \lambda$ ) областях рассеяния зависимости функ $i \sigma(r, m, \lambda)$  от размера частиц будут одинаковыми для разных  $\lambda$ .



ис. 4. Зависимость отношения радиолокационных отражаемостей на двух линах волн ( $\lambda$ =3,2 и 10 см) от модального радиуса  $r_m$  градин при различных значениях T и  $q\overline{E}$  в зоне их роста.

этом случае никакой новой информации о граде по сравнению одноволновым методом мы не получим. В области же дифраконного рассеяния имеет место существенно различный для разах  $\lambda$  характер указанных зависимостей. Соответственно в некором интервале размеров града отнощение отражаемостей на ух длинах волн является однозначной функцией [1, 6, 9] его одального радиуса ( $r_m$ ) и диэлектрических свойств m. Заметим, нако, что и в этом случае необходим корректный учет термодинаических условий роста града, определяющих соотношение сухих обводненных градин в их спектре. Tabauya 1

Значения эффективной отражающей поверхности п (в см<sup>2</sup>/м<sup>3</sup>) градовых облаков

		Однородл	ный град			Неоднорол	ный град		
r <sub>m</sub>	Х СМ	обвод-	cvyoù	-	$q\overline{E} = 5 r/m^3$			$q\overline{E} = 10 \text{ r/m}^3$	
WW		ненный	incu fo	- 10°C	20°C	<u> </u>	- 10°C	−20°C	−25°C
0 76	3,2	1,68.10-2	1,58 · 10÷3	1,60.10-3	$1,58 \cdot 10^{-3}$	$1,58 \cdot 10^{-3}$	1,68.10-2	2,36.10-3	$1,58 \cdot 10^{-3}$
010	10	1,17.10-4	2,19.10-5	$4,83.10^{-5}$	2,19.10-5	2,19.10-5	1,17.10-4	6,07 · 10-5	2,19.10-5
1 26	3,2	0,155	1,90.10-2	3,42.10-2	1,90 10-2	1,90,10-2	0,155	$5,86 \cdot 10 - 2$	1,90.10-2
1,40	10	5,42.10-3	4,76.10-4	4,22.10-3	$4,76 \cdot 10^{-4}$	4,76.10-4	5,42.10 - 3	5,09.10-3	$5,81 \cdot 10^{-3}$
1 7F	3,2	0,387	0,056	0,137	0,056	0,056	0,286	0,207	0,056
0,1	10	5,05.10-2	3,27.10-3	$4,86 \cdot 10^{-2}$	3,27.10-3	3,27.10-3	5,05.10-2	5,00 10-2	1,19.10-2
0 2 E1	3,2	0,827	0,218	0,499	0,215	0,218	0,827	0,582	0,204
2,01	10	0,273	0,021	0,261	0,021	0,021	0,273	0,273	0,169
<b>3,</b> 13	3,2	1,10	0,593	0,773	0,522	0,593	1,10	0,883	0,401
	10	0,762	0,073	0,143	0,073	0,073	0,762	0,756	0,724
3,76	3,2	1,41	1,48	1,48	1,07	1,48	1,41	1,18	0,693
	10	1,59	0,161	1,58	0,22	0,161	1,59	1,59	1,36
.1 <b>0</b> ,5	3,2	2,10	5,81	1,80	5,80	5,76	2,10	1,96	1,46
	10	4,00	0,481	4,00	0,782	0,481	4,00	4,00	3,73
7 50	3,2	3,95	30,4	7,87	17,4	19,0	3,95	3,83	3,54
1,04	ç								

Значения коэффициеита ослабления ү (в дБ/км) в градовых облаках

 $2,96.10^{-3}$ 2,80.10-4 10 r/m<sup>8</sup> 0,712 0,582 0,041 0,194 0,721 2,591,50 1,45 3,15 5,78 1,74 5,525,17  $T = -20^{\circ} \text{C}$ 1,30.10-5 7,34.10-4  $5 \text{ r/M}^3$ 0,042 0,786 0,355 0,015 1,57 1,44 2,66 3,430,95 5,434,24 6,43 0,21 ,30.10-5 7,34.10-4 7,17.10-3  $2 \text{ r/M}^3$ 0,042 0,786 0,302 0,354 0,069 2,68 3,32 5,607,34 2,13 1,58 1,54 Неоднородный град 5,38.10-4 10 r/m<sup>3</sup> 0,686 0,053 0,016 0,634 0,196 0,725 2,583,16 5,47 5,78 .52 ,50 I,74 5,17 ,25.10-3 ,38.10-4 0,042 - 10°C 5 r/m<sup>3</sup> 0,773 0,712 0,5040,1852,66 3,02 1,72 5,525,69 5,17 1,55 ,39 T = -7,34.10-4 ,30.10-5 7,17.10-3 0,042  $2 \Gamma/M^{3}$ 0,786 0,362 0,072 0,356 1,54 2,68. 3,325,522,171,587,34 1,30.10-5,34.10-4 7,17.10-3 cyxoñ 0,042 0,786 0,362 0,069 0,354 1,58 1,54 2,68 3, 325,60 7,34 2,27 Однородный град обводненный 6,47.10-40,016 0,686 0,060 0,634 0,196 0,725 2,58 5,781,521,50 3,16 5,475,171,74 0,86 0,86 0,86 0,86 0,86 3,2 3,2 3,23,2. 3,2  $\sim M_{\rm O}$ 0 0 2 0 10 3,76 7,52 0;75  $r_m$ 2,515,01

Чтобы подтвердить это, на рис. 4 представлена зависимость ( ношения радиолокационных отражаемостей на λ. равных и 10 см. от модального радиуса градин при различных услови их роста в облаке. При построении указанной зависимости исио. зованы результаты расчетов п. показанные на рис. 1-2. а так .в табл. Ì.

Как вилно, однозначная (притом достаточно сильная) завис  $\frac{\eta_{\mathbf{3},\mathbf{2}}}{2}$  от  $r_m$  имеет место лишь для спектров по мость функции ностью обводненного (кривые «вода») града. С понижением те пературы (либо уменьшением эффективной водности) чувствител  $\frac{\eta_{\mathbf{3},\mathbf{2}}}{r_m}$  к изменению  $r_m$  постепенно уменьшает ность отношения и становится даже неоднозначной (см. кривые «лед» для спек ров сухого града). Указанное обстоятельство необходимо учит вать при практическом использовании двухволнового метода д. индикации града в облаке.

Представленные на рис. 1—4 результаты относятся к рассе нию радиоизлучений. Однако полученные при этом закономернос остаются полностью справедливыми и для другой радиолокацио ной характеристики — коэффициента ослабления у (табл. 2).

Таким образом, рассеяние и ослабление радиоизлучений в гр. довых облаках довольно сложным образом зависит от размен и концентрации града, длины волны излучения, а также и от вн триоблачных условий, определяющих структуру градин.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас Д. Успехи радарной метеорологии. Пер. с англ., Л., Гидромете издат, 1967, с. 350.

2. Абшаев М. Т., Розенберг В. И. Рассеяние и ослабление радиоизл чения сантиметрового диапазона спектром града.— «Изв. АН СССР». Физика а мосферы и океана, т. 5, № 8, 1969.

3. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферич

скими полидисперсными частицами. Пер. с англ. М., «Мир», 1971, с. 166. 4. Розенберг В. И., Воробьев Б. М. Рассеяние и ослабление электр магнитных волн длиной 3,2 см неоднородным градом.— «Изв. АН СССР». Ф зика атмосферы и океана, 1971, т. 7, № 6, с. 632—637. 5. Gerhardt 1. R. Tolbert C. W. and Brunstein S. A. Furth

studies of the back — scattering cross sections of water drops and wet and dr ice spheres.— "J. Met.", 1961, vol. 18, N 4, p. 688—691.

6. Wexler R., and Atlas D. Radar reflectivity and attenuation of r. in.— "I. Appl. Met.", 1963, vol. 2, N 2, р. 276—280. 7. Розенберг В. И. Рассеяние и ослабление электромагнитного излуч

ния атмосферными частицами. Л., Гидрометеоиздат, 1972, с. 348.

8. Stephens I. 1. Radar cross sections for water and ice spheres.—"1. Met. 1961, vol. 18, N 3, р. 348—359. 9. Абшаев М. Т., Бибилашвили Н. Ш. Радиолокационный мето

определения спектра и концентрации градин в конвективных облаках.--- «Т ГГО», 1966, вып. 3(5).

## А.Б. АКВИЛОНОВА, С.П. ГАГАРИН, Б.Г. КУТУЗА

# ИЗМЕРЕНИЕ ВРЕМЕННЫХ ЗАВИСИМОСТЕЙ ФЛУКТУАЦИЙ РАДИОИЗЛУЧЕНИЯ АТМОСФЕРЫ ВБЛИЗИ λ=1,35 см

Экспериментальные данные по флуктуациям радиоизлучения тмосферы в миллиметровом и сантиметровом диапазонах привеены в работах [1—4]. Они были получены примерно 10—15 лет азад с приемной аппаратурой, чувствительность которой была начительно ниже, чем достигнутая в настоящее время, и относиись главным образом к измерениям в облачную погоду. В настояцее время в литературе отсутствуют данные по временным завиимостям флуктуаций радиояркостной температуры безоблачной тмосферы.

Особый интерес представляет изучение вариаций радиояркостой температуры атмосферы вблизи вращательной линии водяного ара 22,235 ГГц (1,35 см). Как показано в [5, 6], в этом диапазоне лин волн флуктуации радиоизлучения безоблачной атмосферы олжны вызываться пульсациями поля влажности, возникающими з-за турбулентных движений в тропосфере.

В настоящей работе представлены некоторые результаты эксериментальных исследований временных зависимостей вариаций адиоизлучения неоднородной атмосферы вблизи λ=1,35 см.

Измерения флуктуаций радиоизлучения атмосферы на волне ,35 см проводились зимой и летом 1974 г. В зимней серии измереий (с 5 по 27 февраля) использовалась рупорная антенна с диараммой направленности 6,5° по уровню 0,5. Летняя серия (с 24 по 7 июля) выполнялась на радиотелескопе РТ-22 радиоастрономиеской станции ФИАН. Ширина диаграммы направленности аненны РТ-22 на волне  $\lambda = 1,35$  см равнялась  $\sim 3'$ .

Для наблюдений применялся супергетеродинный модуляционый радиометр, разработанный в СКБ ИРЭ АН СССР, с флуктуаионной чувствительностью 0,16 К при постоянной времени ыходного устройства  $\tau_{\rm B}$ =1 с. Временная нестабильность коэффицинта усиления радиометра за время 30 мин была не хуже 1,5÷2%.

Запись радиоизлучения атмосферы проводилась при неподвижюй антенне. Продолжительность одной реализации составляла примерно 30 мин при постоянной времени т<sub>в</sub>=4 с для летних измерений и  $\tau_{\rm B}$ =16 с для зимних. Выбор большей величины  $\tau_{\rm B}$  пр зимних измерениях был обусловлен тем, что величина флуктуаци в зимнее время оказалась значительно меньшей, чем в летнее. И мерения велись на разных зенитных углах z.

Калибровка сигнала осуществлялась по газоразрядному генратору шума, предварительно откалиброванному по азотной на грузке. Постоянная составляющая сигнала атмосферы компенси ровалась путем подачи в тракт эквивалента шумового сигнал с температурой, примерно равной антенной температуре атмосфе ры. Это позволило значительно уменьшить влияние нестабильно стей коэффициента усиления и производить измерения на боле чувствительной шкале.

Переход от антенных температур к яркостным осуществлялс по формуле

$$T_{a}^{aTM}(z) = T_{g}^{aTM}(z)a_{1} + a_{0},$$

(1)

где  $T_a^{a_{TM}}$  и  $T_{\pi}^{a_{TM}}$  — антенная и яркостная температуры атмосферь соответственно,  $a_0$  и  $a_1$  — коэффициенты, зависящие от параметро антенны и температуры приземного слоя атмосферы.

Соотношение (1) является приближенным и справедливо дл. узконаправленных антенн и для углов  $z \leq 85^{\circ}$ . Яркостные темпера туры были вычислены по данным радиозондирования ЦАО для безоблачных дней, когда производились измерения антенных тем ператур. Коэффициенты  $a_0$  и  $a_1$  находились по методу наименьши, квадратов.

Мерой интенсивности флуктуаций радиояркости атмосферь бралось значение квадратного корня из временной структурно функции [7]:

$$\Delta T_s(\tau) = \sqrt{\left[\xi(t) - \xi(t+\tau)\right]^2},$$
(2)

где  $\xi(t) = T_{\pi}(t) - \overline{T_{\pi}(t)} - \phi$ луктуация,  $\tau = t_1 - t_2 - p$ азность двуготсчетов времени.

Выбор структурных функций в качестве характеристики иссле дуемых флуктуационных процессов объясняется тем, что на иссле дуемых временных интервалах эти процессы можно считать про цессами со стационарными первыми приращениями [7].

Полная погрешность одиночного измерения интенсивности вариаций яркостной температуры атмосферы при усреднении по 5—100 точкам оказалась равной 20—25%.

В дни зимних измерений (за исключением 26 февраля, когда стояла ясная погода) было характерно наличие сплошной облачности St. По данным ЦАО высота нижней границы облаков составляла 800—900 м при мощности облачности около 400 м. Температура воздуха у поверхности Земли изменялась в пределах 270— 275 К. Полная масса водяного пара в атмосфере 26 февраля составила 0,32 г/см<sup>2</sup>.

В летний период наблюдения проводились при безоблачном е, а также при наличии кучевой и кучево-дождевой облачности. тенсивность дождя в месте измерений не превышала 20 мм/ч ипература воздуха у поверхности Земли изменялась от 290 до К.



Рис. 1. Временные зависимости вариаций яркостной температуры атмосферы в зимний период. 1 н. 2 — облачная атмосфера. 3 и 4 — безоблачная атмосфера. 1

1 и 2 — облачная атмосфера, 3 и 4 — безоблачная атмосфера, 1 и 3 — z=68°, 2 и 4 — z=59°.

Вид структурных функций радиояркости в зимнее время изоражен в логарифмическом масштабе на рис. 1. Для безоблачной мосферы (кривые 1 и 2) интенсивность флуктуаций монотонно астет с увеличением временного интервала, изменяясь от 0,08 К ри  $\tau=25$  до 0,6 К при  $\tau=300$ . По отношению к средней величине адиояркостной температуры указанные вариации составляют 35—1,3%. Рост флуктуаций происходит медленнее теоретической висимости  $\tau^{5/6}$ , соответствующей «закону 2/3» Колмогорова бухова. Предполагая скорость сноса «замороженной» турбулентости, равной в среднем 10 м/с [8], получаем величину исследуеых пространственных интервалов от 250 до 3000 м. «Закон 2/3» полняется в области масштабов  $l_0 \ll r \ll L_0$ , где  $l_0$  — внутренний, а  $L_0$  — внешний масштаб турбулентности. Можно предположі что полученное отклонение от  $\tau^{5/6}$  объясняется тем, что исслед мые масштабы находятся за пределами  $L_0$ . С другой стороны, р структурных функций флуктуаций радиоизлучения указывает наличие в атмосфере неоднородностей с масштабами более кр ными, чем исследуемые интервалы.

· T	·		1
- 1	an	าบบก	
_	$\omega \circ \tau$		

Z°	<i>Т</i> <sup>безобл.</sup> К	<i>т</i> <sub>я</sub> обл. к	<i>l</i> <sub><i>r</i></sub> Μ
68	31,2	58,0	780
59	23,1	<b>5</b> 5,2	420

Кривые 3 и 4 на рис. 1 представляют результаты измерен флуктуаций радиоизлучения облачной атмосферы. Можно отм тить одинаковый характер временных зависимостей  $\Delta T_{\pi}$  для сл чаев облачной и безоблачной атмосферы. При наличии слоист облачности интенсивность флуктуаций на соответствующих зени





к углах больше примерно на 25%, чем для случая безоблачной юсферы. Относительная же величина флуктуаций меньше почти раза (от 0,18 до 0,9%), так как значение средней яркостной пературы в облачные дни примерно в 2 раза больше. В табл. 1 иведены значения средней яркостной температуры на двух итных углах, а также горизонтальные размеры части облака, гадающей в диаграмму направленности антенны на этих углах.

Как видно из таблиразмеры области уснения по диаграмме правленности антенны сьма велики, ЧТО MOт являться одной ИЗ ичин малого влияния интегральной риаций. дности на полученные зультаты. Другой возжной причиной может ть меньшая скорость гра в облачные дни наюдений.

На рис. 2 приведены зультаты измерений уктуаций радиояркосттемпературы без- 1 лачной атмосферы Β. тнее время на зенитм угле 60°. Какивзиме время, интенсивность јуктуаций монотонно стет С еменного интервала дленнее, чем  $\tau^{5/6}$  . Скость роста  $\Delta T_{\pi}$  в интер-



увеличением Рис. 3. Высотный профиль скорости ветра 24 июля (1) и 25 июля (2).

ле значений от 6 до 240 секунд близка к зависимости  $\tau^{0,5}$ . Иннсивность флуктуаций  $T_{\pi}^{aтM}$  изменяется при этом от 0,1 до 0,6 K, о примерно в 2—3 раза больше флуктуаций  $T_{\pi}^{aTM}$  в зимнее время при соответствующем зенитном угле и временном интервале). Отсительная же величина вариаций несколько меньше, так как советствующие средние значения яркостных температур в летнее ремя примерно в 3÷4 раза больше.

Сопоставляя изображенные на рис. 2 зависимости с высотным рофилем скорости ветра (рис. 3), можно отметить связь между коростью ветра и видом структурной функции радиояркости ри меньшей скорости ветра интенсивность флуктуаций меньше. ереходя от временных интервалов к пространственным, получаи весьма близкие зависимости интенсивности вариаций от простанственных интервалов. Это, по-видимому, указывает на то, что при одних и тех же значениях полной массы водяного пара фл туации радиояркости в основном определяются пространствени структурой атмосферной турбулентности.





1 — дождь, 2 — Си med., 3 — безоблачно.

Из рис. 4 видна сильная зави интенсивности флуктуал мость радиояркости от состояния аті сферы. При одном и том же зен ном угле интенсивность флукт ций наименьшая в ясную пого и возрастает с появлением кучев облаков. Присутствие кучевых лаков влияет также и на характ роста структурных функций. Ес для безоблачной атмосферы (кі вая 3) наклон меняется от  $\tau^{1/6}$  (т =6 с) до т<sup>0,5</sup> (т=240 с), то в случ кучевых облаков он достигает 1 (кривая 2). Флуктуации радиоі лучения атмосферы во время ум ренного дождя (кривая 1) болы флуктуаций при облачности в о сутствие дождя в 6-7 раз, но х рактер роста структурных функц остается в этом случае прежним.

Путем пересчета флуктуаций по ного поглощения атмосферы, пол ченных в [6], в флуктуации ради излучения было проведено сравн ние результатов летних измерен безоблачной атмосферы. описа ных в настоящей работе, с резул татами [6]. Вид структурных фун ций радиояркости оказался один ковым. Значения интенсивности в риаций на соответствующих угл И временных интервалах такх оказались близкими. Некоторое о личие может быть объяснено H большим различием температ воздуха, влажности, а также инс рументальными погрешностями.

### Список литературы

1. Ананов Н. И. и др. Флуктуации радиоизлучения облачной атмосфер в миллиметровом диапазоне волн.— «Радиотехника и электроника», 1965, т. 1 № 11, с. 1941—1948.

2. Кирдяшев К. П. О вариациях радиояркости облаков над земной п верхностью.— «Изв. АН СССР». Физика атмосферы и океана, т. 5, № 6, с. 683-685.

3. Кирдяшев К. П. Вариации радиоизлучения облачной атмосферы в дипазонах сантиметровых и миллиметровых воли.— «Радиотехника и электрониа», 1967, т. 12, № 12, с. 2099—2107.

4. Ласточкин В. П., Станкевич К. С. Экспериментальное обнаружеие флуктуаций температуры радноизлучения атмосферы.— «Изв. вузов». Радиоизика, 1964, т. 7, № 4, с. 789—790. 5. Арманд Н. А. Флуктуации теплового излучения атмосферы на санти-

5. Арманд Н. А. Флуктуации теплового излучения атмосферы на сантилетровых и миллиметровых волнах.— «Радиотехника и электроника», 1961, т. 6, № 12.

6. Кутуза Б. Г. Вариации поглощения миллиметровых волн в безоблачной атмосфере по результатам наблюдений Солнца.— «Изв. АН СССР». Физика атмосферы и океана, 1974, т. 11, № 11.

7. Татарский В.И. Распространение воли в турбулентной атмосфере. М., «Наука», 1967, 548 с.

8. Стоцкий А. А. Флуктуационные характеристики электрической толщи пропосферы.— «Радиотехника и электроника», 1972, т. 17, № 11, с. 2277—2284.

# содержание

В. В. Васильев, В. Д. Степаненко. Возможности определения некоторых характеристик облачности с помощью лидаров	3
пара в атмосфере по ее собственному тепловому излучению в линии поглощения $H_2O$ $\lambda$ =1,634 мм	14
Л. П. Бобылев, М. А. Васищева, С. П. Образцов, Н. Д. По- пова, Г. Г. Щукин. Расчет характеристик радиотеплового излучения для различных моделей облачной атмосферы	22
Л. П. Бобылев, М. А. Васищева, А. И. Новоселов, С. П. Об- разцов, Г. Г. Щукин. Исследование водности облаков с помощью	
с. М. Гальперин, В. Д. Степаненко, В. Н. Егоров, А. Ф. Гончар. Обнаружение грозовых облаков с помощью РЛС метро-	50
вого диапазона	56 64
Г. Б. Брылев, Г. Л. Низдойминога. Особенности пространст- венных характеристик радноэхо облачности и зон осадков атмосферных	04
фронтов	84
периоды года по радиолокационным данным	95
раднолокатора МРЛ-1 о грозах и ливнях	104
Н. В. Горностаев, А. И. Новоселов, В. А. Петрушевский, Е. М. Сальман, А. А. Федоров, Г. Ф. Шевела, Г. Г. Щукин. Ак-	110
тивно-пассивная радиолокационная станция для исследования атмосферы К. С. Жупахин. Об особенностях пространственных реализаций эхо- сигналов от различных видов осалков	120
К. С. Жупахин. К явлению отклонения эхо-сигналов от модели Релея	129
К. С. Жупахин. К определению когерентности эхо-сигналов Л. М. Козлов, В. П. Охрименко. К вопросу расчета оптималь- ных параметров элементов СВЧ каналов метеорологического радиолокатора	141 147
Л. И. Федулов, А. Н. Фомина. Метод точного измерения линей- ности модуляционных характеристик широкополосных ЧМ генераторов	154
в СВЧ диапазоне И. В. Андреев, В. А. Зайцев, А. А. Ледохович, М. В. Попов, Б. П. Сокольский. Самолетный метеорологический измерительный	154
комплекс А. Т. Алдошин. Усовершенствованный вариант беспилотного радио-	157
измерительного комплекса для аэрологических исследовании	100
А. Б. Аквилонова, С. П. Гагарин, Б. Г. Кутуза. Измерение временных зависимостей флуктуаций радиоизлучения атмосферы вблизи A — 1.35 см	189
w - x,000 v	100

# Труды ГГО, вып. 328 экспериментальная геофизика

## Редактор Л. И. Штанникова Технический редактор В. И. Семенова Корректор Т. А. Тимофеева

дано в набор 4/ИІ 1975 г. Подписано к печати 13/VIII 1975 г. М 31796. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. тип. № 1. Печ. л. 12,75 Уч.-изд. л. 13,28. Тираж 650 экз. Индекс МЛ-265. Заказ 192. Цена 93 коп. Гидрометеоиздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, 23.

ортавальская книжная типография Управления по делам издательств, полиграфии и книжной: торговли Совета Министров Карельской АССР. Сортавала, Карельская, 42 Возможности определения некоторых характеристик облачности с помощь лидаров. Васильев В. В., Степаненко В. Д. Труды ГГО, 1975, вып. 32 с. 3—13.

Применительно к задаче автоматизированного получения метеорологическо информации проводится теоретическое обоснование возможностей определени количества и формы облачности с помощью метеорологических лидаров, скан рующих по небосводу. Обоснован шаг сканирования с учетом размеров обла ных элементов и вероятности их обнаружения. На примере облаков нижне яруса разработана методика и проведено численное моделирование с цель определения их формы по результатам лидарных наблюдений пространствеї ной изменчивости высоты нижней границы облаков и коэффициента обратног рассеяния. Распознавание велось по схеме Бейеса.

Илл. З. Библ. З.

#### УДК 551.501.81

Исследование содержания водяного пара в атмосфере по ее собственном тепловому излучению в линии поглощения H<sub>2</sub>O  $\lambda$ =1,634 мм. Бобылев Л. Г. Щукин Г. Г. Труды ГГО, 1975, вып. 358, с. 14—21.

На основании теоретических расчетов радиотеплового излучения атмосфер рассматривается возможность определения интегрального содержания водяної пара в нижних слоях атмосферы и в стратосфере по значениям характеристи излучения в линии резонансного поглощения  $H_2O$   $\lambda$ =1,634 мм. Показываетс применимость этих методов к исследованию содержания водяного пара в них них слоях атмосферы и в стратосфере и их перспективность. Приводятся те интегральность транские требования к радиометрической аппаратуре.

Илл. 4. Библ. 10.

#### УДК 551.501.81

Радиотепловое излучение различных типов облачности в диапазоне дли волн 0,8—3,0 см. Бобылев Л. П., Васищева М. А., Образцов С. П Попова Н. Д., Щукин Г. Г. Труды ГГО, 1975, вып. 328, с. 22—49.

С целью повышения эффективности применения радиотеплолокационных м тодов исследования влагосодержания атмосферы разработаны статистически модели различных типов облачности на основании многолетних данных само летных измерений и радиозондирования. Выполнены расчеты переноса микре волнового излучения в атмосфере, содержащей облачность, в диапазоне дли волн 0,8—3,0 см. Представлены рекомендации по использованию полученны данных для построения различных методик исследования влагосодержания об лачной атмосферы радиотеплолокационными методами.

Табл. 10, Илл. 6, Библ. 15.