

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЛАВНОЙ
ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ им. А. И. Воейкова

Выпуск
490

МЕТОДЫ
АКТИВНОЙ И ПАССИВНОЙ
РАДИОЛОКАЦИИ В МЕТЕОРОЛОГИИ

Под редакцией
ц-ра техн. наук В. Д. Степаненко
д-ра техн. наук Ю. А. Мельника
канд. физ.-мат. наук Г. Г. Шукина

ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1985

Содержатся результаты теоретических и экспериментальных исследований метеорологических характеристик безоблачной атмосферы, атмосферных образований и морской поверхности методами активной и пассивной радиолокации, выполненных в 1981-1982 гг. Ряд статей посвящен исследованию радиолокационных отражений от ясного неба. Представлены работы по исследованию характеристик ледяного покрова. Рассматриваются вопросы построения радиофизической аппаратуры.

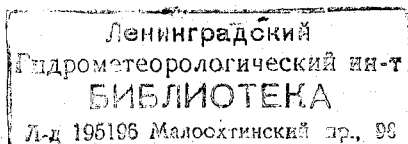
Рассчитан на научных работников и инженеров, занимающихся вопросами физики атмосферы, радиофизики, радиотехники. Рекомендуется также аспирантам и студентам старших курсов соответствующих специальностей.

The publication contains the results of theoretical and experimental studies on the meteorological characteristics of cloudless atmosphere, atmospheric formations and sea surface using the techniques of active and passive radar which were carried out in 1981-82. Some papers deal with investigating radar reflection from clear sky. Papers are presented on studying ice cover characteristics. The problems of radiophysical equipment are examined.

The publication is meant for research workers and engineers engaged in atmospheric physics, radiophysics, radio engineering. It is also recommended for post-graduates and senior students of appropriate specialties.

М 190 304 0000-001 43-84 (1)
069 (02) -85

© Главная геофизическая обсерватория
им. Воейкова (ГГО), 1985 г.



Ю.А.М е л ь н и к, А.В.Р ы ж к о в
ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ОТРАЖАТЕЛЕЙ
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ НА СФЕРЕ ЦУАНКАРЕ

Практическое использование поляризационных эффектов в радиолокационной метеорологии стало возможным благодаря ряду фундаментальных работ в трех смежных областях радиотехники: радиометеорологии, радиофизике и в радиолокации. Решение дифракционной задачи рассеяния электромагнитных волн частицами несферической формы [1] позволяет рассчитать поляризацию поля отраженной волны при известной поляризации зондирующего колебания, если задана модель распределения частиц по размерам, форме и ориентации. Работы, основанные на классической теории поляризации Цуанкаре, дают возможность определить статистические характеристики поляризации радиолокационных сигналов с учетом параметров приемной и передающей антенн [2] и найти оптимальные методы обработки сигналов для использования информации, заключенной в поляризационных параметрах [3]. Практические успехи в области поляризационной селекции метеорологических объектов в значительной степени связаны с теоретическими разработками и обширными экспериментальными исследованиями школы А.Б.Шушарова [4] и созданием аппаратуры поляризационной селекции отечественной промышленностью [5].

Эффективность этой аппаратуры подтверждена практикой. Однако на сегодняшний день нет полной ясности, в какой мере используемые методы поляризационной селекции приближаются к оптимальным, какова возможность повысить вероятность правильного распознавания метеорологических объектов с переходом к более сложным, в частности, — к когерентным, методам обработки радиолокационных сигналов.

В настоящей работе предпринимается попытка наметить путь исследований, которые могут дать ответы на поставленные выше вопросы. Основой предлагаемого подхода к решению проблемы поляризационного распознавания является представление метеорологических объектов на сфере Цуанкаре с помощью инвариантных к поляризационному базису облучающей волны параметров. Такими параметрами могут служить собственная и нулевая поляризация. Иными словами, сферу Цуанкаре как диаграмму, отображающую поляризационные характеристики электромагнитных колебаний, предлагается использовать в качестве геометрического места точек, представляющих непосредственно метеорологические объекты в соответствии с их способностью трансформировать поляризацию облучающей волны в процессе радиолокационного наблюдения.

Пользуясь таким представлением, можно решать различные задачи по классификации и распознаванию метеобъектов. Так, на основании физической модели метеорологических образований их поляризационные

параметры могут быть отображены на сфере Пуанкаре в виде двумерных законов распределения вероятностей. Далее известными методами решаются задачи оценки эффективности поляризационного распознавания.

Такая оценка характеризует предельные возможности распознавания, заложенные в самих физических свойствах метеорообразований, при условии оптимальной поляризационной обработки принимаемых сигналов и применения оптимального поляризационного базиса облучающей волны.

Путом преобразований на сфере Пуанкаре могут быть связаны поляризационные параметры целей и параметры радиолокационных сигналов при заданном поляризационном базисе зондирующего колебания. Оценивается эффективность распознавания объектов по поляризационным характеристикам их сигналов для различных способов обработки.

Напомним, что по определению собственной поляризации стабильной радиолокационной цели является такая поляризация облучающей волны, при которой перекрестная поляризация в отраженном сигнале отсутствует; отраженная волна имеет такую же поляризацию, как и падающая. Матрица рассеяния цели для базиса, совпадающего с ее собственной поляризацией цели, имеет диагональный вид:

$$\hat{S} = \begin{pmatrix} s_{11} & 0 \\ 0 & s_{22} \end{pmatrix}.$$

Указанному условию удовлетворяют две ортогональные поляризации: на сфере Пуанкаре они изображаются диаметрально противоположными точками C_1 и C_2 (рис.1).

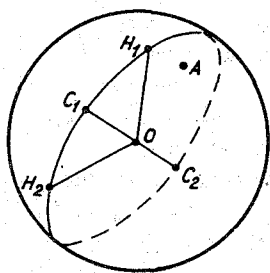


Рис.1

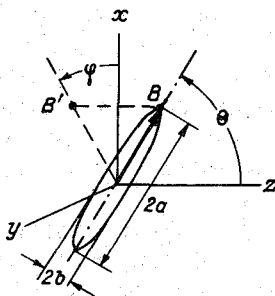


Рис.2

Поляризационные свойства антенны, как известно, также отображаются некоторой точкой A на сфере Пуанкаре. Если эта точка совпадает с какой-либо из точек C_1, C_2 , т.е., если антенна РЛС создает облучающую волну с собственной поляризацией цели, то отражаемый ею сигнал полностью принимается такой антенной.

Нулевой поляризацией элементарного отражателя является такая

поляризация облучающей волны, при которой отраженная волна поляризована ортогонально падающей. В этом случае отраженная волна ортогональная по отношению к поляризации передающей антенны и антенна не может принять такой сигнал. Этому условию также удовлетворяют две поляризации, но пара нулевых поляризаций не ортогональна. На сфере Пуанкаре нулевые поляризации изображаются точками H_1 и H_2 , симметричными относительно точек собственной поляризации.

Таким образом, четыре точки характеристик поляризаций цели (C_1, C_2, H_1, H_2) располагаются по одной окружности большого круга на ковах взаимно перпендикулярных диаметра и хорды, образуя так называемую поляризационную вилку.

Реальный метеорологический объект представляет собой множественную пространственно распределенную цель. В настоящей работе мы рассмотрим инвариантные поляризационные характеристики единичных рассеивателей, представляющих собой элемент такой множественной цели.

В качестве весьма удачной модели элементарной частицы метеорологических объектов принимают эллипсоид вращения. Возьмем систему координат, связанную с антенной РЛС, направив ось Z на элементарную цель, а ось X расположив горизонтально. Ось Y соответствует вертикальной поляризации для данного направления распространения. Такую же систему координат расположим в центре эллипсоида, определив ориентацию его оси, определяемую вектором OB , полярными углами φ и θ (рис.2).

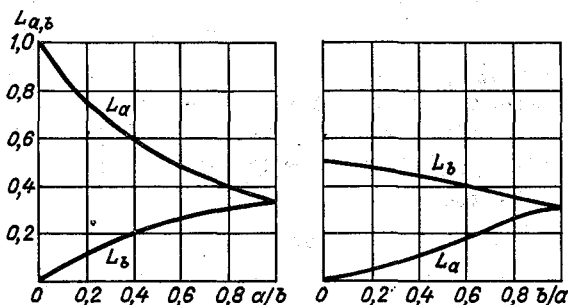


Рис.3

Размеры тела вращения определяются тремя полуосями (a, b, c) , две из которых одинаковы ($b=c$); форма частицы может быть охарактеризована отношением $\rho = a/b$. Для разных значений этого коэффициента можно получить модель частицы различной формы: в виде иглы

($\rho \gg 1$), зерна ($\rho > 1$), сферической капли ($\rho = 1$) и диска ($\rho < 1$).

Определим место этих частиц на сфере Пуанкаре. Сферическая

частица ($\rho = 1$) не меняет поляризацию падающей линейно поляризованной волны либо ориентации. В то же время волна круговой поляризации при отражении изменяет направление вращения, т.е. становится ортогональной. Поэтому всякая линейная поляризация является собственной, а обе круговые поляризации — нулевые для сферической капли.

На сфере Пуанкаре такую роль можно представить экваториальной окружностью собственных линейных поляризаций и двумя полярными точками нулевых поляризаций, соответствующими круговым поляризациям правого и левого вращения.

Для иглообразного отражателя ($\rho \gg 1$) первая собственная поляризация линейна и ориентирована вдоль его оси вращения (под углом относительно оси x). Для такой поляризации облучающей волны отражение максимально, а перекрестная составляющая отсутствует. Другая собственная поляризация, ортогональная первой, не дает отраженной волны, так как вектор напряженности поля, перпендикулярный частице, не возбуждает в ней продольные токи.

Линейная поляризация, перпендикулярная частице, является также нулевой. При такой поляризации облучающей волны в отраженном колебании отсутствует одинаково поляризованная с ней составляющая.

Частицы промежуточных форм (например, в виде зерна) с осью вращения, ориентированной так же, как игла, имеют одинаковую с ней собственную поляризацию. Нулевая поляризация такой эллипсоидной частицы отображается на сфере Пуанкаре точкой на меридиане $\beta = 2\theta$ с широтой α , которая может быть найдена по формуле [2]

$$\operatorname{tg} \alpha/2 = (\cos^2 \varphi + m \sin^2 \varphi)^{-1/2}. \quad (1)$$

Коэффициент $m = S_g / S_a$ представляет собой отношение элементов тензора поляризуемости эллипсоидной частицы, являющихся функцией диэлектрической проницаемости (ϵ) вещества и формы (ρ) частицы [1]. Для малых по сравнению с длиной волны частиц коэффициент определяется по формуле:

$$m = \left| \left(L_a + \frac{1}{\epsilon - 1} \right) / \left(L_g + \frac{1}{\epsilon - 1} \right) \right|, \quad (2)$$

где параметры L_a и L_g определяются формой частицы [1]. Зависимости параметров L_a и L_g от соотношения полуосей для вытянутых и сплюснутых эллипсоидов представлены на рис.3.

Из вышесказанного следует, что в выбранной системе координат собственная и нулевая поляризации эллипсоидной частицы связаны с разными углами, определяющими ее ориентацию: угол поворота частицы φ в плоскости фронта волны (x, y) однозначно определяет собственную поляризацию; наклон по отношению к направлению распространения (θ) влияет на нулевую поляризацию. Очевидно, также, что поляризационные свойства частицы, имеющей вид эллипсоида вращения, можно

определить одной точкой на сфере Пуанкаре, а именно - точкой нулевой поляризации (H_I на рис.4).

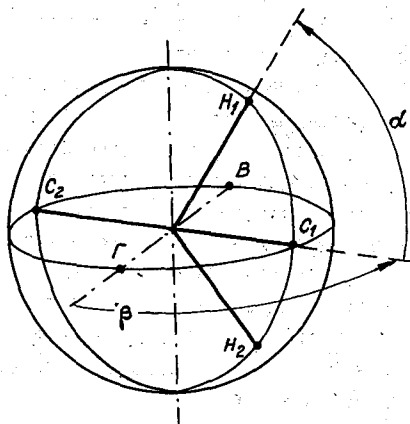


Рис.4

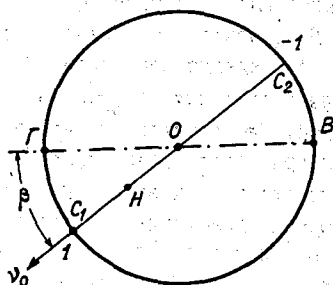


Рис.5

В связи с этим от сферической диаграммы можно перейти к диаграмме плоскостной в виде проекции точек сферы на плоскость экватора (рис.5).

Точки диаметра C_1 и C_2 на этой диаграмме воспроизводят собственные поляризации, точка H - проекцию нулевых поляризаций. Расстояние точки H относительно центра диаграммы определяется параметром ν_0 . Пользуясь выражением (I), этот параметр можно представить формулой

$$\nu_0 = (1 - \cos^2 \varphi - m \sin^2 \varphi) / (1 + \cos^2 \varphi + m \sin^2 \varphi). \quad (3)$$

Задача еще более упрощается, если рассматривать определенную ориентацию частицы, например, вертикальную. Тогда при $\varphi = \pi/2$ коэффициент $\nu_0 = (1 - m) / (1 + m)$ зависит только от диэлектрической постоянной и формы частиц.

Определим расположение точек нулевой поляризации на сфере Пуанкаре для гидрометеоров различных типов в реальных облаках с учетом экспериментальных данных о форме и их диэлектрической проницаемости гидрометеоров.

а) Водяные капли. Зависимость деформации водяной капли от ее размера хорошо описывается эмпирической зависимостью [6]

$$a/b = 1 - \bar{a}, \quad [\bar{a}] = \text{см}, \quad \bar{a} = (abc)^{1/3}, \quad (4)$$

где $\bar{a}$ - радиус равновеликой сферы. Известно, что в реальных условиях радиус водяной капли $\bar{a}$ обычно не превышает 0,3 см. Таким образом, отношение a/b капель изменяется в пределах 0,7 до 1,0. По-

сколькx в сантиметровом диапазоне волн $|\epsilon| \gg 1$ для воды, то параметр m определяется, главным образом, формой капли. Нетрудно показать, что при $\varphi = \pi/2$ с учетом данных на рис.3 коэффициент ν_0 для водяных капель изменяется в пределах от 0 до 0,2. При уменьшении угла φ параметр ν_0 уменьшается по абсолютной величине.

б) Ледяные кристаллы. В отличие от водяных капель ледяные кристаллы в реальных облаках имеют форму сильно отличающуюся от сферической. Для расчетов поляризационных характеристик все многообразие форм кристаллов можно условно разделить на два класса: сильно вытянутые эллипсоиды вращения (иглы) и сильно сплюснутые эллипсоиды вращения (пластинки). Согласно данным микрофизических исследований [7,8] для подавляющего большинства кристаллов отношение меньшего поперечного размера кристалла к большему не превышает 0,2. Диэлектрическая проницаемость льда ϵ в сантиметровом диапазоне в среднем меняется от 2 до 3 и наряду с фактором формы p существенно влияет на величину параметра m . Используя соотношение (2) и рис.3, можно показать, что при изменении p и ϵ в указанных пределах величина m для пластинок находится в интервале (1,6-3,0), а для иголок в интервале (0,5-0,7). На рис.6 указано местоположение на сфере Пуанкаре и на цилиндрической проекции точек нулевой поляризации вертикально ориентированных водяных капель (1), кристаллических пластинок (2), иголок (3) и горизонтально ориентированных иголок (4) при условии $\varphi = \pi/2$ (луч антенны РЛС горизонтален) в пределах изменения микрофизических свойств частиц, описанных выше. Таким образом, проиллюстрирована возможность "размещения" различных классов единичных гидрометеоров в виде областей нулевой поляризации на сфере Пуанкаре, которые могут перекрываться или не перекрываться в зависимости от ориентации анизотропных частиц.

Если допустить, что распределенная цель состоит из множества одинаковых и одинаково ориентированных объектов, то ее поляризационные свойства будут отражаться на сфере Пуанкаре так же как соответствующий элементарный отражатель. Действительно, радиолокационный сигнал такой распределенной цели является суперпозицией множества отражений с одинаковой поляризацией. Если просуммировать отдельно вертикально и горизонтально поляризованные составляющие, то в фазовой плоскости они образуют векторные суммы в виде двух подобных многоугольников. Это означает, что ортогонально поляризованные составляющие для всего отражающего объема и элементарной цели пропорциональны, а фазовые сдвиги между ними равны, т.е. эти колебания поляризованы одинаково.

Процедура распознавания таких гипотетических целей может быть сведена к следующим операциям:

1) Определяется собственная поляризация отражателей. Для этого цель облучается волной линейной поляризации; принимаются раздельно волны той же (согласной) и ортогональной (перекрестной) поляризации. Определяется такая линейная поляризация облучающей волны, при которой сигнал перекрестной поляризации отсутствует. Если собственными являются всевозможные линейные поляризации, то это означает, что частицы цели имеют сферическую форму, т.е. наблюдаются недождевые облака или слабый дождь. Частицам интенсивного дождя свойственны две ортогональные собственные поляризации. Та из них, которая ориентирована перпендикулярно оси вращения дискообразных частиц, дает более интенсивный сигнал. Результатом измерения является угол ориентации в плоскости облучающей волны (φ).

2) Определяется нулевая поляризация частиц (угол θ), для чего цель облучается эллиптически поляризованной волной с главной осью эллипса, направленной под углом φ . В процессе измерений соотношение осей эллипса меняется в пределах возможных значений параметра φ_0 . Принимаются две эллиптически поляризованные волны – согласная и перекрестная. Определяется такое значение параметра φ_0 , при котором отраженная волна согласной поляризации отсутствует, а перекрестная имеет максимальное значение.

В соответствии с тем, в какую область – 1, 2 или 3 на рис. 6 попадает измеренное значение параметра φ_0 , осуществляется распозна-

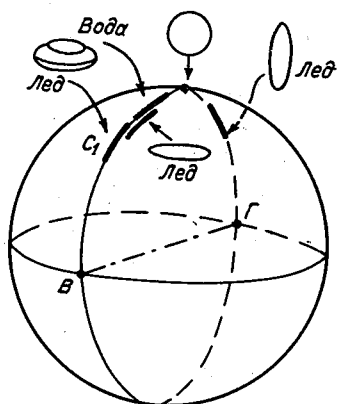


Рис. 6

вание наблюдаемого метеорообъекта и находятся некоторые его характеристики (например – интенсивность выпадения дождя). Неоднозначность, возникающая вследствие наложения областей 2, 3, 4, раскрывается за счет различия собственных поляризаций.

Как уже указывалось, реальные метеопредметы нельзя описать такими упрощенными регулярными моделями; поэтому инвариантные характеристики должны быть представлены на сфере Пуанкаре некоторыми распределениями вероятностей соответствующих параметров (φ , θ , φ_0 и др.).

Это усложняет задачу распознавания, однако она, в принципе, включает в себя указанные выше процедуры поляризационных измерений. Однако практически они реализуются иначе.

Оптимальным устройством для распознавания объектов является

классический поляриметр (2), определяющий полную матрицу рассеяния в каждой точке наблюдаемого пространства. Он предусматривает выполнение следующих операций:

1. Раздельное во времени (или по частоте) облучение цели двумя ортогонально поляризованными волнами.

2. Одновременный прием двух ортогонально поляризованных сигналов.

3. Измерение амплитуд и фазового сдвига между каждой парой таких сигналов, относящихся к одной и той же зондирующей волне.

Полученных данных достаточно для расчета геометрического положения точки цели на сфере Пуанкаре и последующего решения задачи поляризованного распознавания по его собственной и нулевой поляризациям.

Список литературы

1. В а н д е р Х ю с т Рассеяние света малыми частицами. — Изд-во Иностран. Лит-ры, 1961.
2. К а н а р е й к и н Д.В., П а в л о в Н.Ф., П о т е х и н В.А. Поляризация радиолокационных сигналов. — М.: Сов.радио, 1966, с.440.
3. М и н е в р и н В.Е., Ш у п я ц к и й А.Б. Исследование фазового состояния облаков с помощью радиолокатора. — Изв.АН СССР ФАО, 1966, т. II, № 9, с.933-944.
4. Теоретические основы радиолокации. Учебное пособие /К о р о с т е л е в А.А., К л е в Н.Ф., М е л ь н и к Ю.А. и др. — М.: Сов.радио, 1978, с.608.
5. Ш у п я ц к и й А.Б., К р а в е ц В.В. Преобразователь сигналов поляризации сигналов передачи и приема. Авт.свид. № 455407, Бюл. № 48, 1974.
6. Chu T. S. Rain-induced cross-polarization at centimeter and millimeter wavelengths. Bell System Technical Journal, 1974, v. 53, N 8, p. 1557-1579.
7. Ono A. The shape and riming properties of ice crystals in natural clouds. — Journal of the Atmospheric Sciences, 1969, v. 26, p. 138-147.
8. Veal D. L., Auer A. H. The dimensions of ice crystals in natural clouds. — Journal of the Atmospheric Sciences, 1970, v. 27, p. 919-926.

ИНВАРИАНТНЫЕ ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ЦЕЛЕЙ

Поляризационные характеристики обратного рассеяния метеорологической радиолокационной цели, представляющей собой совокупность пространственно распределенных частиц гидрометеоров характеризуются матрицей рассеяния

$$\hat{S} = \begin{pmatrix} s_{11} & s_{12} \\ s_{21} & s_{22} \end{pmatrix}, \quad s_{12} = s_{21} \quad (1)$$

которую можно представить в виде

$$\hat{S} = \sum_{j=1}^N \hat{S}^{(j)} e^{i\Psi_j(t)}, \quad (2)$$

где $\hat{S}^{(j)}$ - матрица рассеяния j -того рассеивателя $\Psi_j(t)$ - фаза радиолокационного сигнала этого рассеивателя. Компоненты матрицы $\hat{S}$ являются комплексными случайными величинами, непрерывно флуктуирующими во времени.

Полное описание поляризационных свойств ансамбля частиц даст шестимерная функция распределения вероятности $W(s_{11}, s_{12}, s_{22})$. Если предположить, что случайные величины s_{11} , s_{12} и s_{22} распределены по нормальному закону с нулевыми средними, то это распределение описывается параметрически матрицей вторых моментов:

$$\hat{L} = \overline{\hat{S} \otimes \hat{S}^*} = \begin{pmatrix} \overline{|s_{11}|^2} & \overline{s_{11} s_{12}^*} & \overline{s_{11}^* s_{12}} & \overline{|s_{12}|^2} \\ \overline{s_{11} s_{12}^*} & \overline{s_{11} s_{22}^*} & \overline{|s_{12}|^2} & \overline{s_{12} s_{22}^*} \\ \overline{s_{11}^* s_{12}} & \overline{|s_{12}|^2} & \overline{s_{12}^* s_{22}} & \overline{s_{12} s_{22}^*} \\ \overline{|s_{12}|^2} & \overline{s_{12} s_{22}^*} & \overline{s_{12}^* s_{22}} & \overline{|s_{22}|^2} \end{pmatrix}. \quad (3)$$

Матрица $\hat{L}$ полностью определяется заданием шести моментов: $\overline{|s_{11}|^2}$, $\overline{|s_{22}|^2}$, $\overline{|s_{12}|^2}$, $\overline{s_{11} s_{12}^*}$, $\overline{s_{12} s_{22}^*}$, $\overline{s_{11} s_{22}^*}$, т.е. девятью вещественными числами. Таким образом, в рамках сформулированной гипотезы о нормальности для полного поляризационного описания множественной цели необходимо измерить 9 параметров.

Недостатком поляризационного описания целей через компоненты матриц $\hat{S}$ и $\hat{L}$ является то, что они зависят не только от поляризационных свойств цели, но и от выбранного базиса, в котором проводятся измерения. Поэтому представляется удобным описание поляризационных свойств цели через инвариантные относительно преобразований базиса параметры. К инвариантам стабильной цели относятся полная ЭПР цели, равная сумме собственных значений матрицы мощности $\hat{G} = \hat{S} + \hat{S}^*$, и по две координаты, соответствующих ортам собственной и нулевой поляризации на сфере Пуанкаре [2]. В отличие от стабильной цели для флуктуирующей множественной цели в общем случае не существует тако-

го базиса, в котором мощность оогиасной или перекрестной составляющей отраженного сигнала обращалась бы в ноль. Тем не менее, в каждый фиксированный момент времени "мгновенные" собственные и нулевые поляризации существуют и точки, их изображающие на сфере Пуанкаре, с течением времени перемещаются по сложным траекториям.

Таким образом, для множественной цели как собственной, так и нулевой поляризации, необходимо ставить в соответствие не по паре точек на сфере Пуанкаре с координатами α и β , а некоторые распределения вероятностей $W_s(\alpha, \beta)$ и $W_n(\alpha, \beta)$ для собственной и нулевой поляризаций соответственно. Параметры этих распределений (положение максимума, дисперсия и т.п.) и будут поляризационными инвариантами флуктуирующей цели.

Условимся моделировать гидрометеоры эллипсоидами вращения. При этом матрица рассеяния j -того гидрометеора $\hat{S}^{(j)}$ имеет следующий вид:

$$\hat{S}^{(j)} = \begin{pmatrix} (\Delta_a^{(j)} - \Delta_b^{(j)}) \sin^2 \varphi_j \sin^2 \theta_j + \Delta_b^{(j)} & (\Delta_a^{(j)} - \Delta_b^{(j)}) \sin^2 \varphi_j \sin \theta_j \cos \theta_j \\ (\Delta_a^{(j)} - \Delta_b^{(j)}) \sin^2 \varphi_j \sin \theta_j \cos \theta_j & (\Delta_a^{(j)} - \Delta_b^{(j)}) \sin^2 \varphi_j \cos^2 \theta_j + \Delta_b^{(j)} \end{pmatrix} \quad (4)$$

Углы φ_j и θ_j определяют ориентацию оси вращения эллипсоида относительно направления распространения волн $\vec{k}$ и ортов линейного базиса, указанных на рис.1. $\Delta_a^{(j)}$ — комплексная амплитуда рассеяния при облучении линейно поляризованной волной с вектором электрического поля, совпадающим по направлению с осью вращения эллипсоида, $\Delta_b^{(j)}$ — комплексная амплитуда рассеяния при облучении поперечно поляризованным полем. В приближении Релея выражения для Δ_a и Δ_b имеют наиболее простой вид:

$$\Delta_{a,b} = i\kappa^3 \frac{\bar{a}^3}{3} \frac{1}{L_{a,b} + \frac{1}{\epsilon - 1}}, \quad (5)$$

где $\kappa = 2\pi/\lambda$, $\bar{a}$ — радиус равновеликой сферы, параметр $L_{a,b}$ определяется формой частицы [1], ϵ — комплексная диэлектрическая проницаемость вещества частицы.

Координаты "мгновенного" собственного базиса на сфере Пуанкаре α_c, β_c (рис.2) определяются из следующих соотношений [5]:

$$\operatorname{tg} \beta_c = \frac{2 \operatorname{Re}(\Delta_{11}^* \Delta_{12} + \Delta_{22}^* \Delta_{21})}{|\Delta_{11}|^2 - |\Delta_{22}|^2} = \frac{\xi_{1c}}{\xi_{2c}} \quad (6)$$

$$\operatorname{tg} \alpha_c = - \frac{2 \operatorname{Im}(\Delta_{11}^* \Delta_{12} + \Delta_{22}^* \Delta_{21})}{|\Delta_{11}|^2 + |\Delta_{22}|^2 + 2|\Delta_{12}|^2} \cos \beta_c, \quad (6a)$$

где Δ_{ik} — элементы матрицы рассеяния (1) в базисе линейных горизонтальных и вертикальных поляризаций. Используя формулу (2) для компонент матрицы $\hat{S}$, получим следующие выражения для ξ_{1c} и ξ_{2c} :

$$\xi_{1c} = 2 \operatorname{Re} \left(\sum_{j=1}^N A_j \right) + 2 \sum_{\ell \neq m}^N |B_{\ell m}| \cos(\Psi_m - \Psi_\ell + \arg B_{\ell m}) \quad (7)$$

$$\xi_{2c} = \sum_{j=1}^N C_j + 2 \sum_{\ell \neq m}^N |D_{\ell m}| \cos(\Psi_\ell - \Psi_m + \arg D_{\ell m})$$

$$A_j = s_{11}^{*(j)} s_{12}^{(j)} + s_{12}^{*(j)} s_{22}^{(j)} \quad B_{\ell m} = s_{11}^{*(\ell)} s_{12}^{(m)} + s_{12}^{*(\ell)} s_{22}^{(m)} \quad (8)$$

$$C_j = |s_{11}^{(j)}|^2 - |s_{22}^{(j)}|^2 \quad D_{\ell m} = s_{11}^{(\ell)} s_{11}^{*(m)} - s_{22}^{(\ell)} s_{22}^{*(m)}$$

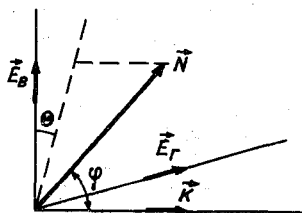


Рис. I

Будем предполагать, что за время порядка времени корреляции τ радиолокационного сигнала, рассеянного ансамблем гидрометеоров, матрицы $\hat{S}^{(j)}$ являются неизменными, т.е. частицы не изменяют своей ориентации, формы и фазового состояния. При этом за промежутки времени, превосходящие τ , фазы Ψ_j и разности фаз $(\Psi_\ell - \Psi_m)$ парциальных сигналов, рассеянных отдельными частицами, изменяются на величины, превосходящие 2π . Это позволяет считать, что фазы косинусов отдельных слагаемых, фигурирующих в формулах (7), за указанные промежутки времени равномерно распределены в интервале $(0, 2\pi)$. Так как N велико, то согласно центральной предельной теореме величины ξ_{1c} и ξ_{2c} распределены по нормальному закону. Приведем выражения для первого и второго моментов этих распределений, полагая $\arg s_{ik} = \pi/2$, что справедливо для не очень больших атмосферных частиц в пределах релеёвской области (см. (5)):

$$\begin{aligned} a_{1c} &= \overline{\xi_{1c}} = -2 \langle s_{12} (s_{11} + s_{22}) \rangle \\ a_{2c} &= \overline{\xi_{2c}} = \langle s_{22}^2 \rangle - \langle s_{11}^2 \rangle \\ \sigma_{1c}^2 &= \overline{(\xi_{1c} - a_{1c})^2} = 2 \langle s_{12}^2 \rangle \langle (s_{11} + s_{22})^2 \rangle + 2 \langle s_{12} (s_{11} + s_{22}) \rangle^2 \\ \sigma_{2c}^2 &= \overline{(\xi_{2c} - a_{2c})^2} = \langle s_{11}^2 \rangle^2 + \langle s_{22}^2 \rangle^2 - 2 \langle s_{11} s_{22} \rangle^2. \end{aligned} \quad (9)$$

Случайные величины ξ_{1c} и ξ_{2c} являются зависимыми с коэффициентом корреляции r_c , определяемым по формуле:

$$\begin{aligned} r_c &= \frac{1}{\sigma_{1c} \sigma_{2c}} (\xi_{1c} - a_{1c})(\xi_{2c} - a_{2c}) = \\ &= \frac{2}{\sigma_{1c} \sigma_{2c}} \left[\langle s_{12} s_{11} \rangle \langle s_{11} (s_{11} + s_{22}) \rangle + \langle s_{12} s_{22} \rangle \langle s_{22} (s_{11} + s_{22}) \rangle \right]. \end{aligned} \quad (10)$$

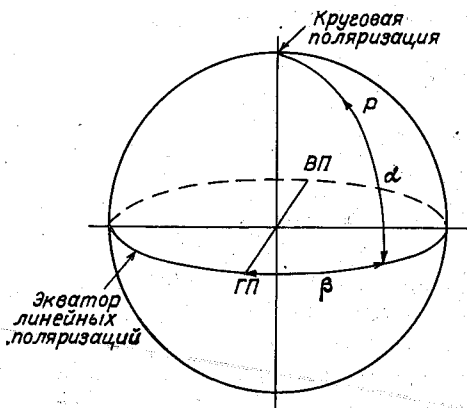


Рис.2

В формулах (9) и (10) черта осреднения означает осреднение по времени за интервал, превышающий время корреляции τ , а знак $\langle \rangle$ — осреднение по ансамблю гидрометеоров. Сделаем два упрощающих предположения относительно свойств ансамбля частиц: распределение частиц по формам и ориентациям независимы; распределение ориентации частиц по углу θ симметрично относительно некоторого угла θ_0 .

Подставляя в формулы (9) и (10) конкретные выражения (4) для матриц $\hat{S}^{(j)}$ и осуществляя переход к поляризационному базису, повернутому на угол θ_0 с помощью матрицы преобразования

$$\hat{Q} = \begin{pmatrix} \cos \theta_0 & -\sin \theta_0 \\ \sin \theta_0 & \cos \theta_0 \end{pmatrix} \quad (II)$$

нетрудно убедиться, что при данных предположениях $a_{lc} = r_c = 0$. Не представляет труда получить выражение для функции распределения $W_c(p_c)/3$:

$$W_c(p_c) = \frac{h_c}{\pi} \frac{1 + tg^2(p_c - 2\theta_0)}{1 + h_c^2 tg^2(p_c - 2\theta_0)} e^{-\frac{m_c^2}{2}} \left[1 + \sqrt{\frac{\pi}{2}} z e^{\frac{z^2}{2}} F(z) \right], \quad (I2)$$

где

$$F_0(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^z e^{-t^2/2} dt, \quad z = \frac{m_c}{\sqrt{1 + h_c^2 tg^2(p_c - 2\theta_0)}},$$

$$h_c^2 = \frac{\sigma_{2c}}{\sigma_{4c}} = \frac{J_1^2 \Lambda_3^2 + J_2 \Lambda_6 + J_1 J_2 (\Lambda_1 \Lambda_6 + \Lambda_3 \Lambda_4) + \frac{1}{4} J_2^2 (\Lambda_4^2 + \Lambda_2 \Lambda_6)}{J_2 \Lambda_5 + J_1 J_2 \Lambda_1 \Lambda_5 + \frac{1}{4} J_2^2 \Lambda_5^2},$$

$$m_c^2 = 2 \frac{J_1^2 \Lambda_3^2 + J_1 J_2 \Lambda_3 \Lambda_4 + \frac{1}{4} J_2^2 \Lambda_4^2}{J_1^2 \Lambda_3^2 + J_2 \Lambda_6 + J_1 J_2 (\Lambda_1 \Lambda_6 + \Lambda_3 \Lambda_4) + \frac{1}{4} J_2^2 (\Lambda_4^2 + \Lambda_2 \Lambda_6)},$$

$$J_1 = \frac{\langle \Delta_6 (\Delta_0 - \Delta_6) \rangle}{\langle \Delta_6^2 \rangle}, \quad J_2 = \frac{\langle (\Delta_0 - \Delta_6)^2 \rangle}{\langle \Delta_6^2 \rangle}, \quad \Lambda_1 = \langle \sin^2 \varphi \rangle,$$

$$\Lambda_2 = \langle \sin^4 \varphi \rangle, \quad \Lambda_3 = \langle \sin^2 \varphi \cos 2(\theta - \theta_0) \rangle, \quad \Lambda_4 = \langle \sin^4 \varphi \cos 2(\theta - \theta_0) \rangle,$$

$$\Lambda_5 = \langle \sin^4 \varphi \sin^2 2(\theta - \theta_0) \rangle, \quad \Lambda_6 = \langle \sin^4 \varphi \cos^2 2(\theta - \theta_0) \rangle.$$

В частном случае равномерного распределения ориентаций $\Lambda_3 = \Lambda_4 = 0$, $m_c = 0$, $h_c = 1$, $W_c(p_c) = 1/\pi$, т.е. область собственных поляризаций равномерно распределена вдоль экватора сферы Пуанкаре. В другом частном случае, когда все частицы ориентированы одинаково, $\Lambda_5 = 0$, $h_c = \infty$ и

$W_c(\rho_c) = \delta(\rho_c - 2\theta_0)$. Анализируя соотношение (6а) для координаты α_c аналогичным образом, можно сделать вывод о том, что для типичных характеристик гидрометеоров значения α_c сосредоточены в узкой окрестности нуля, т.е. собственные поляризации метеорообъектов близки к линейным.

Таким образом, можно сделать следующие выводы. Область собственной поляризации на сфере Пуанкаре определяется главным образом функцией распределения ориентаций частиц по углу θ . Для симметричного относительно θ_0 распределения ориентаций гидрометеоров распределение вероятностей точек собственной поляризации на сфере Пуанкаре является вытянутым вдоль экватора линейных поляризаций и имеющим симметричный максимум при $(\rho_c = 2\theta_0, \alpha_c = 0)$. Ширина максимума определяется параметрами h_c и m_c , зависящими от вида распределения частиц по размерам, формам и ориентациям. Наряду с этим, распределение

$W_c(\alpha_c, \rho_c)$ имеет пренебрежимо малую ширину по параметру α .

Перейдем к рассмотрению вопроса о нулевой поляризации облака гидрометеоров. Известно, что в "мгновенном" собственном базисе (α_c, ρ_c) "мгновенное" значение фазора нулевой поляризации определяется из соотношения [2]:

$$\frac{E_2}{E_1} = \dot{\rho}(\alpha_c, \rho_c) = \pm i \sqrt{\frac{z_H}{z_{22}}} \quad (I3)$$

В фиксированном собственном базисе случайные величины z_H и z_{22} распределены по нормальному закону с нулевыми средними. При этом распределение комплексной величины $\dot{\rho}$ будет определяться тремя параметрами: $\sigma_{z_H}^2 = \langle |z_H|^2 \rangle$, $\sigma_{z_{22}}^2 = \langle |z_{22}|^2 \rangle$, $r_H = \langle z_H z_{22}^* \rangle$. Поскольку при изменении собственного базиса диагональные компоненты матрицы рассеяния меняются, то $W_H[\rho(\alpha_c, \rho_c)]$ представляет собой условную функцию распределения фазора нулевой поляризации. Переход к безусловному распределению, которое нас интересует в конечном счете, осуществляется путем интегрирования по переменным α_c и ρ_c :

$$W_H(\dot{\rho}) = \int W_H[\dot{\rho}(\alpha_c, \rho_c)] W_c(\alpha_c, \rho_c) d\alpha_c d\rho_c \quad (I4)$$

Вид распределения $W_c(\alpha_c, \rho_c)$ можно считать установленным выше. Функция распределения модуля и аргумента фазора $\dot{\rho}$ в собственном базисе (α_c, ρ_c) имеет следующий вид:

$W_H[\rho(\alpha_c, \rho_c), \chi(\alpha_c, \rho_c)] = 4\vec{p} \cdot (1 - r_H^2) / \pi [1 - 2r_H h_H \rho^2 \cos(\pi \pm \chi) + h_H^2 \rho^4]$, (I5)
где $h_H = \sigma_{z_H} / \sigma_{H_1}$, $\chi = \arg \dot{\rho}$. От функции распределения фазора $\dot{\rho} = \rho e^{i\chi}$ можно перейти к функции распределения координат нулевой поляризации на сфере Пуанкаре α_H, ρ_H , используя соотношения:

$$\sin \alpha_H = \sin 2\chi \sin \chi, \quad \lg \rho_H = \lg 2\chi \cos \chi, \quad \rho = \lg \chi \quad (I6)$$

Анализ выражения (I5) показывает, что функция $W_H(\rho, \chi)$ имеет максимум при $\rho = \rho_{max} = (r_H / h_H)^{1/2} = (\langle z_H z_{22}^* \rangle / \langle |z_{22}|^2 \rangle)^{1/2}$ и $\chi = \chi_{max} = \pm \pi/2$.

Ширина этих максимумов по уровню $I/2$ в сечении $\chi = \chi_{\max}$ равна $\Delta\rho = 0,45 \delta^{1/2}$ и в сечении $\rho = \rho_{\max}$ также $\Delta\chi = 0,45 \delta^{1/2}$, где $\delta = 1 - r_n$. Эти оценки справедливы при условии $\delta \ll 1$, которое для ансамбля гидрометеоров хорошо выполняется. Соответственно границы области нулевой поляризации по уровню $I/2$ в координатах α и ρ на сфере Пуанкаре определяются неравенствами:

$$\left\{ \begin{aligned} \left(\frac{\pi}{2} - \chi \right) - \Delta\rho < \alpha_n < \left(\frac{\pi}{2} - \chi \right) + \Delta\rho \\ \rho_c - \frac{\Delta\chi}{x} < \rho_n < \rho_c + \frac{\Delta\chi}{x} \end{aligned} \right. \quad (I7)$$

где $x = 1 - \rho_{\max}$. Фигурирующие в неравенствах (I7) величины x , $\Delta\rho$ и $\Delta\chi$ просто выражаются через значение $\rho_{\max}$ и r_n , окончательные выражения для которых имеют следующий вид:

$$\rho_{\max} = \left(\frac{1 + J_1 \Omega_1 + \frac{1}{4} J_2 \Omega_2}{1 + 2 J_1 \Omega_1 + J_2 \Omega_5} \right)^{1/2}, \quad (I8)$$

$$r_n = \frac{1 + J_1 \Omega_1 + \frac{1}{4} J_2 \Omega_2}{(1 + 2 J_1 \Omega_3 + J_2 \Omega_5)^{1/2} (1 + 2 J_1 \Omega_4 + J_2 \Omega_6)^{1/2}},$$

где J_1 и J_2 определяются выражениями (I2), $\Omega_1 = \langle \sin^2 \varphi \rangle$, $\Omega_2 = \langle \sin^4 \varphi \sin^2 2(\theta - \theta_c) \rangle$, $\Omega_3 = \langle \sin^2 \varphi \cos^2(\theta - \theta_c) \rangle$, $\Omega_4 = \langle \sin^2 \varphi \sin^2(\theta - \theta_c) \rangle$, $\Omega_5 = \langle \sin^4 \varphi \cos^4(\theta - \theta_c) \rangle$, $\Omega_6 = \langle \sin^4 \varphi \sin^4(\theta - \theta_c) \rangle$.

Полученные формулы (I2), (I8) и (I4) позволяют получить выражения для $W_c(\alpha_c, \rho_c)$ и $W_n(\alpha_n, \rho_n)$ и "поляризационные изображения" на сфере Пуанкаре множественных целей, состоящих из дискретных рассеивателей при самых общих предположениях о распределении рассеивателей по размерам, форме и ориентациям в пространстве. Конкретные расчеты для метеорообъектов различного фазового состава приведены в работе [4].

Список литературы

1. Ван де Хюст. Рассеяние света малыми частицами. - М.; 1961.
2. Канарейкин Д.Б., Павлов Н.Ф., Потехин В.А. Поляризация радиолокационных сигналов. - М.: Сов.радио, 1966, с.440.
3. Девин Б.Р. Теоретические основы статистической радиотехники. - М., Сов.радио, 1969, с.748.
4. Мельник Ю.А., Рнжков А.В. Отображение метеорологических радиолокационных целей различного фазового состава на сфере Пуанкаре. - См. наст.сб.
5. Потехин В.А., Глухов А.Н., Родимов А.П. К вопросу поляризационной селекции радиолокационных сигналов. - Радиотехника и электроника, 1964, т.14, № 3, с.434-440.

Д.А. Мельник, А.В. Рыжков
ОТОБРАЖЕНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ЦЕЛЕЙ
РАЗЛИЧНОГО ФАЗОВОГО СОСТАВА НА СФЕРЕ ПУАНКАРЕ

В работе [1] были получены в общем виде аналитические выражения, описывающие расположение областей обобщенной и нулевой поляризации на сфере Пуанкаре для широкого класса метеорологических радиолокационных целей. Такое представление отличается наглядностью и обладает свойством инвариантности по отношению к преобразованиям поляризационного базиса. Целью настоящей работы является построение "поляризационных изображений" метеорологических объектов различного фазового состава на сфере Пуанкаре на основе общего подхода, развитого в [1], с учетом априорных данных о распределении частиц различной фазы по размерам, форме и ориентациям в реальных облаках и осадках.

Жидкокапельные облака

Известно [2], что распределение жидких капель по размерам в облаках и осадках хорошо описывается функцией

$$n(D) = N \frac{D_0^{-\mu-1}}{\Gamma(\mu+1)} D^\mu e^{-D/D_0} \quad (1)$$

Параметр μ изменяется в пределах (2-32) с наиболее вероятным значением $\mu=2$, а D_0 , как правило, составляет от 10^{-3} см до $2 \cdot 10^{-2}$ см. Зависимость деформации водяной капли от ее размера хорошо описывается эмпирической формулой

$$\frac{a}{b} = 1 - \bar{a} \quad \bar{a} = (a^2 b)^{1/3} \quad [a] = \text{см} \quad (2)$$

где $\bar{a}$ - радиус равновеликой сферы, a и b - малая и большая полуоси сплюсненного эллипсоида. При расчетах будем исходить из того, что распределение ориентаций капель является гауссовым, симметричным относительно вертикали, с дисперсией σ^2 .

$$n(\varphi, \theta) = \frac{1}{2\pi\sigma^2} e^{-\frac{(\varphi - \varphi_0)^2 + \theta^2}{2\sigma^2}} \quad (3)$$

Углы φ , φ_0 и θ изображены на рис. I. Очевидно, что $\varphi_0 = \frac{\pi}{2} - \gamma_0$,

где γ_0 - угол места антенны радиолокатора. Согласно экспериментальным данным [6] величина ϵ изменяется в пределах от 10 до 20° . Комплексная диэлектрическая проницаемость водяной капли принималась равной $\epsilon = 57 + i 34$ ($\lambda = 3,2$ см). Конкретные вычисления инвариантных поляризационных характе-

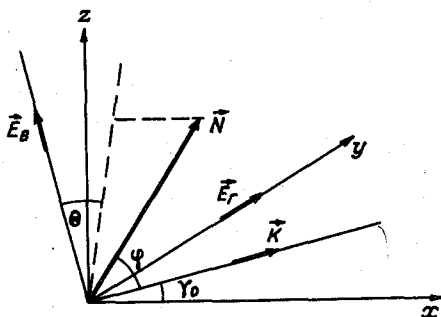


Рис. I

рхстик по формулам (5,12,17,18) работы [1] проводились при значениях D_0 в формуле (1), изменяющихся от $2 \cdot 10^{-3}$ до $5 \cdot 10^{-2}$ см при значениях ширины углового распределения σ в пределах $5-20^\circ$ для углов места $\chi_0 = 15, 45$ и 75° .

Численные расчеты показали, что жидкокапельному облаку на сфере Пуанкаре можно сопоставить две симметричные относительно точек $\beta = 0$ и $\beta = \pi$ вытянутые вдоль экватора области собственной поляризации (ОСП). Протяженность каждой из этих областей пропорциональна ширине угловых распределений σ : при значении $\sigma = 20^\circ$ она составляет примерно 50° по уровню 0,5. Конфигурация ОСП практически не зависит от угла места χ_0 и величины параметра D_0 . Характерный профиль функции распределения значений координаты β точки собственной поляризации на сфере Пуанкаре представлен на рис.2 (кривая 1). Этой

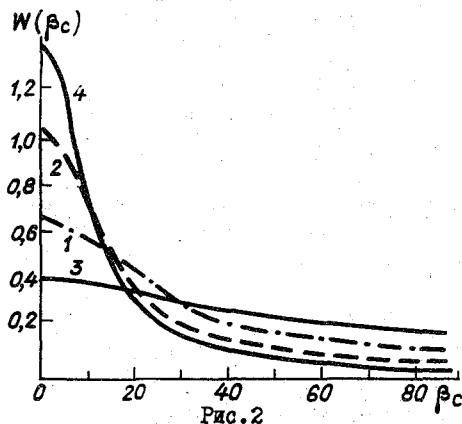


Рис.2

кривой соответствуют значения параметров $\chi_0 = 45^\circ$, $\sigma = 20^\circ$, $D_0 = 10^{-2}$ см. Помимо этого для каждого жидкокапельного облака существуют две области нулевой поляризации (ОНП), расположенные в непосредственной близости от полюсов сферы Пуанкаре, которым соответствуют круговые поляризации левого и правого вращения. Угловое расстояние центра каждой ОНП от полюса составляет величину порядка десятых долей градуса. Так например, максимум функции распределения $W_H(\alpha_H, \beta_H)$ для облака с параметрами $D_0 = 10^{-2}$ см, $\sigma = 20^\circ$ при угле места $\chi_0 = 45^\circ$ имеет место в точках с координатами $(\alpha_H = \pm 89,4^\circ, \beta_H = \pi)$

(см.рис.3). Ширина ОНП в меридиональной плоскости также очень невелика и не превышает одного градуса по уровню 0,5. Таким образом, можно сделать следующий вывод: ОНП жидкокапельного облака в самом широком диапазоне изменения параметров облака и различных углах места расположены в окрестностях полюсов радиусом в 1° . Это связано с тем, что форма водяных капель близка к сферической.

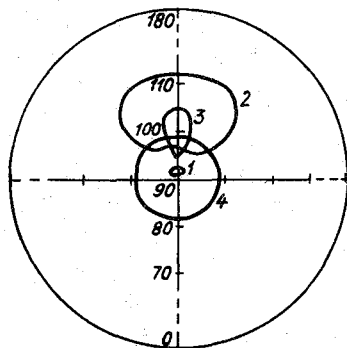


Рис.3

Кристаллические облака

В отличие от водяных капель ледяные кристаллы в реальных облаках имеют форму сильно отличающуюся от сферической. Для расчетов поляризационных характеристик все многообразие форм кристаллов можно условно разделить на два класса: сильно вытянутые эллипсоиды вращения (иглы) и сильно сплюснутые эллипсоиды вращения (пластинки). Согласно данным микрофизических исследований [3,7] для подавляющего большинства кристаллов отношение меньшего поперечного размера кристалла к большему не превышает 0,2, что позволяет при расчетах считать эксцентриситет соответствующего эллипсоида вращения равным единице.

В работе [1] было показано, что форма рассеивающих частиц влияет на поляризационные инварианты через посредство величин

$$J_1 = \frac{\langle \Delta_\phi (\Delta_\alpha - \Delta_\phi) \rangle}{\langle \Delta_\phi^2 \rangle} \quad \text{и} \quad J_2 = \frac{\langle (\Delta_\alpha - \Delta_\phi)^2 \rangle}{\langle \Delta_\phi^2 \rangle}, \quad (4)$$

в которых Δ_α и Δ_ϕ — амплитуды рассеяния при облучении частицы электрическим полем, направленным вдоль и поперек оси вращения соответственно, знак $\langle \rangle$ означает осреднение по ансамблю частиц. Для сильно неизотропных частиц отношение $\Delta_\alpha / \Delta_\phi$ практически не зависит от размера частиц и меняется в пределах 1,4–2 для иголок и в пределах 0,3–0,7 для пластинок (при изменении диэлектрической проницаемости льда ϵ от 2 до 3). При этом величины J_1 и J_2 очень слабо зависят от вида распределения кристаллов по размерам, что существенно упрощает задачу расчета поляризационных характеристик.

Для пластинок распределение по ориентациям можно считать соответствующим формуле (3) со значениями σ' в пределах от 0 до 60° [6]. Иголки ориентированы, как правило, хаотически в горизонтальной плоскости. В некоторых случаях при наличии мощного электрического поля в грозовых облаках кристаллы льда обеих форм имеют тенденцию ориентироваться с большой степенью упорядоченности вдоль направления электростатического поля, далеко не всегда совпадающего с вертикальным или горизонтальным [5].

Для случая пластинок конкретные расчеты параметров ОСП и ОНП проводились при углах места $\chi_0 = 15^\circ, 45^\circ$ и 75° , значениях $\sigma' = 10^\circ$ и 20° и отношениях $\Delta_\alpha / \Delta_\phi = 0,3$ и $0,6$. Расчеты показали, что размеры и конфигурация ОСП сходны с ОСП для жидкокапельного облака и целиком определяются шириной углового распределения σ' (см. рис. 2, кривая 2, $\chi_0 = 45^\circ$, $\sigma' = 10^\circ$, $\Delta_\alpha / \Delta_\phi = 0,3$). Остановимся подробнее на ОНП. Установлено, что размеры и удаленность ОНП от полюсов растут по мере увеличения анизотропности частиц и по мере уменьшения угла места χ_0 . По мере изменения $\Delta_\alpha / \Delta_\phi$ от 0,6 до 0,3 и χ_0 от 75° до 15° угло-

вые расстояния центров ОНП от полюсов возрастают от 1 до 25° , при этом меридиональные размеры ОНП изменяются в пределах от 1,4 до 15° по уровню 0,5. На рис.3 изображены границы ОНП по уровню 0,5 на цилиндрической проекции сферы Пуанкаре гидрометеоров различных типов. Граница 2 соответствует, в частности, пластинкам при $\lambda_a/\lambda_b = 0,3$, $\theta = 20^{\circ}$ и $\chi_c = 15^{\circ}$. Граница 4 соответствует случаю полностью хаотической ориентации пластинок при значении $\lambda_a/\lambda_b = 0,3$.

Рассмотрим облако кристаллов в виде иголок, хаотически ориентированных в горизонтальной плоскости. В этом случае расположение ОСП и ОНП на сфере Пуанкаре будет определяться величиной отношения λ_a/λ_b и значением угла места антенны χ_c . Относительно ОСП можно сказать, что ее протяженность вдоль экватора увеличивается с увеличением угла места. Об этом свидетельствует вид функции $W_c(\rho_c)$ на рис.2 при $\chi_c = 45^{\circ}$, $\lambda_a/\lambda_b = 2$ (кривая 3) и $\chi_c = 15^{\circ}$, $\lambda_a/\lambda_b = 2$ (кривая 4). Центр ОНП перемещается вдоль меридиана $\rho = 0, 180^{\circ}$ от точки с координатой $\alpha_n = 88^{\circ}$ до $\alpha_n = 101^{\circ}$ при изменении угла места χ_c от 75° до 15° (при значении $\lambda_a/\lambda_b = 2$). При этом ширина сечения ОНП по указанному меридиану уменьшается от 16 до 9° . Граница ОНП по уровню 0,5 для значений параметров $\chi_c = 15^{\circ}$ и $\lambda_a/\lambda_b = 2$ указана на рис.3 (кривая 3).

Сравнивая поляризационные изображения жидкокапельных и кристаллических облаков различных типов, можно сделать следующий вывод. Основное их отличие состоит в расположении и размерах ОНП на сфере Пуанкаре. Если для жидкокапельной фазы ОНП является хорошо локализованной в окрестности полюса круговой поляризации, то ОНП кристаллической фазы имеет размеры, как правило, на порядок больше. Это обстоятельство является следствием существенного отличия формы водяных капель и кристаллов льда.

Взаимное расположение и степень перекрытия областей собственной и кривой поляризации позволяют делать выводы о потенциальных возможностях поляризационной разделимости облаков различного фазового состава и выборе поляризационного базиса оптимального с точки зрения поляризационной селекции различных метеорообъектов.

Список литературы

1. Р и ж о в А.В. Инвариантные поляризационные характеристики метеорологических радиолокационных целей. - См. наст. сб.
2. С т е н а в е н к о В.Д. Радиолокация в метеорологии. - Л.: Гидрометеонадат, 1973, с.343.
3. Auer A. H., Veal D. L. The dimensions of ice crystals in natural clouds. - Journal of the Atmospheric Science, 1970, v. 27, p. 919-926.

4. Chu T. S. Rain-induced cross-polarization at centimeter and millimeter wavelengths. — Bell System Technical Journal, 1974, v. 53, N 8, pp. 1557—1579.
5. Hendry A., McCormick G. C. Radar observations of the alignment of precipitation particles by electrostatic fields in thunderstorms. — Journal of Geophysical research, 1976, v. 81, p. 5353—5357.
6. Hendry A., McCormick G. C. the degree of common orientation of hydrometeors observed by polarization diversity radars. — Journal of Applied Meteorology, 1976, v. 15, N 6, pp. 633—640.
7. Ono A. The shape and riming properties of ice crystals in natural clouds. — Journal of Atmospheric Sciences, 1970, v. 27, pp. 919—926.

В.К. Завируха

ОБ ОДНОМ ОПТИМАЛЬНОМ СПОСОБЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛЯРИЗАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Полное описание отражательной способности стабильных радиолокационных целей дается матрицей рассеяния [1,8]. Для полного описания отражательной способности флуктуирующих целей, к которым относятся метеорологические объекты, используют понятия статистической матрицы рассеяния, корреляционной матрицы ее элементов [2] и линейно связанной с ней матрицей Мюллера [3]. Последняя матрица связывает между собой вектор-параметры Стокса частично поляризованного излучения [4], в частности, вектор-параметры Стокса для сигналов, отраженных от флуктуирующих целей при постоянной поляризации облучающей волны [2].

Предлагается метод измерения всех элементов матриц Мюллера флуктуирующих метеорологических радиолокационных целей, использующий одинаковую поляризационную модуляцию в передающей и в приемной антеннах РЛС. По характеру измерений этот метод может быть назван косвенным, поскольку непосредственно измеряется последовательность мощностей отраженного сигнала для определенного набора поляризаций передающей и приемной антенн РЛС. Таким образом, элементы матрицы Мюллера определяются из измеренной определенной последовательности мощностей, функционально связанной с матрицей Мюллера.

Измеренная мощность отраженного сигнала в общем случае согласно [9] определяется уравнением:

$$P = S_2^T M S_1, \quad (1)$$

где M - матрица исследуемой радиолокационной цели, S_1 - вектор-параметр Стокса передающей антенны, S_2 - вектор-параметр Стокса приемной антенны. Для рассматриваемого нами случая, когда прием и передача ведутся с одной и той же антенной, векторы-параметры Стокса одинаковы: $S_1 = S_2 = S$. Выражая их через элементы вектора-параметра Стокса $[7] S(J, V, Q, U)$ и подставляя в уравнение (1), после матричного перемножения получаем:

$$\begin{aligned} \rho = & J^2 m_{11} + V^2 m_{22} + Q^2 m_{33} + U^2 m_{44} + 2JVm_{12} + \\ & + 2JQm_{13} + 2JU m_{14} + 2VQm_{23} + 2VUm_{24} + 2QUm_{34}, \end{aligned} \quad (2)$$

где m_{kl} - элементы матрицы Мюллера. В силу принципа взаимности элементы матрицы Мюллера связаны соотношениями: $m_{kl} = m_{lk}$, где $k, l = 1, 2, 3, 4$. Таким образом, для случая обратного рассеяния матрица Мюллера является симметричной и мощность принимаемого сигнала определяется уравнением (2), содержащим десять неизвестных.

Для определения десяти неизвестных элементов матрицы Мюллера требуется решить систему десяти линейных уравнений. Коэффициенты этой системы определяются набором поляризационных параметров приемо-передающей антенны РЛС с перестраиваемой поляризацией. Правые части содержат измеренные последовательности мощностей, соответствующие использованному набору поляризационных параметров антенны. Важно отметить, что хотя бы одна из десяти поляризаций должна быть отлична от линейной, иначе система уравнений не будет иметь однозначного решения. Таким образом, совокупность десяти измеренных мощностей отраженного сигнала позволяет определить все элементы матрицы Мюллера для распределения радиолокационных целей при однопозиционном наблюдении.

В связи с этим предлагается способ определения поляризационных характеристик метеорологических образований с помощью одноканальных РЛС. Он состоит в том, что приемо-передающая антенна одноканального радиолокационного поляриметра последовательно настраивается по 10 фиксированных значений угла эллиптичности (α) и угла ориентации (β) собственной поляризации. Соответствующие величины мощности принимаемого сигнала, обозначенные в табл. I, используются для расчета элементов матрицы Мюллера согласно формулам:

$$\begin{aligned} m_{11} &= \frac{\rho_2(\sqrt{2}-3) - \rho_5(2+\sqrt{2}) + \rho_3(2+\sqrt{2}) + \rho_m(2-\sqrt{2})}{4}, \\ m_{22} &= \frac{\rho_2(\sqrt{2}-1) + \rho_m(4-\sqrt{2}) + \rho_3(2+\sqrt{2}) - \rho_5(\sqrt{2}+2)}{4}, \\ m_{33} &= \frac{2\rho_4^2 + 2\rho_4 + \rho_2(\sqrt{2}-3) - \rho_5(2+\sqrt{2}) + \rho_3(2+\sqrt{2}) + \rho_{10}(2-\sqrt{2})}{4}, \\ m_{44} &= \frac{\rho_3(4+\sqrt{2}) - \rho_5\sqrt{2} + \rho_2(\sqrt{2}-3) + \rho_{10}(2-\sqrt{2})}{4}, \\ m_{12} &= \frac{\rho_2 - \rho_m}{4}, \quad m_{13} = \frac{\rho_1 - \rho_4}{4}, \quad m_{14} = \frac{\rho_3 - \rho_5}{4}, \end{aligned}$$

$$m_{34} = \frac{2P_2 - 2P_6 - \sqrt{2}P_3 + \sqrt{2}P_5}{4}, \quad m_{24} = \frac{P_3 + P_{10} - 3P_9 - 3P_5}{4} + P_1,$$

$$m_{23} = \frac{P_4(\sqrt{2}-1) + P_9(3-\sqrt{2}) - P_{10}(1-\sqrt{2}) - P_1(1+\sqrt{2})}{4} + P_7.$$

Таблица I
Соответствие мощностей P_i принимаемого сигнала различным
поляризациям антенны

P_i	Поляризационные параметры антенны		Форма эллипса поляризации
	угол эллиптичности, α	угол ориентации, β	
P_1	0°	0°	
P_2	0	22,5	
P_3	0	45	
P_4	0	90	
P_5	0	135	
P_6	0	157,5	
P_7	22,5	0	
P_8	22,5	45	
P_9	45	0	
P_{10}	-45°	0°	

Такой выбор углов α и β максимально упрощает решение системы уравнений, которое может быть выполнено с помощью ЭВМ.

Практическая проверка предлагаемого метода производилась на штатном метеорологическом радиолокаторе МРЛ-2. Для этого перед облучателем антенны МРЛ-2 была установлена вращающаяся поляризационная решетка с перестраиваемыми параметрами и выполнялись измерения относительной мощности отраженных сигналов при вращении решетки. Нормировка мощности производилась относительно ее значения при вертикальной поляризации. Для каждой из полученных серий измерений рассчитаны значения элементов матрицы Мюллера облучаемых метеорологических объектов по указанным выше формулам.

Полученные результаты показали, что предлагаемый метод определения поляризационных характеристик метеорологических объектов в форме матриц Мюллера обладает достаточной чувствительностью и позво-

дает получить дополнительные данные об отражательной способности объектов наблюдения. Это, в свою очередь, открывает новые возможности в области интерпретации результатов радиолокационного наблюдения физических процессов, протекающих в атмосфере. Дальнейшим этапом радиолокационного наблюдения должно явиться решение задачи распознавания метеорологических объектов на основе совокупности элементов матрицы Мюллера.

Недостатком метода является большая затрата времени для полного цикла поляризационных измерений. Однако рассмотренная оптимальная процедура поляризационного распознавания может явиться основой для разработки других, подоптимальных методов, основанных на ограниченном наборе собственных поляризаций антенной системы.

Список литературы

1. Канарейкин Д.Б. Морская поляриметрия. - Л.: Судостроение, 1968, 260-265, с.92-95.
2. Канарейкин Д.Б. Поляризация радиолокационных сигналов. - М.: Сов.радио, 1966, с.107-136.
3. О'Нейл З. Введение в статистическую оптику. - М.: Мир, 1966, с.208-214.
4. Розенберг Г.В. Вектор-параметр Стокса. - Успехи физических наук. 1955, т.56, вып.1, с.88-93.
5. Степаненко В.Д. Радиолокация в метеорологии. - Л.: Гидрометеоиздат, 1973, с.160-184, с.73-75.
6. Ванде Хюлст. Рассеяние света малыми частицами. - М.: ИА, 1961, с.65-66.
7. Теоретические основы радиолокации / Под ред. В.Е. Дулевича. - М.: Сов.радио, 1978, с.487-489.
8. Хойнен Г. Измерение матрицы рассеяния целей. ТИИЭР, 1965, т.53, №8, с.1074-1085.
9. Huynen J. R. Phenomenological Theory of Radar Targets, Rotterdam, Drukkery Brouder - Offest N. Y., 1970, p. 16-18.

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ОДНОГО КЛАССА СИНГУЛЯРНЫХ МЕТРИЧЕСКИХ ФУНКЦИЙ ПРИ СИНТЕЗЕ АДАПТИВНЫХ АЛГОРИТМОВ АНАЛИЗА РАДИОЛОКАЦИОННОЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

В связи с большим объемом и сложностью оперативной обработки информации, получаемой метеорологической радиолокационной станцией, возникает необходимость автоматизации радиолокационных метеорологических наблюдений [1, 4, 5, 7-10, 13]. При этом важной задачей является разработка универсальных вычислительных алгоритмов анализа непрерывно поступающей радиолокационной информации о физическом состоянии атмосферы, самонастраивающихся на оптимальный режим в соответствии с апостериорной информацией. Одним из перспективных направлений решения этой задачи является использование элементов теории адаптивных систем для синтеза таких алгоритмов [2, 3, 9, 10-12]. Адаптивные алгоритмы анализа радиолокационной метеорологической информации способны, во-первых, корректировать свои параметры, либо свою структуру по мере поступления новой информации, учитывая оптимальным образом ее особенности; во-вторых, обрабатывать информацию в реальном масштабе времени; в-третьих, использовать для своей реализации минимальную память ЭВМ.

Постановка задачи анализа радиолокационной метеорологической информации имеет в данной работе геометрическую природу и отвечает эвристическим соображениям о близости в некоторой метрике сходных метеорологических явлений (данных наблюдений). Решение этой задачи сводится к распознаванию наблюдаемых метеорологических явлений в пространстве измеряемых радиолокационных параметров и определяется из требования минимизации критерия оптимальности [9]:

$$W(\tau) = \sum_{i=1}^n \int_X I_{X_i}(\tau)(x) q_i(x, \tau) F(dx), \quad (1)$$

где $\{q_i(x, \tau), 1 \leq i \leq n\}$ - семейство метрических функций, зависящих от векторного параметра $\tau \in R_m$, разбиение $\{X_i(\tau), 1 \leq i \leq n\}$ пространства радиолокационных признаков X метеорологических явлений определяется условиями

$$X_i(\tau) = \{x: q_i(x, \tau) \leq \min_{k \neq i} q_k(x, \tau)\}; \quad (2)$$

$I_{X_i}(\tau)(x)$ - характеристическая функция множества $X_i(\tau)$, F - многомерное распределение вероятностей измеряемых радиолокационных параметров, $F(X) = 1$. Предполагается, что пространство признаков X является евклидовым пространством размерности l со скалярным произведением (x_1, x_2) элементов $x_1, x_2 \in X$. Наиболее интересным при синтезе алгоритмов анализа радиолокационной метеорологической информации является случай квадратичных по X метрических функций:

$q_i(x, \tau) = \alpha_i(\tau) + 2(\beta_i(\tau), x) + (\gamma_i(\tau)x, x), \quad (3)$
 где $\{\alpha_i(\tau)\}$, $\{\beta_i(\tau)\}$, $\{\gamma_i(\tau)\}$ - параметры квадратичной формы, соответственно скалярные, векторные и матричные величины, являющиеся функциями векторного аргумента. Предполагается также, что при каждом τ и любом i матрицы $\gamma_i(\tau)$ симметричны и неотрицательны.

В случае когда $\det \gamma_i(\tau) = 0$, метрические функции (3) называются сингулярными. Этот случай встречается при анализе радиолокационной метеорологической информации о явлениях, которым соответствует близость и вытянутость их классов в пространстве радиолокационных признаков, например "слабые" гроз и "сильные" ливни.

Рассмотрим сингулярные метрические функции специального вида

$$q_i(x, \tau) = \frac{[(u^{(i)}, x) + v^{(i)}]^2}{\|u^{(i)}\|^2}. \quad (4)$$

Неотрицательные функции (4) являются квадратом расстояния от вектора радиолокационных параметров x до i -той гиперплоскости $(u^{(i)}, x) + v^{(i)} = 0$, аппроксимирующей рассматриваемый класс метеорологических явлений $X_i(\tau)$ в конечномерном пространстве признаков $x \in R^l$. Параметр τ представляет собой вектор $\{u, v\}^*$ размерности $l+1$. Разбиение $\{x_i(\tau)\}_{i=1}^N$ пространства радиолокационных признаков x осуществляется по минимуму квадратов расстояний до соответствующих гиперплоскостей, определяемых экстремумом функционала (1) с сингулярными метрическими функциями (4) и задается (2).

Если известно распределение вероятностей F , то экстремальные значения τ_* функционала (1), (4) находятся из соотношений, являющихся необходимыми условиями экстремума:

$$\sum_{i=1}^N \int_X I_{X_i}(\tau)(x) \nabla_{\tau} q_i(x, \tau) F(dx) = 0, \quad (5)$$

где $\nabla_{\tau} q_i(x, \tau)$ - градиент функции $q_i(x, \tau)$ по аргументу τ . Следовательно, имеем следующие экстремальные условия для $q^{(i)}$

$$\sum_{i=1}^N \int_X [(u^{(i)}, x) + v^{(i)}] I_{X_i}(\tau)(x) F(dx). \quad (6)$$

Отсюда

$$v^{(i)} = - (u^{(i)}, a^{(i)}(\tau)), \quad (7)$$

где

$$a^{(i)}(\tau) = \frac{M^{(i)}(\tau)}{\rho^{(i)}(\tau)}, \quad M^{(i)}(\tau) = \int_{X_i(\tau)} x F(dx), \quad \rho^{(i)}(\tau) = \int_{X_i(\tau)} F(dx).$$

Для вектора $u^{(i)}$ условие экстремальности (5) имеет вид

$$\sum_{i=1}^N \int_X \{ [(u^{(i)}, x) + v^{(i)}] \|u^{(i)}\|^2 x - [-(u^{(i)}, x) + v^{(i)}]^2 u^{(i)} \} I_{X_i}(\tau)(x) F(dx) = 0.$$

Выполним усреднение

$$\begin{aligned} & R^{(i)}(\tau) \|u^{(i)}\|^2 + a^{(i)}(\tau) (a^{(i)}(\tau), u^{(i)}) \|u^{(i)}\|^2 + \\ & + v^{(i)} \|u^{(i)}\|^2 a^{(i)}(\tau) - (R^{(i)}(\tau) u^{(i)}, u^{(i)}) u^{(i)} - \\ & - (a^{(i)}(\tau), u^{(i)})^2 u^{(i)} + 2(a^{(i)}(\tau), u^{(i)}) v^{(i)} u^{(i)} - (v^{(i)})^2 u^{(i)} = 0, \end{aligned}$$

где $R^{(i)}(\tau) = \int_{X_i(\tau)} (x - a^{(i)}(\tau))(x - a^{(i)}(\tau))^* F(dx)$.

Подставляя из (7) экстремальное значение $v^{(i)}$, получаем

$$\{R^{(i)}(\tau) \|u^{(i)}\|^2 - (R^{(i)}(\tau) u^{(i)}, u^{(i)}) I\} u^{(i)} = 0. \quad (8)$$

Вычислим значение нашего функционала на экстремальных значениях τ , используя (7), (8).

$$\begin{aligned} W(\tau) &= \sum_{i=1}^N \int_X \frac{[(u^{(i)}, x) + v^{(i)}]^2}{\|u^{(i)}\|^2} I_{X_i(\tau)}(x) F(dx) = \\ &= \sum_{i=1}^N \frac{1}{\|u^{(i)}\|^2} \{ (R^{(i)}(\tau) u^{(i)}, u^{(i)}) + (a^{(i)}(\tau), u^{(i)})^2 - \\ &- 2(u^{(i)}, a^{(i)}(\tau)) + (a^{(i)}(\tau), u^{(i)})^2 \} = \sum_{i=1}^N \frac{(R^{(i)}(\tau) u^{(i)}, u^{(i)})}{(u^{(i)}, u^{(i)})}. \end{aligned}$$

Так как $u^{(i)}$ есть собственный вектор ковариационной матрицы $R^{(i)}(\tau)$ (в силу (8)), имеем

$$\liminf_{\tau} W(\tau) = \sum_{i=1}^N \lambda_i(\tau), \quad (9)$$

где $\lambda_i(\tau)$ — минимальное собственное значение, соответствующее экстремальному собственному вектору $u^{(i)}$ ковариационной матрицы $R^{(i)}(\tau)$.

Таким образом, соотношение экстремальности (5) при известном распределении F показывает, что функционал (1), (4) принимает экстремальное значение на собственных векторах $u^{(i)}$ ковариационной матрицы $R^{(i)}(\tau_*)$. Эти вектора соответствуют минимальным собственным значениям $\lambda_i(\tau_*)$, и экстремальные гиперплоскости $(u^{(i)}, x) + v^{(i)} = 0$ проходят через центры $a^{(i)}(\tau_*)$ соответствующих классов метеорологических явлений $X_i(\tau)$ в пространстве радиолокационных параметров X , что определяется экстремальным значением $v^{(i)}$ из (7).

Перейдем теперь к рассмотрению задачи анализа радиолокационной метеорологической информации в условиях априорной неопределенности, когда неизвестно многомерное распределение вероятностей, но имеется обучающая выборка $x_1, x_2, \dots, x_n$, отвечающая этому распределению. Обучающая выборка позволяет, в принципе, восстановить либо оценить распределение, но это обычно весьма трудоемкая операция. Для решения задач распознавания значительное распространение получили рекуррентные процедуры оценивания оптимального значения параметра τ_* функционала (1) без восстановления неизвестного распределения F , которые представляются в следующем виде:

$$\tau_{n+1} = \tau_n - \gamma_n \sum_{i=1}^N I_{X_i(\tau)}(x_n) \nabla \tau q_i(x_n, \tau_n), \quad (10)$$

где γ_n — последовательность неотрицательных чисел, удовлетворяющая условиям: $\sum_{n=1}^{\infty} \gamma_n = \infty$, $\sum_{n=1}^{\infty} \gamma_n^2 < \infty$.

Такие процедуры, называемые процедурами стохастической аппроксимации, порождают адаптивные алгоритмы анализа радиолокационной метеорологической информации, которые удобны в реализации на ЭВМ. Ос-

новным условием сходимости стохастических градиентных процедур (I0) является предположение о липшицевости по τ вектор-функций $\nabla_{\tau} q_i(x, \tau)$. В случае сингулярных метрических функций (4) это условие не выполнено. В связи с этим можно предположить следующую модификацию процедуры оценивания (I0) параметров экстремального разбиения (2) пространства признаков, включающую наряду с использованием стохастического градиента операцию нормировки, что приводит к новой адаптивной процедуре

$$\begin{aligned} \tilde{u}_{n+1}^{(i)} &= u_n^{(i)} - \gamma_n I_{X_i(\tau)}(x_n) \{ [(u_n^{(i)}, x_n) + \\ &+ v_n^{(i)}] x_n - [(u_n^{(i)}, x_n) + v_n^{(i)}]^2 u_n^{(i)} \}, \\ \tilde{v}_{n+1}^{(i)} &= v_n^{(i)} - \gamma_n I_{X_i(\tau)}(x_n) [(u_n^{(i)}, x_n) + v_n^{(i)}], \\ \tilde{\tau}_{n+1}^{(i)} &= \frac{\tilde{u}_{n+1}^{(i)}}{\| \tilde{u}_{n+1}^{(i)} \|}. \end{aligned} \quad (II)$$

В отличие от (I0) процедура (II) уже не является стохастически градиентной. Поэтому в /6/ разработаны новые средства для доказательства сходимости адаптивной процедуры оценивания (II), порожденной сингулярными метрическими функциями (4).

Принципиальная блок-схема адаптивного алгоритма построения решающего правила распознавания метеорологических явлений по данным радиолокационной информации, который использует сингулярные метрические функции (4), представлена на рис.1. Этот алгоритм работает в двух режимах. В первом режиме (режим *E(*estimation*)*) производится оценка параметров τ^* для решающего правила (2) распознавания классов $X_i(\tau)$ метеорологических явлений в пространстве радиолокационных параметров X , в соответствии с (II). Во втором режиме (режим *C(*lassification*)*) при фиксированных значениях оптимальных оценок τ^* производится построение решающих правил классификации и анализ радиолокационной метеорологической информации, характеризующей наблюдаемые метеорологические явления, согласно правилу (2).

В целях проверки эффективности исследуемого адаптивного алгоритма (II) анализа радиолокационной метеорологической информации порожденного сингулярными метрическими функциями (4), проведена серия численных экспериментов по распознаванию грозовых и ливневых радиозахв с использованием унифицированного архива радиолокационной метеорологической информации, полученной с помощью автоматизированных наблюдений на комплексе МРЛ-ААОМ в п.Воейково в летние периоды 1971-1979 гг.

Архив организован на магнитных лентах ЕС ЗЕМ группой сотрудников отдела радиометеорологических исследований Главной геофизической обсерватории им.А.И.Воейкова. Данные, входящие в архив, представляют собой статистические ряды из 2125 реализаций, дискретно описывающих вертикальный профиль отражаемости z (Н) гроз и осадков в ячейках

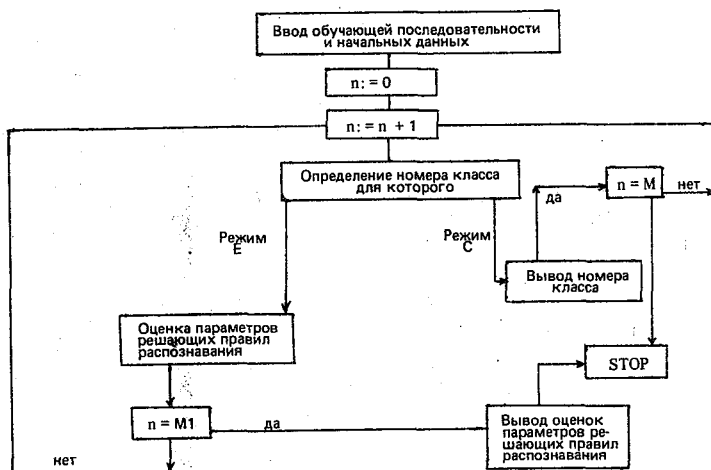


Рис. I

пространства $30 \times 30 \text{ км}^2$. Интерпретация радиолокационных данных осуществлялась с использованием временной и пространственной привязки их к информации метеорологических станций штормового кольца. За критерий совпадения наземной и радиолокационной информации по ячейкам $30 \times 30 \text{ км}^2$ выбран часовой промежуток от середины срока радиолокационных наблюдений и радиус $\pm 30 \text{ км}$ от метеостанции, на которой зафиксировано данное явление погоды. Все данные, не удовлетворяющие этим условиям, считались несовпавшими.

Обучение и проверка эффективности классификатора, построенного с помощью адаптивной процедуры (II), осуществлялась на пяти обучающих выборках, построенных программно по данным архива, которые включают в себя радиолокационную метеорологическую информацию о грозах и ливнях в зоне радиусом 150 км . В первую выборку входило 404 грозных и 1257 ливневых радиоэхо 1971 г., во вторую – 1025 грозных и 1639 ливневых радиоэхо 1979 г., в третью – 444 грозных и 3792 ливневых радиоэхо 1974 г., в четвертую – 1548 грозных и 1817 ливневых радиоэхо 1977 г., в пятую – 1081 грозных и 2422 ливневых

радиосхо 1979 г. В соответствии с описанным выше адаптивным алгоритмом (II) для каждой обучающей выборки были построены оценки параметров ψ , χ , входящих в решающее правило (2). Полученные оценки использовались для проверки эффективности предлагаемых адаптивных алгоритмов при распознавании по пяти выборкам грозовых и ливневых радиосхо. Результаты проверки представлены в таблице.

Таблица

Характеристики эффективности адаптивного алгоритма распознавания грозовых и ливневых радиосхо, порожденного сингулярными метрическими функциями

Номер контрольного массива	Номер обучающей выборки				
	I	2	3	4	5
1	0,93	0,91	0,90	0,91	0,92
2	0,89	0,94	0,91	0,92	0,91
3	0,90	0,91	0,93	0,91	0,91
4	0,91	0,91	0,91	0,95	0,90

Анализ этих результатов показывает, что при использовании адаптации оценок параметров решающих правил к особенностям данной обучающей выборки, вероятность правильной классификации выше по сравнению с использованием этих оценок в решающих правилах для распознавания грозовых и ливневых радиосхо в других выборках.

Таким образом, исследуемый класс сингулярных метрических функций приводит к синтезу нового адаптивного алгоритма анализа радиолокационной метеорологической информации, который является достаточно эффективным и имеет большие возможности при реализации на мини и микро ЭВМ.

Список литературы

1. Автоматизация радиолокационного штормоповещения: проблемы и перспективы / Г.Б. Брылёв, А.М. Гудыма, А.Г. Линева и др. - Радиолокационная метеорология: Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран, Гидрометеоиздат, 1982, с.3-11.
2. Айзерман М.А., Розоноэр Л.И. Метод потенциальных функций в теории обучения машин. - М.: Наука, 1970, 384 с.
3. Вапник В.Н., Червоненкис А.Я. Теория распознавания образов. - М.: Наука, 1974, 414 с.
4. Гудыма А.М., Завдovsky А.В., Линева А.Г. Применение промышленных ЭВМ для обработки информации в реальном мас-

- табе времени при решении задач штормоповещения. - Труды ИГО, 1979, вып.430, с.118-123.
5. Г у д н и м а А.М. Об особенностях построения системы матобеспечения в радиолокационном вычислительном комплексе, работающем в реальном масштабе времени. - Радиолокационная метеорология. Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран, Гидрометеиздат, 1982, с.20-25.
 6. Л и х о в и д о в В.М., С о л о н и н А.С., Ф о м и н В.Н. О сходимости рекуррентного алгоритма в одной задаче самообучения. - Вестник Ленинградского университета, сер.:Мат.,мех.,астрономия, 1978, № 13, с.138-140.
 7. П е т р у ш е в с к и й В.А. Принципы автоматизированной обработки и цифрового представления метеоданных. - Труды ИГО, 1972, вып.327, с.3-16.
 8. С а л ь м а н Е.М., Г а ш и н а С.Б., Л и н е в А.Г. Некоторые вопросы автоматизированного получения и анализа радиолокационной информации. - Метеорология и гидрология, 1976, № 7, с.113-117.
 9. С о л о н и н А.С. К вопросу применения теории распознавания образов для анализа радиолокационной метеорологической информации. - Труды ИГО, 1979, вып.430, с.78-79.
 10. С о л о н и н А.С. Синтез адаптивных алгоритмов анализа радиолокационной метеорологической информации. - Радиолокационная метеорология. Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран, Гидрометеиздат, 1982, с. 186-193.
 11. Ф о м и н В.Н. Математическая теория обучаемых опознающих систем. - Л., 1976, с.235.
 12. Ц и п к и н Я.З. Адаптация и обучение в автоматизированных системах. - М.: Наука, 1968, 400 с.
 13. Экспериментальный автоматизированный комплекс радиолокационного штормоповещения / А.М. Г у д н и м а, А.Г. Л и н е в, С.А. М а л а н и ч е в и др. - Радиолокационная метеорология. Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран, Гидрометеиздат, 1982, с.11-20.

- контраст изображения $K=0,85$, соответствующий эргономическим нормам для длительной работы с индикаторными устройствами [3].

Вычислим яркость B_3 светового пятна на экране, обеспечивающая при внешней освещенности E контраст

$$K = \frac{\tau_p B_3}{\tau_p B_3 + \frac{PE}{F}}$$

Затем определим ширину линии ℓ для каждого значения B_3 и вычислим число знакомест

$$N = \frac{\pi}{4} \left(\frac{D}{12\ell} \right)^2,$$

где D - диаметр экрана. Результаты вычислений представлены в таблице. Там же приведены для каждого случая оптимальное число строк в растре и высота знака, соответственно равные $z = D/\ell$ и $h = 10\ell$.

Таблица
Информационные характеристики телевизионного индикатора
знаковой метеоинформации

E, лк	Яркость экрана, кд/м ²		Число знакомест		Число телеви- зионных строк		Высота знака, мм	
	без филт- ра	с филт- ром	без филт- ра	с филт- ром	без филт- ра	с филт- ром	без филт- ра	с филт- ром
30	18,6	10,6	8257	9690	1230	1330	3,25	3
50	31	17,7	7118	8007	1140	1210	3,5	3,3
100	62	35,4	4943	6728	952	1110	4,2	3,6
200	124	70,8	2990	4504	740	909	5,4	4,4
300	186	106	2235	3488	640	800	6,25	5
500	310	177	1296	2265	487	645	8,2	6,2
700	434	247	855	1779	396	571	10,1	7
1000	620	354	-	1103	-	449	-	8,9

Полученные данные свидетельствуют о значительной зависимости информационной емкости экрана знакографического индикатора от светотехнической обстановки на рабочем месте оператора. Для уменьшения этой зависимости необходимо применение светофильтров. Кроме того, необходимо создание более совершенных ЭЛТ, характеризующихся постоянством размера светового пятна в диапазоне значений яркости.

Список литературы

1. Аппаратура отображения обобщенной метеорологической информации на цветном и черно-белом телевизионных экранах / Б.Н. Д и т в а ж, В.Н. М и х а й л о в, Э.А. Н о в и ч е в и др. - Труды ГТО, 1979, вып. 430, с. 142.
2. Аппаратура и некоторые результаты фотометрирования мелких деталей изображения на экранах яркостных панорамных индикаторов

- производственных систем управления /А.В. Аотвацатуров, П.И. Демченко, С.И. Дощенко и др. - В кн.: Развитие техники безопасности и производственной санитарии. Сб. научных работ институтов охраны труда ВЦСК, М., Профиздат, 1982.
3. З е л ь м а н о в и ч И.Л. Улучшение условий снятия зрительной информации с экранов черно-белого изображения телевизионных индикаторов при солнечной засветке. - В кн.: Специальные вопросы светотехники в охране труда, М., Изд-во ВЦНИОТ, 1975, с.7.
 4. К о с т ь к В.И., Х о д а к о в В.Е. Системы отображения информации и инженерная психология. - К.: Издательское объединение "Вища школа", 1977, с.32.
 5. Д и т в а к Б.Н., Л о м о в Б.Ф., С о л о в е й ч и к И.К. Основы построения аппаратуры отображения в автоматизированных системах. - М.: Сов.радио, 1975, с.76.

Н.В. Б о ч а р н и к о в,
А.Г.Б о ч а р н и к о в а, Т.В.И в а н о в а

ДИНАМИКА ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ РАДИОЭХА КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

Для изучения развития радиоэха конвективных облаков требуются наблюдения через малые интервалы времени. Для оценки необходимой величины интервалов, а также для исследований особенностей вертикальных профилей радиоэха разных явлений и разных стадий их развития и была выполнена настоящая работа.

Исследования проводились в июне-июле 1981 г. на полевой базе ГГО в п.Воейково с использованием радиолокатора МРЛ-2П и автоматизированной аппаратуры ААОМ "Циклон".

Для наблюдения выбиралась одноячейковая зона радиоэха, отстоящая от соседней зоны на расстоянии не меньшем суммы их диаметров. Как правило, такие облака наблюдались при внутримассовых синоптических ситуациях. Исследование зоны радиоэха велось от момента ее обнаружения до ее распада. При слиянии ячейки с соседними, либо при появлении дополнительных максимумов отражаемости внутри этой зоны, наблюдения за ней прекращались.

В процессе наблюдений проводились вертикальные разрезы зоны радиоэха через область максимального сигнала с интервалами в 2-3 мин. Азимутальное положение максимума уточнялось перед каждым разрезом при круговом обзоре под углом места $1,5-2^{\circ}$. Исследуемые зоны радиоэха были ближайшими к МРЛ по соответствующему азимуту. Радиус наблюдений составлял 25-80 км. Результаты наблюдений были представлены цифровыми картами отражаемости в ячейках размером по дальности -

3 км, по высоте – 1 км, по азимуту – в ширину луча МРЛ. На цифровой карте каждого наблюдения выбирались данные о профиле отражаемости. Для этого из столбца с максимальной высотой и двух соседних выбиралось максимальное значение отражаемости на каждом уровне. Полученные профили объединялись в серию, соответствующую одному облаку (рис.1).

Общее число зон, удовлетворяющих предъявляемым требованиям, составило 23. На основании синоптических, аэрологических данных и радиолокационных критериев было проведено разделение облаков по соответствующим им явлениям [3]. Ливней оказалось 14, гроз 8. Один неоднозначный случай был исключен из дальнейшего анализа. В каждой из 22 серий по величинам и тенденциям развития максимальной высоты радиосажа облака (H_{max}) и максимальной отражаемости (Z_{max}) были выделены стадии роста, зрелости и распада облака. Соответствующее количество реализаций указано в табл.1.

Таблица 1

Число измеренных профилей на разных стадиях развития явлений

	! Общее	! Рост	! Стационарное	! Распад
Грозы	71	10	37	24
Ливни	90	10	43	37

Поскольку объем выборки оказался небольшим, приводимые ниже результаты анализа носят оценочный характер. Для сравнения с данными, имеющимися в литературе [1,2,4], были построены средние профили для ливней (а) и гроз (б) (рис.2). Сравнение показывает, что полученные результаты хорошо согласуются с профилями, приведенными в работе [4]. На рис.3 приведены средние профили стадий роста (кривая 1), стационарной (кривая 2), распада (кривая 3) для ливней (а) и гроз (б). Из графиков видно, что профили, соответствующие одной и той же стадии, качественно подобны у ливней и гроз, т.е. вид профиля недостаточен для решения задачи распознавания явлений.

Оценки изменчивости характеристик радиосажа дали следующие результаты: средняя скорость изменения верхней границы радиосажа в стадиях роста и распада для ливней и роста для гроз составляет 6 м/с, максимальная – 11 м/с. Для стадии распада гроз – 8 и 18 м/с соответственно; вертикальные скорости изменения верхней границы зоны повышенной отражаемости для ливней и гроз – 10 м/с. Из этих данных видно, что изменения характеристик радиосажа, равные точности их измерения, происходят за интервал, близкий к одной минуте.

В результате проделанной работы могут быть сделаны следующие выводы:

– вертикальные профили радиолокационной отражаемости изолированных конвективных ячеек различны для разных стадий развития одно-

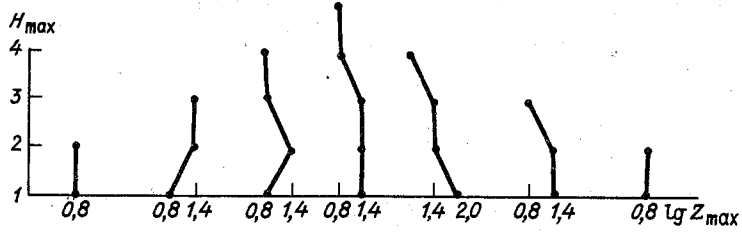


Рис. 1

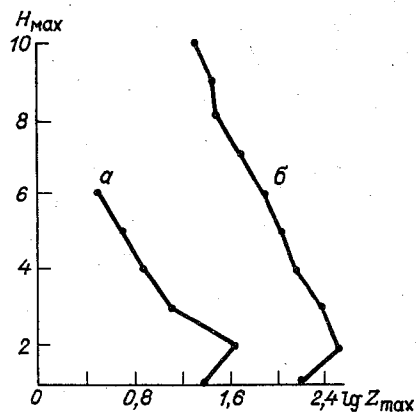


Рис. 2

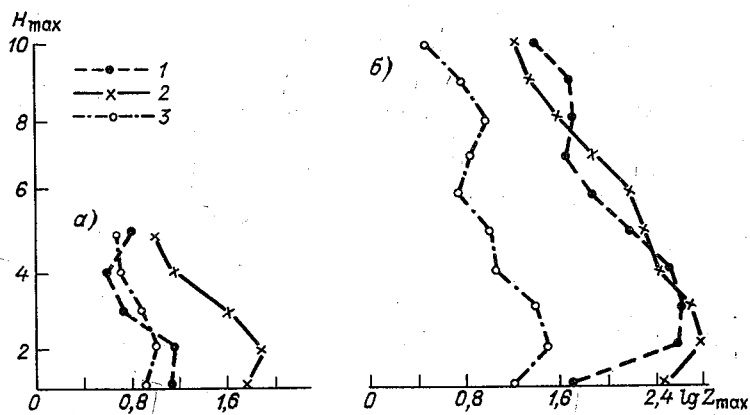


Рис. 3

го явления и качественно подобны для одинаковых стадий разных явлений (ливней и гроз);

— для выбора оптимального интервала между наблюдениями необходимо провести дальнейшие исследования; можно предположить, что его величина составит 1 мин.

Список литературы

1. Гашина С.Б., Сальман Е.М. Особенности радиолокационных характеристик грозных облаков. — Труды ГГО, вып. 173, Л., 1965, с. 19–25.
2. Сальман Е.М., Гашина С.Б. Локализация осадков и грозоопасных зон по их радиолокационным характеристикам. — Труды ГГО, вып. 217, Л., 1967, с. 33–39.
3. Гашина С.Б., Дивинская Б.И., Сальман Е.М. Методика использования и результаты проверки численного радиолокационного критерия грозоопасных облаков. — Труды ГГО, вып. 231, Л., 1968, с. 24–28.
4. Степаненко В.Д. Радиолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1973, 344 с.

К.С. Жупахин

К РАДИОЛОКАЦИОННОМУ ОБНАРУЖЕНИЮ И ИССЛЕДОВАНИЮ ЯЧЕЕК МОЩНОЙ КОНВЕКЦИИ И НИСХОДЯЩИХ ПОТОКОВ В КУЧЕВО-ДОЖДЕВЫХ ОБЛАКАХ

Метеорология уделяет значительное внимание исследованиям циркуляций воздуха различных масштабов. Наименее изученными являются ячейки мощной конвекции и сопутствующие им нисходящие потоки в кучево-дождевых облаках, играющие важную роль в динамике развития, процессах осадкообразования и электризации в этих облаках. Разработанные аппаратура и методы радиолокационных исследований осуществлялись с помощью обычного (некогерентного) импульсного радиолокатора, обеспечивающего, в отличие от доплеровского, возможность получения информации с большей территории. Они основывались на использовании методов обработки многоконтурного изоэха, оперативного статистического анализа эхосигналов, а также обнаруженного явления аномального (когерентного) рассеяния (явления отклонения от рэлеевской модели рассеяния на многих частицах) для случая интенсивных осадков в кучеводождевых облаках [1–7].

Возможность выявления конвективных ячеек внутри кучево-дожде-

ных ослоаков была найдена уже в первый год (1971 г.) оперативного использования разработанного в ИТО метода и устройства обработки многоконтурного изоаха. Была выявлена и связь обнаруживаемого числа конвективных ячеек внутри грозовых облаков с интенсивностью грозовой деятельности. При этом, отдельная конвективная ячейка внутри кучево-дождевого облака выделялась концентрическими контурами изоаха, ограничивающими зону неоднородностей поля радиолокационной отражаемости, а количество конвективных ячеек в облаках принималось равным количеству неконцентрических контуров изоаха с достаточно высокой радиолокационной отражаемостью [8-10].

Предварительная локализация нисходящих потоков осуществлялась аналогичным способом как на ИКО (при малых углах возвышения антенны) так и на ИДВ. Уточненная локализация мощных нисходящих потоков в кучево-дождевых облаках и ориентировочная оценка интенсивности этих движений осуществлялась с помощью оперативного статистического, особенно вероятностного, анализа эхосигналов путем измерения различных критериев отклонения от модели рассеяния Релея, например, коэффициента диффузности эхосигналов (φ), определяемого, в общем случае, соотношением [4]:

$$K = \frac{m_{1s \text{ вихх}}}{\sqrt{m_{2s \text{ вихх}}}} = \frac{\sqrt{\frac{\pi}{2}} F_1(-\frac{1}{2}; 1; -\varphi)}{\sqrt{2(1+\varphi) - \frac{\pi}{2} F_1(-\frac{1}{2}; 1; -\varphi)^2}} \quad (1)$$

где F_1 - вырожденная гипергеометрическая функция; $m_{1s \text{ вихх}}, \sqrt{m_{2s \text{ вихх}}}$ - среднее и среднеквадратическое значения отгибающей на выходе линейного детектора приемного устройства; K - измеряемое соотношение.

При асимптотическом разложении функций Бесселя, входящих в вырожденную гипергеометрическую функцию, можно получить упрощенные выражения [1,4]:

$$\left. \begin{aligned} K &\approx \sqrt{\frac{\pi(2+\varphi/12)}{8-\pi(2+\varphi/12)}} && \text{при } 0 \leq \varphi \leq 4 \\ K &\approx \sqrt{2\varphi} && \text{при } \varphi > 4 \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Для упрощения методики измерений по соотношению (2) строилась графическая зависимость $\varphi(K)$, позволяющая производить оперативную оценку коэффициента диффузности по измеренным значениям K . Для ориентировочной оценки скоростей вертикальных движений использовалась электрическая связь $v_z(\varphi)$ [1,2,12].

Указанные аппаратура и методика позволили с помощью обычного некогерентного радиолокатора достаточно оперативно выделить области интенсивных нисходящих потоков с осадками, ориентировочно оценивать интенсивность этих движений и проследивать их развитие во времени и пространстве, и делает возможным радиолокационное обнаружение и ис-

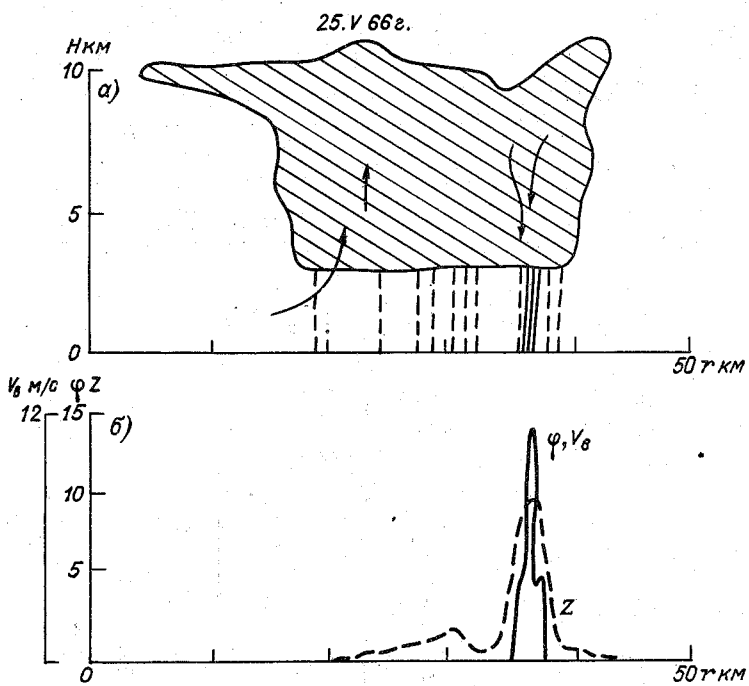


Рис. I

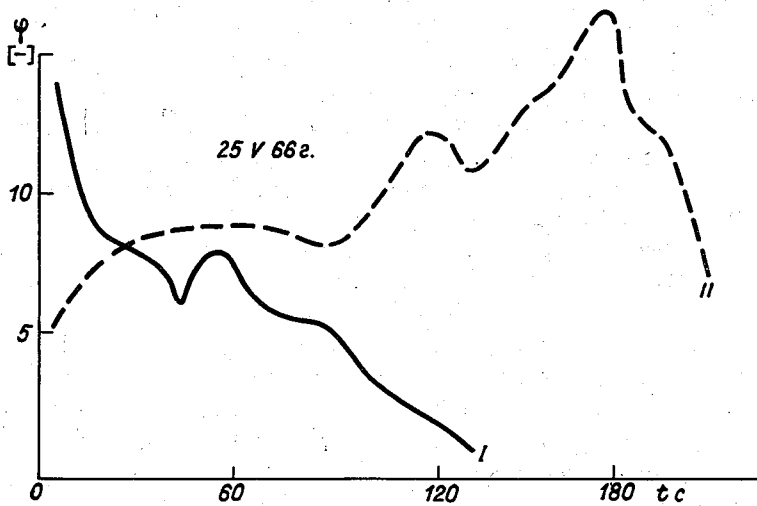


Рис.2

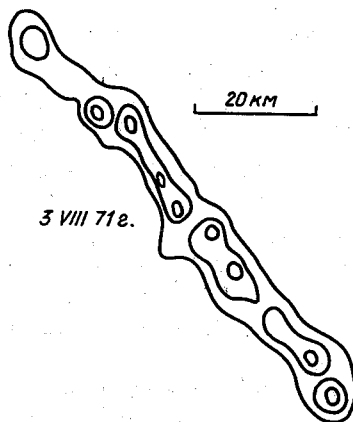


Рис.3

следование жизни ячеек мощной конвекции в кучево-дождевых облаках.

Рис. I-3 иллюстрируют возможность радиолокационного обнаружения и исследования конвективных ячеек и нисходящих потоков в кучево-дождевых облаках. На рис. Iа представлено схематичное изображение облачности и осадков, среди которых слабые обозначены пунктиром, интенсивные — сплошной линией. На рис. Iб представлены графики пространственного распределения радиолокационной отражаемости (пунктир) и коэффициента диффузности φ (сплошная линия) эхосигналов. На рис. 2 изображен временной ход значений коэффициента диффузности φ (интенсивности конвекции) в двух наиболее интенсивных ячейках конвекции (I, II). На рис. 3 представлен образец фоторегистрации с экрана ИКО с многоконтурным изображением кучево-дождевых (грозовых) облаков.

Анализ полученного экспериментального материала позволил выявить следующие основные особенности:

- областям нисходящих потоков соответствуют области повышенной интенсивности эхосигналов ($\bar{P}_r$), ограниченные замкнутыми concentрическими контурами изоэха; причем областям с наиболее интенсивными нисходящими потоками (с большими значениями φ) обычно соответствуют и области с наибольшими значениями $\bar{P}_r$ и наиболее симметричными (близкими к круглым) и четкие concentрические контуры изоэха;
- областям с восходящими потоками обычно соответствовали области с пониженной интенсивностью эхосигналов, находящиеся вне зоны четких и concentрических контуров изоэха;
- налицо упорядоченная дискретная структура пространственного распределения ячеек конвекции в грозовых кучеводождевых облаках; среднее расстояние между ячейками получилось равным ~ 3 км, а средняя горизонтальная протяженность областей нисходящих потоков $\sim 1,5$ км;
- создается впечатление, что наиболее интенсивные ячейки конвекции образуются за счет взаимодействия (постепенного слияния) отдельных мелких ячеек конвекции; пространственные размеры наиболее интенсивных ячеек конвекции могут в несколько раз превышать таковые для мелких;
- при постепенном угасании одних ячеек конвекции уменьшается и средняя интенсивность эхосигналов от них, но наряду с этим возникают другие ячейки конвекции, интенсивность эхосигналов от которых увеличивается со временем;
- с исчезновением ячеек мощной конвекции в кучево-дождевых облаках относительно слабые осадки еще продолжают некоторое время существовать (несколько минут);
- площадь горизонтального сечения наиболее интенсивных нисходящих движений в кучево-дождевых облаках занимает относительно малую

часть общей площади сечения этих облаков;

— время существования наиболее интенсивных нисходящих движений в кучево-дождевых облаках составляет считанные минуты, а изменение интенсивности имеет пульсационный характер, что, видимо, может быть отнесено к характеру взаимодействия и деятельности отдельных ячеек конвекции.

Ввиду того, что все подмеченные особенности находятся в согласии с данными самолетных исследований циркуляции воздуха в кучево-дождевых облаках, полученными многими исследователями [13, 14], можно надеяться, что описанная здесь методика радиолокационных обнаружений и исследования ячеек конвекции и нисходящих потоков в кучево-дождевых облаках окажется полезной в практике дальнейшего развития радиолокационных методов исследования физики облаков, а также для обеспечения безопасности полетов авиации.

Список литературы

1. Жу п а х и н К.С. Об оперативном статистическом анализе экосигналов от облаков, ливней и гроз. — Труды ГГО, 1968, вып. 224, с. 176–192.
2. Жу п а х и н К.С., Ле н ш и н В.Т. О корреляционной связи статистических параметров экосигналов от кучево-дождевых облаков со скоростями восходящих потоков в них: — Труды ГГО, 1968, вып. 224, с. 87–90.
3. Жу п а х и н К.С. К явлению отклонения экосигналов от модели Рэлея. — Труды ГГО, 1975, вып. 328, с. 129–140.
4. Жу п а х и н К.С., Жу п а х и н В.С. К вопросу оценки коэффициента диффузности квазистационарных экосигналов. — Труды ГГО, 1971, вып. 262, с. 134–138.
5. Жу п а х и н К.С. К теории рассеяния радиоволн гидрометеорами. — Труды Всесоюзного симпозиума по радиофизическим исследованиям атмосферы, октябрь, 1975, Ленинград, ГИМИЗ. — Л., 1977, с. 263–266.
6. Ле н ш и н В.Т., Бу д и л о в а Е.П. Об оценке интенсивности атмосферной конвекции в диагнозе и прогнозе условий осадкообразования. — Труды ГГО, 1976, вып. 372, с. 13–21.
7. Ш и ш к и н Н.С. Облака, осадки и грозовое электричество. — Л.: Гидрометеиздат, 1964, с. 16.
8. Жу п а х и н К.С. Изобретательская деятельность в ГГО. — Труды ГГО, 1977, Юбилейный сборник, с. 182–193.
9. Жу п а х и н К.С., И в а н о в а Т.В., С о з и н В.И. Результаты предварительного сравнения пеленгационных и радиолокационных наблюдений за грозовыми очагами. — Труды ГГО, 1973, вып. 302, с. 110–116.

10. Жупахин К.С., Иванова Т.В., Котов Н.Ф. Некоторые результаты исследования структуры очагов радиозха от кучево-дождевых облаков и динамики их развития. -Труды ГГО, 1979, вып.430, с.105-109.
11. Градштейн И.С., Рыжик И.М. Таблицы интегралов, рядов и произведений. - Физматгиз, 1962.
12. Жупахин К.С. О возможности повышения точности радиолокационных измерений осадков. -Труды ГГО, 1969, вып.239, с.93-109.
13. Проблемы атмосферного электричества. Труды III-ой международной конференции по электричеству атмосферы и космического пространства, Монтре, Швейцария, май 1968. - Л.: Гидрометеиздат, 1969.
14. Шметер С.М. Структура полей метеорологических элементов в зоне кучево-дождевых облаков. -Труды ЦАО, 1969, вып.88, с.

Л.Г. Гущина, Е.И. Михайлова

РЕЗУЛЬТАТЫ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ОТРАЖЕННЫХ СИГНАЛОВ ЯСНОГО НЕБА В КАРАДАГСКОЙ АКТИНОМЕТРИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

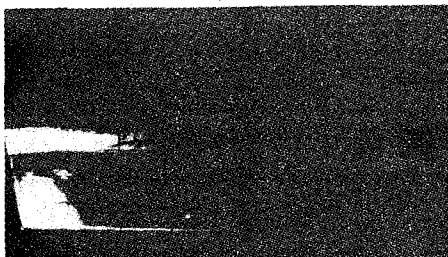
По данным целого ряда работ советских и зарубежных исследователей считается, что источником радиолокационных сигналов ясного неба являются птицы и насекомые, а также неоднородности атмосферы, характеризующиеся большими градиентами показателя преломления [4]. Хотя к настоящему времени уже разработан ряд методов идентификации источников отражений ясного неба [5,6] далеко не всегда удается определить объект, вызывающий это отражение.

С целью уточнения природы радиолокационных сигналов ясного неба в Карадагской актинометрической обсерватории (КАО) проводились наблюдения на метеорологическом радиолокаторе МРЛ-1 в сантиметровом диапазоне волн. Интенсивность отражений оценивалась по количеству точечных целей на экране индикаторов кругового обзора (ИКО) в масштабе 25 км и индикаторов дальность-высота (ИДВ) в масштабе 5/10 км. Для определения ЭПР целей фотографировались экраны ИКО и ИДВ с аттенуацией сигналов через 6 дБ. В качестве основного метода идентификации орнитологических объектов использовалась фоторегистрация индикатора кругового обзора с выдержкой в несколько минут по методике, предложенной В.Д.Степаненко и В.К.Завирухой [2].

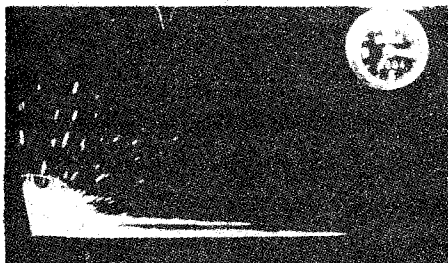
Типы отражений от ясного неба. На ИКО зарегистрированные отражения имеют вид скопления точек (см.рис.3а). На ИДВ точки могут располагаться беспорядочно или веерообразно. Часто наблюдается тенден-

ция концентрации точек на определенных высотах. При значительном количестве точечных отражений они принимают форму горизонтальных слоев разной толщины.

По виду распределения засветов на ИДВ можно различить три основных типа радиосэха, которым условно присвоены следующие названия: I - единичные точечные негруппированные эхосигналы (рис. Iа); II - веерообразные эхосигналы (рис. Iб); III - слоистые радиосэха (рис. Iб, в).



а



б

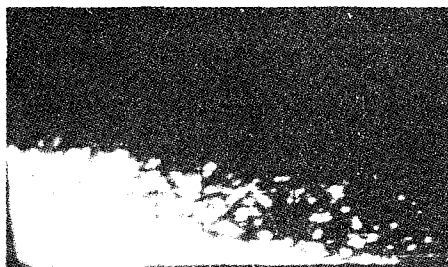


Рис. I

В январе, феврале радиолокационные сигналы от безоблачной атмосферы отсутствуют. В марте они отмечаются при 58 % всех наблюдений; в последующие весенние месяцы радиолокационные отражения подобного типа встречаются еще чаще, а в июле-сентябре они фиксируются практически при всех наблюде-

Максимальная высота обнаружения эхосигналов первого типа 3 км, дальность - 30 км. Эхосигнал перемещается с постоянной скоростью в определенном направлении, за ним легко можно проследить в течение нескольких минут. Максимальная высота обнаружения эхосигналов второго типа 5 км, дальность - 25 км. Основное количество точечных радиосэха обнаруживается на высоте до 3 км, дальность обнаружения - до 10 км. Направление движения беспорядочное. Время нахождения в луче - несколько секунд. Радиосэха слоистого типа обнаруживается на высоте 4 км, дальность обнаружения - 20 км.

Сезонная зависимость появления отражений от ясного неба: Круглогодичные наблюдения, проводимые в 1980-1982 гг. в КАО, показали четкую зависимость появления сигналов подобного типа над морем от сезона (табл. I).

Таблица I

Сезонная зависимость частоты появления эхосигналов от ясного неба m/n при общем числе наблюдений за месяц n (1980-1981 гг.)

Кол-во измерений	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
n	29	22	59	46	63	56	32	51	43	47	36	17
m	0	0	34	33	57	40	27	48	41	37	16	3
$m/n, \%$	0	0	58	78	90	71	84	94	95	80	44	18

ниях, к ноябрю их количество резко уменьшается.

Рассмотрим годовой ход различных типов отражений от ясного неба (табл.2). Негруппированные точечные эхосигналы наблюдаются с марта по декабрь. Количество их резко возрастает к концу марта - началу апреля и в сентябре-октябре. Высота обнаружения до 3 км - в марте-апреле и сентябре-октябре, в остальное время года до 1 км. Радиоэховеерообразного типа наблюдается только в теплый период года с мая по октябрь с максимумом в июле и сентябре. Высота обнаружения до 5 км. В этот же период времени встречаются эхосигналы в виде слоя на высоте до 4 км. Как правило, радиоэхов этого типа сопровождается веерообразным типом радиоэха.

Суточный ход радиоэха. Круглосуточные наблюдения, проводившиеся с интервалом в 2 ч в сентябре 1981 г., показали, что все рассматриваемые типы радиолокационных отражений от ясного неба могут появляться в любое время суток. Не удается выявить четкой закономерности появления радиоэха в зависимости от времени суток. Следует отметить, однако, что наиболее часто и в наибольшем количестве подобные сигналы встречаются в 10-13 ч.

Метеорологические условия появления радиоэха. Так как метеорологические наблюдения проводились на берегу, а станцией МРЛ-1 фиксировались радиолокационные отражения над морем на расстоянии более 3 км от береговой черты, метеоданные не всегда характеризовали условия над морем. Однако, сопоставление наземных метеоданных с частотой появления эхосигналов над морем все же позволяет выявить некоторые закономерности. В табл.2 приведена частота появления радиолокационных отражений от ясного неба при разных грациях температуры, относительной влажности, давления воздуха и направления ветра. Возникновение радиоэха первого типа непосредственно с этими параметрами не связано: скорее это сезонное явление. Радиоэхов второго и третьего типа появляются только после того, как температура воздуха поднимается выше 10°C . Появление таких эхосигналов наблюдается преимущественно при давлении 1010-1020 гПа, т.е. в антициклональных барических

Таблица 2

Повторяемость точечных (Т), веерообразных (В) и слоистых (С) отражений от ясного неба в разных метеорологических условиях по наблюдениям 1981 г.

Месяц	Тип отражения	Ветер, м/с			Относительная влажность, %		Давление, гПа		Температура воздуха, °С		
		С	Ю	штиль	>60	<60	<1020	>1020	0-10	11-15	15
III	Т	3	9	4	2	14	2	14	14	2	-
	В	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	С	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
IV	Т	8	6	1	3	12	-	15	11	4	-
	В	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	С	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	Т	11	5	5	6	5	5	16	1	13	7
	В	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	С	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
VI	Т	7	2	4	5	8	-	13	-	-	13
	В	5	2	1	1	7	1	7	-	-	8
	С	3	2	-	1	4	1	4	-	-	5
VII	Т	2	1	-	1	2	2	1	-	-	3
	В	11	3	1	9	6	8	7	-	-	15
	С	3	-	-	3	-	2	1	-	-	3
VIII	Т	3	1	1	4	1	1	3	-	-	4
	В	4	-	1	5	-	1	5	-	-	6
	С	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
IX	Т	4	4	-	7	1	-	8	-	1	7
	В	24	1	10	7	28	-	35	-	1	34
	С	17	2	7	3	23	-	26	-	1	25
X	Т	2	2	-	2	2	-	4	-	2	2
	В	3	-	-	-	3	-	3	-	2	1
	С	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
XI	Т	2	2	-	-	4	-	4	1	3	-
	В	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	С	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
XII	Т	1	1	1	-	3	-	3	3	-	-
	В	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	С	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

образованиях, при низкой относительной влажности (менее 60 %). Наиболее отчетлива связь появления отражений первого и второго типов с направлением ветра: экосигналы чаще наблюдаются при северных ветрах (с суши). После резкого изменения направления ветра с северного на южное в течение некоторого времени отражения подобного типа продолжают наблюдаться. При длительном сохранении южного направления ветра экосигналы, как правило, отсутствуют. Изменение направления ветра с южного на северное влечет за собой появление радиолокационных отражений ясного неба.

Как видно из гистограммы (рис.2), ЭПР экосигналов первого ти-

па составляет 0,01–300 см², второго и третьего типа – находится практически на одном уровне и составляет 0,01–5 см².

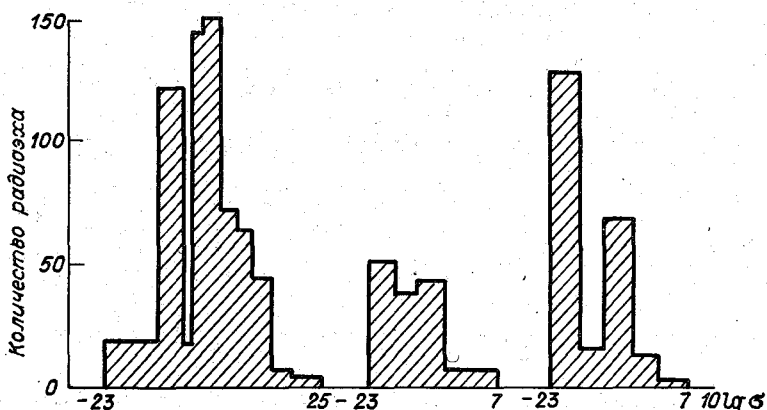
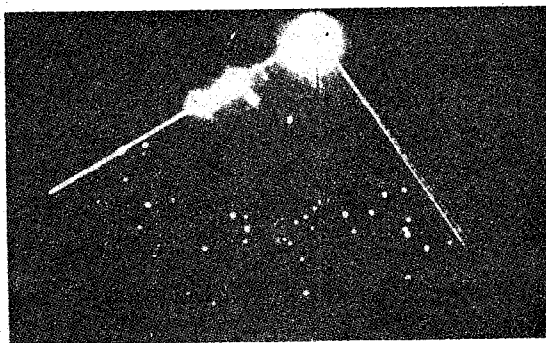


Рис. 2

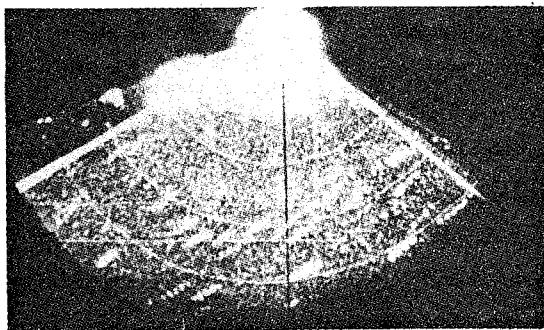
Скорость и направление перемещения радиозаха. Фотоснимки, сделанные с длительной выдержкой, позволили определить скорость и направление перемещения точечных радиозаха первого типа. Как видно из рис. 3а, б при малой экспозиции эхосигналы на ИКО представлены в виде отдельных точек. При экспозиции 5 мин радиолокационные отражения имеют вид цепочек. Путем измерения отрезков, пройденных эхосигналом за время экспозиции кадра, вычислялась скорость передвижения, она составляла от 20 до 90 км/ч, средняя скорость – 60 км/ч. Направление перемещения – весной северо-восток, север; осенью – юг, юго-запад. При фотографировании с длительной выдержкой экрана ИКО и ИДВ с эхосигналами второго и третьего типа траектории перемещения не отмечаются.

Обсуждение результатов. Сопоставляя ряд характеристик точечного радиозаха первого типа, можно прийти к выводу, что источником данных отражений являются птицы. Календарные сроки максимального количества радиозаха совпадают со сроками весенне-осенних перелетов птиц. Направление перемещения осенью на юг, весной на север, скорость перемещения 20–90 км/ч, высота обнаружения до 2–3 км весной и осенью и до 1 км летом.

Известно, что через Крымский п-ов проходят основные пути миграции перелетных птиц Европейской части территории СССР. Птицы летят как днем, так и ночью, высота полета – не более 5 км, а в основном менее 3 км; полетная скорость 30–80 км/ч. Оседлые морские птицы (например, чайки) способны залетать в море на большие расстояния, так как они отдыхают на воде. Высота полетов оседлых птиц ниже 1 км [3]. Все



а



б

Рис.3

эти данные хорошо согласуются с полученным материалом наблюдений и убедительно свидетельствуют о том, что радиозха первого типа не что иное, как отражения от стаи птиц; фотография с длительной выдержкой отчетливо отображает траектории полетов птиц.

Эффективные площади рассеяния, полученные для радиозха этого типа, составляют $0,1-300 \text{ см}^2$. Это соответствует имеющимся данным об ЭПР птиц. ЭПР эхосигналов второго и третьего типов составляет $0,01-5 \text{ см}^2$, что совпадает с ЭПР насекомых. Появление этого типа радиозха в июне-сентябре и полное отсутствие в зимний период также согласуется с сезонной динамикой массового развития насекомых и их миграций.

Небольшая скорость перемещения и появление веерообразных отражений преимущественно при ветрах с суши наводят на мысль, что отражения возникают при насыщении воздуха некоторыми элементами, формируемыми над сушей. По литературным данным миграции насекомых происходят именно в жаркие дни с невысокой влажностью воздуха [1].

Антициклональные условия погоды (высокая температура, низкая относительная влажность) способствуют образованию инверсионных сло-

ев, которые могут препятствовать рассеянию примеси, находящейся в воздухе (насекомые, пыльца растений и т.д.). По литературным данным турбулентные неоднородности показателя преломления имеют удельную ЭПР порядка 10^{-14} см⁻¹. Расчеты показывают, что максимальный радиус обнаружения подобных целей на МРЛ-1 — 2 км, что соответствует радиусу "слепой зоны" лоатора (рис.4.).

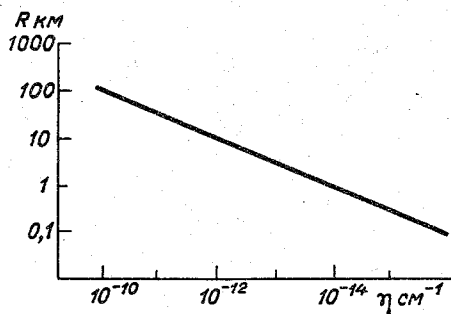


Рис.4

Таким образом, со значительной вероятностью в качестве источника отражения радиозеха второго и третьего типов можно считать скопления насекомых.

Список литературы

1. В а с и л ь е в В.П. Вредители сельскохозяйственных культур и лесных насаждений. — Киев, 1975.
2. З а в и р у х а В.К., С т е п а н е н к о В.Д. Методика и результаты наблюдений точечных радиозех с помощью аэродромной РЛС. — Труды ИГО, 1979, вып. 430.
3. П р о м т о в А.Н. Сезонные миграции птиц. — Л., 1941
4. Ч е р н и к о в А.А. Радиолокационные отражения от ясного неба. — Л., 1979
5. Ч е р н и к о в А.А., Ш у п я ц к и й А.Б. Поляризационные характеристики радиолокационных отражений от ясного неба. — Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1967, т.3, №2
6. Hardy K.R., Atlas D., Glover K.M. Multiwavelength backscatter from the clear atmosphere. J. Geophys. Res., 1966, vol. 71.

С.А. М а л а н и ч е в, Ю.А. М е л ь н и к,
Е.И. М и х а й л о в а, А.В. Р ы ж к о в

ИССЛЕДОВАНИЯ АМПЛИТУДНЫХ СПЕКТРОВ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ СИГНАЛОВ ЯСНОГО НЕБА

Для решения задачи идентификации источников отражений от ясно-го неба (ОЯН) и создания систем подавления помех, обусловленных этими сигналами, большой интерес представляет исследование их спектров. Имеющиеся к настоящему времени сведения о спектральных характеристиках ангел-эха являются очень скудными и весьма противоречивыми [4-6]. Основная трудность при исследовании амплитудных спектров заключается в получении достаточно длительных реализаций отраженного сигнала, пригодных для надежного статистического оценивания.

В ходе комплексных исследований ангел-эха, проводившихся в ИТО на территории Карадагской актинометрической обсерватории в течение 1981-1982 гг. [1], регистрировались поимпульсные записи сигналов ангел-эха на выходе радиолокатора МРД-1 ($\lambda=3,2$ см) с помощью разработанного С.А. М а л а н и ч е в ы м прибора поимпульсной регистрации. Прибор обеспечивал запись 4096 отсчетов амплитуды, следовавших либо через период повторения импульсов T , либо через промежуток $\Delta T=16T$. При оценивании амплитудного спектра вся реализация разбивалась на 64 равные части и для каждой части на ЗЕМ рассчитывалась периодограмма посредством 64-точечного быстрого преобразования Фурье. Относительная точность оценки спектральной плотности, получаемая при осреднении 64 периодограмм, составляет примерно 13 %. При частоте посылок импульсов 300 Гц спектр амплитуды сигнала определяется в полосе частот 0-150 Гц с разрешением $\Delta f=4,7$ Гц, а при регистрации каждого 16-го импульса - в полосе 0-9,4 Гц с частотным разрешением 0,3 Гц. В большинстве случаев наряду с поимпульсной записью экран ИКО фотографировался с большой выдержкой (порядка нескольких минут) для определения траекторий перемещения источников ОЯН [1]. Всего за период наблюдений было зарегистрировано и обработано около 50 поимпульсных записей сигналов ангел-эха различных типов.

На рис.2-4 представлены типичные образцы амплитудных спектров сигналов ОЯН, полученных по данным поимпульсных записей. Сравнивая спектры ОЯН с типичным спектром сигнала, отраженного от кучевого облака (рис.1), можно отметить, что спектры ОЯН отличаются более изрезанными и явно негауссовыми формами и имеют ярко выраженные пики спектральной плотности.

Рассмотрим конкретные примеры. На рис.2 изображен амплитудный спектр реализации сигнала ОЯН длительностью примерно 3 мин (сопровождение данного источника отражения осуществлялось на радиолокаторе вручную). Значение ЭПР данного источника отражения, рассчитанное

по среднему уровню сигнала, составляет величину 100 см^2 , что является характерным значением ЭПР единичной птицы или стаи птиц [2,3]. Еще одним подтверждением того, что источником отражения являются птицы, — фотографии ИКО с длительной экспозицией. И, наконец, наиболее убедительным свидетельством в пользу того же является спектр сигнала на рис.2. В спектре присутствует четкий пик, соответствующий по литературным данным [4] частоте взмахов крыльев $f_1 = 4 \text{ Гц}$ и дополнительный пик, соответствующий второй гармонике этой частоты $f_2 = 8 \text{ Гц} \approx 2f_1$. Высокий уровень спектральной плотности в области низких частот обусловлен изменением положения птицы в радиолокационном объеме и изменением ракурса облучения тела птицы, приводящем к значительной модуляции среднего уровня сигнала [2].

На рис.3-4 приведены спектры сигналов ОЯН, наиболее вероятным источником которых являются скопления насекомых. Об этом свидетельствует сравнительно невысокий уровень отраженного сигнала, характер засветки экрана ИДВ (для случая, соответствующего рис.3, радиоэхо имеет вид тонкого слоя) и наличие выбросов в амплитудном спектре в диапазоне частот 20-50 Гц. Именно в этом диапазоне находятся частоты взмахов крыльев различных типов насекомых [4]. Очевидно, что в спектре сигнала, отраженного

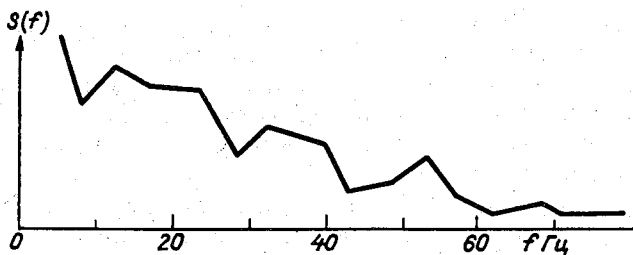


Рис. I

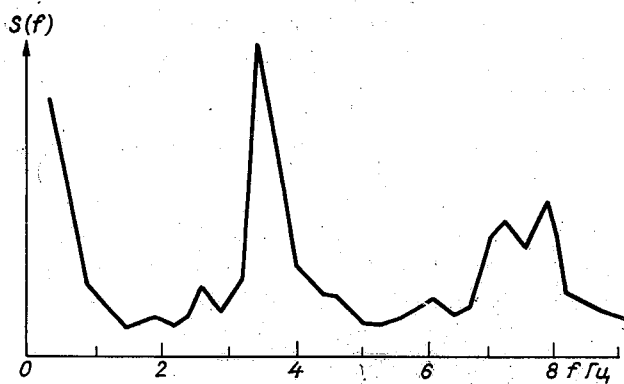


Рис.2

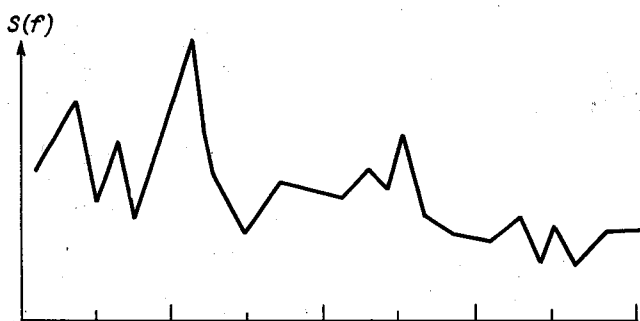


Рис.3

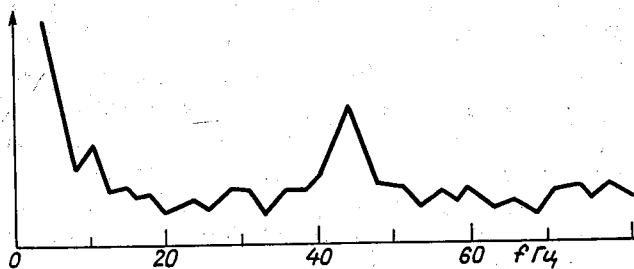


Рис.4

от скопления насекомых резонансная структура выражена менее отчетливо, чем в спектре сигнала от единичного насекомого, за счет камуфлирующего эффекта относительных движений насекомых. Поэтому спектры, изображенные на рис.3 и 4, имеют более сложный вид, чем спектр, представленный на рис.2.

Приведенные результаты имеют предварительный характер и являются иллюстрацией возможностей идентификации источников отражений от ясного неба по амплитудным спектрам радиолокационных сигналов.

Список литературы

1. Гу щ и н а Л.Г., М и х а й л о в а Е.И. Результаты радиолокационных наблюдений отраженных сигналов ясного неба в Карадагской актинометрической обсерватории. Настоящий сборник.
2. З а в и р у х а В.К., С т е п а н е н к о В.Д. Радиолокационное исследование орнитологических объектов. - Труды 1У Всесоюзного совещания по радиометеорологии, 1978, с.113-118.
3. Ч е р н и к о в А.А. Радиолокационные отражения от ясного неба.- Л.: Гидрометеиздат, 1979.
4. Flock W. L., J. L. Green. The detection and identification of birds in flight using coherent radar. Proc. IEEE, 1974, vol. 62, 6, p. 745-753.
5. Flock W. L. Radar echoes from birds and their effects on radar performance. Atmospheric effects on radar target identification and imaging, 1978, p. 425-435.
6. Konrad T., Hicks J., Dobson E. Radar characteristics of birds in flight. Science, 1968, vol. 159, N 3812, p. 274-280.

Ю.В.Г л и б и н, А.А. З а г о р о д н и к о в,
Л.А. П о п о в а

ОСОБЕННОСТИ РАДИОЛОКАЦИОННОГО СИГНАЛА МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПРИ ШТИЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ

Считается, что при штилевом состоянии морской поверхности радиолокационные сигналы практически не отражаются. Наблюдавшиеся отражения при этом отождествлялись с атмосферными образованиями - антел-эхо. Регулярные наблюдения, проводимые в Карадаге при помощи радиолокационной станции МРЛ-1, показали, что при штилевом состоянии моря очень часто наблюдаются интенсивные засветки экрана, обусловленные морской поверхностью.

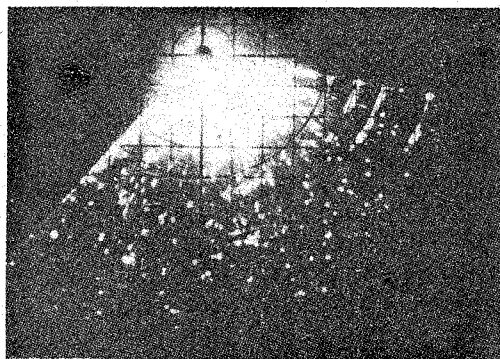
Радиолокационная станция установлена на высоте 40 м от уровня моря на расстоянии 50 м от уреза воды. Наблюдения осуществлялись при угле места $-0,2^\circ$ к горизонту в секторе азимутальных углов $120-220^\circ$ на сантиметровом канале с длительностью зондирующего импульса 1 мкс. Фотографирование изображений производилось с помощью фоторегистрирующей приставки ФАРМ-3А с индикатора кругового обзора на масштабе в 25 км по дальности.

В качестве примера на рис.1а показано радиолокационное изображение морской поверхности, полученное 8 октября 1981 г. в 9 ч. По данным метеостанции Карадагской обсерватории ветер был юго-восточного направления при скорости 3 м/с. Поверхность моря — штилевая, однако визуально наблюдались пятна ряби более темного цвета. В море на расстоянии 3–18 км от РЛС находились суда, водоизмещением 300–1000 м³. На экране РЛС были зафиксированы множества дискретных засветок от морской поверхности. Даже при ослаблении сигнала на 12 дБ (рис.1б) остается еще значительное количество отметок, которые затрудняют наблюдение за морскими целями. Полное исчезновение засветки от морской поверхности произошло при ослаблении сигнала в 36 и даже 42 дБ.

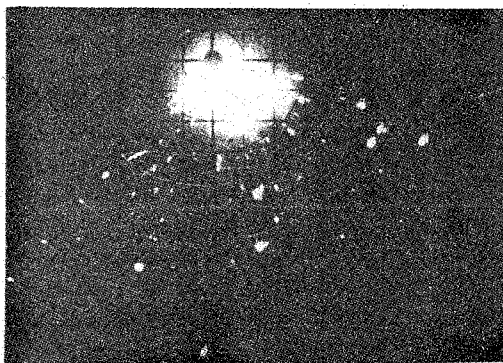
На рис.2а приведена зависимость числа дискретных отражений на единицу площади дальности. Показано изменение плотности засветок в зависимости от степени затухания сигнала (рис.2б). При анализе характера движения и времени существования засветок было обнаружено, что индивидуальные дискретные засветки существуют 0,5–8 мин и движутся по поверхности моря по прямолинейным или искривленным траекториям со скоростью движения 30–70 км/ч в самых разнообразных направлениях. На рис.3 видны траектории движения дискретных засветок, полученные с экрана РЛС методом последовательной съемки на один кадр в течение 3 мин. Разработанная методика путем фотографирования многократно повторяющихся кадров позволяет отличить такие отражатели от сосредоточенных целей и определить траекторию их движения.

Одновременные визуальные и радиолокационные наблюдения показали, что причиной отражения являются не птицы, как вначале предполагалось, а пятна ряби, создаваемые на поверхности моря движущимися турбулентными вихрями. Эти вихри очень часто возникают при слабом ветре и перемещаются по поверхности моря по прямолинейным или искривленным траекториям.

Хотя рябь наблюдается под очень малыми углами скольжения ($0,45-0,09^\circ$) в диапазоне дальности от 5 до 25 км, отражающая площадь из-за отсутствия затенений обратных склонов полностью покрывает всю площадку разрешения. ЭПР дискретных засветок составляет $0,01-1 \text{ м}^2$; эта величина соизмерима с ЭПР катеров, навигационных буйев и мелких



a



б

Рис. I

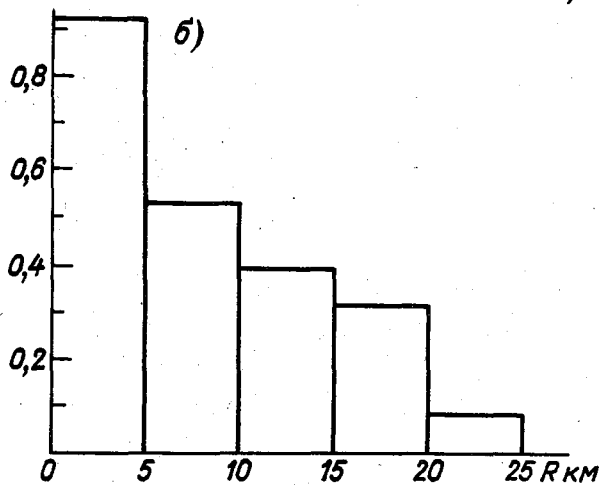
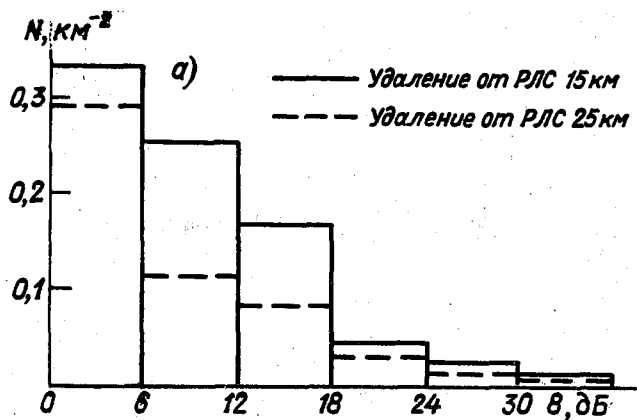


Рис. 2

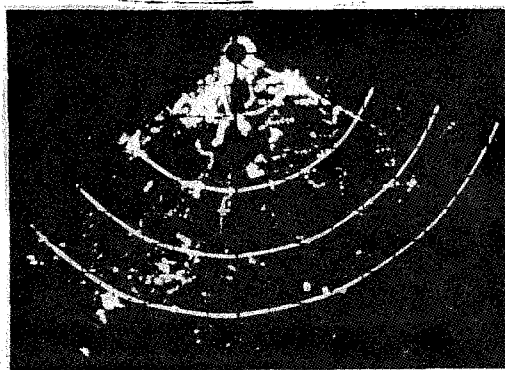


Рис. 3

судов. Дискретные засветки существенно затрудняют работу навигационных судовых РЛС, так как без ослабления сигналы даже от таких крупных морских целей как танкеры могут маскироваться в поле дискретных отметок. Селекция таких ложных целей по другим признакам также затруднена. Если сигналы от крупных морских целей могут быть выделены посредством ослабления отраженного сигнала, то мелкие суда и катера таким образом обнаружены быть не могут. Не помогает селекция по скорости движения объектов и ширине спектра флуктуаций огибающей амплитуд отраженного сигнала, так как различие этих параметров крайне незначительно. Имеется некоторая разница в законах распределения амплитуд отраженных сигналов. Помеховые сигналы дискретного типа имеют закон распределения амплитуд. Амплитуды сигнала, отраженного от морских целей, обычно распределены по обобщенному закону Релея, т.е. в сигнале имеется постоянная составляющая, но это различие невелико.

В заключение можно отметить, что обнаружен и исследован новый тип помеховых сигналов дискретного типа, имеющих место при штилевом состоянии моря. По своим характеристикам помеховые сигналы совпадают с сигналами от морских целей, что затрудняет работу судовых навигационных РЛС.

Список литературы

1. К р и л о в Ю.М. Спектральные методы исследования и расчета ветровых волн. - Л.: Гидрометеиздат, 1966, с.15-94.
2. В е н т ц е л ь Е.С. Теория вероятностей.- М.: Физматгиз, 1962.
3. З а г о р о д н и к о в А.А. Радиолокационная съемка морского волнения с летательных аппаратов. - Л.: Гидрометеиздат, 1978, с. 33-99.

Е.О. Ж и л к о, С.И. М и р о ш н и ч е н к о МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ МОРСКОГО ВОЛНЕНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ТЕЛЕВИЗИОННОГО СПЕКТРОАНАЛИЗАТОРА

Неконтактные методы измерения характеристик гидрофизических полей (турбулентности атмосферы, морского волнения), их пространственной и временной изменчивости позволяют повысить достоверность гидрометеорологических прогнозов, безопасности самолето- и судовождения, улучшить радиолокационную наблюдаемость объектов на фоне по-

мех. Одной из наиболее полных статистических характеристик гидрофизического случайного поля является его двумерный спектр. Особый интерес представляет двумерный спектр морского волнения, по которому можно достаточно просто оценить среднюю длину систем морского волнения, их количество, узкополосность, направление и т.д.

Известен ряд предложений [2] по использованию гармонического анализа радиолокационного изображения морской поверхности для получения двумерного спектра. Однако техническая реализация двумерных анализаторов спектра встречается значительные трудности. Например, при использовании методов когерентной оптики необходимо изготавливать транспоранты на фотопленке или других носителях. Это затрудняет работу в реальном масштабе времени. Применение цифровых методов также на сегодняшний день ограничено из-за необходимости запоминания, переработки и вывода больших масштабов чисел. Отмеченные трудности вынуждают искать иные пути реализации двумерных анализаторов спектра. В описываемом ниже телевизионном спектроанализаторе двумерный спектр морского волнения получается по сечениям. Существо метода сечений состоит в следующем.

Исходное изображение $\xi(x, y)$ связано со своим двумерным спектром $E(u, v)$ выражением вида

$$E_{\xi}(u, v) = \iint_{-\infty}^{\infty} \xi(x, y) e^{-j(ux + vy)} dx dy \quad (1)$$

где x, y — пространственные координаты, u, v — пространственные волновые числа, причем $K = \sqrt{u^2 + v^2}$, $\lambda = 2\pi/K$ — пространственный период. Если первоначально осуществить проекцию изображения на ось x_1 , т.е.

$$\xi_x(x) = \int_{-\infty}^{\infty} \xi(x, y) dy \quad (2)$$

а затем выполнить преобразование Фурье над проекцией, то в результате получается сечение двумерного спектра исходного изображения [2]

$$E_{\xi}(u, 0) = \iint_{-\infty}^{\infty} \xi(x, y) e^{-j(ux + 0y)} dx dy \quad (3)$$

Для получения следующего сечения двумерного спектра изображение $\xi(x, y)$ необходимо повернуть на некоторый угол φ и вновь выполнить проекцию изображения на ось $X_1 = x \cos \varphi + y \sin \varphi$ с последующим преобразованием Фурье от проекции на ось X_1 . Многократно выполняя описанную процедуру, можно получить набор радиальных сечений и восстановить двумерный спектр.

Структурная схема телевизионного спектроанализатора, предназначенного для получения двумерного спектра с экрана индикатора кругового обзора РЛС, приведена на рис.1. Телевизионная камера устанавливается на поворотном штативе перед ИКО РЛС и служит для преобразования радиально-круговой развертки изображения РЛС в телеви-

зионную (черезстрочную) развертку изображения. С выхода телекамеры сигнал подается на вход интегратора строки для формирования проекции изображения. Проекция изображения достигается интегрированием сигналов изображения вдоль строк при помощи фильтра нижних частот (ФНЧ). Эта операция выполняется следующим образом. Во время действия строчных синхронизирующих импульсов накопительный конденсатор ФНЧ полностью разряжается через замкнутый электронный ключ. С приходом видеосигнала очередной строки конденсатор начинает заряжаться. Постоянная времени ФНЧ выбирается намного больше длительности строки ($\tau \gg 64$ мкс) для получения высокого качества интегрирования. В момент окончания строки накопленная на конденсаторе информация подается через электронный ключ связи на вход ячейки памяти, где остается до следующего замыкания ключа связи. В результате построчного интегрирования на выходе ячейки аналоговой памяти в течение полукадров формируется видеосигнал, соответствующий проекции изображения на ось, перпендикулярную строкам телевизионного изображения. Сформированный видеосигнал подается на вход гетеродинного анализатора спектра СК4-26. К выходу анализатора подключен 2-х координатный самописец, фиксирующий сечение двумерного спектра под углом φ (угол поворота телевизионной камеры относительно отметки "север" на ИКО). Информация с координатного самописца может поступать для обработки ручным способом, либо на вычислитель (например, ЭВМ), если необходимо получить данные о средних длинах волн систем волнения $\bar{\lambda}_i$ или направлениях их распространения α_i .

Погрешности используемого метода получения двумерного спектра морского волнения имеют ряд составляющих:

- 1) погрешности приборов, используемых в установке (СК4-26, 2-х координатного самописца);
- 2) погрешности, связанные с исходным разрешением изображения и частотой сечений;
- 3) погрешности отображения рельефа морской поверхности с помощью РЛС.

Наиболее существенны погрешности 2 и 3 групп. Полагаем, что исходное разрешение телевизионной камеры составляет 400×400 элементов. Тогда с помощью идеального анализатора спектра можно получить сечения спектра с разрешением от 400 до 560 (при повороте на 45°) элементов (при построчной телевизионной развертке).

За счет несогласованности полосы анализатора спектра СК4-26 и наличия строчной и полукадровой дискретизации телевизионного изображения реальное разрешение установки несколько хуже. Так как в полукадре стандартного телевизионного сигнала 312,5 строк, то число решаемых элементов радиолокационного изображения равно 156. Это чис-

до может быть увеличено при переходе на построчную телевизионную развертку или при использовании специальных телевизионных установок с повышенным числом строк в кадре.

Известно [2], что если ΔR - разрешающая способность РЛС, $\bar{\lambda}$ - средняя длина измеряемой системы морских волн, то при $\Delta R/\bar{\lambda} < 0,2$ РЛС может быть использована в качестве измерителя волнения. Современные судовые навигационные РЛС имеют $\Delta R \sim 15$ м, что позволяет измерять системы морских волн со средней длиной волны $\bar{\lambda} > 60$ м. В судовых РЛС дальность наиболее интенсивных отражений от морских волн $R < 5$ км. Число пространственных периодов морских волн, укладывающихся на экране ИКО РЛС (число элементов, которое должно быть разрешено без ухудшения разрешающей способности РЛС), определяется как $N_{\text{РЛС}} = 2R/\bar{\lambda} \sim 166$. Величины N_T и $N_{\text{РЛС}}$ совпадают с точностью до 6 %, что позволяет говорить о согласованности характеристик телевизионного спектроанализатора и РЛС. При рассмотрении возможности измерения пространственных характеристик морского волнения с помощью системы "РЛС-телевизионный спектроанализатор" необходимо учитывать погрешности отображения рельефа морской поверхности на экране панорамной РЛС с круговым обзором.

Известно [2], что если совместить направление облучения с одной из координатных осей, например x , то в линейном приближении с точностью до постоянного множителя энергетический спектр двумерного радиолокационного сигнала можно записать:

$$E(u, v) = U^2 E(u, v) E_w(u, v), \quad (4)$$

где $E(u, v)$ - энергетический двумерный спектр морского волнения, $E_w(u, v)$ - пространственно-частотная характеристика приемного тракта РЛС. В случае многомодового энергетического двумерного спектра при узкополосных системах морского волнения справедливо [1]

$$E(u, v) = \sum_{i=1}^n \frac{A_i}{\pi} \exp \left[-\frac{(u-u_i)^2}{\alpha_i^2} - \frac{(v-v_i)^2}{\beta_i^2} \right], \quad (5)$$

где n - число мод, $A_i = 1,68 g h_i^2 \tau_i \Delta \mu_i^{-1} \mu_i^{-1/2}$, h_i , τ_i , μ_i - средняя высота, период и временная частота i -той системы, соответственно;

u_i , v_i - координата i -той моды на плоскости волновых чисел u, v , α_i , β_i - полосы пространственных частот i -той моды вдоль осей u, v .

Воспользуемся гауссовской аппроксимацией функции $E_w(u, v)$

$$E_w(u, v) = \exp \left[-\frac{u^2 \beta_x^2}{2} - \frac{v^2 \beta_y^2}{2} \right], \quad (6)$$

где β_x , β_y - размеры импульсной площадки разрешения РЛС по осям x, y . Для одной моды энергетического спектра морского волнения получим

$$E(u, v) = U^2 \frac{A_i}{\pi} \exp \left[-\frac{(u-u_i)^2}{\alpha_i^2} - \frac{u^2 \beta_x^2}{2} - \frac{(v-v_i)^2}{\beta_i^2} - \frac{v^2 \beta_y^2}{2} \right]. \quad (7)$$

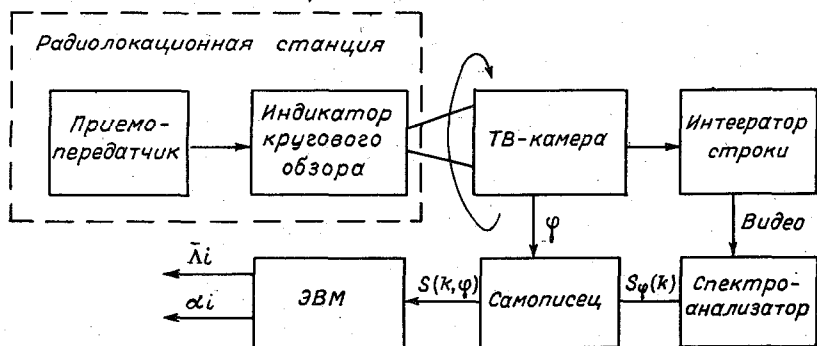


Рис.1

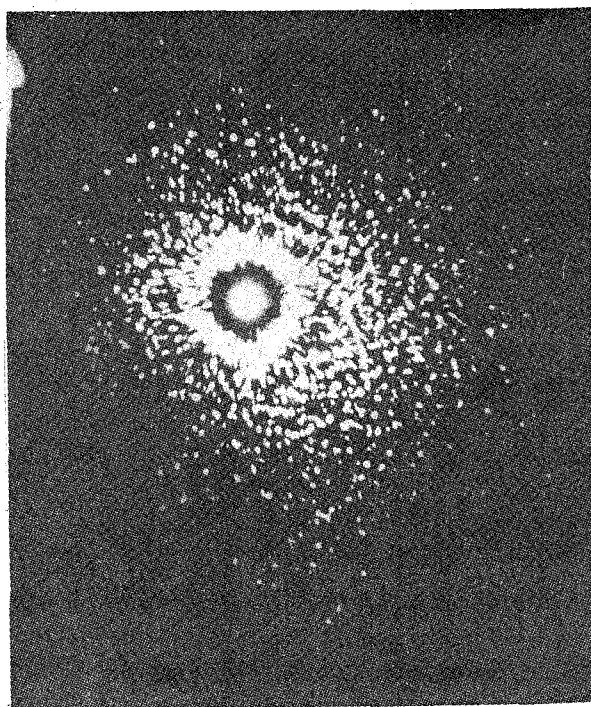


Рис.2 а

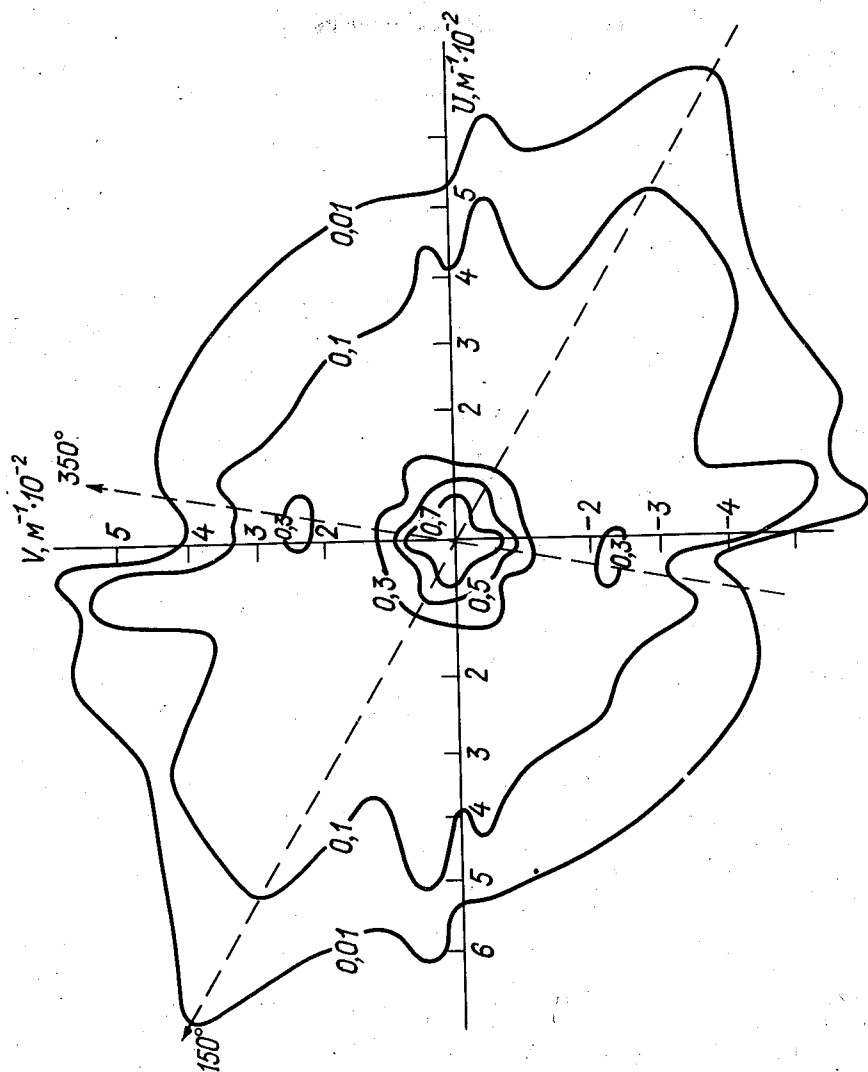


Рис.2 б

Для оценки потенциальной точности вычисления средних волновых чисел по радиолокационному изображению воспользуемся определением волновых чисел через моменты энергетического спектра [3]

$$\hat{U}_1 = \frac{m_{10}}{m_{00}}, \quad \hat{V}_1 = \frac{m_{01}}{m_{00}}, \quad (8)$$

где моменты энергетического спектра определяются согласно выражения

$$m_{pq} = \int \int \varepsilon(u, v) U^p V^q du dv, \quad (9)$$

p, q - целые числа, указывающие порядок момента. Пользуясь выражениями (7), (8), (9) и опуская промежуточные вычисления, получаем

$$\hat{U}_1 = U_1 (1 + \alpha_1^2 \beta_x^2)^{-1}; \quad \hat{V}_1 = V_1 (1 + \beta_1^2 \beta_y^2)^{-1}. \quad (10)$$

Идентичность полученных соотношений для $\hat{U}_1$ и $\hat{V}_1$ позволяет далее анализировать одно из них. Очевидно, что

$$\frac{\Delta U}{U_1} = \frac{U_1 - \hat{U}_1}{U_1} = 1 - \frac{1}{1 + \alpha_1^2 \beta^2}. \quad (11)$$

Результаты расчетов (в %), проведенных по формуле (11) для различной ширины площадки разрешения (15, 30 и 50 м), сведены в табл. I.

Таблица I

Ширина площадки разрешения, м	$\alpha, \text{ м}^{-1}$			
	0,002	0,005	0,01	0,015
15	0,09	0,6	2,2	4,8
30	0,36	2,2	8,3	16,8
50	1,0	5,9	20,0	36,0

Анализ данных позволяет сделать следующие выводы.

1) С расширением полосы частот пространственного спектра морского волнения α точность измерения средних волновых чисел систем морского волнения падает. Результат физически объясним, так как при увеличении ширины спектра волнения взволнованная поверхность моря теряет свою выраженную периодичность структуры, что вызывает затруднения в определении средней длины системы морского волнения.

2) Высокая радиальная разрешающая способность РЛС ($\beta = 15$ м) неизменна по всей дальности, что обеспечивает достаточно высокую точность определения среднего волнового числа в направлении распространения измеряемой системы морского волнения (до 5 %). Однако быстроухудшающаяся способность по азимуту (при азимутальной ширине диаграммы направленности РЛС $\Theta_{a_0} \sim 1^\circ$, $\beta = 15 \dots 50$ м при увеличении дальности до 3 км), приводит к сужению пространственно-частотной характеристики приемного тракта РЛС (1,6) и к ухудшению точности определения среднего волнового числа.

Метод определения двумерного спектра морского волнения по радиолокационному изображению был проверен в лабораторных условиях с использованием материалов натурального эксперимента, проведенного в 1971 г. в Атлантическом океане на радиолокационной станции "Дон", установленной на научно-исследовательском судне погоды "Пассат".

На рис. 2а - радиолокационное изображение морской поверхности, полученное при высоте волны трехпроцентной обеспеченности $h_{3\%} = 2,08$ м (замер с помощью судового волнографа ГМ-62), при этом отмечалось наличие двух систем волнения: зыбь с направлением распространения 350° , ветровое волнение -150° , параметры ветра - скорость 5-7 м/с, направление 260° . Масштаб изображения 0,8 мили. Непосредственно по этому изображению сложно судить о параметрах систем волн.

На рис. 2б - двумерный спектр радиолокационного изображения. Линия равного уровня показывает распределение энергии в спектре. Один узкополосный максимум ($\lambda = 250$ м, $\alpha_e = 350^\circ$) соответствует наблюдаемой визуальной зыби. Энергия спектра морского волнения на уровне 0,3 имеет явно выраженную направленность ($\alpha_e = 150^\circ$), что соответствует наблюдаемому ветровому волнению. Присутствие вблизи центра двумерного спектра концентрических изолиний связано с ограниченными размерами транспаранта (рис. 2а), границы сигнала которого несколько напоминают окружность.

Проведенные исследования показывают практическую возможность определения двумерного спектра и параметров морских волн с использованием ИКО РЛС совместно с телевизионным спектроанализатором. Следует заметить, что характеристики по разрешению рассматриваемого прибора хуже чем для оптической систем обработки, однако допустимый динамический диапазон сигналов в нем значительно превосходит диапазон сигналов в оптических установках и составляет 40 дБ, причем широкий динамический диапазон сохраняется и при документировании результатов обработки.

Список литературы

1. Ж и л к о Е.О. Результаты измерения двумерных многомодовых спектров волнения радиолокационным способом. - Труды ГИМН, 1977, вып. 136, с. 18-21.
2. Загородник В.А.А. Радиолокационная съемка морского волнения с летательных аппаратов. - Л.: Гидрометеоиздат, 1978, 239 с.
3. Лонге-Хиггинс М.С. Статистический анализ естественной движущейся поверхности. - В кн. Ветровые волны. - М., 1962.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИПАЯ И ДРЕЙФУЩЕГО ЛЬДА С ПОМОЩЬЮ МРЛ-2

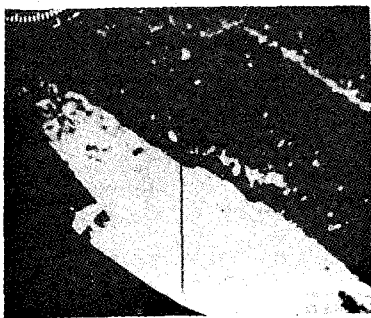
Для решения целого ряда задач (обеспечение прохождения судов, исследование гидрометеорологической обстановки в шельфовой зоне и др.) необходимо определение характеристик ледяного покрова. Для этих целей могут быть применены радиолокационные станции и, в частности, наземные метеорологические радиолокаторы типа МРЛ, расположенные в арктических районах.

В данной работе рассматриваются результаты исследований припая и дрейфующего льда, полученные в период 1980–1981 гг. с помощью станции МРЛ-2, установленной на удалении 50 м от береговой черты. Задачей исследований являлось определение состояния ледяного покрова (торосистость, сплоченность, скорость и направление дрейфа льда) с целью составления рекомендованного курса судам.

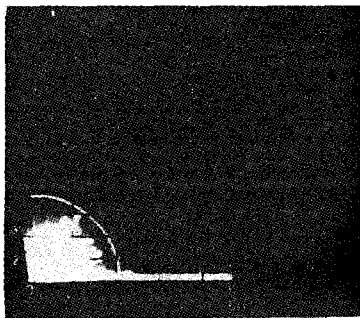
Рассмотрим определение радиолокационных характеристик припая неподвижного ледяного покрова, образующегося в зимний период у береговой черты. Геометрические размеры припая не являются постоянными величинами. Границы припая, как это было отмечено в работе [1], влияют на дрейф льда, а заприпайные прогалины оказывают влияние на гидрологические, метеорологические, ледовые условия района. При действии нажимных ветров границу припая можно рассматривать как зону возможного образования торосов. При наличии заприпайной прогалины с помощью МРЛ легко определить границы припая на экране кругового обзора (ИКО) или на экране индикатора дальность–высота (ИДВ) в заданном азимуте. На рис. 1а показано радиоэхо ледяного покрова на ИКО в масштабе 25 км (метки дальности через 5 км). Отчетливо видно, что кромка припая расположена от береговой черты на удалении 8–9 км. Одновременно фиксируется дрейфующий ледяной покров на расстоянии около 20 км.

При использовании ИДВ удаление кромки припая в определенном азимуте может быть установлено по протяженности радиоэха припая при угле места антенны, близком к нулю градусов. На рис. 1б в масштабе 10/20 (метки дальности через 4 км) при угле места антенны $\epsilon = 0,7^\circ$ и в азимуте 0° (см. рис. 1а) видно, что расстояние до кромки припая составляет 9–10 км. Аналогичным образом можно определить ширину заприпайной прогалины и расстояние до отдельных ледяных полей. При отсутствии четкой границы припая (рис. 1в, г) на экране ИКО или ИДВ наблюдается сплошная зона – радиоэхо припая, дрейфующего льда. В этом случае граница припая устанавливается следующим образом.

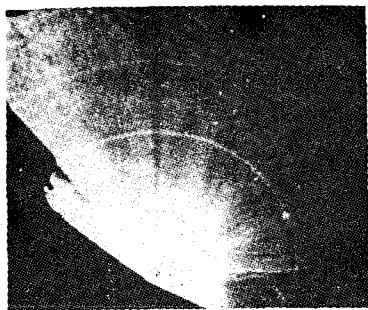
На шаблоне ИКО берется ряд дискретных точек радиоэха ледяного покрова на различном удалении от береговой черты. Через некоторые



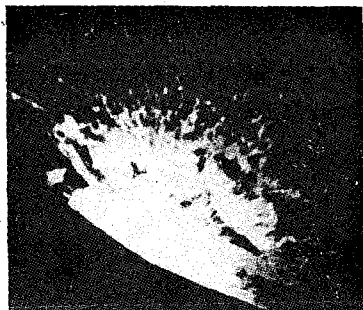
а.



б.



в.



г.

Рис. I

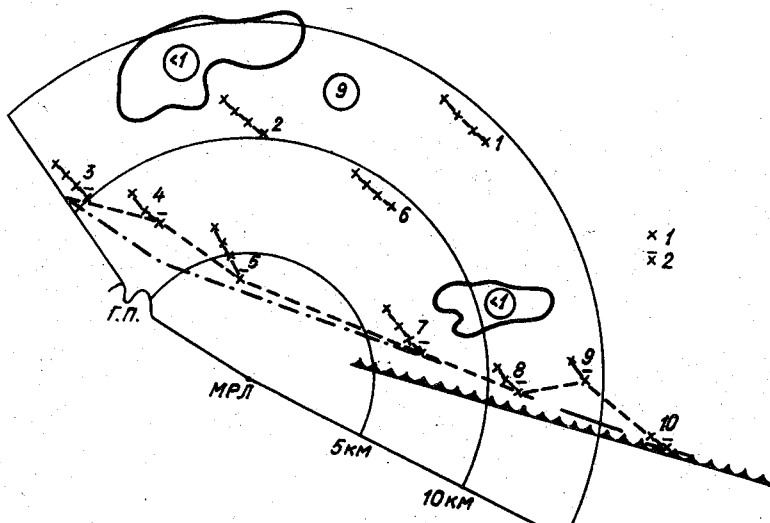


Рис.2

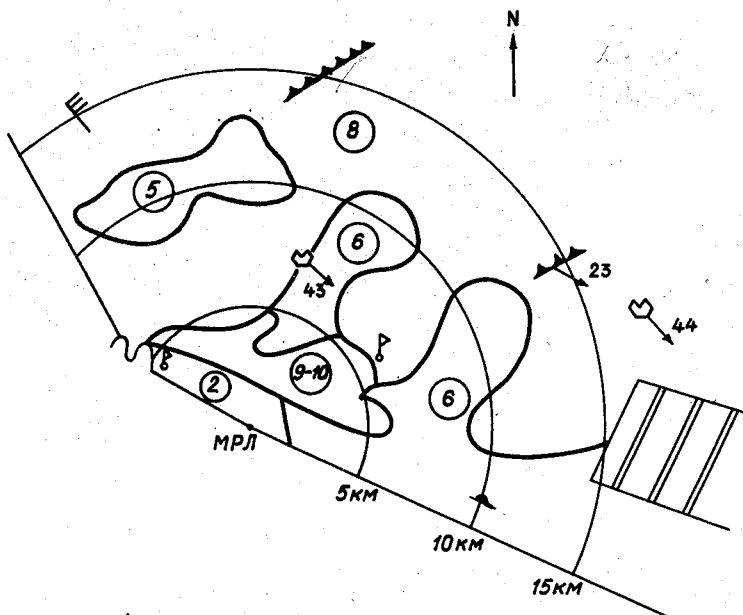


Рис.3

промежутки времени местоположение данных точек снова фиксируется (рис.2). Далее проводится разделение на подвижные (1) и неподвижные (2) точки радиоза. Соединяя точки (1,2), мы можем получить ориентировочную границу припая. На рис.2 штриховой линией показана кромка припая, полученная с помощью МРД, а пунктиром с точкой - по данным гидрологического поста. Видно их хорошее совпадение. По радиолокационным данным скорость дрейфа точек I-10 изменяется от 44 до 88 см/с с генеральным направлением на юго-восток (в среднем 125°). По гидрологическим - ветер северо-западный 2 м/с, направление дрейфа льда 144° , скорость 32 см/с, ширина припая - максимальная 8 км, минимальная 0,5 км, по створу 0,8 км. В нашем случае максимальная ширина припая находилась вне зоны обзора МРД. Различие в направлении дрейфа объясняется тем, что гидрологические наблюдения за скоростью и направлением дрейфа проводятся на основании наблюдений за движением единичных льдин, в то время как с помощью МРД определяется направление дрейфа всего ледяного покрова. При работе станции в режиме кругового обзора определение характеристик ледяного покрова проводится при угле места антенны, обеспечивающим максимальную дальность обнаружения.

Оценка торосистости припая осуществляется введением аттенюации, позволяющей на фоне радиоза ледяного покрова выделить полосы наиболее интенсивного сигнала. Данные полосы являются грядами торосов. По местоположению радиоза гряд торосов на припая можно судить о направлении сжатия ледяного покрова.

Одной из важнейших характеристик ледяного покрова, которая учитывается при плавании судов в ледовых условиях, является сплоченность дрейфующего льда. Для определения сплоченности вначале вводится аттенюация, при которой радиоза ледяного покрова исчезает почти полностью. Затем уменьшая дискретно аттенюацию, проводится на шаблоне ИКО обрисовка зон эхосигналов ледяного покрова и определение его сплоченности в соответствии с рекомендациями, изложенными в работе / 2 /. При анализе радиоза ледяного покрова были выделены полосы дрейфующего льда различной сплоченности, которые образовались под влиянием ветрового воздействия. На рис.3 представлена радиолокационная карта ледяного покрова за 6 августа 1981 г., на которой видны районы льда сплоченностью 5-6 баллов на фоне льда общей сплоченностью 8 баллов.

При длительных радиолокационных наблюдениях за состоянием ледяного покрова можно выделить стамухи, характеризующиеся высокой отражаемостью и отсутствием перемещения их эхосигналов. На образование стамух значительное влияние оказывает рельеф дна. В прибрежной зоне к востоку и юго-востоку от станции постоянно происходит застамухи-

вание ледовых образований. На рис.3 представлены отдельные ледяные образования и часть припая, застывшие на данной отмели.

Туман, дымка, жидкие осадки, метель затрудняют или делают совершенно невозможными гидрологические наблюдения за состоянием ледяного покрова. В то же время радиолокационные наблюдения с помощью МРЛ позволяют получать информацию о ледовой обстановке. В случае тумана и дымки интенсивность радиосигнала ледяного покрова не снижается. При наличии твердых и жидких осадков уменьшается радиус определения характеристик ледяного покрова. В тех случаях, когда имеют место метели, на ИКО МРЛ наблюдается сплошная засветка экрана, что представлено на рис.1в, без введения затухания в приемный тракт МРЛ. Такое явление наблюдалось 30 ноября 1981 г. При такой картине радиосигнала, определение характеристик покрова исключается. Это можно устранить введением аттенюации в приемный тракт МРЛ. На рис.1г представлен снимок ИКО МРЛ, полученный также 30 ноября 1981 г. при введении аттенюации 18 дБ. Отчетливо видно расположение ледяного покрова в прибрежной зоне. В этот день гидрологические данные отсутствуют по метеосводкам, вызванным сильной метелью.

В период навигации 1981-1982 гг. осуществлялось составление рекомендованного курса судам на основании данных радиолокационных наблюдений за состоянием ледяного покрова, которые передавались в бюро погоды и использовались при проводке судов.

Список литературы

1. Гудков И.З.М. Воздействие тангенциальных сил ветра и течений на припай. - Труды ААНИИ, 1974, вып.316, 96 с.
2. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 9. Гидрометеорологические наблюдения на морских станциях и постах, ч.1. - Л.: Гидрометеоиздат, 1969, с.210-211.

В.Ю. Александров ВЛИЯНИЕ ОТРАЖЕНИЯ ОТ ОСАДКОВ НА ХАРАКТЕРИСТИКИ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ МОРСКИХ ЛЬДОВ

В настоящее время при изучении характеристик ледяного покрова широко используются радиолокационные станции бокового обзора (РЛСБО). Они позволяют производить наблюдения одновременно в полосе шириной до 60 км в любое время суток. При радиолокационной съемке ледяного покрова слой атмосферы, лежащий ниже самолета, служит ис-

точником помех. Электромагнитное излучение поглощается в различного рода гидрометеорах (дожде, снеге, тумане, облаках) и отражается от них. Эти атмосферные образования могут оказывать значительное влияние на величину принимаемого сигнала. В результате оптическая плотность радиолокационного изображения определяется не только отражающими свойствами подстилающей поверхности, но и параметрами атмосферы. Это обстоятельство может затруднить процесс дешифрирования результатов наблюдений.

В работе [3] была дана оценка затухания радиоволн в облаках, осадках и туманах с параметрами, характерными для условий Арктики. В результате оценки величины отраженного сигнала был сделан вывод, что отражения от гидрометеоров примерно на порядок меньше отражений ото льда. Опыт же визуального дешифрирования радиолокационных изображений морских льдов говорит о том, что встречающиеся атмосферные образования могут значительно искажать снимок. Поэтому целью данной работы является теоретическая оценка влияния отражения от осадков на величину принимаемого РЛСВО сигнала, а, следовательно, и на характеристики получаемого изображения. В качестве количественной меры этой оценки выступает отношение мощностей сигналов, отраженных от осадков и от морского льда.

Расчеты производились при следующих допущениях:

- высота верхней границы зоны осадков постоянна и равна H ;
- интенсивность осадков, а также распределение их отражаемости по высоте в рассматриваемой зоне постоянны;
- коэффициент усиления антенны имеет зависимость от угла вида

$$G = G_0 \cdot \cos^2 \theta \sqrt{\cos \theta} \quad , \quad (1)$$

где θ - угол места, $\theta_{min} \leq \theta \leq \theta_{max}$, боковые лепестки отсутствуют.

Отраженные от ледяного покрова сигналы регистрируются по строке сканирования на пленке пропорционально времени между их посылкой и возвращением (t_3). Облучаемая на местности полоса делится на ряд площадок разрешения. Их размеры определяются разрешением по горизонтальной дальности (δY) и по путевой дальности (δX). Значения δY и δX можно рассчитать по следующим формулам [5]:

$$\delta Y = \frac{C \cdot \tau_u}{2 \cdot \cos \theta} \quad , \quad (2)$$

где C - скорость света, τ_u - длительность зондирующего импульса;

$$\delta X = R \cdot \beta = \frac{H \cdot \beta}{\sin \theta} \quad , \quad (3)$$

где R - расстояние до данной площадки разрешения, H - высота самолета, β - ширина диаграммы направленности антенны.

Мощность сигнала, отраженного от некоторой площадки разрешения и пришедшего на вход антенны, пропорциональна удельной эффективной площади рассеяния (ЭПР) морского льда [3]:

$$\rho_n(\theta) = \frac{P_{\Sigma} \cdot G_o^2(\theta) \cdot \lambda^2 \cdot k(\theta)}{(4\pi)^3 R^4} \sigma_n(\theta) \quad , \quad (4)$$

где P_{Σ} - мощность передатчика, $k(\theta)$ - коэффициент, учитывающий затухание радиоволн при распространении в атмосфере, λ - длина волны, $\sigma_n(\theta)$ - ЭПР морского льда. $\sigma_n(\theta)$ можно выразить следующим образом

$$\sigma_n(\theta) = \sigma_n^o(\theta) \cdot \delta X \cdot \delta Y \quad , \quad (5)$$

где $\sigma_n^o(\theta)$ - удельная ЭПР морского льда.

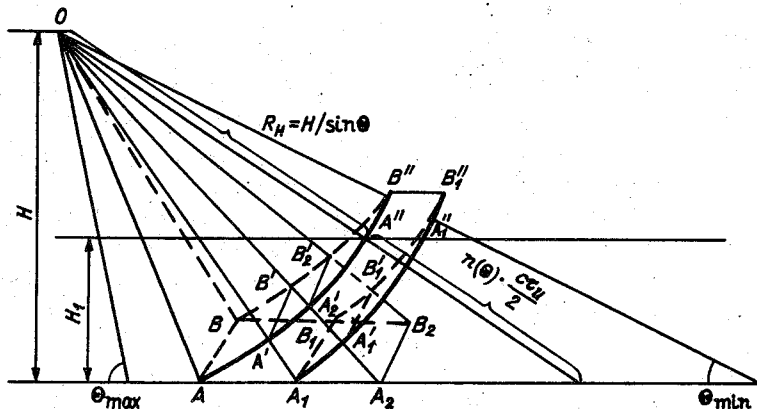


Рис. I

С учетом того, что $R = H/\sin \theta$ (рис. I), а также, подставляя выражения (2) и (3) в выражение (5), и выражения (5) и (I) в (4), получим

$$\rho_n(\theta) = \frac{P_{\Sigma} \cdot \lambda^2 \cdot G_o^2 \cdot k(\theta) \cdot c \cdot cu \cdot \rho}{128 \pi^3 H^3 \cdot \sin \theta} \cdot \sigma_n^o(\theta) \quad . \quad (6)$$

На сигнал от некоторой площадки разрешения на морском льду с соответствующей данной площадке задержкой t_3 накладываются отражения от осадков с тем же самым значением t_3 . Как видно из рис. I, для элемента изображения, соответствующего площадке разрешения $ABB, A, A', B'', A'', A''$ и A, A'' являются дугами, проведенными из точки O, где находится самолет.

Уравнение радиолокации атмосферных осадков можно записать в виде:

$$\rho_{oc}(\theta) = \frac{P_{\Sigma} \cdot G_o^2(\theta) \cdot \lambda^2 \cdot k'(\theta)}{64 \pi^3 R^4} \cdot V \cdot \sigma_{oc} \quad , \quad (7)$$

где V - объем дождя или снега, отраженные сигналы от частиц которого попадают на вход приемника одновременно, σ_{oc} - ЭПР всех частиц в единице объема дождя или снега. Выразив R через H и подставляя выражение (I) в (7), получаем:

$$\rho_{oc}(\theta) = \frac{P_{\Sigma} \cdot G_o^2 \cdot \lambda^2 \cdot k'(\theta) \cdot V \cdot \cos \theta}{64 \pi^3 H^4} \cdot \sigma_{oc} \quad . \quad (8)$$

Для того, чтобы подсчитать мощность сигнала, отраженного от осадков, находящихся в теле $AB\bar{B}_1A_1A_2''B_2''A_1''$, выполним следующие построения: через точку O и линии разграничения площадок разрешения (AB, A_1B_1, A_2B_2 и т.д.) проведем плоскости OAB, OA_1B_1, OA_2B_2 и т.д. В результате этой операции тело $AB\bar{B}_1A_1A_2''B_2''A_1''$ разбивается на ряд элементарных тел, одно из которых ($A_1A_2''A_1'B_1'B_2''B_1'$) показано на рис.1. Для него

$$A_1A_1' = A_1'A_2' = B_1B_1' = B_1'B_2' = \frac{C \cdot \tau u}{2},$$

$$A_1'A_2' = B_1'B_2' = B_1B_1' = A_1A_1' = \frac{C \cdot \tau u}{2} \cdot \operatorname{tg} \theta,$$

$$A_1'B_1' = A_2'B_2' = \frac{H \cdot \rho}{\sin \theta},$$

$$A_1B_1 = A_1'B_1' = \left(\frac{H}{\sin \theta} + \frac{C \cdot \tau u}{2} \right) \cdot \rho.$$

Однако, поскольку $H/\sin \theta \gg \frac{C \cdot \tau u}{2}$, то $A_1B_1 = A_1'B_1' \approx \frac{H}{\sin \theta} \cdot \rho$

Приближенно, рассматриваемое тело можно считать параллелепипедом, объем которого равен

$$V_n = \left(\frac{C \cdot \tau u}{2} \right)^2 \frac{H \cdot \rho}{\cos \theta}. \quad (10)$$

Уравнение радиолокации осадков, находящихся в этом параллелепипеде, запишется следующим образом:

$$\rho_{oc}^n(\theta) = \frac{P_x \cdot G_0^2 \cdot \lambda^2 \cdot k'(\theta) \cdot \rho}{64\pi^3 H^3} \cdot \left(\frac{C \cdot \tau u}{2} \right)^2 \sigma_{oc}. \quad (11)$$

Следует отметить, что величина $k'(\theta)$ отличается от величины $k(\theta)$ в формуле (4). Однако, ослабление радиоволн сантиметрового диапазона в осадках довольно незначительное. Согласно работе [4], для слабого дождя затухание составляет 0,01–0,006 дБ/км, для умеренного дождя – 0,08–0,035 дБ/км. Величина $k'(\theta)$ несколько меньше $k(\theta)$, поскольку для любого элементарного тела в зоне гидрометеора путь, проходимый излучением в зоне осадков, меньше, чем этот же путь для соответствующей площадки разрешения. Эта разница не превышает единиц километров, и поэтому можно считать $k'(\theta) \approx k(\theta)$.

Таким образом, с уменьшением угла места объем элементарных параллелепипедов уменьшается. Однако, поскольку коэффициент усиления антенны имеет угловую зависимость вида (1), то мощность отраженных от данных параллелепипедов сигналов остается примерно одинаковой. Следовательно, выражение для мощности сигнала, отраженного от осадков, находящихся в теле $AB\bar{B}_1A_1A_2''B_2''A_1''$, можно записать в виде:

$$\rho_{oc}(\theta) = n(\theta) \cdot \rho_{oc}^n(\theta) \quad (12)$$

где $n(\theta)$ – число элементарных параллелепипедов, составляющих тело $AB\bar{B}_1A_1A_2''B_2''A_1''$. Из очевидных геометрических соображений можно записать следующую пропорцию:

$$\frac{n(\theta) \cdot \frac{C \cdot \tau u}{2}}{H/\sin \theta} = \frac{H_1}{H - H_1} \quad (13)$$

откуда определяется $n(\theta)$

$$n(\theta) = \frac{2 \cdot H \cdot H_1}{c \cdot \tau_u \cdot (H - H_1) \cdot \sin \theta} \quad (I4)$$

При подстановке выражений (II), (I4) в выражение (I2) уравнение радиолокации слоя осадков, находящихся в теле $ABB_1A_1A''B''A_1''$, запишется в виде

$$\rho_{oc}(\theta) = \frac{\rho_z \cdot \lambda^2 \cdot \sigma_p^2 \cdot k(\theta) \cdot c \cdot \tau_u \cdot H_1 \cdot \beta}{128 \pi^3 H^2 (H - H_1)} \cdot \frac{\sigma_{oc}}{\sin \theta} \quad (I5)$$

Как видно из рис. I, вычислить $\rho_{oc}(\theta)$ по этой формуле можно лишь при углах места $\theta > \theta_{кр}$. $\theta_{кр}$ определяется по формуле

$$\theta_{кр} = \arcsin \left(\frac{H \cdot \sin \theta_{min}}{(H - H_1)} \right) \quad (I6)$$

При углах места $\theta < \theta_{кр}$ не все элементарные параллелепипеды принимают участие в формировании отраженного сигнала. Это объясняется тем, что диаграмма направленности антенны определена только для углов места $\theta > \theta_{min}$. Уменьшение числа параллелепипедов, принимающих участие в формировании отраженного сигнала, равносильно уменьшению высоты верхней границы слоя осадков. Из этих соображений можно записать равенство

$$\sin \theta_{min} = \frac{H_1 - H_{12}(\theta)}{H} \cdot \sin \theta \quad (I7)$$

где $H_{12}(\theta)$ — эквивалентная высота верхней границы зоны осадков. Далее $H_{12}(\theta)$ определяется по формуле

$$H_{12}(\theta) = H \left(1 - \frac{\sin \theta_{min}}{\sin \theta} \right) \quad (I8)$$

Величина $n(\theta)$ для углов $\theta < \theta_{кр}$ определяется следующим образом

$$n(\theta) = \frac{2 \cdot H (\sin \theta - \sin \theta_{min})}{c \cdot \tau_u \cdot \sin \theta \cdot \sin \theta_{min}} \quad (I9)$$

С учетом выражений (I9), (II) уравнение радиолокации осадков, соответствующих некоторой площадке разрешения, для углов $\theta < \theta_{кр}$ запишется в виде

$$\rho_{oc}(\theta) = \frac{\rho_z \cdot \lambda^2 \cdot \sigma_p^2 \cdot c \cdot \tau_u \cdot (\sin \theta - \sin \theta_{min}) \cdot \beta}{128 \pi^3 H^2 \cdot \sin \theta \cdot \sin \theta_{min}} \cdot \sigma_{oc} \quad (20)$$

Будем характеризовать степень влияния обратного отражения от осадков на характеристики радиолокационных изображений морских льдов зависимостью

$$\eta(\theta) = \frac{\rho_{oc}(\theta)}{\rho_n(\theta)} \quad (21)$$

Разделив (I5) и (20) на выражение (5), можно определить зависимость $\eta(\theta)$. Она запишется следующим образом

$$\eta(\theta) = \begin{cases} \frac{H \cdot H_1}{H^2 - H_1^2} \cdot \frac{\sigma_{oc}}{\sigma_n^2(\theta)}, & \theta > \theta_{кр} \\ \frac{H \cdot (\sin \theta - \sin \theta_{min})}{\sin \theta_{min}} \cdot \frac{\sigma_{oc}}{\sigma_n^2(\theta)}, & \theta \leq \theta_{кр} \end{cases} \quad (22)$$

Таким образом, для определения $\eta(\theta)$ необходимо знать ЭПР осадков, зависимость удельной ЭПР морских льдов от угла места и высоту верхней границы зоны осадков. ЭПР осадков рассчитывается по извест-

ному соотношению, которое приводится в работе [4]

$$\sigma_{oc} = \frac{\mu \cdot 3 \cdot 10^{-16} \cdot z}{\lambda^4}, \quad (23)$$

где z — отражаемость, λ измеряется в метрах; значение $\mu \approx 1$, если длина волны значительно больше, чем диаметр капель.

$$z = A \cdot I^6. \quad (24)$$

Согласно распределению Маршалла-Пальмера для дождей интенсивностью 12,5 мм/ч 99 % капель имеют размер до 0,5 см. Для дождей меньшей интенсивности размеры капель меньше. Согласно работе [4] для снегопадов основной вклад в интегральные характеристики дают частицы с эквивалентным диаметром, меньшим 1 мм. Поэтому ЭПР осадков можно рассчитывать по формуле

$$\sigma_{oc} = \frac{3 \cdot 10^{-16} z}{\lambda^4}. \quad (25)$$

В.Д.Степаненко в работе [4] рекомендует выбирать следующие значения параметров A и β : для дождя — $A=200$, $\beta=1,6$; для снегопада — $A=2000$, $\beta=2$.

Угловые зависимости ЭПР морских льдов были рассчитаны в работе [1]. Так, для серого льда, который дает весьма слабый отраженный сигнал, эта зависимость имеет вид

$$\sigma_n^o(\theta) \approx 0,09 \cdot \sin^4 \theta \cdot e^{-\frac{\cos^2 \theta}{3}} \cdot \left(\frac{R_r(\theta)}{R_r(90^\circ)} \right)^2, \quad (26)$$

где $R_r(\theta)$ — френелевский коэффициент отражения.

Для расчета зависимости $\eta(\theta)$ была составлена и отлажена программа на языке PL-1 ОС ЕС. Полученные зависимости представлены на рис.2. Они получены для мороси, слабого и умеренного дождя и снегопадов: слабого ливневого, слабого обложного, сильного ливневого и сильного обложного при мощностях зоны осадков 500 и 1000 м. Зависимости для снега проведены сплошной линией, а для дождя — пунктиром. Соответствующим цифрам на рис.2 соответствуют значения: I — $H_z=1000$, $I=1,3$ мм/ч; 2 — $H_z=500$, $I=1,3$; 3 — $H_z=1000$, $I=0,8$; 4 — $H_z=1000$, $I=3$; 5 — $H_z=500$, $I=0,8$; 6 — $H_z=500$, $I=3$; 7 — $H_z=1000$, $I=1,0$; 8 — $H_z=500$, $I=1$; 9 — $H_z=1000$, $I=0,25$; 10 — $H_z=1000$, $I=0,1$; 11 — $H_z=500$, $I=0,25$; 12 — $H_z=500$, $I=0,1$; 13 — $H_z=1000$, $I=0,03$; 14 — $H_z=500$, $I=0,03$.

Из представленных данных видно, что при углах места, меньших 18° , обратные отражения от умеренного дождя, сильного ливневого и сильного обложного снегопадов превышают по мощности отражения от серого льда. Обратное отражение от слабого дождя при углах места меньших 16° лишь незначительно меньше отражения от серого льда (разница составляет меньше 10 дБ). Из рассмотренных видов осадков морось, слабый обложной и слабый ливневой снегопады служат значительно менее мощным источником помех при съемке морских льдов.

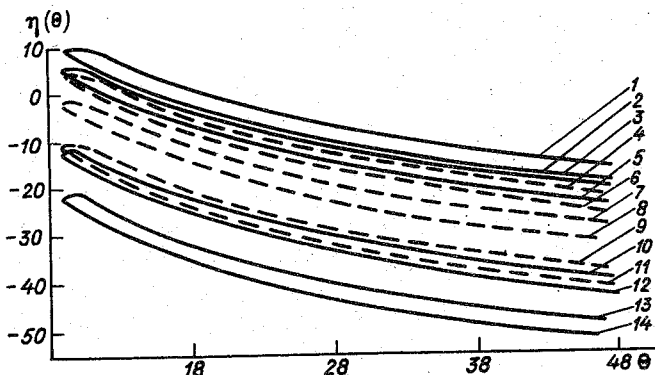


Рис.2

Список литературы

1. Александров В.Ю. О различии отражающих свойств морских льдов. - Труды ГГО, 1982, вып.470, с.87-91.
2. Литвинов И.В. Структура атмосферных осадков. - Л.: Гидрометеиздат, 1974, 155 с.
3. Применение радиолокационной азросъемки при геолого-географических исследованиях / под ред. В.М.Глушкова и В.Б.Комарова. - Л.: Недра, 1982, 238 с.
4. Степаненко В.Д. Радиолокация в метеорологии. -Л.: Гидрометеиздат, 1966, 351 с.
5. Финкельштейн М.И. Основы радиолокации. - М.: Сов.радио 1973, 495 с.

С.М. Гальперин, В.Н.Стасенко,
А.М.Тряхов, В.Д.Плотников

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ НАЗЕМНЫХ ГРОЗОПЕЛЕНГАТОРОВ ПРИ АНАЛИЗЕ СНИМКОВ МИСЗ

Несомненный интерес представляет сопоставление данных наземных грозопеленгаторов со снимками облачных полей, получаемыми с помощью метеорологических ИСЗ (МИСЗ). Известно, что при дешифрировании снимков МИСЗ определение грозных облаков носит вероятностный характер. Качество дешифрирования может быть повышено при использовании дан-

них наземных грозопеленгаторов типа ПАГ-I и АГПД. Грозопеленгаторы позволяют установить молниевую активность облачных полей и ее продолжительность оперативнее и достовернее, чем при использовании для этого анализа данных сети метеостанций. Радиус максимального обнаружения грозových разрядов этими пеленгаторами составляет 400-500 км.

Указанное сопоставление позволяет также проводить оценку работы грозопеленгаторов, используемых совместно с наземными метеорологическими радиолокаторами. Нередко наблюдаются случаи, когда в секторе грозových пеленгов на экране ИКО МРЛ отсутствуют эхосигналы в радиусе 300 км. В этом случае спутниковые данные о расположении за пределами 300 км фронтальных разделов воздушных масс или отдельных облачных полей позволяют установить, что прослеживаемые на экранах ПАГ-I и АГПД сектора грозových пеленгов являются не случайными. Такие пеленги сигнализируют иногда о возможном появлении грозových облаков на экране МРЛ на предельном удалении обнаружения их этой станцией.

В подтверждение вышеизложенного рассмотрим ряд снимков МИСЗ и сопоставим их с наземной радиолокационной информацией, данными грозопеленгаторов и сети наземных метеостанций в тех случаях, когда интервал времени между снимками МИСЗ и данными грозопеленгаторов не превышал 15-20 мин. Такие наблюдения были проведены летом 1977 г. на Украине. Так, 13 августа 1977 г. на снимках МИСЗ за 20^{30} (рис.1) в радиусе до 200 км от аэропорта Борисполь наблюдался только один очаг (0_4) кучеводождевой облачности в азимутальном секторе $150-180^\circ$ на удалении 160-200 км. По данным МРЛ-I его высота была равна 8 км, а отражаемость $3,2 \cdot 10^2 \text{ мм}^6/\text{м}^3$. Отсутствие пеленгов на этот очаг дает основание считать его негрозовым.

Представляет интерес анализ этого снимка в радиусе 400-500 км. В северо-западном направлении наблюдаются кучеводождевые облака, которые при дешифрировании могут быть приняты за грозовые. Однако, в течение ± 20 мин ко времени получения снимка пеленгаторы типа ПАГ-I и АГПД не фиксировали грозовую активность в этом и других направлениях. Обобщая данные пассивных (пеленгаторов) и активных (МРЛ-I) РТС и сопоставляя их со снимками спутника, можно сказать следующее:

- географическое положение радиоэха на экране ИКО МРЛ-I ($A=150-180^\circ, R=160-200 \text{ км}$), соответствующее координатам этого облака на снимке спутника, иллюстрирует достоверность "привязки" сетки координат к снимку МИСЗ;

- с 20^{10} до 20^{50} в радиусе 400-500 км вокруг аэропорта Борисполь облака являлись негрозовыми.

Рассмотрим случаи, когда ПАГ-I и АГПД обнаруживали грозы, и проследим, как это способствует дешифрированию снимков МИСЗ. Такого рода наблюдения проводились 15 августа 1977 г. (рис.2) и 10 сентяб-

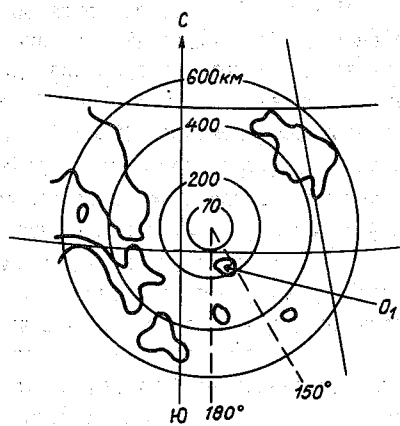


Рис. I

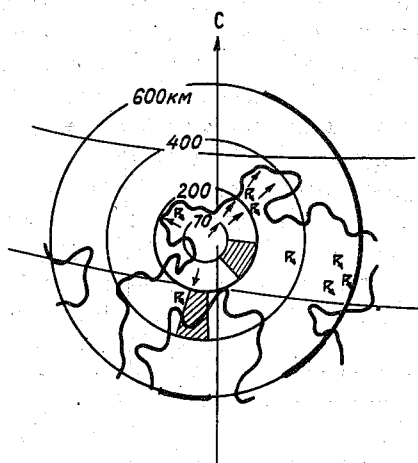


Рис.2

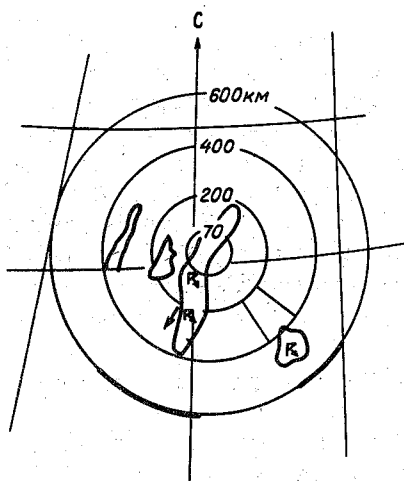


Рис.3

ря 1977 г. (рис.3). На этих рисунках введены следующие обозначения:

- оплошная утолщенная линия на окружности с радиусом 600 км ограничивает азимутальный сектор, в пределах которого пеленгатор гроз типа ПАГ-I фиксировал молнии;

- знаками ($\longrightarrow$) показаны азимуты одиночных грозовых разрядов, установленные грозопеленгатором типа АПЦД; положение этого знака в радиальном направлении характеризует удаление грозовых разрядов по следующим четырем градациям дальности АПЦД: 0-30, 30-70, 70-200 и 200-400 км;

- усеченные сектора иллюстрируют азимутальные направления и градации дальности многократных срабатываний АПЦД;

- местоположение метеостанций, зафиксировавших грозы, обозначено символом R.

15 августа во второй половине дня максимальная грозовая деятельность в районе наблюдений имела место в 17-18 ч. К сроку приема карты облачности со спутника (20^{30}) грозоактивность облаков, находящихся в направлении северо-восток-юг, продолжалась, что подтверждается срабатыванием второй, третьей и четвертой градаций АПЦД, а также показаниями ПАГ-I (рис.2). Видно, что грозовые облака находились в основном в секторе 30-200°. Кратковременная гроза наблюдалась по азимуту 300° на R = 70-180 км. Сопоставление в этом случае данных ПАГ-I и АПЦД со снимками МИСЗ показывает возможность проведения более качественного дешифрирования снимков облаков. На рис.2 и 3 приводится местоположение метеостанций, обнаруживших грозы. Многие из них находятся за пределами штормового кольца аэропорта. Оперативность поступления данных о грозах от этих метеостанций, необходимых для анализа снимков МИСЗ, всегда ниже той, которую обеспечивают грозопеленгаторы.

10 сентября 1977 г. на снимке МИСЗ в 10^{08} (рис.3) обнаружен фронтальный облачный массив. Он перемещался с северо-востока на юго-запад, причем наиболее плотные (кучеводождевые) облака были расположены в передней части фронта и имели ширину около 70 км. Эта гряда облаков в радиусе до 200 км хорошо обнаруживалась МРЛ. По его данным эти облака имели $H_{\text{вг}} \approx 7$ км, а по величине отражаемости их следовало отнести к Св. Однако, показания ПАГ-I и АПЦД позволяли установить, что в этих облаках имеют место разряды, т.е. их следует отнести к грозовым облакам. Таким образом, показания грозопеленгаторов позволили провести анализ грозовой активности спутникового снимка облаков более достоверно, по сравнению с использованием данных МРЛ. Грозопеленгаторы также установили, что в облачном массиве на юго-востоке, находящемся на расстоянии 400-500 км, присутствуют грозовые разряды.

Обобщая, можно утверждать, что создание наземных грозопеленгаторов-дальномеров с радиусом действия до 800-1000 км и более способствовало бы более качественному и оперативному дешифрированию снимков МИСЗ в интересах выявления зон грозовой деятельности в тех случаях, когда требуется проведение метеообеспечения полетов авиации на большие расстояния. Совмещение указанных данных крайне необходимо там, где отсутствует густая сеть метеостанций и постов, а также в тех районах, где радиус обнаружения метеорологических радиолокационных станций ограничен рельефом местности.

Г.Г. Щ у к и н, Л.П. Б о б ы л е в, Я.К. И л ь и н,
А.И. Л я ш к о, Н.Ф. М и х а й л о в, Н.Д. П о п о в а

МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЗОНДИРОВАНИЯ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ С ПОМОЩЬЮ ПАССИВНО-АКТИВНОЙ РАДИОЛОКАЦИОН- НОЙ СТАНЦИИ

Методы активной и пассивной радиолокации успешно применяются для решения целого ряда задач, связанных с дистанционным зондированием конвективных облаков и облачных систем [3]. Ни один из этих методов в отдельности не позволяет получить достаточно полную информацию о физическом состоянии облачных систем. Лишь их комплексное использование в значительной степени устраняет этот недостаток. В наиболее полном виде указанное комплексирование заключается в создании радиотехнических средств, позволяющих получать одновременно и из одних и тех же направлений отражений радиолокационный сигнал и собственное радиотепловое излучение облачной атмосферы.

По этим причинам в ГГО им.А.И.Воейкова в 1976-1977 гг. был создан макет пассивно-активной радиолокационной станции (ПАРЛС) на базе подвижного варианта метеорологического радиолокатора МРЛ-2 и модуляционного СВЧ радиометра на длину волны $\lambda = 3,2$ см [2]. Для полного совмещения радиолокационной и радиотеплолокационной информации во времени и в пространстве необходима одновременная работа радиолокатора и радиометра на одну антенну. Обеспечение такой возможности потребовало решения проблем электромагнитной совместимости радиометра с радиолокатором, так как для устранения помех, поступающих в радиометр от мощных импульсов локатора, необходима развязка между ними не менее 120 дБ [1]. Подробное описание комплекса изложено в [2]. Его преимуществами являются: простота конструкции, высокий уровень

развязки радиометра и МРД, принципиальная возможность использования в комплексе любого радиометра 3-х сантиметрового диапазона. К недостаткам следует отнести большие потери в волноводном тракте МРД (около 4,5 дБ), приводящие к заметному падению реальной чувствительности радиометра, высокие требования к стабильности фазы опорного напряжения, снижение дальности действия МРД до 90 км (последнее несущественно при работе в ближней зоне).

В последующие годы рассмотренный выше макет ПАРЭС был значительно доработан, в частности, была разработана специальная схема 3-х сантиметрового радиометра, позволяющая полностью устранить влияние помех от работающего радиолокатора и повысить чувствительность СВЧ-приемника.

Пассивно-активная радиолокационная станция позволяет решать следующие задачи: 1) определение водозапаса (интеграла от профиля водности) конвективных облаков и осадков; 2) определение средней по выбранному направлению водности конвективных облаков и осадков (или средней интенсивности осадков); 3) определение осредненной по горизонтальному сечению водности конвективных облаков и ее вертикального распределения; 4) получение оценок полного содержания жидкокапельной воды в конвективных облаках; 5) исследование изменения перечисленных характеристик во времени в процессе естественной эволюции конвективных облаков и при искусственных воздействиях на них.

Экспериментальные исследования конвективных облаков и облачных систем с помощью макета ПАРЭС проводились в Вокситогорском районе Ленинградской области летом 1980-1981 гг.

Основной методикой наблюдений конвективных ячеек с помощью ПАРЭС является выполнение их азимутальных (горизонтальных) разрезов при различных углах места с "выходом" на участки ясного неба, находящиеся рядом с ячейками. За ясное небо принимаются участки, которые не дают радиосигнала. Главным преимуществом такой методики является то, что не требуется абсолютная тепловая калибровка радиометра. При ее использовании определяется непосредственно оптическая толщина облака τ_w в направлении, характеризующемся азимутом A и углом места β . Для этого служит соотношение

$$\tau_w(A, \beta) \approx \ln \frac{U_{оп} - U_n(\beta)}{U_{оп} - U(A, \beta)}, \quad (I)$$

где U , U_n и $U_{оп}$ — радиотепловые сигналы от облака, ясного неба и "опоры", соответственно. Относительная среднеквадратическая ошибка определения τ_w по данной методике составляет 10-20 %. В качестве "опоры" может использоваться лес или участки суши, поросшие густой травой.

От оптической толщины облака с помощью соотношения [4]

$$\tau_w(A, \beta) = \Psi(T_{\text{э обл}}) W(A, \beta) + \varepsilon \quad (2)$$

можно перейти к водозапасу W (в кг/м^2) в любом направлении (A, β) . В (2) Ψ — удельный коэффициент поглощения жидкокапельной влаги облаков, $T_{\text{э обл}}$ — их эффективная температура, ε — ошибка наблюдений.

Таким образом, с помощью СВЧ радиометра можно получить азимутальное распределение водозаписа конвективного облака под любым углом места. Одновременно фотографирование ИКО МРД при различных затуханиях дает геометрические размеры облака и распределение отражаемости в его сечении, соответствующем выбранному углу места. Зная водозапас облака и его протяженность $\Delta \ell$ в направлении (A, β) , можно определить среднюю водность $\bar{w}$ в этом направлении:

$$\bar{w}(A, \beta) = W(A, \beta) / \Delta \ell(A, \beta) \quad (3)$$

С помощью соотношения

$$w_{\text{ср}}(\beta) = \left\{ \int_{A_1}^{A_2} \frac{W(A, \beta)}{\Delta \ell(A, \beta)} dA \right\} / (A_2 - A_1) \quad (4)$$

можно оценить водность облака, средненную по данному горизонтальному сечению. Здесь A_1 и A_2 — начальный и конечный азимут сектора, занимаемого радиосэхом ячейки.

При зондировании кучеводождевых облаков на $\lambda = 3,2$ см возникает необходимость учета эффектов рассеяния радиоволн на крупных облачных каплях и каплях дождя. Эти эффекты становятся заметными для капель с диаметром более 1 мм. Пока что отсутствует методика учета рассеяния радиоволн на крупных каплях при переходе от характеристик радиотеплового излучения облаков и осадков к их водозапасу и средней водности. Поэтому в рассматриваемых экспериментах использована обычная методика, применяемая для зондирования мощных кучевых облаков, изложенная выше.

Для изучения пространственного изменения влагосодержания облака зондирование его выполнялось при разных углах места. Для иллюстрации таких исследований рассмотрим результаты зондирования Св с осадками, полученные 2 августа 1981 г., которые представлены на рис. I. На рис. I показаны положения плоскостей сечения облака, которые построены по результатам радиолокационного обзора и соответствуют углам места 2, 4, 6, 8, II и I3°. Длины отрезков соответствуют протяженности облака в направлении с максимальной отражаемостью в сечении. Здесь же приведены значения средней водности $w_{\text{ср}}$ (г/м^3), рассчитанные по формуле (4), и значения максимальной отражаемости $\lg Z_{\text{max}}$ для каждого сечения.

Положение нулевой изотермы, приведенное на рис. I, позволяет предположить, что при первых трех зондированиях радиотеплокационная информация получена от жидкокапельной области облака и дождя.

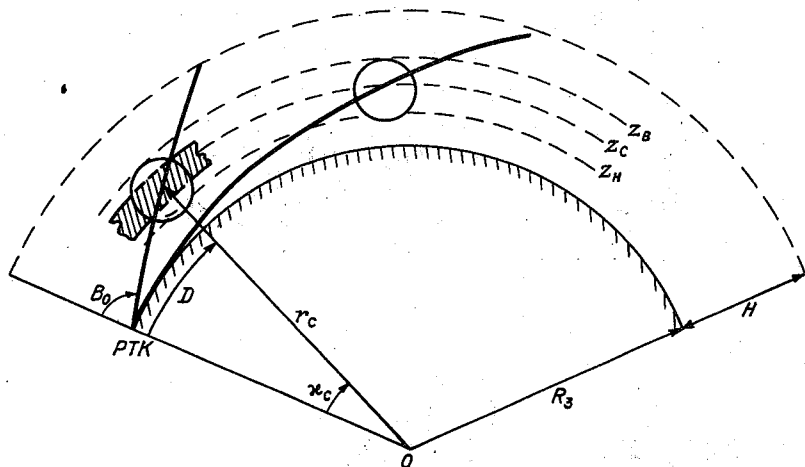


Рис. I

При первом зондировании луч пересекал только слой дождя, для которого $w = 2,6 \text{ г/м}^3$. Если предположить, что распределение капель дождя монодисперсное и концентрация равна 500 л/м^3 , то такую водность обеспечат капли радиусом $\sim 1,05 \text{ мм}$.

Особый интерес представляют результаты наблюдений, выполненных 22 июля 1981 г. В этот день до полудня было безоблачно, в 14 ч температура воздуха составила $31,4^\circ\text{C}$. Во второй половине дня проходил холодный фронт с волнами, который перемещался с юго-запада на северо-восток. В период 18–20 ч при грозах наблюдалось шквалистое усиление ветра, чему благоприятствовали синоптические условия. Наблюдения при помощи ПАРЛС выполнялись с 17 ч до 19 ч 25 мин до прохождения шквала.

На рис.2(а–г) представлены карты изоэха Св, а на рис.3 азимутальные распределения водозапаса W (кг/м^2) в сечении облака ($\beta = 6,5^\circ$). Оба рисунка свидетельствуют о многоячейковой структуре облаков. Облака перемещались вдоль фронта со скоростью $70\text{--}80 \text{ км/ч}$. В 19 ч 02 мин по данным ПАРЛС наблюдалась одна многоячейковая облачная система с высокой отражаемостью некоторых очагов ($\lg z \approx 5$). Максимальная высота достигала 13–14 км. При последнем зондировании (рис.2г) диаграмма ПАРЛС пересекала уровни облаков от 1,5 до 9,5 км, что свидетельствует о том, что информация получена как от слоя дождя, так и от кристаллической части облака. Наибольшее значение водозапаса, зафиксированное при этом, составило $13,8 \text{ кг/м}^2$ (рис.3), а среднее зна-

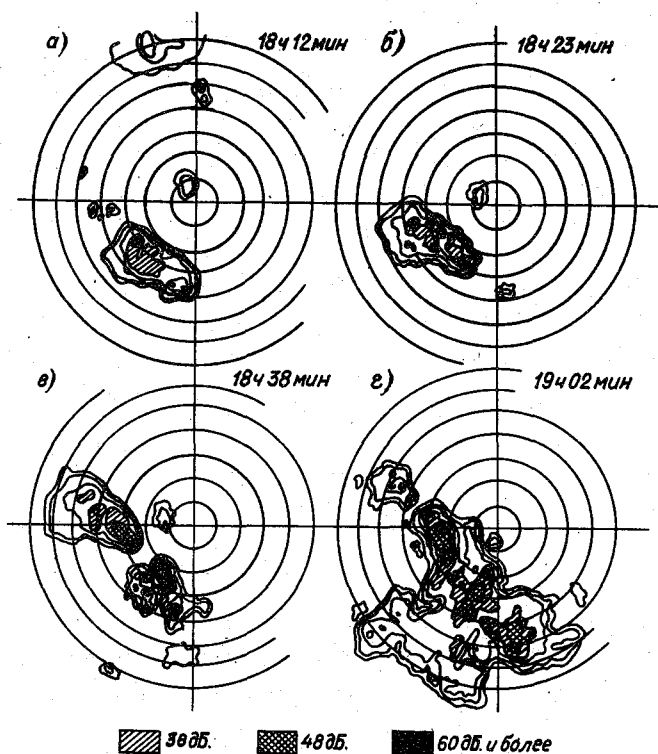


Рис.2

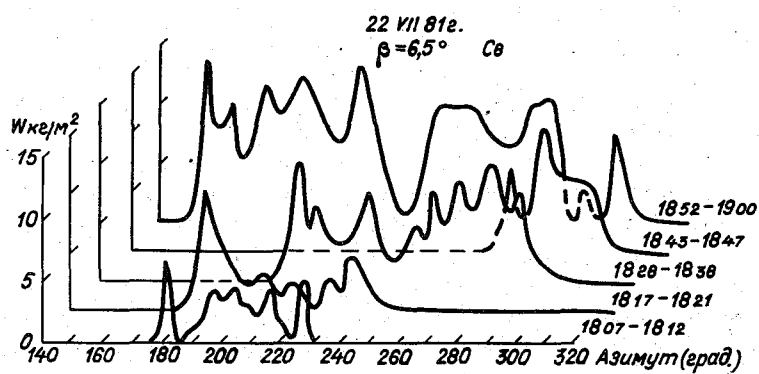


Рис.3

чение водности не превысило $0,5 \text{ г/м}^3$.

Здесь приведены лишь некоторые результаты экспериментальных исследований конвективных облаков с помощью пассивно-активной радиолокационной станции. Возможности ПАРЛС, разумеется, значительно шире. Для их реализации требуются дальнейшие теоретические, методические и экспериментальные исследования.

Список литературы

1. Активно-пассивная радиолокационная станция для исследования атмосферы / Н.В. Горностаев, А.И. Новоселов, В.А. Петрушевский, Е.М. Сальман, А.А. Федоров, Г.Ф. Шевела, Г.Г. Щукин. - Труды ГГО, 1975, вып.328, с.120-124.
2. Комплексное активно-пассивное радиолокационное зондирование облачности / Г.Г. Щукин, Л.П. Бобылев, Я.К. Ильин, А.И. Ляшко, Н.Ф. Михайлов, Н.И. Новожилов, Н.Д. Попова. - Труды ГГО, 1978, вып.411, с.3-12.
3. Степаненко В.Д., Щукин Г.Г., Брылев Г.Б. Активная и пассивная радиолокация облаков, осадков и гроз. - В кн. Современные фундаментальные и прикладные исследования Главной геофизической обсерватории им.А.И.Воейкова. - Л.: Гидрометеоиздат, 1977, с.77-87.
4. Щукин Г.Г., Бобылев Л.П. Некоторые результаты радиотеплолокационного определения водозапаса мощных кучевых облаков. - Тезисы докладов XIII Всесоюзной конференции по распространению радиоволн, Горький, июнь 1981 г., ч.2. - М.: Наука, 1981, с.205-207.

Г.Г. Щукин, Л.П. Бобылев,
Е.В. Дорофеев, И.А. Тарабукин

ВОЗМОЖНОСТИ ЗОНДИРОВАНИЯ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ ПОД МАЛЫМИ УГЛАМИ МЕСТА НАЗЕМНЫМИ РАДИОТЕПЛОЛОКАЦИОННЫМИ МЕТОДАМИ

Наряду с радиолокационными методами зондирования конвективных облаков в последнее время интенсивно разрабатываются также радиотеплолокационные и комплексные активно-пассивные радиолокационные методы [3,6]. При зондировании конвективных облаков обычной является такая ситуация, когда они находятся на значительном удалении от наземного радиотехнического комплекса и наблюдаются из него под малыми углами места. Для оценки имеющихся в этом случае возможностей

радиотеплолокационных методов выполнены модельные расчеты радиотеплового излучения атмосферы под малыми углами места и радиояркостного контраста конвективных облаков в зависимости от их водозапаса, удаления от радиотехнического комплекса и от длины волны. Ниже приведены алгоритм и предварительные результаты расчетов.

Рассмотрим распространение радиотеплового излучения в сферической-слоистой атмосфере с учетом рефракции радиоволн. На рис. I изображена схема зондирования кучевого облака, использованная при модельных расчетах на ЭВМ..

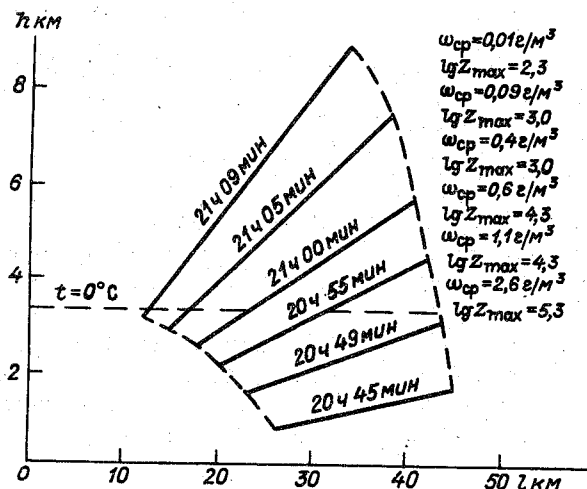


Рис. I

Для горизонтально однородной атмосферы (метеопараметры изменяются лишь в вертикальном направлении) решение уравнения переноса излучения без учета рассеяния радиоволн на гидрометеорах имеет вид [1]

$$T_{\lambda}(\lambda, \theta_0) = \int_0^H T(z) \alpha_{\lambda}(z) \exp \left\{ - \int_0^z \alpha_{\lambda}(z') \frac{dz'}{\rho(z, \theta_0)} \right\} \frac{dz}{\rho(z, \theta_0)} \quad (I)$$

где

$$\rho(z, \theta_0) = \left\{ 1 - \left[\frac{n_z R_z}{n(z)(R_z + z)} \sin \theta_0 \right]^2 \right\}^{1/2} \quad (2)$$

T_{λ} - радиояркостная температура, T - термодинамическая температура, α_{λ} - коэффициент поглощения радиоволн, λ - длина волны, θ_0 - зенитный угол визирования, H - высота "излучающей" атмосферы, z - высота, $R_z = 6370$ км - радиус Земли, n_z - коэффициент преломления у поверхности Земли, $n(z)$ - коэффициент преломления на высоте z .

Учитывая, что $d\ell = dz/P(z, \theta_0)$ представляет собой элемент пути, проходимый излучением в сферической атмосфере в слое от z до $z + dz$ при угле визирования θ_0 , соотношение (1) можно записать в виде

$$T_A(\lambda, \theta_0) = \int_0^{L(\theta_0)} T(\ell) \alpha_\lambda(\ell) \exp \left\{ - \int_0^\ell \alpha_\lambda(\ell) d\ell \right\} d\ell, \quad (3)$$

или

$$T_A(\lambda, \theta_0) = T^*(\lambda, \theta_0) [1 - e^{-\tau(\lambda, \theta_0)}] \quad (4)$$

где $L(\theta_0)$ — длина пути излучения, T^* — эффективная температура атмосферы, τ — оптическая толщина атмосферы под углом θ_0 .

Соотношение (4) относится к безоблачной атмосфере. Записывая аналогичное соотношение для той же атмосферы, но с учетом облака, получим выражение для радиояркостного контраста δT_A , под которым понимаем разность радиоярких температур облачной и безоблачной атмосфер:

$$\delta T^*(\lambda, \theta_0) = \delta T^*(\lambda, \theta_0) + e^{-(\tau_a + \tau_k)} [T^*(\lambda, \theta_0) - T_{об}^*(\lambda, \theta_0) e^{-\tau_w}], \quad (5)$$

где $T_{об}^*$ — эффективная температура облачной атмосферы, $\delta T^* = T_{об}^* - T^*$ — разность эффективных температур, τ_a , τ_k и τ_w — оптические толщины, соответственно водяного пара, кислорода и жидкокапельной влаги.

Соотношение (5) удобно для качественного анализа зависимости радиояркостного контраста от водозапаса облаков и метеословий, однако не подходит для выполнения массовых расчетов, так как эффективная температура атмосферы (T^* и $T_{об}^*$) является сложным функционалом от вертикальных профилей давления, температуры и влажности. Предпочтительнее, в данном случае, прямые расчеты радиоярких температур на ЭВМ с помощью соотношений (1) и (2).

В связи с тем, что в настоящей работе рассеяние радиоволн на гидрометеорах не учитывается, ограничимся рассмотрением лишь кучевых облаков (*cu hum*, *cu med*, *cu con*). Кроме того, рассмотрим идеальный случай, когда радиотеплолокатор обладает антенной с игольчатой диаграммой направленности, а потери в антенно-волноводном тракте отсутствуют. Такой радиотеплолокатор измеряет непосредственно радиояркую температуру с той или иной погрешностью. Измерения радиояркого контраста практически могут быть осуществлены с помощью выполнения азимутальных разрезов облака с выходом на участки чистого неба.

Для упрощения расчетов рассмотрим сферическую модель кучевого облака с равномерно распределенной водностью (рис.1). Водозапас облака (интеграл от профиля водности) одинаков для любого направления, проходящего через его центр. В каждом конкретном случае расположения *cu* его можно заменить эквивалентным слоистым облаком (рис.1, штриховка). Оптический путь луча в таком облаке такой же, как и в сферическом кучевом. Нижняя граница эквивалентного облака находится на

уровне входа луча визирования в Cu , а верхняя — на уровне выхода. С помощью такого приема задача сводится к переносу излучения в сферически-слоистой атмосфере, для которой и справедливо выражение (I).

Зададимся значением высоты нижней границы кучевых облаков $z_H = 1,2$ км (наиболее вероятное значение для Ленинградской области [5]). Затем используем эмпирическое соотношение между средней водностью $\bar{w}$ и мощностью Δz для Cu [4]:

$$\bar{w} (\text{г/м}^3) \approx 0,24 \Delta z (\text{км}) \quad (6)$$

Отсюда можно получить эмпирическую связь между водозапасом W (в кг/м^2) и мощностью кучевых облаков:

$$\Delta z \approx 1,7 \sqrt{W} \quad (7)$$

Это позволяет, задавая W , вычислить высоту центра облака z_c :

$$z_c \approx z_H + 0,85 \sqrt{W} \quad (8)$$

Алгоритм расчетов, таким образом, заключается в следующем. Облако "помещается" в зените над радиотеплолокатором и "прогоняется" по дальности до тех пор, пока его контраст не станет меньше порога обнаружения радиометра. При этом высота облака не меняется, а радиотеплолокатор "следит" за его центром. В таком случае между зенитным углом визирования и удаленностью облака D существует однозначная связь. Для ее определения воспользуемся формулой из [2], которая связывает θ_0 , радиус-вектор центра облака r_c и геоцентрический угол x_c (см. рис. I). Она имеет вид:

$$r_c = \frac{n_3 R_3}{n(z_c)} \left[1 + x_c \operatorname{ctg} \theta_0 + (\operatorname{ctg}^2 \theta_0 + \frac{1}{2}) x_c^2 \right] \quad (9)$$

где $r_c = R_3 + z_c$. Решая (9) относительно x_c и учитывая, что $D = x_c R_3$, получим:

$$D = R_3 \frac{\left\{ \operatorname{ctg}^2 \theta_0 - 4(\operatorname{ctg}^2 \theta_0 + \frac{1}{2}) \left[1 - \frac{(R_3 + z_c) n(z_c)}{R_3 n_3} \right] \right\}^{1/2} - \operatorname{ctg} \theta_0}{2 (\operatorname{ctg}^2 \theta_0 + 1/2)} \quad (10)$$

Используя уравнение траектории луча в сферически-слоистой атмосфере

$$n_3 R_3 \sin \theta_0 = n(z_c) (R_3 + z_c) \sin \theta \quad (11)$$

можно найти высоты нижней и верхней границ эквивалентного слоистого облака

$$z'_H = z_c - t; \quad z'_g = z_c + t \quad (12)$$

где

$$t = \frac{\Delta z}{2} \left\{ 1 - \left[\frac{n_3 R_3 \sin \theta_0}{n(z_c) (R_3 + z_c)} \right]^2 \right\}^{1/2} \quad (13)$$

Очевидно, что оценки, полученные для идеального радиотеплолокатора, в частности, дальность обнаружения и минимально возможный угол места зондирования кучевых облаков, будут значительно отличаться от оценок для реального радиотеплолокатора. Тем не менее, получение таких идеальных оценок является полезной и важной задачей, так как позволяет выявить принципиальные (максимальные) возможности ра-

диотеплокационных методов зондирования конвективных облаков.

С удалением облака от радиотеплолокатора его радиояркостный контраст за счет увеличения оптической толщины безоблачной атмосферы уменьшается. С удалением облака увеличивается и зенитный угол, под которым можно наблюдать его центр. При определенном удалении облака его радиояркостный контраст на данной длине волны становится меньше порога обнаружения радиотеплолокатора. Графики зависимости максимальной дальности обнаружения кучевых облаков (D_{max}) от их водозапаса для различных длин волн приведены на рис.2. Эти графики соответствуют идеальному радиотеплолокатору с порогом обнаружения $\Delta T = 1\text{К}$.

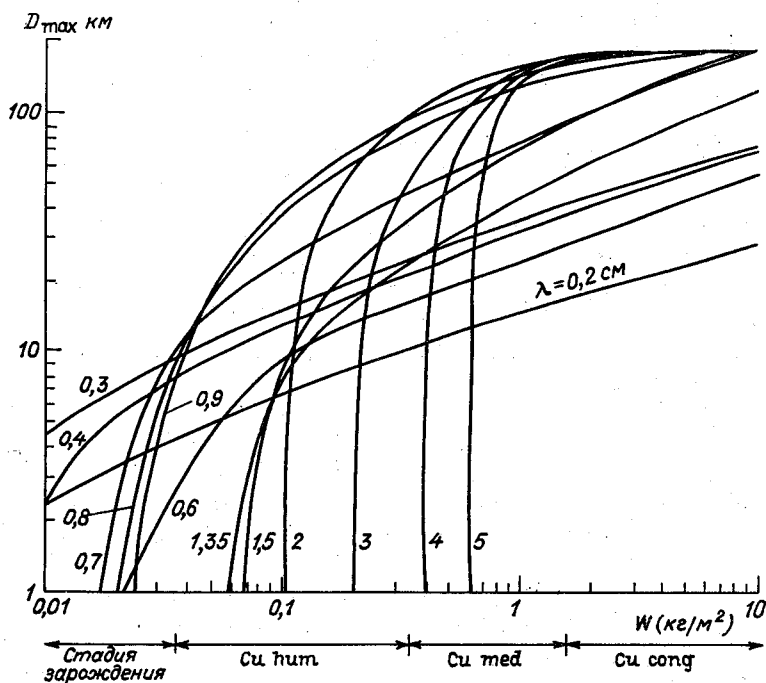


Рис.2

Из рис.2, в частности, следует, что для каждой длины волны существует минимальное значение водозапаса, которое может быть обнаружено радиотеплолокатором, работающим на данной длине волны. Расчеты

показали, что ни на одной из длин волн рассматриваемого диапазона ($\lambda = 0,2-5$ см) практически нельзя обнаружить, при данном пороге, облака с $W < 0,005$ кг/м². Графики зависимости D_{max} от W характеризуют возможности радиотеплолокационного обнаружения кучевых облаков на разных длинах волн, но не исследования их характеристик. Чтобы иметь возможность исследования $Сu$, т.е. измерения его водозапаса с достаточной точностью, нужно работать на линейном участке зависимости радиояркого контраста от W , не попадая в область насыщения. Это условие выполняется тогда, когда можно использовать приближение $e^{-\tau_w} \approx 1 - \tau_w$ (см. формулу (5)). Если задаться 10 %-ой погрешностью этого приближения, то соотношение для максимального значения водозапаса, соответствующего верхней границе линейного участка, имеет вид:

$$W_{max} = 0,4 / \Psi(T_{э обл}) \quad , \quad (I4)$$

где Ψ — удельный коэффициент поглощения жидкокапельной влаги облака, $T_{э обл}$ — его эффективная температура. В табл. I приведены значения W_{max} для различных длин волн.

Таблица I

Зависимость от длины волны максимального значения водозапаса кучевого облака, которое может быть измерено радиотеплолокатором

	λ , см									
	0,2	0,3	0,4	0,6	0,8	1	2	3	4	5
W_{max} , кг/м ²	0,25	0,35	0,50	0,95	1,6	2,3	8,8	19,5	35	54

Разобьем значения водозапаса кучевых облаков по следующим гра-
дациям: I. Стадия зарождения облака $W = 0,005-0,035$ кг/м²

2. $Сu_{hum}$ $W = 0,035-0,35$ кг/м²

3. $Сu_{med}$ $W = 0,35-1,35$ кг/м²

4. $Сu_{con}$ (не дающие осадков) $W = 1,35-8,5$ кг/м².

Проводя совместный анализ рис.2 и табл. I, можно выделить длины волн, на которых возможно измерение водозапаса для каждой из приведенных выше форм $Сu$, а также оценить диапазоны дальностей и зенитных углов, в которых возможно исследование кучевых облаков на данных длинах волн. Результаты такого анализа приведены в сводной табл.2.

Водозапас кучевых облаков на стадии зарождения можно измерять на коротких длинах волн ($\lambda = 0,2; 0,3; 0,4$ см) на небольших удалениях (0,6-1,5 км), на углах, близких к зениту. На углах, близких к горизонту (на малых углах места), измерение водозапаса $Сu$ на стадии их зарождения в рассматриваемом диапазоне спектра невозможно. Для измерения водозапаса $Сu_{hum}$ подходит диапазон спектра $\lambda = 0,3-0,9$ см, за исключением линий поглощения кислорода. Эту форму кучевых облаков можно исследовать на удалениях до 10 км и на зенитных углах до 84°.

Таблица 2

Длины волн, возможные удаления (D_u) и максимальные значения зенитных углов (θ_u) для измерения водозапаса различных форм кучевых облаков

Форма (стадия) C_u	λ , см	D_u , км	θ_u , град
Стадия зарождения	0,2	1,5	58
	0,3	2,6	70
	0,4	0,6	34
C_u <i>hum</i>	0,3	9	83
	0,4	7,5	82
	0,6	3,2	72
	0,7	9,6	84
	0,8	9	83
	0,9	8	83
	0,8	83	89,5
C_u <i>med</i>	0,9	95	89,7
	1,0	95	89,7
	1,5	35	88
	2	100	89,7
	3	50	89
C_u <i>cong</i>	1,8;2;3;4;5	160	~89,9

Измерение водозапаса C_u *med* может быть осуществлено в диапазоне спектра $\lambda = 0,8-3$ см на удалениях облаков до 100 км и на зенитных углах до $89,7^\circ$. Наконец, мощные кучевые облака могут исследоваться на длинах волн 1,8-5 см на удалениях до 160 км и на зенитных углах вплоть до горизонта.

Выбор оптимальных длин волн из указанных и оценка точности определения водозапаса различных форм кучевых облаков входят в круг задач, подлежащих решению в последующих работах авторов.

Список литературы

1. Г а й к о в и ч К.П., Н а у м о в А.П. О влиянии сферичности Земли и рефракции радиоволн на радиоизлучение атмосферы в микроволновом диапазоне. — Радиотехника и электроника, т.24, №1, 1979, с.168-171.
2. К о л о о о в М.А., Ш а б е л ь н и к о в А.В. Рефракция электромагнитных волн в земной атмосфере. В кн. Распространение радиоволн. — М.: Наука, 1975, с.56-65.
3. Комплексное активно-пассивное радиолокационное зондирование облачности / Г.Г.Щукин, Л.П.Бобылев, Я.К.Ильин, А.И.Дячко, Н.Ф.Михайлов, Н.И.Новожилов, Н.Д.Попова. — Труды ИГО, 1978, вып.411, с.3-12.
4. Кучевые облака и связанная с ними деформация полей метеосэлементов/ Под ред. И.П.Мазина и С.М.Шметтера. — Труды ЦАО, 1977, 128 с.

5. Селезнева Е.С. О границах и вертикальной мощности конвективных облаков. — Труды ИГО, 1959, вып. 93, с. 3–20.
6. Щукин Г.Г., Бобылев Л.П. Некоторые результаты радиотеплолокационного определения водозапаса мощных кучевых облаков. — Тезисы докладов XIII Всесоюзной конференции по распространению радиоволн, Горький, июнь 1981 г., ч. 2. — М.: Наука, 1981, с. 205–207.

Л.П. Бобылев, Я.К. Ильин, Н.Д. Попова,
Н.Г. Тригуб, Г.Г. Щукин

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ РАДИОТЕПЛОЛОКАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ИНТЕГРАЛЬНОГО ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ

В течение последних лет в Главной геофизической обсерватории им. А.И. Зоевской выполнен ряд экспериментальных радиотеплолокационных исследований влагосодержания безоблачной атмосферы при зондировании с поверхности Земли.

Работы по определению интегрального содержания H_2O в безоблачной атмосфере были начаты в ИГО в 1964 г. Для исследований был выбран диапазон длин волн вблизи резонансного поглощения водяного пара на $\lambda = 1,35$ см, которая имеет оптимальный коэффициент поглощения, позволяющий получать информацию о содержании H_2O во всей толще атмосферы. В [1] на основе обширных расчетов излучения на $\lambda = 1,35$ см предложена корреляционная зависимость между радиояркостной температурой T_{λ} и интегральным содержанием водяного пара для безоблачной атмосферы, которая для наблюдений с поверхности Земли имеет вид (она видоизменена нами по сравнению с [1])

$$T_{\lambda} = 17,9 Q + 2,86, \quad (1)$$

где Q выражено в г/см². Экспериментальная проверка, выполненная в 1965 г. [1], позволила оценить ее точность: средняя относительная ошибка определения Q оказалась равной 11 %. Следует отметить, что теоретические оценки дали фактически такой же результат: относительная среднеквадратическая ошибка определения Q по измерениям на $\lambda = 1,35$ см составляет 6–11 % [3]. В [2] приведена уточненная зависимость между T_{λ} и Q (также видоизмененная нами)

$$T_{\lambda} = 17,2 Q + 3,28 \quad (2)$$

Радиотеплолокационные измерения Q в безоблачной атмосфере проводились в Крыму (Кара-Даг). Наиболее обширные экспериментальные данные получены в Крыму в сентябре 1980–1982 гг., а также в мае 1981 г. При проведении соответствующих экспериментов СВЧ радиометр на $\lambda =$

$\approx 1,35$ см, совмещенный с параболической антенной диаметром 2,4 м, располагался на обрывистом берегу Черного моря на высоте около 40 м. Вертикальные разрезы атмосферы (использовался относительный метод угломестных разрезов для определения оптической толщины в зените) выполнялись над морем. Это обеспечило более равномерный и меньший по величине фон по боковым лепесткам диаграммы направленности антенны. Наблюдения проводились через каждые 2 ч круглосуточно. В эти же сроки выполнялись метеорологические наблюдения.

Результаты крымских экспериментов приведены на рис.1. На нем нанесены измерения с помощью радиометра значения Q ($\text{кг}/\text{м}^2$) и соответствующие им приземные значения абсолютной влажности p ($\text{г}/\text{м}^3$). Наблюдается значительный разброс точек, что указывает не на столь сильную корреляцию между Q и p . При этом корреляционные зависимости для мая и сентября сильно различаются: для сентября одним и тем же значениям приземной влажности соответствуют более низкие значения Q , чем для мая. Средние значения Q , полученные по радиометрическим данным, составляют $13,9 \text{ кг}/\text{м}^2$ для сентября 1980 г., $21,7 \text{ кг}/\text{м}^2$ для мая 1981 г. и $21,8 \text{ кг}/\text{м}^2$ для сентября 1981 г. Соответственно среднеквадратические отклонения составляют 2,7; 3,9 и $2,5 \text{ кг}/\text{м}^2$.

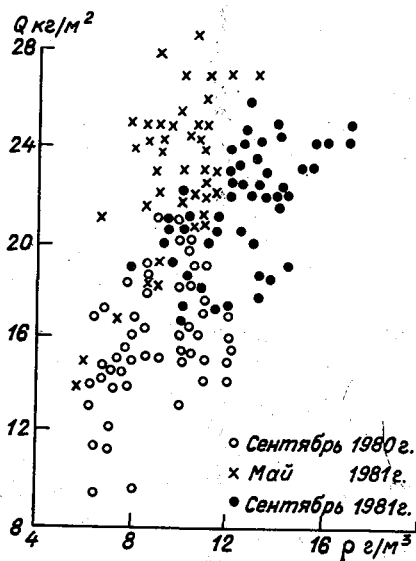


Рис.1

Круглосуточные наблюдения позволили проследить суточный ход влагосодержания атмосферы Q ($\text{кг}/\text{м}^2$) и абсолютной влажности у поверхности Земли p ($\text{г}/\text{м}^3$), которые представлены на рис.2 для трех безоблачных дней. Наибольшее значение абсолютной влажности в эти дни отмечается в дневное время. Увеличение влажности начинается в 8–10 ч и достигает максимального значения в 16–18 ч. Это, повидимому, обусловлено повышенным испарением с морской поверхности в дневное время. После 16 ч начинается уменьшение абсолютной влажности.

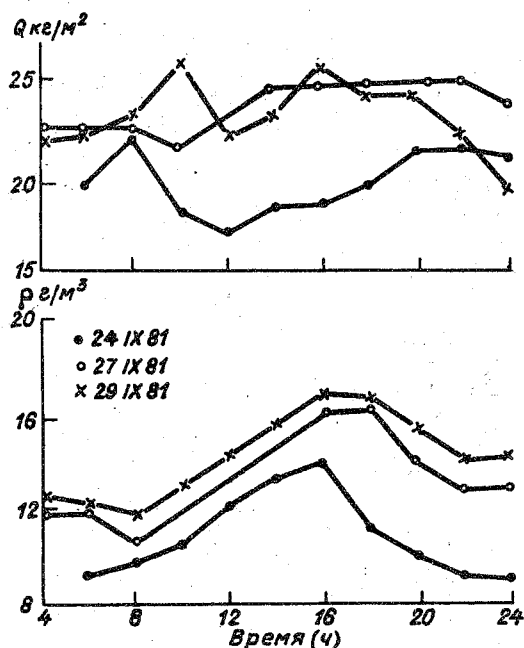


Рис. 2

Поскольку изменение интегрального содержания водяного пара в атмосфере обусловлено не только приземным изменением абсолютной влажности, суточный ход Q для каждого дня различен. Однако, можно отметить для этих трех дней увеличение влагосодержания с 10–12 ч, а уменьшение после 20 ч. Изменение влагосодержания происходит с некоторым отставанием от изменения абсолютной влажности. Его можно объяснить тем, что необходимо время для накопления влаги над морской поверхностью, переноса ее на сушу дневным бризом и турбулентным рас пространением во все слои атмосферы.

Большой интерес представляет сопоставление результатов измерений влагосодержания, выполненных при направлении ветра с моря и с суши. С этой целью рассмотрим результаты зондирования безоблачной атмосферы, выполненные 9–10 и 17–18 августа 1982 г., которые представлены на рис. 3. 17 августа, как и в предыдущих случаях, до 12 ч происходит понижение, с 12 до 20 ч – увеличение влагосодержания атмосферы, а после 20 ч – опять понижение. В этот день отмечался ветер южных направлений, т.е. с моря. 9 августа направление ветра было преимущественно северо-восточное. Влагосодержание уменьшалось в течение всего дня до 24 ч. Это можно объяснить тем, что прогревший

сухой материковый ветер препятствовал поступлению влаги со стороны моря.

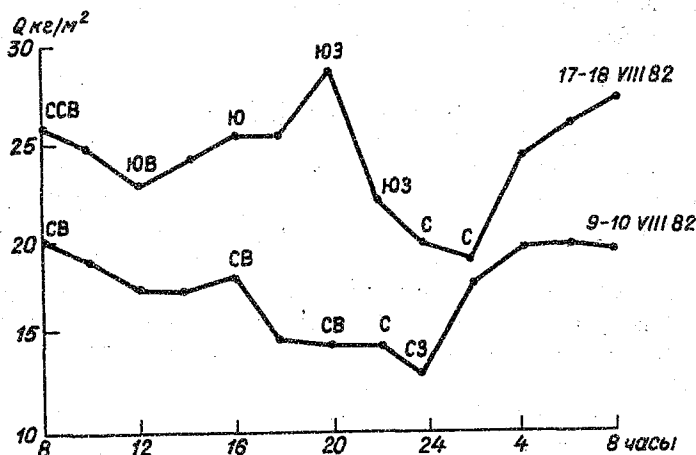


Рис.3

Рассмотренные результаты экспериментальных исследований демонстрируют возможность использования теплолокационного зондирования при изучении физики атмосферы.

Список литературы

1. Рабинович Ю.И., Щукин Г.Г. Определение содержания водяного пара в атмосфере по измерению микроволнового излучения. - Труды ГГО, 1968, вып. 222, с. 62-73.
2. Шифрин К.С., Рабинович Ю.И., Щукин Г.Г. Некоторые результаты измерений микроволнового излучения в свободной атмосфере. - Метеорология и гидрология, 1969, №7, с. 17-25.
3. Щукин Г.Г., Бобылев Л.П. Выбор оптимальных участков спектра и исследование точности наземного радиотеплолокационного определения влагосодержания облачной атмосферы. Тезисы докладов XIII Всесоюзной конференции по распространению радиоволн, Горький, июнь 1981 г., ч.2. - М.: Наука, 1981, с. 45-47.

А.С. Новокрещенова, Ю.А. Фролов,
Г.Г. Щукин

КОМПЛЕКСНЫЙ ИК И СВЧ РАДИОМЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ ПОГЛОЩЕНИЯ ВОДЯНОГО ПАРА

В работах [1-2] рассматривалась возможность использования ИК и СВЧ диапазонов для определения влияния аэрозоля на перенос ИК излучения в атмосфере. Настоящая работа является продолжением этих исследований и ориентирована на определение коэффициентов ослабления в слабых полосах поглощения водяного пара. При такой постановке задачи СВЧ радиометр используется как прибор, обеспечивающий определение влагосодержания атмосферы в направлении ИК зондирования. Совместный анализ результатов спектральных измерений в ИК диапазоне и данных СВЧ измерений позволяет приблизиться к решению задачи определения коэффициентов поглощения водяного пара для реальной атмосферы.

В настоящее время для определения коэффициентов ослабления паров воды используются в основном кюветный метод и, так называемый, "долгий" метод Бугера.

Однако возможность определения коэффициентов ослабления в относительно слабых полосах поглощения водяного пара, например полосе 0,95 мкм, сопряжено с определенными трудностями, так как требует создания кювет больших размеров или проведения прецизионных измерений. Вместе с тем ряд практических задач, например задачи спутниковой метеорологии, требуют для реальной атмосферы точных данных об этих коэффициентах, особенно в ближней ИК области. Полученные в лабораторных условиях результаты не всегда правомочно распространять на реальную атмосферу. Поэтому представляет большой практический интерес разработка метода, обеспечивающего определение коэффициентов ослабления в слабых полосах поглощения водяного пара в естественных условиях.

"Долгий" метод Бугера применим только в условиях стабильной атмосферы. Кроме того, он требует данных радиозондирования, которые часто получают несинхронно с ИК измерениями и в других районах. В связи с этим коэффициенты ослабления, полученные этим методом различными авторами, имеют разброс значений.

В настоящей работе излагается комплексный метод определения коэффициентов ослабления в слабых полосах поглощения водяного пара, в котором используется одновременно ИК и СВЧ аппаратура. Сущность метода состоит в измерении интенсивности излучения Солнца и его ореола в ИК с одновременным определением содержания водяного пара на наклонной трассе распространения излучения. Данные об интегральном содержании влаги Q получают при помощи СВЧ радиометрических

измерений на длине волны 1,35 см [4]. Это позволяет получить для любой длины волны, на которой проводились ИК измерения, значения коэффициентов поглощения, а также зависимость поглощения водяного пара от влажности. Результаты таких измерений для различных длин волн полосы 0,94 мкм удобно представить в виде графиков функции

$$\ln P_{\lambda} = f(\theta)$$

где P_{λ} — спектральная прозрачность атмосферы. Такого рода зависимости можно построить достаточно оперативно. Применение СВЧ радиометра позволяет проводить ИК измерения для различных углов визирования, т.е. при различных содержаниях влаги на трассе распространения ИК и СВЧ излучения.

Так как в литературе нет достаточно достоверных данных о коэффициентах поглощения водяного пара в полосе 0,94 мкм, то перед проведением измерений должны быть получены величины оптической толщины атмосферы в виде зависимости

$$\tau_{\lambda} = \ln P_{\lambda} = f(\theta).$$

Методика измерений состоит в том, что ИК спектрометрический прибор при безоблачной погоде направляется на Солнце и измеряется ослабление ИК излучения на пути его распространения от Солнца для различных длин волн в интервале полосы поглощения водяного пара 0,94 мкм. После наведения на Солнце, не изменяя углового положения прибора, проводится серия измерений с 23 интерференционными фильтрами, приходящимися на диапазон длин волн 0,83–1,01 мкм и имеющих полосу пропускания около 0,01 мкм. Эти данные фиксируются на индикаторе регистрирующего прибора, одновременно с этими данными записывается время измерений, азимут и угол места, при котором проводятся измерения. Кроме того, ведется запись общих метеорологических условий. СВЧ радиометрические измерения проводятся при том же угле места, но по азимуту сдвинуты от направления на Солнце на несколько градусов.

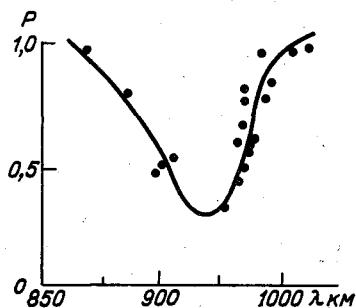


Рис. I

На рис. I приведен пример измеренной полосы поглощения водяного пара 0,94 мкм, полученной при влажности атмосферы $Q = 22 \text{ кг/м}^2$ и угле визирования 30° в натурных условиях.

Предлагаемая методика имеет существенный недостаток, состоящий в том, что на фотоприемник падает как ослабленное атмосферой прямое излучение Солнца, так и рассеянное излучение (солнечный ореол). Это создает неоднозначность и дополнительные трудности, связанные с ин-

терпретацией данных измерений. Эти недостатки можно преодолеть, если использовать оптическую схему ИК радиометра, обеспечивающую разделение прямого излучения Солнца и его ореола. В такую схему входят два приемника излучения. В этом случае удастся существенно повысить точность метода, так как учитывается вклад аэрозоля в общее ослабление лучистого потока, идущего от Солнца.

ИК спектрорадиометр, работающий по традиционной схеме, регистрирует поток излучения, который при введении n -ого светофильтра с центральной длиной волны λ_n можно определить

$$\varphi'_n = \varphi_{0n} e^{-\tau_n} + \Delta \varphi_n$$

где φ_{0n} — прямое излучение Солнца на длине волны λ_n , τ_n — оптическая толщина ослабления на трассе Солнце—входной зрачок ИК спектрорадиометра, которая определяется поглощением в газах и аэрозолях, рассеянием на аэрозольных частицах и релеевским рассеянием на флуктуациях плотности молекул воздуха. Величина потока $\Delta \varphi_n$ является тем добавком, который попадает на входной зрачок за счет рассеяния излучения атмосферой. На величину $\Delta \varphi_n$ также влияет поглощение излучения атмосферными газами и аэрозолями. В свою очередь, величина в значительно большей степени, чем величина $\varphi_n e^{-\tau_n}$, зависит от индикатрисы рассеяния солнечного излучения частицами аэрозоля в атмосфере. При учете только лишь однократного рассеяния пренебрежение влиянием солнечного ореола может привести к погрешности определения оптических толщин по Солнцу до 10 % [5].

При реализации предлагаемой схемы одновременно измеряются две величины: φ'_{1n} и φ'_{2n} , которые представляют собой соответственно потоки, приходящие от Солнца в телесном угле $\varepsilon_{\odot} = 0,5^\circ$, и излучение солнечного ореола.

Поток φ'_{1n} записывается в виде соотношения:

$$\varphi'_{1n} = \varphi_{0n} e^{-\tau_n} + \Delta \varphi_{1n}$$

Лучистый поток $\Delta \varphi_{1n}$ в отличие от $\Delta \varphi_n$ получается в результате интегрирования не по всему полю зрения прибора ω , а только в пределах телесного угла Солнца $\varepsilon_{\odot}$. Поток $\Delta \varphi_{2n}$ (солнечный ореол) можно записать в виде:

$$\Delta \varphi_{2n} = \Delta \varphi_n - \Delta \varphi_{1n},$$

или

$$\Delta \varphi_{2n} = \varphi_0 \tau_{np} e^{-\tau_n} \left\{ \int_{2\omega} \varphi(\theta) \frac{d\omega}{4\pi} - \int_{\varepsilon_{\odot}} \varphi(\theta) \frac{d\omega}{4\pi} \right\},$$

где τ_{np} — оптическая толщина атмосферы, обусловленная рассеянием, на длине волны n -го фильтра. При такой методике аэрозоль автоматически учитывается формированием рассеянного сигнала.

Так как спектрорадиометр работает в узком диапазоне длин волн, то в первом приближении можно считать, что для различных участков

спектра индикатриса $\varphi(0)$ существенно не изменяется. Тогда, проводя измерения на длинах волн λ_n и λ_{n+1} , получим:

$$\Delta \varphi_{2n} = \varphi_0 \tau_{na} e^{-(\tau_{na} + \tau_{nH_2O})} \times \left\{ \int_{2\omega} \varphi(\theta) - \int_{52c} \varphi(\theta) \frac{d\omega}{4\pi} \right\},$$

$$\Delta \varphi_{2n+1} = \varphi_0 \tau_{(n+1)a} e^{-(\tau_{(n+1)a} + \tau_{(n+1)H_2O})} \times \left\{ \int_{2\omega} \varphi(\theta) \frac{d\omega}{4\pi} - \int_{52c} \varphi(\theta) \frac{d\omega}{4\pi} \right\},$$

где τ_{na} , $\tau_{(n+1)a}$ — аэрозольные оптические толщины на длинах волн λ_n и λ_{n+1} соответственно, τ_{nH_2O} , $\tau_{(n+1)H_2O}$ — оптические толщины водяного пара на длинах волн λ_n , λ_{n+1} соответственно. Проведя некоторые преобразования, получим следующее соотношение для коэффициента поглощения водяного пара на длине волны

$$K_n = \frac{1}{\Delta} \left[\ln \frac{\Delta \varphi_{2n}}{\Delta \varphi_{2n+1}} - \ln \left(\frac{\tau_{na}}{\tau_{(n+1)a}} \cdot \frac{e^{-\tau_{na}}}{e^{-\tau_{(n+1)a}}} \right) \right] + K_{n+1}.$$

Если выбрать длину волны λ_{n+1} вне полосы поглощения водяного пара, то можно принять $K_{n+1} = 0$.

Следует отметить, что для определения коэффициентов ослабления может быть использована любая пара длин волн в полосе поглощения водяного пара.

Список литературы

1. Горелик А.Т., Калашников В.В., Фролов Ю.А. Определение общего влагосодержания атмосферы по ее собственному радиоизлучению. — Труды ЦАО, 1972, вып. 103.
2. Изучение безоблачной атмосферы и облачности в интервале длин волн 8–12 мкм / Р.Б.Белич, А.Г.Горелик, С.Р.Калачинский, А.С.Новокрещенов. — Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1978, т.2, № 1.
3. Радиотепловые измерения влажности атмосферы и интегральной водности облаков / А.Г.Горелик, В.В.Калашников, Л.С.Райкова, Ю.А.Фролов. — Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1979, т.9, № 9.
4. Фролов Ю.А., Райкова Л.С., Новокрещенова А.С. Возможности совместного применения ИК и СВЧ радиометрии для совместного анализа результатов измерений. 5-ое Всесоюзное совещание по радиометеорологии. — М.: Гидрометеоздат, 1981.
5. Шифрин К.С., Ершов О.А., Волгин В.М. Исследование аэрозоли над морем по данным береговых наблюдений. — Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1980, т.16, № 3.

ВЛИЯНИЕ СМАЧИВАНИЯ АНТЕННЫ НА ИЗМЕРЕНИЕ РАДИОТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

При проведении исследований радиотеплового излучения различных объектов в условиях выпадения жидких осадков на поверхности антенны формируется слой воды, который в процессе измерений изменяет не только параметры антенны, но и создает радиошумное излучение, которое суммируется с измеряемым излучением объекта. Толщина слоя воды является функцией интенсивности осадков. И если объектом исследования являются сами осадки, то возникает неопределенность в интерпретации измеряемого радиотеплового излучения.

Теоретический анализ точности измерений радиотеплового излучения облаков с осадками [1] указывает на необходимость проведения экспериментальных исследований влияния слоя воды на параметры радиотеплолокатора. Радиотепловое излучение трехслойной среды воздух-вода-металл, которая создается при смачивании антенны, описывается следующей формулой [2]

$$T_{\pm 321} = \frac{1}{\Delta f} \int_{f_{\min}}^{f_{\max}} \frac{T_0 [1 - \exp(-2\chi_2 \cdot \ell_2 \cdot \sin \theta_2)] (1 - R_{21}^2)}{1 + R_{21}^2 - [\exp(-2\chi_2 \cdot \ell_2 \cdot \sin \theta_2)] \cos(\frac{\sqrt{\epsilon}}{\chi_2} \sqrt{\epsilon} \sin \theta_2)} dt,$$

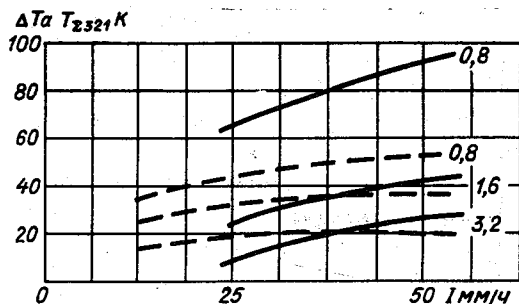
где T_0 - термодинамическая температура слоя воды, χ_2 - показатель поглощения воды, θ_2 - угол высоты, под которым поток радиоизлучения среды попадает на поверхность раздела, R_{21} - модуль коэффициента отражения от границы раздела слоя воды и воздуха, $f_{\max} = f_0 + \Delta f$ и $f_{\min} = f_0 - \Delta f$ ($\Delta f = 200$ МГц - полоса пропускания усилителя промежуточной частоты), f_0 - центральная частота, ℓ_2 - толщина слоя воды. Толщина слоя воды для смачивания потока рассчитывалась по формуле

$$\ell_2 = \left(\frac{3\mu \cdot R \cdot \dot{J}}{2g} \right)^{1/3},$$

где μ - удельная вязкость воды, R - радиус антенны, $\dot{J}$ - интенсивность дождя, g - ускорение силы тяжести.

Результаты выполненных расчетов зависимости приращения радиокрестных температур от интенсивности осадков для трех длин волны 0,6; 1,6 и 3,2 см приведены на рис.1 (показано пунктиром), которые послужили основой при интерпретации экспериментальных данных.

Экспериментальные данные проводились с помощью трехканального радиотеплолокатора с диаметром зеркала 2,5 м на длинах волн 0,8; 1,6 и 3,2 см с чувствительностью 0,7-0,5К при постоянной времени $\tau = 1$ с. Радиотеплолокатор конструктивно выполнен так, что СВЧ тракты всех радиометров объединен в общий герметический блок, размещенный перед фокальной плоскостью антенны. Такой вариант исполнения позволяет пренебречь во время измерений изменениями коэффициентов передачи



сопротивления. Перемещением движка датчика осуществлялось посредством блока с противовесом, уравнивающим поплавок камеры плевниографа. Регистрация осадков производилась на ленте потенциометра ЭПП-09 синхронно с записью сигналов радиометров.

Измерения проводились в ясные безветренные дни в режиме вертикального зондирования. Пример конкретной реализации измерений 29 сентября 1982 г. приведен на рис.2. Радиояркостные температуры излу-

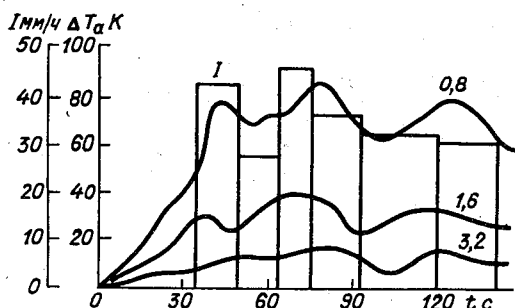


Рис.2

чения атмосферы в зените составляли 28,9; 15,8 и 10К соответственно на волнах 0,8; 1,6 и 3,2 см. Из рис.2 следует, что приращение антенной температуры в зависимости от интенсивности осадков достигало 80, 35 и 18К для $\lambda = 0,8; 1,6$ и 3,2 см. Результаты серии измерений представлены на рис.1 (сплошные линии). Сравнение экспериментальных и расчетных данных показывает удовлетворительное совпадение на длинах волн 3,2 и 1,6 см и значительное различие на длине волны 0,8 см. Это, вероятно, обусловлено неточностью принятых значений $\chi = 2,74$, $\epsilon'_2 = 16,94$ [4].

Для оценки воздействия слоя воды на параметры радиотеплолокатора при высоких значениях радиояркостных температур объекта проводились измерения диаграммы направленности антенны (ДНА) по излучению Солнца. При этом начало искусственного дождя совмещали с моментом "прохождения" Солнца через максимум ДНА. Из проведенных измерений следует, что при определенных антенных температурах (T_a) вносимое

трактов при вариациях влажности. Над антенной создавался искусственный дождь высотой 1,5 м и шириной области 4,5-6 м. Интенсивность дождя измерялась плевниографом П2, который был дополнен резисторным датчиком с линейным законом изменения

трактов при вариациях влажности. Над антенной создавался искусственный дождь высотой 1,5 м и шириной области 4,5-6 м. Интенсивность дождя измерялась плевниографом П2, который был дополнен резисторным датчиком с линейным законом изменения

трактов при вариациях влажности. Над антенной создавался искусственный дождь высотой 1,5 м и шириной области 4,5-6 м. Интенсивность дождя измерялась плевниографом П2, который был дополнен резисторным датчиком с линейным законом изменения

слоем воды радиожумовое излучение полностью компенсируется снижением коэффициента усиления антенны. Так, при интенсивности дождя $J=23$ мм/ч и $T_a=2462K$ в максимуме ДНА приращение антенной температуры составило $\Delta T_a=-35K$. При тех же условиях антенной температуре $T_a=1577K$ соответствовало нулевое приращение ($\Delta T_a=0$).

При различных угловых положениях антенны толщина слоя воды по поверхности неравномерна. Это в совокупности со сложной зависимостью коэффициента передачи радиотеплолокатора как измерительной системы от толщины слоя воды на антенне и интенсивности излучения объекта приводит к искажению формы ДНА.

Из полученных результатов следует, что формирование слоя воды на антенне радиотеплолокатора оказывает значительное влияние на параметры измерительной системы в целом, которое необходимо учитывать при измерениях в жидких осадках. Сложная зависимость получаемых результатов затрудняет разработку методических мер учета погрешностей. Поэтому необходима разработка таких принципов радиометрических измерений, которые позволили бы учесть изменение параметров измерительной системы в зависимости от состояния поверхности антенны.

Список литературы

1. Т у ч к о в Л.Т. Естественные шумовые излучения в радиоканалах. - М.: Сов.радио, 1968.
2. Ф а л и н В.В. Влияние смачивания антенны на абсолютные радиометрические измерения. - ВИНТИ, Депонированные рукописи, 1981, №3.
3. Р о з е н б е р г В.И. Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицами. - Л.: Гидрометеоиздат, 1972.
4. Cohen A. Smolski A. The effect of rain on satellites communication earth terminal rigid radomes. - The microwave I., 1966.

С.А. Корчагин

ПРОФИЛИРОВАНИЕ ДОВУЛКИ ОБЛАЧНОГО АЭРОЗОЛЯ ДАТЧИКА ВОДНОСТИ

Важнейшей характеристикой самолетного датчика влажности канального типа является коэффициент захвата облачного аэрозоля E . Схематически датчик представлен на рис.1а. Здесь (XOr) - оси цилиндрической системы координат, сплошная линия - предельная траектория моноклиперного аэрозоля в стационарном потенциальном потоке, пунктирная линия - предельная трубка тока. Аналитическому определению

посвящена монография [1], в которой подробно рассматриваются процесс инерционного осаждения аэрозоля на препятствия и засасывания в каналы. Показано, что для более или менее строгого решения поставленной задачи необходимо знать конкретное поле скоростей несущей аэрозоль газовой фазы около лобового обтекателя с входным отверстием конечного диаметра. Таким образом, задача нахождения коэффициентов захвата распадается на задачу об определении детальной картины внешнего течения и задачу о нахождении предельных траекторий в известном поле скоростей.

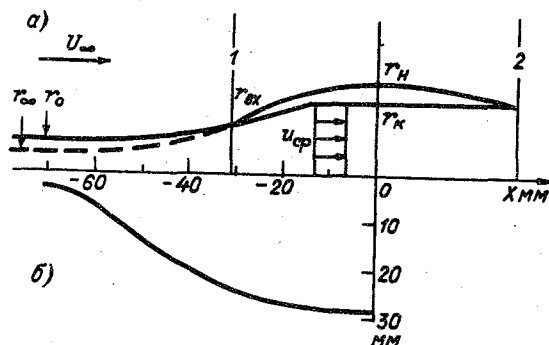


Рис. I

указанного затруднения можно постановкой "обратной" задачи об определении профиля обтекателя по заданному аналитическими зависимостями осесимметричному скоростному полю с учетом сопротивления канала и радиуса r_n корпуса.

В качестве генератора осесимметричного скоростного поля возьмем эллипсоид вращения, меридианное сечение которого в эллиптической системе координат (λ, μ) задано уравнением $\lambda = \lambda_0$ [2]. Эллиптические (λ, μ) и цилиндрические (X, r) координаты связаны соотношением

$$X = C \cdot \lambda \cdot \mu \quad \text{и} \quad r = C \cdot \sqrt{\lambda^2 - 1} \cdot \sqrt{1 - \mu^2}, \quad (I)$$

где C — фокусное расстояние. Произведя преобразование общего выражения функции тока при $\lambda = \lambda_0$, получим:

$$\psi = \frac{1}{2} \cdot C^2 \cdot U_\infty \cdot (\lambda^2 - 1)(1 - \mu^2) \cdot \left[\frac{\ln\left(\frac{\lambda+1}{\lambda-1}\right) - \frac{\lambda}{\lambda^2-1}}{\ln\left(\frac{\lambda_0+1}{\lambda_0-1}\right) - \frac{\lambda_0}{\lambda_0^2-1}} - 1 \right], \quad (2)$$

где U_∞ — скорость на бесконечности. Замена (λ, μ) на (X, r) в (2) дает следующую цепочку формул:

$$\psi = \frac{1}{2} \cdot U_\infty \cdot r^2 \cdot \left(1 - \frac{p}{p_0}\right), \quad (3)$$

Для произвольно выбранного осесимметричного профиля обтекателя расчеты поля скоростей и движения в нем аэрозоля представляют значительные вычислительные трудности, главным образом из-за невозможности получения аналитического решения задачи обтекания. Избежать

$$\rho = \frac{1}{2} \cdot \ln \left(\frac{q+1}{q-1} \right) - \frac{q}{q^2-1}, \quad (4)$$

$$q = \frac{1}{2} \cdot (A+B), \quad (5)$$

$$A = \frac{1}{c} \cdot \sqrt{(X+C)^2 + r^2}, \quad B = \frac{1}{c} \cdot \sqrt{(X-C)^2 + r^2}, \quad (6)$$

$$\rho_0 = \frac{1}{2} \cdot \ln \left(\frac{1+e_0}{1-e_0} \right) - \frac{e_0}{1-e_0^2}, \quad (7)$$

$$e_0 = 1/q_0 = c/a, \quad (8)$$

где e_0 — эксцентриситет эллипсоида. Дифференцируя ψ из (3) по координатам, составим выражения для осевой u_x и радиальной u_r скоростей

$$u_x = \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial r} = u_\infty \cdot \left[1 - \frac{\rho}{\rho_0} - \frac{1}{2 \cdot \rho_0} \cdot \frac{1}{(q^2-1)^2} \cdot \frac{r^2}{c^2} \cdot \left(\frac{1}{A} + \frac{1}{B} \right) \right], \quad (9)$$

$$u_r = -\frac{1}{r} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial X} = u_\infty \cdot \frac{1}{2 \cdot \rho_0} \cdot \frac{1}{(q^2-1)^2} \cdot \frac{r}{c^2} \cdot \left(\frac{X+C}{A} + \frac{X-C}{B} \right). \quad (10)$$

Функция тока ψ , определяющая картину внешнего потенциального течения параметрически зависит от e и C . Следовательно, решение первой задачи сводится к отысканию e и C по сопротивлению канала и r_n .

Движущий перепад давления между сечениями 1 и 2 (см. рис. 1а) равен скоростному напору $\frac{1}{2} \cdot \rho \cdot u_\infty^2$, который расходуется на преодоление сопротивления канала $\Delta p = \xi \cdot \frac{\ell}{d} \cdot \rho \cdot \frac{u_{cp}^2}{2}$ и поддержания в нем средней скорости u_{cp} .

В последней формуле ℓ — длина участка цилиндрического канала диаметра d , а ξ — коэффициент сопротивления. Каналы реальных датчиков имеют лабиринты, препятствия и т.д., поэтому для дальнейших расчетов целесообразно использовать комплекс $K = \xi \cdot \frac{\ell}{d}$. Значения K для конкретного устройства можно определить экспериментально. Продувка канала датчика "ДИВО-1-Л" в диапазоне перепадов давлений 1,47–2,45 кПа показала, что K лежит в интервале 21–22,1.

Приравняв скоростной напор и сопротивление канала, получим:

$$u_{cp} = \frac{u_\infty}{\sqrt{K}} \quad (11)$$

Объемный расход газа через входное сечение канала, как видно из рис. 1а, равен объемному расходу через сечение трубки тока на бесконечности $G_\infty = \pi \cdot r_\infty^2 \cdot u_\infty$, т.е. $G_K = G_\infty$, откуда получим:

$$r_\infty^2 = \frac{r_K^2}{\sqrt{K}} \quad (12)$$

Подставив в выражение для G_K (11) и (12), получим:

$$G_K = \pi \cdot \frac{r_K^2}{\sqrt{K}} \cdot u_\infty \quad (13)$$

В рассматриваемом осесимметричном течении равенства $\psi = \text{const}$ представляют поверхности, образованные вращением линии тока вокруг оси OX , а значения ψ пропорциональны расходам газа через ортогональные к оси сечения трубки тока, ограниченной данной поверхностью, и равны

$$G = 2\pi \cdot \psi(r) \quad (14)$$

Поверхность тока обладает свойством непроницаемости, аналогичным для линии тока в плоском движении, и может быть заменена твердой стенкой. Это свойство дает возможность выбрать в качестве профиля обтекателя часть поверхности тока, заданной уравнением $\psi = G_K$ и проходящей через точку $(0, r_H)$, т.е.

$$\psi(0, r_H, e, C) = G_K \quad (15)$$

Из (2) видно, что ψ можно представить в виде произведения

$$\psi = u_\infty \cdot f(X, r, e, C) \quad (16)$$

Заменяв левую и правую части (15), используя (13) и (16), получим уравнение:

$$f(0, r_H, e, C) = \pi \cdot \frac{r_K^2}{\sqrt{K}} \quad (17)$$

содержащее два неизвестных — e, C . Для получения однозначного решения (17) необходимо задаться эксцентриситетом $e_c = C/a$. Окончательно получим

$$f(0, r_H, e_c, C) = \pi \cdot \frac{r_K^2}{\sqrt{K}} \quad (18)$$

Отметим, что (18) не содержит скорости набегающего потока, т.е. решение его относительно C автономно по u_∞ и параметрически зависит от e_0 . Решение (18) разыскивается методом последовательных приближений, а значение a определяется по принятому значению e_0 . Профиль обтекателя определяем, решая уравнение

$$f(X, r_i, e_c, C) = \pi \cdot \frac{r_K^2}{\sqrt{K}} \quad (19)$$

относительно X при фиксированных значениях r_i . В результате решения определяем последовательность $X_i = X_i(r_i)$.

Решение уравнений (18) и (19) было проведено для канала датчика "ДИБО-1-Л" и $a/b = 0,5$. Полуоси эллипсоида оказались равными $a = 57,87$ мм, $b = 28,94$ мм. Профиль обтекателя изображен на рис.1б.

Перейдем теперь к расчету предельных траекторий монодисперсного аэрозоля и коэффициенту захвата канала обтекателя.

Уравнение движения частицы в отсутствии объемных сил имеет вид [3]

$$\frac{d\bar{U}_p}{dt} = F(\bar{U} - \bar{U}_p) \quad (20)$$

Граничными условиями задаются вдали от тела

$$\bar{U}_p = \bar{U} - \bar{U}_\infty \quad \text{при } X \rightarrow -\infty \quad (21)$$

где $\bar{U}$ — скорость несущей аэрозоль и газовой фазы, $\bar{U}_p$ — скорость частицы, F — известная функция числа Re_p . Рассмотрим случай стока режима обтекания сферической частицы. Запишем уравнение (20) в проекциях

$$\begin{cases} \tau \cdot \dot{U}_{px} = U_x - U_{px} \\ \tau \cdot \dot{U}_{py} = U_y - U_{py} \end{cases} \quad (22)$$

Граничные условия к (22) в проекциях

$$\begin{cases} u_{px} = u_x = u_{\infty} \\ u_{pr} = u_r = 0 \end{cases} \quad \text{при } X \rightarrow -\infty$$

$$\tau = \frac{1}{18} \cdot \frac{\rho_p \cdot u_{\infty}}{\mu} \cdot \left(\frac{2z}{D_H} \right)^2$$

где ρ_p — плотность частицы (воды), z — радиус частицы, μ — динамический коэффициент вязкости, $D_H = 2 \cdot r_H$ — характерный размер.

Дважды интегрируя (22), получим интегралы проекций скорости частицы в потоке и ее мгновенные координаты, так что

$$\begin{cases} u_{px} = \frac{1}{\tau} \cdot \int_0^t (u_x - u_{px}) \cdot dt + u_{x0} \\ u_{pr} = \frac{1}{\tau} \cdot \int_0^t (u_r - u_{pr}) \cdot dt + u_{r0} \\ X_p = \int_0^t u_{px} \cdot dt + u_{x0} \cdot t + X_0 \\ r_p = \int_0^t u_{pr} \cdot dt + u_{r0} \cdot t + r_0 \end{cases} \quad (23)$$

и начальные условия

$$\begin{cases} u_{px} = u_{x0} = u_{\infty} \\ u_{pr} = u_{r0} = 0 \end{cases} \quad \text{при } t \rightarrow 0; \quad X_0 \Big|_{t=0} \rightarrow -\infty; \quad r_0 = var$$

Для численного интегрирования (23) необходимо определить X_0 конечной величиной при $t=0$. Сделать это можно из условия $\frac{u_{r0}}{u_{\infty}} < \delta$ при $X < X_0$ ($\delta \ll 1$), т.е. за X_0 выбрать сечение, в котором радиальная составляющая скорости исчезающе мала.

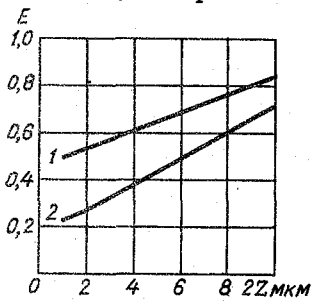


Рис.2

В качестве примера на рис.2 приведены расчетные значения $E = E(2z)$ для частиц воды диаметром $2z = (1 \div 10)$ мкм, входящих в канал с радиусом входного отверстия $r_{вх} = 3$ мм (кривая 1) и $r_{вх} = 5$ мм (кривая 2); скорость набегающего потока $u_{\infty} = 80$ м/с, вязкость воздуха $1,801 \cdot 10^{-5}$. Пристрелка частицами по входным кромкам велась из сечения $z_0 = 0,5$ м, где $u_r / u_{\infty} < 10^{-5}$ при $z_0 = 0,01$ м.

Из рис.2 видно, что сепарирующий эффект тем значительней, чем меньше частица, а увеличение диаметра входного отверстия при неизменном сопротивлении канала датчика ведет к расширению диапазона изменения $E(2z)$. Таким образом, для надежной интерпретации величины водности, измеряемой в канале, необходимо знать $E(2z)$ для конкретного устройства датчика, чтобы затем определить $\bar{E}$ по всему ансамблю частиц потока полидисперсного аэрозоля с учетом функции распределения $n(2z)$.

Список литературы

1. Леви Л.М. Исследования по физике грубодисперсных аэрозолей. — М.: Изд-во АН СССР, 1961.

2. Л о й ц я н с к и й Л.Г. Механика жидкости и газа. - М.: Изд-во Наука, 1973, с.344-348.
3. С о у С. Гидродинамика многофазных систем. М.: Изд-во Мир, 1971, с.209-211.

Содержание

Ю.А. Мельник, А.В. Рыжков. Представление элементарных отражателей метеорологических объектов на сфере Пуанкаре.	3
А.В. Рыжков. Инвариантные поляризационные характеристики метеорологических радиолокационных целей.	II
Ю.А. Мельник, А.В. Рыжков. Отображение метеорологических радиолокационных целей различного фазового состава на сфере Пуанкаре.	17
В.К. Завируха. Об одном оптимальном способе определения поляризационных характеристик метеорологических образований.	21
А.С. Соловьев. Об использовании одного класса сингулярных метрических функций при синтезе адаптивных алгоритмов анализа радиолокационной метеорологической информации. ...	25
П.А. Румянцев, В.А. Шмелевич. Об информационной емкости телевизионного индикатора знаковых метеорологических данных.	32
Н.В. Бочарников, А.Г. Бочарникова, Т.В. Иванова. Динамика вертикальных профилей радиоза конвективных облаков.	35
К.С. Жупахин. К радиолокационному обнаружению и исследованию ячеек мощной конвекции и нисходящих потоков в кучевь-дождевых облаках.	38
Л.Г. Гущина, Е.И. Михайлова. Результаты радиолокационных наблюдений отраженных сигналов ясного неба в Карадагской актинометрической обсерватории.	44
С.А. Маланичев, Ю.А. Мельник, Е.И. Михайлова, А.В. Рыжков. Исследования амплитудных спектров радиолокационных сигналов ясного неба.	51
Ю.В. Глибин, А.А. Загородников, Л.А. Попова. Особенности радиолокационного сигнала морской поверхности при штилевых условиях.	54
Е.О. Жилко, С.И. Мирошников. Метеорологические радиолокационные наблюдения параметров морского волнения с использованием телевизионного спектроанализатора.	58
А.В. Комаров, Г.Г. Щукин. Определение некоторых характеристик припая и дрейфующего льда с помощью МРЛ-2.	66
В.Ю. Александров. Влияние отражения от осадков на характеристики радиолокационных изображений морских льдов.	70

С.М. Гальперин, В.Н. Стасенко, А.М. Тряхов, В.Д. Плотников. Использование данных наземных грозопеленгаторов при анализе снимком МИСЗ	76
Г.Г. Щукин, Л.П. Бобылев, Я.К. Ильин, А.И. Ляшко, Н.Ф. Михайлов, Н.Д. Попова. Методические вопросы и некоторые результаты зондирования конвективных облаков с помощью пассивно-активной радиолокационной станции	80
Г.Г. Щукин, Л.П. Бобылев, Е.В. Дорофеев, И.А. Тарабукин. Возможности зондирования конвективных облаков под малыми углами места наземными радиотеплолокационными методами	85
Л.П. Бобылев, Я.К. Ильин, Н.Д. Попова, Н.Г. Тригуб, Г.Г. Щукин. Некоторые результаты экспериментальных радиотеплолокационных исследований интегрального влагосодержания атмосферы	92
А.С. Новокрещенова, Ю.А. Фролов, Г.Г. Щукин. Комплексный ИК и СВЧ радиометрический метод определения коэффициентов поглощения водяного пара	96
В.В. Фалин, С.П. Гинеотис, В.А. Николаев, В.В. Булкин. Влияние смачивания антенны на измерение радиотеплового излучения	100
С.А. Корчагин. Профилирование ловушки облачного аэрозоля датчика водности	102

Труды ГГО, вып.490
Методы активной и пассивной радиолокации
в метеорологии

Редактор Е.А.Соснина. Технический редактор А.И.Кузнецов.
Корректор С.П.Доничкина
н/к

Подписано в печать 05.03.85. М - 223II. Формат 60х90^I/16. Бумага
картографическая. Печать офсетная. Печ.л. 7,5. Кр.-отт. 7,75.
Уч.-изд.л. 7,98. Индекс МОЛ-163. Тираж 550 экз. Цена 55 коп.
Заказное. Заказ № 937

Гидрометеиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, 23.
Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном
комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли,
109033. Москва, Ж-33, ул. Волочаевская, д. 40.