

*Е.Н. БЕЛОВ, канд. техн. наук О.А. ВОЙТОВИЧ, канд. техн. наук,
В.А. КАБАНОВ, канд. физ.-мат. наук, А.М. ЛИНКОВА, канд. физ.-мат. наук, Г.А. РУДНЕВ,
Т.А. ТКАЧЕВА, Г.И. ХЛОПОВ, д-р техн. наук, С.И. ХОМЕНКО, канд. техн. наук*

ПРИМЕНЕНИЕ АКТИВНО-ПАССИВНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОФИЛЯ ВОДНОСТИ ОБЛАКОВ

Введение

Исследование влагозапаса облаков имеет важное значение для изучения физических процессов в атмосфере [1] и при решении многих практических задач метеорологии, в том числе для оценки эффективности активного воздействия на облака [2] и предотвращения обледенения самолетов [3]. При этом дистанционные методы зондирования играют решающую роль, так как позволяют оперативно осуществлять мониторинг на больших площадях.

Вначале для этого использовалось радиолокационное зондирование [4] на основе корреляционного соотношения между отражаемостью и водозапасом облака в виде $Z(R) = AW^B$, A и B – константы, которые определяются экспериментально. Однако, как позже выяснилось [5], приведенные константы и результаты зондирования определяются микроструктурными параметрами облака (видом распределения частиц по размерам), которые в значительной мере зависят от региона, происхождения дождя и ряда других факторов, что не позволяет однозначно судить о водности облака. Действительно, отражаемость частиц облака в сантиметровом диапазоне пропорциональна r^6 , в то время как водность – r^3 , в связи с чем, отражаемость определяется, в основном, крупными каплями, а водность – общим содержанием воды.

В то же время, радиояркостная температура облака зависит от интегрального ослабления электромагнитной волны, которая также пропорциональна 3-й степени радиуса частиц. Поэтому значительное количество работ посвящено исследованию возможностей пассивного зондирования с использованием радиометров в различных диапазонах радиоволн [6, 7]. При этом основное внимание уделялось проблеме разделения вклада атмосферы и облаков в общую яркостную температуру, которую удастся решить только в ряде специальных случаев [8]. Кроме того, пассивное зондирование не позволяет определить границы облака и не дает возможность измерить профиль его водности, что принципиально важно не только для изучения физических процессов в атмосфере [1], но также для применения технологии активного воздействия на облака [2] и безопасности полетов [3].

В этой связи, значительный интерес представляют методы активно-пассивного зондирования [9 – 12], основанные на совместном использовании радара и радиометра. В этой области исследований продолжается поиск новых методов, которые могли бы обеспечить устойчивые оценки при минимальных аппаратных затратах. Поэтому настоящая работа посвящена исследованию одного из возможных подходов к проблеме восстановления профиля водности облаков с помощью активно-пассивного зондирования.

Восстановление высотного профиля водности облаков

Излучательные характеристики метеорологических объектов описываются с помощью интегро-дифференциального уравнения переноса [13], решение которого в общем виде пока не получено. Поэтому значительный интерес представляют различные приближенные методы [14] и, в частности, метод “чистого поглощения”, который дает наилучшие результаты для облаков без осадков, когда рассеянием электромагнитных волн на частицах можно пре-

небрежь. Кроме того, в рассматриваемом случае вклад космического излучения также можно не учитывать, что позволяет записать выражение для яркостной температуры нисходящего излучения (радиометр направлен вверх – рис.1) в виде [11]:

$$T_{\text{я}}(\theta) = \int_0^{z_{\text{max}}} dz \frac{\alpha_n(z)}{|\cos\theta|} T(z) \exp\left\{-\int_0^z dz' \frac{\alpha_n(z')}{|\cos\theta|}\right\}, \quad (1)$$

где θ – зенитный угол, $\alpha_n(z)$ – вертикальный профиль коэффициента поглощения, $T(z)$ – вертикальный профиль термодинамической температуры, z – вертикальная координата (рис.1).

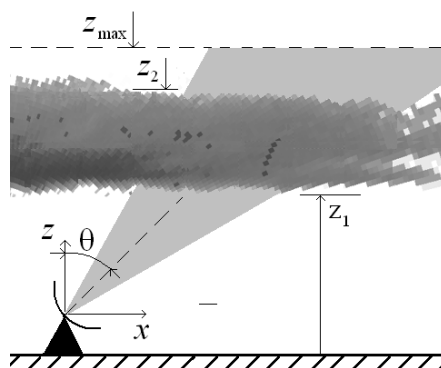


Рис.1. Схема дистанционного зондирования

Учитывая стратифицированный характер облачности, рассмотрим трехслойную модель среды, где коэффициент поглощения принимает различные значения, в зависимости от высоты соответствующего слоя

$$\alpha_n(z) = \begin{cases} \alpha_a(z) & \text{при } 0 \leq z < z_1, \\ \alpha_a(z) + \alpha_o(z) & \text{при } z_1 \leq z < z_2, \\ \alpha_a(z) & \text{при } z_2 \leq z < z_{\text{max}}, \end{cases} \quad (2)$$

где α_a – поглощение в атмосфере, α_o – поглощение в облачности, z_1 – высота нижней границы облачности, z_2 – высота верхней границы облачности, z_{max} – максимальная высота, которая принимается для расчетов поглощения в атмосфере (обычно $z_{\text{max}} = 10 - 12$ км [15]).

Высотный профиль поглощения в атмосфере определяется в основном суммарным затуханием водяного пара и кислорода $\alpha_a(z) = \alpha_{H_2O}(z) + \alpha_{O_2}(z)$, которые, в свою очередь, соответствуют широко распространенной модели [16]

$$\alpha_a(z) = \alpha_{H_2O}(0) e^{-\frac{z}{H_{H_2O}}} + \alpha_{O_2}(0) e^{-\frac{z}{H_{O_2}}}, \quad (3)$$

где $H_{H_2O} = 2,1$ км – характеристическая высота для водяного пара, $H_{O_2} = 5,3$ км – характеристическая высота для кислорода, $\alpha_{H_2O}(0)$ и $\alpha_{O_2}(0)$ – значения коэффициентов поглощения для водяного пара и кислорода на поверхности Земли соответственно. Выражения для указанных коэффициентов поглощения приводятся в работах [17, 19] для стандартной атмосферы, использование которых позволило вычислить следующие значения:

$$\begin{aligned} - \alpha_{H_2O}(0) &= 0,0018 \text{ км}^{-1} (\lambda = 3,2 \text{ см}); \\ - \alpha_{H_2O}(0) &= 0,018 \text{ км}^{-1} (\lambda = 0,8 \text{ см}); \\ - \alpha_{O_2}(0) &= 0,001 \text{ км}^{-1} (\lambda = 3,2 \text{ см}); \end{aligned} \quad (4)$$

$$-\alpha_{O_2}(0) = 0,01 \text{ км}^{-1} (\lambda = 0,8 \text{ см}).$$

Высотный профиль коэффициента поглощения в облаках с достаточной для практики точностью может быть вычислен в рэлеевском приближении, которое справедливо при выполнении условия $\frac{2\pi}{\lambda} |\dot{n}| \ll 1$, где $\dot{n}(z) = \sqrt{\dot{\epsilon}(z)}$ – комплексный коэффициент преломления воды, $\dot{\epsilon}(z)$ – комплексная диэлектрическая проницаемость, λ – рабочая длина волны. В этом случае эффектами рассеяния можно пренебречь, а выражение для поглощения имеет вид [17]

$$\alpha_o(z) = \frac{6\pi}{\lambda} \text{Im} \left\{ -\frac{\dot{n}^2(z) - 1}{\dot{n}^2(z) + 2} \right\} \omega(z), \quad (5)$$

где $\omega(z) = \frac{4\pi}{3} \int_0^\infty dr r^3 N(r, z)$ – водность облака, $N(r, z)$ – функция распределения частиц облака по размерам.

Как показывают экспериментальные исследования [18], усредненный высотный профиль водности в облаках хорошо описывается моделью в виде Бета-распределения

$$\omega(z) = \omega_m \frac{\xi^m}{\xi_0^m} \cdot \frac{(1-\xi)^p}{(1-\xi_0)^p}, \text{ г/м}^3, \quad (6)$$

где $\xi = \frac{z - z_1}{h}$ – высота над основанием облака, нормированная на толщину облака $h = z_2 - z_1$,

ξ_0 – нормированная высота, на которой водность максимальна, ω_m – максимальное значение профиля водности. По данным работы [18] среднее значение параметра ξ_0 для кучевых облаков отличается значительной устойчивостью $\xi_0 = 0,83 \pm 0,1$, в то время как другие параметры характеризуются достаточно большим разбросом значений $m = 2,8 \pm 0,8$ и $p = 0,57 \pm 0,22$.

Другой, широко используемой характеристикой, является водозапас

$$W = \int_{z_1}^{z_2} dz \omega(z) = \frac{\omega_m h}{\xi_0^m (1-\xi_0)^p} \int_0^1 d\xi \xi^m (1-\xi)^p, \text{ кг/м}^2, \quad (7)$$

который показывает содержание воды в вертикальном столбе с площадью основания 1 м^2 и высотой, равной мощности облака h .

В соответствии с (2), выражение для радиояркостной температуры (1) распадается на три интеграла:

$$T_{\text{я}} = \begin{cases} \int_0^{z_1} dz \frac{\alpha_n(z)}{|\cos \theta|} T(z) \exp \left\{ -\int_0^z dz' \frac{\alpha_n(z')}{|\cos \theta|} \right\} & \text{при } 0 \leq z < z_1, \\ \int_{z_1}^{z_2} dz \frac{\alpha_n(z)}{|\cos \theta|} T(z) \exp \left\{ -\int_{z_1}^z dz' \frac{\alpha_n(z')}{|\cos \theta|} \right\} & \text{при } z_1 \leq z < z_2, \\ \int_{z_2}^{z_{\text{max}}} dz \frac{\alpha_n(z)}{|\cos \theta|} T(z) \exp \left\{ -\int_{z_2}^z dz' \frac{\alpha_n(z')}{|\cos \theta|} \right\} & \text{при } z_2 \leq z < z_{\text{max}}, \end{cases} \quad (8)$$

причем, как показывает анализ, вклад в радиояркостную температуру каждого из интегралов в (8) далеко не одинаков.

На рис. 2 приведен пример вычисления высотного профиля коэффициента поглощения в диапазонах $\lambda = 0,8$ см (рис. 2, а) и $\lambda = 3,2$ см (рис. 2, б) в облаке мощностью $h = 0,5$ км с водозапасом 1 кг/м^2 (сплошная кривая 1), а также для стандартной атмосферы в кислороде (штриховая кривая 2) и водяном паре (пунктир 3). Как видно, поглощение в облаке почти на два порядка превышает поглощение в атмосферных газах, в связи с чем, вкладом атмосферных газов, в первом приближении, можно пренебречь.

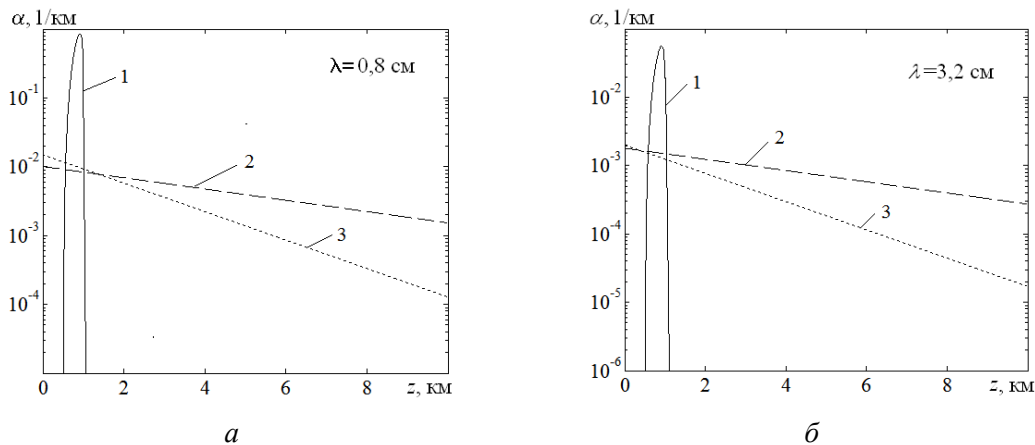


Рис. 2. Коэффициент поглощения облака (кривая 1), кислорода и водяного пара в чистой атмосфере (кривые 2, 3)

При этом оказывается, что яркостная температура облаков с одинаковым водозапасом практически не зависит от вида высотного профиля их водности, как показано на рис. 3, где приведена зависимость яркостной температуры облака мощностью $h = 0,5$ км в диапазонах $\lambda = 0,8$ см (рис. 3, а) и $\lambda = 3,2$ см (рис. 3, б), сплошная кривая – равномерный профиль (РП), $m = p = 0$, пунктир – неравномерный профиль (НП), $\xi_0 = 0,83$, $m = 2,8$ и $p = 0,57$.

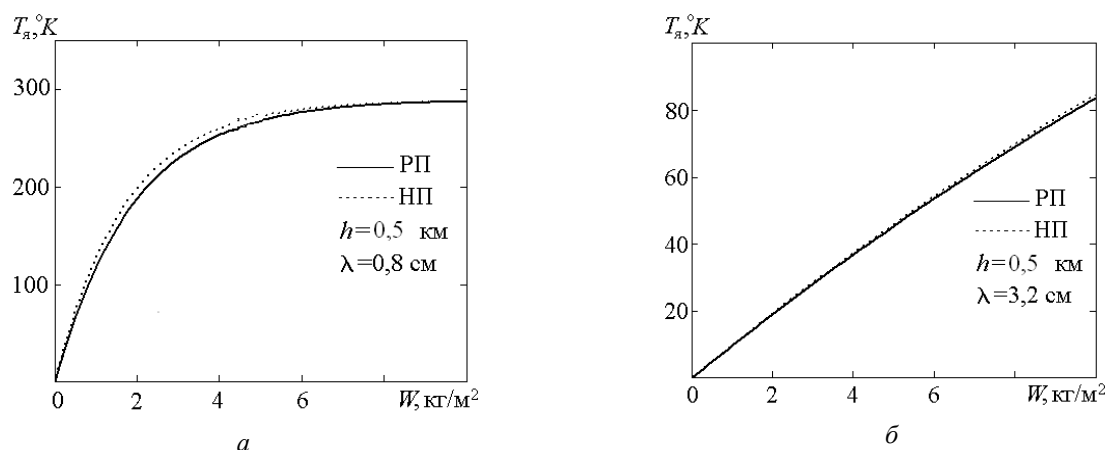


Рис. 3. Зависимость яркостной температуры облака от его водозапаса в диапазоне $\lambda = 0,8$ см (а) и $\lambda = 3,2$ см (б)

Следует также отметить, что в миллиметровом диапазоне, в отличие от сантиметрового, быстро наступает насыщение яркостной температуры, в связи с чем, для измерения водозапаса (водности) облаков предпочтительно использовать диапазон длин волн $\lambda \geq 2$ см.

Кроме того, зависимость яркостной температуры от водозапаса также слабо зависит от мощности облака, как показано на рис. 4, где приведена зависимость яркостной температуры облака с равномерным высотным профилем водности ($m = p = 0$) в диапазонах $\lambda = 0,8$ см

(рис. 4, *a*) и $\lambda = 3,2$ см (рис. 4, *б*) (сплошная кривая – мощность облака $h = 0,5$ км, штриховая кривая – $h = 0,9$ км, пунктир $h = 1,3$ км).

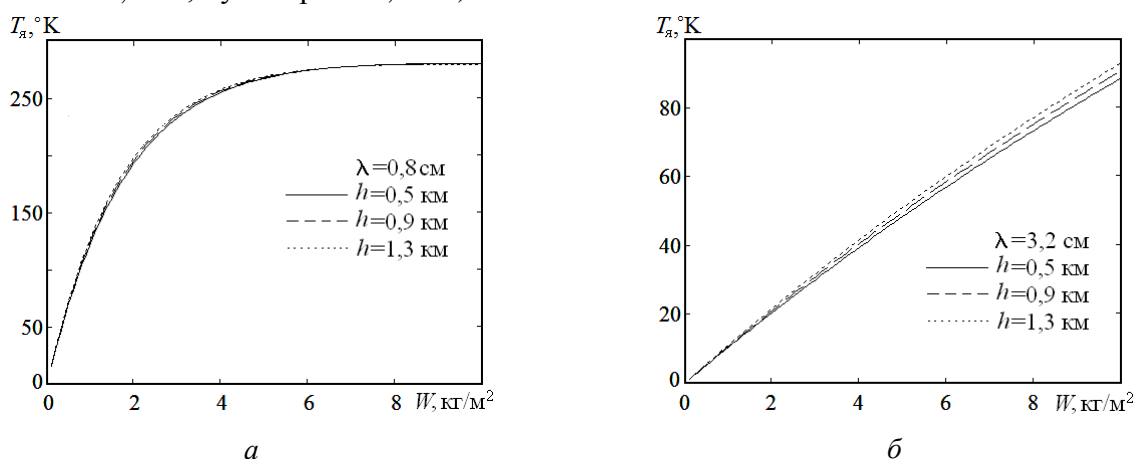


Рис. 4. Яркостная температура облака с равномерным профилем водности в зависимости от его водозапаса для $\lambda = 0,8$ см (*a*) и $\lambda = 3,2$ см (*б*), (сплошная кривая – $h = 0,5$ км, штрих – $h = 0,9$ км, пунктир $h = 1,3$ км)

Слабая зависимость яркостной температуры облака от его профиля водности и мощности связана с тем, что температура определяется, прежде всего, интегральным поглощением в среде, независимо от того, каким способом это достигается – за счет толщины облака или его профиля. В этой связи можно рекомендовать простое соотношение в диапазоне $\lambda = 3,2$ см в виде $W, \text{кг} / \text{м}^2 = 0,1161 \cdot T_a, ^\circ\text{K}$, которое позволяет вычислить водозапас облака по измеренной яркостной температуре.

В то же время необходимо отметить, что радиояркостная температура облака существенно зависит от вида вертикального профиля водности и его толщины. На рис. 5 приведена зависимость яркостной температуры облака мощностью $h = 0,5$ км с водозапасом $1 \text{ кг} / \text{м}^2$ в диапазонах $\lambda = 0,8$ см (рис. 5, *a*) и $\lambda = 3,2$ см (рис. 5, *б*) от параметра ω_m (максимум профиля водности). При этом сплошная кривая соответствует равномерному профилю (РП), $m = n = 0$, а пунктир – неравномерному профилю (НП), $\xi_0 = 0,83$, $m = 2,8$ и $n = 0,57$.

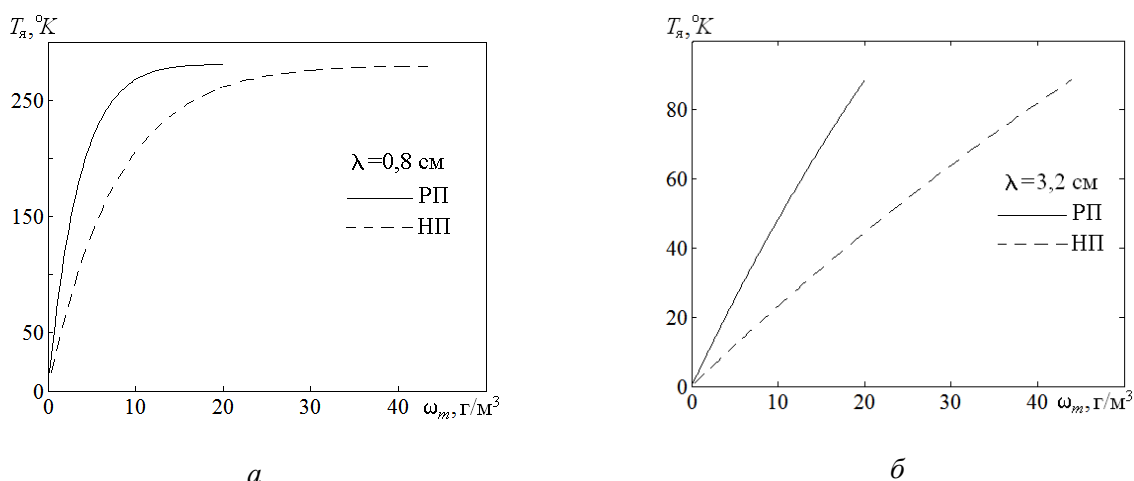


Рис. 5. Зависимость яркостной температуры облака мощностью $h = 0,5$ км для $\lambda = 0,8$ см (*a*) и $\lambda = 3,2$ см (*б*) от параметра ω_m , сплошная кривая – равномерный профиль (РП), пунктир – неравномерный профиль (НП)

На рис. 6 приведены аналогичные зависимости яркостной температуры облака с водозпасом 1 кг/м^2 и равномерным высотным профилем водности в диапазонах $\lambda = 0,8 \text{ см}$ (рис. 6, а) и $\lambda = 3,2 \text{ см}$ (рис. 6, б) от параметра ω_m (сплошная кривая – $h = 0,5 \text{ км}$, штриховая кривая – $h = 0,9 \text{ км}$, а пунктир – $h = 1,3 \text{ км}$).

Приведенные данные получены при использовании приближения, когда поглощение в облаках существенно больше поглощения в атмосферных газах, поэтому представляет интерес оценить их вклад в полную яркостную температуру и яркостный контраст, используя выражения (2) – (5).

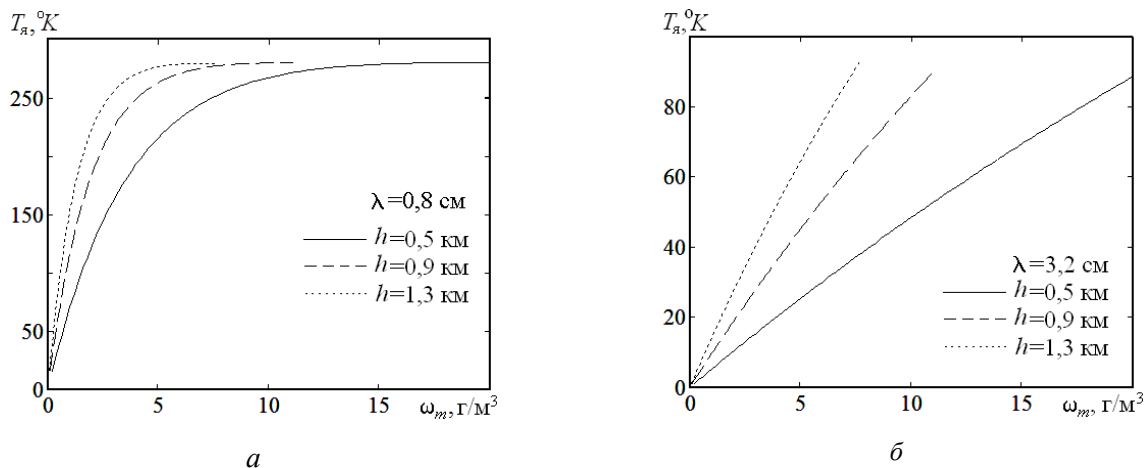


Рис. 6. Яркостная температура облака с равномерным профилем водности в зависимости от параметра ω_m для $\lambda = 0,8 \text{ см}$ (а) и $\lambda = 3,2 \text{ см}$ (б), (сплошная кривая – $h = 0,5 \text{ км}$, штрих – $h = 0,9 \text{ км}$, пунктир $h = 1,3 \text{ км}$)

На рис. 7 приведены результаты вычислений яркостной температуры системы “облако+атмосфера” в зависимости от водозапаса облака для моделей высотного профиля (6) и стандартной атмосферы (3), (4) в диапазоне $\lambda = 3,2 \text{ см}$ (сплошная кривая – мощность облака $h = 0,5 \text{ км}$, штриховая кривая – $h = 0,9 \text{ км}$, пунктир $h = 1,3 \text{ км}$).

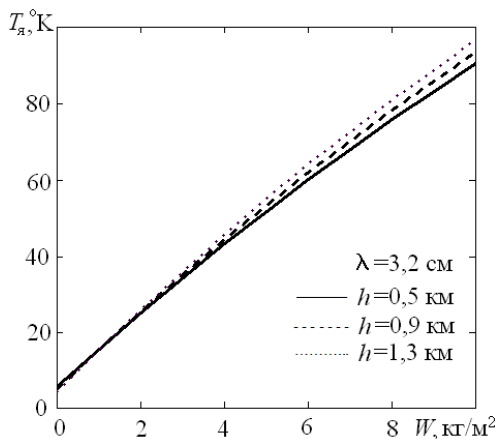


Рис. 7. Яркостная температура системы “облако+атмосфера” в зависимости от водозапаса облака для $\lambda = 3,2 \text{ см}$ (сплошная кривая – мощность облака $h = 0,5 \text{ км}$, штриховая – $h = 0,9 \text{ км}$, пунктир $h = 1,3 \text{ км}$)

Поглощение в атмосферных газах приводит к появлению начальной яркостной температуры при нулевой водности облака $T_{я}, ^\circ K = 5,12 \pm 0,55$ и изменению угла наклона кривой (рис. 7). В результате аппроксимирующая зависимость $W, \text{ кг/м}^2 = 0,1132(T_{я}, ^\circ K - 5,12)$ незначительно отличается от ранее приведенной $W, \text{ кг/м}^2 = 0,1161 \cdot T_{я}, ^\circ K$ для тех же усло-

вий (рис. 4, б) и соответствует максимальной погрешности определения водозапаса не более 10 % при значении яркостной температуры $T_y, ^\circ K = 80$.

Таким образом, приведенные данные подтверждают целесообразность использования зависимости яркостной температуры облака от его водозапаса $T_y = T_y(W)$ на первом этапе активно-пассивного зондирования. В этом случае проведенные измерения водозапаса позволяют восстановить высотный профиль водности облака, используя выражение для модели высотного профиля водности (6), (7)

$$\omega_m = \frac{W}{h} \cdot \frac{\xi_0^m (1 - \xi_0)^p}{\int_0^1 d\xi \xi^m (1 - \xi)^p}, \quad (9)$$

где мощность облака $h = z_2 - z_1$ вычисляется с помощью радиолокационных измерений на втором этапе зондирования как разность верхней и нижней границ облака $h = (R_2 - R_1) \cos \theta$ ($R_{1,2}$ – наклонная дальность до верхней и нижней границ облака соответственно).

Для удобства на рис. 8 приведена зависимость нормированного значения максимальной водности высотного профиля $\bar{\omega}_m(h) = \frac{\omega_m(h)}{W}$ от мощности облака, которая позволяет быстро определить максимальное значение высотного профиля водности $\omega_m(h) = \frac{W}{h} \cdot 2,193$ для параметров модели профиля ($\xi_0 = 0,83$, $m = 2,8$, $p = 0,57$), рекомендованных в работе [18].

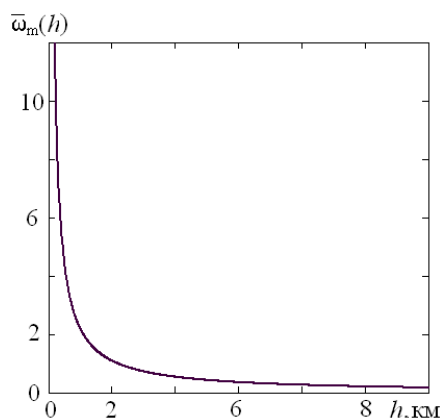


Рис. 8. Нормированное значение максимальной водности высотного профиля в виде Бета-распределения

Экспериментальные исследования

Экспериментальные исследования проводились с помощью разработанного комплекса активно-пассивного зондирования в диапазоне $\lambda = 3,2$ см, который включает в себя модернизированный метеорадар типа МРЛ-1 [20, 21] и радиометр (рис. 9).



Рис. 9. Радиофизический комплекс для активно-пассивного зондирования

Радар и радиометр располагаются рядом на подготовленной позиции, а компьютеризированная система управления положением антенн обеспечивает совпадение электрических осей радара и радиометра при сканировании по углу места и азимуту.

Радар представляет собой некогерентный импульсный радар, построенный по традиционной схеме, которая доработана путем использования персонального компьютера для регистрации и обработки отраженных сигналов, управления положением антенны и режимом излучения передающего устройства. Кроме того, приемное устройство доработано путем замены входного усилителя на основе ЛБВ на более стабильный и малошумящий транзисторный усилитель со значением шум-фактора ≤ 4 дБ, а параметры радара приведены в табл. 1.

Таблица 1

Параметры активного канала

	Параметр	Значение
Передающее устройство радара		
1	Рабочая частота, МГц	9467
2	Импульсная мощность, кВт	350
3	Длительность импульса, мкс	1,0
4	Частота повторения, Гц	600
Приемное устройство		
5	Предельная чувствительность, дБВт	-132
6	Полоса пропускания, МГц	1,0
7	Линейный динамический диапазон, дБ	46
Антенное устройство		
8	Коэффициент усиления антенны, дБ	48
9	Диаметр антенны, м	3,0
10	Уровень боковых лепестков, дБ	-21
11	Ширина луча антенны по уровню -3 дБ, град	0,75
Система обработки сигналов		
12	Частота дискретизации, МГц	2,5
13	Количество отсчетов в одной ячейке дальности	4
14	Интерфейс связи с ПК	RS-232

Радиометр собран по модуляционной схеме с некоторыми особенностями в части входных элементов и калибровки, причем обработка сигналов (выделение модуляционной частоты, синхронное детектирование, масштабирование и калибровка) осуществляется в ПК в реальном времени.

В рассматриваемом случае наиболее целесообразным оказалось использование внешней калибровки, которая позволяет максимально учесть влияние всех факторов на результаты измерений. Поэтому в работе применяется согласованная нагрузка с известной термодинамической температурой и излучение ясного неба. В рабочем режиме модулятор переключает вход малошумящего усилителя (МШУ) между антенной и согласованной нагрузкой, температура которой контролируется специальным цифровым термометром, датчик которого вмонтирован в корпус нагрузки. Температура ясного неба вычисляется согласно работе [19] с достаточной для практики точностью с учетом затухания на “крыльях” спектра поглощения водяного пара и кислорода (3), (4). В результате экспериментально измеренные параметры радиометра сведены в табл. 2.

Важной характеристикой активно-пассивного комплекса является переходное затухание между активным и пассивным каналами, которое должно быть не менее 140 дБ [12]. В рассматриваемом случае это требование выполняется с запасом благодаря пространственному разнесению антенн радара и радиометра.

Таблица 2

Параметры пассивного канала

№	Параметр	Значение
1	Рабочая частота, МГц	10000
2	Полоса частот радиометра, МГц	30
3	Флуктуационная чувствительность, °К	1
4	Постоянная времени радиометра, с	1
5	Ширина луча антенны по уровню -3 дБ, град	1,9

В летний период было проведено несколько опытов с развитой кучевой облачностью, пример радиолокационного изображения которой приведен на рис. 10 в системе координат “Высота-Дальность”.

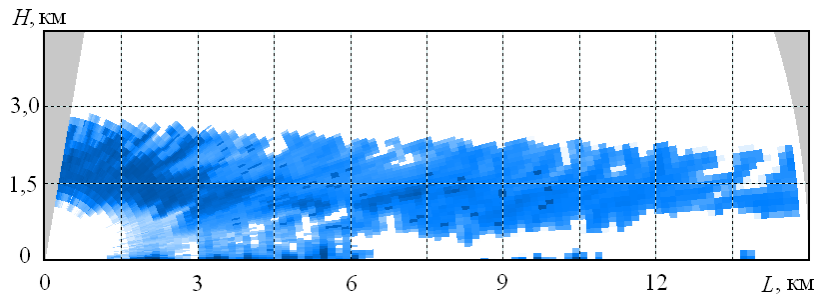


Рис. 10. Радиолокационное изображение облачности “Высота-Дальность”

В табл. 3 приведены результаты измерений радиояростной температуры, радиояростного контраста кучево-дождевых облаков и значения их водозапаса.

Таблица 3

Результаты экспериментальных исследований

Угол места, град	Радиояростный контраст, °К	Водозапас, кг/м ²	Мощность облака, км	Максимум водности, г/м ³
30	15	1,74	2,25	1,69
-“-	10	1,16	2,5	1,02
25	60	6,97	2,7	5,66
-“-	56	6,5	2,1	6,8
-“-	10	1,16	1,5	1,7

При этом параметры высотного профиля восстанавливались с помощью выражений, представленных ниже:

$$W, \text{ кг / м}^2 = 0,1161 \cdot T_{\text{я}}, \text{ } ^\circ\text{K}, \quad (10)$$

$$\omega_m(h) = \frac{W}{h} \cdot 2,193, \text{ г/м}^3,$$

$$\omega(z) = \omega_m \frac{\xi^m}{\xi_0^m} \cdot \frac{(1-\xi)^n}{(1-\xi_0)^n}, \text{ г/м}^3,$$

$$h = (z_2 - z_1) = (R_2 - R_1) \cos \theta, \text{ км.}$$

На рис. 11 построены высотные профили водности, восстановленные с помощью выражений (10):

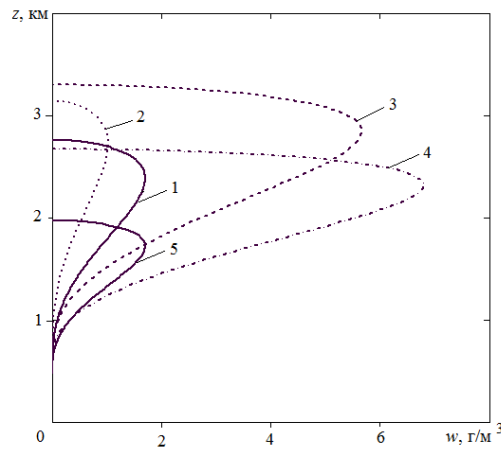


Рис. 11. Профиль влажности кучево-дождевых облаков, восстановленный по результатам экспериментов (табл. 3)

Как видно, водозапас облаков сложным образом зависит от параметров зондирования, что еще раз подтверждает необходимость проведения подобных измерений как в интересах исследований в области физики атмосферы, так и для решения практических задач, связанных, например, с проблемой искусственных осадков, которая имеет большое значение для засушливых регионов Украины.

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Поглощение в кучево-дождевых облаках почти на два порядка превышает поглощение в атмосферных газах, а пренебрежение их вкладом приводит к ошибкам определения водозапаса $\approx 10\%$.
2. Яркостная температура облака определяется, в основном, его водозапасом и слабо зависит от вида высотного профиля влажности и мощности облака.
3. Предложен и исследован метод восстановления профиля влажности кучево-дождевых облаков с помощью активно-пассивного зондирования.
4. Создан активно-пассивный комплекс дистанционного зондирования в диапазоне 3 см и проведены предварительные измерения высотного профиля влажности кучево-дождевых облаков.

Список литературы: 1. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. – Л. : Гидрометеиздат, 2000. – 780 с. 2. Абшаев М.Т., Абшаев А.М., Малкарова А.М., Мизиева Ж.Ю. Радиолокационные исследования водосодержания кучево-дождевых облаков // Изв.РАН. Физика атмосферы и океана. – 2009. – Т.45, №6. – С.782-788. 3. Баранов А.М. Облака и безопасность полетов. – Л. : Гидрометеиздат, 1973. 4. Степаненко В. Д. Радиолокация и метеорология / В. Д. Степаненко. – Л. : Гидрометеиздат, 1966. – 327 с. 5. Башаринов А.Е., Кутуза Б.Г. Исследование радиоизлучения и поглощения облачной атмосферы в миллиметровом и сантиметровом диапазонах волн // Труды ГГО. – 1968. – Вып. 222. – С. 83-99. 6. Горелик А.Г., Калашников В.В., Райкова Л.С., Фролов Ю.А. Радиотепловые измерения влажности атмосферы и интегральной влажности облаков // Физика атмосферы и океана. – 1973. – Т.9, №9. – С. 928-935. 7. Горелик А.Г., Калашников В.В., Фролов Ю.А. Определение общего влагосодержания атмосферы по собственному радиоизлучению // Труды ГГО. – 1972. – Вып. 103. – С.5-19. 8. Щукин Г.Г., Бобылев Л.П., Ильин Я.К. и др. Комплексно активно-пассивное радиолокационное зондирование облачности // Труды ГГО. – 1978. – Вып. 411. – С. 3-12. 9. Щукин Г.Г., Алибегова Ж.Д., Бобылев Л.П. и др. Об использовании модельных представлений и эмпирических данных в задаче пассивно-активного радиолокационного зондирования облаков и осадков // Труды ГГО. – 1982. – Вып. 451 – С. 7-18. 10. Щукин Г.Г., Бобылев Л.П., Ильин Я.К. и др. Методические вопросы и некоторые результаты зондирования конвективных облаков с помощью пассивно-активной радиолокационной станции // Труды ГГО. – 1985. – Вып. 490. – С. 80-92. 11. Булжин В.В., Костров В.В., Фалин В.В. и др. Методы и устройства пассивно-активной радиолокации в структуре управления воздушным движением // Электромагнитные волны и электронные системы. – 2002. – №1, т.7. – С.60-68. 12. Шифрин К.С. Тепловое излучение капель воды в микроволновой области / Шифрин К.С., Черняк М.М. // Изв. АН СССР. Физика

атмосферы и океана. – 1974. – Т.10, №10. – С.1107–1110. 13. Рабинович Ю.Н. Оценка приближенных методов решения уравнения переноса микроволнового излучения в осадках / Ю.Н. Рабинович, М.М. Черняк // Труды ГГО. – 1976. – Вып. 371. – С.43–65. 14. Жевакин С.А., Троицкий В.С., Цейтлин Н.М. Радиоизлучение атмосферы и исследование поглощения сантиметровых радиоволн // Изв. Вузов. Радиофизика. – 1957. – Т.1, №2. – С.19-26. 15. Войт Ф.Я., Мазин И.И. Водность кучевых облаков // Физика атмосферы и океана. – 1979. – Т.8, №11. – С.1166-1176. 16. Зражевский Ю.А. Методика расчета поглощения в атмосферных парах воды в миллиметровом и субмиллиметровом диапазонах // Радиотехника и электроника. – 1976. – Т.21, вып. 5. – С. 951-957. 17. Ye.N. Belov, O.A. Voytovich, T.A. Makulina, G.A. Rudnev, G.I. Khlopov, S.I. Khomenko. Software and hardware complex for investigation of meteorological radar echo // Telecommunications and radioengineering. – 2010. – Vol.69, №17. – P. 1517-1527. 18. S. Joseph Munchak. Retrieval of Raindrop Size Distribution from Simulated Dual-Frequency Radar Measurements // J. Appl. Meteor. and Climatology, vol. 47, January 2008, p. 223-239. 19. C.D. Rodgers. Inverse Methods for Atmospheric Sounding: Theory and Practice. World Scientific Publishing Co. Ltd., 2000.

*Харьковский национальный
университет радиоэлектроники*

Поступила в редколлегию 25. 05.2013