

УДК 319.61.126

А.М. ЛІНКОВА

Інститут радіофізики та електроніки ім. О.Я. Усикова Національної академії наук України  
вул. Академіка Проскури, 12, Харків, 61085, Україна**АКТИВНО-ПАСИВНІ МЕТОДИ ДИСТАНЦІЙНОГО  
ЗОНДУВАННЯ ХМАР ТА ОПАДІВ ДЛЯ СИСТЕМ  
ФОРМУВАННЯ ШТУЧНИХ ОПАДІВ****За матеріалами наукового повідомлення на засіданні Президії НАН України  
2 жовтня 2013 року**

*Наведено результати досліджень за методом двочастотного зондування рідких опадів для контролю ефективності активного впливу на хмари, а також за активно-пасивним методом вимірювання висотного профілю водності хмар. Проведено чисельне моделювання. За результатами здійснених експериментальних досліджень підтверджено ефективність запропонованих методів.*

*Ключові слова: дистанційне зондування, радар, радіометр, радіояскрава температура, радіолокаційна відбиваність, дощі, хмари.*

Клімат більшої частини території України, зокрема східних і південних регіонів, характеризується як посушливий, а місцями навіть сухий. Кількість опадів тут не перевищує 250 мм на рік. При цьому відсутність обводнення посушливих районів обмежує господарську діяльність, перешкоджає розвитку сільського господарства. Тому пошук шляхів поліпшення водозабезпеченості земель сільськогосподарського призначення сьогодні є надзвичайно актуальним завданням.

Однак запровадження систем штучного зрошення потребує значних фінансових витрат, що істотно обмежує їх застосування. З огляду на це великий інтерес становить формування штучних опадів шляхом активного впливу на хмари, що дозволяє не лише підвищити на 35% середньорічну кількість опадів, а й забезпечити їх випадання переважно у важливий для рослин вегетаційний

період. Проте ефективність формування штучних опадів із хмар значною мірою залежить від точності прогнозу їх водозапасу. Наявні контактні методи контролю параметрів хмар шляхом узяття проб за допомогою шарів-зондів та літаків потребують значних матеріальних витрат і не дають змоги здійснювати оперативний моніторинг параметрів хмар на великих площах. Отже, розроблення дистанційних методів зондування є майже єдиною альтернативою, яка дозволяє здійснювати вимірювання водозапасу хмар на великих відстанях, у будь-який час і незалежно від погодних умов. Крім того, використання дистанційних методів зондування дає також можливість контролювати ефективність активного впливу на хмари.

Розв'язання оберненої задачі відновлення параметрів хмар і опадів за допомогою методів дистанційного зондування ґрунтується на вимірюванні характеристик розсіювання та випромінювання їх частинок.

Однак обернена задача, як правило, вимагає істотно більшого обсягу інформації про властивості досліджуваного середовища, ніж її можна отримати лише за допомогою активних (радіолокація) або пасивних (радіометрія) методів зондування. Тому доводиться додатково залучати значний обсяг апріорних метеоданих, отриманих контактними методами, у вигляді усереднених залежностей. Ці дані вирізняються значною сезонною та регіональною залежністю, що спричинює великі похибки оцінювання таких інтегральних параметрів, як, наприклад, інтенсивність дощів, водність хмар тощо.

У зв'язку з цим інтерес становить розроблення активно-пасивних методів дистанційного зондування на основі вивчення характеристик розсіювання та випромінювання частинок досліджуваних середовищ. Такий підхід ґрунтується на різній фізичній природі процесів розсіювання і випромінювання електромагнітних хвиль, що дає змогу підвищити інформативність дистанційного зондування завдяки збільшенню кількості статистично незалежних вимірюваних параметрів.

Зокрема, впродовж останнього десятиліття в Інституті радіофізики та електроніки ім. О.Я. Усикова НАН України проводять регулярні дослідження в галузі дистанційного зондування, в тому числі з використанням двочастотних та активно-пасивних методів дослідження хмар і опадів шляхом вимірювання їх радіояскравої температури за допомогою радіометра та розсіювальних властивостей за допомогою метеорадара.

**Активно-пасивне зондування хмар.** Випромінювальні характеристики хмар описуються за допомогою інтегро-диференціального рівняння переносу випромінювання [1], розв'язання якого є непростим завданням. Тому значного поширення набули різні наближені методи, зокрема метод «чистого поглинання», в якому розсіюванням електромагнітних хвиль на дисперсних частинках у хмарі можна знехтувати:

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

де  $T_b$  — радіояскрава температура;  $\theta$  — зенітний кут,  $\alpha_a(z)$  — вертикальний профіль коефіцієнта поглинання,  $T(z)$  — вертикальний профіль термодинамічної температури,  $z$  — вертикальна координата,  $z_{\max}$  — максимальна висота в розрахунках поглинання в атмосфері (зазвичай  $z_{\max} = 10-12$  км).

Розглянуто тришарову модель середовища (атмосфера — хмара — атмосфера), де коефіцієнт поглинання набуває значень залежно від висоти відповідного шару [2]:

$$\alpha_a(z) = \begin{cases} \alpha_{atm}(z), & 0 \leq z < z_1 \\ \alpha_{atm}(z) + \alpha_c(z), & z_1 \leq z < z_2 \\ \alpha_{atm}(z), & z_2 \leq z < z_{\max} \end{cases}, \quad (2)$$

де  $\alpha_{atm}(z)$  — поглинання в атмосферних газах,  $\alpha_c(z)$  — поглинання на частинках у хмарі,  $z_1, z_2$  — висота нижньої та верхньої меж хмарності відповідно.

Згідно з (2), вираз для  $T_b$  (1) розпадається на три інтеграли [2]:

$$T_b = \begin{cases} \int_0^{z_1} dz \frac{\alpha_a(z)}{|\cos\theta|} T(z) \exp\left(-\int_0^z dz' \frac{\alpha_a(z')}{|\cos\theta|}\right), & 0 \leq z \leq z_1, \\ \int_{z_1}^{z_2} dz \frac{\alpha_a(z)}{|\cos\theta|} T(z) \exp\left(-\int_0^z dz' \frac{\alpha_a(z')}{|\cos\theta|}\right), & 0 \leq z \leq z_1, \\ \int_{z_2}^{z_{\max}} dz \frac{\alpha_a(z)}{|\cos\theta|} T(z) \exp\left(-\int_0^z dz' \frac{\alpha_a(z')}{|\cos\theta|}\right), & 0 \leq z \leq z_1. \end{cases}, \quad (3)$$

де перший і третій інтеграли характеризують внесок атмосферних газів, переважно кисню й водяної пари, а другий, так званий радіояскравий контраст, — внесок хмарних частинок у загальну радіояскраву температуру атмосфери. Як видно, радіояскравий контраст залежить від висотного профілю температури і коефіцієнта поглинання у хмарах. Останній з достатньою для практики точністю можна обчислити за допомогою релеївського наближення, коли ефектами розсіювання можна знехтувати [1]:

$$\alpha_a(z) = \frac{6\pi}{\lambda \rho_w} \operatorname{Im} \left( -\frac{\dot{n}^2(z) - 1}{\dot{n}^2(z) + 2} \right) w(z), \quad (4)$$

де  $w(z) = \frac{4\pi}{3} \int_0^\infty D^3 N(D, z) dD$  — водність хмари,  $N(D, z)$  — функція розподілу частинок хмари за розміром.

Отже, радіояскрава температура є функцією висотного профілю водності й температури, що не дозволяє розв'язати обернену задачу визначення параметрів хмари при вимірах на одній довжині хвилі та фіксованому куті місця. Водночас параметризація висотного профілю водності й температури на основі даних контактних вимірювань дає змогу перейти від інтегрального рівняння переносу випромінювання до трансцендентного рівняння і відновити розподіл водності за висотою за допомогою активно-пасивного зондування. При цьому задача відновлення профілю водності зводиться до визначення параметрів розподілу. Зокрема, в роботі використовували відому модель висотного профілю водності [3]:

$$w(z) = w_m \left( \frac{\xi}{\xi_0} \right)^m \left( \frac{1 - \xi}{1 - \xi_0} \right)^p (\Gamma/\text{M}^3), \quad (5)$$

де  $\xi = \frac{z - z_1}{h}$  — висота над нижньою межею хмари, нормована на товщину хмари  $h = z_2 - z_1$ ,  $\xi_0$  — нормована висота, на якій водність максимальна,  $w_m$  — максимальне значення профілю водності.

Тоді для відновлення профілю водності досить визначити максимальне значення водності шляхом пасивного зондування і товщини хмари за допомогою активного зондування. Проведене чисельне моделювання показало, що для визначення максимального значення профілю водності зручно використовувати величину водозапасу хмари:

$$W = \int_{z_1}^{z_2} w(z) dz = \frac{w_m h}{\xi_0^m (1 - \xi_0)^p} \int_0^1 d\xi \xi^m (1 - \xi)^p, \quad (6)$$

яка показує вміст води (кг) у вертикальному стовпі з площею перерізу  $1 \text{ м}^2$  і висотою, що дорівнює потужності хмари [1]. При цьо-

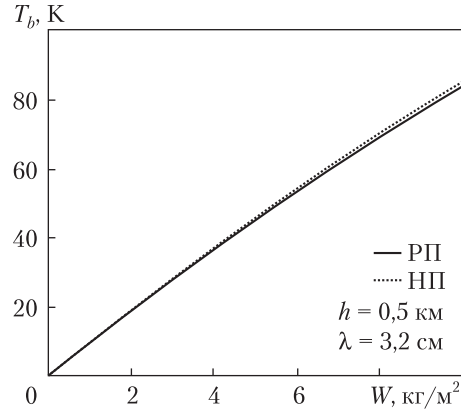


Рис. 1. Залежність яскравої температури хмари від її водозапасу для довжини хвилі 3,2 см

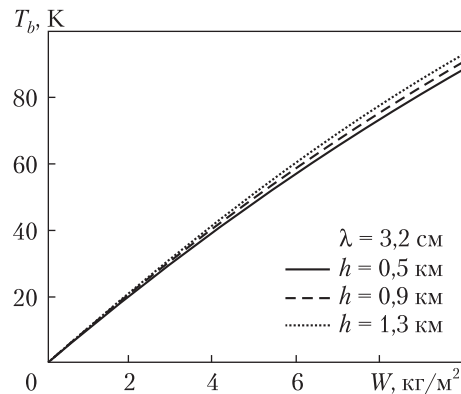


Рис. 2. Яскрава температура хмари з рівномірним профілем водності залежно від його водозапасу для довжини хвилі 3,2 см

му виявляється, що яскрава температура хмар з однаковим водозапасом практично не залежить від виду висотного профілю їх водності, як показано на рис. 1 [3]. Крім того, залежність яскравої температури від водозапасу також слабо залежить від потужності хмари (рис. 2).

Слабка залежність від профілю водності й потужності хмари пов'язана з тим, що радіояскрава температура визначається насамперед інтегральним поглинанням у середовищі незалежно від того, яким способом це досягається — за рахунок товщини хмари чи її профілю. Отримані результати означають також, що водозапас хмари можна виміряти

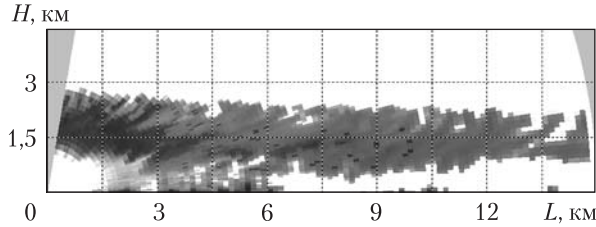


Рис. 3. Радіолокаційне зображення хмарності у системі координат висота — дальність

без використання радіолокаційних даних (лише за допомогою пасивного зондування). Отже, наведені дані підтверджують доцільність застосування залежності радіояскравої температури хмари від її водозапасу на першому етапі активно-пасивного зондування. У цьому разі проведені вимірювання водозапасу дають можливість відновити висотний профіль водності хмари, використовуючи вираз для моделі висотного профілю водності (5), де потужність хмари обчислюється за допомогою радіолокаційних вимірювань на другому етапі зондування.

**Експериментальні дослідження активно-пасивного методу зондування хмар.** Експериментальні дослідження проводили для довжини хвилі 3,2 см за допомогою розробленого комплексу активно-пасивного зондування, який включає в себе модернізований метеорадар МРЛ-1 і радіометр. Радар і радіометр розміщено поряд на підготовленій позиції, а комп'ютеризована система керування положенням антен забезпечує збіг електричних осей радара і радіометра

Таблиця 1

Результати експериментів

№	Радіо-яскравий контраст, К	Водозапас, кг/м <sup>2</sup>	Потужність хмари, км	Максимум водності, г/м <sup>3</sup>
1	15	1,74	2,25	1,69
2	10	1,16	2,5	1,02
3	60	6,97	2,7	5,66
4	56	6,5	2,1	6,8
5	10	1,16	1,5	1,7

при скануванні за кутом місця та азимутом. У літній період було проведено кілька дослідів з розвиненою купчастою хмарністю, приклад радіолокаційного зображення якої наведено на рис. 3 [4].

У табл. 1 наведено результати вимірювань радіояскравої температури, радіояскравого контрасту купчасто-дошових хмар і значення їх водозапасу, а на рис. 4 зображено відновлені висотні профілі водності, розраховані за допомогою розробленого методу.

Як видно, залежність водозапасу хмар від параметрів зондування досить складна, що ще раз підтверджує необхідність проведення цих вимірювань як в інтересах досліджень у галузі фізики атмосфери, так і для вирішення практичних завдань, пов'язаних, наприклад, з проблемою штучних опадів, що має велике значення для посушливих регіонів України.

**Двочастотне зондування опадів.** Нині широко застосовують метод вимірювання інтенсивності опадів  $I$  на основі так званого  $Z-I$  співвідношення у вигляді  $Z = AI^B$  [5], де  $Z$  — радіолокаційна відбиваність. При цьому коефіцієнти  $A$  і  $B$  істотно різняться для різних географічних регіонів і залежать від походження опадів, що суттєво знижує надійність вимірювань. Тому для підвищення точності вимірювань параметрів дощів доцільно використовувати двочастотне зондування, яке засновано на обчисленні диференціального значення ефективної поверхні розсіювання (ДЕПР) у вигляді відношення питомих ЕПР  $\sigma_0$ , виміряних на двох довжинах хвиль  $\lambda_1$  та  $\lambda_2$ :

$$\sigma_D(\lambda_1, \lambda_2) = \frac{\sigma_0(\lambda_1)}{\sigma_0(\lambda_2)} = \frac{P_D(\lambda_1, \lambda_2)}{C_r K_D(\lambda_1, \lambda_2, R)}; \quad (7)$$

$$C_r = \frac{P_T(\lambda_1) G_A^2(\lambda_1) \lambda_1^2 V_{ef}(\lambda_1)}{P_T(\lambda_2) G_A^2(\lambda_2) \lambda_2^2 V_{ef}(\lambda_2)}, \quad (8)$$

де  $P_D(\lambda_1, \lambda_2) = \frac{P_R(\lambda_1)}{P_R(\lambda_2)}$  — диференціальне значення прийнятої потужності,  $P_R$  — прийнята потужність,  $C_r$  — стала РЛС,  $K_D(\lambda_1, \lambda_2, R)$  — диференціальне значення коефіцієнта ослаблення.

Часто використовують гамма-розподіл крапель дощу за розмірами [6]:

$$F(D) = \frac{D^\alpha}{\Gamma(\alpha + 1)\beta^{\alpha+1}} \exp\left(-\frac{D}{\beta}\right), \quad D > 0, \quad (9)$$

де  $\alpha$ ,  $\beta$  і  $N_0$  – параметри розподілу. З огляду на те, що при двочастотному зондуванні визначити всі три параметри неможливо, запропоновано [7] використовувати дані контактних вимірювань параметрів  $\alpha(I)$  і  $\beta(I)$  залежно від інтенсивності дощу у вигляді  $\alpha = aI^{-b}$  і  $\beta = cI^d$ , де  $a = 3,8$ ;  $b = 0,42$ ;  $c = 0,148$  і  $d = 0,38$  [8]. Виключаючи інтенсивність дощу, неважко встановити зв'язок між першими двома параметрами  $\beta = \beta(\alpha)$ , що дозволяє отримати систему рівнянь у вигляді:

$$\begin{cases} \sigma_D = \frac{P_D(\lambda_1, \lambda_2)}{C_r(\lambda_1, \lambda_2)K_D(\alpha, \beta, N_0, R)}; \\ \beta = c\left(\frac{a}{\alpha}\right)^{\frac{d}{b}}. \end{cases} \quad (10)$$

Для того щоб визначити (10), необхідне ще одне рівняння. Можна використовувати початкові умови для комірки дощу, наприклад  $I(R_0) = 0$ , яке означає відсутність опадів при  $R < R_0$ . Це відповідає значенням  $K(R_0, \lambda_{1,2}) = 1$  і  $K_D(R_0, \lambda_1, \lambda_2) = 1$ , що дає змогу побудувати ітераційну процедуру визначення мікроструктурних параметрів дощу  $\alpha^{(p)}$ ,  $\beta^{(p)}$  і  $N_0^{(p)}$  ( $p$  – порядок ітерацій).

Для того щоб виключити неоднозначність вимірювання інтенсивності дощу при  $I \leq 4$  мм/год, запропоновано алгоритм визначення гілки розв'язання системи рівнянь (10) у вигляді [7]:

$$\begin{aligned} I \leq I_0 \text{ для } \sigma_0(\lambda_1) \leq \sigma_{01}, \sigma_0(\lambda_2) \leq \sigma_{02}; \\ I > I_0 \text{ для } \sigma_0(\lambda_1) > \sigma_{01}, \sigma_0(\lambda_2) > \sigma_{02}, \end{aligned} \quad (11)$$

де  $I_0 = 0,86$  мм/год,  $\sigma_{01} = 11,94$  мм<sup>2</sup>/м<sup>3</sup>,  $\sigma_{02} = 0,035$  мм<sup>2</sup>/м<sup>3</sup>.

Знайдені мікроструктурні характеристики розподілу частинок за розмірами дозволяють обчислювати інтегральні параметри дощу, в тому числі концентрацію крапель, інтенсив-

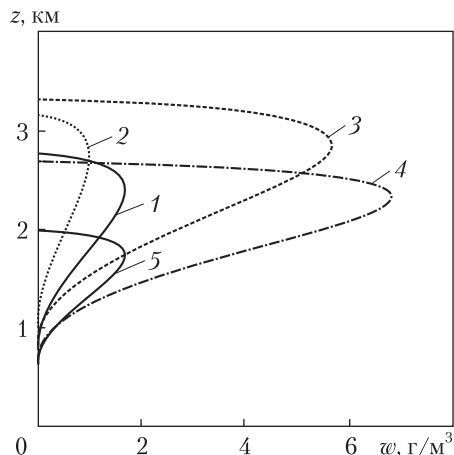


Рис. 4. Профіль водності купчасто-дощових хмар, відновлений за результатами експериментів (табл. 1)

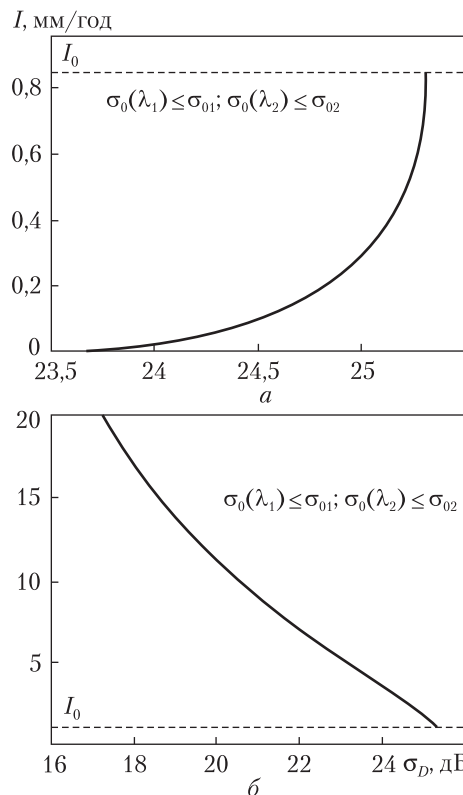


Рис. 5. Залежність інтенсивності дощу від значення ДЕПР:  $a - I \leq I_0$ ;  $b - I > I_0$

ність і водність опадів. Такий підхід можна використовувати для побудови полігональної апроксимації параметрів дощу з довільним профілем для зони опадів довжиною  $L$ .

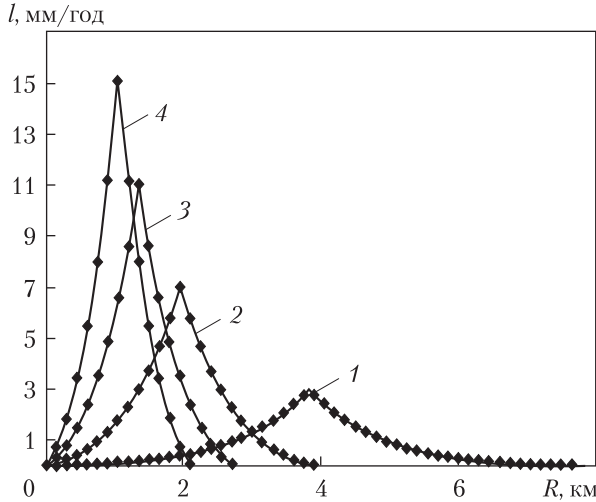


Рис. 6. Вимірювання профілю інтенсивності дощу. Суцільні криві відповідають модельному профілю інтенсивності, точки – відновленому; параметри  $I_{max}$ : 1 – 3; 2 – 7; 3 – 11; 4 – 15 мм/год

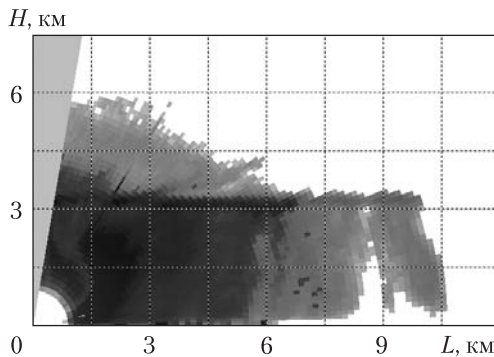


Рис. 7. Радіолокаційне зображення дощу

Таблиця 2

Параметри метеорадара МРЛ-1

Параметр	Канал 1	Канал 2
Довжина хвилі $\lambda$ , мм	8,2	32
Імпульсна потужність $P_T$ , кВт	70	250
Коефіцієнт посилення антени $G_A$ , дБ	58	46
Ширина діаграми спрямованості антени, град.	0,22	0,7
Розділення за дальністю, м	75	150

Застосовуючи ітераційну схему послідовно до кожного елемента роздільної здатності РЛС за дальністю  $\Delta R$  і розглядаючи результати

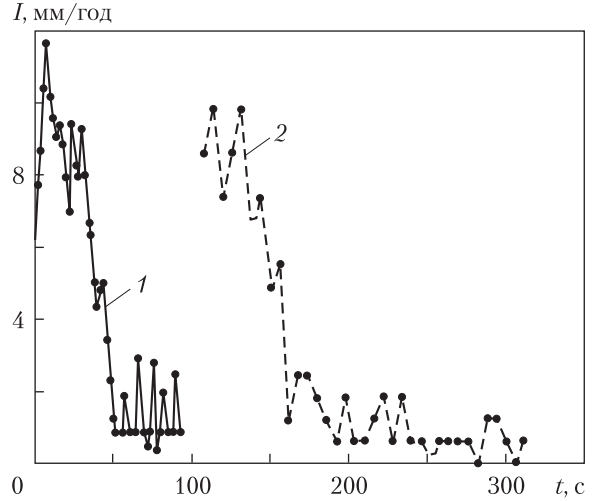


Рис. 8. Порівняння дистанційних і контактних даних, отриманих за допомогою радара (1) і дощоміра (2)

обчислень, отриманих у  $(m-1)$ -му елементі розділення як початкові умови для  $m$ -го елемента, можна одержати профіль мікроструктурних параметрів дощу. Чисельне моделювання проведено на прикладі двочастотного метеорадара МРЛ-1 із такими параметрами:  $\lambda_1 = 8,2$  мм,  $\lambda_2 = 3,2$  см,  $C_r = 0,0908$ ,  $\Delta R = 150$  м, а також з використанням моделі профілю інтенсивності дощу, наведеної в [9, 10]. Показано (рис. 5), що запропонована ітераційна схема забезпечує однозначне вимірювання інтенсивності дощу  $I \leq 20$  мм/год. Крім того, алгоритм забезпечує відновлення профілю інтенсивності з графічною точністю (рис. 6).

**Експериментальні дослідження двочастотного методу дистанційного зондування опадів.** Для проведення експериментальних досліджень у натурних умовах застосовували радіолокаційний комплекс (рис. 7) на основі модернізованого імпульсного некогерентного метеорадара типу МРЛ-1, основні характеристики якого наведено в табл. 2, і швидкодійного дощоміра на основі електронних ваг [11].

При цьому поточну інтенсивність і кількість опадів  $Q$  обчислюють за виразами:

$$I(t) = \frac{3,6 \cdot 10^6}{\rho S_0} \frac{\Delta M(t)}{\Delta t}, \quad Q = \frac{\Delta t}{3,6 \cdot 10^3} \sum_{n=1}^N I(t_n), \quad (12)$$

Таблиця 3

**Усереднені параметри дощу**  
( $\bar{I}_p, \bar{I}_d$  – середні значення інтенсивності, отримані за допомогою радара та дощоміра відповідно)

№	$\bar{I}_p$ , мм/год	$\bar{I}_d$ , м/год	$\delta_1$ , %	$W$ , г/м <sup>3</sup>
1	8,76	8,34	4,9	1,16
2	4,11	4,73	14,1	0,4
3	1,39	1,37	1,5	0,14
4	3,94	3,79	3,9	0,48

де  $\rho$  – густина води;  $S_0 = \pi a^2$  – площа вхідного отвору лійки радіусом  $a = D_d/2$ ;  $\Delta M(t)$  – приріст маси води за час  $\Delta t$ .

Мета натурних експериментів полягала в оцінюванні роботоздатності запропонованого алгоритму двочастотного зондування рідких опадів через порівняння результатів з даними наземного дощоміра. Для цього дощомір розміщували поряд з метеорадаром, антена якого була орієнтована в zenit, а записи сигналів з виходу метеорадара і дощоміра проводилися синхронно. Час усереднення даних для дощоміра становив 6 с, для радара – 0,86 с (256 відліків), а період оновлення даних з виходу радара – 2 с. На рис. 7 показано приклад радіолокаційного зображення одного з досліджених дощів, що відповідає практично повній відсутності вітру і вертикальному падінню крапель. При цьому просторовий розподіл інтенсивності відносно рівномірний (інтенсивність опадів пропорційна інтенсивності забарвлення).

На рис. 8 наведено приклади вимірювань інтенсивності дощу за допомогою радара і дощоміра, побудовані в єдиному масштабі часу. Як видно, отримані дані добре корелюють між собою, незважаючи на затримку контактних даних відносно дистанційних, яка дорівнює часу падіння крапель.

У табл. 3 наведено результати порівняння радіолокаційних і наземних даних, отриманих для різних дощів і усереднених за проміжок часу 20–30 с. Можна бачити, що дистанційні та контактні дані відрізняються менш ніж на 15%.

**Висновки.** Проблема штучних опадів є досить актуальною для України. Для підвищення ефективності активних впливів на хмари, а також для контролю таких впливів необхідно посилювати надійність методів дистанційного зондування хмар і опадів. Зокрема, запропоновано метод двочастотного зондування дощів, який дає змогу однозначно вимірювати інтегральні та мікроструктурні параметри опадів з урахуванням ослаблення сигналів. Розроблено також активно-пасивний метод вимірювання висотного профілю водності хмар, заснований на спільному обробленні даних радіометра і радара. За допомогою двочастотного радара і радіометра проведено натурні експериментальні дослідження, які підтвердили ефективність запропонованих методів.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Степаненко В.Д. Радиолокация и метеорология. – Л.: Гидрометеониздат, 1966. – 327 с.
2. Tkacheva T., Linkova A., Khlopov G. et al. Measurement of cloud parameters by means of active-passive sensing // Atmospheric Radiation and Dynamics: Proc. Int. symp. ISARD-2013 (24–27 June 2013, S. Petersburg). – P. 36–37.
3. Воїт Ф.Я., Мазин И.И. Водность кучевых облаков // Физика атмосферы и океана. – 1979. – Т. 8, № 11. – С. 1166–1176.
4. Tkacheva T., Linkova A., Khlopov G. Influence of non-uniform vertical profile of cloud water content on the brightness temperature // Proc. Signal Processing Symposium SPS-2011 (8–10 June 2011, Jachranka, Poland).
5. Горелик А.Г., Коломиец С.Ф. О взаимосвязи радиолокационной отражаемости и интенсивности дождя // Успехи современной радиоэлектроники. – 2006. – № 11. – С. 56–68.
6. Айвазян Г.М. Распространение миллиметровых и субмиллиметровых волн в облаках. – Л.: Гидрометеониздат, 1991. – 480 с.
7. Войтович О.А., Линкова А.М., Хлопов Г.И. Двухчастотное профилирование параметров дождя // Радиопизика и электроника. – Харьков, 2011. – Т. 2, № 3. – С. 51–60.
8. Литвинов И.В. Структура атмосферных осадков. – Л.: Гидрометеониздат, 1974. – 153 с.
9. Cherniakov M., Khlopov G., Linkova A., Voitovych O. Use of double frequency radar for measurements of rain parameter profile // Proc. Int. Radar Symp. IRS'2011 (7–9 Sept. 2011, Leipzig, Germany). – P. 250–255.

10. Сальман У.М. Радиолокационное исследование структуры ливней и гроз // Труды Главной Геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. — 1967. — Вып. 72. — С. 46–65.
11. Белов Е.Н., Войтович О.А., Линкова А.М. и др. Двухчастотное зондирование жидких осадков с помощью метеорадара МРЛ-1 // Радиофизика и электроника. — 2012. — Т. 3, № 1. — С. 49–59.

*А.М. Линкова*

Институт радиофизики и электроники  
им. А.Я. Усикова НАН Украины  
ул. Академика Проскуры, 12, Харьков, 61085, Украина

АКТИВНО-ПАССИВНЫЕ МЕТОДЫ  
ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ  
ОБЛАКОВ И ДОЖДЕЙ ДЛЯ СИСТЕМ ФОРМИ-  
РОВАНИЯ ИСКУССТВЕННЫХ ОСАДКОВ

В сообщении приведены результаты исследований метода двухчастотного зондирования дождей для контроля эффективности активного воздействия на облака, а также активно-пассивного метода измерения высотного профиля влажности облаков. Прове-

денные численное моделирование и экспериментальные исследования подтвердили эффективность предложенных методов.

*Ключевые слова:* дистанционное зондирование, радар, радиометр, радиояркостная температура, радиолокационная отражаемость, дождь, облако.

*А.М. Linkova*

Usikov Institute for Radiophysics and Electronics  
of National Academy of Sciences of Ukraine  
12 Ak. Proskury St., Kharkiv, 61085, Ukraine

ACTIVE-PASSIVE METHODS OF REMOTE  
SENSING OF CLOUDS AND RAINS FOR SYSTEMS  
OF ARTIFICIAL PRECIPITATION FORMATION

The report presents the study results of the double frequency method of remote sensing of rains for efficiency control of active influence on clouds as well as active-passive method for measurement of water content profile of clouds. Performed numerical simulation and experimental study confirmed efficiency of proposed methods.

*Keywords:* remote sensing, radar, radiometer, brightness temperature, radar reflectivity, rain, cloud.



Анна ЛІНКОВА

*Кандидат фізико-математичних наук,  
науковий співробітник Інституту радіофізики та електроніки  
ім. О.Я. Усикова НАН України.*

У 2008 р. з відзнакою закінчила Національний аерокосмічний університет ім. М.Є. Жуковського «ХАІ» і вступила до аспірантури Інституту радіофізики та електроніки ім. О.Я. Усикова НАН України. У 2012 р. захистила кандидатську дисертацію на тему «Комбінований метод двохчастотного зондування дисперсних середовищ в

атмосфері» (науковий керівник — доктор технічних наук Г.І. Хлопов).

Є співавтором 35 наукових праць.

Коло наукових інтересів — методи дистанційного зондування полідисперсних середовищ, цифрове оброблення сигналів, обернені задачі радіометеорології.