

С.В. Краковська, Г.М. Пірнач, Г.О. Дюкель

ДОСЛІДЖЕННЯ ПРОЦЕСІВ ЛЬОДОУТВОРЕННЯ У ЗМІШАНИХ ХМАРАХ ХОЛОДНОГО ПІВРІЧЧЯ НАД УКРАЇНОЮ

Дослідження присвячено вивченню впливу різних видів льодоутворення в змішаній хмарі на процеси формування та розвитку такої хмари та її опадів. Побудовано оригінальну комбіновану модель хмарної тропосфери (КМХТ), що ґрунтується на комплексному використанні одновимірної прогностичної мікрофізичної моделі та тривимірної діагностичної моделі фронтальних смуг хмар та опадів.

Вступ

Метою даного дослідження було вивчення впливу різних видів льодоутворення в змішаній хмарі на процеси формування й розвитку такої хмари та її опадів для реальної синоптичної ситуації над центральною частиною України. Зазначимо, що процеси льодоутворення є основними для подальшого опадоутворення в змішаних хмарах і до цього часу ще недостатньо вивченими, оскільки природа, кількість та розподіл в часі та просторі ядер льодоутворення (ЯЛ) досі невідомі завдяки технічній складності таких вимірів як в натурних, так і в лабораторних умовах.

Взагалі в сучасній фізиці хмар [14], крім гомогенного (без ядер) замерзання переохолоджених крапельок при $T < -40^{\circ}\text{C}$, виділяють ще 3 гетерогенні процеси формування льоду в хмарах на ЯЛ: (1) сублімація водяної пари на ядрах, що активуються завдяки охолодженню і пересиченню водяної пари над льодом, з утворенням кристалу льоду через або без практично миттєвого (менше 1 с) утворення проміжної рідкої фази – льодоутворення на ядрах сублімації (ЯС), а також замерзання хмарних крапель завдяки активації через охолодження (2) ядер всередині цих крапель – ядра імерсійного замерзання (ЯІЗ) та (3) ядер, які присутні в атмосфері зовні крапель та здатні їх перетворити на кристал льоду при зіткненні – ядра контактного замерзання (ЯКЗ).

Зауважимо, що коректне подання процесів льодоутворення в атмосфері – ще й досі чи не найскладніша задача чисельного моделювання хмар. В більшості сучасних моделей такі процеси

параметризуються на основі емпіричних чи напівемпіричних співвідношень, отриманих в небагатьох епізодичних експериментах.

Очевидно, що в природі характеристики ЯЛ можуть змінюватися завдяки, наприклад, процесам згорання біомаси, що спричинює різке збільшення розчинних та нерозчинних біологічних часток, мінералів та сажі, які можуть діяти як різні ЯЛ, зокрема, ЯІЗ чи ЯКЗ [4-6, 14]. В свою чергу, в експериментах з засіву хмар штучними ЯЛ вони також можуть діяти як ЯС чи ЯКЗ. Зауважимо, що в даному дослідженні, як і в багатьох інших такого характеру, не розрізняли ЯЛ за їх природою та походженням. Але була зроблена спроба врахувати характер їх дії в залежності від розмірів крапель та температурного режиму в наближених до реальних термодинамічних умовах розвитку хмари. Для цього було розроблено комбіновану модель хмарної тропосфери (КМХТ) і за її допомогою проведено чисельні експерименти для системи фронтальних хмар та опадів, що були об'єктом досліджень та активних впливів з метою збільшення опадів над ЕМП УкрНГДМІ 20-21.02.1989 р. Даний випадок був детально досліджений раніше за допомогою аналізу синоптики, даних спостережень та вимірювань на ЕМП та чисельного моделювання для отримання його мезомасштабних властивостей та визнаний таким, що мав потенціал для збільшення опадів, оскільки характеризувався наявністю в хмарах висхідних рухів та пересичення водяною парою. У поданому дослідженні попередньо отримані мезомасштабні характеристики використовувалися як термодинамічне тло для дослідження мікрофізичних властивостей та процесів в даній хмарній системі.

Методика дослідження

Для того, щоб мати можливість досліджувати як мезомасштабні, так і мікрофізичні властивості фронтальних смуг хмар та опадів, було розроблено *комбіновану модель хмарної тропосфери (КМХТ)*, яка поєднала в собі тривимірну стаціонарну і одновимірну нестаціонарну мікрофізичну чисельні моделі.

Для побудови *КМХТ* розроблено наступну методику:

1. Розраховано тривимірні поля основних метеорологічних показників (тиск – P , температура – T та густина – ρ повітря, пересичення відносно льоду – Δ_2 , проекції швидкості вітру – u , v , w на координатні осі – x , y , z) та інші характеристики за тривимірною стаціонарною в часі

моделлю. Центр системи координат, початкова точка моделювання еволюції фронтальної системи і кроки по осях вибрано залежно від мети дослідження. Вони можуть бути довільними.

2. Вертикальні профілі P , T , ρ , w , Δ_2 в заданій на тривимірному просторі початковій точці моделювання взято як перші початкові для розрахунків за одновимірною нестационарною спектральною моделлю хмари.

3. Одночасно визначено покрокове і загальне переміщення повітряної маси над заданою початковою точкою на кожному кроці розрахунку одновимірної моделі за часом. Швидкість і напрямок переміщення фронтальної системи можуть задаватися постійними величинами або бути змінними.

4. Коли за часом розрахунку повітряна маса переміщується ближче до наступного вузла горизонтальних координат тривимірної моделі, в одновимірну модель підставляються нові вертикальні профілі P , T , ρ , w , Δ_2 з цього вузла і розраховуються нові швидкості руху системи вздовж горизонтальних осей, якщо вони змінні. Якщо траєкторія руху повітряної маси виходить за межі області моделювання, визначеної за тривимірною моделлю, розрахунки припиняються.

Для визначення покрокового переміщення фронтальної системи над заданою точкою рівняння руху записуються у вигляді:

$$dX_f = -u_f dt, \quad dY_f = -v_f dt, \quad (1)$$

де u_f і v_f – проекції швидкості руху фронтальної системи на осі X і Y відповідно; dt – часовий інтервал розрахунків в одновимірній моделі. Знак мінус в рівняннях вказує на те, що вертикальні профілі для одновимірної моделі переміщуються назустріч руху фронтальної системи над заданою точкою. На кожному кроці за часом в одновимірній мікрофізичній моделі розраховується сумарне переміщення повітряної маси вздовж горизонтальних осей над початковою точкою таким чином:

$$X_f = X_0 - \int_0^{t_e} u_f dt, \quad Y_f = Y_0 - \int_0^{t_e} v_f dt. \quad (2)$$

Як було вказано вище, в моделі швидкість і напрямок руху можуть бути постійними і визначатись, наприклад, за синоптичними картами. Тоді:

$$u_f = \vec{V}_f \cos(\alpha_f - \alpha_X), \quad v_f = -\vec{V}_f \sin(\alpha_f - \alpha_X), \quad (3)$$

де α_f і α_X – азимути швидкості руху фронтальної системи $\vec{V}_f$ та вісі X . Очевидно, що якщо задати нульову швидкість руху фронту, то можна дослідити еволюцію в середині повітряного стовпа, який в даний момент знаходиться над центром координат. Це буде практично одновимірною моделлю у “чистому вигляді”.

Більш реалістичним буде припущення про змінну швидкість руху повітряної маси над вибраною початковою точкою. В цьому випадку проекції швидкості руху повітряної маси вздовж горизонтальних координат u_f і v_f визначаються у вузлі тривимірної координатної сітки, який в даний момент є початковим для одновимірної моделі. Розраховуються вони як середні або по всій вертикальній осі, або до заданої висоти Z_f , яка відповідає рівню n в нижній частині тропосфери:

$$u_f = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} u_i, \quad v_f = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} v_i. \quad (4)$$

Таким чином, в даній моделі відбувається корекція профілів P , T , ρ , w , Δ_2 в залежності від часу розрахунку еволюції фронтальної системи. Тобто ці профілі не задаються функціями чи постійними у часі, як в більшості моделей хмар, а розраховуються за мезомасштабною моделлю і є термодинамічним тлом для вивчення мікрофізики хмар та опадів. І як було зазначено вище, метою даного дослідження було саме вивчення впливу основних параметрів замерзання на процеси формування і розвитку хмар та опадів для реальної синоптичної ситуації над центральною частиною України.

Методику побудови тривимірної мезомасштабної моделі хмар та опадів як складової частини КМХТ викладено в [9]. Методику побудови одновимірної спектральної моделі хмари було дещо модифіковано порівняно з [11], і цю методику представлено в наступному підрозділі.

Одновимірна спектральна модель хмари

В одновимірній моделі хмари з деталізованою мікрофізикою спектр хмарних крапель був поділений на дві частини: крапельки з радіусами $r_1 < 20$ $\mu\text{м}$ та краплі з радіусами $r_3 > 20$ $\mu\text{м}$. Кінетичні рівняння для функцій розподілу хмарних часток за розмірами f_i (тут і надалі: $i = 1$ для води або

крапельок, $i = 2$ для льоду або льодяних кристалів, $i = 3$ для крапель) використовувалися в наступному вигляді:

$$\frac{df_i}{dt} + \frac{\partial}{\partial r_i}(R_i f_i) - (w - v_i) \frac{\partial f_i}{\partial Z} = c_i I_{\alpha i} - I_{fi} - I_{ci} + \Delta f_i, \quad I_{c2} + I_{c3} = -I_{c1}, \quad (5)$$

де R_i та v_i – швидкості конденсаційного (сублімаційного) росту та падіння хмарних часток відповідно; Z – вертикальна координата; $I_{\alpha i}$, I_{fi} , I_{ci} описують процеси нуклеації ($c_1 = c_2 = 1$, $c_3 = 0$), замерзання та коагуляції відповідно; Δf_i представляє турбулентну дифузію. Процеси гравітаційної коагуляції дощових крапель та кристалів з хмарними крапельками обчислювалися в наближенні неперервного росту для $T > -30^\circ\text{C}$ в припущенні, що для нижчих температур нуклеація крапельок практично відсутня. Ядро та коефіцієнти коагуляції (E_{ci}) обчислювалися згідно до [1], а швидкість падіння v_i за формулою Кристанова-Шмідта:

$$E_{ci} = C_i \left[1 - \frac{r_i R_0^3}{4r_1^2 |r_i^2 - r_1^2|} \right]^2, \quad R_0 = 14,5 \text{ мкм}, \quad (6)$$

$$v_i = 10^6 \rho_i \left(\frac{0.787}{r_i^2} + \sqrt{\frac{\rho_i}{r_i} 503} \right)^{-1}, \quad i = 2, 3,$$

де C_i – коефіцієнти злиття, які дорівнювали 1 або 0 для включення або виключення процесів коагуляції з моделювання у поданих нижче чисельних експериментах.

Як було зазначено вище, процеси льодоутворення були в центрі уваги поданого дослідження. Процеси нуклеації крапельок та кристалів на ядрах конденсації та сублімації обчислювалися наступним чином:

$$I_{\alpha 1} = N_{m0} w \delta(Z - Z_w) \delta(r_1 - r_{10}) \Theta(\Delta_1) + N_c \left(\frac{100 \Delta_1}{q_{s1}} \right)^{K_c} \delta(r_1 - r_{10}) \Theta(\Delta_1 - \Delta_{1w}), \quad (7)$$

$$I_{\alpha 2} = A_s \exp(B_s (273.15 - T)) \frac{dT}{dt} \delta(r_2 - r_{20}) \Theta\left(-\frac{dT}{dt}\right) \Theta(\Delta_2) \Theta(273.15 - T), \quad (8)$$

де Δ_{1w} та Δ_1 – пересичення водяною парою відносно води на нижній межі хмари Z_w і вище в хмарі відповідно; $\Theta(X) = 1$ для $X > 0$ і $\Theta(X) = 0$ для $X < 0$; $\delta(x)$ – дельта-функція; r_{i0} – найменший розмір хмарної частки; N_{m0} , N_c , K_c , A_s , та B_s – емпіричні параметри [2, 3, 12]. В моделі вірогідність замерзання крапель та крапельок залежить від розподілу ядер замерзання за переохолодженнями так:

$$I_{fi} = A_f \exp(B_f(273.15 - T)) r_i^3 f_i \Theta(T_f), \quad T_f = T_{lim} - T, \quad (9)$$

$$I_{f1} + I_{f3} = -I_{f2},$$

де A_f та B_f – емпіричні параметри; T_{lim} – відлікова температура для початку обчислення замерзання [2, 3, 10-12, 15].

Треба відмітити, що в цьому дослідженні спектр льодяних кристалів починався не з 20 $\mu\text{м}$, як це було в попередніх дослідженнях [11-12], а з 15 $\mu\text{м}$. Тому обчислення процесів замерзання в моделі було вдосконалено таким чином, що не тільки краплі, а й крапельки перетворювалися на льодяний кристал відповідного радіусу із врахуванням збереження маси часток. Зауважимо, що I_{fi} буде показувати в основному імерсійне замерзання на ЯІЗ в той час, як $I_{\alpha 2}$ – льодоутворення на ЯС [14].

Дослідження процесів льодоутворення для реальної системи змішаних хмар та опадів над центральною частиною України проводилось в декількох напрямках:

- для визначення впливу форми кристалів проводили відповідні чисельні експерименти;
- для оцінки впливу процесів сублімації водяної пари на ЯС на мікрофізику хмари та формування опадів збільшували параметр A_s для інтенсифікації льодоутворення на ЯС і моделювання гіпотетичного засіву хмар штучними реагентами;
- варіювали відлікову температуру T_{lim} для того, щоб оцінити її вплив на формування опадів і знайти найбільш оптимальне значення в цьому сенсі;
- збільшували параметр A_f для інтенсифікації імерсійного замерзання, щоб оцінити його вплив на мікрофізику хмари;
- для моделювання наближеного до контактного замерзання, яке визначається в основному тільки температурною залежністю і майже не залежить від розмірів рідких часток [4, 5, 14], в моделі перетворювали на льодяні кристали всі крапельки для температур, нижчих за T_s , і всі краплі для температур, нижчих за T_b .

Результати досліджень

Термодинамічний фон для досліджень мікрофізики змішаних хмар та опадів

Як було вище зазначено, мезомасштабні характеристики вибраної системи хмар та опадів було досконало проаналізовано попередньо, і

результати подано в [9, 10, 13]. Тому тут будуть наведені тільки ті характеристики, які необхідні для подальшого розуміння аналізів результатів чисельних експериментів з мікрофізичною спектральною моделлю. Для побудови мезомасштабної моделі використовувалися дані 26 радіозондувань з 6 аерологічних станцій України. Тривимірний об'єкт моделювання мав розміри $1200 \times 800 \times 6,75$ км зі змінним горизонтальним кроком від 12,5 км поблизу центра координатної сітки до 100 км на її межі, крок по вертикалі був 50 м. Результати такого моделювання показано на рис. 1 у вигляді вертикальних розрізів за треком, дані з якого використовувалися як вхідні для одновимірної спектральної моделі хмари та інтегральних характеристик даної системи хмар та опадів. Зокрема, наведені на рис. 1а, 1б характеристики є термодинамічним фоном для подальших експериментів із спектральною моделлю хмари. Тобто нові вертикальні профілі поданих на рис. 1 характеристик підставлялися в модель кожні 1-10 кроків за часом (або 2-20 хв., оскільки $\Delta t = 2$ хв.) в залежності від горизонтальних проекцій швидкості вітру і кроків по осях, а мікрофізичні характеристики хмари зберігалися.

Наголосимо, що в дослідженні з поставленими цілями саме використання КМХТ, тобто метод треку, для ініціалізації спектральної моделі має значні переваги над звичайними методами, коли вхідні термодинамічні характеристики (w , q , T і т. д.) задаються або постійними чи змінюваними у часі за теоретичними функціями [11], або з одного радіозондування [8], або мікрофізична модель ініціюється локальним перегрівом та заданими висхідними рухами [6]. Переваги розробленого і використаного методу для дослідження реальних змішаних хмар наочно можна побачити саме на рис. 1, де часовий хід вхідних даних для спектральної моделі отримано з мезомасштабної моделі, побудованої за даними багатьох радіозондувань, і цей розвиток у часі дійсно відповідає експериментальним даним спостережень. Зокрема, з рис. 1 видно, що хмара почала формуватися в області зі значними висхідними рухами ($w > 40$ см/с), які спричинювали пересичення над льодом та водою, але після $t = 2$ год. висхідні рухи змінилися на низхідні і т. д. Якщо б в моделі зберігалися такі значні висхідні рухи довше, то це б спричинило значно завищені значення пересичення, які б, в свою чергу, збільшили нуклеацію і формування опадів, тобто результати не відповідали б дійсності. Відзначимо максимум Δ_2 на $Z = 4,5$ км і t біля 2 год., який вказує на

інтенсивне формування льодяних кристалів. До того ж ця область знаходиться у висхідних рухах, що в попередніх дослідженнях дозволило зробити висновок про наявність у цих хмарах потенціалу для збільшення опадів.

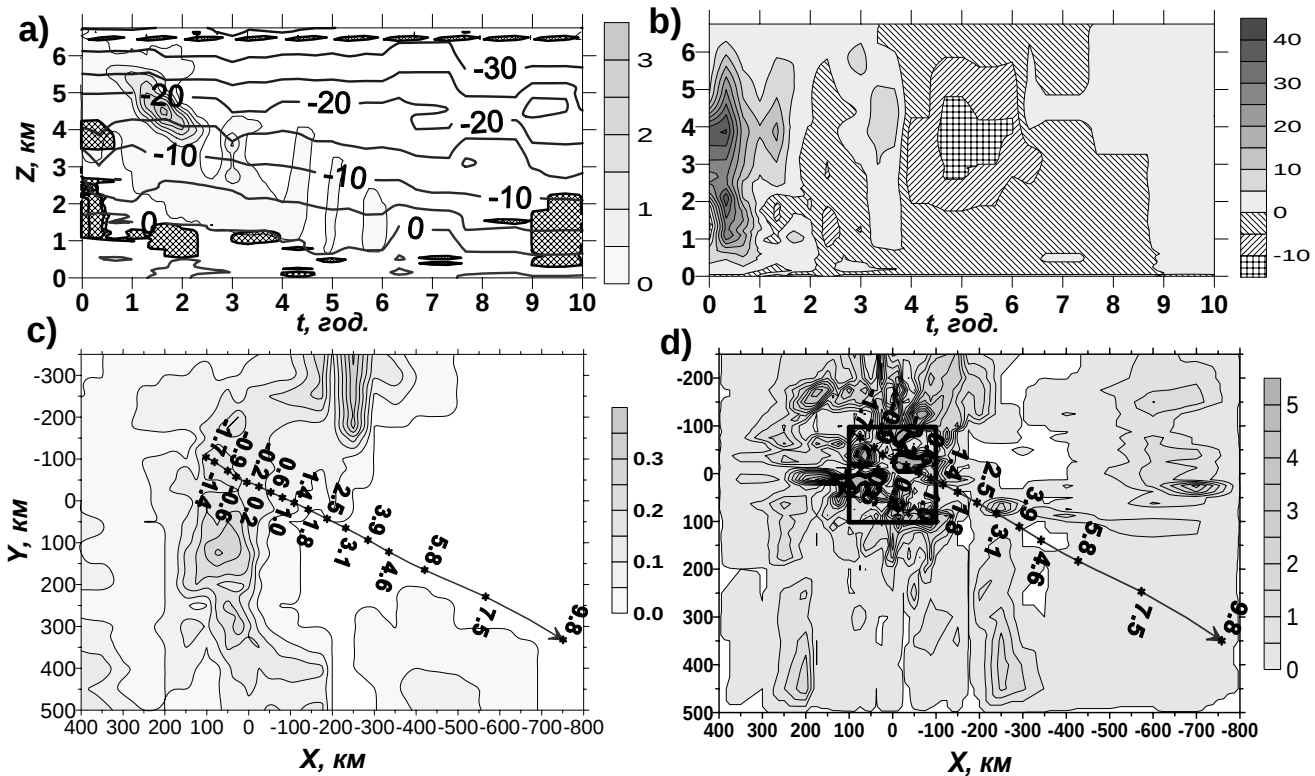


Рис. 1. Результати тривимірної мезомасштабної стаціонарної моделі як входні дані для нестационарної спектральної моделі хмари: (a) – температура ($^{\circ}$ C), пересичення над льодом (мг/кг) та водою; (b) – вертикальні рухи (см/с); (c) – інтегральне пересичення над льодом (мм) з треком одновимірної моделі і часом розвитку хмари, який відповідає (a) та (b); (d) – інтегральна термодинамічна швидкість конденсації як інтенсивність опадів (мм/год.) з виділеною областю з найменшим горизонтальним кроком 12,5 км і також треком

Вплив форми кристалів на мікрофізику хмари

У наведених нижче чисельних експериментах спектр хмарних крапельок мав 41 інтервал і радіуси r_1 від 1 до 20 μm з кроком 0,5 μm , а спектри крапель і льодяних кристалів мали по 31 інтервалу і радіуси відповідно r_3 від 20 μm до 2,2 мм та r_2 від 1,5 μm до 24 мм. Результати чисельних експериментів з кристалами у формі кульок та платівок у вигляді льодності та водності з відповідними інтенсивностями твердих та рідких опадів показано на рис. 2.

В отриманих результатах максимум льодності 0,16 г/кг відповідав розрахункам з кристалами у формі платівок (рис. 2с). Максимум

льодності був у 3 рази меншим – 0,05 г/кг (рис. 2а) в експерименті з кристалами-кульками. Протилежний результат було отримано щодо інтенсивності опадів на землі (I): максимум $I = 0,17$ мм/год. було отримано в експерименті з кристалами-кульками при $t = 2,7$ год., а в експерименті з кристалами-платівками максимум $I = 0,05$ мм/год. було отримано набагато пізніше при $t = 6,2$ год. (рис. 2а та 2с). Водність в цілому майже не змінилась, що і не вплинуло на рідкі опади (рис. 2b, 2d).

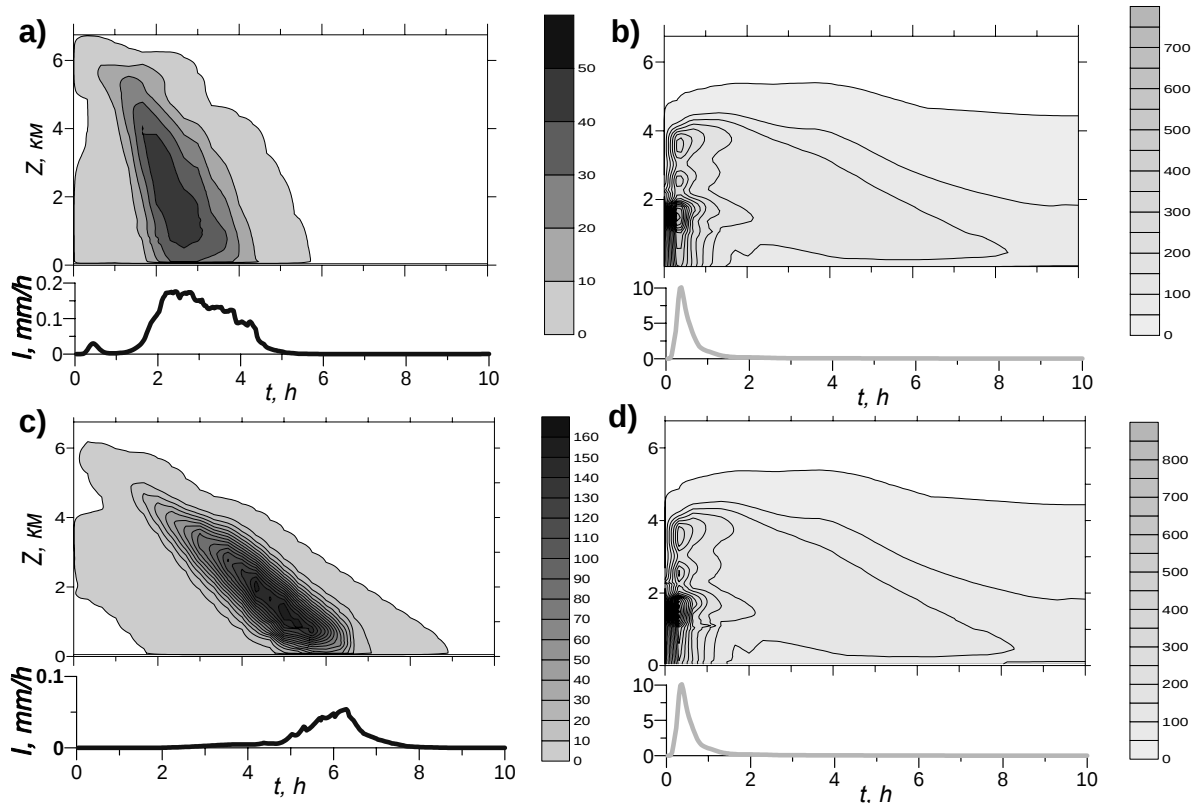


Рис. 2. Часовий хід льодності (а, с) та водності (b, d) хмари (мг/кг) з інтенсивностями твердих та рідких опадів (I , мм/год.) в розрахунках з кристалами у формі кульок (а, b) та платівок (с, d)

Зазначимо, що в даних експериментах швидкість падіння кристалів-платівок була постійною: $v_2 = 30$ см/с і в середньому нижчою, ніж у кульок. Тому ці кристали залишалися в хмарі довше і в сприятливих умовах виростили до більших розмірів, що і позначилося на значенні льодності. Але за тієї ж самої причини (мала швидкість падіння) вони залишалися довше під хмарою, де танули і випаровувалися, що спричинило майже відсутність твердих опадів.

У цілому відзначимо, що часовий хід опадів в експерименті з кристалами-кульками в більшій мірі відповідає тому, що спостерігався в досліджуваному випадку над ЕМП УкрНДГМІ, де за даними радару

максимальна інтенсивність опадів в локальних осередках сягала 10 мм/год. Опади були переважно у вигляді дощу і продовжувалися до 3 год. за часом моделювання, причому в кінці спостерігалася мряка, тобто опади незначної інтенсивності. Це вказує на необхідність вдосконалення моделі, зокрема введення коректних розрахунків швидкості падіння кристалів-платівок і взагалі окремого рівняння з урахуванням їх взаємодії з іншими частками хмар та опадів. Але це, по-перше, досить складна задача, а по-друге, час розрахунків буде значно більшим. Тому для вирішення окремих задач форму кристалу краще задавати кульками, але можна рекомендувати використання і їх певної комбінації в моделях.

Вплив інтенсивності сублімації на мікрофізику хмари

Для виявлення впливу інтенсифікації льодоутворення на ЯС на процеси формування хмари та опадів була проведена серія чисельних експериментів із збільшенням емпіричного параметру A_S з рівняння (8). У природі для фронтальних хмар холодного півріччя: $A_S = 10^{-5} \text{ (г·с)}^{-1}$ [3, 11, 12]. Саме з таким коефіцієнтом були проведені експерименти, що показані на рис. 2, тобто отримані в даних моделюваннях змішані хмари можна вважати не модифікованими і наближеними до природних. Оскільки часовий хід та інтенсивності опадів в моделюванні з кристалами-кульками в більшій мірі відповідали даним спостережень і вимірювань на ЕМП УкрНДГМІ, ніж моделювання з кристалами-платівками, то для спрощення вияву впливу інтенсивності сублімації на мікрофізику змішаної хмари чисельні експерименти, що наведено в даному підрозділі, зокрема на рис. 3, проводилися тільки з кристалами-кульками.

Як видно з рис. 3, максимальні льодність та опади було отримано в моделюванні з $A_S = 1 \text{ (г·с)}^{-1}$, коли сума всіх опадів за 10 год.: $S_I = 86 \text{ мм}$. Це значення набагато перевищує суму опадів, отриману з не модифікованої хмари: $S_{.5} = 4,9 \text{ мм}$ (рис. 2а, б). Подальше збільшення коефіцієнта A_S зумовлювало більшу концентрацію кристалів, але менших їх розмірів, льодності і опадів, тобто вказувало на так званий ефект „перезасіву” хмари. Очевидно, що таких високих значень A_S навряд чи можливо досягти в реальних засівах хмар, але в даному експерименті продемонстровано, що в хмарі існує ліміт опадоутворення, який контролюється кількістю ЯЛ, запасами водяної пари і можливістю їх поновлення. Зазначимо, що $A_S = 10^{-3} \text{ (г·с)}^{-1}$ відповідає проведеним

натурним експериментам, і для цього випадку $S_{-3} = 11$ мм, що також відповідає отриманим на ЕМП опадам.

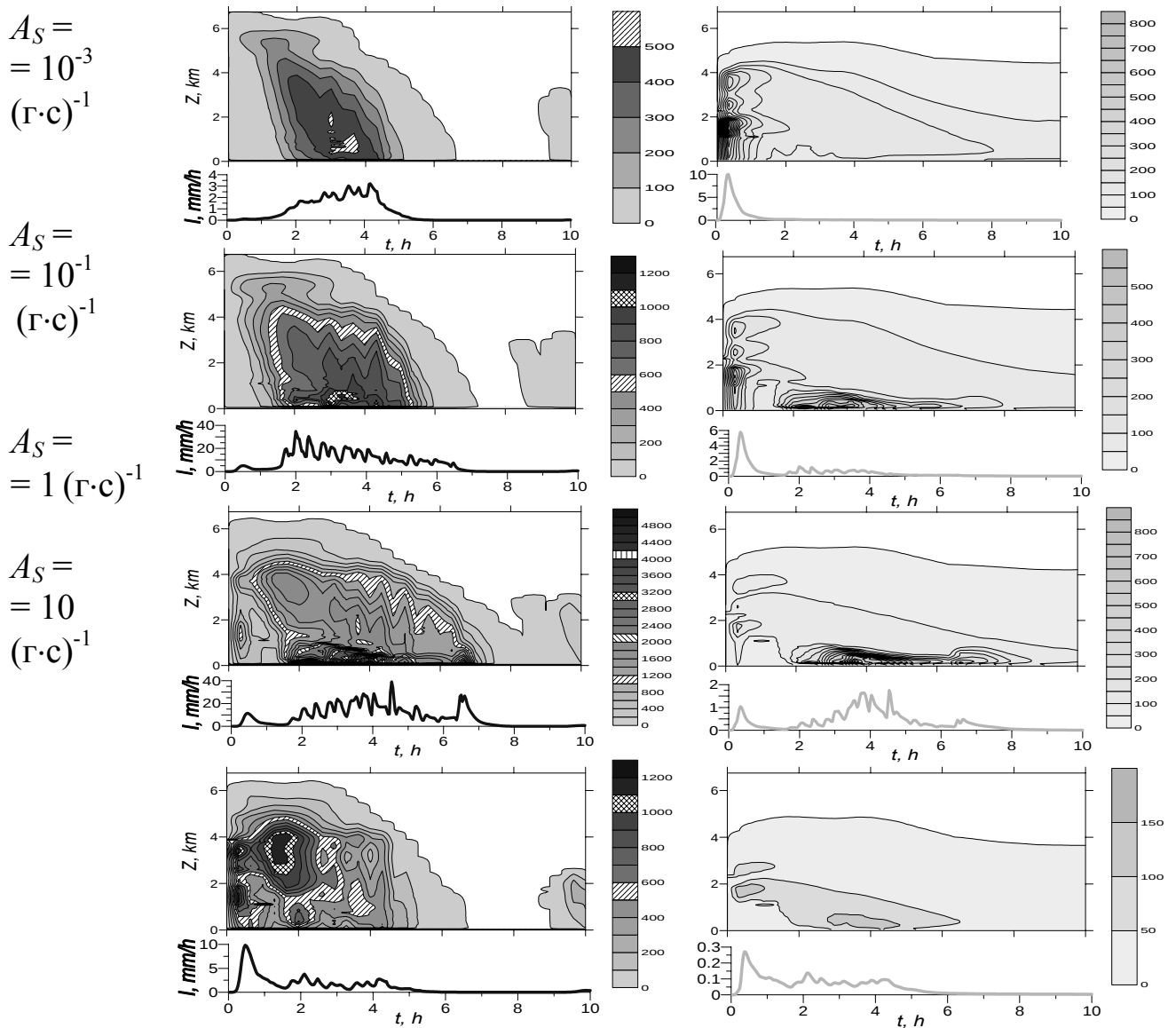


Рис. 3. Часовий хід льодності (зліва) та водності (справа) в мг/кг в залежності від інтенсивності активації ЯС, що контролюється параметром A_S в рівнянні (8)

Цікаво також відзначити, що зі збільшенням A_S в даних експериментах льодність збільшилася з 0,05 до 5,0 г/кг, а водність зменшилася з 0,85 до 0,05 г/кг, і так само інтенсивність рідких опадів значно зменшилася (до 0,27 мм/год.), і формувалися ці рідкі опади скоріше за рахунок танення кристалів льоду під хмарою, де було $T > 0$ (рис. 1 та рис. 3 – останній рядок). Тобто в даній хмарі дійсно були умови, коли інтенсифікація льодоутворення могла привести до повної кристалізації хмари.

Вплив інтенсивності замерзання на формування хмар та опадів

В наведених у даному підрозділі розрахунках для більшого наближення до природних процесів припускалося, що частки льоду мають форму кульок для температури повітря $T > -30^{\circ}\text{C}$, а для $T < -30^{\circ}\text{C}$ – платівок. Було проведено декілька сотень чисельних експериментів для визначення впливу замерзання в реальних змішаних хмарах на їх розвиток і опади. Найбільш цікаві з них показано в таблиці, де наведено максимальні та середні значення мікрофізичних характеристик хмари (льодність IC , водність LWC , концентрації кристалів $N_{крист.}$ та крапель $N_{крапель}$), а також її опадів у вигляді суми за 10 год., моделювання окремо для твердої (I_{sol}) та рідкої (I_{liq}) фаз разом із їх сумою (I) в залежності від інтенсивності різних процесів хмаро- та опадоутворення: A_s – інтенсивність активації ЯС в (8); C_2 – коефіцієнт злиття з (6) для включення або виключення коагуляції кристалів льоду з крапельками; A_{fi} та T_{lim} – інтенсивність активації ЯІЗ для крапельок ($i = 1$) і крапель ($i = 3$) та відлікова температура замерзання з (9).

У першій серії чисельних експериментів зменшували T_{lim} від 0°C до -35°C , тобто до температури на верхній межі області моделювання $Z > 6,5$ км (рис. 1а). Вплив на суму опадів (I) був незначним, оскільки $I = 1,588$ мм для $T_{lim} = 0^{\circ}\text{C}$, а для $T_{lim} = -35^{\circ}\text{C}$ отримали $I = 1,592$ мм. Незначне збільшення суми опадів виникло за рахунок рідкої фази, оскільки за відсутності імерсійного замерзання для $T_{lim} = -35^{\circ}\text{C}$ краплі виростали до більших розмірів. Ці результати були отримані з $A_f = 2 \cdot 10^{-3} (\text{см}^3 \cdot \text{с})^{-1}$, що згідно до [3, 11, 12] відповідає середньостатичному значенню цього параметру. Результати одного з таких розрахунків для $T_{lim} = -2^{\circ}\text{C}$ подано в таблиці під № 7. Якщо ж цей розрахунок порівняти з експериментом, де взагалі виключено імерсійне замерзання, тобто $A_f = 0$ (№ 8), різниця в сумі опадів дорівнює 10^{-3} мм. Це іще раз підтверджує висновок про незначний вплив імерсійного замерзання на формування опадів в даній хмарній системі порівняно з іншими процесами, тобто сублімацією, коагуляцією та перегонкою пари з крапельок на кристали льоду (механізм Фіндайзена-Бержерона).

Розрахунок № 9, в якому взагалі виключено всі льодоутворюючі процеси, показав, що в даній системі хмар внесок льодоутворення в загальну суму опадів менше за 0,1 мм (див. № 7, 8 та 9), якщо для параметризації активації ЯІ використовувати дані емпіричні параметри.

Ще один висновок можна зробити з № 9: рідкі опади у всіх показаних в таблиці експериментах близькі до максимуму $I_{liq} = 1,512$ мм.

Для інтенсифікації процесів імерсійного замерзання було збільшено емпіричний параметр A_f з (9) до $A_f = 10$ (см³·с)⁻¹ згідно з [6, 7]. Аналогічну серію чисельних експериментів було проведено із цим збільшеним коефіцієнтом для різних T_{lim} . Результати показано на рис. 4 і частково в таблиці. Максимальна сума опадів відповідала $T_{lim} = -2^0\text{C}$ (див. № 1–5 та рис. 4), і в цілому імерсійне замерзання мало вплив на кількість опадів тільки до $T_{lim} = -18^0\text{C}$ (рис. 4).

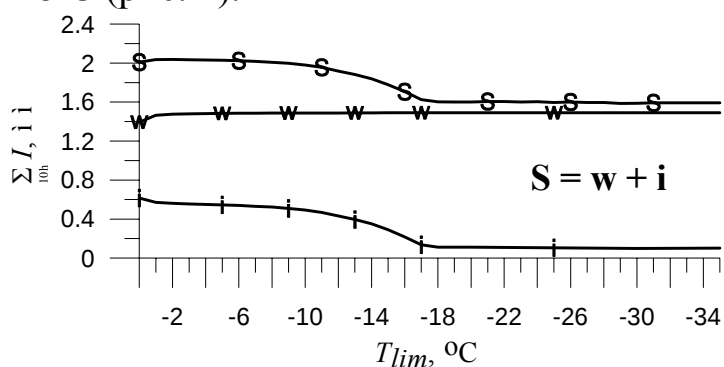


Рис. 4. Суми опадів за 10 год. (ΣI , мм) в залежності від відлікової температури замерзання T_{lim} : i – опади, сформовані з льодяних кристалів; w – опади, сформовані з крапель; S – їх суми

Порівняння експериментів № 3, 6 та 7 з таблиці вказує на потенційну можливість отримати додаткові опади з даної системи хмар при збільшенні ЯЛ. Додаткові опади могли бути до 0,5 мм (різниця № 3 з № 7). Такий самий висновок було зроблено як в теоретичній обробці даного натурного експерименту [9], так і під час засіву даних хмар на ЕМП УкрНДГМІ, де було відмічено збільшення опадів.

Зазначимо, що подані результати зі збільшенням A_f відрізняються від раніше отриманих в [11], де в розрахунках з теоретичними хмарами збільшення A_f до 1 (см³·с)⁻¹ сприяло збільшенню опадів у 2-3 рази. Пояснення може бути у відмінності термодинамічних характеристик реальних хмар від теоретичних. У даному випадку досліджувані зимові фронтальні хмари були змішані, відносно теплі, з яких випадали в основному рідкі опади (рис. 1).

Розрахунки № 10 та № 11 з таблиці відповідають експериментам без сублімації ($A_s = 0$), тобто формування кристалів льоду відбувалося тільки завдяки імерсійному замерзанню рідких часток хмар. Тому ці експерименти дозволяють оцінити внесок такого замерзання в

формування кристалів льоду та твердих опадів. Було виявлено збільшення льодності (IC), опадів (I_{sol}) та концентрації кристалів ($N_{крис.}$), коли замерзання крапельок було включено (№ 11 з таблиці) на додаток до замерзання крапель (№ 10 з таблиці). Це свідчить про те, що в досліджуваній системі були сприятливі термодинамічні умови для росту кристалів, зокрема пересичення до льоду. Тому збільшення числа кристалів ($N_{крис.}$) завдяки інтенсивному замерзанню крапельок, коли $A_{fl} = 10 \text{ (cm}^3 \cdot \text{s)}^{-1}$ призводило до збільшення IC та I_{sol} . В той же час, коли процеси коагуляції було включено на додаток (№ 12 з таблиці), $N_{крис.}$ трохи зменшилось, хоча IC та I_{sol} помітно збільшилися. Зменшення числа кристалів можна пояснити тим, що частина крапельок не замерзла, тобто не утворила нові кристали, а зіткнулась з уже існуючими, що призвело до ще більшого росту кристалів і відповідно вищих IC та I_{sol} . Зменшення LWC , $N_{крапель}$ та I_{liq} в № 12 також підтверджує, що кількість крапельок в цьому випадку була меншою за № 10 і № 11, зрозуміло, завдяки коагуляції з кристалами льоду.

Відмітимо, що № 12 відрізняється від № 3 тільки відсутністю сублімації ($A_s = 0$), в результаті чого середня концентрація кристалів зменшилася більше, ніж у два рази, але льодність і кількість опадів залишилися майже однаковими. Якщо ж порівняти № 12 з № 8, де концентрації кристалів майже однакові, але, очевидно, розміри різні, то в № 8 значно менша льодність і тверді опади. Це свідчить про те, що самої сублімації з коагуляцією було не достатньо, щоб кристали вирости до розмірів тих кристалів, які утворилися внаслідок замерзання крапель в №3 і № 12.

Мікрофізика хмари в моделюваннях квазі-контактного замерзання

Показані в даному підрозділі результати отримано в експериментах, що були певним наближенням до контактного замерзання рідких хмарних часток, яке, головним чином, залежить тільки від температури активації ЯКЗ. Для цього в модель була введена умова, що для температур, нижчих за T_b , всі краплі перетворюються на льодяні кристали відповідного радіусу з урахуванням різниці їх густини.

Таблиця

Мікрофізичні характеристики хмари в залежності від включення в моделювання та інтенсивності процесів
формування хмари та опадів

№	A_s (г·с) ⁻¹	C_2	A_{fl} (см ³ ·с) ⁻¹	A_{f3} (см ³ ·с) ⁻¹	T_{lim} (°C)	IC (мг/кг)		LWC (мг/кг)		N крист (1/л)		N крапель (1/л)		$\sum_{10h} I_{sol}$ (мм)	$\sum_{10h} I_{liq}$ (мм)	$\sum_{10h} I$ (мм)
						max	середн.	max	середн.	max	середн.	max	середн.			
1	1e-5	1	10	10	0	377	36,01	670	29,52	113	4,53	3492	332	0,615	1,395	2,01
2	1e-5	1	10	10	-1	377	34,8	709	30,13	113	4,49	3567	333	0,571	1,465	2,036
3	1e-5	1	10	10	-2	377	34,49	714	30,27	113	4,46	3574	333	0,561	1,476	2,037
4	1e-5	1	10	10	-3	377	34,27	715	30,35	113	4,43	3576	334	0,555	1,480	2,035
5	1e-5	1	10	10	-5	377	33,9	716	30,48	113	4,36	3576	335	0,546	1,484	2,030
6	1e-5	1	2e-3	10	-2	126	16,3	715	31,06	113	3,55	3576	343	0,257	1,484	1,741
7	1e-5	1	2e-3	2e-3	-2	122	7,4	716	31,72	113	2,5	3575	351	0,097	1,491	1,588
8	1e-5	1	0	0	—	122	7,39	716	31,72	113	2,5	3575	351	0,096	1,491	1,587
9	0	0	0	0	—	—	—	720	31,9	—	—	3581	352	—	1,512	1,512
10	0	0	0	10	-2	87	7,1	720	31,40	13	1,09	3582	345	0,104	1,511	1,615
11	0	0	10	10	-2	264	21,1	720	30,95	37	2,29	3582	338	0,293	1,511	1,804
12	0	1	10	10	-2	376	29,7	714	30,27	32	2,13	3574	333	0,510	1,476	1,986

Аналогічно для крапельок вводиться температура T_s повного їх замерзання. Тобто замерзання розраховувалося за рівнянням (9) для температур у межах $T_s < T < T_{lim}$ та $T_b < T < T_{lim}$, але для $T < T_s$ і $T < T_b$ вводилося припущення, що всі рідкі хмарні частки коагулюють з ЯКЗ і замерзають. Очевидно, що дане припущення – досить екстремальне, оскільки явно завищувало вплив ЯКЗ, але дозволило в цілому оцінити вплив контактного замерзання на мікрофізику максимально наближених до реальних змішаних хмар і отримати деякі співвідношення та тенденції. Відомо, що переохолоджені крапельки можуть існувати в хмарах навіть при $T < -40^\circ\text{C}$. Але в досліджуваному випадку змішані хмари спостерігалися до $Z = 5$ км, де $T = -20^\circ\text{C}$ (рис. 1, 2). Тому всі чисельні експерименти з температурою повного замерзання крапель та крапельок проводили у межах $-20^\circ\text{C} < T < -1^\circ\text{C}$. Відзначимо, що в лабораторних експериментах з контактним замерзанням на бактеріях максимальною була температура -3°C [4, 5].

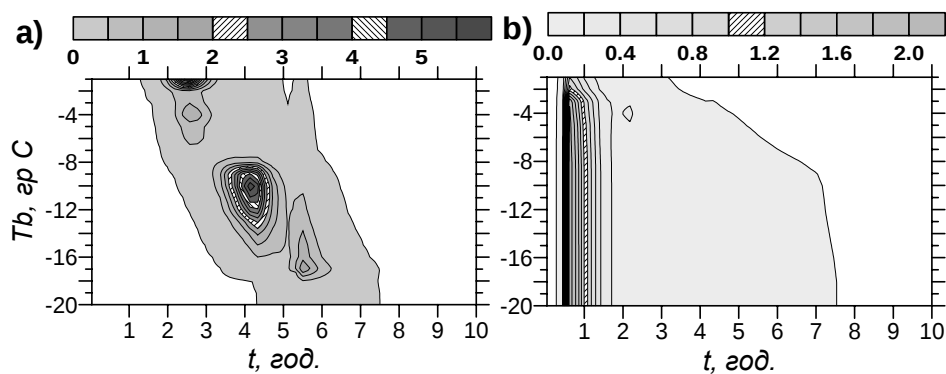


Рис. 5. Часовий хід інтенсивності твердих (а) та рідких (б) опадів (мм/год.) в залежності від температури повного замерзання крапель T_b ($^\circ\text{C}$)

У першій серії чисельних експериментів, результати яких показано на рис. 5 та 6, варіювали температуру повного замерзання крапель (T_b) і оцінювали її вплив на формування опадів. Зокрема, було знайдено найбільші максимуми твердих опадів, коли T_b дорівнювало -10°C та -1°C (рис. 5). Пояснення цьому можна знайти на рис. 1 та 2, де в немодифікованому розрахунку максимальна інтенсивність рідких опадів $I_{liq} = 10$ мм/год. близько $t = 0,5$ год. була спричинена максимальними висхідними рухами та пересиченням відносно води. І тільки близько $t = 3$ год. відмічено максимум твердих опадів $I_{sol} < 0,2$ мм/год., який відповідає

максимуму Δ_2 на $Z = 4,5$ км і $t = 1,5$ год., тобто кристали льоду частково випаровувалися, але з часом досягали землі.

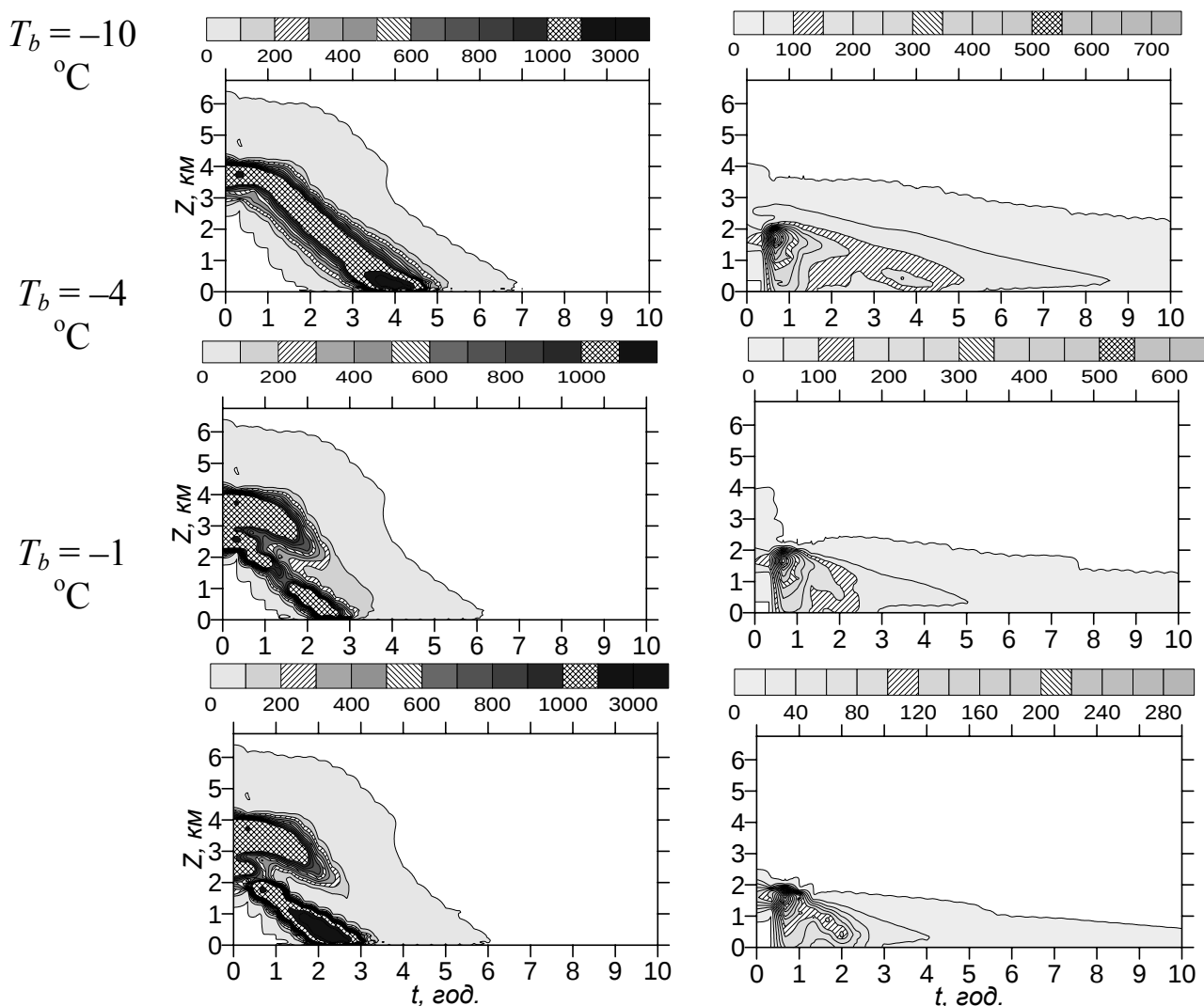


Рис. 6. Часовий хід льодності (зліва) та водності (справа) в мг/кг в залежності від температури повного замерзання крапель T_b

Коли великі краплі замерзають (як в даному моделюванні, чи в експериментах з активних впливів на хмари), вони значно збільшують концентрацію досить великих кристалів, а тому і льодність. Це підтверджено результатами експериментів (рис. 6), де для $T_b = -10^0\text{C}$ з'явився новий максимум льодності поблизу максимуму висхідних рухів близько $Z = 3,8$ км, а для вищих T_b – ще й близько $Z = 2,4$ км. Це спричинило не тільки збільшення кількості опадів, а й прискорило їх випадіння тому, що кристали формувалися ближче до землі, а ті, що були сформовані вище, не досягли землі тому, що випаровувалися там, де

попередні кристали зібрали всю вільну вологу. В той же час водність хмари і рідкі опади зменшилися, що найбільш помітно для найвищих T_b (рис. 5, 6). Відмітимо невелике збільшення водності близько $t = 3,5$ год. для $T_b = -10^\circ\text{C}$, яке, очевидно, спричинене таненням кристалів льоду під 0°C ізотермою.

Так само, як і в експериментах із повним замерзанням крапель, в розрахунках із замерзанням крапельок тверді опади збільшувалися для $T_s > -18^\circ\text{C}$. Саме з цієї температури було відмічено вплив імерсійного замерзання в попередніх експериментах, а також це значення відповідає найнижчій середній температурі для контактного замерзання на нерозчинних частках сажі, що знайдено в лабораторних експериментах [4, 5].

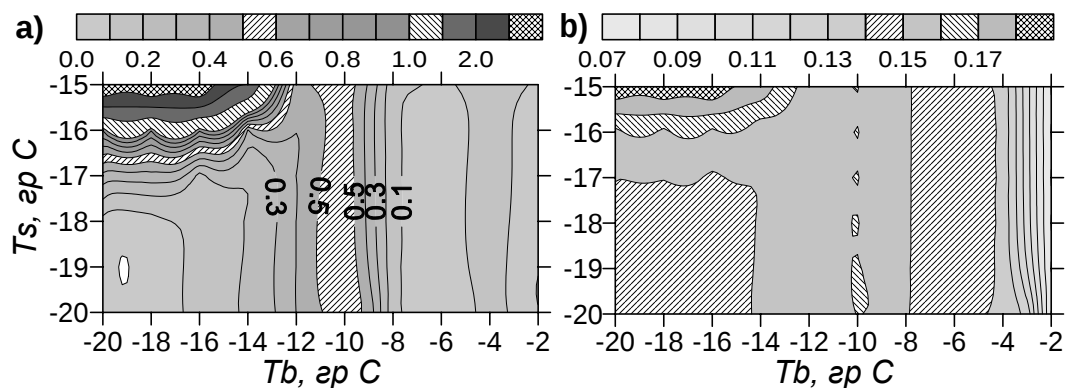


Рис. 7. Осереднені за 10 год. інтенсивності (в мм/год.) твердих (а) та рідких (б) опадів в залежності від температур повного замерзання крапель T_b та крапельок T_s

Результати наступної серії чисельних експериментів, коли одночасно варіювалися обидві температури T_b та T_s , показано на рис. 7 у вигляді діаграм середніх за 10 год. інтенсивностей рідких та твердих опадів. Очевидно, що ситуація, коли $T_s > T_b$ (лівий кут в діаграмах з максимальними опадами), не зовсім природна тому, що навіть для контактного замерзання, яке здебільшого не залежить від розмірів рідких часток, але цій рідкій частці треба „зустрітися” з ЯКЗ, і ця „зустріч”, тобто коагуляція, вже залежить від розмірів. І чим більша крапля, тим вища вірогідність для неї коагулювати з ЯКЗ [4, 5, 14]. Тобто таку ситуацію можна розглядати, як гіпотетичний засів хмари високо концентрованими частками, які діють як ЯКЗ. Оскільки концентрація крапельок, як правило, і на початку розвитку хмари вища за концентрацію крапель, а в досліджуваній хмарі були умови для росту кристалів ($\Delta_i > 0$),

то і був отриманий максимум середньої інтенсивності опадів 2,5 мм/год. для $T_s = -15^{\circ}\text{C}$ та $T_s > T_b$ (рис. 7).

Окрім описаної ситуації з $T_s > T_b$, інший максимум твердих опадів (з відповідним максимумом рідких завдяки таненню) було виявлено знову для $T_b = -10^{\circ}\text{C}$. Пояснення цьому вже було подане вище, і воно полягає в термодинамічних умовах для даної системи хмар (високі w , T та Δ_i).

Стосовно ж рідких опадів, то вони зменшувалися для $T_b > -5^{\circ}\text{C}$, що й зрозуміло, оскільки майже всі краплі замерзли, а нові крапельки за відсутності висхідних рухів і відповідно $\Delta_i < 0$ після $t > 4$ год. не формувалися (рис. 7).

Висновки та рекомендації

Побудована оригінальна комбінована модель хмарної тропосфери (КМХТ), що ґрунтується на комплексному використанні одновимірної прогностичної мікрофізичної моделі та тривимірної діагностичної моделі фронтальних смуг хмар та опадів.

Проведено серії чисельних експериментів з вивчення процесів льодоутворення в змішаній хмарі, які підтвердили, що КМХТ може бути використана для вивчення взаємодії та взаємозв'язку мікрофізичних процесів на тлі наближеного до реального термодинамічного розвитку хмар та опадів. Хоча в даному дослідженні не розрізняли ядра льодоутворення за їх природою та походженням, але була зроблена спроба врахувати характер їх дії в залежності від розмірів крапель та температурного режиму в наближених до реальних термодинамічних умовах розвитку хмари.

Визначено, що форма кристалів у моделі значно впливає на результат. Тому рекомендовано для подальшого вдосконалення моделі включити в неї рівняння для різних форм кристалів з відповідними взаємодіями з іншими частками хмари та опадів, а також більш коректне обчислення швидкості падіння кристалів різних форм.

Підтверджено, що збільшення ядер льодоутворення, зокрема ЯС, для збільшення опадів теоретично має ліміт, після досягнення якого проявляється ефект перезасіву. Цей ліміт визначається конкретними термодинамічними умовами в хмарі, тобто запасами вологи і можливістю їх поповнення.

На прикладі конкретних змішаних хмар виявлено, що збільшення кількості ядер імерсійного замерзання призводить до збільшення

льодності та опадів, але в цілому має незначний вплив на кількість опадів порівняно з іншими процесами, що були значно ефективнішими в формуванні опадів, зокрема сублімацією і механізмом Фіндайзена-Бержерона, а також коагуляцією хмарних крапельок з кристалами льоду. Тому найбільший ефект від імерсійного замерзання спостерігався, коли перераховані механізми формування часток хмар та опадів виключалися з моделювання.

Визначена найбільш сприятлива для формування максимуму кількості опадів відлікова температура замерзання $T_{lim} = -2^{\circ}\text{C}$, з якої треба починати розрахунки замерзання в моделі. В цілому, вплив імерсійного замерзання спостерігався в температурному інтервалі $-18 < T < 0^{\circ}\text{C}$, що позначав баланс між формуванням рідких хмарних часток, що залежать від пересичення, та вірогідністю їх замерзання, що залежить від переохолодження та радіусів крапель.

Продемонстровано, що збільшення температури повного замерзання, тобто коли всі рідкі хмарні частки замерзають, може суттєво впливати на мікрофізику хмари та процеси формування опадів. Припущення, що краплі замерзають всі не залежно від розмірів, може бути наближенням для моделювання контактного замерзання, оскільки воно в більшій мірі залежить від температури, ніж від розмірів крапель. Таке збільшення температури повного замерзання може відбуватися в природі завдяки дії великої кількості аерозолів як ЯКЗ під час пожарів чи антропогенних викидів в атмосферу, так і завдяки цілеспрямованому штучному засіву хмар ЯЛ. Максимальні опади було отримано в моделюванні з температурою повного замерзання крапель -10°C .

Зазначимо, що отримані результати можуть розглядатися скоріше як якісні показники, оскільки вплив параметрів замерзання на процеси формування хмар та опадів і їх кількість в значній мірі визначається термодинамічними властивостями конкретної системи хмар та опадів. Але отримані результати щодо температурного інтервалу, в якому відзначено вплив процесів замерзання, можна рекомендувати для використання в більш складних дво- і тривимірних моделях хмар та кліматичних моделях для збереження комп'ютерного часу. З метою збільшення опадів також можна рекомендувати для активних впливів використання реагентів, активація яких як ЯЛ максимальна при $T = -10^{\circ}\text{C}$, якщо в хмарі є відповідні умови, тобто пересичення водяною парою та висхідні рухи.

* *

Создана оригинальная комбинированная модель облачной тропосферы (КМОТ), построенная на комплексном использовании одномерной прогностической микрофизической модели и трёхмерной диагностической модели фронтальных полос облаков и осадков.

Проведено исследование влияния разных видов льдообразования в смешанном облаке на процессы формирования и развития такого облака и его осадков для конкретной синоптической ситуации над центральной частью Украины.

Проведено серию численных экспериментов по изучению процессов льдообразования в смешанном облаке, которые подтвердили, что КМОТ может быть использована для изучения взаимодействия и взаимосвязи микрофизических процессов, приближенных к реальному термодинамическому развитию облаков и осадков.

* *

1. Шишкин Н.С. Облака, осадки и грозовое электричество. – Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 280 с.
2. Буйков М.В., Пирнач А.М. Численная модель двухфазного слоистообразного облака с учетом микроструктуры // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1973. – Т. 9, № 5. – С. 486-499.
3. Буйков М.В., Пирнач А.М. Численное моделирование микрофизических процессов образования осадков в смешанных слоистообразных облаках // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1975. – Т. 2, № 5. – С. 469-480.
4. Diehl K., S. Matthias-Maser, S.K. Mitra and R. Jaenicke. The ice nucleating ability of pollen. Part II: Laboratory studies in immersion and contact freezing modes. Atmos. Res., 61. – 2002. – P. 125-133.
5. Diehl K., Simmel M., Wurzler S. Ice formation in a biomass burning cloud: model simulations of drop freezing in immersion and contact modes. Proc. 14th ICCP, Bologna, Italy, 2004.
6. Khain A., Pokrovsky A., Pinsky M., Seifert A. and V. Philips. Simulation of effects of atmospheric aerosols on deep turbulent convective clouds using a spectral microphysics mixed-phase cumulus cloud model. Part I: Model description and possible applications. J. Atmos. Sci., 61, – 2004. – P. 2963-2982.
7. Khvorostyanov V.I. Mesoscale processes of cloud formation, cloud-radiation interaction and their modeling with explicit cloud microphysics. Atmos. Res., 39, 1995. – P. 1-67.

8. *Khvorostyanov V.I., Curry J.A., Pinto J.O., Shupe M., Baker B.A. and K. Sassen.* Modeling with explicit spectral water and ice microphysics of a two-layer cloud system of altostratus and cirrus observed during the FIRE Arctic Clouds Experiment. *J. Geophys. Res.*, 106, – 2001. – P. 15099-15112.
9. *Krakovskaya S., Pirnach A., Suhinsky A.* Simulation of seeded frontal clouds over Ukraine // *Proc.6-th WMO/TD.* –№. 596, – 1994. – Vol. 2. – P. 499-502.
10. *Krakovskaia S.V.* 3-D diagnostic models of frontal rainbands over limited areas of Ukraine. In: *Proc. of Int. Workshop on Limit. Area & Variabl. Resol. Models, China, WMO/TD* – № 699. – 1995. – P. 157-162.
11. *Krakovskaia S.V., Pirnach A.M.* Theoretical study of the microphysical structure of mixed stratiform frontal clouds and their precipitation. *Atmos. Res.*, 1998. – 47-48. – P. 491-503.
12. *Pirnach A., Krakovskaia S.* Numerical studies of dynamics and cloud microphysics of the frontal rainbands // *J. Atmos. Res.* – 1994. – Vol. 33. – P. 333-365.
13. *Pirnach A.* Construction and application of the various numerical models for study the cloud dynamics and structure of the frontal rainbands // *J. Atmos. Res.* – 1998. – Vol. 45-47. – P. 356-376.
14. *Pruppacher H.R. and J.D. Klett.* *Microphysics of Clouds and Precipitation.* 2nd ed., Kluwer Academic Publishers, 1997. – 977 p.
15. *Vali G.* Remarks on the mechanism of atmospheric ice nucleation. *Proc. of the VIII Int. Conf. on Nucleation, Gidrometeoizdat*, 1975. – P. 265-269.

*Український науково-дослідний
гідрометеорологічний інститут, Київ*