

ФІЗИКА АТМОСФЕРИ, МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ

УДК 551.576

Г.М. Пірнач

МОДЕЛЮВАННЯ ВЗАЄМНОГО ВПЛИВУ КРАПЕЛЬНОЇ ТА КРИСТАЛІЧНОЇ ФРАКЦІЙ НА ІНТЕНСИВНІСТЬ СИЛЬНИХ ОПАДІВ

Предметом даного дослідження були мікрофізичні умови формування дуже сильних та катастрофічних опадів над рівнинними та гірськими територіями України. Проведено декілька серій чисельних експериментів із різними співвідношеннями крапельної та кристалічної фази шляхом вилучення із загального хмаротворчого процесу різних механізмів утворення хмар та опадів.

Вступ

З усіх стихійних явищ, які спостерігаються на Україні, найбільш часто відмічаються сильні дощі. Кількість опадів та їхня повторюваність залежать не тільки від характеру синоптичних та фізико-географічних умов, але й від місцевих особливостей території, головним чином від її рельєфу. Українські Карпати, які є головним фоном, вибрані у даному дослідженні одним з найнебезпечніших у цьому відношенні районів. Тут спостерігаються найбільш тривалі дощі, а кількість опадів досягає 237 мм протягом 12 год [1-3].

Процеси утворення опадів в усі часи привертали увагу багатьох дослідників через їхнє вирішальне значення в житті людей, багатозначність і складність процесів, які їх визначають. Повне математичне відображення процесів утворення хмар та опадів вимагає сумісного розв'язку рівнянь, які описують еволюцію окремих хмарних частинок та часток опадів, поведінку сукупності цих частинок, динаміку та термодинаміку окремої хмари, ансамблю хмар, усієї фронтальної хмарної системи. Прогрес у розвитку обчислювальної математики та техніки зробив можливим розв'язок задач, який раніше вважався недосяжним. До таких задач належить сумісне моделювання шаруватих та купчастих хмар літніх фронтальних систем, які часто формуються в межах одного фронту у вигляді утворень, масштаби яких від сотень

метрів до сотень кілометрів. Приклади такого моделювання без урахування рельєфу місцевості наведено в [7]. Включення орографії в розроблені моделі значно ускладнює процес і вимагає розробки різних способів розв'язку залежно від поставлених завдань. Моделювання сильних опадів, які спостерігалися над Українськими Карпатами в перехідні періоди, з розробкою спеціальних алгоритмів з урахуванням орографії, здатних регулювати співвідношення між зливовими та довготривалими опадами з перевагою шаруватої хмарності запропоновано в [5, 6].

Моделювання літніх фронтальних хмар, які спостерігалися під час повені в Українських Карпатах улітку 2008 р., і моделювання, яке використане в цій роботі як інструмент для дослідження відносного впливу різних фаз у складі хмарності на інтенсивність сильних дощів, відрізняється від запропонованого у більш ранніх роботах за фізичною природою хмар, які формували опадоутворення. Сильні опади випадали із хмарних утворень із масштабами в десятки кілометрів, які були зумовлені взаємодією певних синоптичних умов з орографічними неоднорідностями. Ці утворення могли існувати декілька годин, але сильні опади спостерігалися значно коротший час і найчастіше в період розпадань цих утворень. Як правило, ці процеси супроводжувалися сильними вихровими рухами.

Методика досліджень

Поля фронтальних опадів різної фізичної природи досліджувалися за допомогою тривимірних діагностичних та прогностичних моделей фронтальних систем. Дані, отримані за допомогою діагностичних моделей, використовувались як вихідні для вивчення еволюції хмарності та опадів з урахуванням різних механізмів опадоутворення. Для моделювання осередків хмарності різних масштабів у чисельних моделях використовувалися вкладені сітки відповідних масштабів.

Утворення, розвиток у часі та просторі атмосферного фронту та його хмарних утворень моделювалися шляхом інтегрування системи, яка включала рівняння для проекції швидкості вітру, вмісту водяної пари, перенесення тепла, рівняння нерозривності та стану, а також рівняння для функцій розподілу крапель та кристалів за розмірами. Спектри крапель та кристалів формувалися під впливом процесів седиментації, нуклеації,

конденсації, сублімації, випаровування, коагуляції дощових крапель з дрібними каплями та кристалів з дрібними краплями.

Систему рівнянь і запропонований алгоритм її розв'язку більш детально описано в [6, 7]. У цій роботі основна увага буде присвячена чисельним експериментам зі спектрами часток хмар та опадів різного фазового стану. Досліджувані мікрофізичні процеси запишемо з допомогою рівнянь:

$$\begin{aligned} \frac{df_1}{dt} &= -\frac{\partial}{\partial r}(\dot{r}_1 f_1) + \frac{v_1}{G_0} \frac{\partial f_1}{\partial z} + I_a - I_{f1} - (c_{21} + c_{31})f_1 + \Delta f_1. \\ \frac{df_2}{dt} &= -\frac{\partial}{\partial r}(\dot{r}_2 f_2) + \frac{v_2}{G_0} \frac{\partial f_1}{\partial z} - I_{f2} - \frac{\partial}{\partial r}(\dot{r}_{c_{21}} f_2) + \Delta f_2. \\ \frac{df_3}{dt} &= -\frac{\partial}{\partial r}(\dot{r}_3 f_3) + \frac{v_3}{G_0} \frac{\partial f_3}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial r}(\dot{r}_{c_{31}} f_3) + I_s + I_{f1} + I_{f2} + \Delta f_2. \end{aligned} \quad (1)$$

У наведених рівняннях t – час; координати x, y, z направлені на схід, північ і перпендикулярно до земної поверхні відповідно; f_i – функції розподілу за розмірами хмарних крапель ($i = 1$), дощових крапель ($i = 2$) та кристалів ($i = 3$); r – радіуси часток; \dot{r}_i – швидкості росту окремих часток шляхом конденсації; $\dot{r}_{c_{ik}}$ – швидкості росту окремої частки шляхом приєднання (коагуляції) хмарних крапель частками опадів ($i = 2, 3; k = 1$); c_{n1} – кількість хмарних часток, захоплених частками опадів ($n = 2, 3$); v_i – швидкість падіння часток; I_a, I_s, I_{fi} – швидкість утворення крапель на ядрах конденсації, кристалів на ядрах льодоутворення і замерзання крапель відповідно [4, 7].

Оператори $\frac{df_i}{dt}$ та Δf_i відтворюють процеси лінійного та турбулентного переносів відповідно [7]; G_0 – орографічний множник переходу від прямокутної вертикальної координати до орографічної [4, 7].

Чисельні експерименти для вивчення відносної ролі процесів конденсації, коагуляції та нуклеації проводилися шляхом повного або часткового виключення цих процесів. Процеси утворення крапель на ядрах конденсації та кристалів на ядрах льодоутворення параметризувались, як у [7]. Процеси коагуляції обчислювались в наближенні до неперервного росту.

Коефіцієнти коагуляції для крапель обчислювались за допомогою формули [8]:

$$E_r = E_1 \left[1 - \frac{r_2 r_m^3}{4r_1^2 (r_2^2 - r_1^2)} \right]^2, \quad (2)$$

де r_1, r_2 – радіус малої та дощової краплі відповідно; $r_m = 14,5$ мкм. Проводилися також експерименти з постійними значеннями $E_r = 1$. Коефіцієнт коагуляції крапель з кристалами $E = 1$.

Оскільки інтенсивність вищезазначених процесів значною мірою визначається градієнтами температури, то було проведено серію чисельних експериментів зі штучним падінням або зростанням приземної температури в процесі еволюції. У рівняння для температури вводився додатковий градієнт температури, який в окремих випадках дозволяв підсилювати або послаблювати процес хмаро- та опадоутворення.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -T_s. \quad (3)$$

$$T_s = a_T \cos\left(\frac{\pi t}{2T_a}\right). \quad (4)$$

де T_a, a_T – задані параметри, які регулюють величину градієнта та період зміни його знаку. Використовувалася також формула:

$$T_s = a_T t. \quad (5)$$

Початкові поля динамічних та термодинамічних метеовеличин розраховувалися за допомогою діагностичних моделей, основи яких розроблені в [7]. Базою для моделювання були дані радіозондування, запозичені у BADC (Британський центр атмосферних даних). Початковими даними для моделі слугувала аерологічна інформація станцій радіозондування України та сусідніх країн за терміни 23:30 GMT 24 липня 2008 року. Для цих строків було побудовано тривимірні поля метеорологічних характеристик над вибраною територією, яка включала Українські Карпати.

Початкові значення функцій розподілу крапель та кристалів за розмірами або дорівнювали нулю, або обчислювалися за допомогою напівемпіричних функцій розподілу. Для обчислення розподілу хмарних частинок найчастіше використовувалося широковідоме співвідношення Хрігіана – Мазіна у вигляді:

$$f_i = Ar^2 \exp(-Br), \quad (6)$$

$$A = 1,45q_i / r_m^6, \quad B = 3 / r_m, \quad (7)$$

де q_i – питома водність ($i = 1$) або льодність ($i = 2$); r_m – середній радіус хмарних частинок. Припускалося, що хмарні частинки містяться тільки в областях із насиченням відносно льоду. Значення водності та льодності, які входять у формули, задавалися пропорційними до значень насичення відносно льоду. Якщо насичення відносно льоду не було, функції розподілу для хмарних частинок $f_i = 0$. У більшій частині розрахунків коефіцієнт дорівнював 5.

В окремих випадках задавався також розподіл частинок опадів за розмірами. Використовувалося співвідношення Маршала-Пальмера у вигляді:

$$f_i = f_0 \exp(-c_0 r), \quad (8)$$

де c_0 і f_0 – параметри [6, 7]. В наведених нижче розрахунках $c_0 = 1$ см, $f_0 = 0,001(\text{г}\cdot\text{см}\cdot\text{с})^{-1}$.

У цьому дослідженні основну увагу було зосереджено на ролі мікрофізичних характеристик у формуванні сильних та катастрофічних опадів, еволюцію яких значною мірою визначають початкові розподіли динамічних та мікрофізичних характеристик хмарних систем. Діагностичні поля метеорологічних елементів досліджуваних фронтальних систем бралися за основу під час ініціалізації моделей еволюції цих систем.

Діагноз атмосфери на 23:30 GMT 24 липня 2008 року. Побудова початкових полів

Робота продовжує серію досліджень, присвячених синоптичним процесам, які спричинили сильні опади і сильні паводки в Українських Карпатах. У вибраний момент цей гірський масив перебував під впливом теплового фронту, розміщеного майже перпендикулярно до хребта на широті м. Ужгород. Тепла маса розміщувалася на півночі від приземної лінії фронту, холодна – на півдні (рис. 1). Тепла маса повітря також домінувала вздовж Східних Карпат і на схід від них. Згідно з синоптичною картою над Україною перебувала зона малоградієнтного низького тиску. Згідно з супутниковим знімком західна, центральна та південна частини України були закриті потужними хмарами. Над самим хребтом хмарність не була суцільною, а опади випадали окремими плямами або вузькими смугами. Зливи та грози було зафіксовано по

обидві сторони Українських Карпат, у західній, південній та центральній Україні.

На рис. 1 наведено початкові значення метеорологічних величин у момент часу 23:30 GMT 24 липня 2008 р., одержані шляхом діагностичного моделювання за різного просторового розділення. У першому випадку $s_z = 150$ м у всьому діапазоні $0 < z < 11$ км; $s_x = 5$ км, коли $-20 < x < 200$ км, і $s_x = 100$ км у решті обчислювальної сітки, коли $-500 < x < 800$ км; $s_y = 5$ км, коли $-100 < y < 110$ км, і $s_y = 100$ км, коли $-500 < y < 400$ км. У другому випадку $s_z = 150$ м у всьому діапазоні $0 < z < 11$ км; $s_x = 10$ км, коли $-50 < x < 450$ км, і $s_x = 100$ км у решті обчислювальної сітки $-400 < x < 900$ км; $s_y = 10$ км, коли $-200 < y < 240$ км, і $s_y = 100$ км, коли $-500 < y < 600$ км.

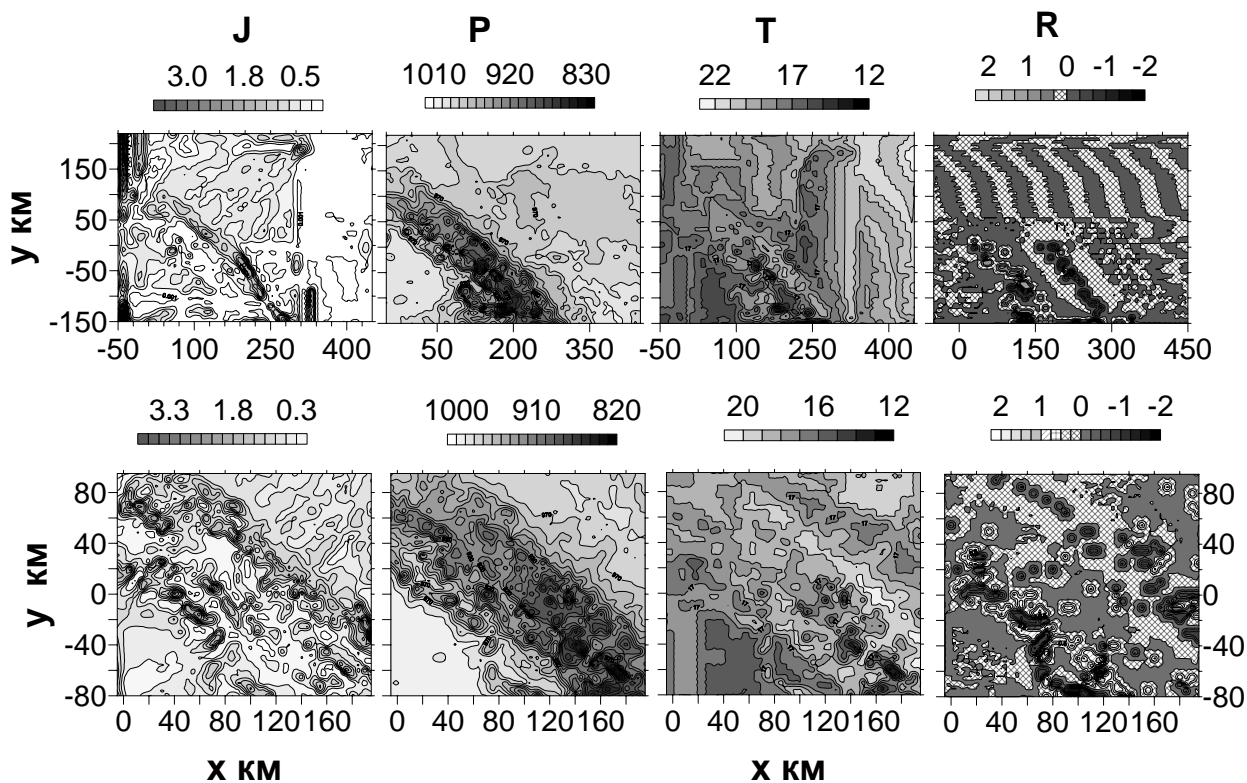


Рис. 1. Початкові характеристики хмарності. J – швидкість конденсації, сумірна з інтенсивністю опадів, мм/год.; P – тиск, гПа; T – температура, $^{\circ}\text{C}$; R – вертикальна складова вихору швидкості, $1/1000\text{c}$. Перший ряд – просторове розділення у вкладеній сітці – 10 км; другий ряд – 5 км. Початок координат $(x,y) = (0,0)$ – м. Ужгород

Чисельні експерименти з різними кроками по горизонталі показали велику горизонтальну неоднорідність метеорологічних характеристик. Збільшення кроку інтегрування по горизонталі призводило до втрати

багатьох вихрових та хмарних утворень, до зменшення швидкості вертикальних рухів (рис. 2) та втрати інших важливих мікрофізичних та мезомасштабних утворень дрібних масштабів.

Вертикальні рухи в гірських районах мали осередкову структуру, а ланцюжки замкнених областей висхідних рухів витягувалися паралельно до хребта. Більш регулярним цей ланцюжок був у Прикарпатті. За більш грубого розділення сітки ці ланцюжки зливалися в одну смугу. На рисунку стали помітними смуги висхідних рухів, розміщених майже меридіонально. Вони містяться на відстані сотень кілометрів одна від одної і показують, що хмарність над усією Україною мала смугасту структуру. Найсильніші опади спостерігалися в ланцюжках хмар, розміщених паралельно до хребта. Смуги опадів в інших районах теж час від часу проявляли свою активність і давали сильні опади.

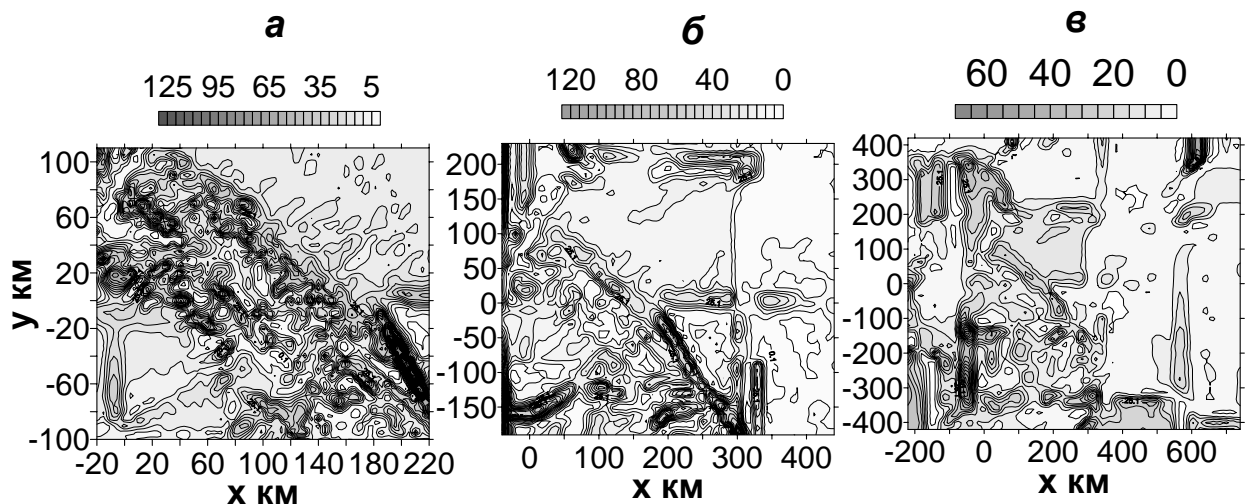


Рис. 2. Максимальні за висотою швидкості висхідних рухів, розраховані за різних розділень обчислювальної сітки

- $a - s_x = s_y = 5$ км у вкладеній сітці, $s_z = 150$ м, 75 кроків по вертикалі;
 $б - s_x = s_y = 10$ км у вкладеній сітці; $в - s_x = s_y = 20$ км в усій області. Числа біля шкал – w см/с

Насичення відносно льоду було виявлене тільки за межами вкладеної сітки у вигляді смуг та окремих плям. На заході воно займало ширші площі і початковий розподіл хмарності та опадів в областях насичення відносно льоду значною мірою визначав поведінку хмар та опадів у вкладеній сітці. Природні опади випадали переважно за межами вкладеної сітки: на заході вони були більш широкомасштабні, на сході проявлялися у вигляді злив та гроз. У горах вони виникали у вигляді

невеликих смуг або плям, розміри яких були декілька кілометрів з обох боків теплового фронту. Ланцюг плям сильних опадів простягнувся вздовж Прикарпаття. На Закарпатті дуже сильні опади спостерігались у вигляді окремих плям або вузьких смуг.

Слід звернути особливу увагу на ланцюжки вихорів в області атмосферного фронту, які витягнуті перпендикулярно до фронту з обох боків хребта. Над самим хребтом поле вихору більш рівномірне і в переважній більшості антициклонічне з порівняно невеликими швидкостями, за винятком лінії фронту, вздовж якої витягнуті два ланцюжки вихорів – циклонічний у холодній масі й антициклонічний у теплій.

Конфігурацію вихорів значною мірою повторюють інтегральна швидкість конденсації, вертикальні рухи (рис.1, 2) та суми опадів, отримані з вимірювальної мережі. Ланцюжок злив з найбільшими сумами опадів, який спостерігався в Прикарпатті відповідає ланцюжку антициклонічних вихорів та висхідних рухів. Над гірським хребтом мала місце смуга висхідних рухів на фоні низхідних рухів. У Закарпатті теж спостерігались окремі ланцюжки висхідних рухів, які теж могли спричинити утворення потужних купчастих хмар та сильні опади.

Для приземного баричного поля характерна область низького тиску на північному сході з вкрапленням у ній замкнутих осередків високого тиску. Ця область характеризувалася наявністю в ній опадів різної інтенсивності, злив та гроз.

Дослідження впливу взаємодії спектрів часток різного фазового стану на інтенсивність та суми опадів

Поля метеорологічних величин, побудовані за допомогою діагностичних моделей, було використано як початкові умови для розрахунку подальшої еволюції вибраних досить складних метеорологічних і хмарних процесів. Проводилися чисельні експерименти для виявлення характерних особливостей еволюції опадів, які спричинили сильні паводки на Прикарпатті. Основна увага приділялась особливостям еволюції мікрофізичних характеристик хмар.

Експерименти проводилися за допомогою вкладених сіток з кроком 5 км (рис. 1, другий ряд). У подальших експериментах розділення сітки змінювалося також і для z . Залежно від розмірів сітки для цього напрямку змінювався також спосіб розрахунку вертикальних рухів. Найпростіший випадок – це розрахунок з початковими умовами, частково

відображеними на рис. 1, з вертикальними рухами, які обчислюються в усій області з використанням рівняння нерозривності. Використання такого способу небезпечно тим, що для досить потужних шарів може призвести до завищених значень вертикальної складової швидкості в центрі області. Тому в наведених далі чисельних експериментах розрахункова область розбивалася на окремі шари, різні за своєю фізичною природою з різними граничними умовами.

Серія експериментів, наведена в табл. 1, стаціонарне розділення по z мала наступне: $0 < z < 8$ км; $8 < z < 9,5$ км; $9,5 < z < 11$ км. На нижній і верхній границях, а також на верхній границі нижнього шару $w = 0$. На нижніх границях другого і останнього шарів $\frac{\partial w}{\partial z} = 0$. Температура на землі

модифікувалася за допомогою формули (4), де $a_T = 1$, $T_a = 6$ год.

На рис. 3 показано просторовий розподіл тиску та температури за $t = 2$ год. Розрахунок відповідає 8 рядку табл. 1. Як видно з рисунка, тиск і температура мають плямисту структуру. Найбільш помітна область високого тиску та температури на північному сході області. До того ж тут існує дуже сильна інверсія. Цей блокуючий процес, очевидно, відігравав велику роль в утворенні окремих злив та гроз, які спостерігалися на заході цієї області. Тепле повітря поширювалося також на гірський масив. Теплий фронт перетинав гірський хребет і розміщувався майже перпендикулярно до нього. На рис. 3 гірська частина повітряного масиву розміщена близько координати $y = 0$, по обидві сторони від гірського хребта, де існували ланцюжки вихорів як уздовж фронту, так і перпендикулярно до нього.

Основна увага під час проведення першої серії чисельних експериментів з пошуку найбільш небезпечних комбінацій механізмів опадоутворення приділялась області, пов'язаній із атмосферним фронтом.

Згідно з системою (1) задіяно такі механізми опадоутворення: механізм Фіндайзена-Бержерона; конденсаційний ріст крапель; коагуляційний ріст дощових крапель шляхом гравітаційної коагуляції в наближенні неперервного росту; замерзання крапель; намерзання кристалів шляхом захоплення хмарних крапель. Форма крапель і кристалів допускалася сферичною.

У табл. 1 та рис. 4 наведено еволюцію суми опадів за різних механізмів опадоутворення та різних початкових умов. Початковий розподіл мікрофізичних характеристик за формулами (6), (8) вимагає

насичення відносно льоду, яке безпосередньо над горами під час моделювання зафіксовано не було.

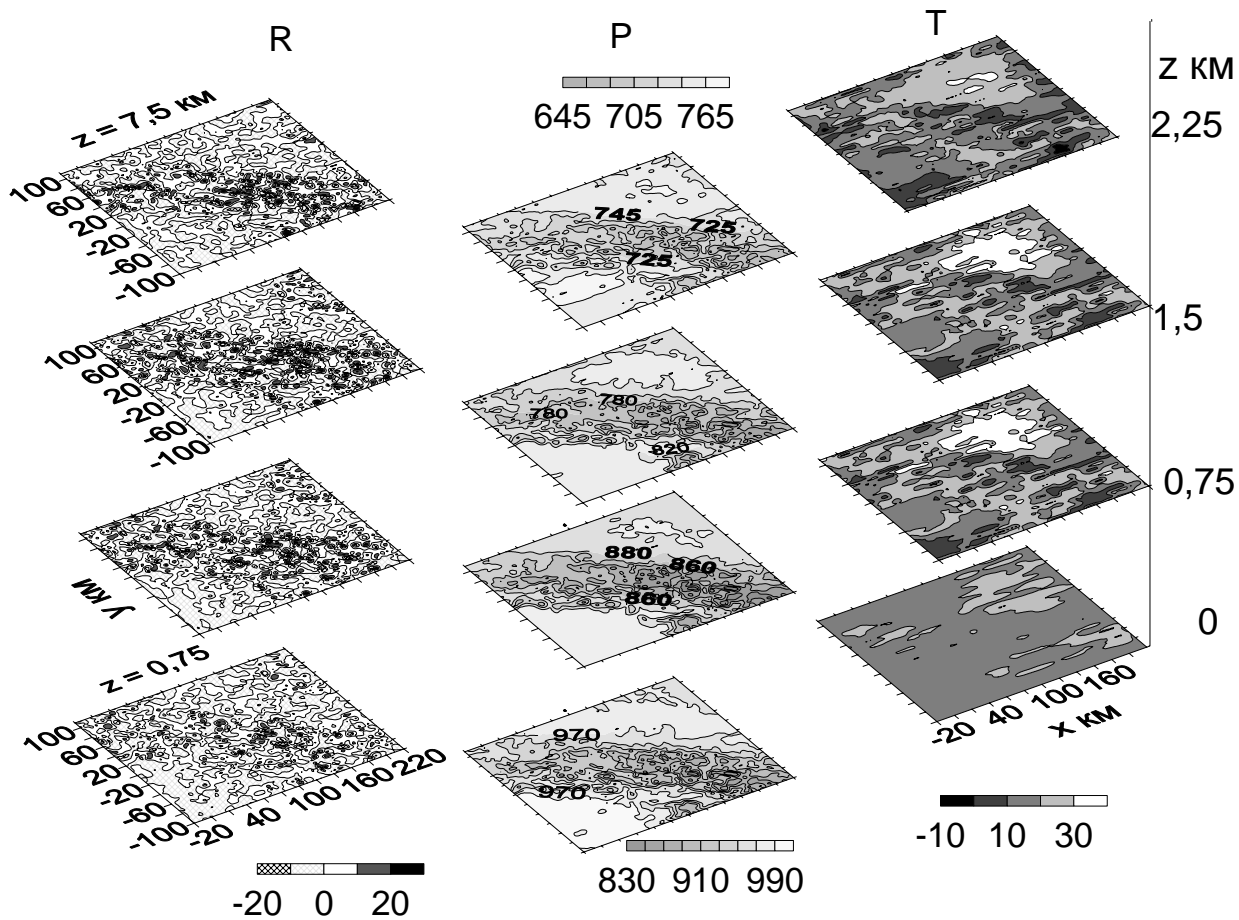


Рис. 3. Просторовий розподіл тиску, P , гПа; температури, T , $^{\circ}\text{C}$ та вертикальної складової вихору швидкості, R , $1/1000 \text{ c}$

Але його ймовірність існування в окремих осередках була досить високою через проникнення водяної пари зі сходу і заходу разом з краплями і кристалами, які там утворювались, особливо на заході і півдні, де насичення відносно льоду займало досить широкі масиви. На північному сході від вкладеної сітки насичення відносно льоду теж спостерігалось, але мало більш фрагментарний характер. Для того, щоб підкреслити роль мікрофізичних характеристик, було проведено серію експериментів з нульовими початковими умовами, які допомогли більш чітко визначити роль різних мікрофізичних механізмів в утворенні катастрофічних і сильних опадів.

Роль початкових умов, за яких задається певний розподіл ядер конденсації, льодоутворення та часток опадів, позначається на всьому подальшому розвитку інтенсивності та сум опадів. Якщо порівняти 1 і 11,

2 і 8 та 5 і 6 випадки з табл. 1 та рис. 4, то можна помітити, що ненульовий початковий розподіл крапель та кристалів веде до зменшення максимальних сум опадів і розповсюдження опадів на більшу територію, якщо задіяна коагуляція крапель із краплями.

Таблиця 1

Еволюція максимальних 3-годинних сум опадів на площі $50 < x < 170$ км, $-60 < y < 30$ км за різних механізмів утворення хмар та опадів

| № | c_0 | c_1 | c_2 | c_3 | c_4 | t , год | | | | |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-----------|------|------|-----|-----------------|
| | | | | | | 3 | 6 | 9 | 12 | Σ_0^{12} |
| 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 3,8 | 4,1 | 3,8 | 3,6 | 15,3 |
| d | | | | | | 0,0 | 0,2 | 2,7 | 3,0 | 6,9 |
| 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3,8 | 4,6 | 6,1 | 3,6 | 18,1 |
| d | | | | | | 0,0 | 2,8 | 6,1 | 0,0 | 8,9 |
| 3 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 3,8 | 4,1 | 3,8 | 3,5 | 15,2 |
| d | | | | | | 0,0 | 0,3 | 2,2 | 1,3 | 3,8 |
| 4 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 3,8 | 6,8 | 16,5 | 3,6 | 30,7 |
| d | | | | | | 0,0 | 6,8 | 16,5 | 0,1 | 23,4 |
| 5 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 3,8 | 5,3 | 10,2 | 3,6 | 22,6 |
| d | | | | | | 0,0 | 5,3 | 10,2 | 0,0 | 15,5 |
| 6 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0,0 | 11,6 | 52,7 | 6,3 | 70,6 |
| d | | | | | | 0,0 | 11,6 | 52,7 | 6,3 | 70,6 |
| 7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,0 | 0,2 | 1,3 | 1,2 | 2,7 |
| d | | | | | | 0,0 | 0,2 | 1,3 | 1,2 | 2,7 |
| 8 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0,9 | 9,1 | 35,8 | 0,9 | 48,7 |
| d | | | | | | 0,0 | 9,1 | 35,8 | 0,9 | 47,8 |
| 9 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0,0 | 0,3 | 3,3 | 0,9 | 4,5 |
| d | | | | | | 0,0 | 0,2 | 3,3 | 0,9 | 4,4 |
| 10 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0,9 | 5,3 | 14,1 | 7,0 | 27,3 |
| d | | | | | | 0,1 | 5,3 | 14,1 | 6,5 | 26,0 |
| 11 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0,0 | 0,3 | 1,3 | 0,9 | 2,5 |
| d | | | | | | 0,0 | 0,1 | 1,3 | 0,9 | 2,3 |
| 12 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0,0 | 4,6 | 4,6 | 2,4 | 11,8 |
| d | | | | | | 0,0 | 4,6 | 4,6 | 2,4 | 11,8 |

- c_0 – початкові умови для функції розподілу часток; c_1 – коагуляція крапель із краплями; c_2 – коагуляція крапель із кристалами; c_3 – сублимація; c_4 – замерзання; t – кінцевий термін сум. $c_i = 0$ ($i = 1,2,3,4$) – процес виключається. Буква d презентує великі краплі

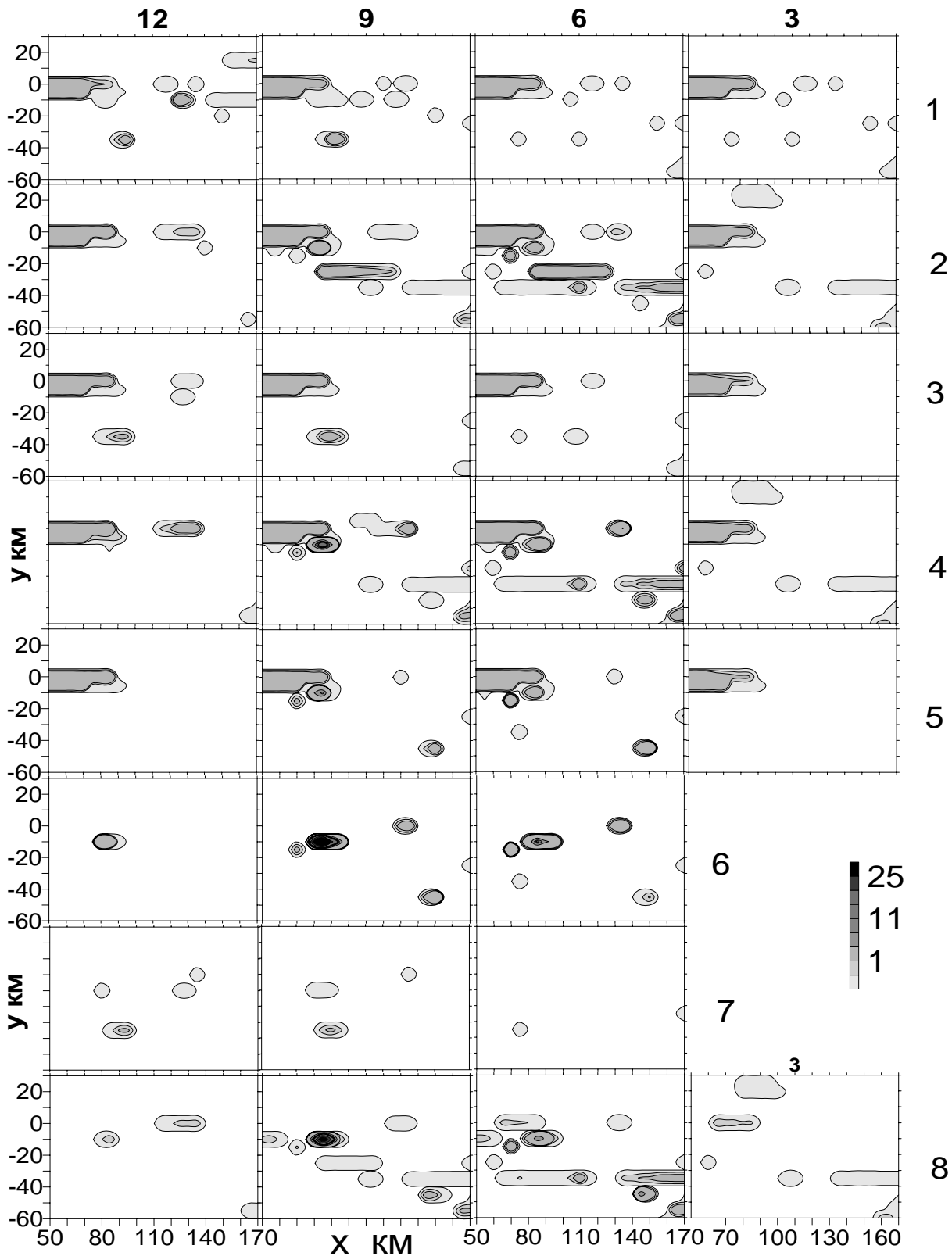


Рис. 4. Еволюція сум опадів за різних механізмів хмаро- та опадоутворення

- Номери рядків відповідають номерам табл. 1. Цифри біля шкал – 3-годинні суми, мм. Числа біля вершин рисунків – їхній кінцевий термін

Порівнюючи 3 і 9 випадки, коли цей процес виключений, можна відмітити помітне зменшення загальних максимальних сум опадів і деяке збільшення частини крапельної фракції внаслідок її конденсаційного росту. 1 і 11 випадки показують, що головний внесок в інтенсивність опадів, коли $f_i = 0$ у початковий момент, також вносять великі краплі. У разі штучного введення кристалів інтенсивність опадів збільшують кристалічні фракції. Виключення механізму утворення кристалів на ядрах льодоутворення призвело до збільшення сум опадів, особливо крапельної фракції. Виключення всіх механізмів льодоутворення призвело до появи катастрофічних сум опадів (випадок 6).

Порівнюючи 6 і 8 випадки з найбільш сильними опадами, можна зробити висновок, що наявність льоду послаблює ймовірність катастрофічних опадів, особливо в разі виключення процесу обмерзання кристалів (випадок 10). Виключення процесів замерзання також послабило інтенсивність опадів (випадки 4 і 5; 8 і 12).

Характеризуючи відносну роль крапельної і кристалічної фракцій в опадах різної інтенсивності (рис. 4, табл. 1), слід відмітити вирішальну роль крупнокрапельної фракції в утворенні катастрофічних опадів. З усіх розглянутих випадків найбільший максимум сум опадів був одержаний для крапельних хмар, коли всі механізми утворення льоду були виключені (випадок 6). Другий за величиною максимум був одержаний, коли були задіяні всі механізми опадоутворення з початковими нульовими умовами (випадок 8). Незважаючи на те, що були задіяні всі механізми льодоутворення, опади забезпечила практично тільки крапельна фракція.

Згідно з табл. 1 (2, 4, 5, 12 рядки) процеси утворення твердої фази на ядрах нуклеації зменшували сильні опади, а процеси замерзання їх збільшували. Очевидно, утворення кристалів за допомогою нуклеації ядер призводило до появи великої кількості дрібних твердих часточок, які забирали на себе велику кількість водяної пари і цим затримували швидке зростання часток опадів. Зменшення числа великих крапель шляхом замерзання спричинило швидкий ріст незамерзлих крапель до великих розмірів, які дозволило їм пролетіти через ненасичені водяною парою шари, не встигнувши випаруватись.

Чисельні експерименти показали, що основна маса опадів утворюється в переохолоджених шарах, розміщених вище від нульової ізотерми, висота якої перевищувала 3 км. Для того, щоб опади долетіли

до землі, необхідна або наявність насичених шарів під хмарами, або достатня швидкість падіння крапель чи кристалів, за якої частки опадів не встигають випаруватись у ненасиченому підхмарному шарі.

Коагуляція кристалів з краплями в разі виключення коагуляції крапель з краплями могла помітно збільшити суми опадів, але не до катастрофічних (9 і 11 випадки). Оподи за таких умов випадали у вигляді окремих плям і їхні епіцентри розміщувались у крапельних осередках. Часто інтенсивність опадів визначається крапельними спектрами навіть у разі виключення процесів коагуляції крапель з краплями. Ці оподи короточасні й займають невеликі площі, але все ж таки їхня інтенсивність може досягати значних величин (наприклад, випадки 9, 11).

На рис. 5 відображено максимальну на заданій площі інтенсивність опадів та її середні значення в межах площі їх випадіння, а також значення цих величин для крупнокрапельної фракції. Вибрані випадки сильних опадів (2 та 4 випадки – 1 ряд, рис. 5) демонструють роль різних механізмів зародження льоду на інтенсивність сильних опадів. Виключення механізму нуклеації льодяних ядер призвело до збільшення сум опадів, хоча максимальна інтенсивність змінилася мало.

Перевищення середніх опадів крупнокрапельної фракції означає, що у разі виключення механізму нуклеації, сильні оподи були зосереджені на меншій площі. Виключення всіх механізмів утворення кристалів призвело до максимального, порівняно з усіма випадками, збільшення інтенсивності опадів. Значно збільшились і середні інтенсивності опадів, зате різко зменшилася зайнята ними площа (рис. 4).

Порівнюючи 2 та 8 випадки, які відрізняються тільки початковими умовами, можна зауважити, що за нульових початкових умов максимальна інтенсивність опадів значно збільшилась, а дуже сильні оподи зосередилися на меншій площі. У 10-у випадку, порівняно з 8-им, було виключено намерзання крапель на кристалах. Інтенсивність сильних опадів у цьому випадку зменшилася за величиною, але розширилася площа і час їх випадання.

Оскільки загальна середня інтенсивність опадів не перевищила її крапельну фракцію, можна відмітити, що роль кристалічної частки опадів в епіцентрах не збільшилася. Намерзання крапель (випадок 8) зменшило кількість крапель, а вільні краплі мали більш сприятливі умови для росту і швидкого падіння. Виключення замерзання крапель різко зменшило суми та інтенсивність опадів, майже виключивши льодяну фазу з процесу.

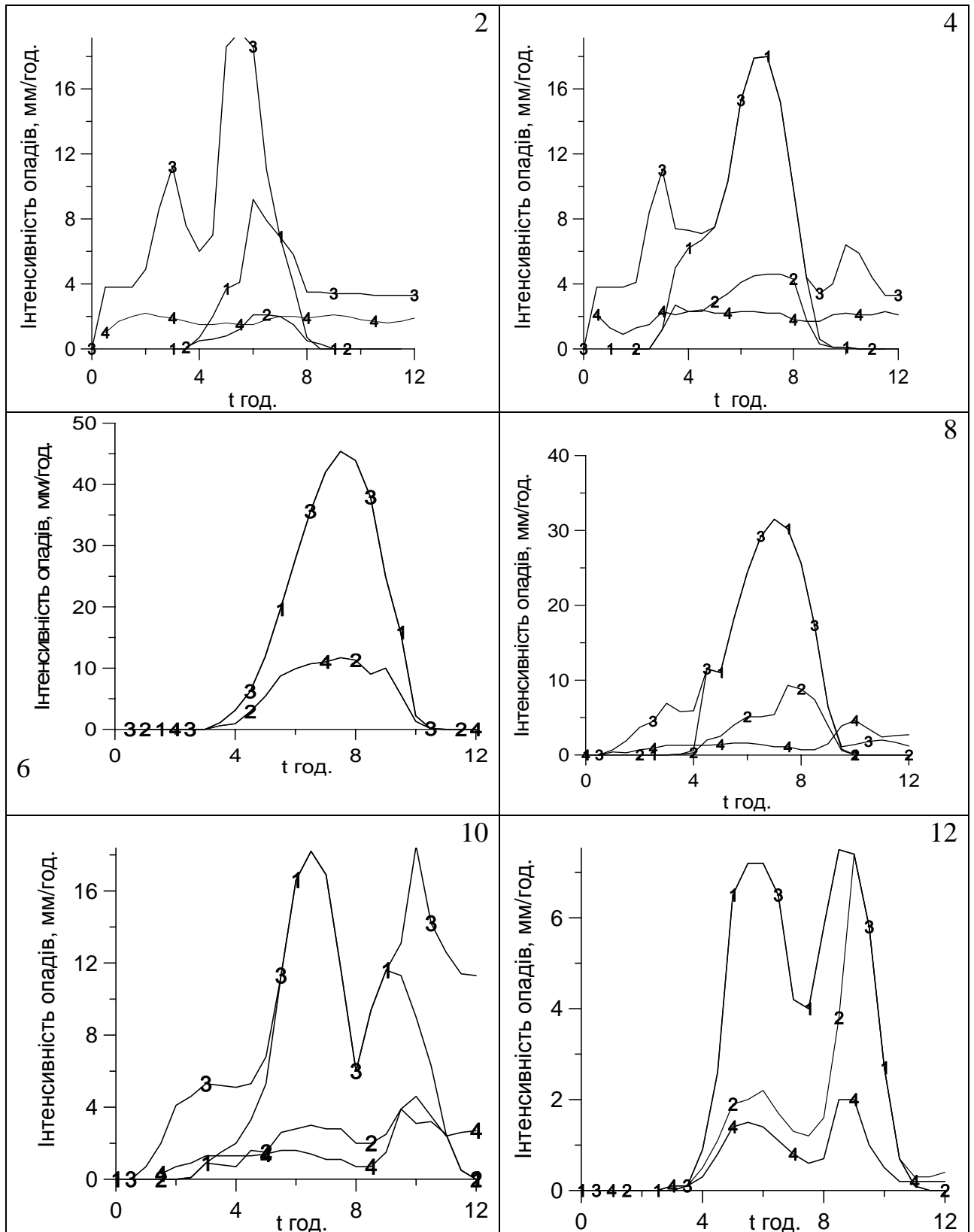


Рис. 5. Залежність від часу інтенсивності опадів

- Цифри біля кривих: 1 – доля крапельної фракції в розподілі опадів максимальної інтенсивності; 2 – доля крапельної фракції в розподілі опадів середньої інтенсивності; 3 – максимальна інтенсивність опадів; 4 – середня інтенсивність опадів. Числа в правому верхньому куті – номер ряду табл. 1

Виходячи з розподілу середніх величин, ядра сильних крапельних опадів ще більше звузились і крапельна фракція почала домінувати в розподілі опадів.

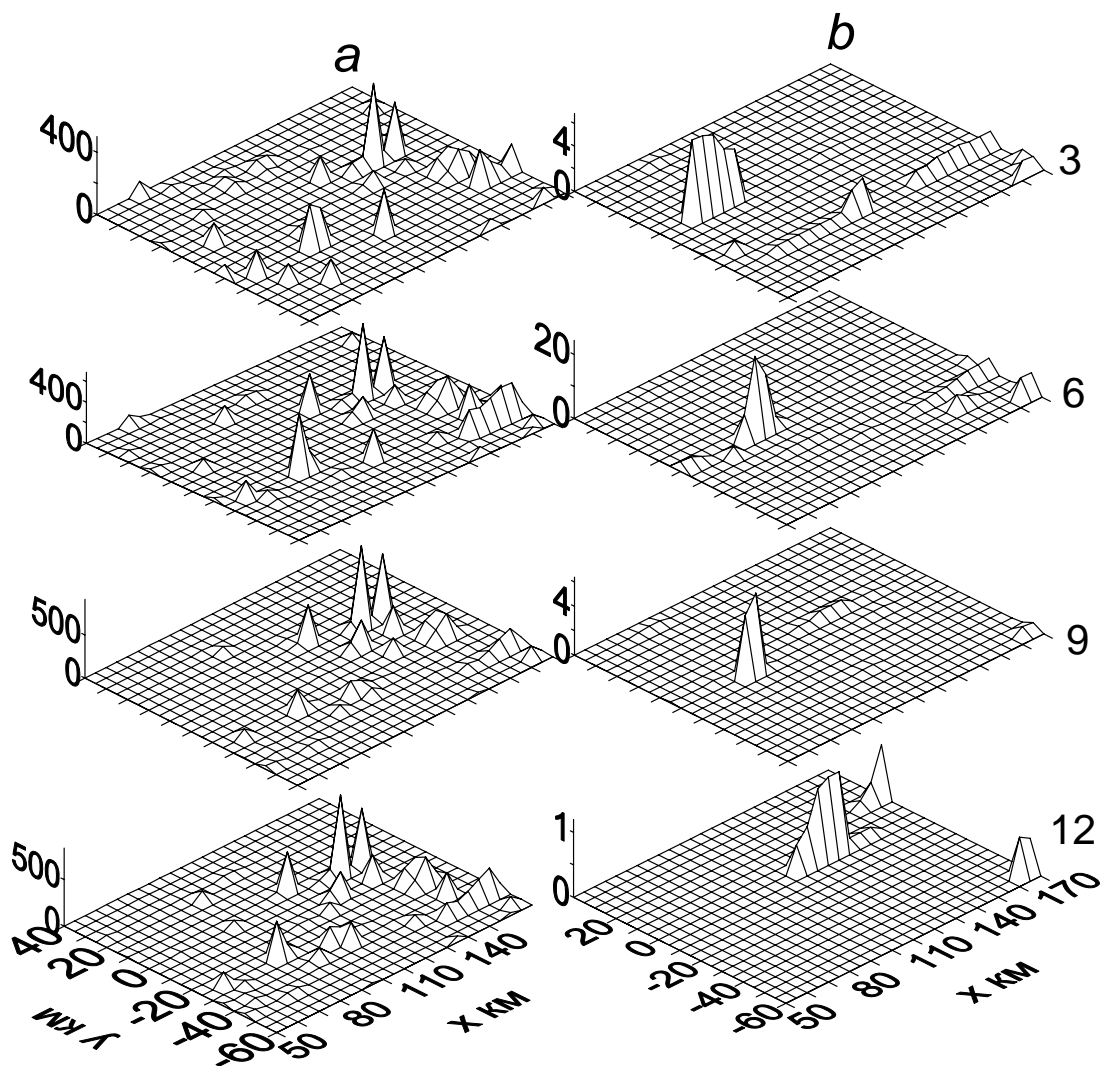


Рис. 6. Еволюція інтегрального водозапасу хмар та інтенсивності опадів для випадку 8

- *a* – інтегральні суми водності та льодності сумірні з сумами опадів, 10^{-3} мм;
- *b* – інтенсивність опадів, мм/год. Числа біля рисунків – час, год

На рис. 6 показано розподіли хмар та опадів протягом 12 годинного розвитку. Хмарність складалась із окремих осередків купчастих хмар. Над самим хребтом хмар майже не було. Найбільша кількість і найбільший водозапас хмар спостерігалися в Прикарпатті. Найбільша інтенсивність опадів була одержана, коли $t = 7$ год і досягала 31,5 мм/год. Вона спостерігалася в осередку, який діяв у Закарпатті протягом майже 6 год.

Найбільша інтенсивність опадів у заданій точці (рис. 7), розміщеній поблизу епіцентру опадів (варіант б), була одержана близько $t = 8$ год (близько 11-ої год за місцевим часом). Коли механізми опадоутворення були менш продуктивними, сильні опади випадали раніше, а їхня тривалість зменшувалася.

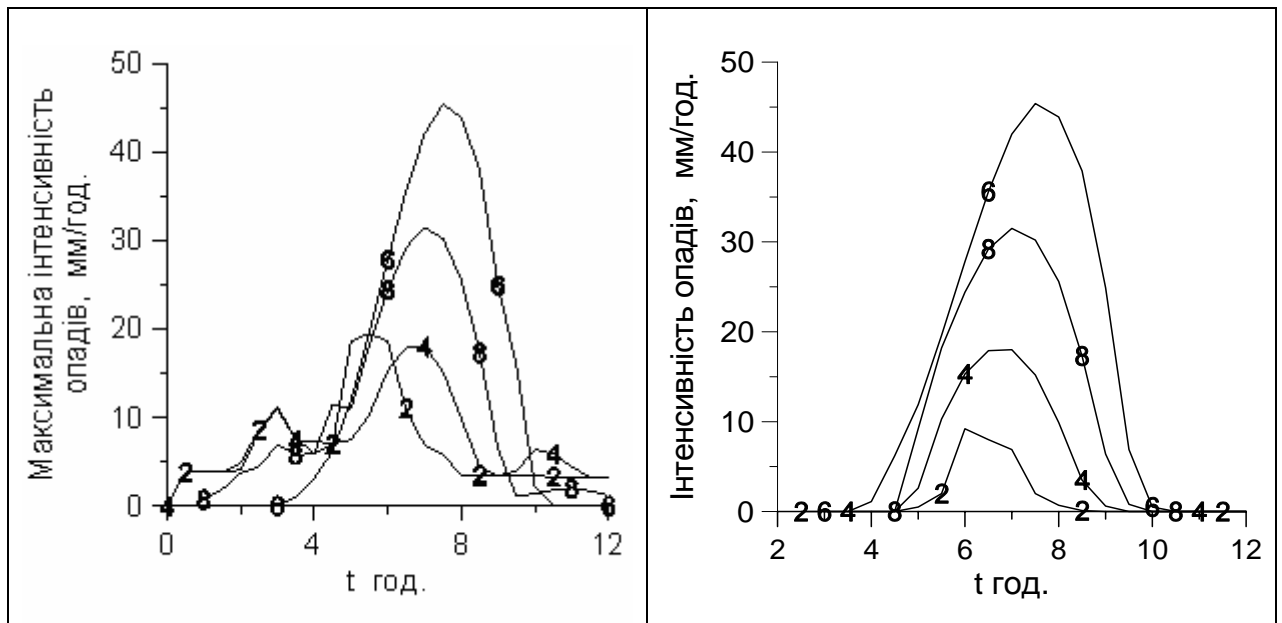


Рис. 7. Еволюція опадів в їх епіцентрах

- 1 – максимальна інтенсивність опадів на заданій площі. 2– інтенсивність опадів у заданій точці $(x; y) = (85; -10 \text{ км})$

У наступній серії експериментів досліджували залежність сум опадів від варіації граничних умов на нижній та верхній границях області, від розмірів та вертикального розділення обчислювальної сітки на основі заданих механізмів утворення хмар та опадів. Також було проведено окремі дослідження для визначення відносної ролі процесів конденсації та коагуляції в утворенні небезпечних опадів.

У табл. 2 показано результати експериментів для розрахунків з різним розшаруванням по вертикалі в процесі обчислювання вертикальних рухів. Слід також зазначити, що граничні умови для температури на землі модифікувалися за допомогою формули (5); $a_T = 2$.

Запрограмоване постійне зниження приземної температури стимулювало також її зниження і у вищих шарах, що у свою чергу інтенсифікувало конденсаційний і сублімаційний ріст часток хмар та опадів і сприяло зростанню сум опадів у процесі еволюції. Цю закономірність порушувало тільки одноосібне виключення процесу

конденсації великих крапель за наявності їх коагуляції з дрібними частками (ряд 7) або одноосібне виключення їх коагуляції (ряд 3). У цих випадках у хмарах могла встановитися нестійка рівновага і хвильовий процес протягом розрахункового часу. Подібну поведінку зумовив також і коректний розрахунок вертикальних рухів із розшаруванням атмосфери за фізичними ознаками і використанням рівняння нерозривності в усіх шарах, коли не відбуваються процеси коагуляції (5-й ряд).

Таблиця 2

Еволюція максимальних на заданій площі сум опадів за різними граничними умовами і різними розділеннями обчислювальної сітки за висотою заданих механізмів утворення опадів

| № | L | s_z м | C_w | C_1 | C_2 | Час, год | | | | \sum_{0}^{12} |
|---|-----|---------|-------|-------|-------|----------|-----|-----|-----|-----------------|
| | | | | | | 3 | 6 | 9 | 12 | |
| 1 | 0 | 150 | 1 | 0 | 0 | 0,1 | 5,5 | 30 | 50 | 90 |
| 2 | 1 | 200 | 1 | 0 | 0 | 0,1 | 2,1 | 7,5 | 20 | 30 |
| 3 | 1 | 200 | 1 | 0 | 1 | 0,0 | 2,6 | 7,5 | 3,5 | 15 |
| 4 | 1 | 200 | 1 | 1 | 1 | 13 | 38 | 55 | 45 | 161 |
| 5 | 2 | 200 | 1 | 0 | 0 | 0,0 | 1,5 | 4,2 | 3,0 | 8,7 |
| 6 | 2 | 200 | 1 | 1 | 1 | 0,9 | 19 | 40 | 60 | 120 |
| 7 | 2 | 200 | 0 | 1 | 1 | 0,7 | 21 | 11 | 0,6 | 33 |

- 1 рядок – $s_z=150$ м, 75 рівнів ($L = 0$); Рядки 2-4 – $s_z=200$ м, 75 рівнів, геострофічне співвідношення вище тропопаузи (16 рівнів, $L=1$); 5-7 – рівняння нерозривності включено скрізь, до тропопаузи 59 рівнів ($L = 2$), тропопауза – 6 рівнів. 6 – виключено конденсацію (випаровування) дощових крапель ($c_w = 0$). $c_1 = 0$ – виключено коагуляцію крапель з краплями; $c_2 = 0$ – виключено коагуляцію кристалів з краплями

В інших випадках за заданого розподілу температури навіть виключення процесів коагуляції не може спинити збільшення сум опадів до катастрофічних (наприклад, 1-й та 2-й рядок табл. 2). Якщо працюють обидва процеси разом з процесами конденсації та сублімації, то є висока ймовірність збільшення сум опадів до катастрофічних (4-й та 6-й ряди табл. 2).

Відмінність між кількісними значеннями сум першого та другого ряду можна пояснити наявністю великої кількості дрібних кристалів у

хмарах, які пробивали тропопаузу. Ці кристали, випавши в нижчі шари, створювали конкуренцію для росту крапель і сповільнювали їхній ріст.

Таким чином, динамічні та мікрофізичні процеси, конкуруючи між собою, можуть створювати нестійку рівновагу в хмарах, порушення якої може спричинити катастрофічні опади.

Таблиця 3

Залежність еволюції максимальних сум опадів від ширини спектрів дощових крапель

| № | R_m | a | t , год. | | | | \sum_0^{12} |
|---|-------|-----|------------|-----|-----|-----|---------------|
| | | | 3 | 6 | 9 | 12 | |
| 1 | 46 | 1,0 | 0,0 | 0,8 | 1,2 | 1,4 | 3,4 |
| 2 | 69 | 1,1 | 0,1 | 1,6 | 5,6 | 9,4 | 18 |
| 3 | 86 | 1,2 | 0,0 | 3,6 | 17 | 25 | 46 |
| 4 | 215 | 1,3 | 0,1 | 3,5 | 21 | 47 | 62 |
| 5 | 452 | 1,4 | 0,2 | 5,0 | 36 | 56 | 97 |
| 6 | 1660 | 1,6 | 0,1 | 5,2 | 23 | 57 | 85 |
| 7 | 5550 | 1,8 | 0,1 | 3,7 | 23 | 50 | 77 |
| 8 | 16400 | 2,0 | 0,1 | 2,9 | 24 | 52 | 79 |

У табл. 3 показано залежність максимальних сум опадів на площі $50 < x < 170$ км, $-60 < y < 30$ км від ширини спектрів дощових крапель. У таблиці a – множник геометричної прогресії для росту кроку інтегрування дощових крапель за радіусом. c_1, c_2 – коефіцієнти коагуляції крапель з краплями та кристалів з краплями відповідно; R_m – максимальне значення радіуса дощових крапель (мкм).

Розрахунки проводилися без урахування процесів коагуляції для випадку, наведеного в табл. 2 (перший ряд), в якому крок інтегрування для дощових крапель був постійним, $s_r = 40$ мкм, а максимальне значення радіуса $R_m = 540$ мкм. У розрахунках, наведених у табл. 3, крок s_r збільшувався, починаючи з $r = 20$ мкм (максимальний радіус дрібних крапель) із множником, що дорівнював a , за законом геометричної прогресії. Як видно з табл. 3, збільшення R_m (розширення спектра дощових крапель) веде до збільшення суми опадів до певної величини, а потім – до встановлення певної рівноваги, зумовленої, очевидно, взаємодією динамічних та мікрофізичних процесів. Далі розрахунки проводилися зі значенням $a = \sqrt{2}$ та було одержано максимальні суми опадів.

Розрахунки з урахуванням процесів коагуляції і з використанням різних значень E_r показали, що найбільша ймовірність одержання катастрофічних опадів виявлена для коефіцієнта коагуляції, одержаного за допомогою формули (2). Як показали подальші розрахунки, якраз використання цієї формули веде до найшвидшого колапсу в процесі опадоутворювання. Оскільки в даному випадку коефіцієнт коагуляції найбільший для найбільших за розміром крапель, то очевидно, що перерозподіл вологи на користь найбільших крапель веде до надмірного розширення спектра і катастрофічних опадів.

У табл. 4 показано залежність сум в епіцентрах опадів від характеру еволюції температури на землі за різних розділень за висотою. s_z – крок за висотою; a_T , T_a – параметри у формулі (4). 2с представляє розрахунок за формулою (5) із $a_T = 2$. Розшарування за висотою для розрахунку вертикальних рухів не проводилося. Катастрофічні значення сум опадів за 12 год були одержані тільки в разі врахування процесів коагуляції. Підвищення верхньої межі обчислювальної сітки не збільшило сум опадів. Очевидно, що в даних умовах теплому фронту вирішальну роль у сумах катастрофічних опадів відігравали дощові краплі. Із вершин хмар засівання водних і змішаних шарів кристалами тільки посилювало конкуренцію часток опадів і зменшувало їхню кількість.

Додаткова зміна температури на землі за добовим ходом зумовлювала відповідну зміну сум опадів, хоча вказати якусь пряму залежність за даними розрахунками досить важко.

Таблиця 4

Еволюція максимальних сум опадів за різних варіацій температури на земній поверхні на площі $50 < x < 170$ км, $-60 < y < 30$ км. $T_a = 6$ год

| № | a_T | s_z М | c_1 | c_2 | Час, год | | | | |
|---|-------|---------|-------|-------|----------|-----|-----|-----|-----------------|
| | | | | | 3 | 6 | 9 | 12 | Σ_0^{12} |
| 1 | 2 | 200 | 0 | 0 | 0,1 | 2,2 | 3,0 | 18 | 23 |
| 2 | 0 | 200 | 0 | 0 | 0,1 | 9,4 | 4,2 | 0,2 | 14 |
| 3 | 2 | 200 | 1 | 1 | 1,9 | 7,9 | 30 | 24 | 64 |
| 4 | 0 | 200 | 1 | 1 | 1,2 | 13 | 30 | 5,2 | 49 |
| 5 | 2 | 150 | 0 | 0 | 1,3 | 16 | 16 | 13 | 45 |
| 6 | 0 | 150 | 0 | 0 | 1,3 | 7,1 | 2,5 | 9,3 | 20 |
| 7 | 2 | 150 | 1 | 1 | 6,9 | 50 | 44 | 30 | 131 |
| 8 | 0 | 150 | 1 | 1 | 5,8 | 56 | 53 | 17 | 132 |
| 9 | 2с | 150 | 1 | 1 | 6,9 | 54 | 93 | 217 | 371 |

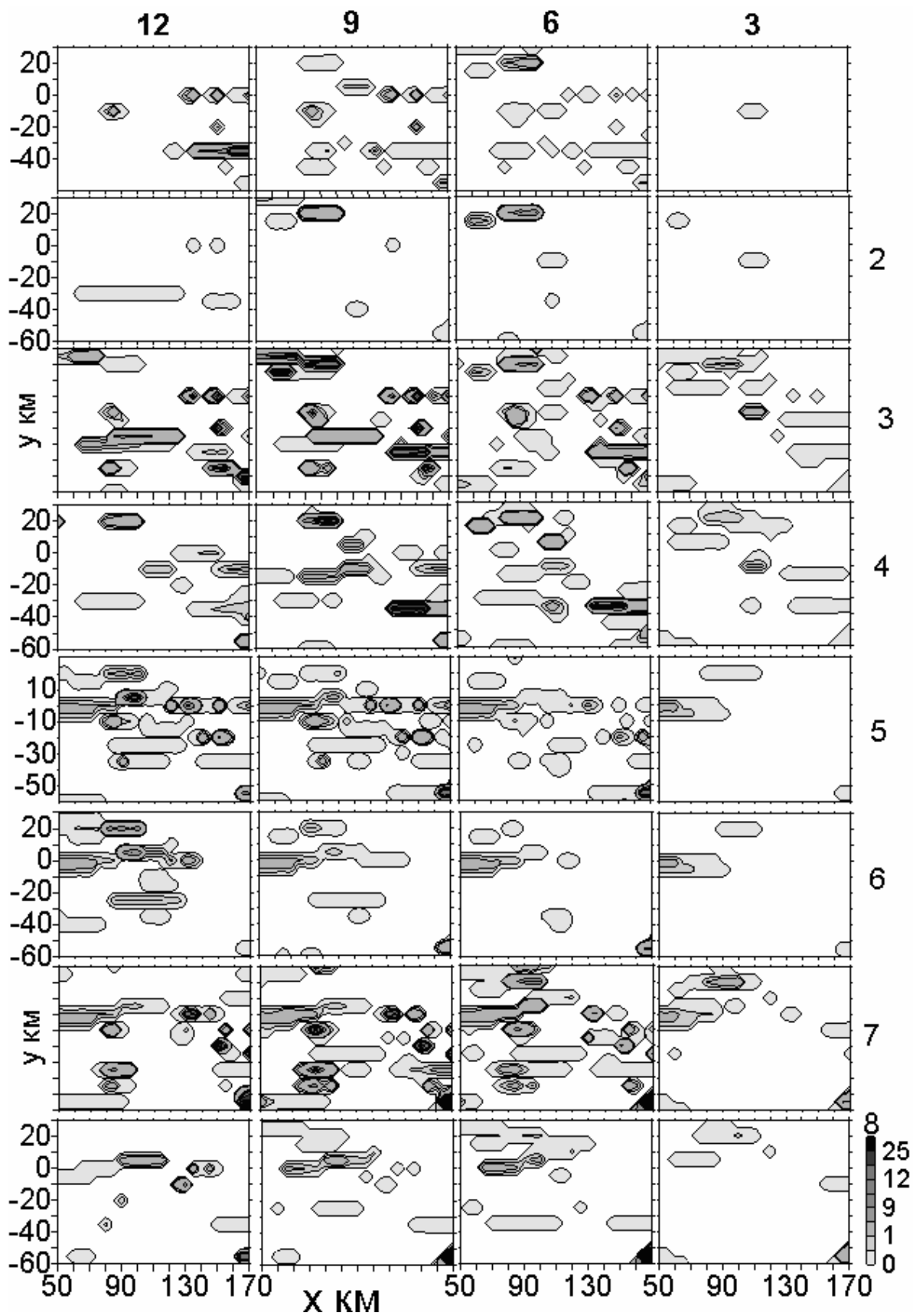


Рис. 8. Залежність сум опадів від варіацій приземної температури

- Номери рядків відповідають табл. 3. Позначення такі, як на рис. 4

Результати стають більш прямолінійними для 9-го випадку табл. 4, коли додаткове зменшення температури на землі здійснювалося рівномірно протягом розрахункового часу на 2 град./год. Оподи збільшилися до катастрофічних уже через 6 год і зберігали цю тенденцію постійно.

Із рис. 8 видно, що додаткове зниження температури збільшує кількість осередків сильних опадів у всіх випадках як із процесами коагуляції, так і без них. Оскільки показана на рис. 8 область перебувала в зоні впливу теплого фронту, то різкого зниження температури, очевидно, не було і безпосередньо над хребтом відмічалися тільки окремі осередки опадів (рис. 3). Дуже сильні оподи випадали по обидві сторони хребта. Причому в Прикарпатті їх було найбільше.

Виключення процесів коагуляції практично виключило осередки сильних опадів у Прикарпатті з $a_T = 0$. Порівнюючи випадки 4 і 6, слід зауважити, що тут опадоутворюючі процеси вище від тропопаузи проявили себе найбільш активно і призвели до зменшення максимальних сум опадів, але збільшилася при цьому кількість осередків з опадами. Конкуруюча льодяна фаза значно зменшила катастрофічні оподи за величиною, збільшивши їхні площі.

Висновки

Проведено серію чисельних експериментів для дослідження впливу різних механізмів утворення хмар та опадів на еволюцію осередків купчастих хмар, здатних давати сильні оподи.

Ключові параметри, які могли призвести до утворення катастрофічних опадів у досліджуваних метеорологічних умовах, виявлено такі:

- достатня кількість вільної для сублімації водяної пари, здатної забезпечити ріст хмарних частинок до часток опадів;
- здатність механізмів формування спектрів крапель і кристалів сформувати спектри оптимальної ширини, здатної забезпечити швидке падіння часток опадів у ненасиченому підхмарному шарі;
- наявність насичених підхмарних шарів;
- достатня інтенсивність механізмів льодоутворення та опадоутворення.

Найбільш імовірними механізмами утворення катастрофічних опадів можна назвати коагуляцію крапель із краплями. Із процесів льодоутворення найбільш продуктивними виявилися процеси замерзання. За певних умов механізм переганяння пари з крапель у кристали може призвести до дуже сильних опадів. Найбільш імовірними є

катастрофічні опади, в утворенні яких переважає одна фаза. Наявність кількох рівноправних механізмів утворення опадів породжує конкуренцію між часточками різної природи в процесі поглинання водяної пари і залежно від її кількості може збільшувати або зменшувати ймовірність утворення катастрофічних опадів.

* *

1. *Бойко В.М., Кульбіда М.І., Сусідко М.М.* Визначний дощовий паводок на річках Закарпаття в листопаді 1998 р. // *Наук. пр. УкрНДГМІ.* – 1999. – Вип. 247. – С. 91-101.
2. *Мучник В.М.* Приближенная оценка водности кучево-дождевых облаков // *Исследования облаков, осадков и грозового электричества. Докл. на 6 межведомств. конф.* – М.: Акад. наук СССР, 1961. – С. 204-209
3. *Пірнач Г.М., Заблоцька Т.М., Підгурська В.М., Шпиталь Т.М.* Чисельні та експериментальні дослідження фронтальних систем, які зумовили небезпечні явища на Україні // *Наук. пр. УкрНДГМІ.* – 2002. – Вип. 250. – С. 42-60.
4. *Пірнач Г.М.* Моделювання фронтальних хмар із сильними опадами для рівнинних та гірських рельєфів // *Наук. пр. УкрНДГМІ.* – 2004. – Вип. 253. – С. 37-50.
5. *Пірнач Г.М., Дудар С.М., Шниг В.М.* Чисельне моделювання фронтальних хмарних систем, які супроводжували сильний паводок в Карпатах у листопаді 1998 року // *Наук. пр. УкрНДГМІ.* – 2006. – Вип. 255. – С. 5-25.
6. *Пірнач Г.М.* Моделювання еволюції мезомасштабних хмарних утворень над Карпатами // *Наук. пр. УкрНДГМІ.* – 2007. – Вип. 256. – С. 19-43.
7. *Пірнач Г.М.* Чисельне моделювання хмар та опадів у системах атмосферних фронтів. – К.: Ніка-Центр, 2008. – 294 с.
8. *Шишкин Н.С.* Облака, осадки и грозовое электричество. – Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 280 с.

*Український науково-дослідний
гідрометеорологічний інститут, Київ*

А.М. Пирнач

Моделирование взаимного воздействия капельной и кристаллической фракций на интенсивность сильных осадков

Предметом данного исследования были микрофизические условия формирования очень сильных и катастрофических осадков над равнинными и горными районами Украины. Проведено несколько серий численных экспериментов с различными соотношениями капельной и кристаллической фазы. Соотношения варьировались путем включения или выключения из общего осадкообразующего процесса разных механизмов формирования облаков и осадков.

G.M. Pirnach

Numerical simulation an interaction between drop and ice particles and its influence on formation of strong precipitation

Microphysical conditions of the heavy precipitation formation over mountain and plain reliefs of Ukraine have been subjected in this paper. Series of numerical experiments have been carried out with different relationships between ice particles and drops. Relationships varied by including or excluding from calculations of different mechanism of cloud and precipitation formation.