

Г.М. Пірнач, Дудар С.М.

РОЛЬ ДРІБОКРАПЕЛЬНОЇ ФРАКЦІЇ В УТВОРЕННІ КАТАСТРОФІЧНИХ ОПАДІВ

Предметом даного дослідження були мікрофізичні умови формування осередків катастрофічних опадів над східною частиною Криму 16 вересня 2002 року. Тривимірні прогностичні мікрофізичні моделі фронтальних систем хмар з урахуванням складного рельєфу, розроблені в УкрНДГМІ, було адаптовано до умов розвитку хмарності в екстремальних умовах розвитку надпотужної конвективної хмарності та дуже сильних опадів. Відносна роль дрібнокрапельної фракції за різних динамічних та мікрофізичних умов досліджувалась шляхом варіації механізмів зародження крапель на ядрах конденсації.

Ключові слова: східний Крим, сильні паводки, катастрофічні опади, дрібнокрапельна фракція, потужні конвективні хмари.

Вступ

Робота продовжує багаторічні теоретичні дослідження атмосферних фронтів і пов'язаних з ними різноманітних мезомасштабних утворень [1-5, 7-9]. Нижче наведено результати досліджень особливостей формування та еволюції надпотужних купчастих хмарних систем під час проходження паводків та інших катастрофічних явищ, спричинених сильними опадами над східним Кримом 16 вересня 2002 року. Чисельні моделі, розроблені в [3-5, 9] для моделювання фронтальних хмарних систем для складних рельєфів було модифіковано з метою теоретичного дослідження умов формування і розвитку фронтальних хмарних систем, які супроводжували ці небезпечні явища.

Постановка задачі

Моделювання надпотужних купчастих утворень здійснювалось за допомогою системи повних рівнянь динаміки, термодинаміки та системи кінетичних рівнянь для функцій розподілу хмарних частинок за розмірам [3-5, 9]. Було побудовано тривимірні діагностичні та прогностичні моделі хмарної атмосфери, яка включала як широкомасштабну хмарність, так і купчасті утворення великої потужності. Основна увага в ході

моделювання приділялась розрахунку та вивченню мікрофізичних особливостей хмарних утворень, які спостерігалися в даний період.

Поява, розвиток у часі та просторі атмосферного фронту та його хмарних утворень моделювались 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 формувались під впливом процесів седиментації, нуклеації, конденсації, сублімації, випаровування, коагуляції дощових крапель з дрібними краплями та кристалів з дрібними краплями.

Систему рівнянь і запропонований алгоритм її розв'язку більш детально описано в [4]. Оскільки в цій роботі основна увага буде присвячена чисельним експериментам зі спектрами часток хмар, то для чіткості викладу приведемо рівняння для розподілу хмарних та дощових крапель:

$$\frac{df_1}{dt} = -\frac{\partial}{\partial r}(\dot{r}_1 f_1) + \frac{v_1}{G_0} \frac{\partial f_1}{\partial z} + I_a - I_{f1} - (c_{21} + c_{31})f_1 + \Delta f_1 \quad , \quad (1)$$

$$\frac{df_2}{dt} = -\frac{\partial}{\partial r}(\dot{r}_2 f_2) + \frac{v_2}{G_0} \frac{\partial f_2}{\partial z} - I_{f2} - \frac{\partial}{\partial r}(\dot{r}_{c_{21}} f_2) + \Delta f_2 \quad , \quad (2)$$

де t – час; координати x , y , z направлені відповідно на схід, північ і перпендикулярно до земної поверхні; 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}_{cik} – швидкості росту окремої частки шляхом приєднання (коагуляції) хмарних крапель частками опадів ($i = 2, 3$; $\kappa = 1$); c_{nl} – кількість хмарних часток, захоплених частками опадів ($n = 2, 3$); v_i – швидкість падіння часток; I_a , I_{fi} – швидкість утворення крапель на ядрах конденсації, кристалів на ядрах льодоутворення і замерзання крапель [4, 7, 8].

Оператори $\frac{df_i}{dt}$ та Δf_i відтворюють процеси лінійного та турбулентного переносів відповідно; G_0 – орографічний множник переходу від прямокутної вертикальної координати до орографічної [4]. Оскільки в ході чисельних експериментів найбільше уваги приділялось зародженню крапель, то зупинимось на механізмах їх зародження більш детально. Теоретичні основи їх описано в [1, 4]. Швидкість зародження крапель записувалась у вигляді:

$$I_a = N_m w \delta(z - z_w) \delta(r - r_0) \theta(\Delta_w) + N_c \left[\frac{100\Delta}{q_s} \right]^a \delta(r - r_0) \theta(\Delta - \Delta_w), \quad (4)$$

де Δ – перенасичення відносно води; N_m, N_c, a – емпіричні параметри [4, 6]; z_w – найнижчий рівень, де $\Delta > 0$; Δ_w – значення Δ при $z = z_w$, r_0 – найменший розмір хмарної краплі; $\delta(x)$ – дельта-функція; $\theta(x) = 1$ при $x > 0$ і $\theta(x) = 0$ при $x < 0$. Параметр N_m – це число ядер конденсації на нижній межі хмари. N_c, a – емпіричні параметри, що описують число ядер усередині хмари. Якщо параметр N_m або N_c дорівнював нулю, то зародження ядер відповідно на нижній межі хмари або всередині хмари не відбувалося.

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

$$f_i = Ar^2 \exp(-Br), \quad (5)$$

$$A = 1.45q_i / r_m^6, \quad B = 3 / r_m, \quad (6)$$

де q_{uid} – питома водність ($i = 1$) або льодність ($i = 2$); r_m – середній радіус хмарних частинок [7]. Допускалось, що хмарні частинки знаходяться тільки в областях із насиченням відносно льоду. Значення водності та льодності, які входять у формули, задавались пропорціональними значенням насичення відносно льоду. Якщо насичення відносно льоду не було, функції розподілу для хмарних частинок $f_i = 0$. Коефіцієнт пропорціональності в більшості приведених розрахунків дорівнював 1 і тільки в спеціальних експериментах міг змінюватись на декілька порядків. В окремих випадках задавався також розподіл частинок опадів за розмірами. Використовувалось співвідношення Маршала-Пальмера у вигляді:

$$f_i = f_0 \exp(-c_0 r), \quad (7)$$

де c_0 і f_0 – параметри [3-6]. У наведених нижче розрахунках $c_0 = 1/\text{см}$, $f_0 = 0,001(\text{г}\cdot\text{см}\cdot\text{с})^{-1}$.

Початкові поля динамічних та термодинамічних метеовеличин розраховувались за допомогою діагностичних моделей [4]. Як база для

моделювання використано дані радіозондування, запозичені в BADC (Британський центр атмосферних даних). Початковими даними для моделі слугувала аерологічна інформація станцій радіозондування України та сусідніх країн за такі терміни: о 23 30 GMT 15 вересня та о 11 30 GMT 16 вересня 2002 року. Для цих строків було побудовано тривимірні поля метеорологічних характеристик над вибраною територією. Для детального вивчення процесів у східному Криму використовувались вкладені сітки з різним розділенням.

Діагностичне моделювання

Чисельні експерименти для вивчення умов формування сильних опадів у різних районах східного Криму проводилися після детального вивчення синоптичної ситуації за допомогою синоптичних карт різного формату і призначення та аналізу різного виду супутникової інформації, що дозволяло для побудови початкових полів вибрати оптимальні для поставленої задачі місце та час. На рис. 1-5 приведено результати діагностичного моделювання за два строки, що описують розподіл метеорологічних характеристик над вибраною територією.

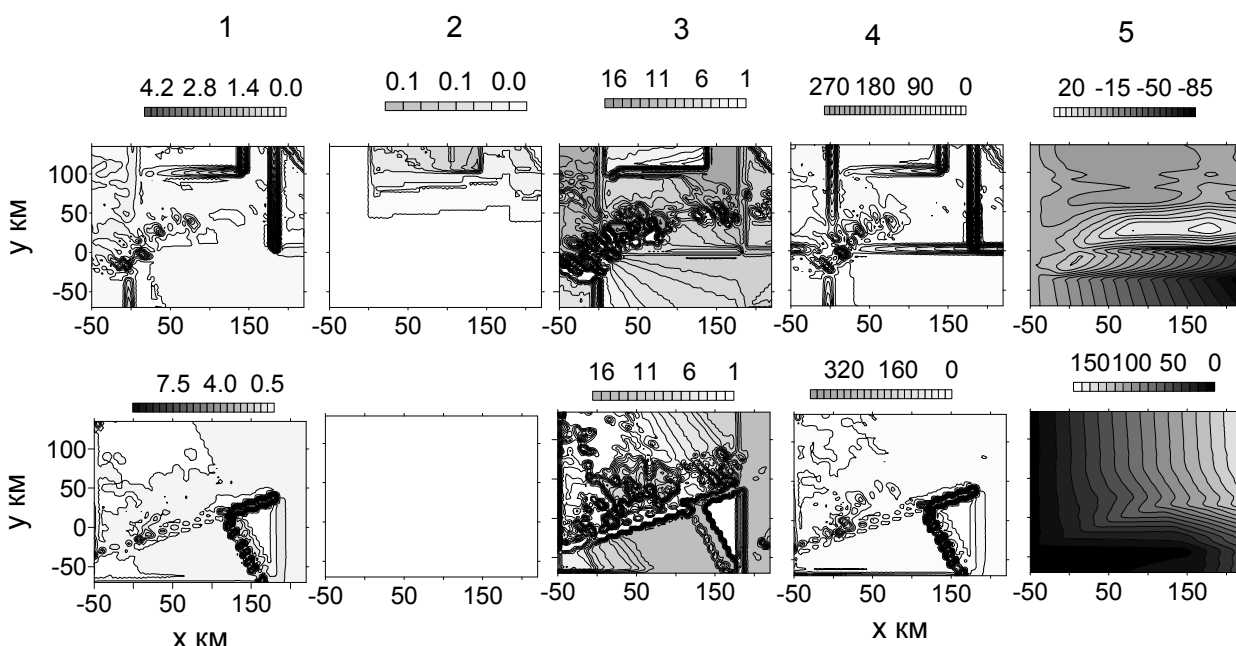


Рис. 1. Характеристики хмарності о 23 30 15. 09 та о 12 00 16. 09. 2002 р. (I та II ряди відповідно): 1 – інтегральна швидкість конденсації над окремою точкою земної поверхні, мм/год; 2 – інтегральне насичення відносно льоду, мм; 3 – висота шару з висхідними рухами, км; 4 – максимальна по висоті швидкість висхідних рухів, см/с; 5 – лінії току, $10^6 \text{ см}^2/\text{с}$

Початок координат – пункт зондування Сімферополь

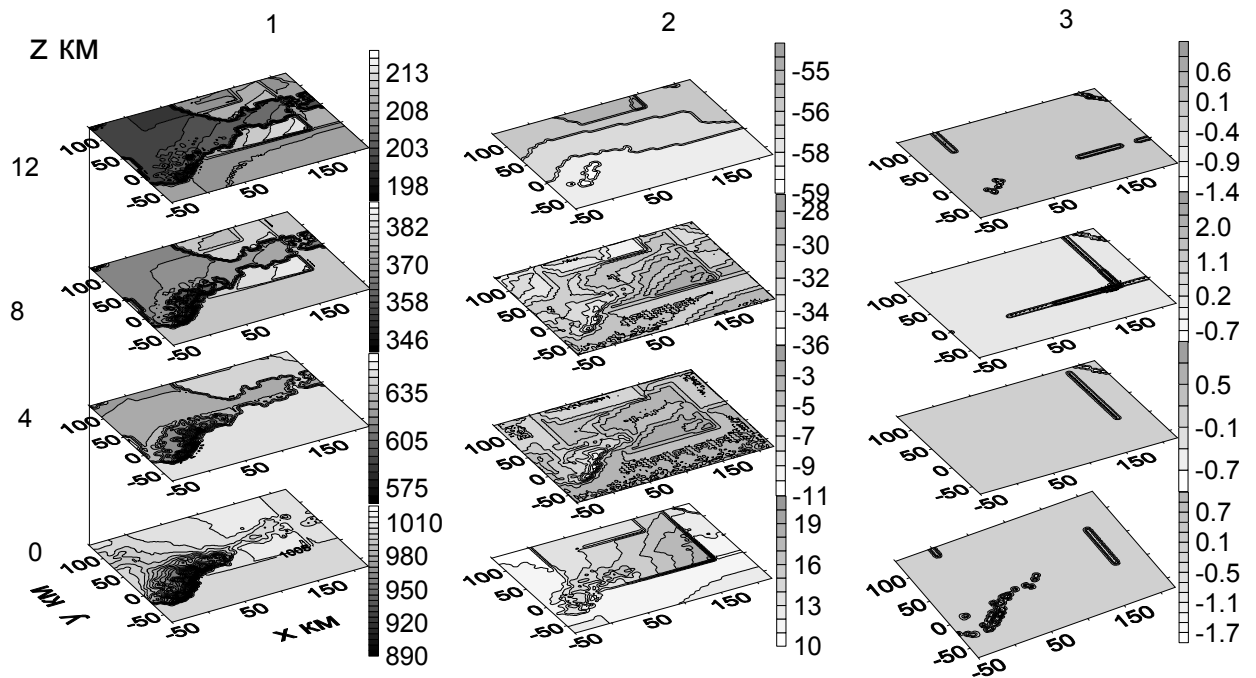


Рис. 2. Просторовий розподіл тиску, температури та вихору о 23 30 15. 09. 2002 р.

1 – тиск, гПа; 2 – температура, С; 3 – вертикальна проекція вихору, $1/10^3 c$

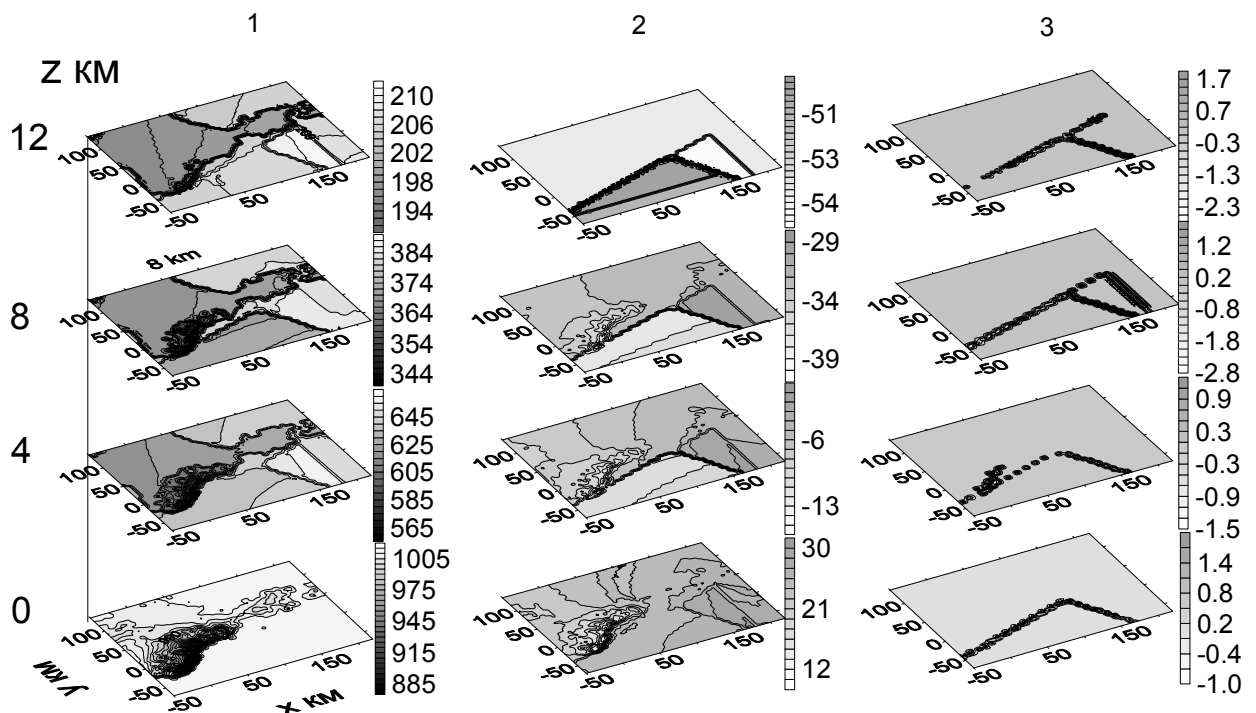


Рис. 3. Просторовий розподіл тиску, температури та вихору о 12 00 16. 09. 2002 року

1 – тиск, гПа; 2 – температура, С; 3 – вертикальна проекція вихору, $1/10^3 c$

Швидкість конденсації (рис. 1), яка в даних розрахунках замінює інтенсивність опадів, характеризується наявністю смуг із підвищеною інтенсивністю. Подібну структуру мають також висхідні та низхідні рухи (рис. 1, 4, 5). Ці смуги супроводжуються активною вихровою діяльністю. Вдень напрям цих смуг дещо змінюється, але характерним для обох строків є взаємне розташування організованих вихрових структур. Смуги різних напрямків розміщені майже перпендикулярно, а точки їх перетину вказують на особливо небезпечні осередки для розвитку різного виду збурень повітряних мас. Подібна структура зберігається майже до тропопаузи. У центральній частині вона менш помітна, оскільки наявність хмарності та інших атмосферних процесів, характерних для середнього рівня тропосфери, дещо нівелює динамічні процеси, спричинені розмаїттям впливів рельєфу, води, суші, берегових ліній та ін.

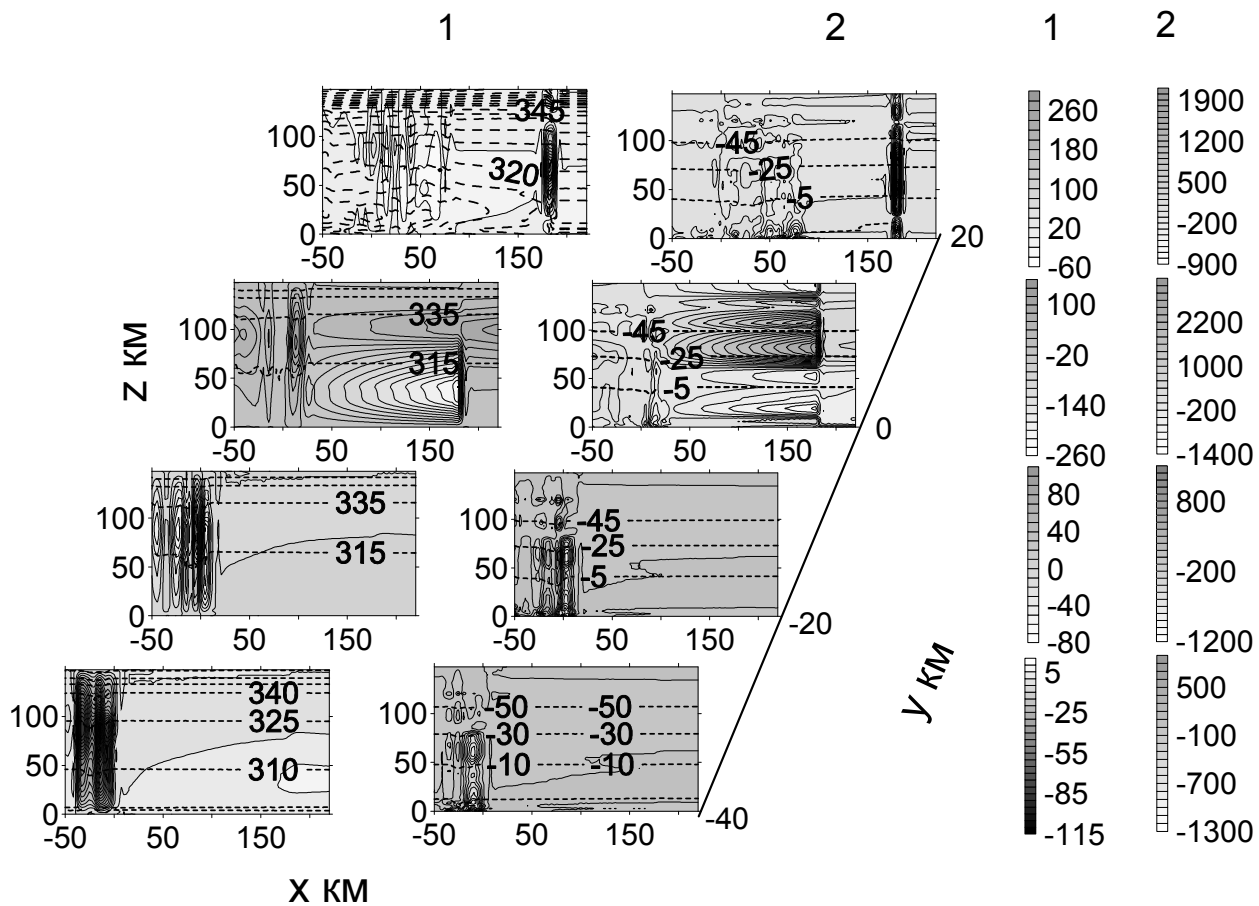


Рис. 4. Вертикальні розрізи динамічних характеристик хмарності за різних значень u для 23 30 15. 09. 2002 р.: 1 – еквівалентно-потенціальна температура, К (цифри біля пунктирних кривих); вертикальна проекція швидкості, см/с (цифри біля шкали); 2 – температура, С (цифри біля пунктирних кривих); вертикальна проекція вихору (цифри біля шкали – $1/10^6$ с)

Характерним є також розподіл температури, коли ділянки теплої та холодної повітря чергуються між собою, створюючи смуги різних напрямків, направлених майже під прямим кутом. Вдень ці смуги дещо змінюють напрями та кути взаємного перетину. Ці особливості розподілу температури впливають і на розподіл тиску, особливо це помітно вище середнього рівня.

На рис. 4 показано вертикальний розподіл еквівалентно-потенціальної температури, вертикальних рухів, температури та вихору в нічні години. Тропопауза знаходилася на висоті приблизно 10 км. На півдні найсильніші вертикальні та вихрові рухи знаходилися в західній частині обчислювальної сітки і мали вигляд вертикальних стовпів. Коли $y = 0$, то вихор та вертикальні рухи мали шарувату структуру. А якщо $y > 0$, то структура динамічних характеристик дещо змінювалася. Розподіл еквівалентно-потенціальної температури вказував на наявність зон нестійкості. Додатково виникли стовпи висхідних рухів та циклонічного вихору в східній частині наведеної сітки. Вертикальний розподіл температури вказує на наявність тут холодного фронту.

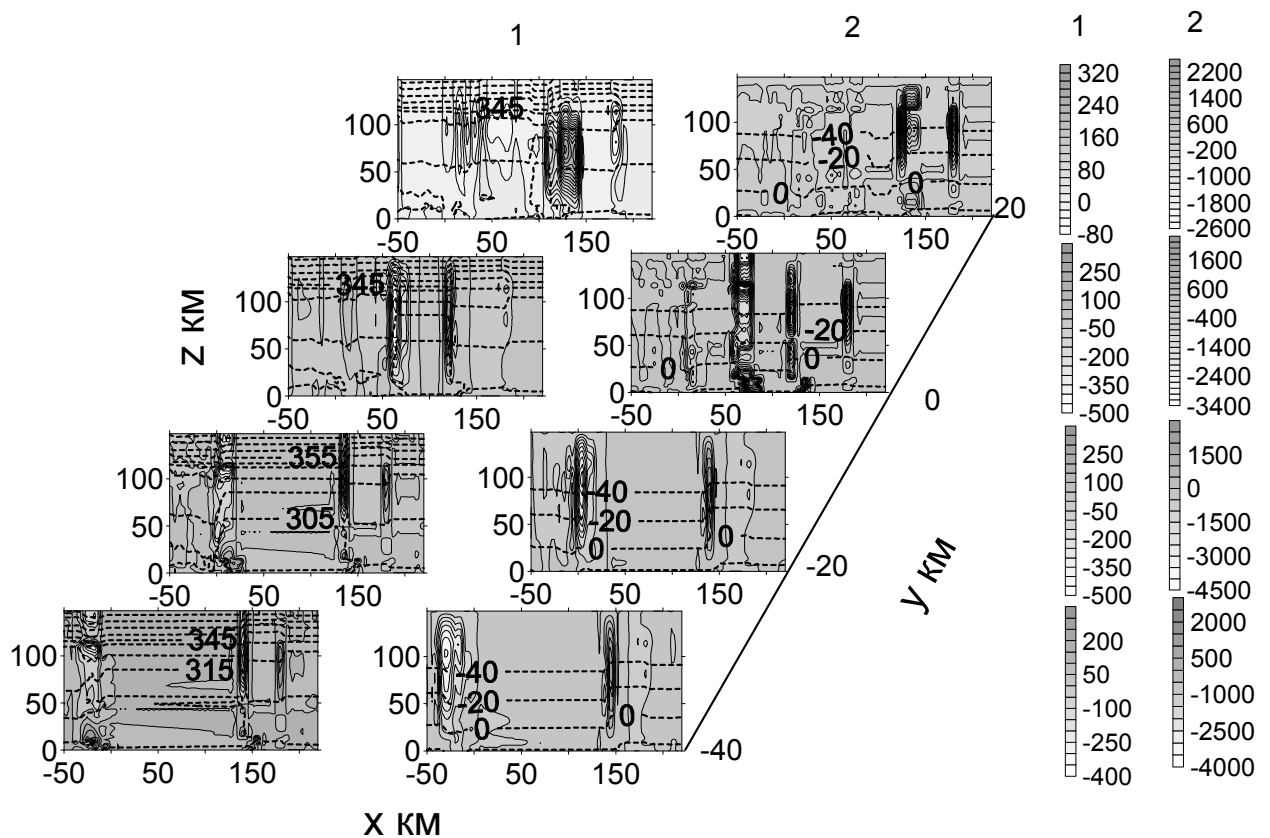


Рис. 5. Вертикальні розрізи динамічних характеристик хмарності за різних значень y для 12 години 16 вересня 2002 року

Вдень 16 вересня відбувся деякий перерозподіл цих динамічних характеристик (рис. 5), особливо в східній та центральній частинах області. При $x \leq 150 \text{ км}$ ізотерма має різкий згин, який супроводжується посиленними вихровими та вертикальними рухами, які можуть бути предикторами потужної конвективної хмарності. Подальші розрахунки еволюції динамічних та мікрофізичних характеристик виявили наявність осередків цієї хмарності.

Еволюція хмар та опадів за різних механізмів зародження хмарних крапель

Еволюція хмарності моделювалася за допомогою описаної вище системи інтегро-диференційних рівнянь. У ході проведення чисельних експериментів особлива увага приділялась часовому та просторовому розподілу хмарних та дощових крапель, представлених рівняннями (1, 2).

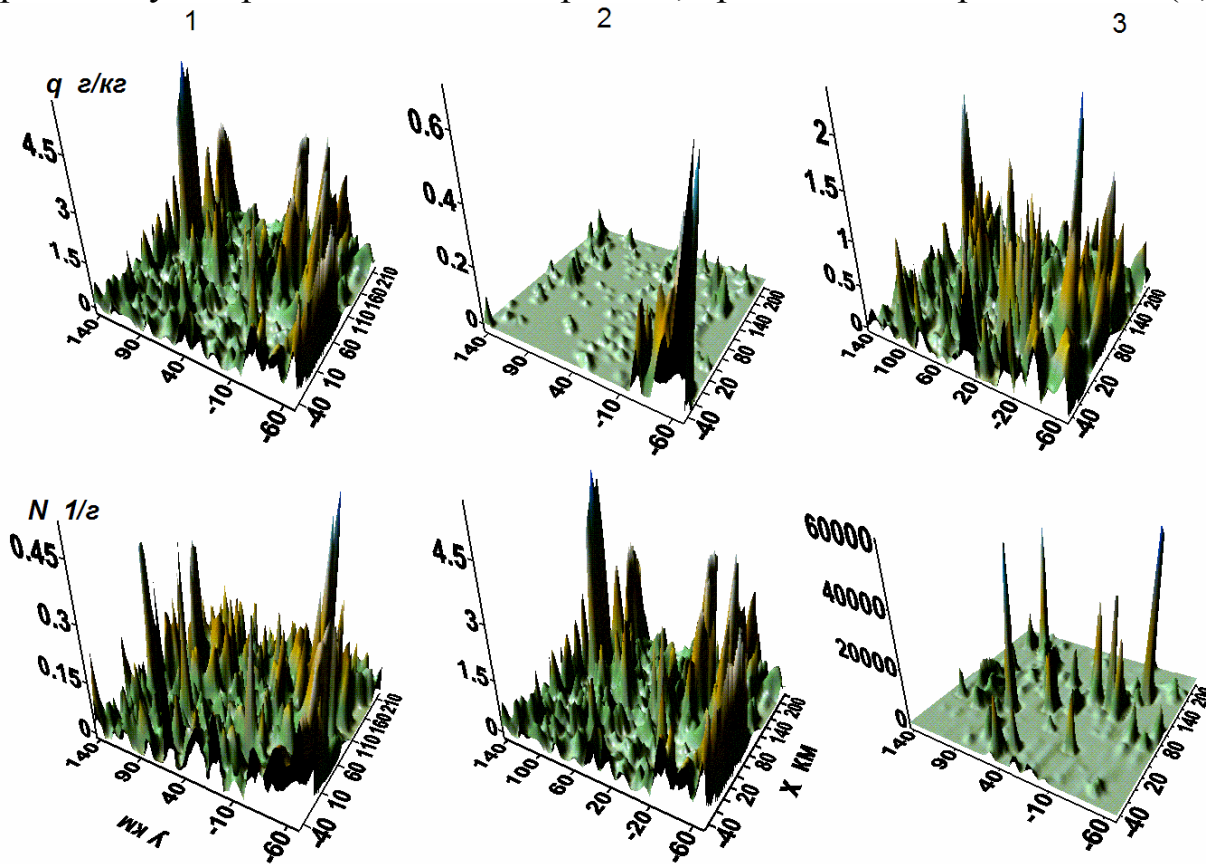


Рис. 6. Розподіл мікрофізичних характеристик хмарності в умовах різних механізмів зародження дрібних крапель за $t = 2$ год

I ряд – максимальна за висотою водність; II ряд – максимальна концентрація кристалів. 1 – зародження крапель на нижній межі хмар та в хмарах у процесі еволюції; 2 – зародження крапель тільки на нижній межі хмар; 3 як 1 – ненульові початкові умови, коагуляція дощових крапель із хмарними

Моделювання впливу механізмів зародження хмарних крапель на еволюцію хмарності та опадів проводилося шляхом включення або виключення таких механізмів зародження крапель на нижній межі хмари, всередині хмари в процесі еволюції, а також всередині хмари в початковий момент.

На рис. 6 показано розподіл максимальних за висотою значень водності хмар та концентрації кристалів після двогодинної еволюції хмарності. Другий випадок відрізняється від першого відсутністю зародження крапель всередині хмари, а перший від третього відсутністю коагуляції дощових крапель із хмарними. Як видно з рисунка, найбільша водність одержана для першого випадку, а найменша для другого. Наявність коагуляції крапель із краплями зменшує водність завдяки зростанню та випаданню крапель, але не в так, як відсутність зародження хмарних крапель. Характерним є також і розподіл купчастої хмарності.

У другому випадку хмари зі значною водністю виникли тільки на північному заході хмари, куди в процесі еволюції поступала максимальна кількість вільної для сублімації водяної пари.

Концентрація кристалів у хмарах найбільша у третьому випадку, коли швидкість утворення малих та швидкість росту великих крапель найбільша. Різде зменшення крапель у хмарах завдяки коагуляції і їх випадіння із високих шарів призводить до виникнення зон із насиченням відносно льоду на великих висотах і за низьких температур. Виникнення кристалів у дуже переохолоджених областях збільшує їх концентрацію на декілька порядків. Кристали там досить довго зберігаються і з часом спричиняють катастрофічні опади.

У табл. 1 наведено середні та максимальні на зайнятій опадами площі 3-годинні суми опадів для розрахунків із різними варіаціями механізмів утворення дрібних крапель. Параметри в таблиці мають такі значення: $c_1 = 1$ або $c_1 = 0$ означає, що включені або виключені процеси коагуляції дощових крапель із хмарними; $c_2 = 1$ або $c_2 = 0$ – включені або виключені процеси коагуляції кристалів із краплями; w_c та i_c – коефіцієнти пропорційності водності та льодності хмари насиченню відносно льоду в початковий момент. $M_p/1000 = f_0$ – коефіцієнт пропорційності у формулі Маршала-Пальмера (7). $N_{m0} = N_m/10^5/2$ (4), N_c – число ядер конденсації ($1/2$) всередині хмари за нульового насичення відносно води. Якщо параметр f_a у табл. 1 дорівнює нулю, то із розрахунків виключений процес замерзання крапель.

Таблиця 1

Максимальні та середні 3-годинні суми опадів по всій зайнятій опадами площі для розрахунків із різними мікрофізичними параметрами

No п/п	Параметри								Максимальні			Середні		
	c_1	c_2	w_c	i_c	M_p	N_c	N_{m0}	f_a	3	6	9	3	6	9
1	0	0	0	0	0	270	5	1	0,4	12	24	0,3	1,1	1,5
2	0	0	1	1	1	0	0	1	0,2	9,1	49	0,2	1,8	6,4
3	0	0	0	0	0	0	5	1	0,3	2,6	13	0,3	1,3	2,8
4	0	0	1	0	0	0	5	1	0,1	3,2	18	0,1	1,2	2,3
5	0	0	1	0	0	270	0	1	0,7	10	33	0,4	1,2	2,6
6	1	1	0	0	0	270	5	1	12	198	248	1,1	5,0	15
7	1	1	1	1	1	270	5	1	208	280	290	1,5	6,2	16
8	1	1	0	0	0	270	5	1	8	187	274	1,1	5,5	16
9	1	1	0	1	0	0	5	1	3,3	80	216	2,1	32	75
0	0	1	0	1	0	0	5	1	0,2	3,7	14	0,3	1,6	2,8
a	1	1	0,1	0,1	0	2700	5	1	13	196	272	1,1	5,0	13
b	0	1	0,1	0,1	0	270	5	1	0,6	6,1	22	0,3	1,0	1,5
c	0	1	0,1	0,1	1	270	5	0	0,4	10	35	0,3	1,4	2,5
d	1	1	0,1	0,1	1	270	5	0	13	192	242	1,4	6,8	15
e	1	1	0,1	0,1	0	270	5	1	14	215	243	1,1	5,9	14

Результати розрахунків показують, що катастрофічні опади в разі всіх вибраних механізмів утворення дрібнокрапельної фракції можливі тільки за наявності процесів коагуляції дощових крапель із хмарними. Якщо ж цих процесів немає, то поява катастрофічних опадів малоімовірна. Включення процесу коагуляції кристалів із краплями теж може значно збільшити суми опадів, але до значно менших величин.

Характерним є ряд 7 у табл. 1. Тут враховано всі наявні механізми утворення хмар та опадів: коагуляційні, конденсаційні, сублімаційні, замерзання крапель, нуклеація ядер конденсації в хмарі та додатково у її основі, розподіл крапель і кристалів у початковий момент, забезпечений водністю та льодністю хмар, пропорціональним насиченню відносно льоду та ін. Своєрідним є також розподіл насичення відносно льоду. В початковий момент та і наступні також головна його маса поступала у вибрану вкладену сітку з південного заходу. У лівому нижньому куті знаходилися й максимальні значення інтенсивності опадів за всіх способів зародження хмарності.

Механізми утворення дрібних крапель найбільше впливають на розподіл опадів (рис. 7). Неможливість утворення крапель у хмарі призводить до різкого зменшення осередків сильних опадів, мало змінюючи порядок величини інтенсивності та сум опадів.

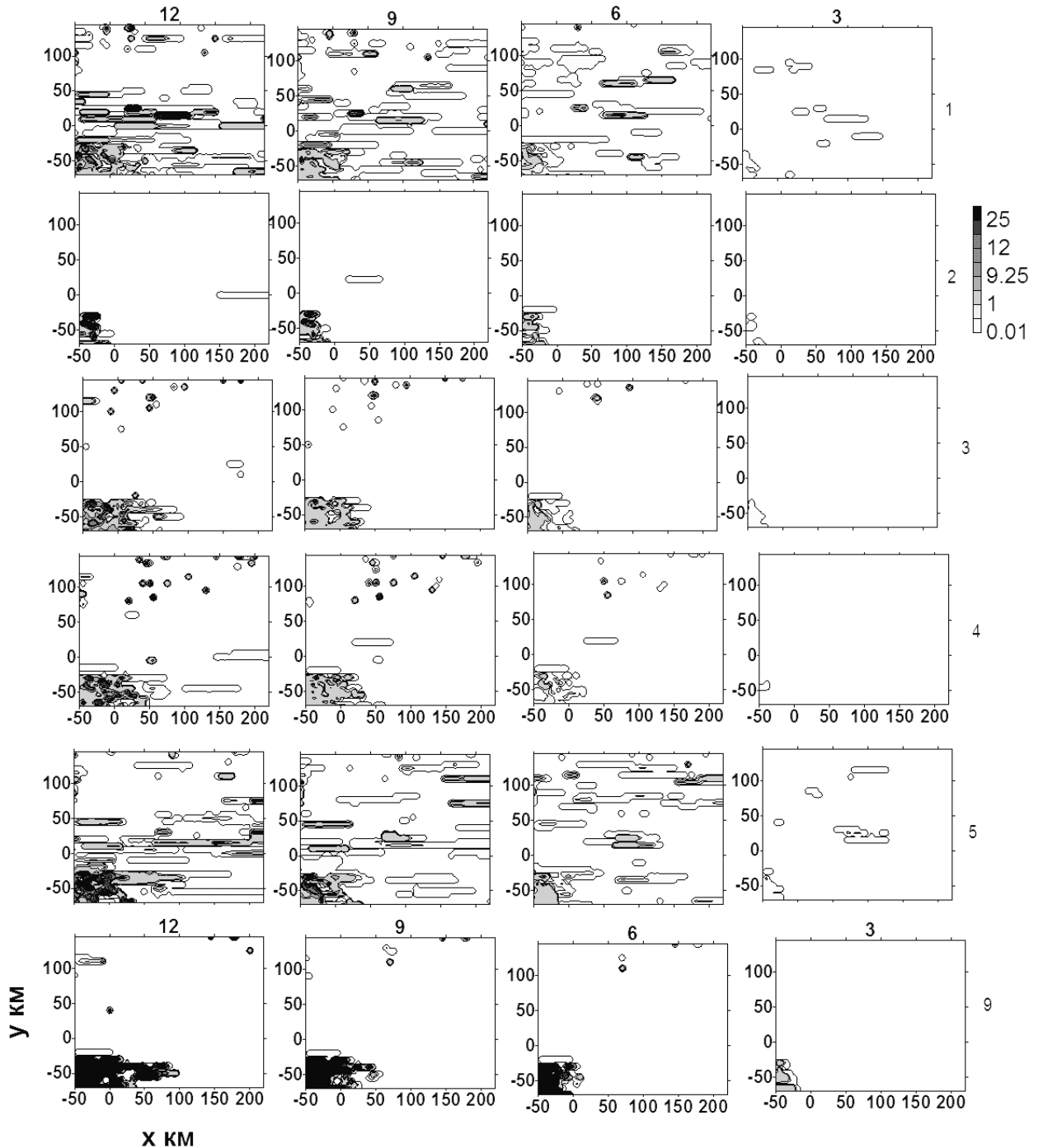


Рис. 7. Просторовий та почасовий розподіл сум опадів за різних механізмів зародження дрібнокрапельної фракції

Номери рядків відповідають номерам варіантів у табл. 1.

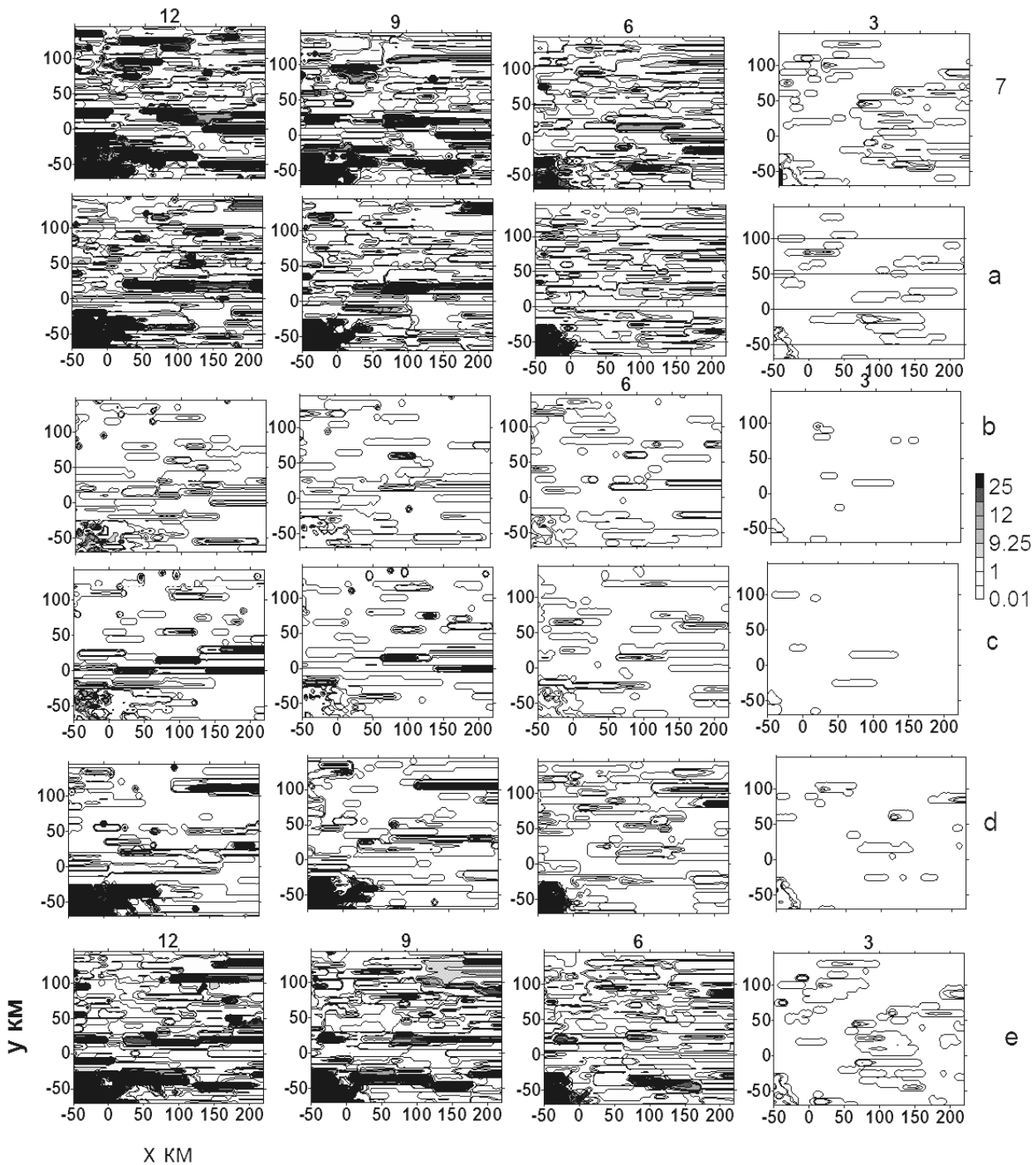


Рис. 8. Просторовий та почасовий розподіл сум опадів у інтенсивних процесах зародження дрібнокрапельної та крупнокрапельної фракцій

Перший варіант табл. 1 оцінює вклад конденсаційних та сублимаційних процесів у суми опадів у разі нульових початкових умов. У цьому випадку максимальні та середні суми опадів поступово збільшуються, не досягаючи катастрофічних розмірів. Виключення механізму зародження крапель всередині хмари зменшує максимальні

суми опадів, збільшуючи середні, в основному через зменшення кількості та розмірів осередків опадів (варіант 3).

Найбільш небезпечні середні суми опадів було отримано для варіанта 9, правда на порівняно невеликій площі.

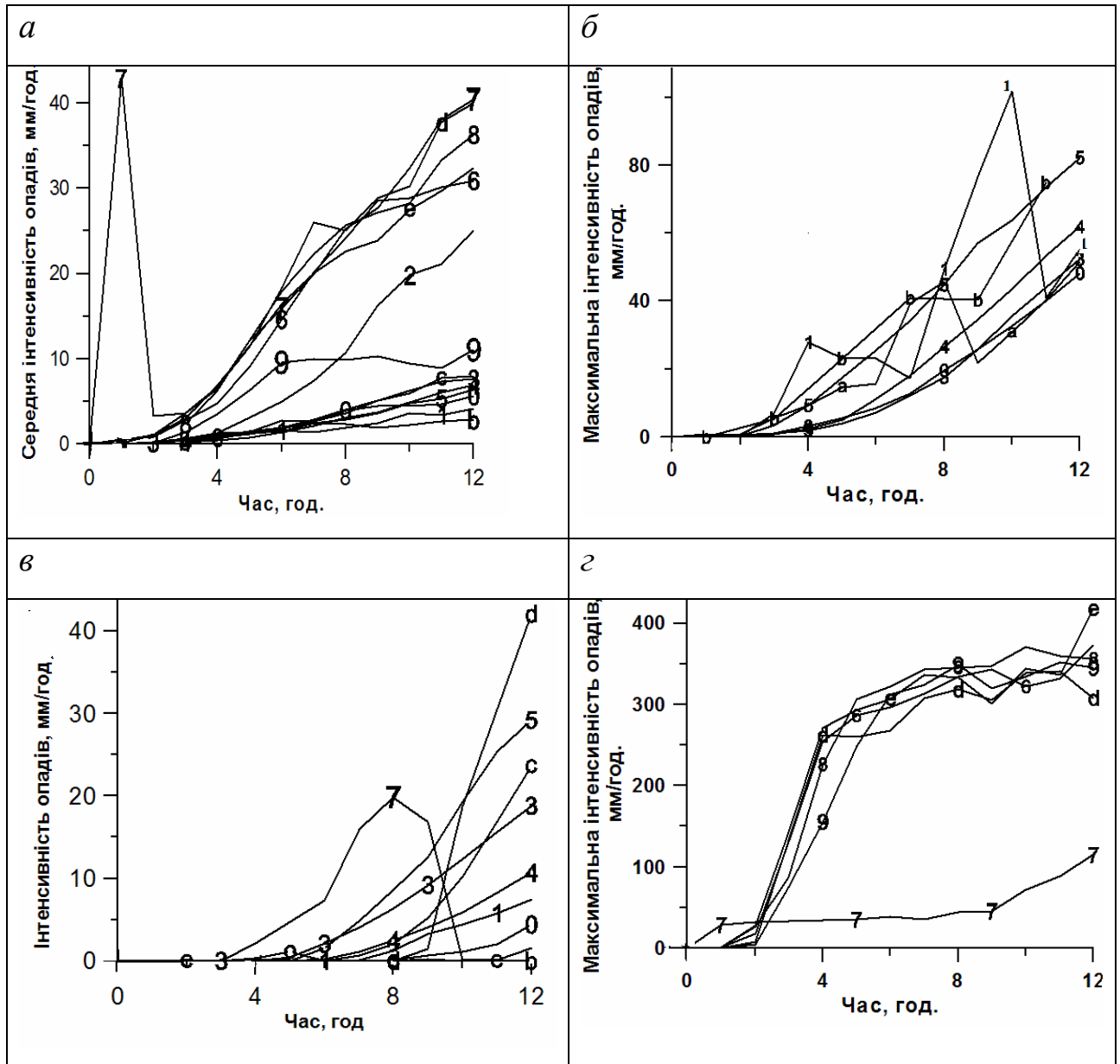


Рис. 9. Характеристики інтенсивності опадів у процесі їх еволюції для різних механізмів зародження дрібнокрапельної фракції: 1 ряд – середня (*a*) та максимальна (*б*) інтенсивність опадів; 2 ряд – інтенсивність опадів у заданій точці $(x; y) = (0; 45 \text{ км})$ (*в*) та максимальна інтенсивність у разі катастрофічних опадів (*г*)

Цифри біля кривих відповідають номеру варіанта табл. 1. Варіант 9 на рис. 9*a* та 7 на рис. 9*в* і 9*г* представляють значення величин, поділених на 10.

Пояснюється це в основному тим, що катастрофічні опади займали невеликі площі. В інших випадках середні суми опадів не були такими небезпечними, навіть за наявності катастрофічних максимальних сум.

Порівнюючи варіанти *a* і *e*, відзначимо, що в разі інтенсивних процесів опадоутворення збільшення на порядок ядер конденсації в хмарах не призвело до різкої зміни сум опадів та їх інтенсивності.

Другий стовпчик таблиці показує наявність процесів захоплення крапель кристалами. Як видно з таблиці, у разі наявності цих процесів, а також утворення дрібних крапель у хмарі, катастрофічних сум опадів практично не спостерігається, якщо немає коагуляції крапель із краплями.

Катастрофічні максимальні суми опадів виникають майже виключно в разі включення процесів коагуляції дощових крапель із хмарними.

Максимальні середні інтенсивності опадів отримано для варіанта 9, коли зародження крапель в процесі еволюції було тільки на нижній межі хмари. За деякими експериментальними даними такі процеси досить часто спостерігаються у хмарах з невеликою потужністю [1, 2].

Опади у випадку 9 було отримано в південно-західному куті вкладеної розрахункової сітки, де в початковий момент спостерігалися потужні стовпи висхідних рухів. Сюди ж із південного заходу надходили повітряні маси з високим насиченням відносно льоду. Постійні висхідні рухи і багате вологою повітря забезпечили постачання дрібних крапель, утворених на нижній межі хмари, у високі шари атмосфери, їхній подальший ріст, а також і падіння. Відсутність конкуренції забезпечила збільшення цих крапель до особливо великих розмірів, що і призвело до катастрофічних опадів у цьому районі і ще в декількох осередках, розміщених на півночі області. Значна кількість вільної для сублімації водяної пара сприяла також швидкому росту кристалів, що теж підсилило інтенсивність опадів.

Висновки

Тривимірні прогностичні мікрофізичні моделі фронтальних систем хмар з урахуванням складного рельєфу, розроблені в УкрНДГМІ, було адаптовано до умов розвитку хмарності в екстремальних умовах розвитку надпотужної конвективної хмарності та дуже сильних опадів.

Проведено серію чисельних експериментів для визначення відносної ролі дрібнокрапельної фракції за різних динамічних та мікрофізичних умов. Шляхом варіації механізмів зародження крапель на ядрах конденсації було показано, що дрібнокрапельна фракція не впливає

значно на максимальні та середні суми опадів, але радикально змінює їхній розподіл. Виключення механізму зародження дрібних крапель у хмарах може на порядки зменшити зайняті опадами площі, радикально не змінюючи середні та максимальні інтенсивності опадів у них.

Проведено декілька серій чисельних експериментів для пошуку параметрів, які визначали характер розподілу сильних опадів у часі та просторі. Сильні вертикальні та вихрові рухи, насичення відносно льоду та утворення крупнокрапельної фракції шляхом коагуляції дощових крапель із хмарними часточками були запорукою утворення катастрофічних опадів.

* *

1. Буйков М.В., Дорман Б.А., Пірнач А.М. Моделирование микрофизических процессов в жидкокапельных облаках // Вопросы физики облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – С. 43-67.
2. Боровиков А.М. Некоторые результаты изучения облачных элементов // Труды ЦАО. – 1948. – Вып. 3. – С. 3-64.
3. 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.
4. Пірнач Г.М. Чисельне моделювання хмар та опадів у системах атмосферних фронтів. – К.: Ніка-Центр, 2008. – 294 с.
5. Пірнач Г.М. Моделювання взаємного впливу крапельної та кристалічної фракцій на інтенсивність сильних опадів // Наук. пр. УкрНДГМІ. – 2009. – Вип. 258.
6. Роджерс Р.Р. Краткий курс физики облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 231 с.
7. Хргиан А.Х., Мазин И.П. Распределение капель по размерам // Тр. ЦАО. – 1952 – Вып. 7. – С. 56-61
8. Hobbs P, Houze R.A, Jr, Mateika T.A. The dynamical and microphysical structure of the occluded front and its modification by orography // J Atmos Sci – 1975. – Vol. 32. – № 5. – P. 1542-1562
9. Pirnack A.M. Construction and application of the various numerical models for study the cloud dynamics and structure of the frontal rainbands. J Atmos Res. – 1975. – Vol. 45-47. – P. 356-376

*Український науково-дослідний
гідрометеорологічний інститут, Київ*

А.М. Пирнач, С.М. Дударь

Роль мелкокапельной фракции в образовании катастрофических осадков

Предметом данного исследования были микрофизические условия формирования ячеек катастрофических осадков над восточной частью Крыма 16 сентября 2002 года. Трехмерные прогностические микрофизические модели фронтальных систем облаков с учетом рельефа, разработанные в УкрНИГМИ, были адаптированные к условиям развития облачности в экстремальных условиях развития сверхмощной конвективной облачности и очень сильных осадков. Относительная роль мелкокапельной фракции при различных динамических и микрофизических условиях исследовалась путем вариации механизмов зарождения капель на ядрах конденсации.

Ключевые слова: восточный Крым, сильные паводки, катастрофические осадки, мелкокапельная фракция, мощные кучевые облака.

A.M.Pirnach, S.M.Dudar

Role of small drops in formation of catastrophic precipitations

Main object of this investigation were microphysical conditions of heavy precipitation formation that caused heavy floods in Eastern Crimea on September 16, 2002. Three-dimensional time-depend numerical models for complex relief developed in UHRI have been adapted to extreme conditions of chimney cloud development. The relative role of small drops fractions under various dynamic and microphysical conditions was investigated by a variation of mechanisms of origin of drops on kernels of condensation.

Keywords: Eastern Crimea, heavy floods, catastrophic precipitations, small drops fraction, powerful cumuli clouds.