

Г.М. Пірнач

МОДЕЛЮВАННЯ ЕВОЛЮЦІЇ НАДПОТУЖНИХ КОНВЕКТИВНИХ УТВОРЕНЬ НАД КРИМОМ ПІД ЧАС ПРОХОДЖЕННЯ СМЕРЧІВ

Предметом даного дослідження були умови формування осередків надпотужних вертикальних рухів, сильних вихорів та надпотужних конвективних утворень під час проходження смерчів над центральною частиною Криму 22 липня 2002 р. Тривимірні прогностичні мікрофізичні моделі фронтальних систем хмар з урахуванням та без урахування складного рельєфу, розроблені в УкрНДГМІ, було адаптовано до умов розвитку хмарності в екстремальних умовах розвитку смерчів. Проведено декілька серій чисельних експериментів для пошуку ключових параметрів, які спричиняли та визначали характер розвитку вихрових утворень і процесів, що їх супроводжують.

Вступ

Робота продовжує багаторічні теоретичні дослідження атмосферних фронтів і пов'язаних з ними різноманітних мезомасштабних утворень. Декілька поколінь учених УкрНДГМІ [1, 3-6, 12], а також інших всесвітньо відомих наукових спільнот [2, 7-11] присвячували свої теоретичні та експериментальні дослідження цим визначальним для погоди явищам. Нижче наведено результати досліджень особливостей формування та еволюції надпотужних купчастих хмарних систем під час проходження серії смерчів над Кримом 22 липня 2002 року. Чисельні моделі, розроблені в (4, 5, 12) для моделювання фронтальних хмарних систем для складних і плоских рельєфів, було модифіковано з метою теоретичного дослідження надпотужних конвективних хмар, які супроводжували небезпечні явища, що могли завдати або завдали шкоду населенню або народному господарству.

Постановка задачі

Моделювання надпотужних купчастих утворень, які супроводжували проходження смерчів, здійснювалося за допомогою системи повних рівнянь динаміки, термодинаміки та системи кінетичних

рівнянь для функцій розподілу хмарних частинок за розмірами [4, 5, 12]. Для моделювання було використано дві системи координат: Декартова та z-сигма система координат, в якій нижня координатна площина покриває земну поверхню, а верхня паралельна до рівня моря. Під час проведення чисельних експериментів для оцінки впливу орографії розрахунки проводили паралельно в різних системах координат за однакових початкових і граничних умов. Було побудовано тривимірні діагностичні та прогностичні моделі хмарної атмосфери, яка включала як широкомасштабну хмарність, так і купчасті утворення великої потужності. Основну увагу зосереджено вивченню вертикальних рухів і складових рівняння вихору швидкості вітру в надпотужних купчастих хмарах.

Процес формування смерчів ідентифікували шляхом моделювання вихору швидкості та його складових. Для випадку Декартової системи координат рівняння вихору швидкості використано у такій модифікації [6]:

$$\frac{\partial \Omega_z}{\partial t} = \frac{1}{\rho T} (T_y P_x - T_x P_y) - \beta v - \left(u \frac{\partial \Omega_z}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega_z}{\partial y} + w \frac{\partial \Omega_z}{\partial z} \right) - (\Omega_z + l)(u_x + v_y) + w_y u_z - w_x v_z + (rot_z \tau)_z, \quad (1)$$

де $\beta = \frac{\partial l}{\partial y}$, $(rot_z \tau)_z$ – вертикальна складова вихору дотичної напруги турбулентних сил тертя; P – тиск; T – температура; ρ – густина; u, v, w – складові швидкості вітру x, y, z ; $\varphi_x, \varphi_y, \varphi_z$ – похідні. Згідно (1) величина бароклинного ефекту пропорційна до величини:

$$a = (T_y P_x - T_x P_y) / (\rho T). \quad (2)$$

Вплив дивергенції швидкості характеризується величиною:

$$d = -(\Omega_z + l)(u_x + v_y). \quad (3)$$

Комбінований вплив вертикального зсуву вітру та горизонтальних градієнтів вертикальної складової вихору швидкості – величиною:

$$w_r = w_y u_z - w_x v_z. \quad (4)$$

У [2] на основі теоретичного аналізу рівняння вихору та аналізу експериментального матеріалу було показано, що геострофічна адвекція тепла або холоду (бароклинний ефект a) спричинює виникнення і підсилення антициклонічного або циклонічного вихору відповідно.

У роботі подано порівняльний аналіз впливу бароклинного ефекту a та дивергенції вітру d зі складовою, вираженою горизонтальними похідними від швидкості вертикальних рухів і вертикальним зсувом вітру w_r , особливу роль якого у формуванні смерчів відзначено у [6].

Для обчислення вертикальних рухів використано різні комбінації диференційованого по висоті рівняння нерозривності (6) та повного рівняння для вертикальних рухів (7) [5, 12]:

$$\frac{\partial^2 \rho u}{\partial z \partial x} + \frac{\partial^2 \rho v}{\partial z \partial y} + \frac{\partial^2 \rho w}{\partial z^2} = 0, \quad (6)$$

$$\frac{dw}{dt} = -g - \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial p}{\partial z} \right] + \Delta w, \quad (7)$$

де Δw описує турбулентність, g – земне прискорення.

Обчислювальні схеми для реалізації різних комбінацій рівнянь (1-2) більш детально описано в [3, 5, 12]. Загальну постановку задачі та методи її розв'язку – в [4, 5, 12]. Обчислювальна схема реалізовувалась методом розщеплення систем рівнянь на окремі процеси [4, 5, 12], для кожного з яких розроблялася своя схема розв'язку.

Ключові параметри та процеси, які визначали характер розвитку потужних хмар у зонах активності смерчів

У роботі не ставилось завдання змоделювати утворення та розвиток самого смерчу, оскільки горизонтальні масштаби в декілька метрів за наявних початкових даних без спеціально поставленого польового експерименту навряд чи дозволять відтворити явище такого дрібного масштабу. Моделювалися явища на порядок більшого масштабу, які супроводжували активну діяльність смерчів у заданому районі (рис. 1). Вони скоріше відображали фон, на якому формувалися смерчі.

У проведених чисельних експериментах виділялися вихори та конвективні утворення, розміри яких досягали декількох кілометрів. Кроки обчислювальної сітки по горизонталі змінювалися від 2 км до 10 км у згущеній сітці та від 10 до 100 км у розрідженій. Розподіл та еволюція швидкості вертикальних рухів, вертикальної складової вихору

швидкості та складових рівняння вихору можуть бути ознаками існування та еволюції вихорів підсіткового масштабу, зокрема смерчів. Вертикальні рухи, рельєф, мікрофізичні особливості хмар розглядалися як ключові параметри, які визначали формування небезпечних вихрових структур, конвективних комірок і суперкомірок у зонах активності смерчів.

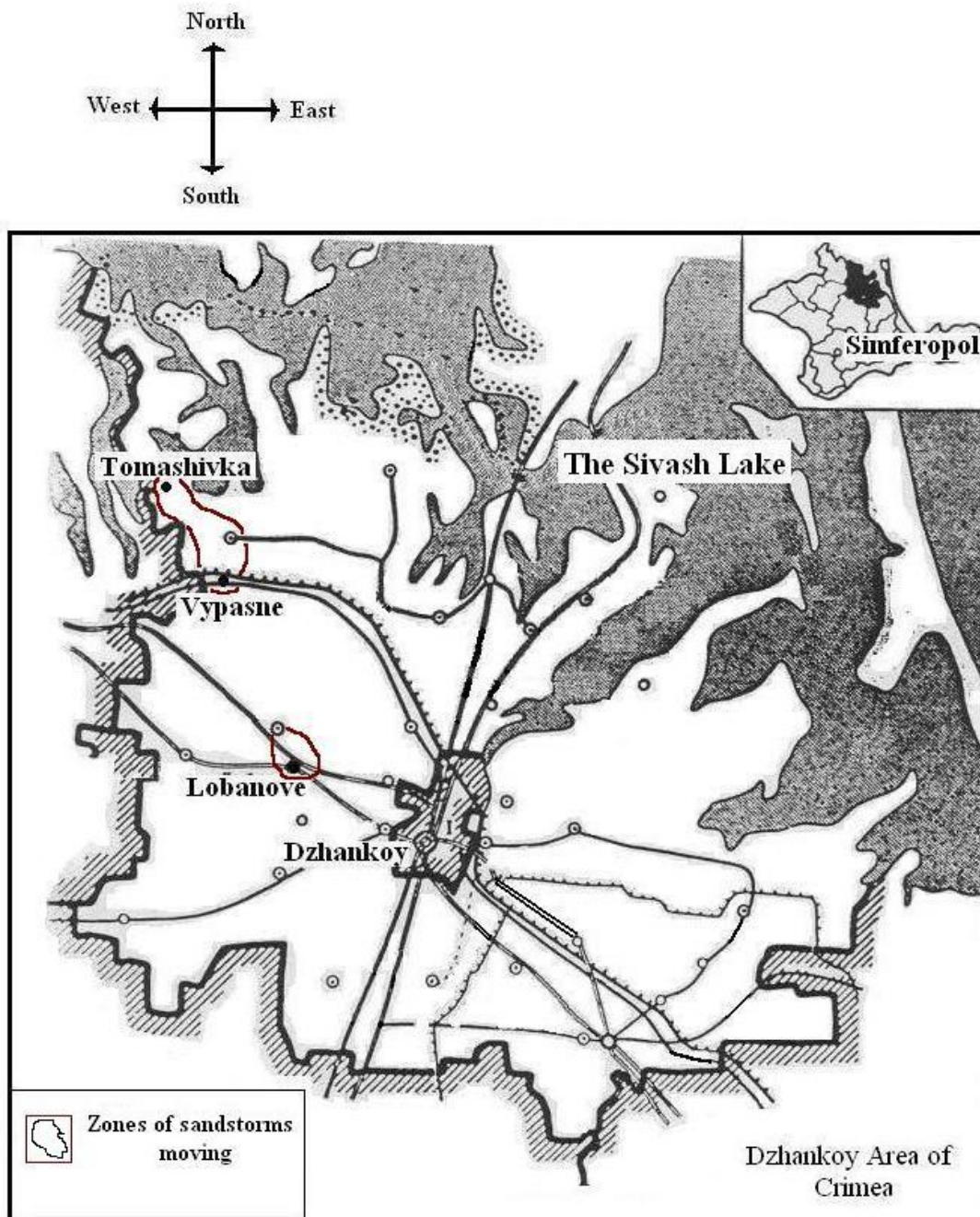


Рис. 1. Схема зони переміщення смерчів. Координати (x, y), км: Сімферополь (0;0), Джанкой (19; 113), Лобанове (9; 120), Випасне (3; 132), Томашівка (-1; 139)

Детальний аналіз синоптичної ситуації та термодинамічних умов, які зумовили виникнення смерчів у степовій частині Криму поблизу міста

Джанкой 22 липня 2002 року, наведено в [1]. Початкові метеорологічні поля побудовано за допомогою діагностичних моделей за даними радіозондування України та сусідніх держав за термін 11 00 GMT. На рис. 2 наведено значущі початкові характеристики, які визначали формування та еволюцію вихрових структур у вибраній для моделювання ситуації.

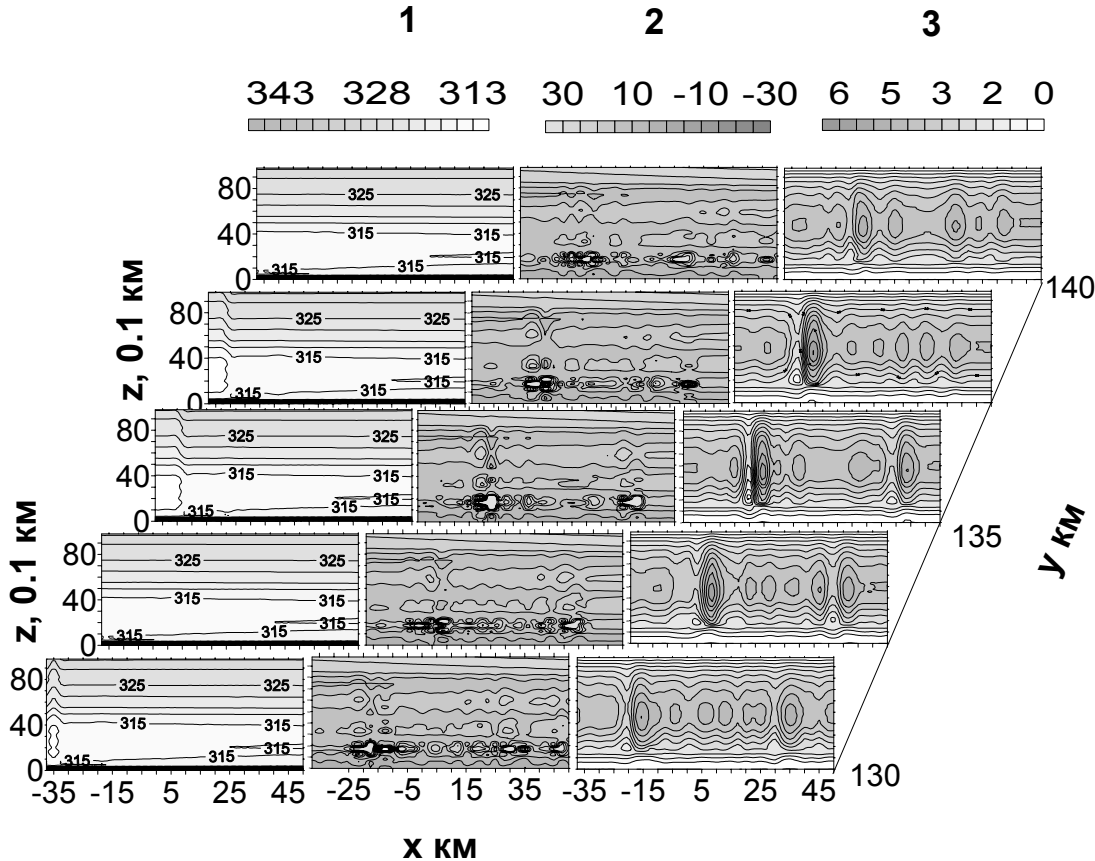


Рис. 2. Початковий розподіл псевдопотенціальної температури T , К (1), вертикальної складової вихору швидкості Ω , $10^{-3}/\text{с}$ (2), висхідних рухів w , $\text{см}/\text{с}$ (3)

Згідно з рис. 2 максимальні значення вихору швидкості розмістилися на висоті 3 км. Нестійкість атмосфери, за розподілом псевдопотенціальної температури, була найбільшою в шарі 1-4 км, вертикальні рухи мали коміркову структуру. Смуга максимальних висхідних і відповідна їй смуга низхідних рухів простягались майже меридіонально близько лінії $x = -20$ км, максимальні значення спостерігались близько $y = 135$ км. Приблизно в цьому місці містився стовп максимальних значень вертикальної складової вихору швидкості переважно антициклонічного характеру. Взагалі розподіл вихору мав шарувату структуру з окремими вихровими стовпами циклонічного або антициклонічного характеру.

Декілька серій чисельних експериментів було проведено з метою пошуку процесів і параметрів, які зумовлюють утворення надпотужних конвективних хмар та сильних вихорів, які можуть трансформуватися в торнадо. На рис. 3 відображено еволюцію просторового розподілу висхідних рухів для трьох серій експериментів: 1) розрахунки з урахуванням хмарності для комплексного рельєфу; 2) розрахунки без урахування хмарності для комплексного рельєфу; 3) розрахунки з хмарністю для плоского рельєфу. У табл. 1 наведено також результати розрахунків для безхмарної атмосфери для плоского рельєфу (8 стовпчик).

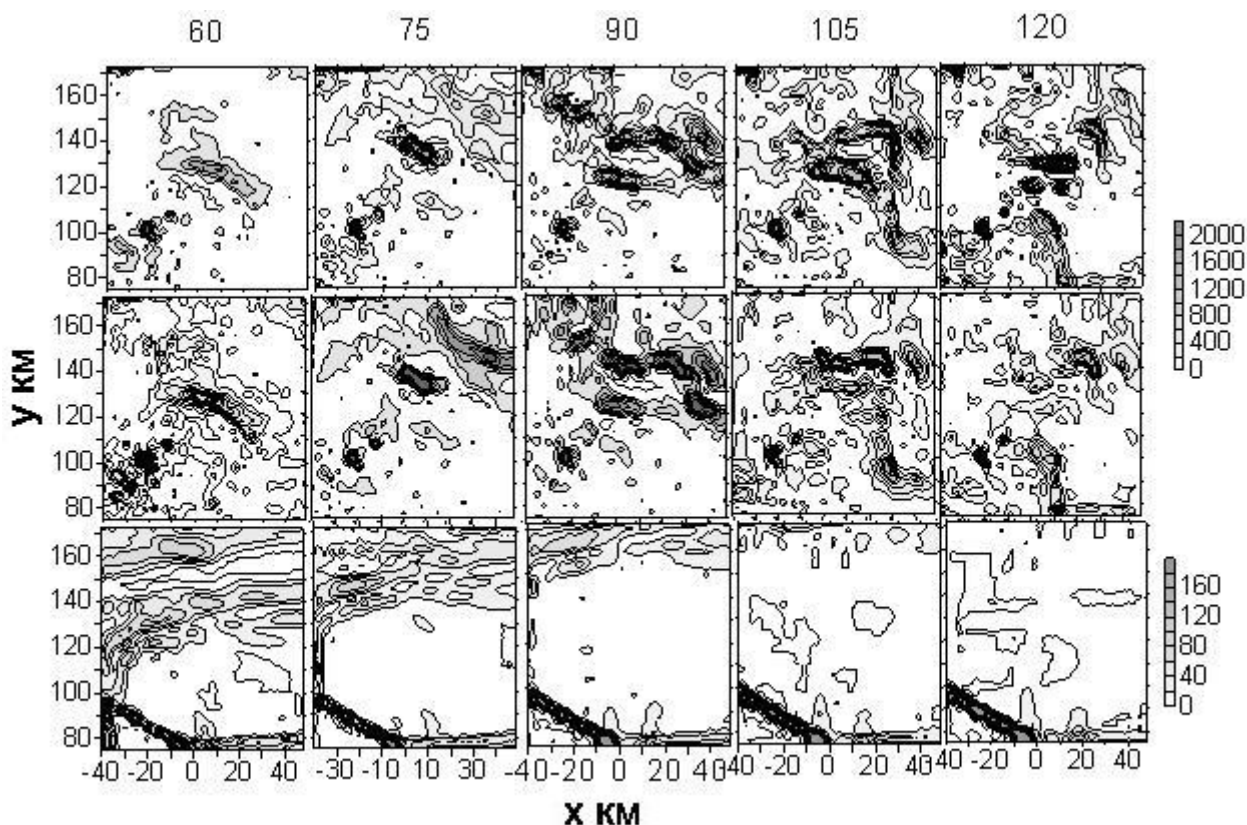


Рис. 3. Еволюція висхідних рухів під час проходження смерчів у досліджуваному районі

Цифри біля шкали – z -максимуми w , см/с. Цифри над рисунками – t хв.

1-й ряд – розрахунки для складного рельєфу з урахуванням хмарності;

2-й ряд, як 1, розрахунки без урахування хмарності;

3-й ряд, як 1-й, для плоского рельєфу; $t = 0$ відповідає 11 00 за Гринвічем

Еволюція висхідних рухів у зоні активності смерчів (час найбільшої активності смерчів було зафіксовано на північний захід від с. Лобанове ($(x; y) = (9; 120$ км) при $t = 107$ хв.) характеризується різким стрибком їх величини в окремих осередках або смугах. Виключення хмарності у

розрахунку видозмінило просторовий розподіл вертикальних рухів у часі та просторі, в основному зберігаючи порядок їх величини. Виключення орографії з розрахунків різко змінило як порядок величини, так і розподіл у часі та просторі вертикальних рухів, різко скоротивши кількість небезпечних ділянок і зменшивши на порядок максимальні значення як висхідних, так і низхідних рухів.

Таблиця 1

Максимальні z-максимуми та середні значення висхідних рухів на площі
 $-10 < x < 30$ км, $110 < y < 150$ км

t год.	1	2	3	4	5	6	7	8
1	838	842	80	80	200,9	201,9	29,0	29,3
1,2	1775	1882	64	64	254,8	274,3	18,3	18,2
1,5	2220	1969	18	18	380,2	372,5	7,1	7,0
1,8	1586	1643	14	14	417,2	348,2	4,9	4,8
2	2273	1642	10	10	320,2	246	3,6	3,5
2,2	1313	1495	17	18	227,1	216,9	3,4	3,4
2,5	1260	1119	14	15	225,3	204,6	3,6	3,6
2,8	1181	865	15	15	191,6	192,3	3,3	3,2
3	880	510	12	12	161,1	138,7	3,7	3,7
4	693	646	37	37	172,4	144,8	10,3	10,7

Стовпчики матриці 1, 2, 3, 4 показують значення максимальних по z вертикальних рухів: 1 – розрахунки із урахуванням хмарності та орографії; 2, як 1, без хмарності; 3, як 2, без орографії; 4, як 1, без орографії; 5, 6, 7, 8 – відповідні середні значення

У табл. 1 показано характер еволюції максимальних та середніх на заданій площі вертикальних рухів для названих вище серій чисельних експериментів. Для плоского рельєфу ці величини виявилися на 1-2 порядки меншими, ніж для складного. Слід відмітити також незначний вплив хмарності на досліджувані характеристики для плоского рельєфу. Для складного рельєфу амплітуда коливань обох величин більша при наявності хмарності. Максимальні значення z-максимумів одержано для випадку з хмарністю до і після смерчу, а в найближчий момент їх величина дещо знизилась (табл. 1, перший стовпчик). Максимум середніх значень отримано для випадку із хмарністю (стовпчик 5) в найближчий до смерчу момент, для безхмарної атмосфери – трохи раніше (стовпчик 6). Небезпечних величин вертикальних швидкостей не спостерігали, коли не включали в розрахунки орографію.

На рис. 4-6 показано просторово-часову еволюцію вихору швидкості та складових його рівняння для різних серій експериментів. Вихор, не спотворений орографією (див. рис. 4, стовпчик 3), має чітку циклонічну структуру з центром, розміщеним в зоні найбільшої активності смерчів. Коли в розрахунок включали орографію, цей циклонічний вихор трансформується в низку вихорів циклонічного та антициклонічного характеру значно менших розмірів, кутова швидкість яких перевищує швидкість вищезазначеного циклонічного вихору приблизно на 2 порядки і наближається до небезпечних значень, характерних для смерчів.

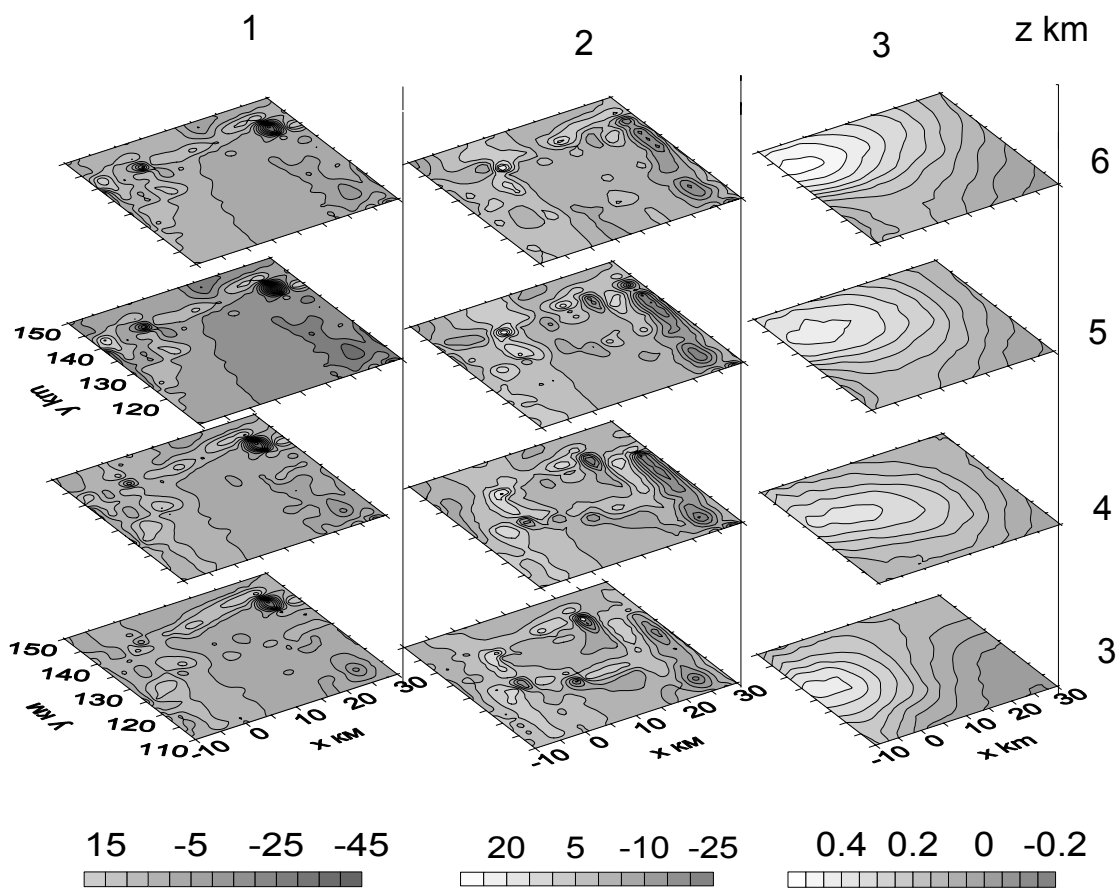


Рис. 4. Просторовий розподіл вертикальної складової вихору rot_z , $10^{-3}/\text{с}$ (числа біля шкал), $t = 105$ хв. (1145 GMT)

Зліва направо продемонстровано результати розрахунків для складного рельєфу без хмар (1), для складного рельєфу з хмарами (2), для плоского рельєфу з хмарами (3).

Вплив хмарності на просторовий розподіл вихору в заданий момент часу проявляється в деякому перерозподілі дрібних вихорів. Слід відмітити також утворення відносно сильного антициклонічного вихору у північно-східному секторі розрахункової сітки у випадку безхмарної атмосфери. Наявність хмарності (другий стовпчик) нівелювала цей вихор

і підсилила кутову швидкість циклонічних вихорів. Хмарність видозмінила структуру вихорів та їх кутову швидкість у значно менших пропорціях, ніж орографія.

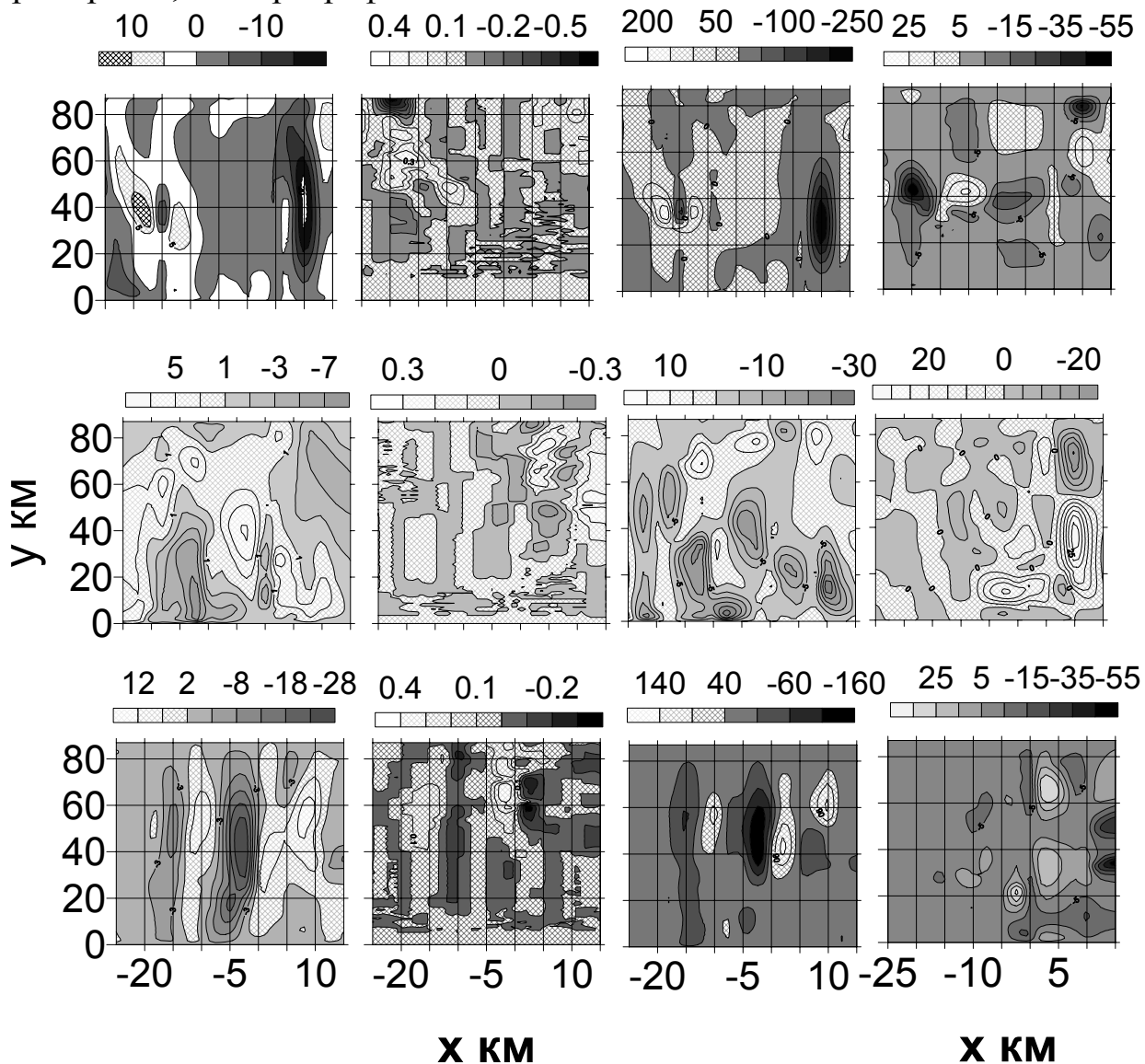


Рис. 5. Просторовий розподіл вихору та складових рівняння (1) при значеннях t та y , близьких до часу та місця активності смерчів:

1 ряд – значення цих величин при $t = 105$ хв., $y = 130$ км; 2 ряд – $t = 90$ хв., $y = 130$ км; 3 ряд – $t = 90$ хв., $y = 135$ км. Перший стовпчик – вертикальна складова вихору швидкості Ω , $10^{-3}/\text{с}$. Стовпчики 2, 3, 4 – складові a , d , w_r , $10^{-6}/\text{с}^2$, в правій частині рівняння (1)

Розрахунки різних складових рівняння вихору швидкості за співвідношеннями (2-4) показали (рис. 5), що складова d , яка визначається дивергенцією швидкості вітру і в основному визначає величину вертикальної складової швидкості, відіграє у формуванні сильних вихорів вирішальну роль так само, як і в формуванні надпотужних хмар. Наближається по величині до неї і складова w_r . Вона характеризує

комбінований вплив горизонтальних градієнтів w та зсуву швидкості вітру. Згідно з [6] цей фактор є головним чинником у формуванні смерчів. Величина складової a (2) на 1-2 порядки менша.

Важливою є умова, коли величини Ω та складових вихору (2)-(4) збігаються за знаком. У такому разі відбувається збільшення кутової швидкості в циклонічному вихорі за додатних значень усіх названих складових і її зменшення в антициклонічному вихорі за від'ємних. Коли ж знаки цих величин не збігаються, величина швидкості вихору послаблюється. Для першого ряду рис. 5 за $t = 105$ хв., $y = 130$ км характерне підсилення циклонічного вихору на заході області величинами a та d і послаблення величиною w_r . За $t = 90$ хв., $y = 130$ км (другий ряд) циклонічний вихор містився в центральній частині області.

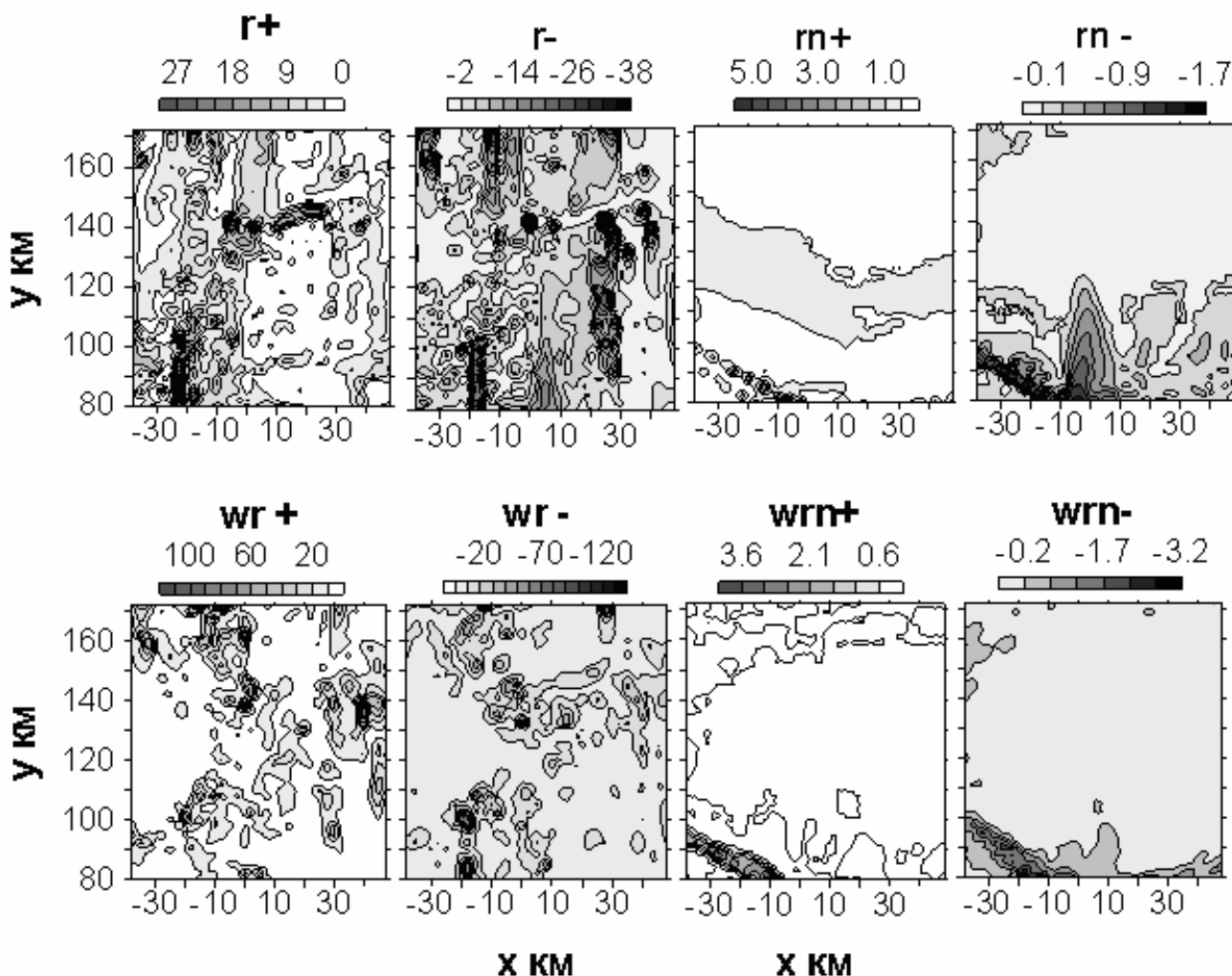


Рис. 6. Максимальні по висоті додатні ($r+$) та від'ємні ($r-$) значення вертикальної складової вихору швидкості Ω , $10^{-3}/c$ (числа біля шкали) для складного рельєфу та $rn - \Omega$, $10^{-3}/c$, для плоского рельєфу; wr - складова (4) рівняння (1), w_r , $10^{-6}/c^2$ (числа біля шкали) для складного рельєфу та $wrn -$ складова (4) для плоского рельєфу ($t = 90$ хв.)

Складові вихору швидкості працювали в основному на його ослаблення, що і зумовило в наступні 15 хв. заміну циклонічного вихору на антициклонічний. За $t = 90$ хв., $y = 130$ км особливо небезпечним був осередок поблизу $x = 5$ км, де в реальних умовах відмічали найбільшу активність смерчів. Тут циклонічна діяльність підсилювалася практично всіма показаними складовими вихору. Антициклонічний вихор, який розмістився праворуч від лінії $x = -5$ км, теж мав аналогічну тенденцію до свого підсилення. Між цими двома вихорами містився вузький стовп сильних низхідних рухів, оточений висхідними рухами такої ж величини (див. рис. 3), що робило цю ділянку особливо сприятливою для формування небезпечних явищ.

На рис. 6 показано вплив орографії на розподіл вихорів та складової рівняння w_r , на особливу роль якої неодноразово наголошено в різних роботах. Для складного рельєфу в розподілі w_r характерним є наявність окремих ядер з порівняно високими його абсолютними значеннями.

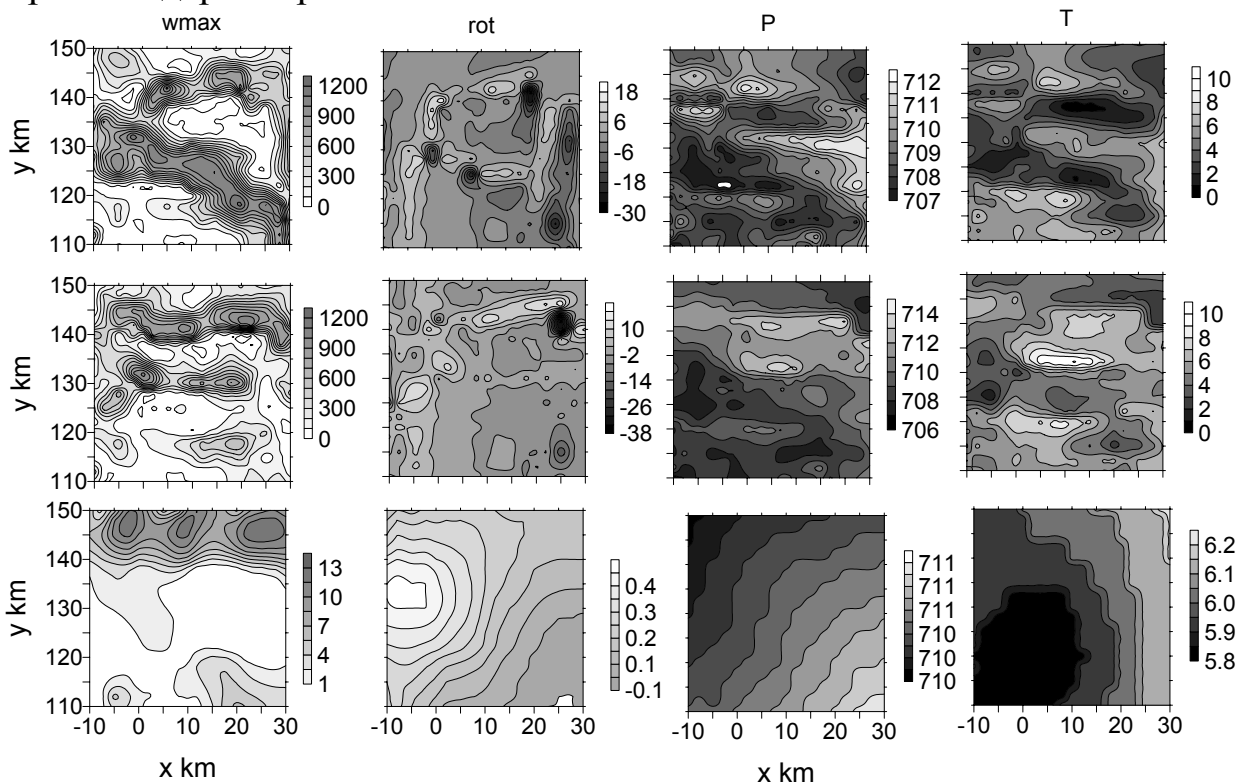


Рис. 7. Вплив хмарності та орографії на динамічні та термодинамічні характеристики атмосфери, $t = 105$ хв. (1245 GMT)

1 ряд: максимальні по висоті швидкості висхідних рухів w -max, см/с (числа біля шкали); вертикальна складова вихору Ω , 10^{-3} /с (rot); тиску P , гПа; температури T , °C на висоті 3 км для випадку з розрахунком хмарності. 2 ряд – розрахунки без хмарності. 3 ряд, як 1, для плоского рельєфу

Особливо це помітно в циклонічному полі. В районі найбільшої активності смерчів за $-5 < x < 20$ км, $120 < y < 140$ км видно ланку циклонічних вихорів, кутова швидкість яких перевищувала $10^{-5}/\text{с}$, що згідно [6] характерно для смерчів. У вузькому осередку поблизу координати $x = 0$ також розміщені максимальні додатні значення w_r , що підтверджує здатність до підсилення циклонічних рухів у цій вузькій області. Виключення орографії з розрахунків робить цей район вільним від небезпечних вихорів. Маємо широтну смугу циклонічної діяльності з меншою на порядок кутовою швидкістю з додатнім значенням w_r в її північно-західній частині, зокрема і в районі найбільшої активності смерчів.

На рис. 7 показано вплив орографії та хмарності на розподіл приземних вихору швидкості, тиску й температури. Якщо порівняти перший та другий ряди, то можна відзначити, що максимальні значення вертикальних рухів кардинально не змінились, але відбувся досить помітний їх перерозподіл. Те ж саме можна відзначити і для вертикальної складової вихору швидкості. Для безхмарної атмосфери помітне також збільшення за величиною антициклонічної складової та зменшення циклонічної. На обох рисунках добре помітні циклонічні доріжки. За наявності хмарності маємо в центральній частині рисунка пару диполів циклон-антициклон. Змінився також перерозподіл тиску та температури.

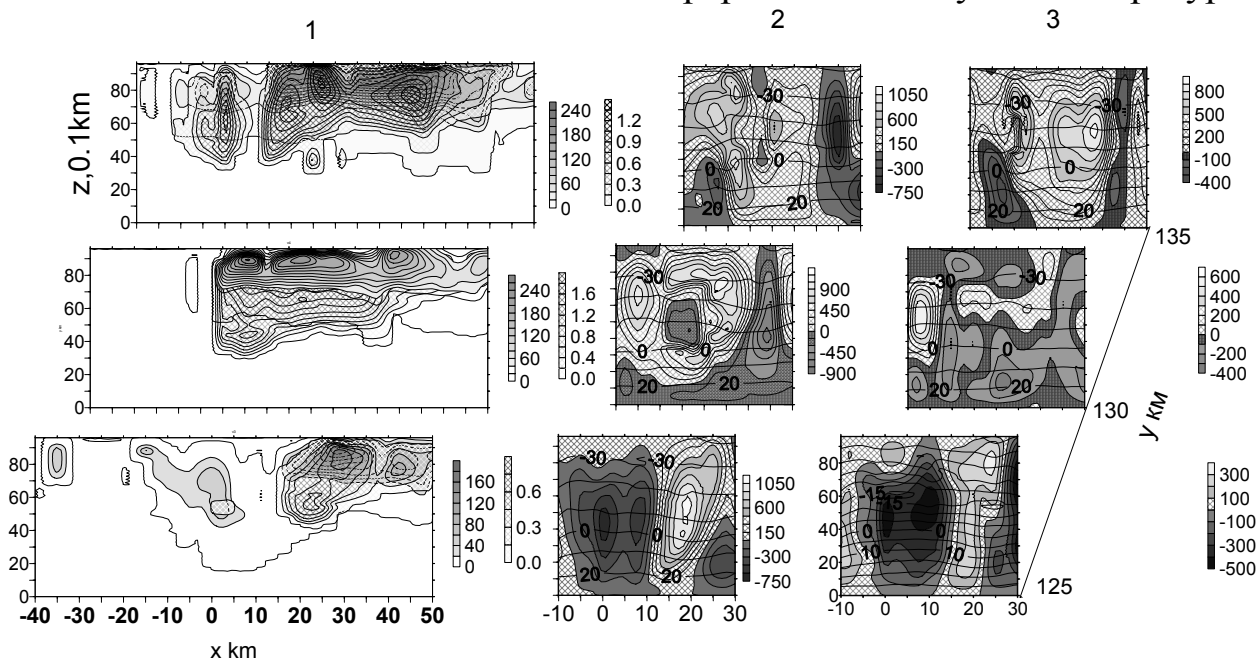


Рис. 8. Вертикальні розрізи хмарності: 1 – концентрація кристалів, $1/\text{г}$ (числа біля першої шкали) та водність, $\text{г}/\text{кг}$, друга шкала. 2 – температура $^{\circ}\text{C}$ (числа біля кривих), вертикальні рухи, $\text{см}/\text{с}$ (числа біля шкали). 3, як 2, без розрахунку хмарності

За наявності хмар тиск і температура в центральній частині області помітно знизилась, а в смузі життєдіяльності диполів вихору мали неоднорідні смуги низького тиску та температури з окремими ядрами пониженого тиску та температури.

Розрахунки для плоского рельєфу чітко показують наявність холодного фронту з максимальними градієнтами температури в районі активності смерчів. Ізобари були майже перпендикулярні ізотермам, що свідчить про високий ступінь бароклинності атмосфери. Чітко визначений циклонічний вихор розмістився на заході та безпосередньо в зоні смерчів. Включення орографії перетворило цей вихор у ланцюжки дрібніших циклонічних вихорів у безхмарній атмосфері та в ланцюжки диполів при наявності хмар. Конвективні вертикальні рухи практично зникли над плоским рельєфом.

Хмари (рис. 8) розміщувалися вище нульової ізотерми і перевищували 10 км. Опади рідко доходили до землі, хоча в хмарах для їх утворення були сприятливі умови. Змішані та водні прошарки під кристалічними вершинами могли забезпечити опади великої інтенсивності, але через випаровування під хмарами в ненасиченому повітрі землі досягали тільки дуже великі частки з великою швидкістю падіння. За даними спостережень у цьому регіоні було зафіксовано град.

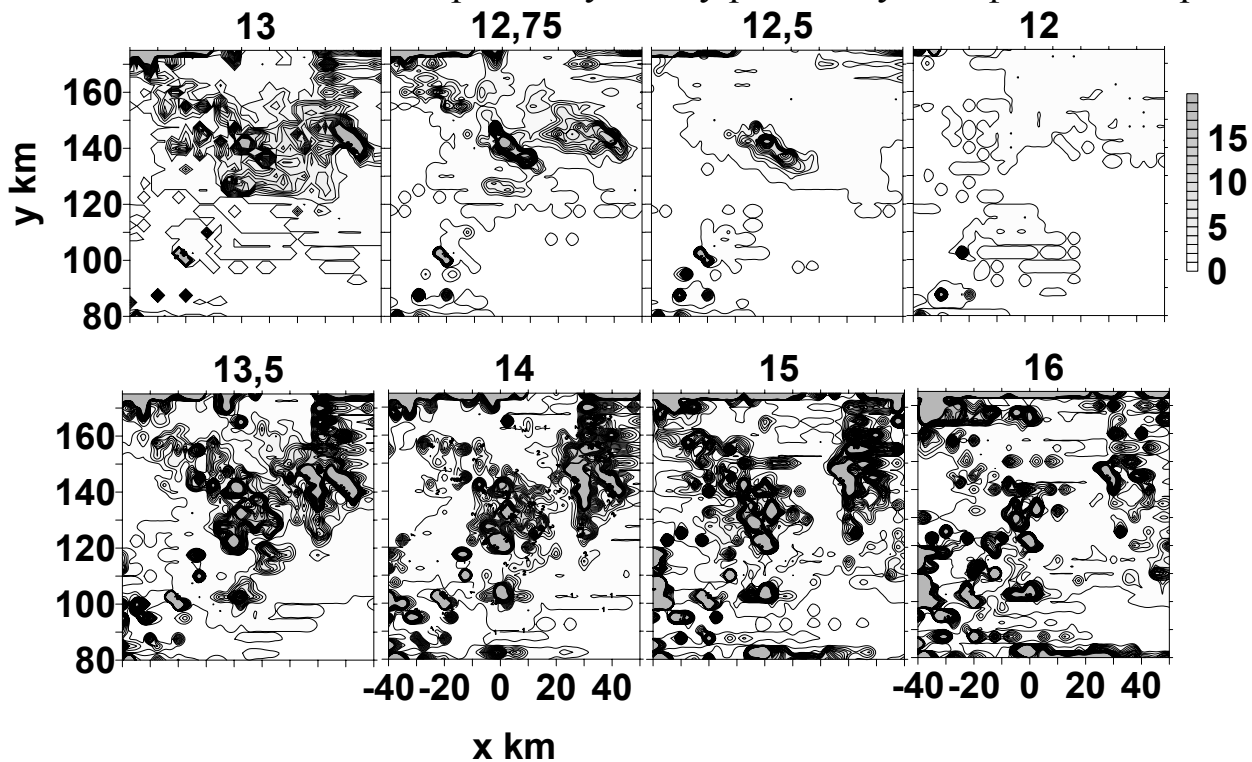


Рис. 9. Часовий та просторовий розподіл хмарності в період активності смерчів (Біля вершин рисунка – час за Гринвічем в годинах, біля шкали – сума z-інтегралів води та льоду, мм)

На рис. 9 показано змодельовану почасову еволюцію хмарності. Період найбільшої активності смерчів припадає на початок утворення двох смуг купчастих хмар, які в 1330 GMT злилися в одне пасмо, а потім знову почали розходитися і розпадатися на окремі плями. Ймовірно, що утворення надпотужних конвективних хмар викликано тими самими чинниками, що і виникнення потужних вихорів, і узгоджується з ними в часі. Оскільки надпотужні вихори не зникають у хмарній атмосфері, то можна припустити, що формування хмар в даному випадку не є головною причиною виникнення потужних вихорів вертикального розвитку, а супроводжує їх появу.

Висновки

Побудовано прогностичні моделі фронтальних мезомасштабних хмарних утворень, які проходили над Кримом 22 липня 2002 р. та супроводжувалися сильними вихровими рухами. Змодельовано характер еволюції хмар та опадів різної фізичної природи на різних стадіях розвитку системи смерчів, які спостерігалися в центральній частині Криму і призвели тут до значних руйнувань.

Проведено декілька серій чисельних експериментів для пошуку ключових параметрів, які спричиняли та визначали характер розвитку цих вихрових утворень та явищ, які їх супроводжували. Проаналізовано результати чисельних експериментів щодо дослідження умов формування та розвитку структури вихорів та надпотужних конвективних хмар. Указано можливі причини утворення таких надзвичайних явищ, як смерчі та надпотужні конвективні хмари.

Проаналізовано результати порівняльного аналізу відносного впливу різних складових рівняння вихору на еволюцію мезомасштабних циклонічних та антициклонічних утворень. Підкреслено особливу роль горизонтальних градієнтів вертикальних рухів та зсуву вітру на процеси формування вихорів.

Наведено результати порівняльного аналізу відносного впливу орографії та хмарності на вищеназвані процеси. Підкреслено особливу роль орографії у формуванні осередків з надпотужними купчастими хмарами та екстремальними вертикальними рухами, які супроводжуються вихровими рухами з екстремальними кутовими швидкостями.

Наявність плямистої структури в розподілі осередків низького тиску та температури призводила до утворення зон конвергенції та надпотужних конвективних хмар поблизу вищеназваних осередків.

Підвищені градієнти тиску, температури та вихору швидкості, підсилені орографією, спричинювали розвиток осередків холодного повітря, смуг та осередків сильних висхідних та низхідних рухів, ланцюжки циклонічних та антициклонічних вихорів і надпотужних конвективних хмар з вертикальними рухами, швидкість яких досягала десятків м/с.

Розрахунки вихору та різних складових рівняння вихору швидкості показали, що складова d , яка визначається дивергенцією швидкості вітру і в основному визначає величину вертикальної складової швидкості, відіграє у формуванні сильних вихорів вирішальну роль так само, як і в формуванні надпотужних хмар. Наближається по величині до неї і складова w_r , яка характеризує комбінований вплив горизонтальних градієнтів w та зсуву швидкості вітру. Найбільшої уваги потребують ситуації, коли ці три величини збігаються за знаком і можуть спричинити необмежене зростання кутової швидкості вихорів.

Включення орографії призвело до трансформації мезомасштабного циклонічного вихору в ланцюжки на 1-2 порядки дрібніших вихорів різноманітних масштабів. Над складним рельєфом хмарність видозмінювала розподіл вихорів та конвективних осередків, але зберігала їх існування, порядок швидкості та потужність. Конвективні вертикальні рухи практично зникли над плоским рельєфом.

* *

Предметом исследования в работе были условия формирования ячеек сверхмощных вертикальных движений, сильных вихрей, сверхмощных конвективных образований во время прохождения смерчей над центральной частью Крыма 22 июля 2002 года. Трехмерные прогностические микрофизические модели с учетом и без учета орографии, разработанные в УкрНИГМИ, были адаптированы для условий эволюции фронтальных облачных систем в экстремальных условиях развития смерчей. Проведено несколько серий численных экспериментов с целью поиска ключевых параметров, определяющих характер развития вихревых образований и сопровождающих их явлений.

* *

1. Лесков Б.Н., Пірнач Г.М., Сирота М.В., Шпиг В.М. Смерчі у Криму 22 липня 2002 року // Наук. пр. УкрНДГМІ. – 2007. – Вип. 256. – С. 75-91.
2. Матвеев Л.Т. Правила качественного анализа условий вихреобразования в атмосфере и некоторые результаты их проверки // Метеорология и гидрология. – 1955. – №4. – С. 28-30.

3. *Паламарчук Л.В., Пирнач А.М.* Исследование внутренней структуры фронтальных зон при помощи трехмерных полуэмпирических моделей // Тр. УкрНИГМИ. – 1992. – Вып. 243. – С. 107-124.
4. *Пирнач А.М.* Численное моделирование облачной системы атмосферного фронта с учетом ее динамики и микроструктуры (трехмерная модель) // Тр. УкрНИИ Госкомгидромета. – 1987. – Вып. 221. – С. 71-83.
5. *Пирнач Г.М.* Моделювання фронтальних хмар із сильними опадами для рівнинних та гірських рельєфів // Наук. пр. УкрНДГМІ. – 2005. – Вип. 254. – С. 37-50.
6. *Ромов А.И.* Об образовании смерчей // Метеорология и гидрология. – 1986. – №5. – С. 14-22.
7. *Barth M., Parsons D.* Microphysical processes associated with intense frontal rainbands and the effect of evaporation and melting on frontal systems // J. Atmos. Sci. – 1995. – Vol. 53. – P. 1579-1586.
8. *Browning K.A., Harrold T.W.* Air motion and precipitation growth at a cold front // Quart. J. Roy. Meteor. Soc. – 1970. – Vol. 96. – P. 369-389.
9. *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.
10. *Hobbs P., Persson O.* The mesoscale and microscale structure and organization on cloud and precipitation in midlatitude cyclones. Part V: The substructure of narrow cold-frontal rainbands // J. Atmos. Sci. – 1982. – Vol. 39. – P. 280-295.
11. *Locatelli J., Martin J., Hobbs P.* Development and propagation of precipitation cores on cold fronts // J. Atmos. Res. – 1995. – Vol. 38. – P. 177-206.
12. *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.

*Український науково-дослідний
гідрометеорологічний інститут, Київ*