

ФІЗИКА АТМОСФЕРИ, МЕТЕОРОЛОГІЯ І **КЛІМАТОЛОГІЯ**

УДК 551.576

Г.М. Пірнач, Т.А. Білий

ЕВОЛЮЦІЯ КОНВЕКТИВНИХ ХМАРНИХ УТВОРЕНЬ ПІД ЧАС ПАВОДКІВ У КРИМУ

У роботі описано результати чисельного моделювання осередків катастрофічних опадів, які спричинили сильні паводки над східною частиною Криму в серпні 2002 р. Тривимірні діагностичні та 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. Проведено декілька серій чисельних експериментів для пошуку параметрів, які визначали характер розподілу сильних опадів у часі та просторі.

Ключові слова: катастрофічні опади, паводки в Криму, фронтальні системи хмар, мікрофізичні моделі.

Вступ

Робота продовжує багаторічні теоретичні дослідження атмосферних фронтів і пов'язаних з ними різноманітних мезомасштабних утворень [1, 2, 4-8]. Нижче наведено результати досліджень особливостей формування та еволюції надпотужних купчастих хмарних систем під час проходження сильних паводків та інших катастрофічних явищ, спричинених сильними опадами над східним Кримом у серпні 2002 року.

Літо та осінь 2002 року характеризувались незвичайною сукупністю різного виду катастрофічних явищ (паводків, штормів, смерчів, градобиттів, катастрофічних опадів, надпотужних конвективних хмар, землетрусів тощо) у всій Європі взагалі і в Криму зокрема. У східній частині Криму протягом 5-10 серпня кількість опадів досягла 3-4 місячних норм, що стало причиною паводків на річках південно-східного передгір'я Криму. Загальні підйоми води сягали 1-3 м, що супроводжувалось виходом води на заплаву, підтопленням садів, сільськогосподарських угідь, вулиць у містах Білогірськ та Судак.

Загальне підвищення рівня на р. Кучук-Карасу поблизу с. Багатого становило 3,63 м, що на 15 см перевищило історичний максимум, який відмічався в серпні 1997 р. Унаслідок розмиву залізничної колії припинився рух поїздів на перегоні Останіне – Сім колодязів Придніпровської залізниці [3].

З метою теоретичного дослідження умов формування і розвитку фронтальних хмарних систем, які супроводжували небезпечні явища, було використано чисельні моделі, розроблені в [1, 2, 4-7, 11].

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 [1, 4, 6, 11]. Було побудовано тривимірні діагностичні та прогностичні моделі хмарної атмосфери, яка включала як широкомасштабну хмарність, так і купчасті утворення великої потужності. При цьому основна увага приділялась моделюванню надпотужних хмарних утворень в епіцентрах сильних опадів, які спостерігалися в цей період. Було використано вкладені сітки з кроками від 0,2 до 5 км. Крок вибирався залежно від масштабів хмарних утворень і досліджуваних процесів.

Еволюція атмосферного фронту та його хмарних утворень моделювалась 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 [6]. Суть алгоритму полягає в тому, що основна система рівнянь розбивається на окремі підсистеми, які виконують різні функціональні завдання і потребують різних алгоритмів розв'язку. Оскільки ця робота присвячена чисельним експериментам із потужними конвективними утвореннями, то особливу увагу було зосереджено на обчислювальних схемах, пов'язаних із вертикальними рухами. Атмосфера розбивалась на окремі шари за своїми фізичними особливостями (тропосфера, тропопауза, стратосфера...) із різними граничними умовами.

Оскільки конвективні утворення, які давали сильні опади, були досить потужними і часто проникали в тропопаузу і стратосферу, то область інтегрування була продовжена до висоти 15 км. Це створило додаткові проблеми в обчисленні процесів у межах тропопаузи. Критерії, за котрими вибирались межі шару, визначалися або за місцем його знаходження, або за максимальною величиною вертикальної проекції швидкості. Граничні умови в шарі задавалися різними способами залежно від особливостей поставленої задачі. На нижній і верхній границях загальної області розв'язку проекція швидкості вертикальних рухів дорівнювала нулю. У проміжних шарах вважалась відомою функція, запозичена з попереднього етапу розв'язку. На межах тропопаузи в більшості розрахунків $w = 0$ (w – вертикальна складова швидкості вітру в Z - сигма системі координат). Для прикладу приведемо схему обчислення вертикальних рухів у тропосфері.

Схема обчислення вертикальних рухів описана в [6]. Вона була дещо модифікована. На етапі обчислення процесів переміщення повітряних мас рівняння для вертикальної проекції швидкості мало вигляд:

$$\frac{dw}{dt} = \Delta w, \quad (1)$$

де t – час, Δw описує турбулентне перемішування, $\frac{dw}{dt}$ – горизонтальну та вертикальну адвекцію.

На етапі, де загальна обчислювальна схема здійснює узгодження метеорологічних полів, вертикальні рухи розраховувались із рівняння нерозривності. Як і в [6], використано наступну схему:

Рівняння

$$\frac{\partial \rho^j u^j}{\partial x} + \frac{\partial \rho^j v^j}{\partial y} + \frac{\partial \rho^j w^{j+1}}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

записувалось у вигляді:

$$\left(\frac{\partial u^j}{\partial x} + \frac{\partial v^j}{\partial y} + \frac{\partial w^{j+1}}{\partial z} \right) \rho^j + u^j \frac{\partial \rho^j}{\partial x} + v^j \frac{\partial \rho^j}{\partial y} + w^{j+1} \frac{\partial \rho^j}{\partial z} = 0. \quad (3)$$

Потім проводилось диференціювання за висотою і рівняння (3) переписувалось у вигляді:

$$\frac{\partial^2 w^{j+1}}{\partial z^2} + \frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{\partial w^{j+1}}{\partial z} + w^{j+1} \frac{\partial^2 \rho^j}{\partial z^2} = \frac{\partial F}{\partial z}, \quad (4)$$

$$F = - \left(\frac{\partial u^j}{\partial x} + \frac{\partial v^j}{\partial y} \right) \rho^j - \left(u^j \frac{\partial \rho^j}{\partial x} + v^j \frac{\partial \rho^j}{\partial y} \right). \quad (5)$$

Рівняння (4-5) використовувались у тропосфері. Вище тропопаузи рівняння нерозривності використовувалось у спрощеному вигляді, у наближенні нестисливості повітря:

$$\left(\frac{\partial u^j}{\partial x} + \frac{\partial v^j}{\partial y} + \frac{\partial w^{j+1}}{\partial z} \right)_z = 0, \quad (6)$$

де j та $j+1$ показують значення невідомих величин, знайдених на попередньому й на заданому етапі розщеплення відповідно; x, y, z – осі, направлені на схід, північ і по нормалі до земної поверхні відповідно; u, v – проекції швидкості вітру на осі x, y .

Розв'язувалось рівняння (4-6) методом прогонки. Крок по вертикальній координаті дорівнював 200 м. По горизонталі використовувались як рівномірні, так і нерівномірні сітки. Крок вкладених сіток визначався масштабами досліджуваних процесів. Розтягнуті сітки регулювались залежно від синоптичного процесу, який визначав погоду в заданому районі, і служили, в основному, для обчислення граничних умов.

Для побудови початкових полів, як і в [2, 4-7], використовувались розроблені в УкрНДГМІ діагностичні моделі. Ці моделі також застосовувались для діагнозу стану атмосфери у вибрані моменти часу, які зазвичай збігалися з моментами запуску радіозондів. Якщо час запуску радіозонда для якогось пункту не сходився з вибраним для моделювання часом, то спеціальні програми здійснювали відповідну корекцію метеорологічних полів.

На основі змодельованих за даними радіозондування полів метеорологічних величин обчислювались різноманітні співвідношення, які характеризували стан хмарності (вертикальні рухи, функції току, насичення відносно льоду, швидкість конденсації в точках сітки, а також її інтегральну за висотою величину, як аналог інтенсивності опадів тощо) в заданий момент. Вертикальні рухи обчислювались за алгоритмом (1-6).

Співвідношення для названих функцій можна знайти в [2, 4-7]. У цій роботі додатково використовувалась функція току. Вона обчислювалась для бездивергентного горизонтального руху в наближенні нестисливості повітря, коли можна виразити горизонтальні складові швидкості вітру через єдину скалярну функцію.

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial y}; \quad v = \frac{\partial \psi}{\partial x}. \quad (7)$$

Підставляючи співвідношення (7) у рівняння для ліній току:

$$\frac{dx}{u} = \frac{dy}{v}, \quad (8)$$

маємо:

$$d\psi = 0, \quad (9)$$

тобто $\psi = const$, що означає, що у випадку бездивергентного руху функція току постійна вздовж кожної лінії току.

Серпень 2002 р. відзначився значними катаклізмами природного характеру в світі, особливо в Європі. Стихійне лихо (сильні зливи, паводки на річках), що охопило країни Західної та Центральної Європи (Австрія, Німеччина, Іспанія, Чехія, Угорщина), південь Європейської Росії, вважають одним із найсильніших за всю історію континенту природним катаклізмом за останні 100 років. Зливи супроводжувались сильними шквалами, смерчами, грозами, градом, значним перепадом температур повітря в багатьох країнах. Нестійкими та неоднорідними були погодні умови і в Україні, внаслідок чого ускладнювалась господарська діяльність та виникали НСЯ. Проте в Україні вони мали місцевий характер, що можна пояснити особливостями атмосферної циркуляції над нашою країною, а найбільш активні ділянки атмосферних фронтів переміщувались територіями сусідніх держав.

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 й призначення та аналізу різного виду супутникової інформації, що дозволяло вибрати оптимальні для поставленої задачі місце та час для побудови початкових полів. На рис. 1 показано карту південно-східного Криму, де були сильні опади, що спричинили паводки.

Синоптична ситуація



Рис. 1. Карта південно-східної частин Криму

о – епіцентр максимальних сум опадів (с. Багате)

Діагностичне моделювання

Хмарні процеси, які спостерігалися в Криму, мали конвективний характер і вимагали для свого дослідження високого розділення обчислювальної сітки. Для загальної характеристики ситуації приводимо результати моделювання з кроками сітки по горизонталі, рівними 5 км у вкладеній сітці і 100 км у зовнішній. За такого розділення можна побачити більш-менш загальну характеристику розподілу метеорологічних величин у південно-східному Криму, в якому відбувалися драматичні події, пов'язані з сильними опадами.

Розрахунки проведено як у прямокутній, так і в сигма-системі координат. На рис. 2 приведено горизонтальні розподіли динамічних та термодинамічних характеристик хмарності.

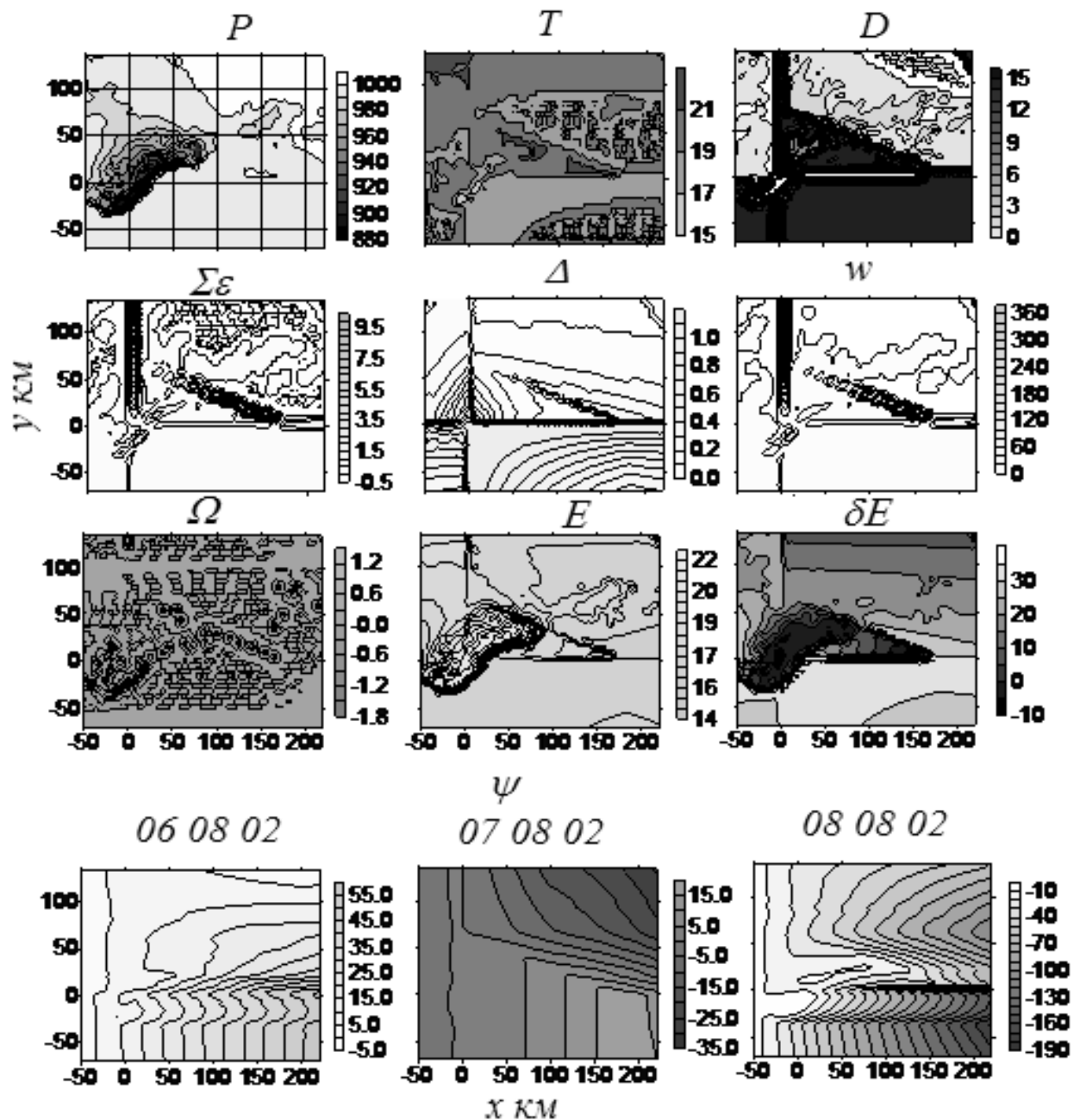


Рис. 2. Горизонтальний розподіл інтегральних та метеорологічних характеристик хмарної атмосфери о 00 год 06-08 серпня 2002 року

P – тиск, гПа при $z = 0$ (для часу зондування 00 год 08. 08. 02); T – температура, $^{\circ}\text{C}$; D – товщина шару з висхідними рухами, км; $\Sigma\varepsilon$ – інтегральна швидкість конденсації, мм/год.; Δ – перенасичення водяної пари над льодом, мм; w – максимальні в шарі швидкості висхідних рухів, см/с; Ω – вертикальна складова вихору швидкості, $10^{-3}/\text{с}$; E – ентропія; ∂E – приріст

ентропії; φ – функція току, $10^6 \text{ см}^2/\text{с}$ для трьох послідовних нічних зондувань (дати біля вершин рисунків останнього ряду)

Вони розраховані в сигма-системі координат для моменту нічного зондування 08 серпня 2002 р. в один із центральних періодів максимальної інтенсивності опадів.

Характерною особливістю розподілу метеорологічних елементів над територією східного Криму був клин високих значень температури перед гірською частиною та в східних передгір'ях Криму. Осередки підвищеної температури було помітно навіть у горах. Значення тиску, приведені до рівня моря, утворювали замкнену трикутну область підвищеного тиску.

Вона слугувала природним бар'єром для переміщення вологи, сприяла накопиченню її на околицях області підвищеного тиску і утворенню мезомасштабних хмарних утворень. Контрасти температури та тиску на межі вказаної області сприяли утворенню потужних купчастих хмарних утворень. Тепле повітря піднімалось на різні висоти, швидко охолоджувалось, швидкість конденсації в ньому збільшувалась, обумовлюючи швидкий ріст часток опадів. Ланцюжок максимальних значень вихору швидкості, вертикальних рухів та швидкості конденсації вказував на місце розташування купчастих хмар у заданому районі. Вільна для сублимації водяна пара накопичувалась на півдні трикутника. Мінімальні значення ентропії теж знаходилися на околиці визначеного трикутника так само, як і її похідної, що свідчило про найбільшу інтенсивність тут опадоутворювального процесу.

Згідно з розподілом функції току о 00 год 5 серпня повітряні маси мали циклонічну циркуляцію, а погоду в східному Криму визначали повітряні потоки з північного сходу. Через 12 год напрям руху змінився на протилежний і погоду над островом визначали південні та південно-західні потоки до ночі на 6 липня (рис. 2). Після цього циркуляція атмосфери почала різко мінятися і до 10 серпня над островом переважали циклонічні північно-східні потоки. На рис. 2 показано період перебудови вказаного процесу протягом 06-08 серпня за допомогою послідовних просторових розподілів функції току.

На рис. 3 приведено інтегральні характеристики хмарності, розраховані в Декартовій системі координат, в якій нижня границя обчислювальної сітки приводилась до рівня моря. Декартова система координат вибрана з метою чіткіше показати метеорологічну складову розвитку процесу. Як видно з рис. 3, маємо 3 найпомітніші максимуми

швидкості конденсації, які спостерігалися 6, 8 та 10 серпня в нічні години. Перший максимум відповідав процесу, який закінчився сильними опадами 6 серпня. Характерним для цього максимуму є те, що він збігався з максимумом вільної для сублімації водяної пари. Для ентропії в цей час характерним є різке зменшення різниці між максимальними і мінімальними значеннями.

Найбільші значення швидкості конденсації спостерігалися 9-10 серпня, але кількість вільної для сублімації водяної пари різко зменшилась. У цей період зафіксовано і найбільші розбіжності між максимальними та мінімальними значеннями ентропії. Найсприятливішою для утворення катастрофічних опадів була ситуація 8 серпня в нічні години. У цей час спостерігався найбільший максимум насичення відносно льоду і максимум швидкості конденсації, різке зниження тиску.

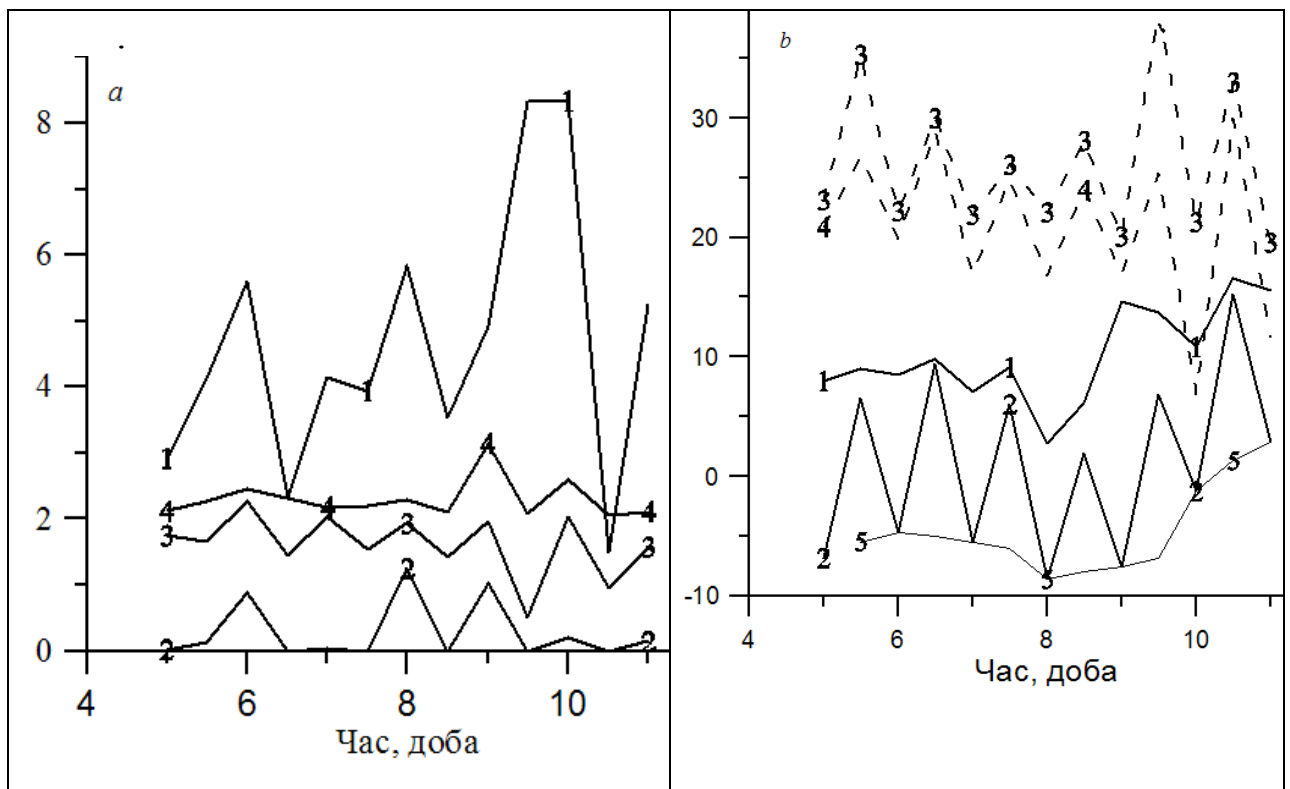


Рис. 3. Еволюція характеристик хмарності протягом 5-11 серпня

a) 1 – максимальні для вкладеної сітки інтегральні за висотою значення швидкості конденсації, мм/год; 2 – максимальне інтегральне насичення відносно льоду, мм; 3-4 – максимальні та мінімальні для вкладеної сітки значення ентропії (поділені на 10);

b) 1 – максимальні (1) та мінімальні (2) значення тиску ($P = 100$ гПа) та температури ($^{\circ}\text{C}$) (3 і 4 лінії відповідно); 5 – мінімальні нічні значення тиску

Слід звернути увагу на різку відмінність у розподілі тиску в нічні та денні години. На жаль, у м. Сімферополі та й по всій Україні, за винятком Кривого Рогу, не було денних зондувань, тому не можна з достатньою достовірністю проаналізувати еволюцію тиску в даний період у денні години. Можна сказати тільки одне, що його розподіл має ще більш складний характер, ніж нічний, і потребує не менш пильної уваги.

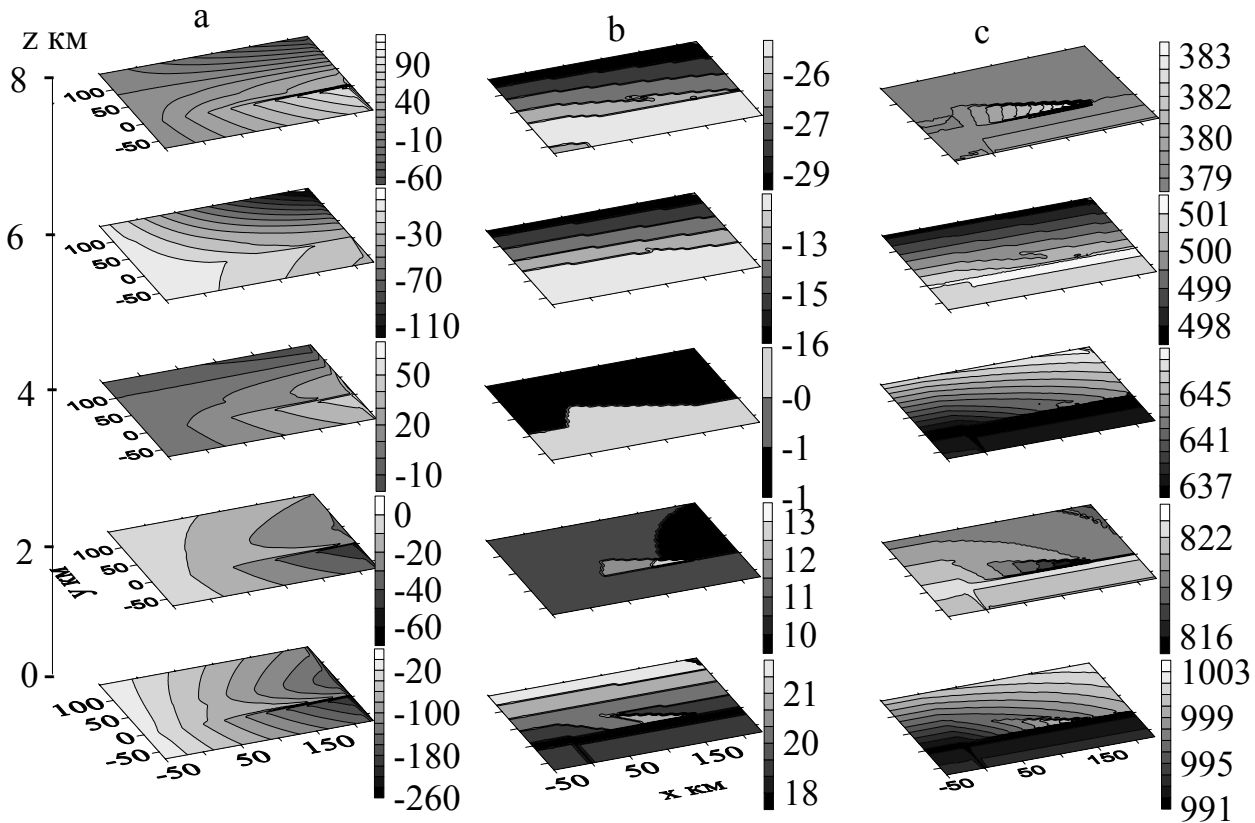


Рис. 4. Просторовий розподіл тиску, температури та повітряних течій о 00 год 08. 08. 02 в Декартовій системі координат
a – ізолінії функції току, $10^6 \text{cm}^2/\text{c}$; *b* – температура, $^{\circ}\text{C}$; *c* – тиск, гПа

На рис. 4 показано приклад просторового розподілу тиску в нічний час, у сприятливий для конденсації період внаслідок зниження температури. Слід звернути увагу на велику неоднорідність його розподілу як по горизонталі, так і по вертикалі близько лінії $y = 0$. На схід від початку координат виділяється трикутна область високого тиску, яку видно до висоти 4 км. На висоті 6 км чітко видно смугу високого тиску близько $y = 0$. На висоті 8 км знову домінує знайома трикутна форма і

тільки на висоті 9 км їх уже не видно. Слід також звернути увагу на підвищені градієнти тиску на землі та на висоті 4 км. Розподіл тиску на цих поверхнях має схожу структуру. На висоті 2-3 км трикутна форма високого тиску поєднується з нижче розташованою смугою високого тиску. Ці області відіграють особливу роль в утворенні сильних опадів. Вони наче акумулятори збирають навколо себе вологу, яка натікає на них з усіх сторін, затримується ними, накопичується навколо цих областей, конденсується в разі зниження температури і випадає у вигляді сильних опадів із купчастих хмар, які тут утворюються.

Згідно з (7) лінії току носять циклонічний характер до висоти 8 км, а нижче змінюють свій напрям на протилежний, починаючи з північно-східної частини вкладеної сітки. Чітко виражену лінію фронту видно на висоті 3 км. Виходячи з розподілу функції току, який показує, що на півночі вітер дме в основному на схід, а над морем – на захід, ми маємо фронт із хвилями з теплою гілкою на півночі і холодною на півдні вибраної сітки. Вище 4 км холодне повітря з півночі та заходу нівелює теплу гілку атмосферного фронту. Така структура метеорологічних полів у східному Криму сприяла утворенню тут осередків купчастої хмарності і дуже сильних опадів із них. Результати моделювання деяких із цих осередків буде показано нижче.

Еволюція хмарності та опадів

Еволюція хмарності та опадів розраховувалась за допомогою системи інтегро-диференціальних рівнянь з початковими умовами, одержаними за допомогою діагностичних моделей [6]. Більшість розрахунків проведено для найактивнішого періоду 6-8 серпня. Предметом досліджень була як мезомасштабна хмарність із масштабом до сотні кілометрів, так і хмарні утворення меншого розміру, аж до окремих купчастих хмар. Під час моделювання використовувалися вкладені сітки з кроком 5 км, 2 км, 1 км, 200 м. Оскільки привести всі результати експериментів у роботі немає ніякої можливості, то обмежимося тільки окремими розрахунками. Найдетальніше зупинимось на моделюванні купчастих хмар у районі с. Багате, в епіцентрі сильних опадів, близькому до точки $(x, y) = (50, 30 \text{ км})$.

На рис. 5 представлено просторовий розподіл хмарності та ентропії через 2 години розвитку для розрахунку з кроком вкладеної сітки 5 км. За такого розділення є можливість відобразити картину хмарності в усьому

досліджуваному районі. У вищеназваному епіцентрі в цей момент не було суцільної хмарності. Вона насувалася з північного сходу та південного заходу, а тут виникали окремі потужні хмарні утворення розмірами до декількох кілометрів, а то й до сотні метрів.

Як видно із рис. 5, потужні хмарні утворення, які пробивали тропопаузу, спостерігалися на півночі, заході і сході від епіцентру опадів. Найнебезпечнішими вони були з кристалічними вершинами і потужними змішаними або водними шарами під ними. Горизонтальний розподіл ентропії сигналізував про цю хмарність мінімальними значеннями. Наявність мінімальних значень ентропії і потужних змішаних хмар із кристалічними вершинами за $100 < x < 150$ км і $y = 65$ км може бути для цього прикладом.

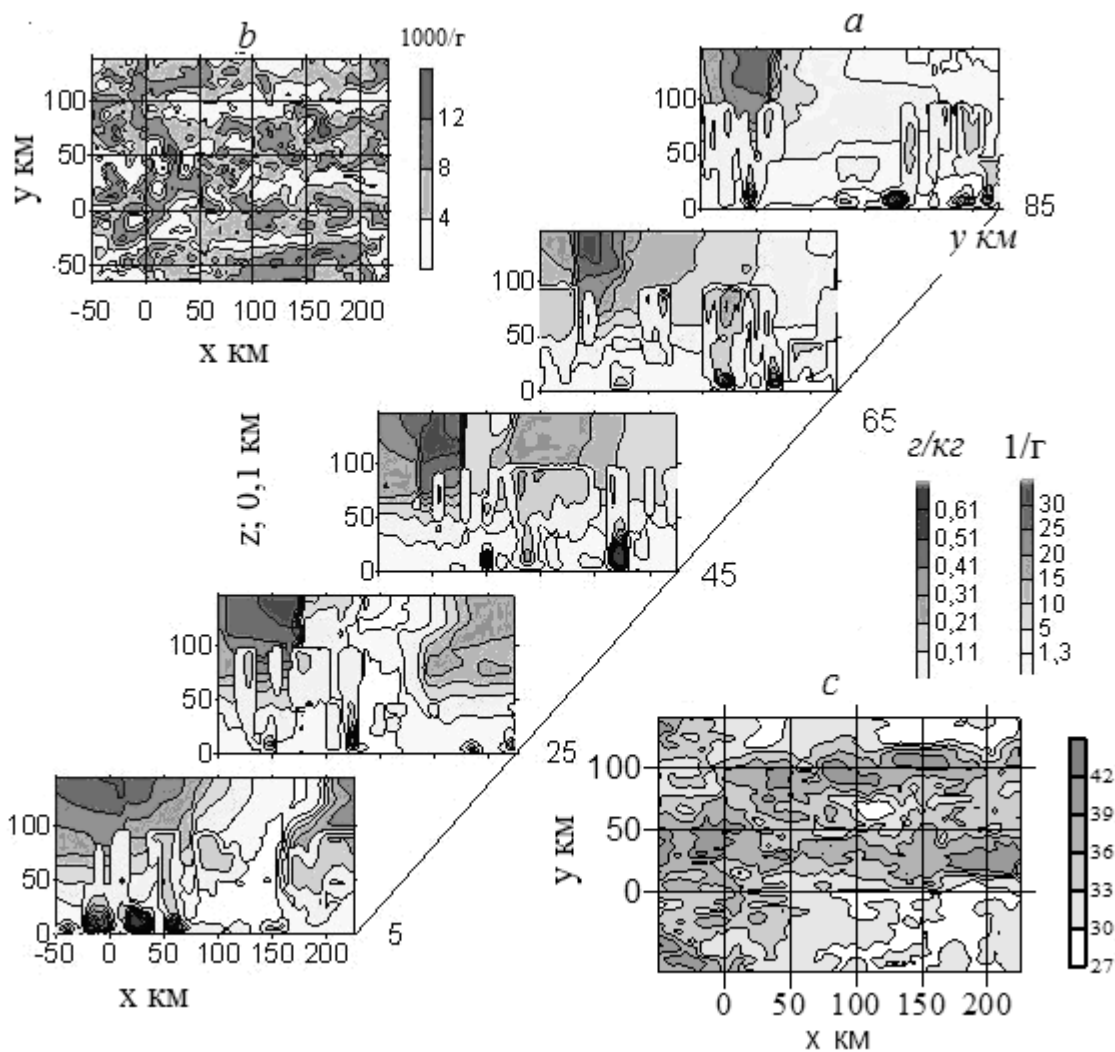


Рис. 5. Просторовий розподіл хмарності та ентропії

- a – вертикальні розрізи водності та льодності за різних значень y;
- b – горизонтальний розподіл інтегральних по z хмарних частинок;
- c – горизонтальний розподіл ентропії

Хмари були змішаними, із кристалічними вершинами, концентрація кристалів у них досягала $10^6/\text{г}$. Засіваючи нижні, багаті вологою шари, ці кристали були потужним чинником у формуванні сильних і катастрофічних опадів.

Розподіл опадів мав плямисту структуру (рис. 6). Осередки сильних опадів час від часу з'являлися в різних місцях. Суми опадів і кількість осередків помітно збільшувались у разі врахування коагуляційних процесів. У районі с. Багате пляма сильних опадів була помітна, коли $t = 6$ год. За $t = 9$ год суми опадів і розміри плями були максимальні, потім почали зменшуватись. Такий перебіг опадоутворювального процесу був у роботі всіх запрограмованих процесів коагуляції з їх максимальними коефіцієнтами.

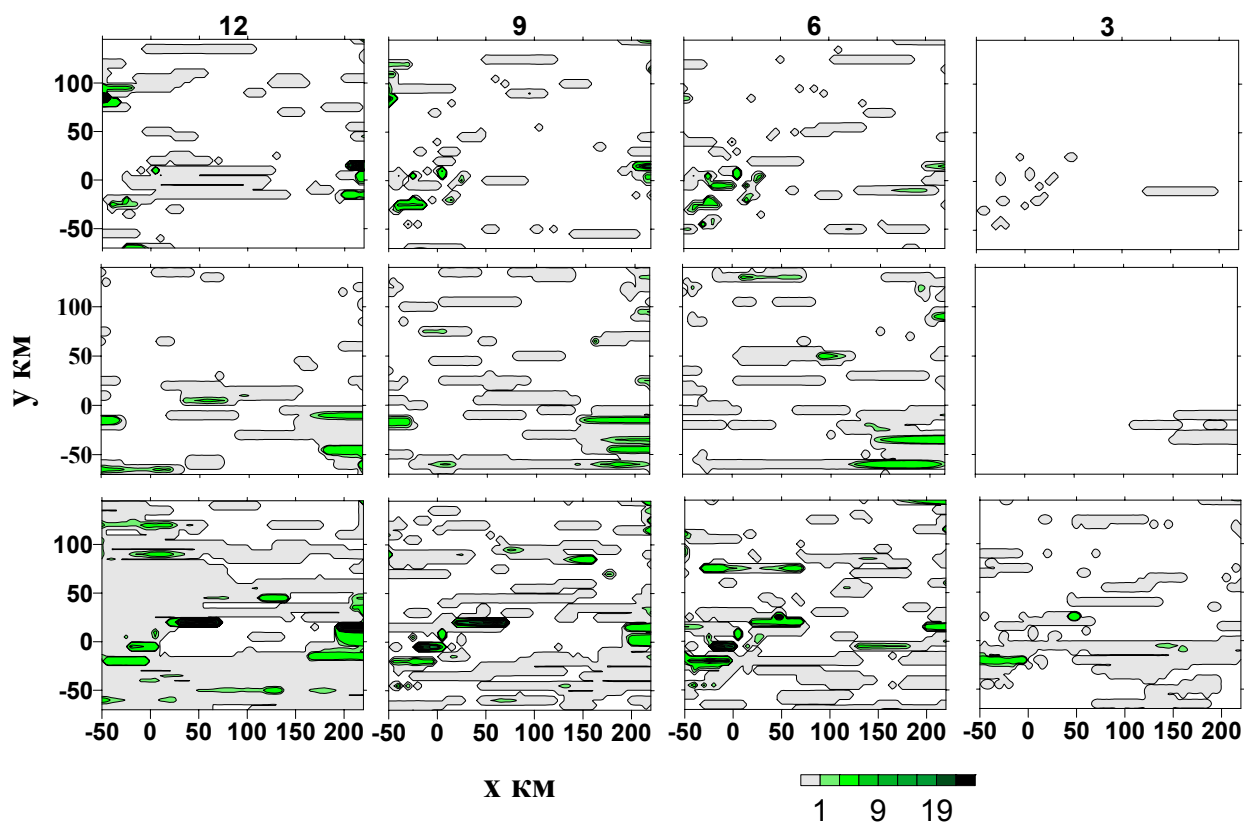


Рис. 6. Суми опадів за перші 12 год розвитку хмарності

1 ряд – розрахунки без коагуляційних процесів; 2 ряд – без орографії; 3 ряд – з максимальною інтенсивністю коагуляції для складного рельєфу. Цифри біля вершин – кінцевий термін у годинах; цифри біля шкали – суми опадів, мм

Максимальні за площею суми в цьому випадку іноді перевершували 50 мм/3 год. У разі зменшення інтенсивності процесів коагуляції,

особливо крупних крапель із дрібними, максимальні інтенсивності опадів зменшувалися, а також переважно зменшувалась й тривалість існування епіцентрів сильних опадів. У розрахунках для плоского рельєфу суми опадів були найменшими, а в районі с. Багате плями із сильними опадами не було виявлено.

Зазвичай, опади залежать від багатьох чинників, а саме: початкових умов, інтенсивності процесів хмароутворення, орографії тощо. Всі ці чинники ретельно досліджувались і використовувались для аналізу причин утворення катастрофічних опадів. На рис. 6 приведено і приклад аналізу сумарного впливу коагуції дрібних крапель із дощовими та кристалами на еволюцію сум опадів за нульових початкових умов. Це також підтверджує, що визнаючи вирішальний вплив на опади динамічних чинників, мікрофізичними процесами також нехтувати не можна. В утворенні катастрофічних опадів у літній період на фоні сприятливих динамічних умов коагуляційні процеси відіграють вирішальну роль. На рис. 6 у районі $20 < x < 60$ км; $0 < y < 50$ км, який включав епіцентр фактичних сильних опадів, сильні опади були тільки у разі включення процесів коагуляції.

На рис. 7 приведено просторові розподіли полів питомої ентропії сухого повітря, хмарності та температури для потужної конвективної хмари (крок вкладеної сітки 200 м). Часовий і просторовий розподіли хмарності добре узгоджуються з розподілами ентропії та температури. Область мінімального значення ентропії на землі при $158 < x < 160$ (рис. 7 b) знаходиться під потужною конвективною хмарою, вертикальна протяжність якої досягала 11-12 км (рис. c-d). Проекція області максимальної концентрації кристалів у кристалічній вершині перетинається з областю мінімальної ентропії на землі. Хмарі відповідають різкий злом і підйом ізотерм, які простежуються в полі температури до висоти 15 км (рис. 7 d). У вказаних межах розподіл температури має великий зсув в області тропопаузи.

Таким чином, у процесі прогнозу сильних та катастрофічних опадів, окрім інших чинників, одним із основних предикторів можна використовувати ентропію. Виходячи із комбінованих розрахунків ентропії та хмарності, можна заключити, що понижена ентропія сухого повітря може бути надійним предиктором для визначення епіцентрів сильних опадів.

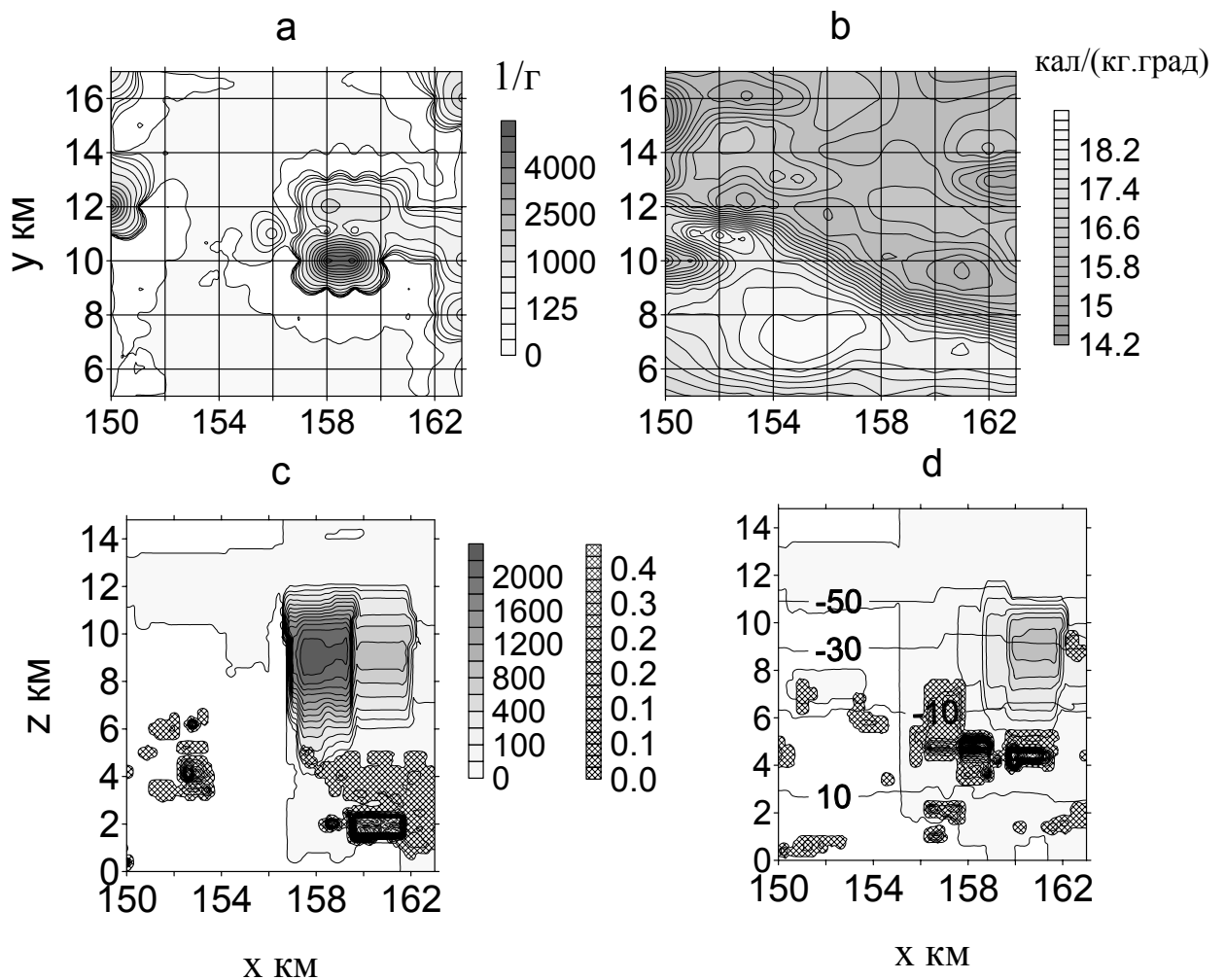


Рис. 7. Просторовий розподіл ентропії, хмарності та температури
 а – горизонтальний розподіл максимальних по z концентрацій хмарних частинок; б – приземний горизонтальний розподіл ентропії; с – вертикальні розрізи водності та концентрації кристалів при $y = 9,8$ км.; д – при $y = 10$ км.; д – вертикальний розріз температури ($^{\circ}\text{C}$, цифри біля кривих)

Еволюція хмарності в епіцентрі сильних опадів

Щоб в'яснити причини виникнення таких сильних опадів в епіцентрі, була виконана серія чисельних експериментів з використанням діагностичних та прогностичних моделей для складного і плоского рельєфів. Такі паралельні розрахунки дозволяють більш чітко визначити роль метеорологічних та орографічних чинників у еволюції потужної хмарності та сильних опадів.

На рис. 8 показано просторовий розподіл інтегральних та метеорологічних характеристик у районі с. Багате. По приведених до рівня моря значеннях тиску, температури, ентропії, ліній току ніяких

особливих збуджень в атмосфері помічено не було. Тиск поволі зростає із південного заходу на північний схід, ентропія так само зростала. Висхідні рухи та швидкість конденсації сигналізували про деяке збурення по діагоналі показаної сітки.

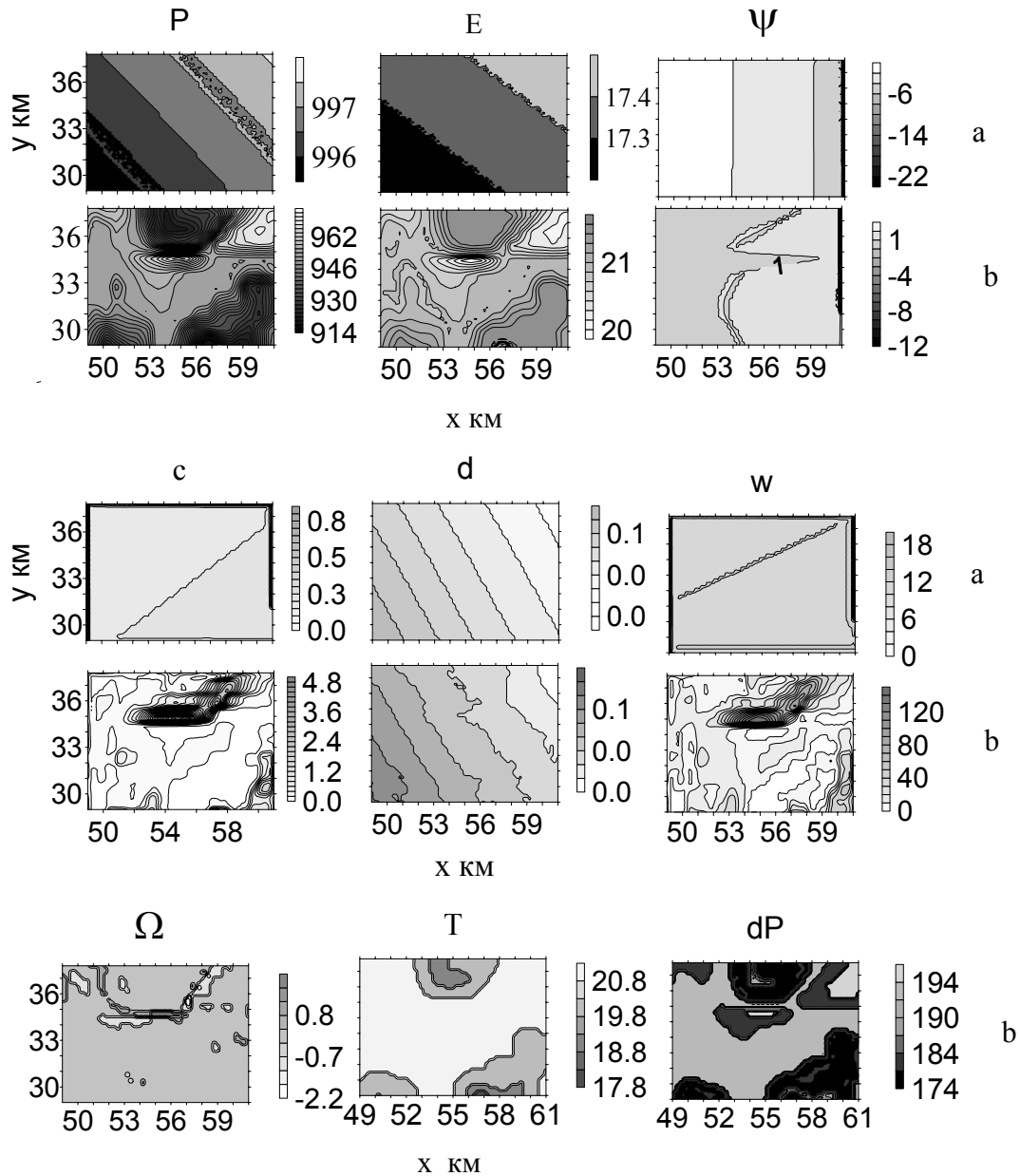


Рис. 8. Характеристики хмарної атмосфери о 00 год 8 серпня

а – розрахунки для плоского рельєфу; б – для складного; P – тиск, гПа; E – ентропія; ψ – ізолінії функції току; c – інтегральна в шарі швидкість конденсації; d – інтегральне перенасичення відносно льоду, мм; w – максимальні в шарі висхідні рухи, см/с; Ω – вертикальна складова вихору швидкості, $10^{-3}/с$; T – температура, °C; dP – різниця між тиском на висотах 7 км і 4 км, гПа

Результати моделювання для складного рельєфу мали дещо іншу картину. Майже всі характеристики відзначалися плямистою структурою. Плями пониженої ентропії чітко виділялися біля центральної точки та на північний схід від неї.

Лінії току набували кривизни з циклонічною циркуляцією. Ізолінії пересичення відносно льоду відрізнялися не так помітно. В обох випадках кількість вільної для сублимації водяної пари повільно зростала із південного заходу до північного сходу.

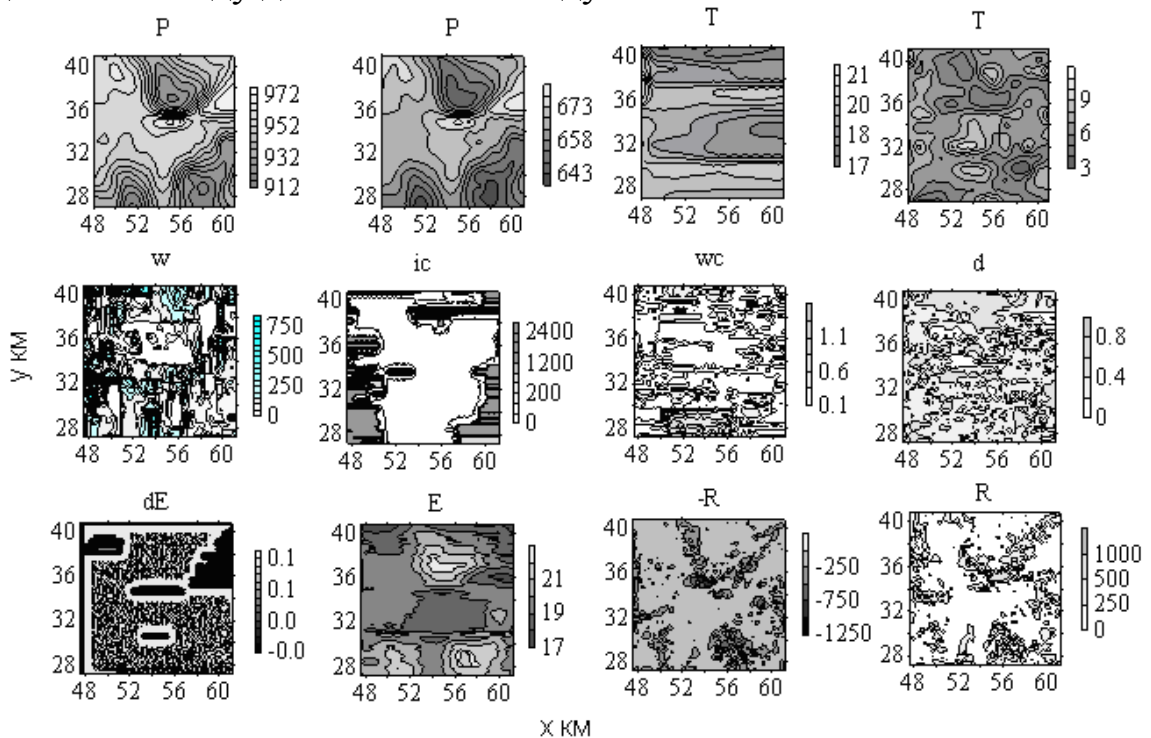


Рис. 9. Характеристики хмарності через 2 год їхньої еволюції

P – тиск на висоті 0 та 4 км, гПа; T – температура на цих рівнях, °C; w – максимальні в шарі вертикальні рухи, см/с; ic – максимальні в шарі значення концентрації кристалів, 1000/г; wc – максимальні значення водності, г/кг; R – максимальні значення вихору 1/1000с; -R – мінімальні значення вихору; E – ентропія, 1000^{-3} кал/г; dE – приріст ентропії, 10^{-6} кал/г/с

Швидкість конденсації та висхідні рухи своїми плямами з максимальними значеннями вказували на центри дії хмаро- та опадоутворювальної активності. Плямиста структура метеорологічних характеристик із часом зумовила плямисту структуру хмарності та опадів (рис. 9-11) і сформувала осередки потужної купчастої хмарності.

Подібним до розподілу ентропії, але в обернено-пропорціональній залежності, є розподіл різниці тиску між висотами 7 і 4 км. Висоти були вибрані так, щоб шари з найбільшою хмаро- та опадоутворювальною активністю, а також шар із ізотермою -12°C , входили в цей проміжок. Максимальні градієнти тиску в шарі спричинили максимальні значення вертикальних рухів та швидкості конденсації, а з ними – і інтенсивність опадів. Розподіл вихору підкреслює, що купчасті хмари будуть складати ланцюжки як із циклонічним, так і антициклонічним напрямом руху в них. Розрахунки для рівня моря для останніх характеристик не приведено через відсутність у них просторових градієнтів.

Розподіл тиску (рис. 9) мав плямисту структуру із замкнутою областю високого тиску в центрі сітки, температура на землі – смугасту структуру, а на висоті – плямисту. Окремі мінімуми ентропії та циклонічні і антициклонічні вихори свідчили про майбутні сильні опади в цій області.

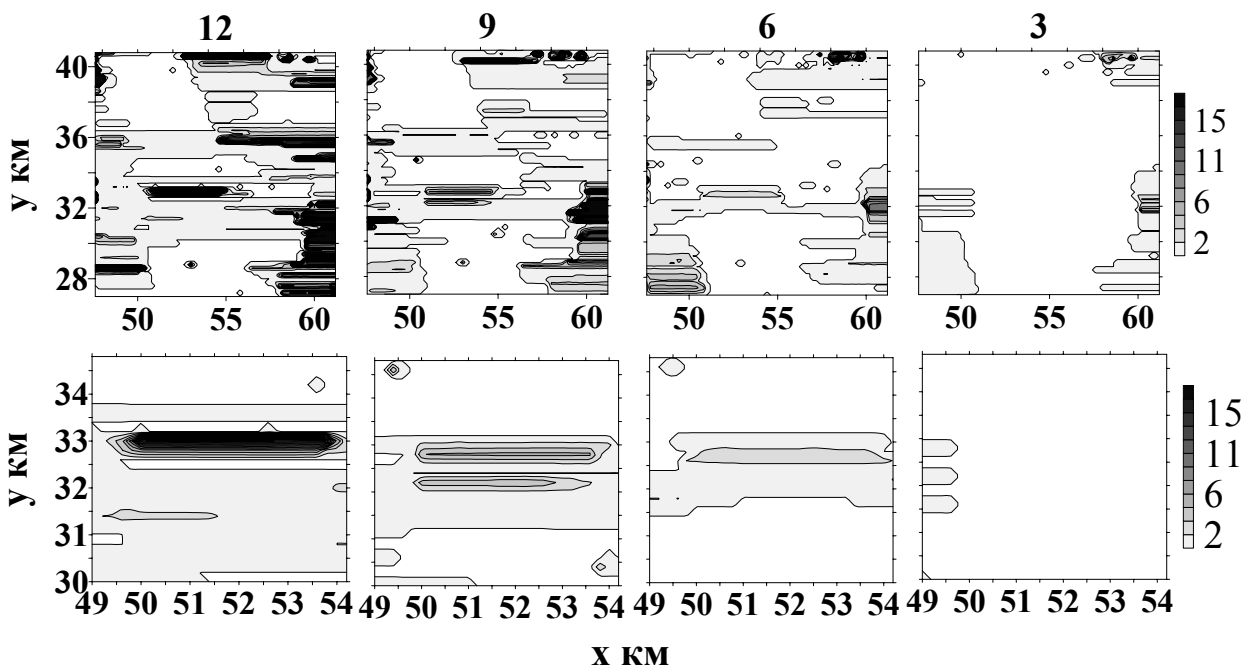


Рис. 10. Змодельована еволюція сум опадів у перші 12 год розвитку поблизу с. Багате та сусідніх територій

1 ряд – розширена область; 2 ряд – с. Багате. Цифри біля вершин рисунків – кінцевий термін суми, год. Цифри біля шкал – суми опадів, мм

Подальшим завданням для чисельного моделювання було вивчення специфіки еволюції характеристик хмарності та опадів. Звичайно, описати результати моделювання для всього синоптичного процесу не

дозволив об'єм публікації, тому в подальшому аналізі обмежимось розрахунками еволюції хмарної атмосфери в перші 12 год після 00 год 8 серпня, намагаючись охопити найхарактерніші риси досліджуваних процесів.

Головною особливістю розподілу мікрофізичних характеристик була наявність області, чистої від кристалічних, а частково й від водних хмар. У цій області з часом почали з'являтися окремі купчасті хмари і, розвиваючись, вбирали із оточення вільну для конденсації та сублімації вологу, перетворювались у потужні купчасті утворення.

Ці утворення втягували в себе навколишню вільну для сублімації водяну пару, стимулюючи швидкий ріст опадів. Даючи сильні зливи, вони швидко розпадалися і виникали знову, як правило, уже в іншому місці. Явище висушування потужними купчастими хмарами навколишнього повітря останнім часом привертає увагу вчених як теоретиків, так і експериментаторів [9, 10, 12]. У досліджуваному випадку умови для появи таких хмар створилися під час наближення багатих вологою різних фронтальних хмарних систем. Оскільки досить часто водяна пара рухається швидше, ніж сама система, то перед хмарними масивами створюються умови для спонтанного виникнення потужних хмар, які продукують сильні опади.

На рис. 10 показано еволюцію сум опадів за перші 12 год змодельованої хмарності з максимальним урахуванням коагуляції кристалів із краплями. Суми досягали катастрофічних значень і визначалися не довготривалим випадінням опадів, а окремими короткоживучими конвективними утвореннями із сильними зливами. Характерним для цього району було те, що хмарні системи наступали на нього зі сходу та заходу, а в проміжку між ними була безхмарна атмосфера.

На рис. 11 показано еволюцію інтенсивності опадів. Розподіл опадів мав як смугасту, так і плямисту структуру. У безхмарній атмосфері періодично з'являлись то в одному, то в іншому місці купчасті утворення, які давали опади зливого характеру.

З'єднуючись із великими хмарними масивами, ці хмари могли розчинитися в них, а могли і підсилитись залежно від термодинамічних умов проходження повітряних мас над цією територією.

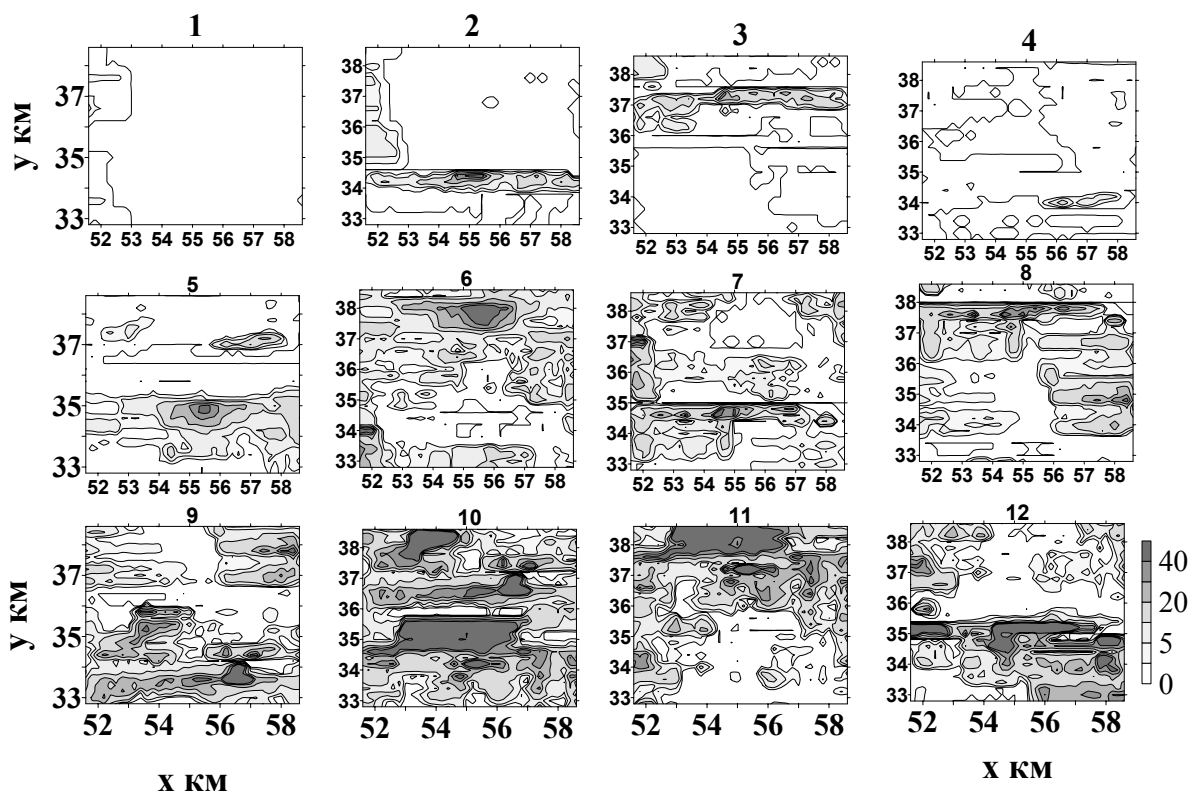


Рис. 11. Змодельована еволюція інтенсивності опадів

Цифри біля вершин – час, год; а біля шкали – інтенсивність опадів, мм /год

Висновки

Побудовано діагностичні та прогностичні моделі фронтальних мезомасштабних хмарних утворень, які проходили над Кримом 5-10 серпня 2002 р. Змодельовано еволюцію хмар та опадів різноманітної фізичної природи та різних мезомасштабів на окремих стадіях синоптичного періоду.

Проведено серію чисельних експериментів для вивчення умов утворення та характеру еволюції хмарності, яка спричинила сильні опади та паводки в східному Криму в серпні 2002 року.

Показано особливості розвитку інтенсивності та сум опадів на різних стадіях протікання над східним Кримом характерних мезомасштабних процесів та їхній вклад у загальну суму опадів.

Інтенсивність опадів характеризувалась дуже неоднорідною структурою. Осередки конвективних опадів різних розмірів, різної форми та інтенсивності були вкраплені в системи облогових опадів на більшій частині досліджуваної території. Осередково – смугова структура полів

хмарності та опадів указує як на хвильовий, так і на вихровий характер процесів їхнього формування.

Сильні вертикальні та вихрові рухи, насичення відносно льоду та утворення крупнокрапельної фракції шляхом коагуляції дощових крапель із хмарними часточками були запорукою утворення катастрофічних опадів.

Коагуляційні процеси могли як збільшувати, так і зменшувати інтенсивність опадів. Максимальні суми опадів у більшості випадків збільшувались під впливом коагуляції і тільки для великих термінів відсутність коагуляції могла спричинити сильніші опади.

Небезпечні опади можна було також отримати і не враховуючи коагуляції крупних крапель із дрібними. У разі неврахування коагуляційних процесів максимальна за площею інтенсивність опадів, як правило, росла протягом розрахованих 12 год. У випадку врахування всіх запрограмованих процесів із максимальними значеннями коефіцієнтів захвату ця інтенсивність також росла з часом.

Врахування тільки коагуляції кристалів із хмарними частинами сумісно з процесами перегонки водяної пари з крапель на кристали зумовило хвильовий характер інтенсивності опадів, головною причиною якого була короткоживучість купчастих утворень.

Вплив орографії в розрахунковій сітці призводив до збільшення кількості епіцентрів опадів, а також і до збільшення їхньої інтенсивності.

Серію чисельних експериментів було виконано з метою дослідження просторового та часового розподілу ентропії та її похідної в процесі еволюції хмарності. Залежність між ентропією та осередками сильних опадів виявлено в існуванні мінімумів ентропії в епіцентрах сильних опадів.

* *

1. *Бельй Т.А., Пірнач А.М.* Численне моделювання сильних осадков в Прикарпаттьє // Доповіді НАН України. – 2009. – № 10. – С. 115-121.
2. *Буйков М.В.* Численне моделювання облаков слоистых форм. – Обнинск: ВНИИГМИ МЦД, 1978. – 68 с.
3. *Івус Г.П., Баблюмян О.Д.* Стихійні метеорологічні явища в Україні. – О.: ТЕС, 2007. – 95 с.
4. *Пірнач Г.М.* Моделювання фронтальних хмар із сильними опадами для рівнинних та гірських рельєфів // Наук. пр. УкрНДГМІ. – 2005. – Вип. 25. – 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.* Чисельне моделювання хмар та опадів у системах атмосферних фронтів. – К.: Ніка-Центр, 2008. – 294 с.
7. *Пірнач Г.М.* Моделювання взаємного впливу крапельної та кристалічної фракцій на інтенсивність сильних опадів // *Наук. пр. УкрНДГМІ.* – 2009. – Вип. 258. – С. 5-28.
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. *Pauluis O., I. M. Held.* Entropy Budget of an Radiative-convective equilibrium. Part I: Maximum work and frictional dissipation. *J. Atmos. Sci.* – 2002. – Vol. 59. – P. 125-139.
10. *Pauluis O., I. M. Held.* Entropy Budget of an Radiative-convective equilibrium. Part II: Latent heat transport and moist processes // *J. Atmos. Sci.* – 2002. – Vol. 59. – P. 140-149.
11. *Pirnach A.M.* 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. 356-476.
12. *Roms D.M.* The Dry-Entropy budget of moist atmosphere// *J. Atmos. Sci.* – 2008. – Vol. 65. – P. 3779-3799.

*Український науково-дослідний
гідрометеорологічний інститут, Київ*

А.М. Пирнач, Т.А. Белый

Эволюция конвективных облачных образований во время паводков в Крыму

В работе описаны результаты численного моделирования катастрофических осадков, которые обусловили паводки над восточным Крымом в августе 2002 г. Трехмерные диагностические и прогностические микрофизические модели фронтальных систем облаков с учетом сложного рельефа, разработанные в УкрНИГМИ, были приспособлены к условиям развития мощной конвективной облачности различных масштабов. Проведено несколько серий численных экспериментов с целью поиска ключевых параметров, которые определяли характер распределения сильных осадков.

Ключевые слова: катастрофические осадки, паводки в Крыму, фронтальные системы облаков, микрофизические модели.

G.M. Pirnach , T.A. Belyi

Evolution of the convective cloud formation during floods in Crimea

Recent paper presented results of numerical simulation of heavy precipitation that caused floods over east Crimea in August 2002. 3-D diagnostic and prognostic models developed in UHRI for complex and flat relief have been adapted to modeling of chimney clouds of different mesoscales. Some series of numerical experiments with goal to research of key parameters caused formation and distribution of heavy precipitation have been carried out.

Keywords: heavy rainfall, floods in Crimea, frontal cloud systems, microphysics models.