

УДК 551.576

Г.М. Пірнач, С.М. Дудар, В.М. Шпиг

ЧИСЕЛЬНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ФРОНТАЛЬНИХ ХМАРНИХ СИСТЕМ, ЯКІ СУПРОВОДЖУВАЛИ СИЛЬНИЙ ПАВОДОК У КАРПАТАХ У ЛИСТОПАДІ 1998 РОКУ

Описано методику та результати дослідження фронтальних хмарних систем, які проходили над Карпатами. Методика досліджень полягала в застосуванні чисельного моделювання фронтальних хмарних систем, які давали сильні опади. Для ілюстрації запропонованої методики був вибраний випадок осіннього паводку 1998 року, умови формування якого досить детально описані в багатьох джерелах. Методика проілюстрована для фронтальних систем, які спостерігалися над Карпатами протягом одного синоптичного процесу. Приведені результати досліджень як всього процесу в цілому, так і окремих купчастих утворень, які супроводжувалися зливами. Змодельовано смуги та осередки шаруватих та купчастих хмар з опадами різної інтенсивності.

Вступ

Паводки в Карпатах – це звичайне явище для цього району. Нерідко вони набувають небезпечного характеру, тому потребують постійної уваги щодо здійснення заходів, спрямованих на захист та ліквідацію руйнівних наслідків їх проходження. До основних чинників, які зумовлюють паводки, належать інтенсивні зливові дощі та орографія місцевості. Сильні опади, які супроводжували паводки у Карпатах, були предметом багатьох досліджень [1, 2, 3, 9]. Умови формування паводку у листопаді 1998 року вивчалися досить різнобічно різними авторами. Доволі детально вони описані у [3]. Основним методом дослідження був аналіз синоптичних та гідрометеорологічних даних.

Чисельне моделювання таких опадів є досить складною проблемою, пов'язаною з рельєфом території. Складність рельєфу супроводжується великою різноманітністю масштабів смуг і осередків хмар та опадів, пов'язаних з атмосферними фронтами та мікроциклонами.

Розроблені в УкрНДГМІ [4-8, 10] чисельні моделі, які дозволяють поєднувати широкомасштабні хмарні системи з осередками купчастих хмар різних масштабів, дають можливість дослідити вплив фронтальних хмар різної природи на динаміку опадів у заданому регіоні.

Методика досліджень

Чисельні експерименти, пов'язані з хмарними системами та циклонами, які визначали погоду над Українськими Карпатами в період паводку, можна розділити на дві групи, одна з яких була проведена за допомогою діагностичних чисельних моделей, а інша – з використанням прогностичних мікрофізичних моделей. Діагноз стану атмосфери виконувався, коли доступні дані радіозондування дозволяли з достатньою точністю відобразити стан атмосфери у даний момент. На жаль, дані зондувань дозволили здійснити моделювання тільки для 00 GMT. Для цих строків були побудовані тривимірні поля метеорологічних характеристик над вибраною територією. Причому в чисельних експериментах використовувалися моделі як з урахуванням рельєфу, так і без нього. У діагностичних моделях орографія враховувалася наступним чином: спочатку будувалися поля метеорологічних елементів у декартовій системі координат без урахування орографії, як у [4]. Потім шляхом інтерполяції проводився перерозподіл значень невідомих величин в точки сітки Z-сігма системи координат (ξ, η, ζ) . Значення цих координат для точок (x, y, z) розраховувалися за формулами:

$$\xi = x, \quad \eta = y, \quad \zeta = \frac{z - \Gamma}{H - \Gamma} H \quad (1)$$

Вертикальні рухи, тиск та густина повітря обчислювались із системи рівнянь:

$$\frac{\partial \rho u}{\partial \xi} + \frac{\partial \rho v}{\partial \eta} + \frac{\partial \rho \tilde{w}}{\partial \zeta} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial \zeta} = -g G_0 \rho \quad (3)$$

$$\rho = \frac{p}{RT}, \quad (4)$$

де:

$$\tilde{w} = \frac{G_1 u + G_2 v + w}{G_0}, G_0 = 1 - \frac{\Gamma}{H}, G_1 = \Gamma_x \left(\frac{\zeta}{H} - 1 \right), G_2 = \Gamma_y \left(\frac{\zeta}{H} - 1 \right). \quad (5)$$

Γ – висота рельєфу, залежна від x та y ; Γ_x та Γ_y – похідні від цієї функції. H – максимальна висота у вибраній обчислювальній сітці.

Похідні, які входили у різноманітні співвідношення, обчислювалися за формулами:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial z} = \frac{1}{G_0}, \Gamma_x = \frac{\partial \Gamma}{\partial x}, \frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{G_1}{G_0}. \quad (6)$$

$$\frac{\partial p_1}{\partial z} = \frac{\partial p}{\partial \zeta} \frac{\partial \zeta}{\partial z} = \frac{\partial p}{\partial \zeta} \frac{1}{G_0}; \quad \frac{\partial p}{\partial \zeta} = G_0 \frac{\partial p_1}{\partial z}, \quad (7)$$

$$\frac{\partial p_1}{\partial x} = \frac{\partial p}{\partial \xi} + \frac{\partial p}{\partial \zeta} \frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{\partial p}{\partial \xi} - G_1 g \rho, \quad (8)$$

p_1 – тиск чи будь-яка інша функція в декартовій системі координат. Для координати y викладки аналогічні координаті x .

Тривимірні діагностичні моделі з урахуванням рельєфу та без нього використовувалися для аналізу фізичного стану атмосфери над заданим районом у заданий момент часу. Діагностичні моделі ґрунтувалися на даних радіозондування, отриманих із Британського центру метеорологічних даних (BADC). У побудованих моделях використовувалася Z-сігма система координат, в якій нижня межа збігалася із землею поверхнею, а верхня – з фіксованою висотою над рівнем моря. Врахування орографії в моделі було реалізоване за допомогою перетворення декартової системи координат у Z-сігма систему координат (ξ, η, ζ) [8]. При аналізі результатів моделювання координати (ξ, η, ζ) для зручності були перейменовані на (x, y, z) .

Осі були направлені відповідно на схід (вісь x), на північ (вісь y), вісь z була направлена вертикально. Кроки обчислювальної сітки дорівнювали відповідно $\Delta x = \Delta y = 10$ км, $\Delta z = 200$ м. Координати x, y, z змінювалися в межах $-170 < x < 300$ км, $-250 < y < 220$ км, $0 < z < 10$ км.

Синоптична ситуація

Перша хвиля опадів на Закарпатті спостерігалася 29-30 жовтня 1998 року. Друга хвиля дуже сильних дощів пройшла 3-5 листопада при переміщенні через Закарпаття теплового фронту та фронту оклюзії.

Утворення кількох активних мікроциклонів та посилення опадів було пов'язане з проходженням полярного холодного фронту.

В 00.00 GMT (GMT – Гринвіцький меридіональний час) 02.11.1998 року погоду над Карпатами визначав циклон з центром над Варшавою (рис. 1а). Області опадів спостерігалися на південь та північ від Українських Карпат. О 12 годині за Гринвічем центр циклону перемістився на схід і перебував південно-східніше Мінська. Область опадів розташувалася північно-східніше Львова, а фронтальна система вийшла за межі Карпат.

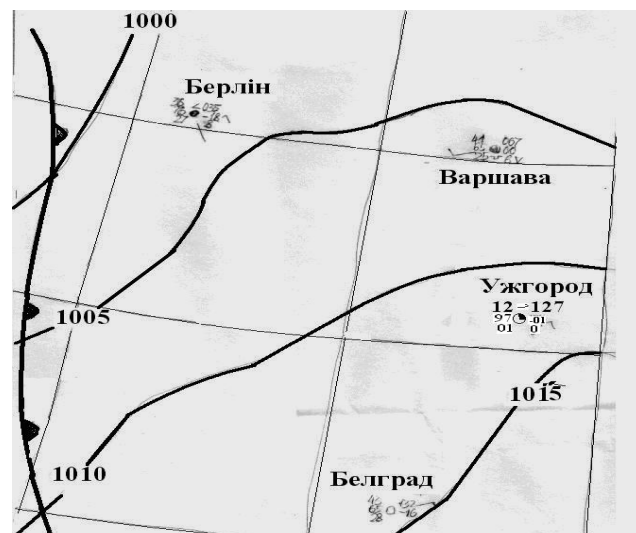
3 листопада 1998 року в 00.00 GMT над Європою у висотній холодній U-подібній улоговині, що була орієнтована з Північного полюсу на Велику Британію і на Північний Кавказ, біля поверхні землі розташувалися три циклони: основний оклюдований термічно однорідний циклон з центром у районі Лондона (982,2 гПа), циклон у районі Тули (990,3 гПа) та циклон поблизу острова Ведмежий (Норвезьке море, 1002,9 гПа, високий холодний). ВФЗ була орієнтована з Ісландії, уздовж 8° зх. д., через Біскайську затоку і майже у широтному напрямку через Центральну Європу, Україну на Південний Урал. Під ВФЗ розташовувалися арктична і полярна фронтальні системи. Причому у середній тропосфері над Україною вони були в паралельних потоках. У той же час на західній периферії ВФЗ спостерігалась активна адвекція холоду, а над Францією та Німеччиною адвекція тепла, що спричинило зменшення геопотенціалу у межах 4-8 дам/12 год. на рівні АТ₇₀₀. Над Карпатами у цей час розмістився баричний гребінь. Широкомасштабних опадів не було.

4 листопада 1998 року в 00.00 GMT у нижній і середній тропосфері відбувся циклогенез між циклонами над Великою Британією і над Тулою, вони почали існувати як спряжені циклони. Над Україною протягом 3-4 листопада 1998 року знаходився активний полярний холодний фронт з хвилями (рис. 1- в,г,г). 5.11.1998 р. в 00.00 GMT адвекція тепла над східною половиною України та активна адвекція холоду над Центральною Європою обумовили активізацію ВФЗ над Центральною Європою і зберегли її над заходом України.

Біля поверхні землі 5 листопада 1998 року в 00.00 GMT хвиля перемістилася від Ужгорода у район Івано-Франківська, проте о 03.00 GMT чергова хвиля перемістилася у район Рахова. О 12.00 GMT 5 листопада 1998 року до Закарпаття наблизився холодний вторинний фронт.



а) 2.11.98 00.00 GMT



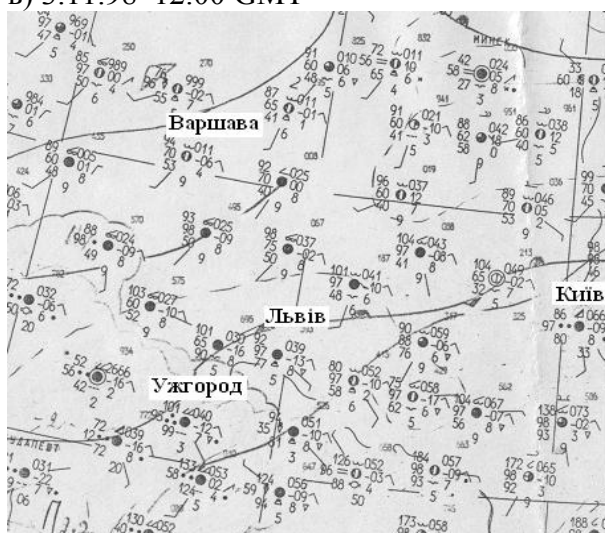
б) 3.11.98 00.00 GMT



в) 3.11.98 12.00 GMT



г) 4.11.98 00.00 GMT



Область із сильними опадами була розміщена приблизно у межах $90 < x < 160$ км, $-40 < y < 10$ км (по хребту). Згідно [3] загальна сума опадів, які випали 4-5 листопада, становила в гірських районах 70-120 мм, а в епіцентрах дощів – 150-277 мм.

Уночі 6 листопада дощі в Закарпатті припинилися.

Чисельні експерименти з діагностичними моделями

На рис. 2 показано просторовий та часовий розподіл надлишкової вологи (насичення відносно льоду) та максимальних висхідних рухів, який охоплює два схожі синоптичні процеси. На рис. 1а відображена кінцева фаза синоптичного процесу, яка передувала основному синоптичному процесу. Вона характеризується великою площею та відносно великими значеннями насичення відносно льоду. Очевидно, що циклон перебував ще у стані максимального розвитку.

Максимальні вертикальні рухи, швидкості яких досягали 5 м/с, були відмічені на південь від Львова на межі теплої та холодної ділянок хвилі. Вони мали конфігурацію смуг або окремих замкнених областей. Поблизу Ужгорода була розміщена інша смуга з вертикальними швидкостями, які досягали декількох метрів за секунду. Найбільш імовірно, що ця смуга була пов'язана з холодним фронтом. Характерно те, що області максимальних висхідних рухів збігаються з областями максимального насичення над льодом. Це свідчило про значні потенціальні можливості хмар давати сильні опади у цьому районі, що підтвердили сильні зливи, які спостерігалися на півдні Львівської області.

Рис. 1б фактично відображає перехідну фазу від одного синоптичного процесу до іншого (один циклон вже відійшов, а другий ще не прийшов). Порівнюючи розподіли максимальних висхідних рухів за 00.00 GMT 2 та 3 листопада, слід відмітити, що система вертикальних рухів, які досягали кількох м/с, майже вийшла за межі розрахункової сітки, за винятком однієї області, очевидно, пов'язаної з холодним фронтом. Насичення відносно льоду мало плямисту структуру і його значення були значно менші, ніж у попередньому випадку. Над Ужгородом опадів не спостерігалось. Згідно синоптичних карт о 12.00 GMT 03.11.1998 р. у районі Українських Карпат на фоні облогових відмічалися осередки зливових опадів, які, очевидно, були пов'язані з фронтом оклюзії.

04.11.1998 р. в 00.00 GMT над регіоном знаходився фронт з хвилями з мікроциклоном над гірським хребтом у районі, де згідно [3] перебував епіцентр опадів. Тут спостерігалася суцільна область опадів, що відзначалася великою кількістю надлишкової вологи. Вертикальні рухи були орієнтовані вздовж хребта і мали як смугову, так і осередкову структури.

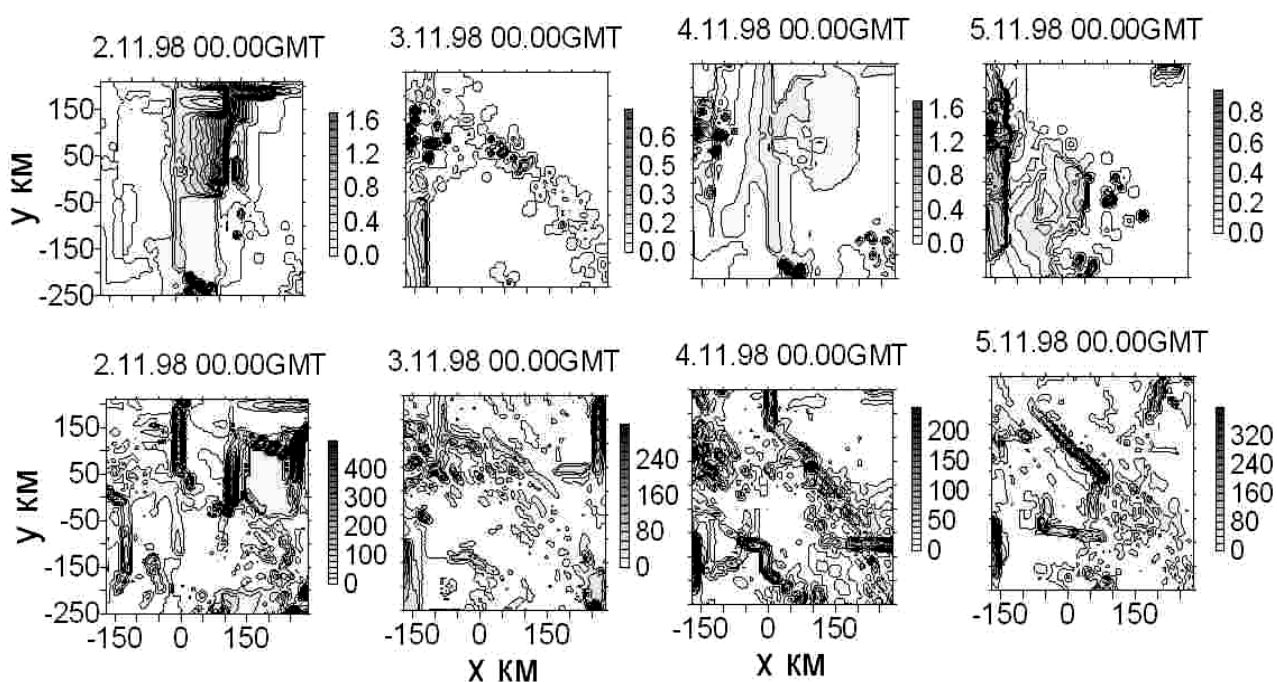


Рис. 2. Розподіл у часі та просторі насичення відносно льоду

Перший ряд, цифри біля шкал, г/кг. Другий ряд – вертикальна проекція швидкості, см/с. Цифри біля шкал. Над рисунками приведені дата та час запуску радіозонда та змодельованого стану атмосфери. Час за Гринвічем

Насичення відносно льоду та висхідні рухи мали місце майже в усій розрахунковій області, що свідчить про потенціальні можливості атмосфери давати сильні опади в усій розрахунковій області. У районі фактичних максимальних опадів площі максимальних значень вертикальних рухів збігалися з площами максимальних значень надлишкової вологи, що зумовлювало дуже сильні опади. Швидкість висхідних рухів була найменшою з усіх, показаних на рис. 2, надпотужних купчастих хмар, але площі, охоплені масивами з висхідними рухами, були найбільшими порівняно з іншими строками. Згідно отриманих під час моделювання просторових розподілів насичення відносно льоду та вертикальних рухів, в районі Українських Карпат переважала широкомасштабна шарувата хмарність.

05.11.1998 р. в 00.00 GMT насичення відносно льоду над хребтом вже не було. Найбільш активні хвилі перемістилися з Карпат до Центральної України. Характерним для розподілу вертикальних рухів є чітко виражена смуга висхідних потоків уздовж хребта, яка складалася з окремих вихрових структур. Вона була розміщена майже перпендикулярно до холодної ділянки хвилі полярного фронту.

Вихрові рухи мали в основному плямисту структуру за всі досліджувані строки (рис. 3, 4) з великою швидкістю обертання в центрах.

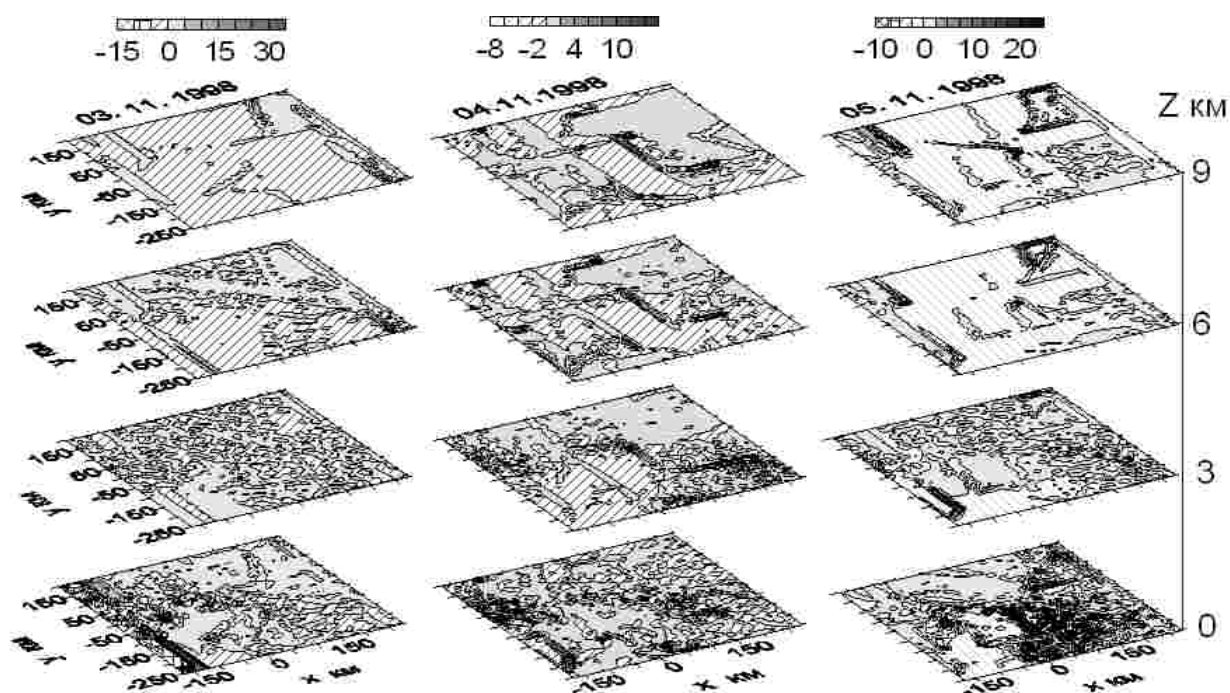


Рис. 3. Просторовий розподіл вихрових рухів 3-5 листопада в 00.00 GMT
Над рисунками приведена дата, біля шкали – значення вертикальної складової вихору, 1/с

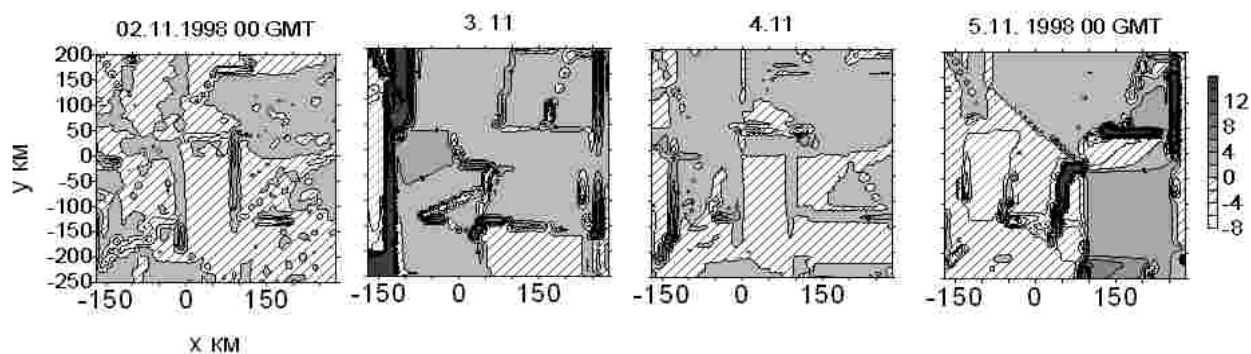


Рис. 4. Швидкість вертикальної складової вихору на рівні моря, 1/с, цифри біля шкали. Розрахунок без урахування орографії

Для 2.11.1998 р. характерною була наявність вихрових диполів різноманітних масштабів. Смугам посилених вертикальних рухів, які були розміщені північніше досліджуваного району, відповідали області з циклонічним обертанням. 3 листопада поле вертикальної складової вихору мало смугасто-осередкову структуру, схожу зі структурою поля вертикальних рухів. До Українських Карпат наближалася система диполів з циклональним та антициклональним обертанням. Вночі 3 листопада циклонічне обертання із вкрапленням вихрових доріжок спостерігалось уздовж хребта, досягаючи 6 км.

Найбільш однорідною вихрова діяльність була 4 листопада (в 00.00 GMT). У цей час поле вихрових рухів було малоградієнтним (переважало циклонічне обертання), абсолютні значення вихору швидкості були менші, ніж в інші строки.

5 листопада у вихровій діяльності знову спостерігалася система диполів, яка свідчила про формування та розвиток купчастої хмарності. Висотний розподіл вихрових рухів підтверджує складну структуру цієї метеорологічної характеристики при такому протіканні метеорологічних процесів. Слід відмітити наявність вихрових доріжок на горизонтальних розрізах, які можуть спостерігатися як біля земної поверхні, так і на різних висотах. Характерним є розподіл проекції вихору по висоті для 04.11.1998 року. У цей час спостерігалися найбільші площі з циклонічним обертанням, які досягали у висоту до 9 км. 5 листопада циклонічна циркуляція переважала до висоти 3 км, вище цього рівня домінувала антициклонічна циркуляція з вкрапленням окремих циклонічних вихорів або вихрових доріжок, швидкість обертання в яких перевищувала 10^{-3} 1/с.

Більш чітко за вихровими рухами можна прослідкувати за допомогою відтворення стану атмосфери без урахування орографії. У цьому випадку чітко видно, що найбільші площі, зайняті циклонічними вихорами, мали місце 3-4 листопада на початковій стадії та в першому періоді максимального розвитку фронтальної системи. На стадіях розпаду (перший та четвертий рисунки) переважали антициклонічні рухи.

На рис. 5 показаний розподіл метеорологічних характеристик в 00.00 GMT 2 листопада, пов'язаних з холодним фронтом та холодною ділянкою хвилі фронту з хвилями. Потужний масив висхідних рухів простягнувся вздовж холодної частини фронту з хвилями (рис. 1) на довготі м. Львів. Друга смуга висхідних рухів, що розташувалася західніше Українських Карпат, розміщувалася паралельно холодному

фронту. Максимальні значення висхідних рухів спостерігалися на широті Ужгорода у районі максимальних сум опадів. Вузька смуга висхідних рухів, шириною близько 20 км, спричинила у цьому районі зливові опади, які також зробили свій внесок у розвиток паводку в Карпатах. Згідно з отриманими при моделюванні даними, фронтальна система мала смугову структуру висхідних рухів і була ще далекою від розпаду. Вона вийшла з досліджуваної території у стадії свого максимального розвитку, можливо, перед початком стадії руйнування.

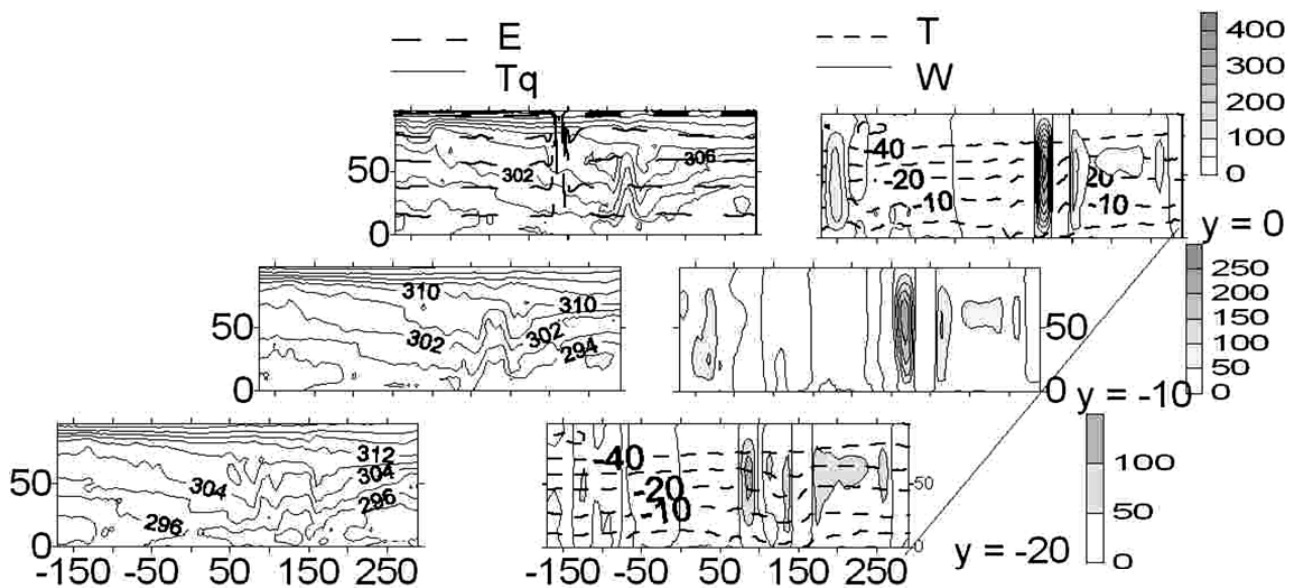


Рис. 5. Просторовий розподіл характеристик стану атмосфери в 00.00 GMT 2 листопада

E – енергія нестійкості; T_q – псевдопотенціальна температура, $^{\circ}K$ (цифри біля кривих); T – температура, $^{\circ}C$; w – швидкість висхідних рухів, см/с (цифри біля шкал)

Як показує розподіл псевдопотенціальної температури, атмосфера була вологонестійкою майже в усій розрахунковій області. Найбільш потужні замкнуті осередки псевдопотенціальної температури спостерігалися західніше та східніше від досліджуваної території і, очевидно, були пов’язані з двома атмосферними фронтами, один з яких залишав згадану територію, а інший насувався на неї із заходу (див. рис. 1).

Розподіл температури та вертикальних рухів 4-5 листопада у період випадіння максимальних сум опадів показаний на рис. 6. Варто відмітити

наявність надпотужних стовпів вертикальних рухів на схід від зони максимальних опадів.

Такі масиви вертикальних рухів являли собою потужні джерела вологи, яка, потрапляючи в райони відносно низької температури, могла сублімуватися на хмарних частинках, спричиняючи їх інтенсивний ріст.

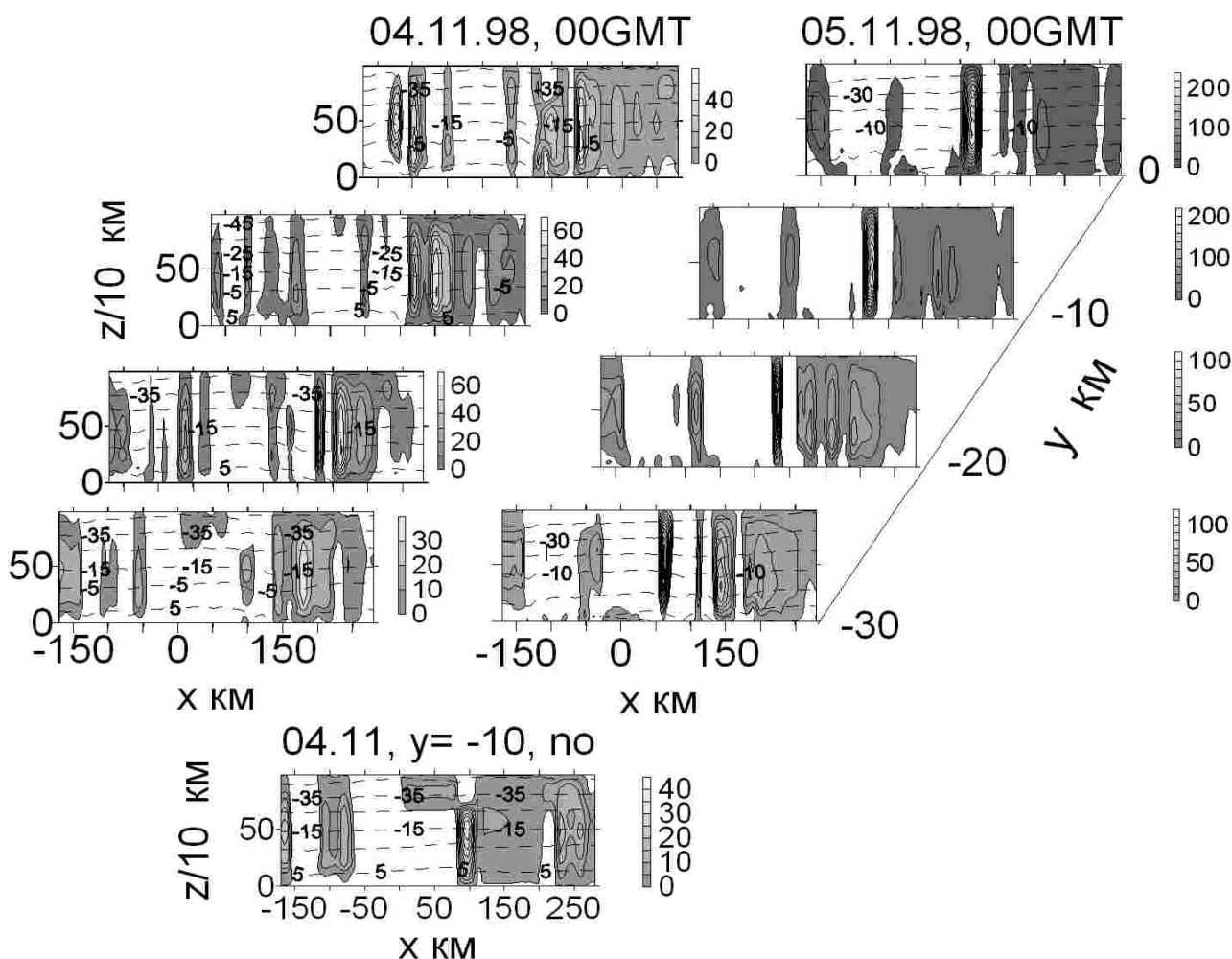


Рис. 6. Вертикальні розрізи температури, °C (значення на рисунку біля ліній) та вертикальних рухів, см/с (цифри біля шкал) в 00.00 GMT 4 та 5 листопада (дата вказана над рисунками)

Символ «по» означає розрахунок без урахування орографії

Відбувався інтенсивний засів кристалами багатих вологою змішаних хмар з кристалічних вершин, що і спричинило надзвичайно сильні опади.

Розподіл температури, приведений на рис. 7, характеризувався наявністю теплої та холодної повітряних мас. Лінія розділу цих мас спостерігалася до висоти 6 км, причому до цього рівня тепліше повітря

знаходилося на півдні області. На висоті 9 км розподіл температури мав уже протилежний характер.

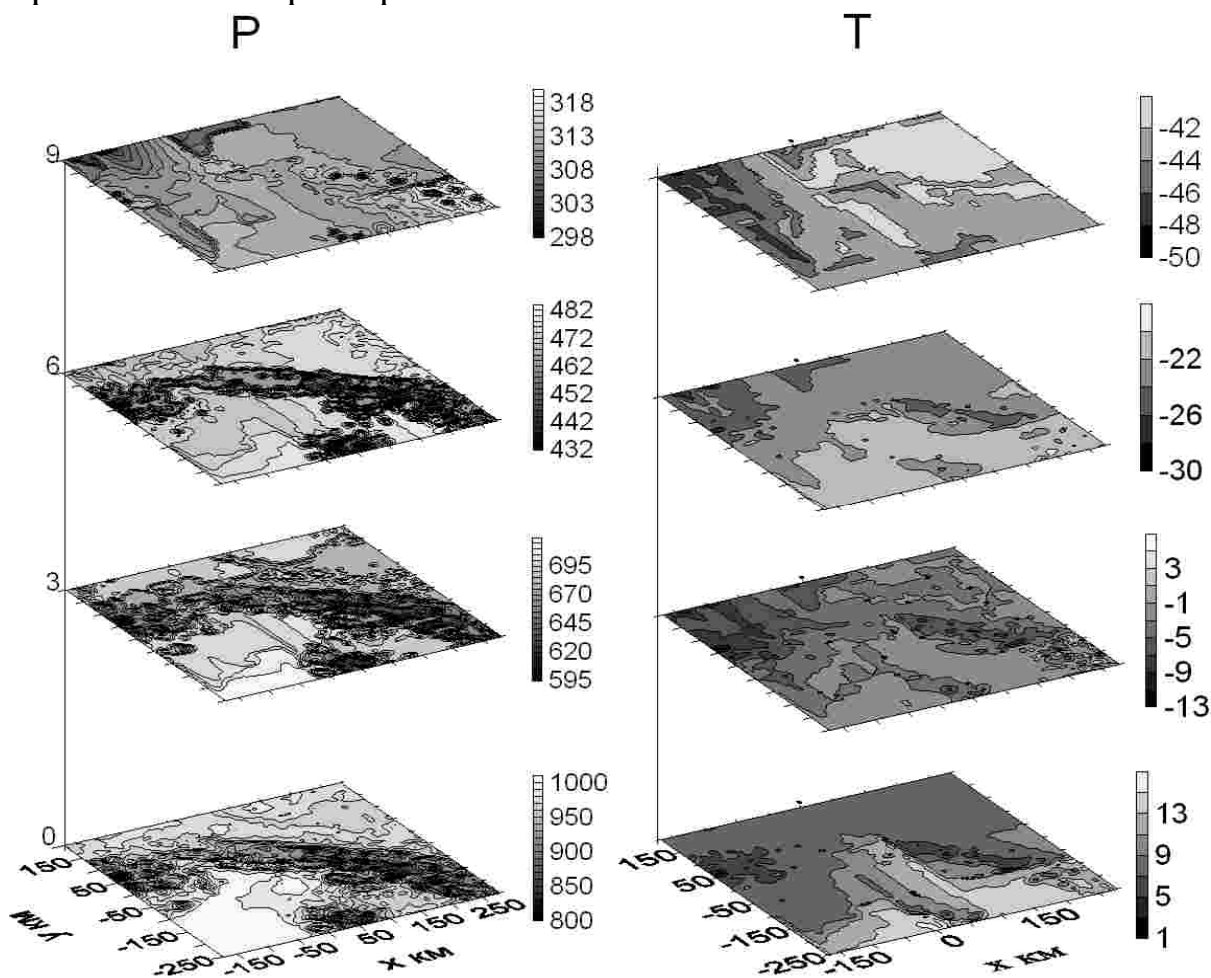


Рис. 7. Просторовий розподіл тиску P (гПа) та температури T (°C), 04.11.1998 року (00.00 GMT)

Окремі замкнуті області високої та низької температури, які мали форму плям або смуг, спричинили формування мезомасштабних смуг купчастих хмар та сильних опадів.

На рис. 8 приведені динамічні та термодинамічні характеристики хмарної системи, яка обумовила найбільш складні погодні умови над Українськими Карпатами у досліджуваний синоптичний період. В 00.00 GMT 5 листопада змодельовані опади (інтегральна швидкість конденсації) мали плямисто-смугову структуру, максимальна інтенсивність їх в окремих смугах та ядрах досягала 10 мм/год. (див. рис. 2), товщина шару з висхідними потоками у цих ядрах досягала 10 км, область високого тиску знаходилася на південному заході від Українських Карпат. В областях низького тиску мали місце окремі

замкнуті області більш низького або більш високого тиску. Розподіл температури відповідав холодній ділянці хвилі атмосферного фронту з хвилями. Окремі смуги та осередки підвищеної або пониженої температури спостерігалися у всій розрахунковій області.

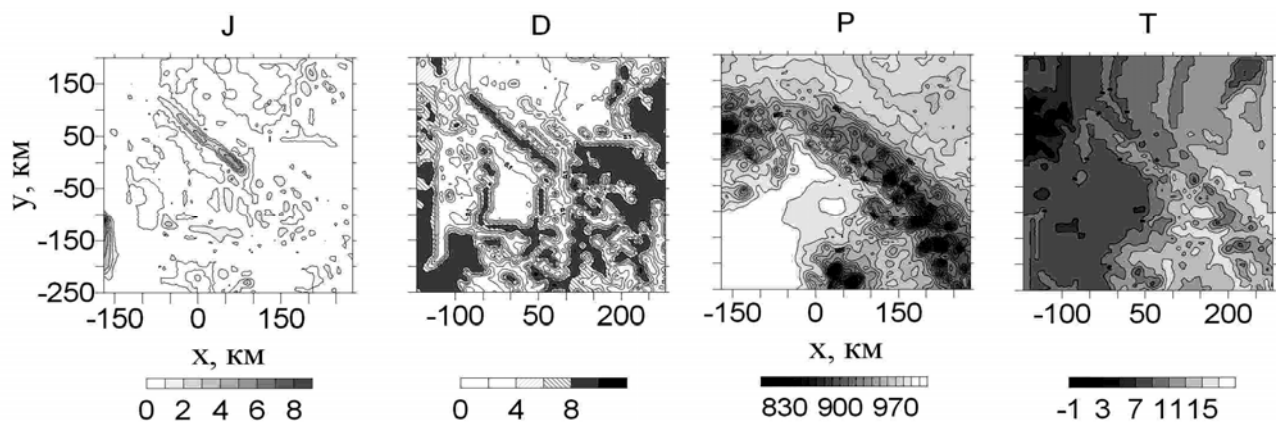


Рис. 8. Інтегральні та приземні характеристики хмарності за 00.00GMT 5 листопада: J – інтегральна швидкість конденсації, мм/год; D – товщина шару з висхідними рухами, км; P – тиск, гПа; T – температура, °C

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

Еволюція хмарності та опадів

Друга група чисельних експериментів присвячена прогнозу стану атмосфери на певний період при умові, що, використовуючи доступні дані радіозондування, за допомогою діагностичних моделей можливо було з достатньою точністю відтворити стан атмосфери у початковий момент. Були побудовані тривимірні поля метеорологічних характеристик над вибраною територією у даний момент і побудовані тривимірні прогностичні моделі еволюції хмар та опадів на перші 12 год. Причому у чисельних експериментах використовувалися моделі як з урахуванням рельєфу, так і без нього. Ці моделі були розроблені у [7, 8] для моделювання еволюції шаруватих та купчастих фронтальних хмар. Формування та еволюція хмарних систем та опадів над заданою територією моделювалися за допомогою системи рівнянь, яка включала повні рівняння динаміки, термодинаміки та кінетичні рівняння для функцій розподілу хмарних частинок та часток опадів за розмірами.

Швидкість утворення кристалів на ядрах сублімації параметризувалась і була пропорційною кількості наявних у хмарі ядер сублімації, яка задавалась як параметр A_s (табл. 1).

Початкові умови для прогностичних моделей формувалися за допомогою діагностичних моделей. Початкові умови для функцій розподілу крапель та кристалів за допомогою відомого емпіричного розподілу Хргіана-Мазіна. Водність та льодність, які необхідні для обчислення цього розподілу, задавалися пропорційними насиченню відносно льоду з множниками, рівними a_i (1– вода, 2– лід; див. табл. 1, 2). Розподіл частинок опадів задавався співвідношенням Маршала-Пальмера:

$$f = f_0 e^{-\alpha r}. \quad (9)$$

У випадку, коли насичення відносно льоду було відсутнім, значення функцій розподілу хмарних частинок та часток опадів прирівнювалося до нуля.

Серії експериментів з дослідження залежності інтенсивності та сум опадів від початкового розподілу крапель, кристалів та опадів, інтенсивності механізмів льодо- та опадоутворення подані у табл. 1, 2, де приведені змодельовані максимальні 3-годинні та 12-годинні суми опадів для площі з координатами $70 < x < 130$ км, $-50 < y < 10$ км для різних параметрів a_i, f_0, α, A_s , які характеризують початкові розподіли хмарних частинок, частинок опадів та швидкість утворення льодяних кристалів на ядрах льодоутворення та коефіцієнти коагуляції c_i ($i = 1$ при коагуляції дощових крапель з дрібними крапельками, $i = 2$ при коагуляції кристалів з краплями). Підсилення інтенсивності механізмів льодоутворення шляхом збільшення множника A_s на порядок збільшило інтенсивність сум опадів (табл. 1, ряд 1 та табл. 2, ряд 1), але не досить суттєво, і навіть збільшення A_s на декілька порядків не привело до катастрофічних опадів. Процеси коагуляції теж не обумовили сильного посилення опадів (наприклад, ряди 7-9 табл. 2).

Більш суттєву роль у розподілі опадів відіграли початкові розподіли хмарних частинок. Найбільший вплив на опади викликала зміна кристалічної фази, причому це стосується розподілу як хмарних часток, так і льодяних часток опадів.

Перші 4 рядки табл. 1 характеризують вплив початкового розподілу водяних крапель на кількість опадів, наступні 6 рядків – розподілу кристалів. Збільшення водності хмар навіть до катастрофічних значень при незмінних інших параметрах дуже мало вплинуло на кількість опадів.

Таблиця 1

Залежність максимальних сум опадів за термін $t_0 - t_k$ від початкового розподілу хмарних часток: t_0, t_k початковий та кінцевий терміни сум в годинах

$$\text{розрахункового часу (GMT). } A_s = 10^{-4} \frac{1}{z \cdot \text{град}}$$

№	a_1	a_2	f_0	α	c_1	c_2	$t_0 - t_k$				
							0-3	3-6	6-9	9-12	0-12
1	0	0	0	0	0	0	3,1	4,3	2,6	2,2	12,2
2	5	0	0	0	0	0	3,1	4,1	2,7	1,7	11,6
3	50	0	0	0	0	0	3,1	4,3	2,4	1,0	10,8
4	100	0	0	0	0	0	3,1	4,3	2,4	1,0	11,0
5	0	1	0	0	0	0	3,3	4,2	2,3	1,7	11,5
6	0	20	0	0	0	0	5,8	5,8	4,4	4,2	20,2
7	0	50	0	0	0	0	7,9	10,4	9,7	8,9	36,9
8	0	100	0	0	0	0	11,1	18,7	17,6	16,9	64,3
9	0	200	0	0	0	0	19,5	35,2	34,4	33,3	122,4
10	0	500	0	0	0	0	46,6	84,8	84,9	82,6	298,9
11	10	10	0	0	1	0	3,4	4,2	2,9	2,9	13,6
12	10	20	0	0	1	0	4,6	5,7	4,3	4,0	18,6
13	10	50	0	0	1	0	6,7	10,6	9,6	8,3	35,2
14	10	100	0	0	1	0	10,6	19,2	17,2	16,2	73,2

Таблиця 2

Залежність максимальних сум опадів за термін $t_0 - t_k$ від початкового розподілу часток опадів.

$$A_s = 10^{-5} \frac{1}{z \cdot \text{град}}$$

№	a_1	a_2	f_0	α	c_1	c_2	$t_0 - t_k$				
							0-3	3-6	6-9	9-12	0-12
1	0	0	0	0	0	0	1,2	4,4	2,4	1,6	9,6
2	5	5	0,4	10	0	0	15,9	18,5	19,2	19,6	73,2
3	5	5	1	10	0	0	15,3	18,1	18,9	18,8	71,1
4	5	5	2	10	0	0	14,3	17,0	17,2	17,1	65,6
5	5	5	0,4	5	1	0	8,6	11,4	11,1	10,0	51,1
6	5	5	2	3	0	0	5,1	8,2	6,6	6,0	25,9
7	5	5	0,4	3	0	0	5,6	8,8	6,8	7,1	28,3
8	5	5	0,4	3	1	1	5,7	9,4	8,2	7,5	30,8
9	5	5	0,4	3	1	0	5,9	9,7	8,2	7,9	31,7

Зате збільшення льодності і, відповідно, хмарних льодяних часточок радикально змінило суми опадів уже при зміні кількості льоду на порядок. До катастрофічних опадів призвело збільшення льодності на 2 порядки. Збільшення водності та включення механізму коагуляції крапель з краплями значно не вплинуло на розподіл опадів, що вказує на вирішальну роль сублімаційних процесів в утворенні опадів.

Радикально могла змінити поведінку опадів також наявність часток опадів (табл. 2). Збільшення показника розподілу α на порядок відносно середньостатистичних величин (близьких або менших 1) теж призводило до катастрофічних опадів. Збільшення f_0 обумовлювало зменшення сум опадів, тобто пропорціональне збільшення числа великих крапель усіх розмірів гальмувало формування сильних опадів.

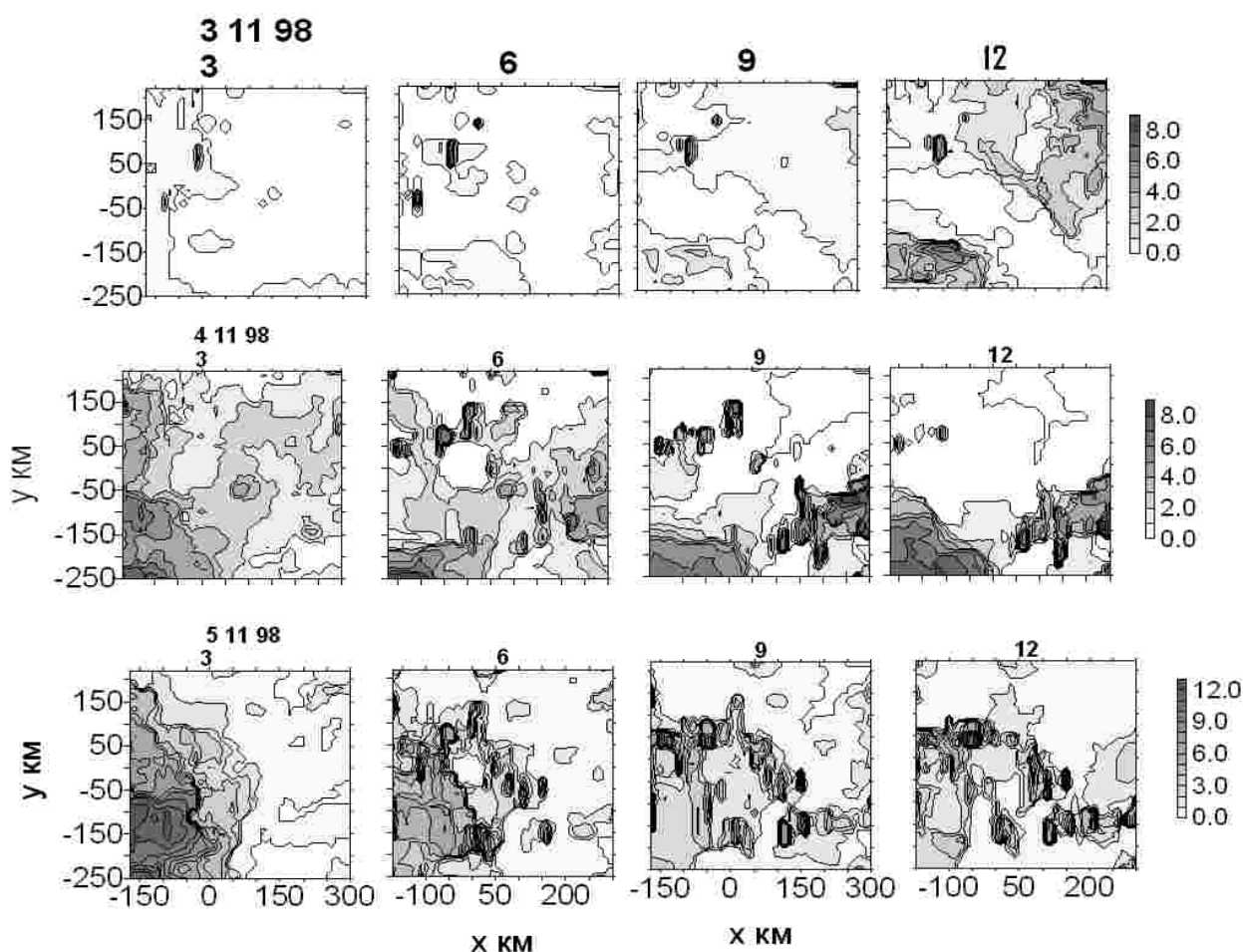


Рис. 9. Тригодинні суми опадів, мм/3год. (цифри біля шкали), за перші 12год. розвитку 3-5 листопада
Цифрами над рисунками позначено останній строк суми. Над першим рисунком кожного ряду поставлена дата

Оскільки на заданій території власні механізми льодо- та опадоутворення діяли не настільки інтенсивно, щоб призвести до надзвичайно сильних опадів і поглинути велику кількість вільної для сублімації водяної пари, яка спостерігалася над заданим районом, то можна зробити висновок, що джерела утворення льодяних частинок знаходилися в інших районах. Хмарні частинки та частки опадів надходили у район найбільш сильних опадів за рахунок адвекції.

На рис. 9 показані особливості еволюції формування опадів на всій розрахунковій області та їх співвідношення з районом найсильніших опадів в Українських Карпатах. У більшості випадків розрахунки велися тільки 12 год. Значення $c_1 = 1$, $c_2 = 1$, $a_1 = 1$, $a_2 = 1$, $f_0 = 0,01$, $\alpha = 0,5$, $A_s = 10^{-5} [1/(g \cdot grad)]$. На рисунку показані тригодинні суми опадів за перші 12 год. за 3 доби досліджуваного синоптичного процесу. Перша доба (3 листопада) характеризувала перехідний період від попереднього синоптичного процесу до основного досліджуваного процесу та початок формування хмарної системи, яка внесла значний вклад в загальні суми опадів.

Як видно з рисунка, на початку формування хмарної системи над Українськими Карпатами (перший ряд) хмари насувалися на район максимальних опадів із північного сходу та північного заходу. Максимальна інтенсивність опадів спостерігалася на початку 4 листопада, коли зустрілися дві хмарні системи. Далі відбулося зменшення опадів, область опадів почала зміщуватися на південний схід. 5 листопада картина змінилася (рис. 9, третій ряд). Хмари та опади почали надходити на задану територію з заходу, а потім і зі сходу. На початку доби на південному заході області спостерігалися хмари з водністю, яка перевищувала 7 г/кг. Це хмарне утворення, досягнувши даного району, модифікувалось, розпавшись тут на окремі плями з ядрами сильних опадів.

Основною особливістю формування хмар над Українськими Карпатами було те, що вони надходили сюди з навколишніх регіонів. Наявність перенасиченого відносно води та льоду повітря обумовлювало різке збільшення опадів і появу сильних злив. Відносно низька температура над горами підсилювала процеси конденсації та сублімації, які, як показали розрахунки, відігравали тут основну роль у формуванні опадів. Процеси коагуляції могли як підсилювати, так і зменшувати кількість опадів, але суттєвої ролі не грали.

Висновки

Побудовані та використані для дослідження причин виникнення сильного паводку в Карпатах тривимірні діагностичні та прогностичні моделі фронтальних хмарних систем, які проходили над західною Україною 3-5 листопада 1998 р., і спричинили сильні опади над її гірськими районами.

За допомогою діагностичних моделей, побудованих для різних моментів проходження фронтальних систем над Карпатами, відображений характер еволюції метеорологічних характеристик фронтальних систем на різних стадіях її розвитку.

Чисельні моделі характеру еволюції хмар та опадів різної природи на різних стадіях досліджуваного синоптичного процесу дозволили оцінити роль зовнішніх та внутрішніх джерел вологи у формуванні сильних опадів у заданому районі та сильних паводків у районі гірських річок.

Показано, що внутрішні джерела вологи, хмари та опади, які формувалися над заданим районом, не могли спричинити дуже сильних опадів. Вільна для сублімації водяна пара та хмари прибували у досліджуваний район із сусідніх областей, модифікувалися та затримувалися тут гірським рельєфом і обумовлювали сильні опади. Наявність плямистої структури в розподілі осередків низького тиску та температури призводила до утворення зон конвергенції та конвективних хмар поблизу вищеназваних осередків.

Найбільш сильні висхідні рухи і спричинені ними зливи спостерігалися тоді, коли різні течії, що відмічались над заданим районом, зустрічалися і зливалися, підсилюючи одна одну. Тут постійно існували області зі здатною до сублімації водяною парою.

Модифікація інтенсивності механізмів хмаро- та опадоутворення не призводила до радикальних змін в інтенсивності опадів, проте зміна початкових розподілів хмарних частинок та часток опадів при певних значеннях параметрів могла значною мірою змінити хід інтенсивності та сум опадів, особливо у початкові моменти.

Коагуляційні процеси могли як збільшувати, так і зменшувати інтенсивність опадів, але суттєвої ролі в утворенні катастрофічних опадів не мали. Збільшення опадів при відсутності коагуляції пояснюється тим, що сублімаційні та конденсаційні процеси в умовах постійного насичення

водяною парою існують у хмарах довше і забирають на себе вологи більше, ніж при наявності коагуляційних процесів.

* *

Описаны методика и результаты исследования фронтальных облачных систем, которые проходили над Карпатами. Методика исследований заключалась в использовании численного моделирования фронтальных облачных систем, которые давали сильные осадки. Для иллюстрации предложенной методики был выбран случай осеннего паводка 1998 года, условия формирования которого достаточно детально описаны во многих источниках. Методика проиллюстрирована для фронтальных систем, которые наблюдались над Карпатами на протяжении одного синоптического процесса. Приведены результаты исследований как всего процесса в целом, так и отдельных кучевых образований, которые сопровождались ливнями. Смоделированы полосы и ячейки слоистых и кучевых облаков с осадками разной интенсивности.

* *

1. Богатырь Л.Ф., Ромов А.И. Влияние орографии на распределение осадков в Украинских Карпатах и предгорьях в тёплое время года // Тр. УкрНИГМИ. – 1971. – Вып. 108. – С. 26-40.
2. Бойко В.М., Кульбіда М.І., Донченко Л.В. Сніго-дощовий паводок у березні 2001р. на Закарпатті: гідрометеорологічні передумови, розвиток та проблеми прогнозування // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2001. – Вип. 249. – С. 154-160.
3. Бойко В.М., Кульбіда М.І., Сусідко М.М. Визначний дощовий паводок на річках Закарпаття в листопаді 1998 р. // Наук. праці УкрНДГМІ. – 1999. – Вип. 247. – С. 91-101.
4. Паламарчук Л.В., Пирнач А.М. Исследование внутренней структуры фронтальных зон при помощи трёхмерных полуэмпирических моделей // Тр. УкрНИГМИ. – 1992. – Вып. 243. – С. 107-124.
5. Пирнач А.М. О некоторых особенностях численного решения уравнений, описывающих конденсационный (сублимационный) рост частиц в смешанном облаке // Тр. УкрНИГМИ. – 1980. – Вып. 178. – С. 5-25.
6. Пірнач Г.М., Заболоцька Т.М., Підгурська В.М., Шпиталь Т.М. Чисельні та експериментальні дослідження фронтальних хмарних систем, які зумовили небезпечні явища в Україні // Наук. праці УкрНДГМІ – 2002. – Вип. 250. – С. 42-60.

7. Пірнач Г.М., Білокобильський А.В. Чисельне моделювання літніх фронтальних хмар // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2000. – Вип. 248. – С. 5-21.
8. Пірнач Г.М. Моделювання фронтальних хмар із сильними опадами для рівнинних та гірських рельєфів // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2004. – Вип. 253. – С. 37-50.
9. Соседко М.Н. Особенности пространственной структуры полей осадков на территории Украинских Карпат // Тр. УкрНИГМИ. – 1980. – Вып. 180. – С. 81-85.
10. 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.
11. Pirnach A., Krakovskaia S. Numerical studies of dynamics and cloud microphysics of the frontal rainbands // J. Atmos. Res. – 1994. – Vol. 33. – P. 333-365.

*Український науково-дослідний
гідрометеорологічний інститут, Київ*