

**ТЕОРЕТИЧНІ ТА ПРИКЛАДНІ ПРОБЛЕМИ  
МЕТЕОРОЛОГІЇ ТА КЛІМАТОЛОГІЇ**

УДК 551.515.8:551.511.61

**Паламарчук Л. В.**

- Київський національний університет  
імені Тараса Шевченка

- Шпиг В. М. Гуда К. В.

Український гідрометеорологічний інститут

**УМОВИ ФОРМУВАННЯ СИЛЬНИХ ОПАДІВ  
ХОЛОДНОГО ПЕРІОДУ РОКУ НА РІВНИННІЙ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ**

*Ключові слова:* синоптичні процеси, блокуючий антициклон, сильні опади, діагностичні моделі, термодинамічні параметри, швидкість конденсації, вертикальні рухи, перенасичення по відношенню до льоду

**Вступ.** Сильні опади є одним з несприятливих метеорологічних явищ вивчення якого проводиться у багатьох аспектах [1–3], але найважливішим напрямком досліджень видається той, що надає можливість уточнення схем прогнозування метеорологічних процесів, які супроводжуються випаданням сильних опадів. У представленому дослідженні робиться спроба встановлення кількісних показників термодинамічного стану атмосфери при формуванні сильних опадів при різних типах синоптичних процесів, що обумовлюють такі опади. Пропонована робота є продовженням серії робіт, що виконувалася за участі авторів [1, 5, 6]. Очевидно, що визначені в моделюванні значення термодинамічних величин (швидкості вертикальних рухів, вертикального градієнту температури, швидкості конденсації та ін.), що мають високу повторюваність при формуванні сильних опадів можуть використовуватися для параметризації процесів опадоутворення у регіональних схемах прогнозування опадів як початкові дані. У представленому дослідженні розглядалися синоптичні процеси та термодинамічні умови, що обумовлювали сильні опади над рівнинною територією України у період з 19 до 21.01.2012 р.

*Сильні опади* – це опади кількість яких становить 20 мм і більше за період 12 годин та менше. Такі процеси відносять до стихійних метеорологічних явищ [7, 8], що затрудняють роботу наземного та повітряного транспорту, енергетики комунального господарства. У зв'язку з цим, проблема уточнення прогнозу сильних опадів видається важливою і актуальною.

**Методика досліджень.** Першим етапом досліджень є встановлення типу макроциркуляційного процесу, що обумовлює сильні опади та визначення особливостей мезомасштабних структур у його межах. Для цього використовуються приземні синоптичні карти та карти баричної топографії. За даними приземних карт визначається розташування зони опадів, її динаміка. Встановлюється тип атмосферного фронту, що обумовлює опади, напрямок та швидкість його переміщення. Такі попередні дані дозволяють вибрати з існуючої аерологічної мережі спостережень оптимальний набір пунктів зондування, результати спостережень яких будуть використані як початкові дані для діагностичних моделей.

Для визначення характеристик термодинамічного стану атмосфери при формуванні сильних опадів використовувались тривимірні діагностичні моделі [5]. Алгоритм підготовки до моделювання зводиться до наступного: проводиться оцінка синоптичного процесу та вибір пунктів аерологічного зондування, що нададуть дані про вертикальний розподіл основних метеорологічних величин у досліджуваному

регіоні; визначаються границі області моделювання та початкова точка відліку системи координат в залежності від мети конкретного дослідження. Діагностичні моделі можна віднести до напівемпіричних, бо вони дають змогу на основі даних аерологічного зондування, що інтерпольовані у вузли координатної сітки та теоретичних залежностей розрахувати основні характеристики термодинамічного стану атмосфери у період утворення та випадання опадів.

У діагностичній моделі використовуються рівняння руху в лагранжевій системі координат (1.1), рівняння стану (1.2), та рівняння нерозривності (1.3). У моделі не розглядається часова заміна метеорологічних величин, крім врахування часу аерологічних зондувань при інтерполяції початкових даних.

$$dx = udt; \quad dy = vdt \quad (1.1)$$

$$\rho = \frac{P}{RT} \quad (1.2)$$

$$\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0 \quad (1.3)$$

де:  $u, v$  – проєкції вектору швидкості вітру на осі  $x$  та  $y$  (зауважимо, що координатні осі спрямовані із заходу на схід, з півдня на північ та перпендикулярно до земної поверхні відповідно);  $w$  - швидкість вертикальних рухів;  $P, T, \rho$  - атмосферний тиск, температура та густина повітря.

Зазначимо, що швидкості вертикальних рухів розраховуються з рівняння нерозривності із застосуванням нульової граничної умови на земній поверхні [6]. Практика показала, що при використанні такого підходу, розраховані значення швидкостей вертикальних рухів невиправдано збільшуються висотою. Уникнути такої невідповідності можна диференціюючи рівняння (1.3) по  $z$ , з нульовими граничними умовами першого роду на нижній та верхній межі області моделювання [5]. Після виконання вищевказаного, рівняння (1.3) набуде такого вигляду:

$$\frac{\partial^2 \rho w}{\partial z^2} = - \left[ \frac{\partial^2 \rho w}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 \rho v}{\partial y \partial z} \right] \quad (1.4)$$

Дані аерологічних вимірювань, за допомогою лінійної інтерполяції проєктуються у вузли координатної сітки з вибраним кроком. Для кожного рівня по вертикалі ( координата  $z$  ) розраховуються проєкції швидкості вітру  $u$  та  $v$  на горизонтальні осі  $x$  та  $y$  відповідно за формулами:

$$u = \vec{V} \cos(\alpha_1 - \alpha_2) \quad \text{та} \quad v = -\vec{V} \sin(\alpha_1 - \alpha_2) \quad (1.5)$$

де  $\alpha_1$  і  $\alpha_2$  – азимути осей  $x$  та  $y$  відповідно.

Для отримання координат (  $x_m, y_m$  ) для кожної вертикалі  $z_m$  ( індекс  $m$  відповідає порядковому номеру радіозондування у наборі початкових даних) відносно вибраного початку координат, розв'язується система рівнянь методом Ейлера [1].

Метеорологічні величини у моделюванні отримуються двома шляхами: через інтерполяцію даних радіозондування у вузли сітки та через розрахунок окремих термодинамічних величин у вузлах сітки з використанням початкових даних. Так у діагностичній моделі розраховують швидкості вертикальних рухів  $w$ , термодинамічна швидкість конденсації  $I$ , та значення насичення водяної пари по відношенню до льоду  $\Delta_2$ . Розраховані величини також проєктуються у вузли розрахункової сітки для усіх рівнів по вертикалі. Для отримання узагальнених характеристик хмарних систем визначаються інтегральні значення насичення по

відношенню до льоду  $B_2$  та інтегральна швидкість конденсації  $I_r$  для кожної вертикалі [1, 5] :

$$B = \int_{z_1}^{z_2} \Delta_2 dz, \quad \Delta_2 \geq 0 \quad \Delta_2 = q - q_s \quad (1.6)$$

$$I_r = - \int_{z_1}^{z_2} \frac{\rho_r}{\rho_a} \omega \frac{\partial q_s}{\partial z} dz \quad \text{для } w > 0 \text{ та } q_s = 0,622 \frac{E_1(T)}{p} \quad (1.7)$$

Для оцінки інтенсивності опадів та їх просторового розподілу в межах області моделювання використовується і співвідношення :

$$I = \frac{\mu^2 L}{\rho_a k^2 N^2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{E_1(T)}{T^3} \gamma w dz \quad (1.8)$$

де:  $\mu$  – відносна молекулярна маса водяної пари;  $L$  – питома теплота пароутворення;  $\rho_a$  – густина води;  $\gamma$  – фактичний вертикальний градієнт температури повітря;  $k$  – стала Больцмана;  $N$  – число Авогадро;  $E_1$  – тиск насичення водяної пари по відношенню до води. Вказане співвідношення використовується у випадку оцінки процесу опадоутворення у шарувато подібних хмарах [6].

**Особливості синоптичного процесу.** Відомо, що у холодний період року, у помірних широтах підвищується інтенсивність та складається особливий розподіл циркуляційних процесів. На формування погодних умов, зокрема в Україні впливає циклонічна діяльність на арктичному фронті, з переміщенням на Україну переважно північно-західних циклонів; на Середземноморській гілці полярного фронту, з виходом південно-західних циклонів та поширення відрогів сезонного Сибірського максимуму. Комбінація активної циклонічної діяльності на заході та в центрі Європи з блокуючим впливом східного антициклону може створювати сприятливі умови для інтенсифікації процесів хмаро- та опадоутворення на атмосферних фронтах західних циклонів. Значна частина випадків випадання сильних опадів на території України відбувається саме за таких умов [3, 8].

Погодні умови на Україні 19–22 січня 2012 р., для періоду, що досліджувався, визначалися такими основними баричними утвореннями: північно-західним циклоном, із центром в районі Ісландії (мінімальне значення тиску в центрі менше 970 гПа) та відрогом антициклону із центром між Єкатеринбургом та Новосибірськом (максимальне значення тиску біля земної поверхні більше 1055 гПа), на сході (рис. 1). Вказані баричні утворення визначали погодні процеси у нижній та середній тропосфері, на більш значних висотах прослідковувалась меридіонально орієнтована улоговина, вісь якої проходила над сходом України (рис. 2). По західній низхідній гілці улоговини на висотах надходило відносно холодне повітря, тоді як у нижній тропосфері, а у нижніх шарах атмосфери, у передній частині північно-західного циклону, поширювалося відносно тепле і вологе середземноморське повітря. Такий розподіл потоків сприяв формуванню нестійкої стратифікації атмосфери, що сприяло підсилюванню процесів хмаро- та опадоутворення на атмосферних фронтах. У східній частині висотної улоговини вертикальний розподіл потоків мав зворотний характер – на висотах південно-західні потоки відносно теплого повітря, а в нижніх шарах панувало північне та північно-східне перенесення. Як наслідок, стійка стратифікація атмосфери та сприятливі термодинамічні умови для існування антициклональної циркуляції.

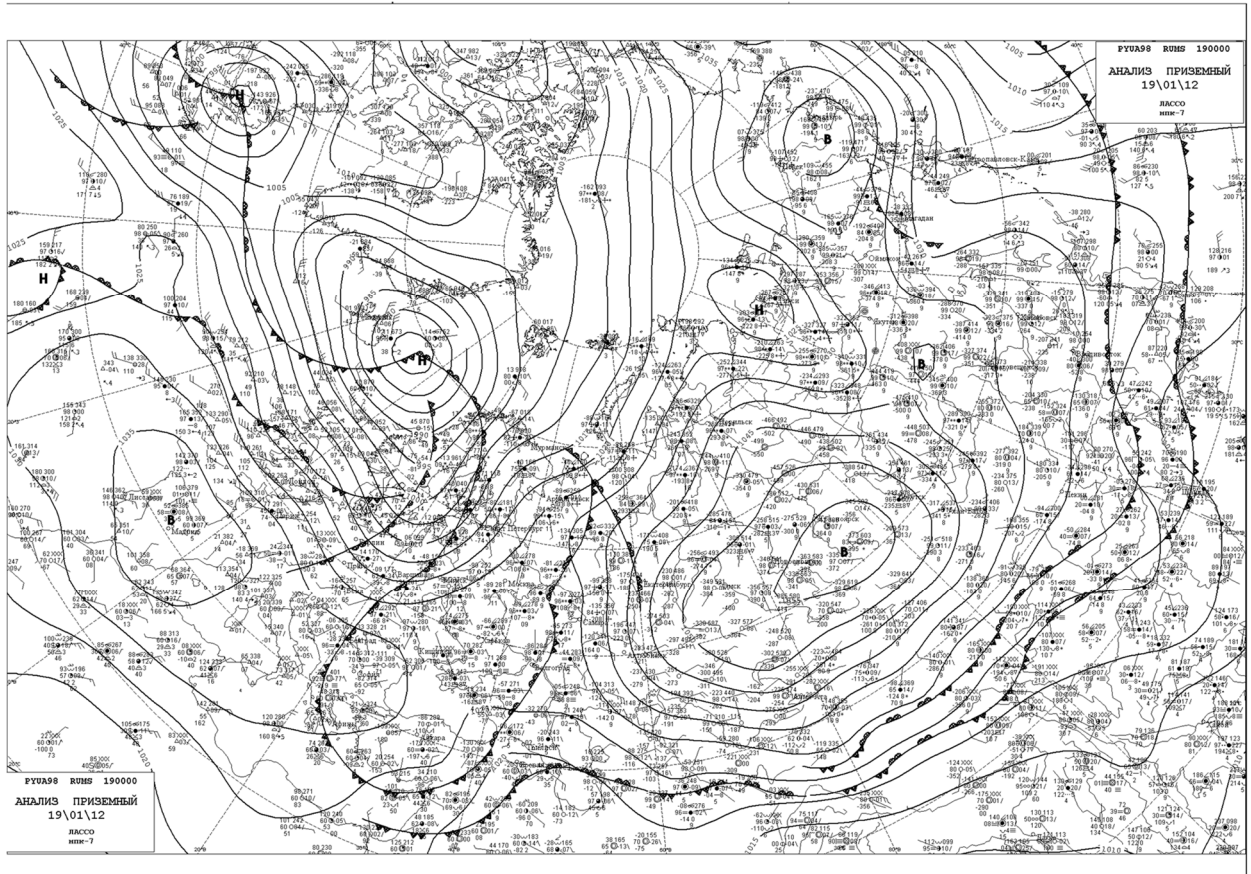


Рис. 1 – Карта приземного аналізу за 00(02) год 19 грудня 2012 р.

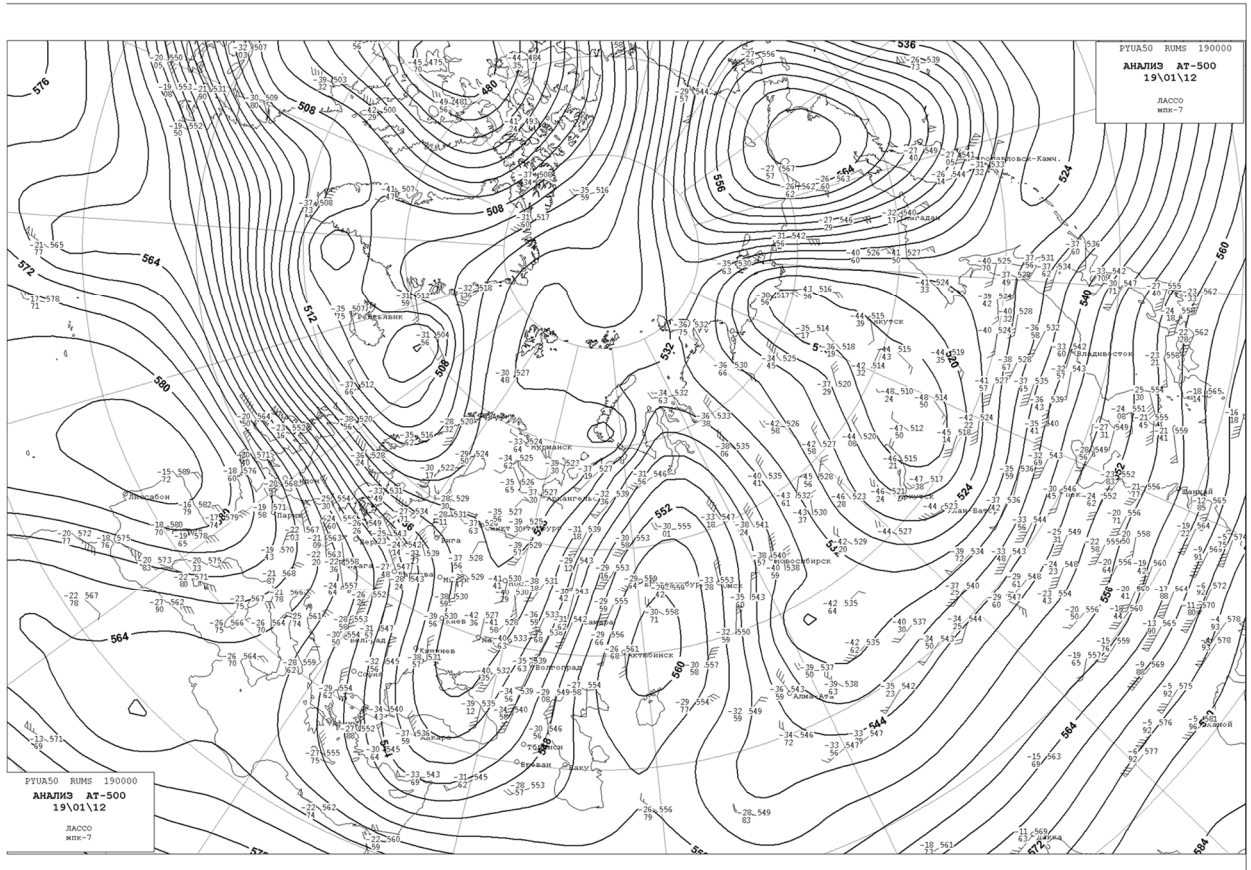


Рис. 2. – Карта АТ 500 за 00(02) год 19 грудня 2012 р.

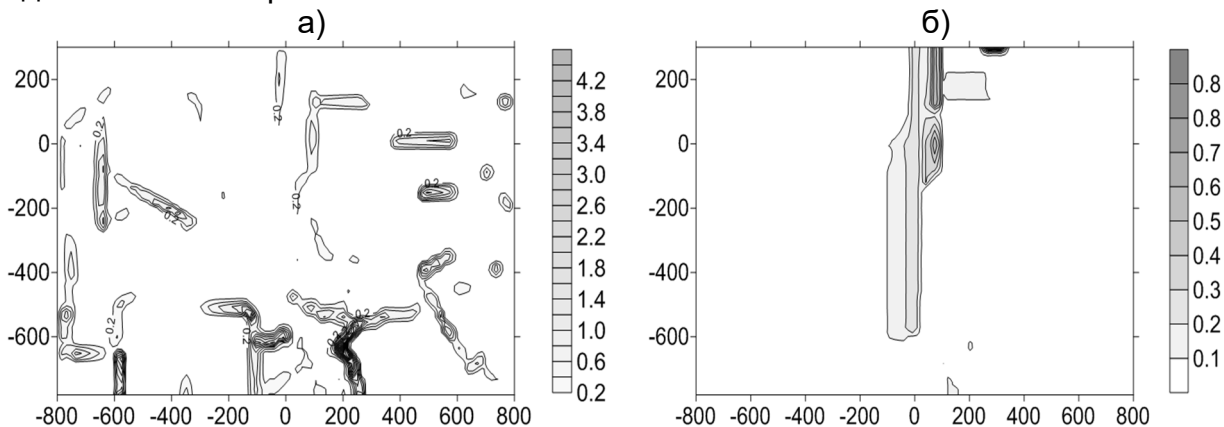
Наявність потужного блокуючого антициклону на північному сході (за межами України) та баричної улоговини, що охоплювала центральну та східну частину України, спричинила формування зони значних баричних градієнтів, збільшення швидкості вітру.

Переміщення системи фронтів, пов'язаних із північно-західним циклоном на південь, південний схід на Україні супроводжувалося утворенням потужної системи фронтальної хмарності, опадами, збільшенням швидкості вітру. Безпосередньо у Києві випадання опадів визначалося теплою гілкою фронту оклюзії.

Синоптичні умови в нижній та середній тропосфері мало змінювалися до 21.01.2012 р., до моменту, коли висотна барична улоговина зазнала суттєвої трансформації, а її вісь перемістилась на північний захід. Це призвело до підвищення значень приземного тиску розмивання атмосферних фронтів та припинення опадів у центральній та східній частині України.

**Результати моделювання стану атмосфери над Україною 19–21 січня 2012 р.** У представленому дослідженні діагноз стану атмосфери здійснювався за допомогою тривимірної діагностичної моделі без вкладених сіток. Розрахунки проводилися із постійними кроками по горизонталі :  $\Delta x = \Delta y = 10$  км; по вертикалі - 250 м. За початок координат вибрано м. Київ (  $x=0$ ;  $y=0$ ). Початковими даними для побудови моделі були результати зондування у стаціонарних пунктах України і навколишніх її найближчих територій, узятих з мережі Internet. Отримані результати моделювання дозволяють визначити загальну термодинамічну картину стану атмосфери в момент часу, що був взятий як початковий при дослідженні утворення опадів.

Результати моделювання представляються у вигляді просторового розподілу інтегральних значень швидкості конденсації ( $I_r$ ) та насичення водяної пари по відношенню до льоду (В) визначених для усього досліджуваного по вертикалі шару. Такі результати показані на рис.3 (а, б), для моменту зондування атмосфери о 12 год. 20 січня 2012 р.



**Рис. 3 – Горизонтальні розрізи полів термодинамічних характеристик атмосфери 20.01.2012 р. 12 год:** а) інтегральна швидкість конденсації мм/год; б) насичення водяної пари по відношенню до льоду, г/кг

Стан атмосфери, представлений на рис. 3 (а, б), передував моменту випадання сильних опадів у м. Києві (відповідає точці  $x=0$ ,  $y=0$ ). Поле інтегральної швидкості конденсації має смугову структуру, що характерна для поля опадів у зонах атмосферних фронтів [5, 6]. Максимальні значення величини перевищують 4,8 мм/год мають координати  $(-800 <x> -500, 200 <y> 300$ ; та  $-200 <x> 50, -720 <y> -480$  км), середні значення  $I_r$  змінюються в межах 0,2–1,0 мм/год. Існування таких областей у хмарній системі фронту вказує скоріше на наявність термодинамічних умов для забезпечення процесу утворення опадів відповідної інтенсивності. При

збереженні макросиноптичних умов, саме ці області забезпечать утворення та випадання опадів. Параметри стану атмосфери у межах таких областей траєкторії їх переміщення Можуть використовуватися у регіональних прогностичних моделях. Для реалізації процесу опадоутворення необхідні також запаси вологи, які у моделі оцінюються величиною насичення по відношенню до льоду. Практики аналізу результатів моделювання показує, що високою ймовірністю випадання опадів характеризуватимуться області в межах яких одночасно відмічаються позитивні значення інтегральної швидкості конденсації та насичення водяної пари по відношенню до льоду. Таке співвідношення параметрів стану атмосфери відповідає максимальному розвитку системи фронтальної та початку утворення опадів. Наявність областей з перенасиченням по відношенню до льоду ( $-100 <x> 200$ ;  $-600 <y> 200$  на рис.3, б), навіть при малих значеннях швидкості конденсації, відповідає моментам випадання опадів з систем хмарності, часто на завершальній стадії їх розвитку. Вказані області відповідали фактичному випаданню опадів, інтенсивність яких була меншою, ніж розраховані значення інтегральної швидкості конденсації.

Модель дає змогу виявити області опадоутворення, визначити їх координати, напрям переміщення та максимально можливу інтенсивність опадів.

Іншим способом представлення результатів моделювання є побудова горизонтального розподілу відповідної метеорологічної величини для різних рівнів по вертикалі в межах області моделювання.

Представлені на рис. 4 поля температури до висоти 10 км дозволяють встановити загальні закономірності зміни температури повітря у досліджуваному регіоні, відповідність отриманих в моделюванні результатів синоптичним даним та розраховувати горизонтальні та вертикальні градієнти температури. Результати моделювання вказують на існування сухо- та вологонестійких шарів у нижньому трьохкілометровому шарі атмосфери ( $0,7 <\gamma < 1,0$  °C/100м), на більших висотах градієнт зменшується до  $0,4-0,5$  °C/100м. Отримані результати дозволяють виявити шари нестійкості та визначити енергію нестійкості вертикальну протяжність хмарності. Поля температури показують наявність хвилі тепла на південному заході досліджуваного регіону, що відповідає існуванню теплої хвилі атмосферного фронту на приземній синоптичній карті за відповідний строк.

Вертикальні розрізи термодинамічних величин показані на рис. 5 – ще один спосіб представлення результатів моделювання досліджуваного процесу. Тут подані розрізи стану атмосфери для різних значень координати по осі у. Представлені у такому вигляді результати моделювання надають можливість визначити координати та меридіональну протяжність областей з умовами, що сприяють хмаро- та опадоутворенню. Поле вертикальних рухів, отриманих в моделюванні, має чітку коміркову структуру (рис. 5, а) значення швидкостей змінюється від  $5-10$  см/с до максимальних –  $100-110$  см/с, при середніх значеннях –  $30-40$  см/с. Перенасичення водяної пари по відношенню до льоду, за розрахунками, відмічається у нижньому шарі атмосфери в межах масиву хмарності (до  $2,5$  км), значення  $\Delta 2$  не перевищують  $0,17-0,20$  г/кг (рис 5, б). У дослідженнях фронтальних хмарних систем холодного періоду [1, 5] отримані термодинамічні характеристики мають подібні значення. Незначні величини здатної до конденсації водяної пари та швидкостей вертикальних рухів в межах фронтальних хмарних систем указують на те, що для утворення сильних опадів визначальними є сталість синоптичних умов, що сприяють інтенсивній циклонічній діяльності та наявність мезомасштабних комірок висхідних рухів у зонах атмосферних фронтів, що забезпечують багаторазове відтворення запасів водяної пари необхідної для підтримки процесів опадоутворення.

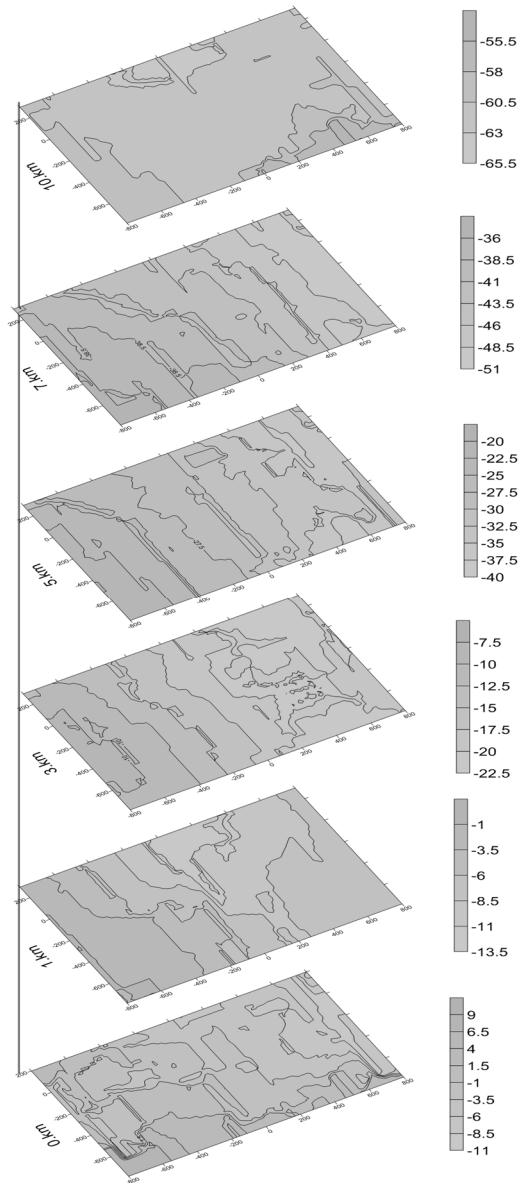
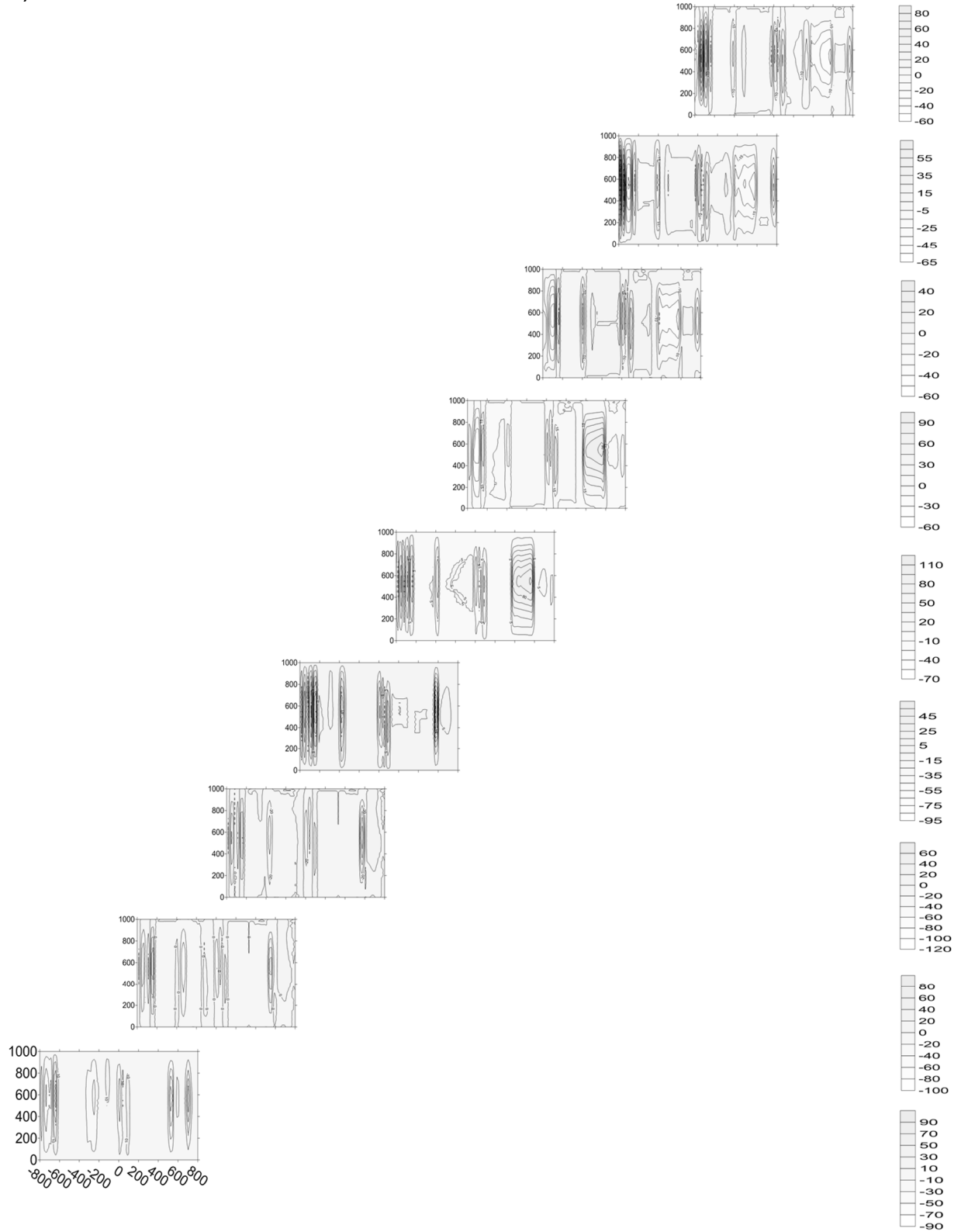


Рис. 4. – Горизонтальні розрізи полів термодинамічних характеристик атмосфери 20.01.2012 р. 12 год. : температура повітря, °С

**Висновки.** Один з кількох типів макросиноптичних процесів, що обумовлюють сильні опади на території України визначається впливом блокуючого східного антициклону на переміщення циклонів та пов'язаних з ними атмосферних фронтів на заході та південному сході Європи. Показано, що спрямованість та інтенсивність атмосферних процесів у нижній тропосфері визначається тривалістю існування та положенням висотної меридіонально орієнтованої улоговини, що знаходиться вище ізобаричної поверхні АТ<sub>500</sub>.

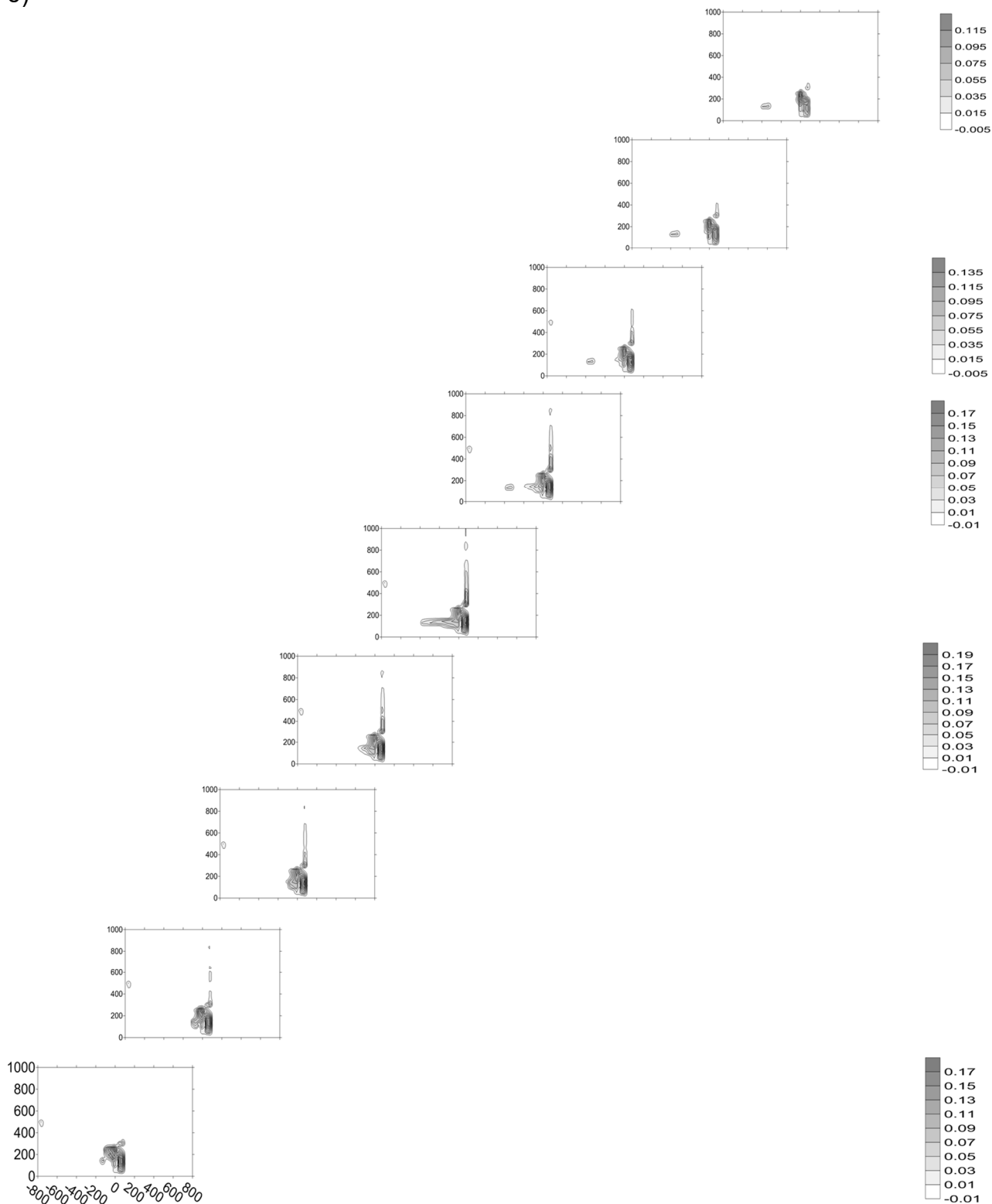
Діагностичні моделі, що базуються на теоретичних залежностях для визначення основних термодинамічних величин та результатах радіозондування атмосфери задовільно відтворюють розвиток метеорологічних процесів. Поля основних термодинамічних величин, особливо вертикальних рухів, пересичення по відношенню до льоду, швидкості конденсації, мають переважно смугово-коміркову структуру. Орієнтація та протяжність основних смуг визначається типом та положенням атмосферного фронту.

a)





б)



**Рис. 5 – Вертикальні розрізи полів термодинамічних характеристик атмосфери 20.01.2012 р. 12 год:** а) температура повітря, ° С; а) швидкість вертикальних рухів, см/с; б) насичення водяної пари по відношенню до льоду, г/кг;

Значення термодинамічних величин отриманих у моделюванні для фронтальних хмарних систем холодного періоду року такі:  $w$ - в межах 5- 10 см/с до максимальних - 100 -110 см/с;  $l$  - від 0,2 до 1,4 мм/год. ;  $\Delta_2$ - від 0,02 до 0,3 г/кг. Такі значення термодинамічних характеристик хмарних систем відповідають отриманим у моделюванні подібних випадків та даним, що отримані безпосередніми вимірюваннями.

Отже, використана модель є інструментом для дослідження термодинамічного стану атмосфери, адже дає можливість розраховувати величини, які використовуються для діагностики утворення опадів в конкретній системі атмосферних фронтів. Отримані результати можуть використовуватися для параметризації регіональних прогностичних моделей опадів.

#### Список літератури:

1. *Акимов Н. М.* Исследование зависимости интенсивности и микроструктуры осадков от динамики фронтальных облачных систем холодного периода года для конкретных синоптических ситуаций / Акимов Н. М., Паламарчук Л. В., Пирнач А. М. // Труды УкрНИГМИ. – 1984. – Вып. 23. – С. 10-19. 2. *Бабиченко В. Н.* Основные характеристики особо обильных дождей на Украине / В. Н. Бабиченко // Тр.УкрНИГМИ. – 1984. – Вып.23. – С. 39-48. 3. *Балабух В. О.* Особливості синоптичних процесів, що зумовлюють небезпечні і стихійні опади у теплий період на території України : дис. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук : спец. 11.00.09 – метеорологія, кліматологія, агрометеорологія / Віра Олексіївна Балабух ; УкрНДГМІ. – К., 2007. – 299 с. 4. *Клімат України / за ред. В. М. Ліпінського, В. А. Дячука, В. М. Бабиченко.* – К. : Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с. 5. *Паламарчук Л. В.* Исследование внутренней структуры фронтальных зон при помощи трехмерных полуэмпирических моделей / Л. В. Паламарчук, А. М. Пирнач // Тр. УкрНИГМИ. – 1992. – Вып. 243. – С. 107-125. 6. *Пірнач Г. М.* Чисельне моделювання хмар та опадів у системах атмосферних фронтів / Г. М. Пірнач. – К. : Ніка-Центр, 2008. – 295 с. 7. *Стихийные метеорологические явления на Украине и в Молдавии / под ред. В. Н. Бабиченко.* – Л. : Гидрометеиздат, 1991. – 224 с. 8. *Стихийні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 рр.) / під ред. В. М. Ліпінського, В. І. Осадчого, В. М. Бабиченко.* – К. : Ніка-Центр, 2006. – 312 с.

**Паламарчук Л.В., Шпиг В.М., Гуда К.В. Умови формування сильних опадів холодного періоду року на рівнинній території України.** В роботі розглядаються синоптичні та термодинамічні умови утворення сильних опадів у холодний період року в Україні. Для визначення стану атмосфери у відповідний період застосовуються діагностичні чисельні моделі. Отримані дані дозволяють описати особливості мезомасштабних структур у межах типових для утворення сильних опадів синоптичних процесів.

**Ключові слова:** синоптичні процеси, блокуючий антициклон, сильні опади, діагностичні моделі, термодинамічні параметри, швидкість конденсації, вертикальні рухи, перенасичення по відношенню до льоду.

**Palamarchuk L.V., Shpyg V.M., Guda K.V. Conditions of formation of strong cold season precipitation in the plains territory of Ukraine.** This paper considers synoptic and thermodynamic conditions for the formation of heavy precipitation in the cold season in Ukraine. Diagnostic numerical models are used to determine the state of the atmosphere in the corresponding period. The received data will describe the features of mesoscale structures within synoptic processes which typical for formation of heavy precipitation.

**Keywords:** synoptic processes blocking anticyclone, heavy precipitation, diagnostic model, the thermodynamic parameters, the rate of condensation, vertical motion, supersaturation with respect to ice.

**Паламарчук Л.В., Шпиг В.М., Гуда Е.В. Условия формирования сильных осадков холодного периода года на равнинной территории Украины.** В работе исследуются синоптические и термодинамические условия образования сильных осадков холодного периода года в Украине. Для определения состояния атмосферы необходимого периода используют диагностические численные модели. Полученные результаты

позволяють представити особливості мезомасштабних структур в межах типових для формування сильних осадків синоптичних процесів.

*Ключевые слова:* синоптические процессы, блокирующий антициклон, осадки, диагностические модели, термодинамические параметры, скорость конденсации, вертикальные движения, перенасыщения по отношению ко льду.

*Надійшла до редколегії 05.05.2014*

УДК 551.509.313

**Прусов В. А., Безнощенко Б.**  
*Київський національний університет  
імені Тараса Шевченка*

## **ЧИСЕЛЬНИЙ МЕТОД ПІДВИЩЕНОЇ ТОЧНОСТІ РОЗВ'ЯЗАННЯ РІВНЯНЬ МОДЕЛІ ЦИРКУЛЯЦІЇ АТМОСФЕРИ**

*Ключові слова:* чисельні методи, метод апроксимації похідних, багатошаговий одностадійний метод прогнозу, задача Коші для ЗЦА

**Стан проблеми.** З розвитком обчислювальної техніки більш актуальним стає питання застосування нових обчислювальних комплексів для знаходження більш точних розв'язків системи рівнянь загальної циркуляції атмосфери в межах методів чисельного моделювання. Безумовно, перед метеорологами відкриваються нові можливості розв'язку громіздких алгоритмів прогнозу, застосування яких раніше не було доцільним з точки зору практичного використання. В зв'язку з цим збільшується роль чисельних методів прогнозу при оперативному короткостроковому та середньостроковому прогнозуванні, що створює потребу у аналізі і вдосконаленні існуючих та розробці нових чисельних методів, які використовуються для розв'язку системи рівнянь загальної циркуляції атмосфери. Метою даної роботи є підвищення точності методів чисельного моделювання на основі запропонованих методів розрахунку першої та другої частинних похідних, а також трьохкрокового одностадійного методу розв'язання рівнянь моделі циркуляції атмосфери у постановці задачі Коші.

**Опис методів.** В ході розв'язання рівнянь загальної циркуляції атмосфери доводиться мати справу з нелінійними рівняннями гідродинаміки, причому їх нелінійність обумовлена наявністю членів, які описують адвекцію. Нелінійність рівнянь гідродинаміки може обумовити появу нелінійної нестійкості і "вибуху" чисельного їх розв'язку на грубій різницевій сітці.

Основні труднощі, зокрема помилки хибного уявлення, опису фазової швидкості, а також обчислювальна дисперсія, в найбільш розвинених світових метеорологічних центрах вирішуються шляхом подання рівнянь моделі циркуляції атмосфери в консервативній формі та застосування різницевих схем підвищеного порядку точності для апроксимації адвективних членів [1]. Нижче пропонується ефективний метод четвертого порядку точності для апроксимації частинних похідних, що входять до нелінійних диференціальних рівнянь моделі циркуляції атмосфери.

Для дискретної функції  $f_i$  були представлені наближені значення  $\Psi_i$  першої частинної похідної  $(\partial f / \partial \eta)_i$  і  $\xi_i$  другої частинної похідної  $(\partial^2 f / \partial \eta^2)_i$  на основі співвідношень