УДК 551.576

Г.М. Пірнач, В.О. Балабух, Т.А. Ромаш

МОДЕЛЮВАННЯ ТЕРМОДИНАМІЧНИХ УМОВ ФОРМУВАННЯ СИЛЬНИХ СНІГОПАДІВ

Предметом цього дослідження були умови формування сильних снігопадів над центральними та південними регіонами України в грудні 2009 р., зокрема внутрішня структура та еволюція фронтальних хмарних систем. Дослідження хмарних утворень проводили за допомогою тривимірних діагностичних моделей, які розроблені в УкрНДГМІ для моделювання фронтальних хмарних систем із залученням орографії. Встановлено визначальні чинники, що впливали на інтенсивність, тривалість та просторовий розподіл сильних опадів у цей період.

Ключові слова: сильні снігопади, фронтальні хмарні системи, діагностичні моделі.

Вступ

В Україні сильні снігопади спостерігаються майже щороку. Така повторюваність більш характерна для південних і західних регіонів. На півночі вони бувають вдвічі рідше – через рік, а на сході країни явище такої інтенсивності повторюється кожні чотири-п’ять років. Протягом останніх п’ятдесяти років найбільша кількість випадків сильного снігу в пунктах спостережень відмічалась у кінці 60-х – на початку 70-х років XX ст. Із середини 70-х рр. XX ст. спостерігалося стійке зменшення кількості сильних снігопадів, яке досягло свого мінімуму в середині 90-х років. З кінця XX ст. почався ріст інтенсивності снігопадів та кількості випадків з цим явищем, який продовжується і на початку XXI ст. При цьому найбільш сніжною була зима 2009-2010 рр., особливо грудень. Він був надзвичайно багатим на опади для всієї території північної півкулі. У середині грудня сильні снігопади пройшли на території всього континенту від Іспанії до України. В Європі скрізь, крім північних районів Скандинавії, за цей період випало більше місячної норми опадів. За даними УкрГМЦ МНС в Україні опади становили 1,3-1,9 норми, зокрема в південно-східній частині, Дніпропетровській, Чернігівській областях – місцями 2-2,5 норми, на Одещині – до 3 місячних норм опадів,

лише в західних областях кількість опадів становила норму. Найбільш небезпечним був період з 16 по 21 грудня, коли на територію країни вийшли поспіль три середземноморські циклони і зумовили 16-18 грудня в південно-східному регіоні та Дніпропетровській області сильні, місцями дуже сильні опади, хуртовини, снігові замети, а 19-21 грудня й на всій території країни, крім західних областей. Так, лише 16 грудня на території Одеської області (Одеса, Сарата, Білгород-Дністровський) випало 34-41 мм опадів, які супроводжувались посиленням вітру до 15-24 м/с, подекуди з поривами 25-28 м/с, хуртовинами та зниженням температури повітря в західних, північних, центральних, місцями Одеській та Миколаївській областях до – -20...-26 °С. На всій території України встановився сніговий покрив, який у Чернігівській, Одеській, місцями Миколаївській, Дніпропетровській, Донецькій, Луганській, Сумській областях сягав 30-57 см. Висота снігових заметів була місцями 3 м і більше, що призвело до серйозних порушень у роботі транспорту, житлово-комунального господарства, зв'язку тощо.

З огляду на те, якими небезпечними є процеси, що зумовлюють утворення сильних і дуже сильних снігопадів, і враховуючи тенденцію до подальшого зростання їх інтенсивності та повторюваності, дослідження та прогнозування цих процесів є надзвичайно важливими та актуальними. Ці проблеми здавна були в полі зору багатьох дослідників. Їм присвячена велика кількість робіт вчених СНД [1, 4, 5, 10-12] та зарубіжних науковців [14, 15, 17].

Відомо, що сильні снігопади формуються переважно на фронтальних розділах. З погляду теорії, фронтальні хмари холодного періоду є досить складним об'єктом для дослідження, оскільки процеси їх утворення і розвитку є сукупністю мікро-, мезо- та макропроцесів, кожен з яких відіграє однаково важливу роль. Одним з найефективніших методів вивчення внутрішньої структури атмосферних фронтів та їхніх хмарних систем є проведення комплексних досліджень, які включають натурні вимірювання та чисельні експерименти і ґрунтуються на максимально можливому експериментальному матеріалі, що відображено в роботах [3, 8, 9, 16].

Методика та матеріали досліджень

Дослідження фронтальних опадів проводилися за даними мережі радіозондувань України з використанням тривимірних діагностичних моделей фронтальних систем, побудованих за Декартовою прямокутною

системою координат (*x,y,z*) та Z-сигма-системою координат(ξ, η, ζ). Поля метеорологічних елементів будувалися спочатку в Декартовій системі координат без урахування орографії. Потім шляхом інтерполяції проводився перерозподіл значень метеорологічних величин у точки сітки Z-сигма системи координат, що дозволило врахувати форму рельєфу місцевості [8].

У Декартовій системі координат дані радіозондування інтерполюються у вузли координатної сітки по осі *z* з кроком 200 м і визначаються проекції швидкості вітру *u* і *v* на осі *x* та *y* відповідно. Потім для всіх вертикальних рівнів розраховуються їх горизонтальні координати, які присвоюються відповідним значенням тиску, температури, вологості та проекціям швидкості вітру. Ці параметри лінійно інтерполюються по горизонтальним осям у вузли координатної сітки з вибраним кроком. За цими даними обчислювались співвідношення для швидкості конденсації, насичення відносно льоду (вмісту водяної пари), ентропії, вихору швидкості, функції току та ін.

Для врахування орографії використано сигма-систему координат (ξ, η, ζ), де поверхня землі з відповідним рельєфом вважається координатною площиною. Нові координати записуються у вигляді:

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

де *x, y, z* – Декартові координати; ξ, η, ζ – Z-сигма орографічні координати; Г *(x,y)* – функція рельєфу; H – максимум *z*.

Наведемо деякі співвідношення, що використовуються для побудови чисельних моделей та аналізу стану атмосфери [7].

Рівняння нерозривності:

$$\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0, \qquad (1)$$

Рівняння стану:

$$\rho = \frac{P}{RT}, \qquad (2)$$

де *u, v, w* – проекції швидкості вітру на осі *x, y, z*; ρ, *T, P* – густина, температура і тиск повітря; R – газова стала сухого повітря.

Рівняння (1) було продиференційовано по *z* і розв'язувалось методом прогонки, як описано в [9].

Рівняння вихору швидкості:

$$\Omega_Z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, \tag{3}$$

де Ω_Z – відносний вихор швидкості, u, v– проекції швидкості вітру на горизонтальні осі координат.

Рівняння ліній току:

$$\frac{dx}{u} = \frac{dy}{v}. \tag{4}$$

Зупинимося на цих співвідношеннях трохи детальніше. Якщо припустити, що рух повітря є бездевергентним і горизонтальним, а атмосфера нестислива, то рівняння нерозривності (1) можна записати у вигляді:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0. \tag{5}$$

Використаємо функцію ψ, яка відповідає співвідношенням:

$$v_x = \frac{\partial \psi}{\partial y}, \qquad v_y = -\frac{\partial \psi}{\partial x}. \tag{6}$$

Підставимо співвідношення (6) в рівняння (4). Одержимо рівняння для функції току у вигляді:

$$d\psi = 0, \tag{7}$$

тобто $\psi = const$, а ізолінії функцій току збігаються з лініями току.

Характеристики хмарності:

$\varepsilon = -\rho\omega \frac{\partial q_{sw}}{\partial z}$ – швидкість конденсації в заданій точці сітки,

$q_{sw} = 0.622 E_w / P$ – питома вологість насичення над водою,

$E_w = E_0 10 \frac{8.61503t}{273.15 + t}$ – пружність водяної пари над водою,

$\Delta = q - q_{si}$ – перенасичення відносно льоду,

$q_{si} = 0.622 E_i / P$ – питома вологість насичення над льодом,

$E_i = E_0 10 \frac{9.76421t}{273.15 + t}$ – пружність водяної пари над льодом,

q – питома вологість,

$q_s = 0.622 E / P$ – питома вологість насичення.

Інтегральні по z характеристики хмарності:

$\mathrm{E} = \int_b^a \varepsilon dz$ – інтегральна швидкість конденсації,

$\mathrm{B} = \int_b^a \Delta dz$ – інтегральне перенасичення відносно льоду,

b - a – товщина шару з додатними значеннями ε і Δ.

Потенціальна температура:

$$\theta = T\left(\frac{1000}{P}\right)^{\frac{\chi-1}{\chi}},$$

де T, P – температура і тиск, $\chi = 1{,}40$.

Псевдопотенціальна температура:

$$\theta_p = T_p\left(\frac{1000}{P}\right)^{\frac{\chi-1}{\chi}},$$

де $T_p = T + 2.5q_{sw}$, q_{sw} – насичуюча волога над водою, кг/кг.

Ентропія розраховувалась через потенціальну температуру за допомогою співвідношення [12]:

$$S = c_p \ln\theta + C, \tag{8}$$

де c_p – питома теплоємність повітря за постійного тиску для сухого повітря, θ – потенціальна температура, $\mathrm{C} = c_p \ln 273.15$

Приріст ентропії обчислювався за формулою [2]:

$$\frac{dS}{dt} = c_p \frac{1}{\theta}\frac{d\theta}{dt}, \tag{9}$$

де $\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial\theta}{\partial t} + u\frac{\partial\theta}{\partial x} + v\frac{\partial\theta}{\partial y} + w\frac{\partial\theta}{\partial z}$, t – час.

Похідною часу знехтували і для індивідуальної похідної взяли формулу:

$$\frac{d\theta}{dt} = u\frac{\partial\theta}{\partial x} + v\frac{\partial\theta}{\partial y} + w\frac{\partial\theta}{\partial z}.$$

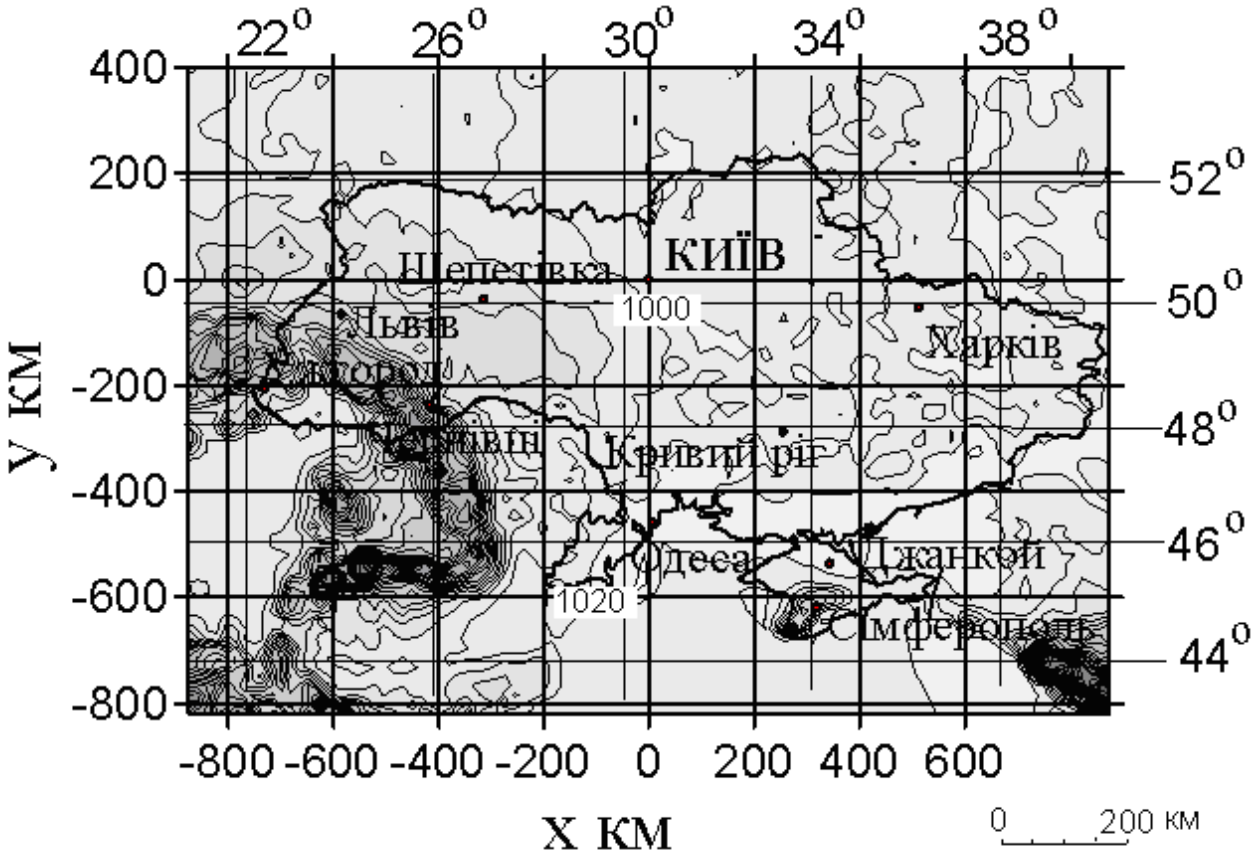


Рис. 1. Розподіл тиску над територією України о 23 год. 30 хв. 16 грудня 2009 року в Z-сигма системі координат у межах розрахункової сітки (цифри біля кривих, гПа, цифри справа і зверху – географічні координати)

У процесі моделювання було використано розрахункову сітку з кроком по горизонталі *dx* і *dy*, що дорівнювало 25 і 20 км відповідно, і кроком по вертикалі *dz* – 200 м. Вона була обмежена такими координатами -925 > x > 925 км, -880 > y > 840 км, 0 > z > 15 км. На рис. 1 для прикладу показано горизонтальний розріз розподілу тиску під час проходження першого з трьох середземноморських циклонів у заданому фрагменті цієї сітки, де процеси досліджувалися детальніше. За початок координат пунктом зондування взято м. Київ з географічними координатами 50° 26' пш. ш., 30° 31' сх. д.

Отримані результати

Загальна характеристика досліджуваного періоду

Сильні снігопади в Україні бувають зумовлені переважно південними циклонами, що виходять з Середземного моря та

Балканського півострова (41 %), циклонами, що сформувались над Угорською низовиною (12 %), та холодними фронтами з хвилями (28 %). Інколи й пірнаючі циклони [6] спричинюють сильні снігопади. Головними чинниками, що призводять до виникнення явищ такої інтенсивності на півдні України за південних та південно-західних циклонів, як зазначають в [1], є значний запас вологи, низький рівень конденсації, адвекція холоду у верхній тропосфері та збільшення швидкості вітру в середній тропосфері.

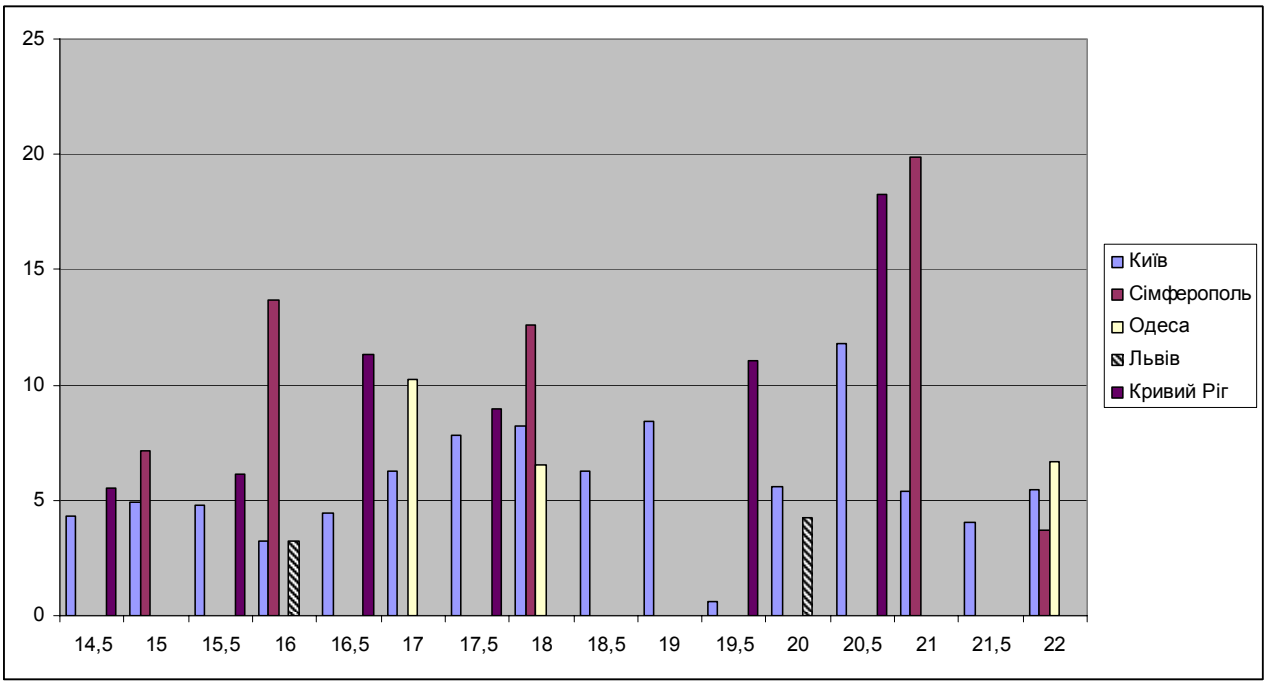


Рис. 2. Кількість опадів (мм), яка могла б випасти з шару радіозондування в період 14-22 грудня. Горизонтальна шкала – доба, ціле число відповідає 00.00 GMT, дріб – 12.00 GMT

Аналіз вологовмісту атмосфери (питомої вологості та кількості опадів, що могли випасти) за даними пунктів радіозондувань України [18] показав, що протягом досліджуваного періоду на півдні країни були значні запаси вологи в атмосфері. На рис. 2 показано товщину шару води, яка могла б випасти на землю у вигляді опадів. Як видно з рисунка, максимальні можливі кількості опадів спостерігались у Сімферополі протягом усього періоду: 16.12.2009 – 13,7 мм, 18.12.2009 – 12,6 мм і 21.12.2009 – 20,0 мм. Також досить високі значення цього показника були в Кривому Розі. За даними радіозондувань Києва добре простежується коливання можливої кількості опадів з поступовим зростанням 15, 18 та

20 грудня, хоча їхній рівень був значно нижчим, ніж у Сімферополі та в Кривому Розі (максимальне значення в Києві було 11,8 мм удень 20 грудня).

На жаль, проаналізувати вологовміст атмосфери протягом цього періоду на іншій території неможливо, оскільки за складних погодних умов радіозонди там не запускали (в Одесі за весь досліджуваний період проведено лише три зондування).

Аналіз величини питомої вологості повітря за розглянутий час підтвердив, що найбільший вологовміст атмосфера мала 15-16, 19 та 20-21 грудня (рис. 3). Ці дані повністю узгоджуються з даними про можливу кількість опадів, що могла випасти з шару зондування (рис. 2).

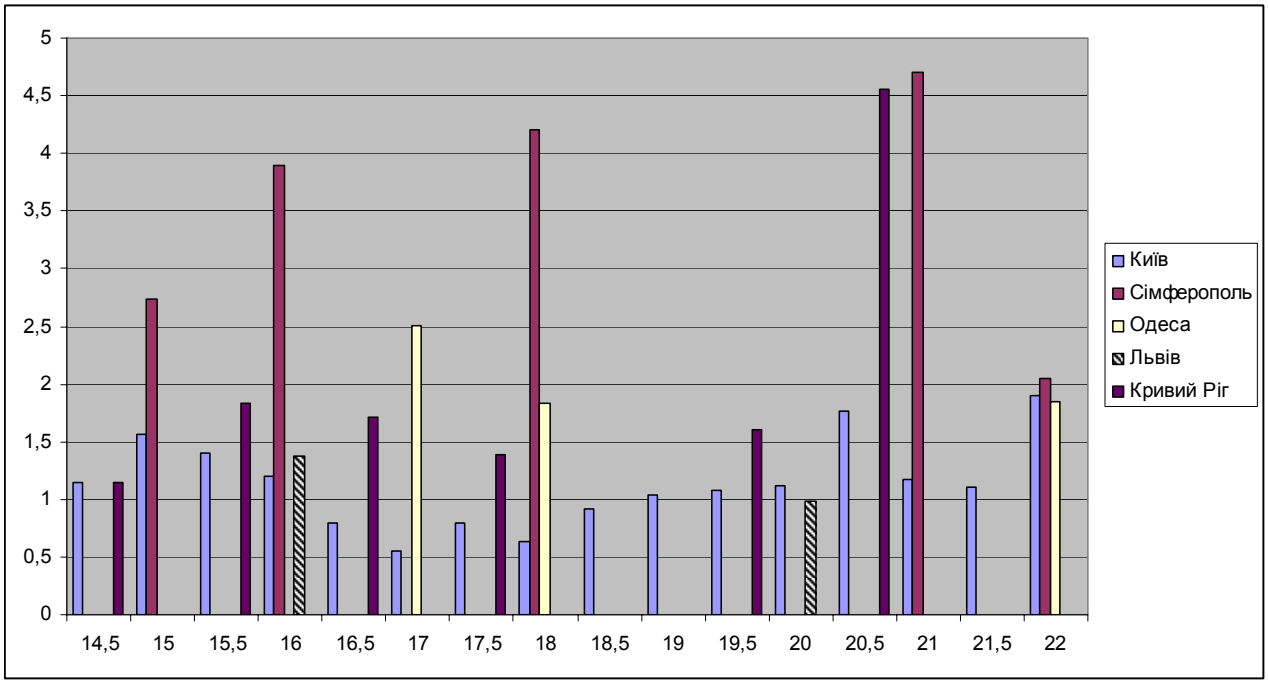
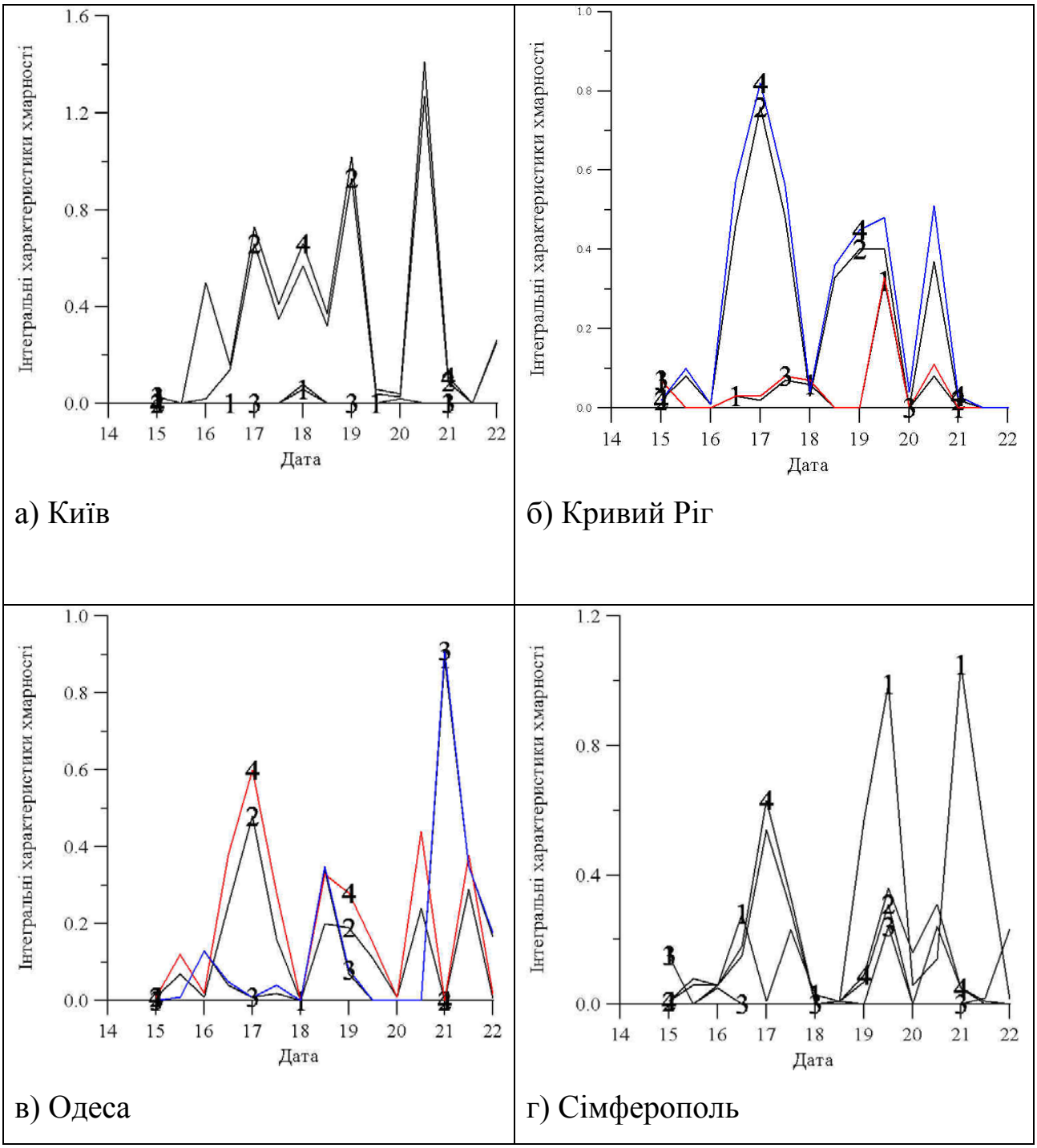


Рис. 3. Середня питома вологість повітря в шарі радіозондування (г/кг) в період 14-22 грудня 2009 р. Горизонтальна шкала – доба, ціле число відповідає 00.00 GMT, дріб – 12.00 GMT

Для подальшого дослідження еволюції атмосфери в зазначений період для кожного дня було побудовано діагностичні моделі з використанням нічних та денних зондувань атмосфери.

За допомогою цих моделей було проаналізовано еволюцію інтегральних характеристик хмарності за період 15-22 грудня 2009 року. Розрахунки проводилися паралельно в Декартовій та Z – сигма системі координат.



а) Київ

б) Кривий Ріг

в) Одеса

г) Сімферополь

Рис. 4. Еволюція інтегральних характеристик хмарності за період 15-22 грудня 2009 року для міст України:
1 – швидкість конденсації з урахуванням орографії; 2 – насичення відносно льоду з урахуванням орографії; 3 – швидкість конденсації без урахування орографії, мм/год; 4 – насичення відносно льоду без урахування орографії, мм

Для дослідження просторових особливостей еволюції цих характеристик (швидкості конденсації та насичення відносно льоду) на

території України 15-22 грудня було вибрано 4 пункти радіозондування: Київ, Кривий Ріг, Одеса та Сімферополь. Із рис. 4 видно, що в Києві впродовж майже всього періоду швидкість конденсації дорівнювала нулю, лише вночі 18 та 20 грудня вона дещо зростала, тоді як насичення відносно льоду мало досить високі значення, особливо в період з 16 по 19 грудня (близько 0,6-1,0 мм) з незначними зниженнями в денні години та з максимумом (близько 1,4 мм) удень 20 грудня.

Для Києва характерне значне перевищення насичення відносно льоду над швидкістю конденсації. Висхідні рухи в районі Києва були невеликими. Значні опади могла забезпечити тільки вільна для сублімації водяна пара, але вони не могли бути довготривалими через відсутність постачання водяної пари з нижніх шарів атмосфери.

Над Кривим Рогом була подібна картина, хоча швидкість конденсації та висхідні рухи були сильнішими і могли забезпечити довготриваліші опади. Адже швидкість конденсації найбільші значення мала вдень 19 грудня (близько 0,3 мм/год). У решту часу вона сягала близько 0,1 мм/год, інколи її не було зовсім (ввечері 15, 19 та 22 грудня). Високі значення насичення відносно льоду (0,8 мм) було отримано 16-17 грудня та дещо нижчі 18-20 грудня (0,4-0,5 мм), що разом з високою швидкістю конденсації стало причиною формування сильних опадів.

Розрахунки характеристик хмарності з урахуванням та без урахування рельєфу і в Києві, і в Кривому Розі відрізняються мало.

Над Одесою механізм утворення опадів найбільш інтенсивно міг працювати 21 грудня (швидкість конденсації була найбільшою) і кількість опадів могла бути великою, але в цей час не було вільної для конденсації водяної пари, тому сильних опадів не спостерігалось. Найсприятливішими для утворення сильних опадів були умови 18-19 грудня, коли швидкість конденсації і насичення були близькими за величиною і забезпечували безперервне утворення опадів. У цей період в Одесі та Одеській області спостерігались сильні снігопади. Розраховані для Одеси з орографією та без неї швидкості конденсації (див. рис. 4, лінії 1 і 3) практично збігаються. Упродовж усього періоду в цьому регіоні ми можемо виділити три піки максимумів такої характеристики (ніч на 16, 18 грудня та ніч і день 21 грудня). Ці періоди практично сходяться з піками значень інтегрального насичення відносно льоду. Лише в перший період, коли вночі 16 грудня швидкість конденсації мала

високе значення, насичення повітря зменшилось порівняно з попереднім днем, а потім різко зросло 16-17 грудня.

У Сімферополі також відмічено ті ж самі максимуми насичення відносно льоду. Чітко виділено розраховані з урахуванням орографії три максимуми швидкості конденсації: 16 грудня (0,3 мм/год), 19 грудня (1,0 мм/год) і 21 грудня (1,1 мм/год). Найсприятливіші умови для утворення опадів були 19 грудня (з великою швидкістю конденсації і вільною для конденсації водяною парою), але на станції опадів не зафіксовано. Така ж ситуація склалася 20-21 грудня.

Чисельні експерименти для періоду 15-16 грудня

На основі розроблених в УкрНДГМІ тривимірних діагностичних моделей було проведено серію чисельних експериментів з моделювання хмарності в період 15-16 грудня 2009 року для визначення основних термодинамічних умов утворення сильних снігопадів. Значно ускладнило процес моделювання не регулярне радіозондування на території України, особливо під час несприятливих погодних явищ. Але загальні характеристики хмарності було промодельовано, що дозволяє виявити характерні особливості стану атмосфери в період проходження сильних снігопадів на певних ділянках досліджуваної області (переважно на південні країни).

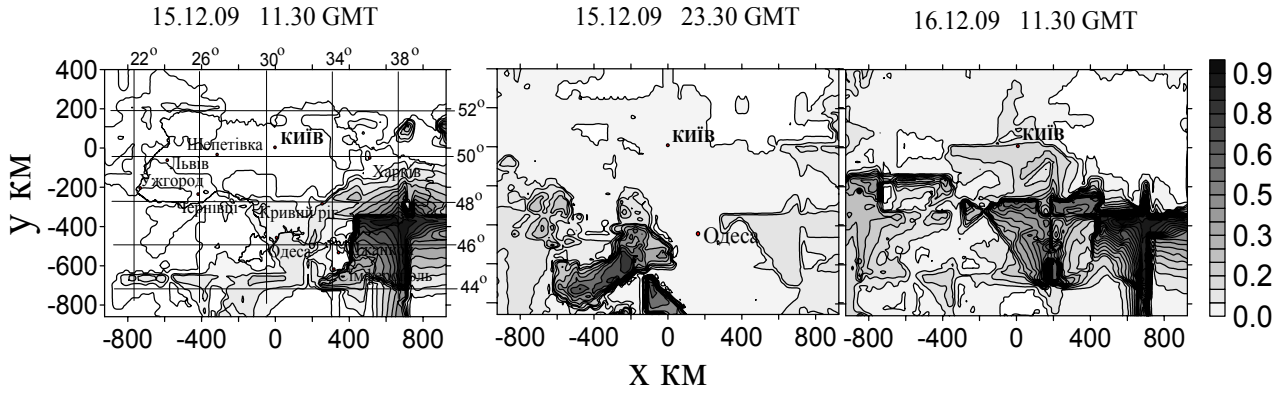


Рис. 5. Просторовий та часовий розподіл інтегрального перенасичення відносно льоду (мм)

На рис. 5 показано просторовий та часовий розподіл надлишкової вологи (інтегральне перенасичення відносно льоду). Як видно з рисунка, 15 грудня об 11.30 GMT перенасичення відносно льоду мало максимальні значення в межах Кримського півострова та східних областей вдень і

змістилось до Одеської області о 23.30 GMT, що свідчить про потенційні можливості атмосфери давати сильні опади в цих районах.

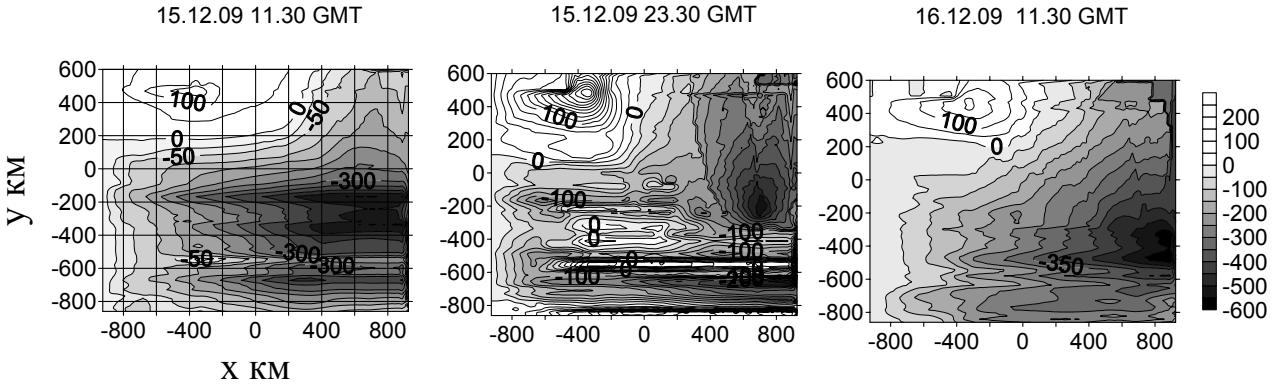


Рис. 6. Ізолінії функції току, $\psi, 10^6$ см^2/с

16 грудня, коли територію України послідовно досягли два теплих фронти, область максимальних значень перенасичення відносно льоду перемістилася із території Кавказу, Азовського моря в північно-західному напрямку, що відповідає функції току (рис. 6).

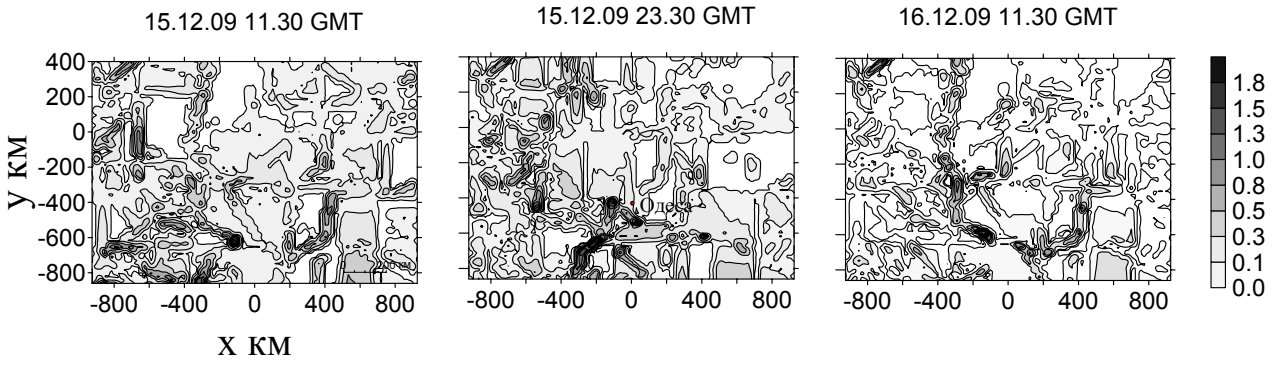


Рис. 7. Інтегральна швидкість конденсації, мм/год

Швидкість конденсації (рис. 7) по всій території України мала плямистий характер. 15-16 грудня 2009 р. найбільші її значення знаходилися в областях із перенасиченням відносно льоду. Саме вночі 15 грудня (23.30 GMT) найвищі значення швидкості конденсації спостерігалися в районі м. Одеса та на південь від неї. Удень 16 грудня значні величини швидкості конденсації, як і раніше, були у південно-західному регіоні країни.

Побудовані за допомогою діагностичної моделі вертикальні розрізи (рис. 8) показали, що потужні осередки максимальних вертикальних рухів удень 15 грудня розміщувалися далеко один від одного (100-200 км).

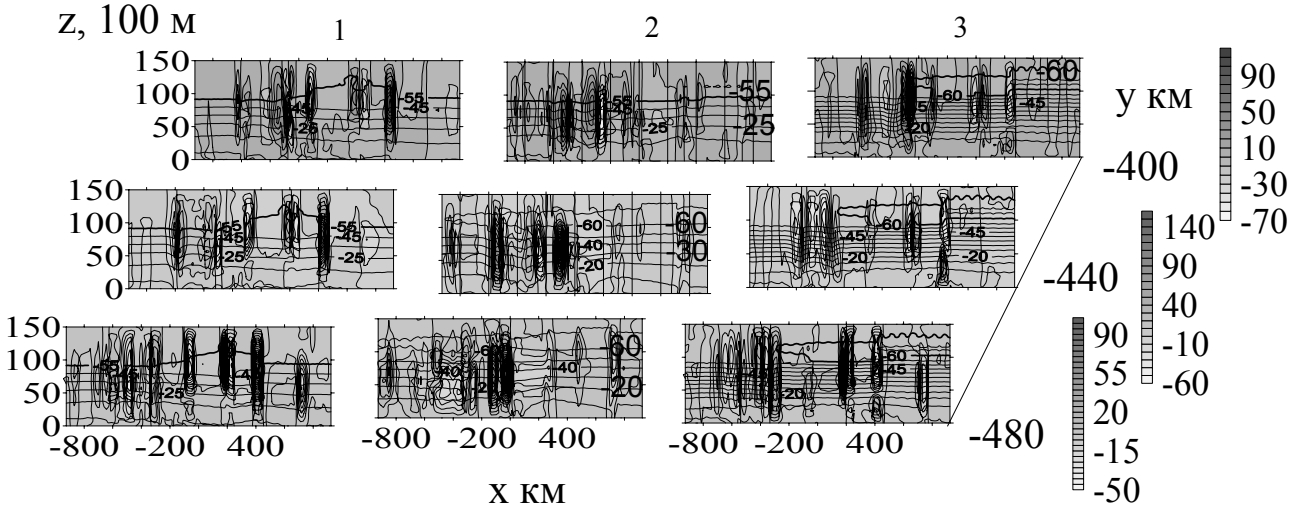


Рис. 8. Вертикальні розрізи вертикальних рухів (цифри біля шкали, мм) і температури (цифри біля кривих, °С) 15-16 грудня 2009 р.
1-15 грудня 11.30 GMT; 2-15 грудня 23.30 GMT; 3-16 грудня 11.30 GMT

Поступово ці осередки зміщувалися і подекуди зливалися в суцільний масив переважно західніше зони сильних снігопадів. Такі масиви вертикальних рухів були потужними джерелами вологи. Ця волога в разі потрапляння в райони з відносно низькою температурою могла сублімуватися на хмарних частинках, спричиняючи їхній інтенсивний ріст. Відбувався інтенсивний засів кристалами багатих вологою змішаних хмар з кристалічними вершинами, що і спричинило надзвичайно сильні опади.

Аналіз товщини шарів між ізобаричними поверхнями 500 і 1000 гПа та 500 і 700 гПа (рис. 9) показав, що найбільші висхідні рухи спостерігались у тому місці, де ці шари були найтоншими, тобто була найнижча температура в тропосфері та значні вертикальні баричні градієнти. Саме в цих регіонах найінтенсивніше проходили процеси хмаро- та опадоутворення та формувались сильні снігопади. Найяскравіше ці залежності простежувалися в шарі 500-700 гПа. Саме між цими двома поверхнями були найбільші висхідні рухи і найінтенсивніше проходили процеси хмаро- та опадоутворення. Також на рис. 9 (3) добре видно великі градієнти тиску в шарі на висоті 3-6 км в районі м. Одеса та над центральними областями України вдень та вночі 15 грудня.

Таким чином, зазначені параметри добре описують нестійкість атмосфери в період формування хмарних систем, що призводять до

сильних снігопадів, і можуть служити предикторами для визначення зон небезпечних явищ погоди.

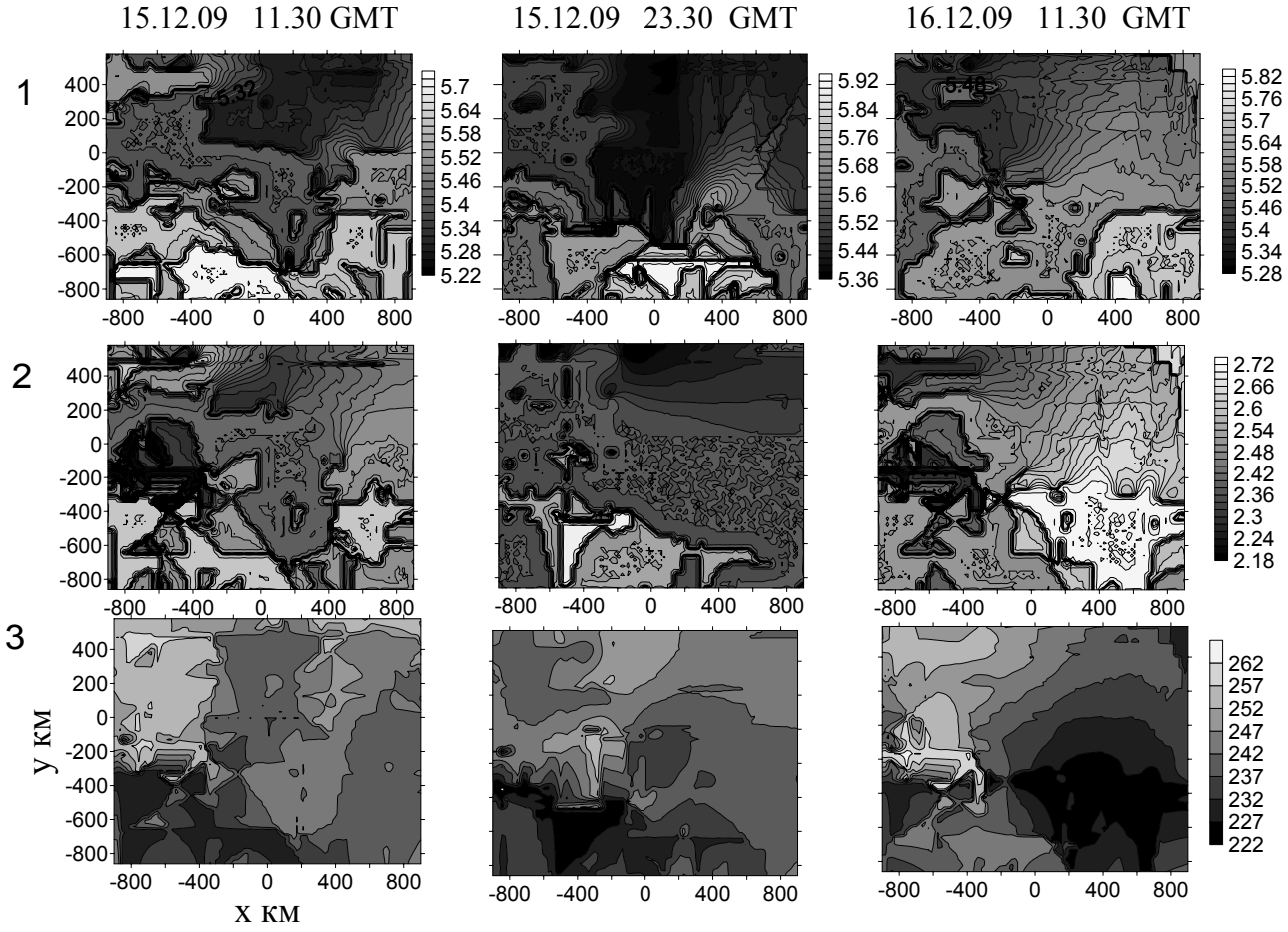


Рис. 9. Товщина шару між заданими ізобаричними поверхнями та різниця тиску для заданих висот
1 – товщина шару між 500 і 1000 гПа, км; 2 – між 500 і 700 гПа, км; 3 – різниця між тиском на висоті 3 км і 6 км, мб

Просторовий розподіл температури (рис. 10) характеризувався наявністю теплої та холодної повітряних мас, які простежувалися до висоти 8 км. Причому, якщо в приземному шарі холодна маса панувала над північно-східною частиною країни, то на висоті 8 км вона поширилася на всю північну частину розрахункової сітки.

Чисельні експерименти показали, що просторовий розподіл хмарності та опадів добре узгоджувався з такою характеристикою атмосфери як ентропія.

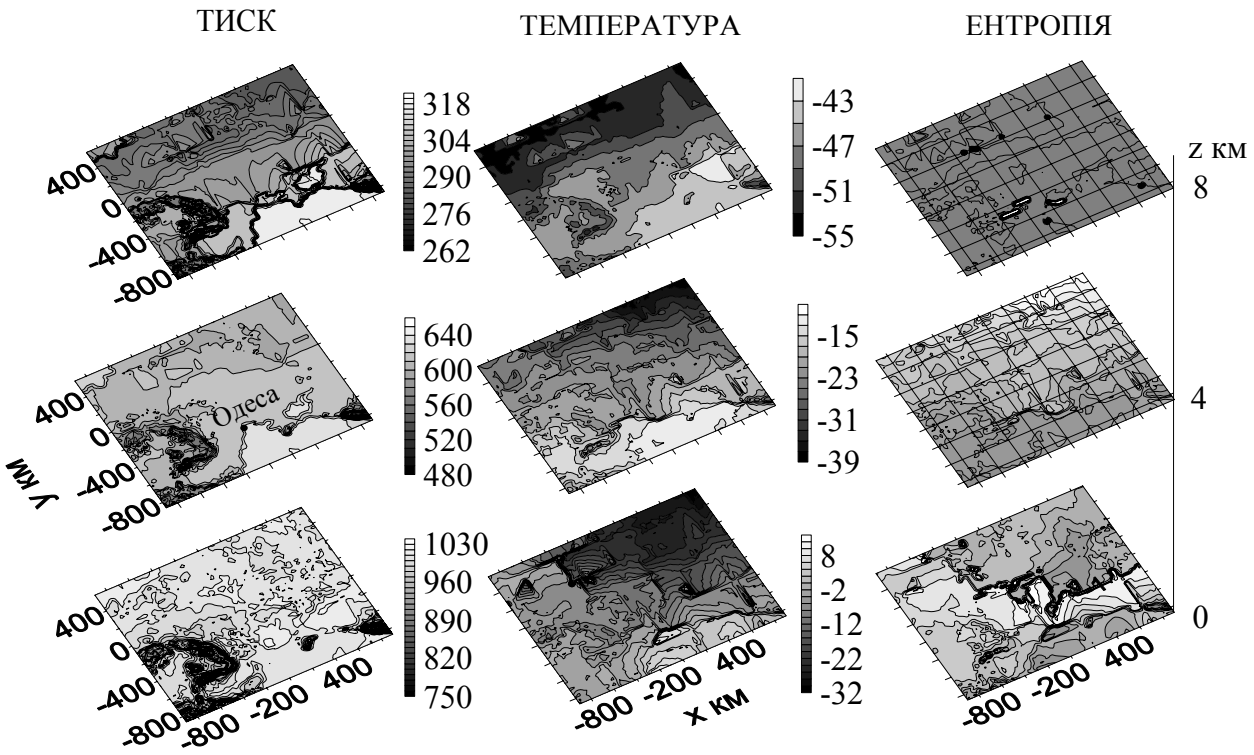


Рис. 10. Просторовий розподіл тиску (гПа), температури (° С) та ентропії 15. 12. 09 (23.30 GMT)

Протягом досліджуваного періоду в приземному шарі атмосфери були низькі значення ентропії практично по всій західній та південній території країни. Саме в цих регіонах спостерігались хмарні масиви. Окремі осередки низьких значень ентропії простежувались до висоти 8 км. Області підвищеної ентропії відповідали безхмарній або малохмарній атмосфері. У середній тропосфері осередки з низькою ентропією виділити важче, оскільки тут накладалося багато процесів різного масштабу.

Висновки

Таким чином, проведені дослідження умов формування сильних снігопадів за допомогою тривимірних діагностичних моделей у грудні 2009 року показали, що:

– велика кількість вільної для сублімації водяної пари (насичення відносно льоду) в поєднанні з наявними високими значеннями швидкості конденсації, потужними вертикальними рухами та низькою температурою повітря в комплексі спричинили сильні снігопади в південно-східному регіоні країни;

– просторовий розподіл хмарності та опадів добре узгоджувався з величиною ентропії: області пониженої ентропії відповідали епіцентрам сильних опадів, а підвищеної – ясній атмосфері;

– інтенсивність процесів хмаро- та опадоутворення значною мірою залежала від товщини шару 500-1000 гПа, яка добре узгоджувалася з іншими інтегральними характеристиками хмарності та опадів і могла слугувати предиктором під час прогнозування небезпечних опадів.

* *

1. *Балабух В.О., Гусак Ж.К., Лавриненко О.М.* Опасные осадки в Украине в конце 20 века и их прогноз // Відкриті еволюціонуючі системи: матеріали І міжнародної наук.- практ. конференції (26-27 квіт. 2002 р.). – К.: ВМУРоЛ, 2002. – С. 3-14.
2. *Белый Т.А., Пирнач А.М.* Связь энтропии с эволюцией облачности и осадков // Геофиз. журн. – 2010. – 32, № 6. – С. 159-168.
3. *Буйков М.В.* Численное моделирование облаков слоистых форм. – Обнинск: ВНИИГМИ МЦД. – 1978. – 68 с.
4. *Кошенко А.М.* Исследование фазового строения фронтальных облачных систем на различных фазах развития // Тр. УкрНИГМИ. – 1970. – Вып. 96. – С. 106-127.
5. *Лесков Б.Н.* Результаты воздействий на фронтальные облака с целью увеличения осадков в холодный период года // Тр. УкрНИГМИ. – 1972. – Вып. 114. – С. 124-137.
6. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 рр.) / За ред. *Ліпінського В.М. , Осадчого В.І. , Бабіченко В.М.* – К.: Ніка-Центр, 2006. – 312 с.
7. *Матвеев Л.Т.* Динамика облаков. – М.: Гидрометеоиздат, 1981. – 311 с.
8. *Паламарчук Л.В., Пирнач А.М.* Исследование внутренней структуры фронтальных зон при помощи трехмерных полуэмпирических моделей // Тр. УкрНИГМИ. – 1992. – Вып. 243. – С. 107-124
9. *Пірнач Г.М.* Чисельне моделювання хмар та опадів у системах атмосферних фронтів. – К.: Ніка-Центр, 2008. – 295 с.
10. *Половина И.П.* Рассеяние переохлажденных слоистообразных облаков и туманов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 214 с.
11. *Пономаренко И.Н., Кошенко А.М.* Облачные системы фронтов в связи с распределением вертикальных движений // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1968. – Т. 4. – № 9. – С. 930-940.
12. *Хргиан А.Х.* Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 647 с.

13. *Шакина Н.П.* Динамика атмосферных фронтов и циклонов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 263 с.
14. *Browning K.A., Harrold T.W.* Air motion and precipitation growth at a cold front // Quart. J.Roy. Meteor. Soc. – 1970. – Vol. 96. – P. 369-389.
15. *Houze R.A. and Hobbs P.V.* Organization and structure of precipitation clouds systems // Adv. Geophys. – 1982. – Vol. 24. – P. 225-315.
16. *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.
17. *Wang J., Hjelmfelt M. R., Capehart W. J., Farley R. D.* 2003 Coupled Model Simulation of Snowfall Events over the Black Hills // J. Appl. Meteor. – 2003. – Vol. 42. – P. 775-796.
18. http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html

Український науково-дослідний
гідрометеорологічний інститут, Київ

А.М. Пирнач, В.О. Балабух, Т.А. Ромаш

Моделирование термодинамических условий формирования сильных снегопадов

Предметом данного исследования были условия формирования сильных снегопадов над центральными и южными регионами Украины в декабре 2009 г., в частности, внутренняя структура и эволюция фронтальных облачных систем. Исследование облачных образований проводили с помощью трехмерных диагностических моделей, которые разработаны в УкрНИГМИ для моделирования фронтальных облачных систем с привлечением орографии. Выявлены основные факторы, которые влияли на интенсивность, продолжительность и пространственное распределение сильных осадков в данный период.

Ключевые слова: сильные снегопады, фронтальные облачные системы, диагностические модели.

A.M.Pirnach, V.O. Balabuh, T.A. Romash

Numerical simulation of thermodynamic conditions of heavy snowfall formation

The object of this study was conditions of heavy snowfalls formation over central and south regions of Ukraine in December 2009, the inner structure and evolution of frontal cloud systems. The study of cloud formation was performed by using three-dimensional diagnostic models which were developed in UHRI for frontal cloud systems simulation including orography. The main factors that influenced the intensity, duration and spatial distribution of heavy precipitation of this period.

Keywords: heavy snowfall, frontal cloud systems, the diagnostic model.