

16. *Мартазінова В.Ф., Іванова О.К.* Сучасний клімат Київської області. – К: АБЕРС, 2010. – 70 с.
17. *Martazinova V.* On possible influence of earthquake preparation on weather and synoptic processes // Complex research of earthquake's forecasting possibilities, seismicity and climate change correlations, BlackSea-HazNet Methodological – Coordination Workshop. 2-5 may 2011, Ohrid, Republic of Macedonia.
18. *Монин А.С., Сонечкин Д.М.* Колебания климата по данным наблюдений: тройной солнечный и другие циклы. – М.: Наука, 2005. – 191 с.

В.Ф. Мартазінова, Є.К. Іванова, О.А. Щеглов

Тенденція сучасного температурно-вологісного режиму України до аномальності за рахунок атмосферних процесів у літній сезон

Проведено порівняння температурно-вологісного режиму останніх десятиліть на території України з попередніми роками. Увагу загострено на стані сучасного температурно-вологісного режиму території України в умовах нового характеру глобальної температури повітря та стану великомасштабної атмосферної цирку-

ляції початку XXI ст. Указано на тенденцію до сухих і спекотних процесів у літній сезон.

Ключові слова: температурно-вологісний режим, великомасштабна циркуляція атмосфери, синоптичні процеси.

V. Martazinova, E. Ivanova, O. Shcheglov

The trend of the modern temperature and humidity regime of Ukraine to abnormality due to atmospheric processes in the summer season

The comparison of temperature and precipitation regime of the last decades over the territory of Ukraine was conducted. Attention was focused on the state of modern temperature and precipitation regime in Ukraine in terms of new state of the global air temperature and large-scale atmospheric circulation in XXI century. The tendency towards dry and hot summer season processes was emphasized.

Keywords: temperature and humidity regime, the large-scale atmospheric circulation, synoptic processes.

УДК 551.501.8

Т.М. Заблоцька, О.А. Кривобок, О.Я. Скриник, В.М. Шпиг

ВЕРИФІКАЦІЯ СУПУТНИКОВОЇ ІНФОРМАЦІЇ ЩОДО МІКРОФІЗИЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ТА ВЕРХНЬОЇ МЕЖІ ХМАР

Визначено достовірність супутникових вимірів верхньої межі хмар різних форм та їх мікрофізичних характеристик (оптична товщина, водозапас, фазовий стан та ефективний радіус крапель на верхній межі) протягом 2011-2015 рр. за порівнянням з відповідними середніми статистичними даними літакового зондування за тридцятирічний період (1961-1990 рр.).

Ключові слова: супутникові спостереження, літакове зондування, верхня межа хмар, оптична товщина, водозапас, фазовий стан, ефективний радіус крапель.

Вступ

На сьогодні одним із найпоширеніших дистанційних методів метеорологічних спостережень за хмарним покривом є супутниковий. Для території України він має такі переваги:

- огляд хмарних систем на великих площах, визначення їх структури та еволюції, що неможливо з використанням навіть густої мережі наземних станцій;

- чітке визначення стадії розвитку циклону. Залежно від цього змінюється структура фронтальних хмарних систем та розташування зон впорядкованих вертикальних рухів. Усе це сприяє прогнозуванню небезпечних явищ;

- прогнозування зародження вторинних циклонів та пов'язаних з ними явищ (особливо за зміщенням з півдня, південного заходу) за характером змін структури хмарного покриву;

– кількісна оцінка характеристик хмарного покриву за сумісним аналізом супутникових, радіолокаційних та даних радіозондування;

– використання місця розташування центру циклонів як прогностичного показника розвитку чи розмивання хмарних систем;

– використання радіаційної температури для оцінки кількості опадів.

Особливо важливі супутникові спостереження в Карпатах через складну структуру хмарності внаслідок деформації наявного хмарного покриву та додаткового утворення хмар завдяки орографії.

Матеріали та методика дослідження

Для практичного використання супутникової інформації треба провести її верифікацію, тобто, отримані дані порівняти з еталонними вимірами та оцінити їхню достовірність.

Для верифікації супутникових даних використовували порівняльний аналіз. Верхню межу хмар та водозапас порівнювали з відповідними середніми статистичними даними літакового зондування, накопиченими за 30-річний період над територією України (1961-1990 рр.). Ці дані було отримано за осередненням результатів численних вертикальних зондувань хмар (від нижньої до верхньої межі включно) [5, 6].

Фазовий стан оцінювали, керуючись температурним режимом на верхній межі хмар під час вимірювань за результатами радіозондування. Значення ефективного радіуса крапель зіставляли з відповідними даними літературних джерел.

Залучені до аналізу дані супутникових вимірів усіх досліджуваних показників було отримано в періоди 2011-2012 рр. та 2014-2015 рр. (з лютого до листопада включно).

Результати вимірів характеристик хмарного покриву надходили у вигляді щогодинних карт з деталізацією в просторі території 10x10 км. Для отримання характеристик хмарного покриву використовували методологію, детально описану в [8]. На першому етапі за допомогою багатоспектрального аналізу супутникових даних ідентифікували хмарні пікселі, а потім за даними інфрачервоного каналу (10,8 мкм) супутника MSG отримували верхню межу хмар та за допомогою каналів у видимому спектрі (0,6, 0,8, 1,6 та 3,6 мкм) – оптичну товщину, водозапас хмар, фазовий стан та ефективний радіус. Аналіз супутникових даних, визначення кількості й форми хмар за строковими спостереженнями та відповідні порівняння проводили на семи станціях: Рівне, Львів, Київ, Харків, Дніпропетровськ, Одеса, Сімферополь, які достатньо висвітлюють усі регіони України.

Верхня межа хмар різних форм (ВМХ)

Кожна форма хмар належить до відповідного ярусу і їй властиві свої показники верхньої межі. Тобто, значення висоти верхньої межі хмар за супутниковими даними (проаналізовано близько двадцяти п'яти тисяч спостережень) було зіставлено з даними наземних спостережень за формою хмар та властивими їм середніми статистичними значеннями верхньої межі, визначеними за літаковим зондуванням.

За даними літакового зондування верхня межа хмар нижнього ярусу (шаруватих St та шарувато-купчастих Sc) перебуває в межах 1,0-2,0 км (одношарові хмари) й 1,5-2,5 км (двошарові хмари). Верхня межа шарувато-дошових хмар (Ns) може коливатись від 1,5-2,0 до 3,5-4,0 км. Хмари вертикального розвитку (купчасті Cu, потужно-купчасті Cusong й купчасто-дошові Cb) мають ширший спектр значень верхньої межі. В основному верхня межа купчастих хмар становить 2-3 км, потужно-купчастих може досягати 4,5-5,5 км, купчасто-дошових у 90 % випадків не більше ніж 11 км, проте іноді найрозвиненіші Cb можуть пробивати тропопаузу й досягати 16-18 км.

Хмари середнього ярусу (висококупчасті As й високошаруваті As) можуть складатися з декількох шарів, тому верхня межа їх може коливатися від 2,5-3,5 до 4,5-5,5 км, досягаючи іноді 8 км.

Хмари верхнього ярусу перисті, перистокупчасті та перисто-шаруваті (відповідно Ci, Cs, Cs) у теплий період року мають переважно висоту верхньої межі більше ніж 9-10 км і розміщені в основному на 2-3 км нижче тропопаузи, проте в 10-15 % випадків можуть розповсюджуватись у стратосферу [5, 6]. У холодну пору року ці хмари опускаються нижче (близько 6-8 км).

Порівняння значень ВМХ, визначених за супутниковими спостереженнями, зі значеннями, характерними кожній формі хмар, указує, що дані зіставні в 70-75 % випадків. У досліджуваний період повторюваність хмар різних форм відрізнялась від одного року до іншого, проте в кожному з них достовірність вимірів була однаковою.

Недостовірні виміри верхньої межі хмар були в таких випадках:

1. На станції фіксували ясне небо (0 балів), а за супутниковими спостереженнями – хмарність з різними значеннями верхньої межі (переважно від 2 до 4 км, зрідка 5-7 км і вище). Основними причинами є, по-перше, недолік алгоритму розділення на зображенні пікселів на хмарні та безхмарні, а, по-друге, використання вертикального профілю температури, який відновлюється за

чисельного моделювання глобальної моделі WRF і має розбіжності з реальними даними.

Опосередковано це підтверджує порівняння на різних станціях випадків, коли наземні й супутникові спостереження вказують на відсутність хмар (0 балів і VMX 0 км). У Харкові таких випадків було 1 %, Рівному й Львові – 2-3 %, Києві – 5 %, Дніпропетровську – 13 %, Сімферополі – 23 %, Одесі – 53 %. Тобто, для вказаного вище алгоритму важливе значення мають вхідні дані (середньомісячні дані альbedo та температура підстильної поверхні, яка розраховується за чисельного моделювання глобальної моделі WRF). Напевно, невідповідність реальних даних погіршується залежно від географічного розташування.

2. На станції фіксували хмари верхнього ярусу (Ci, Cc, Cs) від 2-3 до 7-8 балів (зрідка до 10 балів) із низьким значенням VMX за супутниковими даними, переважно 1-2, іноді 3-4 км. Або фіксували хмари різних ярусів (нижній і середній, окремо нижній чи середній) разом з хмарами верхнього ярусу. У таких випадках VMX за супутниковими спостереженнями відповідає верхній межі хмар нижнього чи середнього ярусів, тобто, верхня межа хмар верхнього ярусу не фіксується (наприклад, 9 балів Sc, Ac, Ci (VMX 5 км); 9 балів Sc/Cu, Ci (VMX 2 км); 5 балів Ac, Ci (VMX 5 км). При цьому має значення бальність тієї чи іншої форми хмар, тому що, коли на небосхилі фіксують сукупність різних форм хмар, то найчастіше в такому взаємозв'язку: St з Ac; Sc з Ac або Ci; Cu й Cucong з Ci або Ac; Cb з Ac та As; Ac з Sc або з Sc та Ci,; As з Ac або з Cb та Ac.

3. Іноді не зафіксовано верхню межу різних форм хмар за їх невеликою кількістю (1-3 бали).

Для уточнення достовірності вимірів верхньої межі кожної форми хмар відбирали випадки, коли на станції фіксували тільки одну форму хмар того чи іншого ярусу кількістю ≥ 5 балів, табл. 1.

Таблиця 1

Узгодження (%) значень верхньої межі основних форм хмар між супутниковими вимірами та наземними даними щодо форми хмар і властивими їм VMX

Узгодження	Форма хмар						
	St	Sc	Ns	Cu, Cucong	Cb	Ac	Ci
Існує	86	75	95	75	96	82	6
Відсутнє	14	25	5	25	4	18	94
К-ть хмар	394	1289	136	407	597	935	747

Загалом, існує узгодження між значеннями верхньої межі, визначеними за супутниковими спостереженнями, та відповідними даними літакового зондування для всіх форм хмар, крім хмар верхнього ярусу (Ci, Cc, Cs).

Таким чином, порівняння значень VMX за супутниковими спостереженнями із середніми статистичними, визначеними за літаковим зондуванням кожної форми хмар, свідчить, що супутник досить достовірно фіксує верхню межу хмар різних форм.

Мінливість верхньої межі хмар

Для визначення мінливості верхньої межі хмар було залучено спектральний аналіз. Спектральний аналіз показує вміст коливань з різними частотами в загальну дисперсію всього часового ряду значень верхньої межі хмар.

Вихідні дані – супутникові виміри верхньої межі хмар цілодобово щогодини впродовж двох сезонів: літа (11.07–7.09.2011 р.) та весни (19.04–20.05.2012 р.).

Таблиця 2

Коефіцієнти кореляції між вимірами верхньої межі хмар на станціях улітку (чисельник) та навесні (знаменник)

Станція	Рівне	Львів	Київ	Харків	Дніпропетровськ	Одеса	Сімферополь
Рівне		0,45/ 0,54	-/ 0,28	-/ 0,12	-/ 0,21	-/ 0,15	0,19/ 0,19
Львів	0,45/ 0,54		-/ 0,29	-/ 0,17	0,11/ 0,22	-/ 0,11	0,16/ 0,23
Київ	-/ 0,28	-/ 0,29		0,19/ 0,22	0,20/ 0,29	0,33/ 0,10	-/ 0,10
Харків	-/ 0,12	-/ 0,17	0,19/ 0,22		0,44/ 0,42	0,12/ -	0,11/ -
Дніпропетровськ	-/ 0,21	0,11/ 0,22	0,20/ 0,29	9,44/ 0,42		0,25/ -	0,20/ 0,10
Одеса	-/ 0,15	-/ 0,11	0,33/ 0,10	0,12/ -	0,25/ -		0,12/ 0,30
Сімферополь	0,19/ 0,19	0,16/ 0,23	-/ 0,10	0,11/ -	0,20/ 0,10	0,12/ 0,30	

Мінливість коефіцієнтів кореляції між вимірами верхньої межі на різних станціях представлено в табл. 2.

У таблиці наведено значимі коефіцієнти кореляції за рівнем значимості $p = 0,05$. Як улітку, так і навесні найбільші коефіцієнти кореляції спостерігали між значеннями верхньої межі в Рівному та Львові (відповідно 0,45 і 0,54) і Харкові та Дніпропетровську (0,44 та 0,42).

Значима кореляція між пунктами влітку становить 62 %, навесні – 86 %, тобто мінливість

верхньої межі більша влітку завдяки розвитку конвекції. Це також свідчить, що синоптичні процеси, що зумовлюють утворення хмар, переважно охоплюють усю територію з певними регіональними відмінностями еволюції хмарних систем.

Параметри спектральної функції, отримані за об'єднанням усіх даних, можна використовувати в загальних чисельних моделях прогнозу погоди, бо відображають мінливість вертикальних рухів у хмарних системах (верхню межу можна вважати еквівалентом вертикальних рухів).

Характеристику спектральної функції надано в табл. 3.

Таблиця 3
Характеристика спектральної функції

Станція	Літо		Весна	
	Показники спектральної функції			
	максимальна щільність, км ² · год	частота, 1/год	максимальна щільність, км ² · год	частота, 1/год
Рівне	185,11	0,0415	328,78	0,0026
Львів	123,52	0,0123	431,35	0,0039
Київ	236,33	0,0077	315,46	0,0013
Харків	110,11	0,0123	358,22	0,0013
Дніпропетровськ	97,33	0,0415	219,10	0,0026
Одеса	253,08	0,0015	114,91	0,0210
Сімферополь	118,35	0,0015	170,00	0,0013

Діапазон коливань частоти навесні значно менший, ніж улітку для більшості станцій, тобто, мінливість верхньої межі в часі менша весною (відсутній масштабний розвиток купчасто-дошових хмар). Винятком є південь України: у Сімферополі частота коливань узагалі найменша і практично не залежить від сезону року. В Одесі частота коливань менша влітку.

Наведені дані свідчать, що параметри спектральної функції за даними окремих станцій відрізняються між собою. Тому з метою отримання стійкіших характеристик мінливість верхньої межі за спектральним аналізом доцільніше визначати для регіонів (об'єднані дані декількох станцій) і окремих сезонів.

Оптична товщина хмар у різних регіонах

Оптична товщина – це коефіцієнт послаблення сонячної радіації для всього вертикального стовпа повітря й характеризує ступінь поглинання радіації хмарами різних форм.

– Регіональні відмінності в повторюваності різних значень оптичної товщини проявляються для коефіцієнтів $< 1, 10, 20$ і > 20 . Випадків із значеннями < 1 менше на заході й півночі, а з $10,$

20 і > 20 , навпаки, більше щодо інших регіонів. Хмари з оптичною товщиною 1 та 4 рівнозначно фіксують на всій території.

– Оптична товщина < 1 характерна для хмар кількістю 1-2 бали та зі значною повторюваністю перистих хмар. Регіональні відмінності полягають у тому, що на заході, півночі й сході відсутність хмар (тобто 1-2 бали) відмічають у 3-4 рази рідше, ніж у центрі, на півдні та в Криму. Повторюваність перистих хмар практично однакова.

– Оптична товщина 1 та 4 характерна для хмар кількістю 7-8 (іноді 9) балів. Це шарувато-купчасті, купчасті та високо-купчасті хмари. При цьому хмари з оптичною товщиною 1 мають більшу повторюваність (40-50 %), ніж хмари з оптичною товщиною 4 – 10-30 %. Регіональні відмінності відсутні.

– Оптична товщина 10 характерна для хмар кількістю 9-10 балів. Це переважно купчасто-дошові (34 %), високо-купчасті (26 %), шарувато-купчасті (22 %) та шаруваті хмари (14 %). Хмари зумовлювали опади у 60 % випадків на заході й 20 % в інших регіонах.

– Оптична товщина 20 і > 20 (переважно 40 та 60) характерна купчасто-дошовим і шарувато-дошовим хмарам кількістю 10 балів, що фіксують у різних регіонах. Вони зумовлюють зливи, сильні дощі й грози у 80-100 % випадків.

Водозапас хмар різних форм (LWP)

Водозапас – це маса сконденсованої води в стовпі хмарного повітря одиничного перетину. Дані про водозапас важливі для оцінки послаблення електромагнітних хвиль, для проведення активних впливів на хмари як з метою збільшення опадів, так і їх розсіювання, і як кліматологічна характеристика хмар різних форм. За даними літакового зондування найбільший середній водозапас у шаруватоподібних хмарах мають Ns (200-400 г/м²), потім St та Sc (від 100 до 200 г/м²). Менш водні хмари середнього ярусу: до 80 г/м² узимку та навесні спостерігали в As й 50 (узимку) та до 150 г/м² (восени) в Ac. Хмари водоносніші в теплий період року, тому що за підвищенням температури водність хмар збільшується. Через небезпеку польотів у купчасто-дошових хмарах відповідних даних про їхній водозапас немає [2].

Достовірність вимірів водозапасу за супутниковими спостереженнями оцінювали, порівнюючи з даними літакового зондування. Як приклад, у табл. 4 наведено відповідні дані для перехідних сезонів року (весна та осінь).

Таблиця 4

Повторюваність (%) водозапасів хмар різних форм за даними супутникових спостережень (чисельник) та літакового зондування (знаменник)

Форма хмар	Водозапас, г/м ²					
	≤ 50	51-100	101-200	201-300	301-400	401...1000
St	51/26	31/31	18/26	-/9	-/4	-/4
Sc	58/29	29/26	13/23	-/12	-/6	-/4
Ns, Ns-As	18/8	36/11	28/22	12/13	6/16	-/30
Ac	59/52	29/20	12/15	-/2	-/2	-/9

Порівняння водозапасів хмар різних форм за супутниковими вимірами та даними літакового зондування має попередній характер, тому що нерівноцінні об'єми вибірок (дані літакового зондування осереднені за 30-річний період спостережень, а супутникові – за два роки. Проте тенденції розподілу практично однакові, а саме: шаруваті хмари більш водні порівняно з шарувато-купчастими. Більшу повторюваність водозапасів за супутниковими даними в шаруватих хмарах мають градації 51-100 та 101-200 г/м² (відповідно 31 та 18 %), тоді як у шарувато-купчастих – 29 та 13 %. Аналогічна тенденція й за даними літакового зондування (відповідно в St – 31 та 26 %, а в Sc – 26 та 23 %).

Водозапас Ns, Ns-As за супутниковими спостереженнями відрізняється від такого за літаковим зондуванням. Він суттєво менший: у першому випадку в межах ≤ 50 ÷ 200 г/м² зосереджено 82 % хмар, у другому – удвічі менше, усього 41 %. Це можна пояснити значно меншою повторюваністю шарувато-дошових хмар у період супутникових спостережень (період глобального потепління), особливо в перехідні сезони року.

Водозапаси Ac за супутниковими даними та літаковим зондуванням зіставні.

Для прикладу наведемо зміни водозапасу під час опадів протягом 15-16 травня 2014 р. на трьох станціях (Рівне, Київ, Львів) під час блокування Балканського циклону, що призвело до катастрофічних злив.

У Рівному за 10 год випало 25 мм опадів, Києві за 18 год – 37 мм, Львові за 17 год – 65 мм. Загалом, це велика кількість опадів: у Рівному 45 % місячної норми, Києві – 70 %. Львові – 85 %. Розподіл водозапасу в хмарах представлено в табл. 5.

Відмінності в розподілі водозапасів та хмарності між станціями такі:

1. У Рівному й Львові переважали купчасто-дошові хмари й зливи з $LWP_{max} = 270-400$ г/м², у Києві шарувато-дошові й дощ з $LWP_{max} = 150-270$ г/м².

Таблиця 5

Повторюваність (%) різних значень водозапасу 15-16 травня

Станція	Водозапас, г/м ²					
	270-400	150-270	70-150	35-70	17-35	< 17
Рівне	9	—	50	25	8	8
Київ	—	17	—	67	16	—
Львів	9	8	75	8	—	—

2. Водозапас злив у Рівному найчастіше був $LWP_{mod} = 70-150$ г/м² і мав повторюваність 50 %. Відповідно у Львові LWP_{mod} теж становив 70-150 г/м², проте мав повторюваність 75 %. Таким чином, водозапас Сб у Львові був більшим порівняно з Сб у Рівному, відповідно й кількість опадів була більшою.

3. У Києві за такий же проміжок часу, як і у Львові, випало менше опадів (на 40 % порівняно зі Львовом). Це був дощ із Ns (іноді сильний). Максимальне значення водозапасу $LWP_{max} = 150-270$ г/м², а модальне $LWP_{mod} = 35-70$ г/м², тобто водозапас був меншим, ніж у Львові, тому й опадів було менше.

Таким чином, різний аналіз супутникових вимірів водозапасу вказує на їх достовірність.

Розподіл водозапасу в хмарах різних форм залежно від їх бальності за даними супутникових спостережень представлено в табл. 6.

Водозапас шарувато-купчастих хмар переважно (77 %) не перевищує 35-70 г/м², а найчастіше (45 %) становить 35-70 г/м². Проте іноді (22 %), тобто майже в кожному п'ятому випадку може сягати 70-150 г/м².

Шаруваті хмари мають дещо більший водозапас: дві третини хмар (63 %) мають водозапас до 35-70 г/м², а в кожному третьому випадку – у межах 70-150 г/м².

Шарувато-дошові та системи шарувато-дошових і високошаруватих хмар (відповідно Ns й Ns-As) мають переважно запас вологи: від 35-70 до 270-400 г/м². Водозапас 35-70 г/м² характерний Ns, з яких не було опадів (42 %). У всіх хмарах за наявності опадів водозапас був 70-150 г/м² (39 %) й більше (9 %).

У купчастих (кількістю 1-5 та 6-8 балів) та потужно-купчастих хмарах (6-8 балів) водозапас був переважно ≤ 17 г/м² (відповідно 97, 82, 68 %). Проте отримані дані свідчать про залежність водозапасу від бальності хмар, а саме, зі збільшенням сприятливих для розвитку хмар умов зростала повторюваність водозапасу 17-35 г/м² й більше (відповідно 3, 18, 32 %).

Найширший діапазон водозапасу спостерігали в купчасто-дошових хмарах кількістю 9-10 балів: від 17 до 1000 г/м². У переважній більшості

Таблиця 6

Повторюваність (%) водозапасу в хмарах різних форм за даними супутникових спостережень

Форма хмар	Бальність	Водозапас, г/м ²								Кількість хмар
		≤17	17-35	35-70	70-150	150-270	270-400	400-600	600-1000	
St	9-10	7	16	40	36	1	-	-	-	152
Sc	9-10	9	23	45	22	1	-	-	-	237
Ns	9-10	-	10	42	39	4	5	-	-	136
Cu	1-5	97	2	1	-	-	-	-	-	190
Cu	6-8	82	17	1	-	-	-	-	-	113
Cucong	6-8	68	27	4	1	-	-	-	-	201
Cb	6-8	38	41	12	8	-	1	-	-	239
Cb	9-10	11	23	37	22	3	2	1	1	444
Ac	1-5	97	3	-	-	-	-	-	-	145
Ac	6-8	60	33	7	-	-	-	-	-	123
Ac	9-10	27	36	29	7	1	-	-	-	91
As	9-10	6	45	30	17	2	-	-	-	47

хмар (82 %) запас вологи був у межах від 17-35 до 70-150 г/м², майже 40 % хмар мали водозапас 35-70 г/м², причому половина з них супроводжувалась зливами, у 7 % хмар водозапас був ≥ 150-270 г/м².

Залежність водозапасу від бальності прослідковується й у висококупчастих хмарах: за кількістю хмар 1-5, 6-8, 9-10 балів, повторюваність водозапасу ≥ 17-35 г/м² становила відповідно 3, 40, 73 %. Високошаруваті хмари переважно (75 %) мали водозапас у межах від 17-35 до 35-70 г/м².

Отже, повторюваність водозапасу в хмарах залежно від їх форми та кількості підтверджує достовірність супутникових вимірів.

Розподіл водозапасу в хмарах різних форм можна описати двопараметричним логарифмічно-нормальним законом, параметри якого представлено в табл. 7.

Таблиця 7

Параметри логарифмічно-нормального розподілу водозапасу в хмарах різних форм за даними супутникових спостережень

Форма хмар	Бальність	m'	a'	x_m	σ^2	Кількість хмар
St	9-10	60,4	0,494	68,3	1286,9	152
Sc	9-10	47,6	0,579	56,3	1263,2	237
Ns	9-10	74,0	0,668	92,5	4815,0	136
Cu	1-5	8,2	0,515	9,3	26,3	190
Cu	6-8	9,9	0,590	11,8	58,0	113
Cucong	6-8	11,8	0,771	16,0	207,2	201
Cb	6-8	21,0	0,883	31,0	1136,3	239
Cb	9-10	59,5	0,566	69,8	1841,5	444
Ac	1-5	8,9	0,157	9,0	2,0	145
Ac	6-8	14,0	0,725	17,4	163,2	123
Ac	9-10	27,2	0,537	36,3	1026,8	91
As	9-10	40,3	0,685	50,98	1558,79	47

m' та a' – параметри розподілу, x_m – середнє значення водозапасу, σ – дисперсія

Як приклад, на рис. 1 представлено розподіл водозапасу логарифмічно-нормальною функцією в купчасто-дошових хмарах кількістю 6-8 та 9-10 балів.

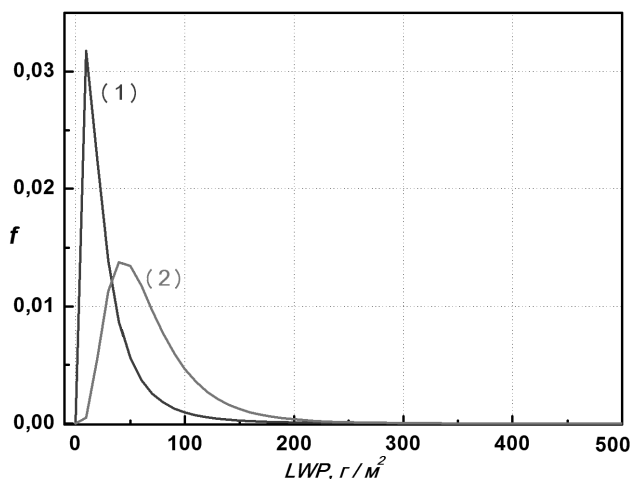


Рис. 1. Логарифмічно-нормальна функція розподілу водозапасу (f) в купчасто-дошових хмарах кількістю 6-8 (1) та 9-10 балів (2)

Розподіли відрізняються, що свідчить про різний стан атмосфери (нестійкість, вологовміст), який сприяє розвитку тієї чи іншої кількості хмар. Це також підтверджує достовірність супутникових вимірів водозапасу.

Фазовий стан на верхній межі хмар різних форм

Хмарний покрив належить до провідних чинників формування клімату, він є найпотужнішим і найбільш змінним регулятором радіаційного режиму атмосфери та підстильної поверхні. Як приклад, можна назвати, яку велику увагу, особливо зараз, приділяють вивченню умов виникнення у верхній тропосфері метастабільних ша-

рів з високим умістом вологи, що призводить до утворення довгоіснуючих перистих хмар [4].

Фазовий стан є однією з найважливіших мікрофізичних характеристик хмар, оскільки впливає на їх стійкість та існування, радіаційний теплообмін, поглинання електромагнітних хвиль, обледеніння літаків. У просторі будь-якої хмари фазовий стан може бути різним і змінюватись із часом. Поки існує хмара, кристали або краплі можуть зароджуватись, рости (чи випаровуватись) та випадати.

Дослідження фазового стану хмар над територією України проводили під час вертикального літакового зондування хмари, тобто, від нижньої до верхньої межі. Загалом, виділяють три типи фазового стану: крапельний, змішаний і кристалічний. Але у вертикальному просторі кожної хмари можуть існувати прошарки з різним фазовим станом, що зумовлено дією механізмів хмароутворення.

За аналізом вертикального зондування хмар протягом 1961-1990 рр. (від нижньої до верхньої межі) було виділено 16 типів розподілу по вертикалі фазового стану [3]:

- крапельний (1),
- крапельний → змішаний (2),
- крапельний → змішаний → крапельний (3),
- крапельний → змішаний → кристалічний (4),
- крапельний → кристалічний (5),
- крапельний → кристалічний → крапельний (6),
- крапельний → кристалічний → змішаний (7),
- крапельний → кристалічний → змішаний → кристалічний (8),
- змішаний (9),
- змішаний → крапельний (10),
- змішаний → кристалічний → змішаний (11),
- змішаний → кристалічний (12),
- кристалічний (13),
- кристалічний → змішаний (14),
- кристалічний → крапельний (15),
- кристалічний → змішаний → кристалічний (16), табл. 8.

Отримані дані свідчать, що кожній формі хмар характерний свій вертикальний розподіл фазового стану, що зумовлено механізмами їх утворення.

Але на сьогодні практично відсутні дані щодо розміру та форми порівняно однорідних (за фазовим станом) хмарних ділянок та їх повторюваності, чергування ділянок з різним фазовим станом під час усього періоду існування хмари [7]. Такі дані можна отримати тільки завдяки супутниковим спостереженням. Тому важливим

завданням є оцінка достовірності супутникових вимірів фазового стану на верхній межі хмар.

Спостереження за фазовим станом верхньої межі хмар проводили в першій половині листопада 2012 р. та протягом лютого-травня 2015 р. Крапельний та змішаний стан спостережено рівнозначно (відповідно 118 та 117 хмар), кристалічний – у 51 хмарі (табл. 9).

Незважаючи на невелику кількість вимірів (286), прослідковується зв'язок фазового стану на верхній межі хмар залежно від висоти їх розповсюдження.

Так, крапельний стан на верхній межі хмар фіксували переважно, коли їх висота була ≤ 5 км (90 %), дуже рідко 8 км (2 %). Змішаний стан здебільшого спостерігали на висотах від 5 до 9 км (82 %), а кристалічний – найімовірніше від 7 до 12 км (88 %). Температуру на згаданих висотах відображено в табл. 10.

Фазовий стан на верхній межі хмар узгоджується з температурою. Крапельний стан спостерігали переважно (68 %) за температури вище -10°C , тобто за температури вище, ніж на рівні кристалізації. Змішаний стан здебільшого (дві третини хмар, 68 %) фіксували за температури від -11 до -40°C (попередні літакові зондування свідчили про наявність крапель за температури -40°C і нижче [5]), а кристалічний – найчастіше ($\sim 80\%$) за температури нижче -30°C . Таким чином, отримані дані щодо фазового стану на верхній межі хмар залежно від висоти та температури на ній свідчать про достовірність супутникових вимірів.

Ефективний радіус крапель на верхній межі хмар

Виміри ефективного радіуса крапель на верхній межі хмар проводили протягом 2014 р. Виконано близько 15000 вимірів. Загальну картину розподілу представлено в табл. 11.

Загалом ефективний радіус крапель на верхній межі хмар був у межах $< 2 \div > 45$ мкм. З наведених у таблиці даних можна зробити такі висновки:

1) Майже для всіх форм хмар на їх верхній межі ефективний радіус крапель – у межах $< 2 \div 8$ мкм. Винятком є купчасто-дошові хмари, в яких можливі краплі від 10 до 45 мкм. Краплі з таким радіусом формують водозапаси дуже потужних розвинених хмар, що мають невелику повторюваність.

2) У таких хмарах як купчасті (Cu), потужно-купчасті (Cusong) та висококупчасті (Ac) максимальну повторюваність (55-77 %) мають краплі радіусом < 2 мкм. У шарувато-купчастих хмарах

Таблиця 8

Повторюваність (%) типів розподілу фазового стану в хмарах різних форм

Форма хмар	Типи вертикального розподілу фазового стану															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
St	92	1						3	0,5			3		0,5		
Sc	75	2	0,5	0,5		2		6	2		0,5	8	3	0,5		
Ac	52				2,5			12				26	2,5	1	4	
As	18	2		1	8			1	13	3	2	4	35	4	2	7
Ns	25	9	4	4	4		3		11	4	2	3	22	6	3	
Ns-As	-	3	1	6	37	3	2	3	2		2	10	27	2	1	1

Таблиця 9

Повторюваність (%) різного типу фазового стану залежно від висоти верхньої межі хмар

Фазовий стан	Верхня межа хмар, км					Кількість хмар
	1 - 3	4 - 5	6-7	8-9	10-12	
Крапельний	60	30	8	2	-	118
Змішаний	10	20	39	23	8	117
Кристалічний	-	12	39	39	10	51

Таблиця 10

Повторюваність (%) температури на верхній межі хмар з різним типом фазового стану

Фазовий стан	Температура, °C						
	0÷10	-0,1÷-10	-11÷-20	-21÷-30	-31÷-40	-41÷-50	<-50
Крапельний	34	34	20	10	2	-	-
Змішаний	5	7	14	21	33	9	11
Кристалічний	-	-	-	21	42	19	18

Таблиця 11

Повторюваність (%) ефективного радіуса крапель на верхній межі хмар різних форм

Форма хмар	Ефективний радіус крапель, мкм			
	< 2мкм	6	8	≥ 10
St	20	76	4	-
Sc	28	68	4	-
Ns	-	88	12	-
Cu	77	9	14	-
Cucong	58	23	19	-
Cb	13	68	18	1
Ac	55	35	10	-
As	13	79	8	-

Таблиця 12

Повторюваність ефективного радіуса крапель на верхній межі хмар різних форм залежно від їх бальності

Ефективний радіус, мкм	Бальність	Форма хмар							
		St	Sc	Ns	Cu	Cucong	Cb	Ac	As
< 2	1-5	30	81	-	76	29	37	71	13
	6-8	26	16	-	21	63	53	25	75
	9-10	44	3	-	3	8	10	4	12
6	1-5	-	39	-	33	16	1	6	-
	6-8	-	51	-	53	73	27	38	4
	9-10	100	10	100	14	11	72	56	96
8	1-5	-	8	-	64	21	-	33	-
	6-8	-	89	-	36	68	49	33	20
	9-10	100	3	100	-	11	51	34	80
≥ 10	1-5	-	-	-	-	-	-	-	-
	6-8	-	-	-	-	-	-	-	-
	9-10	-	-	-	-	-	100	-	-

(Sc) повторюваність таких крапель хоча й не максимальна, проте достатньо висока (28 %).

3) Шаруватоподібні

хмари та купчасто-дошові найчастіше (68-88 %) мають на верхній межі ефективний радіус, рівний 6 мкм. У шарувато-дошових хмарах Ns (єдина форма хмар) ефективний радіус крапель у всіх випадках був 6 мкм і більше.

Краплі розміром 8 мкм більше фіксують у хвилеподібних хмарах (10-19 %), ніж у купчастих (4-8 %). Отримані дані зіставні з даними літакового зондування вершин купчасто-дошових хмар, проведених у США протягом 1996-2004 рр. Повторюваність ефективного радіуса крапель на верхній межі хмар залежно від їх бальності представлено в табл. 12.

Дані цієї таблиці вказують, якій ефективний радіус крапель характерний тій чи іншій формі хмар залежно від їх бальності:

- Радіус < 2 мкм найчастіше фіксують за кількістю 1-5 балів у шарувато-купчастих хмарах (81 %), купчастих (76 %) та висококупчастих (71 %); за кількістю 6-8 балів у потужно-купчастих (63 %), купчасто-дошових (53 %) та високошаруватих (75 %). Коли кількість хмар різної форми становить 9-10 балів, ефективний радіус такого розміру рідко формує їх водність, крім шаруватих хмар (44 %);

- Радіус 6 мкм частіше формує водність у Sc (51 %), Cu (53 %), Cucong (73 %) за їх кількістю у 6-8 балів, а у St та Ns завжди (100 %) за кількістю 9-10 балів;

- Радіус 8 мкм переважно формує водність у Sc (89 %),

Cucong (68 %) за їх кількістю 6-8 балів; у St та Ns завжди (100 %) та в As дуже часто (80 %) за їх кількістю 9-10 балів. Треба зазначити, що краплі радіусом 8 мкм майже порівнюють водність у Cb, якщо їх кількість становить 6-8 чи 9-10 балів (відповідно 49 та 51 %);

- Радіус ≥ 10 мкм формує водність у Cb (100 %) за їх кількістю 9-10 балів.

У [1] наведено результати верифікації верхньої межі хмар, фазового стану поблизу верхньої межі, максимальної водності для помірних широт території Росії. Достовірність вимірів оцінено як задовільну. Проте процедура порівняльного аналізу відрізнялась від наведеної в цій статті. Так, виміри верхньої межі порівнювали з відповідними даними радіолокаційних спостережень, фазовий стан – з формою хмар, властивою реальної синоптичної ситуації під час вимірювань, максимальна водність для певної форми хмар та періоду року – з кліматичними даними та синоптичною ситуацією.

У цій статті супутникові виміри параметрів хмар порівнювали з реальними еталонними даними літакового та радіозондування.

Висновки

Порівняльний аналіз вимірів висоти верхньої межі хмар за супутниковими спостереженнями та наземними за формою хмар й властивими їм середніми статистичними значеннями VMX, визначеними за даними літакового зондування, показав, що за наявності одночасно хмар різних ярусів виміри зіставні у 70-75 % випадків.

Якщо на небосхилі фіксують хмари тільки однієї форми, точність вимірів верхньої межі зростає: Cb до 96, Ns – 95, St – 86, As – 82, Cu, Cucong, Sc – 75 %.

За даними спектрального аналізу значима кореляція ($r = 0,05$) між вимірами верхньої межі хмар у часі на різних станціях улітку становить 62 %, навесні – 86 %.

Визначено регіональні відмінності в повторюваності різних значень оптичної товщини, зумовлених бальністю та формою хмар. Просторовий розподіл значень оптичної товщини відповідає просторовому розподілу кількості хмар.

Супутникові виміри водозапасу різних форм хмар зіставні з відповідними даними літакового зондування.

Визначено розподіл водозапасу в хмарах залежно від їх бальності; відповідні розподіли апроксимовано логарифмічно-нормальною функцією.

Виміри фазового стану на верхній межі хмар достовірні. Оцінку виконано для основних форм

хмар залежно від висоти їхньої верхньої межі та температури на ній.

Достовірність вимірів ефективного радіуса крапель на верхній межі хмар оцінено за порівняльним аналізом з відповідними даними, наведеними в літературних джерелах. Визначено найімовірніший діапазон значень ефективного радіуса крапель на верхній межі хмар різних форм.

Обчислено повторюваність значень ефективного радіуса крапель на верхній межі хмар різних форм залежно від їх бальності.

Уперше оцінено достовірності супутникових вимірів верхньої межі хмар різних форм та їхніх мікрофізичних характеристик (оптична товщина, водозапас, фазовий стан та ефективний радіус крапель на верхній межі) для території України.

Отримані дані можна використовувати для уточнення механізмів хмаро- та опадоутворення, розроблення чисельних моделей прогнозу погоди, в оперативній роботі для прогнозування небезпечних явищ, під час проведення активних впливів із метою збільшення опадів чи запобігання виникнення небезпечних явищ, а також у різних галузях економіки країни (наприклад, для оцінки послаблення електромагнітних хвиль у хмарах).

Надалі для підвищення достовірності супутникових вимірів як геометричних, так і мікрофізичних характеристик хмар різних форм треба збільшувати архів відповідних даних для типових для України синоптичних ситуацій, вдосконалювати врахування вхідних даних (вертикальний профіль температури, вид і температура підстильної поверхні тощо).

* *

1. Волкова Е.В., Успенский А.Б. Детектирование облачности и определение ее параметров по спутниковым данным в светлое время суток // Метеорология и гидрология. – 2007. – № 12. – С. 5-20.
2. Заболоцкая Т.Н., Кушир В.С., Шпиталь Т.Н. Водозапасы облаков различных форм и фронтальных облачных систем // Тр. УкрНИГМИ. – 1992. – Вып. 243. – С. 69-78.
3. Заболоцька Т.М., Підгурська В.М., Шпиталь Т.М. Вертикальний і горизонтальний розподіл фазового стану в хмарах різних форм // Наук. пр. УкрНДГМІ. – 2011. – Вып. 260. – С. 80-93.
4. Мазин И.П., Хеймсфилд А. К теории образования конденсационных следов за самолетами // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 9. – С. 5-14.
5. Облака и облачная атмосфера / Справочник под ред. И.П. Мазина, А.Х. Хргиана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 647 с.
6. Прихотько Г.Ф. Искусственные осадки из конвективных облаков. – Л.: Гидрометеоиздат, 1968. – 176 с.
7. Korolev A.V., Strapp J.W., Isaac G.A. & Nevzorov A.N.

The Nevzorov airborne hot-wire LWC-TWC probe: Principle of operation and performance characteristics // J. Atmos.Oceanic.Technol. – 1998. – Vol. 15. – P. 1495-1510.

8. Kryvobok O. Monitoring characteristics of young convective clouds using MSG data. Meteo-France, Toulouse. Visiting Scientist Report. – 30 January 2005. P. 49.

Український гідрометеорологічний інститут, Київ

Т.Н. Заболоцкая, А.А. Кривобок, О.Я. Скриник, В.М. Шпиг

T.M. Zabolotska, O.A. Kryvobok, O.Y. Skrynyk, V.M. Shpyg

Верификация спутниковой информации относительно микрофизических параметров и верхней границы облаков

Verification of satellite data for microphysical parameters and upper layer of clouds

Определена достоверность спутниковых измерений верхней границы облаков и их микрофизических параметров (оптическая толщина, водозапас, фазовое состояние и эффективный радиус капель на верхней границе) в течение 2011-2015 гг., сравнивая их с соответствующими средними статистическими данными самолетного зондирования за тридцатилетний период (1961-1990 гг.).

The reality of cloud upper layer and microphysical parameters (optical thickness, cloud liquid water path, cloud phase, effective radius drops) measurements by satellite during 2011-2015 have estimated with comparative analysis of air sounding data in thirty-year period (1961-1990).

Ключевые слова: спутниковые наблюдения, самолетное зондирование, верхняя граница облаков, оптическая толщина, водозапас, фазовое состояние, эффективный радиус капель.

Keywords: satellite observations, air sounding, upper layer of clouds, optical thickness, cloud liquid water path, cloud phase, effective radius of drops.

УДК 551.582; УДК 551.58.001.57; 551.58.001.18+551.509.3

С.В. Краковська, Н.В. Гнатюк, Т.М. Шпиталь, Л.В. Паламарчук

ПРОЕКЦІЇ ЗМІН ПРИЗЕМНОЇ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ ЗА ДАНИМИ АНСАМБЛЮ РЕГІОНАЛЬНИХ КЛІМАТИЧНИХ МОДЕЛЕЙ У РЕГІОНАХ УКРАЇНИ В ХХІ СТОЛІТТІ

Наведено й проаналізовано проєкції змін, абсолютні значення та довірчі інтервали середніх місячних, сезонних та річних температур повітря для трьох 20-річних періодів у ХХІ ст. для всієї території України та окремо для 5-ти виділених регіонів. Усі характеристики розраховано за визначеним оптимальним ансамблем із 10-ти регіональних кліматичних моделей європейського проєкту ENSEMBLES, сценарій А1В за номенклатурою IPCC.

Ключові слова: приземна температура повітря, ансамблеве моделювання, зміна клімату, регіональні кліматичні моделі, ENSEMBLES.

Вступ

В умовах значних кліматичних змін, які засвідчив останній п'ятий звіт Міжурядової групи експертів зі зміни клімату [11], кліматична інформація стає необхідною для планування розвитку кліматозалежних галузей господарства. У провідних країнах світу проводяться оцінки поточних та очікуваних у майбутньому змін клімату – глобального та регіонального (окремі країни

та їх області) [1, 2, 3, 6], а також розробляються заходи з адаптації до змін та пом'якшення впливу на клімат [14, 15]. Оцінки можливих впливів на екосистеми та їхні складові, галузі економіки та життєдіяльність людей зазвичай починаються з аналізу фактичних та прогнозованих змін температурного режиму, а саме, усереднених характеристик, тобто середніх річних, сезонних та місячних приземних температур повітря.