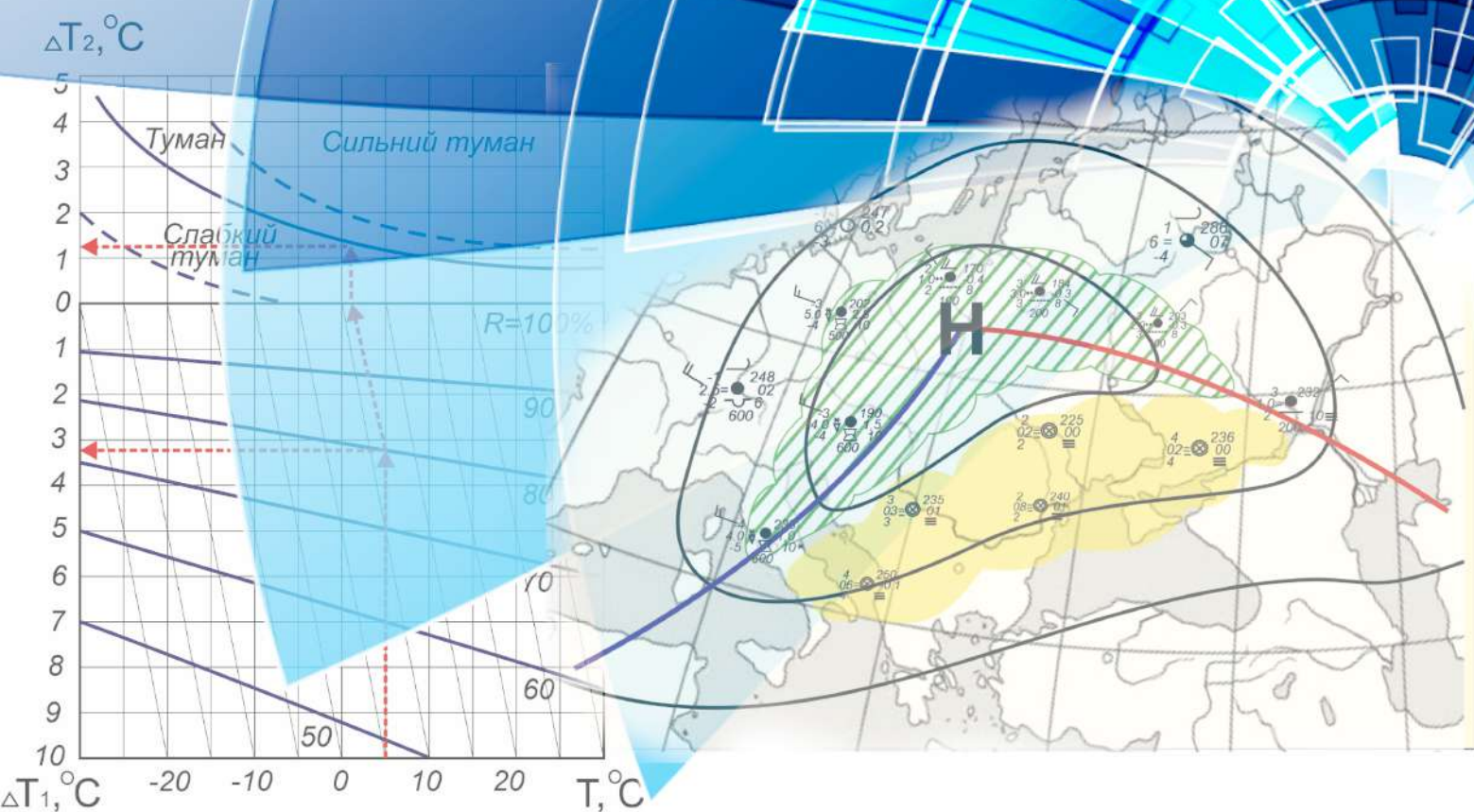


Олег ГРУШЕВСЬКИЙ
Наталя МІЩЕНКО

ПРОГНОЗ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ І ТУМАНІВ

Навчальний посібник



МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Олег ГРУШЕВСЬКИЙ
Наталя МІЩЕНКО

ПРОГНОЗ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ І ТУМАНІВ

Навчальний посібник

Одеса
Одеський державний екологічний університет
2023

УДК 551.509.3

Г91

Грушевський О.М., Міщенко Н.М.

Прогноз низької хмарності і туманів: навчальний посібник. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 2023. 128 с.

ISBN 978-966-186-252-3

У навчальному посібнику висвітлюються питання, пов'язані з прогнозуванням низької хмарності та туманів різних видів. Авторами окреслюються фізичні механізми, синоптичні і метеорологічні умови утворення і еволюції низької хмарності і туманів. Головна увага приділяється методам і способам прогнозу характеристик цих явищ погоди з використанням даних, що доступні у оперативних метеопідрозділах. Також розглядаються підходи з використання прогностичних даних чисельного моделювання метеовеличин у задачі локального прогнозу низької хмарності, рекомендації із застосування спеціалізованого програмного забезпечення при прогнозі туманів. Призначений для курсантів і студентів, які навчаються за спеціальністю «Науки про Землю» і мають знання з таких навчальних дисциплін як «Фізика атмосфери», «Синоптична метеорологія» та «Супутникова метеорологія». Може використовуватися у закладах вищої освіти аспірантами для проведення наукових досліджень та у оперативних метеопідрозділах для розробки короткострокових і понадкороткострокових прогнозів низької хмарності, туманів та їх характеристик.

УДК 551.509.3

Рецензенти:

Степаненко С.М., доктор фізико-математичних наук, професор, Одеський державний екологічний університет

Сніжко С.І., доктор географічних наук, професор, Київський національний університет імені Тараса Шевченка

*Затверджено Вченою радою Одеського державного екологічного університету
Міністерства освіти і науки України як навчальний посібник для здобувачів вищої
освіти за спеціальністю «Науки про Землю»
(протокол №5 від 29.06. 2023 р.)*

ISBN 978-966-186-252-3

© Грушевський О.М., Міщенко Н.М., 2023
© Одеський державний екологічний університет, 2023

ЗМІСТ

ВСТУП.....	5
Тема 1 ДІАГНОЗ І ПРОГНОЗ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ.....	6
1.1 ТЕОРЕТИЧНІ ОСНОВИ ПРОГНОЗУВАННЯ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ.....	6
1.1.1 Загальні характеристики низької хмарності.....	6
1.1.2 Механізми і умови утворення низької хмарності.....	9
1.1.2.1 Фізичні механізми і синоптичні умови утворення низької хмарності.....	9
1.1.2.2 Метеорологічні умови утворення низької хмарності.....	11
1.1.3 Чинники, що впливають на еволюцію низької хмарності.....	15
1.2 МЕТОДИ І СПОСОБИ ПРОГНОЗУВАННЯ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ.....	24
1.2.1 Загальні рекомендації щодо прогнозу низької хмарності.....	24
1.2.2 Визначення рівня переносу при прогнозуванні низької хмарності.....	27
1.2.3 Способи прогнозу низької хмарності.....	30
Тема 2 ПРОГНОЗ ТУМАНІВ.....	39
2.1 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТУМАНІВ, ФІЗИЧНІ МЕХАНІЗМИ ТА УМОВИ ЇХ УТВОРЕННЯ.....	39
2.1.1 Класифікація туманів.....	39
2.1.2 Фізичні умови утворення та розсіяння туманів.....	42
2.1.3 Умови утворення туманів.....	45
2.1.3.1 Синоптичні умови утворення туманів.....	45
2.1.3.2 Метеорологічні умови утворення туманів.....	49
2.2 ПРОГНОЗ РАДІАЦІЙНИХ ТУМАНІВ.....	66
2.2.1 Загальні відомості про радіаційні тумани і способи їх прогнозу.....	66

2.2.2	Прогноз температури туманоутворення (Fog point).....	69
2.2.3	Фізико-статистичні способи прогнозу радіаційних туманів...	79
2.2.4	Прогноз вертикальної товщини, часу утворення і розсіяння радіаційних туманів.....	88
2.3	ПРОГНОЗ АДВЕКТИВНИХ ТУМАНІВ ТА ТУМАНІВ ВИПАРОВУВАННЯ.....	102
2.3.1	Теоретичні основи прогнозування адвективних туманів.....	102
2.3.2	Методи і способи прогнозу адвективних туманів.....	105
2.3.3	Прогноз туманів випаровування.....	115
	СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	120
	ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК.....	125

ВСТУП

Незгасаючий інтерес дослідників до прогнозування низької хмарності і туманів має низку пояснень. Ці явища погоди мають безпосередній вплив на визначення ступеня складності погодних умов від якого залежить ефективність і безпека виконання польотних завдань. Саме ці явища визначають висоту нижньої межі хмарності і горизонтальної дальності видимості, які найбільше ускладнюють або унеможливають зліт і посадку літальних апаратів. Авіаційно-кліматичні показники низької хмарності і туманів входять до авіаційно-кліматичних описів аеродромів, відомості з яких у обов'язковому порядку включаються до керівних документів з організації та проведення польотів і враховуються при їх довгостроковому плануванні.

Низька хмарність і тумани, ускладнюючи ведення аеророзвідки, супутниковий моніторинг місцевості, застосування засобів ураження, проведення десантування, морських операцій тощо водночас можуть сприяти прихованому маневру військ і техніки, збільшуючи або зменшуючи ефективність військових операцій.

Точність прогнозування туманів має велике значення для безпеки діяльності автомобільного і морського транспорту, останнім часом значна увага приділяється їх впливу на здоров'я метеочутливих людей.

Способи і методи прогнозування низької хмарності і туманів, навіть з врахуванням їх досить значної кількості, постійно вдосконалюються і розширюються. Це потребує від метеорологів не лише ґрунтовної теоретичної підготовки, а й постійного опанування нових підходів у їх прогнозуванні. У цьому посібнику автори спробували максимально висвітлити питання, пов'язані з методами і способами прогнозу низької хмарності і туманів, узагальнюючи досвід вітчизняних й іноземних фахівців.

Автори посібника вважають своїм приємним обов'язком подякувати старшим викладачам кафедри військової підготовки Яцишену А.О. за участь у написанні теми 2 навчального посібника та Ніколаєву С.В. за надану допомогу у оформленні ілюстративних і графічних матеріалів.

Тема 1

ДІАГНОЗ І ПРОГНОЗ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ

1.1 ТЕОРЕТИЧНІ ОСНОВИ ПРОГНОЗУВАННЯ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ

1.1.1 Загальні характеристики низької хмарності

Шаруватоподібна хмарність представляє собою однорідний хмарний шар сірого або світло-сірого кольору (рис. 1.1а), який у більшості випадків закриває увесь небосхил і утворюється у граничному шарі атмосфери. Вони складаються з найдрібніших крапель вологи, а при від'ємних температурах – з переохолоджених крапель вологи і навіть з дрібних кристалів льоду. Зазвичай опади з такої хмарності не випадають, проте у окремих випадках з них може випадати мряка, а у зимовий час снігові зерна або льодяні голки.

До хмарності шаруватоподібних форм відносяться шаруваті (*St*), шарувато-купчасті (*Sc*), розірвано-шаруваті (*Fr St*), розірвано-дощові (*Fr nb*) та фронтальна система хмарності (*Ci-Cs-As-Ns*).

Нижня і верхня межа шаруватоподібної хмарності можуть бути як рівними і чіткими (рис. 1.1б), так і мати певні неоднорідності через процеси, які зумовлюють їх утворення та еволюцію. Типові просторо-часові характеристики шаруватоподібної хмарності представлені у табл. 1.1.

Таблиця 1.1 – Просторові характеристики шаруватоподібної хмарності

Типи хмарності	Характеристики хмарності				
	$H_{\text{нмх}}$, м	$H_{\text{вмх}}$, м	Вертикальна протяжність ΔH	Горизонтальна протяжність	Час існування
нефронтальна	100-700	400-2000	500 м (іноді до 2 км)	від дес. до тис. км	0,5-2 доби
фронтальна	100-1000	-	2-10 км	100-1000 км	



a)



б)

Рисунок 1.1 – Вид шаруватої хмарності (*a*) з поверхні землі (м. Одеса, 10:30 UTC 08.11.2021) та її верхньої межі (*б*) (аеропорт Бориспіль, 05:30 UTC 01.11.2018)

Прогноз характеристик хмарності (її кількості, форми, висоти нижньої

і верхньої межі) є найважливішою і найскладнішою частиною прогнозу погоди для авіації. Це пояснюється тим, що зазначені характеристики цієї хмарності є елементами льотної обстановки, а висота її нижньої межі визначає мінімум (рубіж прийняття рішення) екіпажа, літального апарату і аеродрому.

Процес утворення хмарності нижнього ярусу, в цілому, визначається трансформацією полів температури, вологості повітря і його впорядкованих вертикальних рухів, якість прогнозу яких зумовлює, врешті, точність прогнозу характеристик хмарності. Крім того, для розробки прогнозу хмарності потрібна об'єктивна і точна інформація про фактичний стан поля хмарності, для чого синоптик, крім приземних карт, погоди повинен долучати до аналізу дані візуальних спостережень, повітряної і радіолокаційної розвідки погоди, знімки хмарності з метеорологічних супутників.

Варто зазначити, що поняття «низька хмарність» не має строгих обмежень по висоті нижньої межі. Використання цього терміну залежить від характеру вирішуваних польотних завдань, мінімумів екіпажів, літаків тощо. Умовно хмарність вважається низькою, якщо висота її нижньої межі не перевищує 300 м, а сама хмарність за морфологічними ознаками належить до шаруватоподібної.

1.1.2. Механізми і умови утворення низької хмарності

1.1.2.1 Фізичні механізми і синоптичні умови утворення низької хмарності

Визначальну роль в утворенні низької шаруватоподібної хмарності мають два фізичні механізми:

- адвекція теплого і вологого повітря над холодною підстильною поверхнею;
- випаровування вологи з підстильної поверхні і її надходження в нижні шари атмосфери.

При адвекції тепла і вологи на західних периферіях антициклонів або в теплих секторах і передніх частинах циклонів появи хмарності нижнього ярусу сприяє трансформаційне охолодження повітря в граничному шарі атмосфери. Під впливом віддачі тепла від підстильної поверхні через турбулентність і впорядковані вертикальні рухи відбувається перерозподіл температури в нижніх шарах тропосфери.

Адвективні і трансформаційні зміни температури і вологості повітря залежать від швидкості перенесення, збільшуючись з довжиною траєкторії. Проте при великих швидкостях перенесення вагоме значення має відмінність радіаційних умов уздовж траєкторії, особливо в холодний період року.

При адвекції тепла адвективні і трансформаційні зміни температури і вологості повітря є орієнтовними показниками появи низьких хмар. Так, за величиною адвективних змін температури і точки роси можна побічно оцінити їх трансформаційні зміни в процесі руху повітря, оскільки в граничному шарі атмосфери вони мають один порядок.

Залежно від вкладу тих або інших чинників синоптичні умови виникнення низької шаруватоподібної хмарності бувають різними. При цьому основним індикатором процесу, як правило, є напрямок перенесення повітря в нижній тропосфері.

Найбільшу повторюваність мають умови, за яких низька хмарність утворюється в результаті адвекції тепла, через що відбувається

оохолодження від холодної підстильної поверхні повітря, що надходить. З таблиці 2 видно, що у 71% випадків низька хмарність утворюється при адвекції теплого повітря і лише у 15% випадків – при адвекції холодного (табл.1.2).

Таблиця 1.2 – Повторюваність (%) внутрішньомасової низької хмарності в залежності від синоптичної ситуації

Низька хмарність			
теплої повітряної маси		холодної повітряної маси	
західна периферія антициклону	теплий сектор циклону	тилова частина циклону, східна периферія антициклону	високий антициклон, що слабшає
66	5	15	14

З аналізу повторюваності випадків утворення низької хмарності впливає, що в холодну пору року адвекція теплого вологого повітря частіше спостерігається на периферіях антициклонів.

Шарувата і шарувато-купчаста хмарність найчастіше спостерігаються в межах однієї повітряної маси. Сприятливими синоптичними умовами для її виникнення є:

1) при процесах, що зумовлюють адвекцію теплого і вологого повітря – південно-західні (західні) периферії антициклонів, теплі сектори і передні частини циклонів;

2) при надходженні водяної пари в нижні шари атмосфери від підстильної поверхні – східні периферії антициклонів, що посилюються, тилові частини циклонів при адвекції холоду, малоградієнтні баричні поля і, рідше, центральні області малорухомих антициклонів.

1.1.2.2 Метеорологічні умови утворення низької хмарності

Розглянемо метеорологічні умови сприятливі для утворення низької хмарності:

1) наявність піднесеної інверсії вище рівня конденсації.

Адвекція теплого і вологого повітря може здійснюватися або безпосередньо над поверхнею землі, або на деякій висоті над нею (рис. 1.2). У першому випадку інверсія утворюється у результаті охолодження приземного шару повітря, у другому – як результат нашарування різних за властивістю мас повітря. Над територією України частіше спостерігається перший випадок. Через те, що тепле повітря зазвичай має ще й більшу питому вологість, характерною особливістю інверсій, пов'язаних з перенесенням теплого повітря, є збільшення в їх зоні питомої вологості з висотою. У таких випадках верхня межа хмарності може проникати у зону інверсії, а в деяких випадках хмарність повністю розташовується у ній.

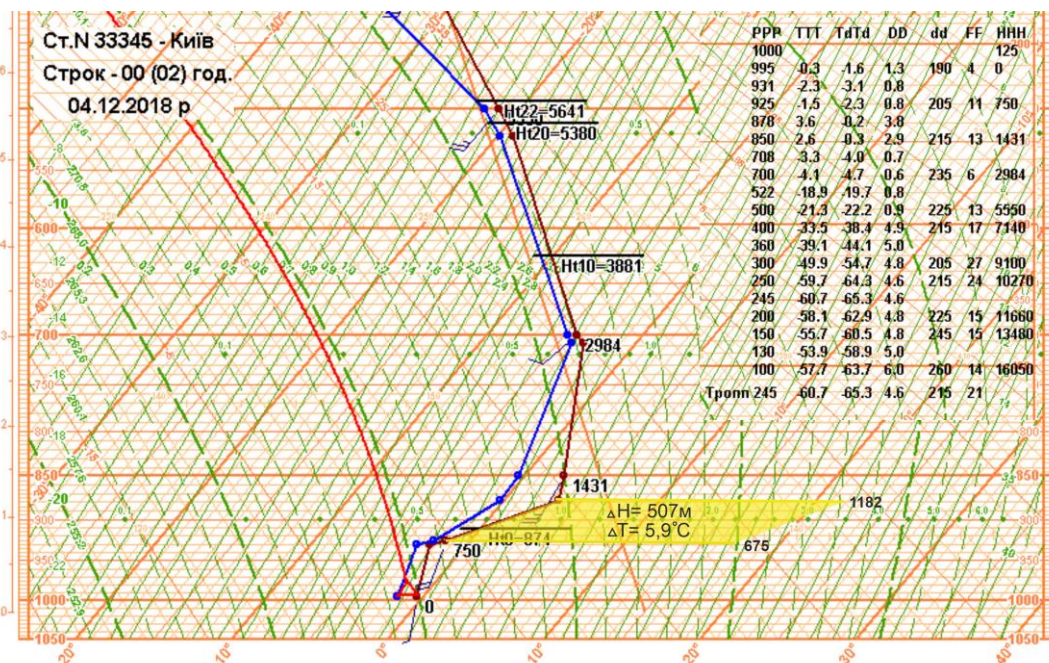


Рисунок 1.2 – Вертикальний профіль температури за даними радіозондування на ст. Київ 00 UTC 04.12.2018 при наявності низької хмарності

При адвекції тепла особливостями перенесення створюються необхідні умови для формування адвективної інверсії у шарі, обмеженому згори локальним максимумом швидкості, внаслідок:

- a) збільшення адвективних змін температури з висотою;
- б) значних зсувів вітру в нижньому 300-метровому шарі;
- в) поступового послаблення зсуву вітру вище рівня максимальної адвекції.

При антициклонічному типі погоди наявність низхідних впорядкованих рухів і радіаційне (добове) зниження температури сприяють утворенню піднесеної інверсії. Через це підінверсійний шар повітря буде ізольований від впливу вище розташованих шарів. Активний турбулентний обмін спостерігатиметься тільки в шарі від землі до нижньої межі інверсії ($Ri < 1$). Накопичення вологи під шаром інверсії, добове зниження температури, попереднє випадіння опадів сприяють досягненню у деякому шарі повітря стану насичення і подальшому утворенню хмарності.

Нижня межа хмар розташовується на рівні конденсації і буває відносно рівною і чіткою. Така хмарність спостерігається зазвичай восени або на початку зими. Нерідко утворення хмар в антициклоні є результатом утворення вночі туману, який піднімається зі сходом Сонця.

2) *слабка турбулентність (механічна або термічна) в нижній частині граничного шару атмосфери (підхмарному шарі).*

Турбулентність відіграє основну роль у процесі трансформації нижніх шарів повітря, зумовлюючи теплообмін повітря з підстильною поверхнею. У випадках руху повітря над зволеним ґрунтом турбулентність сприяє перенесенню вологи, що випаровується, догори.

Наявність турбулентності у підінверсійному шарі залежить від градієнтів температури і швидкості вітру. При цьому турбулентність діє у двох напрямках:

- 1) сприяє вирівнюванню питомої вологості (або загального вологовмісту, якщо у шарі вже утворилася хмарність) у підхмарному шарі. Якщо ж відбувається помітне випаровування з поверхні землі і підвищення

вологості у найнижчому шарі, то турбулентність переносить водяну пару до верхньої частини шару, сприяючи зменшенню там дефіциту точки роси;

2) сприяє створенню у підінверсійному шарі сухоадіабатичного вертикального градієнта температури. Якщо початковий градієнт у теплій повітряні масі, що надходить, був менше сухоадіабатичного, то перехід до нього ($\gamma \rightarrow \gamma_a$) означатиме, що у верхній частині шару температура знижується, а у нижній, навпаки, зростає внаслідок дії турбулентності. Це сприяє конденсації водяної пари саме у верхній частині шару і утворенню там хмарності. За умови її наявності вертикальний градієнт має наближатися до вологоадіабатичного.

Турбулентність начебто «замикає» процес зниження температури і зменшення дефіциту точки роси у верхній частині підінверсійного шару, тобто процес, який починається через адвекцію теплого і вологого повітря.

Таким чином, в умовах адвекції тепла формування піднесеної інверсії і низької хмарності – процеси взаємозв'язані і такі, що відбуваються, напевно, одночасно.

Інтенсивна турбулентність може стати причиною, що перешкоджає утворенню низьких хмар. Так, при збільшенні висоти активного турбулентного шару запасів вологи і адіабатичного зниження температури частинок, що піднімаються, недостатньо для досягнення стану насичення. Крім того, за умови інтенсивної турбулентності відбувається трансформація стратифікації граничного шару атмосфери аж до руйнування наявних інверсій.

3) наявність впорядкованих висхідних рухів.

Значення вертикальних рухів залежать від характеру адвекції. Висхідні вертикальні рухи переважають у випадках адвекції тепла і за її відсутності (66-68% випадків); при адвекції холоду, навпаки, спостерігаються переважно (80% випадків) низхідні вертикальні рухи. Приблизно таке ж співвідношення повторюваності вертикальних рухів є характерним при утворенні або збереженні низької хмарності.

Результати досліджень свідчать (табл. 1.3), що значення вертикальних рухів у переважній більшості випадків у розмитих баричних полях не перевищують ± 10 мб/12 год. (96-97% випадків) і приблизно у 70%

випадків знаходяться у межах ± 5 мб/12 год. При наближенні атмосферних фронтів спостерігається збільшення значень впорядкованих вертикальних рухів до $-15 \div -14$ мб/12 год.

Таблиця 1.3 – Повторюваність (%) різних значень впорядкованих вертикальних рухів у ГША у дні з низькою хмарністю

Висота, м	Величина вертикальних рухів τ , мб/12 год							Кількість випадків
	≤ -11	-10...-6	-5...-2	-1...+1	+2...+5	+6...+10	≥ 11	
300	4	19	25	26	16	10	-	73
600	3	16	31	22	18	10	-	73

Одержані результати підтверджують, що за умов, сприятливих для утворення хмарності, впорядковані вертикальні рухи у ГША будуть переважно висхідними; за умов, що сприяють її деградації – низхідними. Проте величини цих рухів є настільки малими, що вони не можуть, на відміну від вертикальних рухів у вільній атмосфері, служити головною причиною змін у стані насичення, хоча й сприяють впливу інших факторів на зміну температури. Так, вертикальні рухи, величина яких дорівнює 10 мб/12 год. еквівалентні вертикальній швидкості близько 0,2 см/с. При $\gamma = 0,5^\circ\text{C}/100$ м і за умови відсутності хмарності, охолодження за 12 годин за рахунок висхідних рухів складе близько $0,4^\circ\text{C}$, при висхідних вертикальних рухах 15 мб/12 год. охолодження за 12 год., при тому ж градієнті температури, не буде перевищувати $0,6^\circ\text{C}$. Відповідно, значний вклад в зміну стану насичення ці рухи можуть внести лише тоді, коли дефіцит точки роси вже наблизився до критичних значень, що характеризують початок конденсації або випаровування.

4) висока відносна вологість повітря в приземному шарі (біля поверхні землі $R > 85\%$). У разі, коли надходження вологи в нижні шари атмосфери обумовлене випаровуванням з підстильної поверхні, верхня межа хмар приблизно співпадає з рівнем, на якому спостерігається різке зменшення відносної вологості. На аерологічній діаграмі цей рівень можна визначити по різкому віддаленню кривої точки роси від кривої стратифікації.

1.1.3 Чинники, що впливають на еволюцію низької хмарності

Під *еволюцією* низької хмарності розуміють зміну її кількості, висоти нижньої й верхньої межі та, відповідно, вертикальної протяжності.

Перелік основних метеовеличин й інших характеристик атмосфери, що визначають формування і еволюцію низької хмарності, впливає з аналізу механізмів і умов її утворення у різних синоптичних ситуаціях. До них відносяться:

- значення температури повітря T і точки роси T_d у початковий момент у пункті прогнозу;
- прогностичне значення температури повітря T_{np} на період дії прогнозу;
- дефіцит точки роси в пункті прогнозу D і у початковому районі D' ;
- адвективні зміни температури повітря ΔT_a і точки роси ΔT_{da} ;
- вертикальний градієнт температури у шарі від землі до 300-500 м;
- швидкість вітру у пункті прогнозу і середня швидкість по траєкторії переміщення повітря.

Розглянемо процеси утворення і еволюції низької хмарності у випадку відсутності адвекції тепла та за її наявності.

Перший випадок є характерним для полів підвищеного тиску, характерною ознакою яких є утворення інверсій осідання (стискання) під впливом впорядкованих низхідних рухів повітря ($\tau > 0$). На першому етапі формується піднесена інверсія під якою, за рахунок радіаційного вихолодження та можливого попереднього випадіння опадів, відбувається накопичення вологого повітря у нижній частині ГША, яке, за рахунок активної турбулентності у підінверсійному шарі, переноситься до рівня конденсації. Після цього продукти конденсації водяної пари адиабатично розтікаються під затримуючим шаром, утворюючи хмарність шаруватих форм (рис. 1.3а).

Причиною деградації хмар в антициклоні є посилення низхідних рухів у вільній атмосфері, через що відбувається збільшення інтенсивності і

потужності інверсії і, відповідно, послаблення турбулентного обміну у підінверсійному шарі (рис. 1.3б).

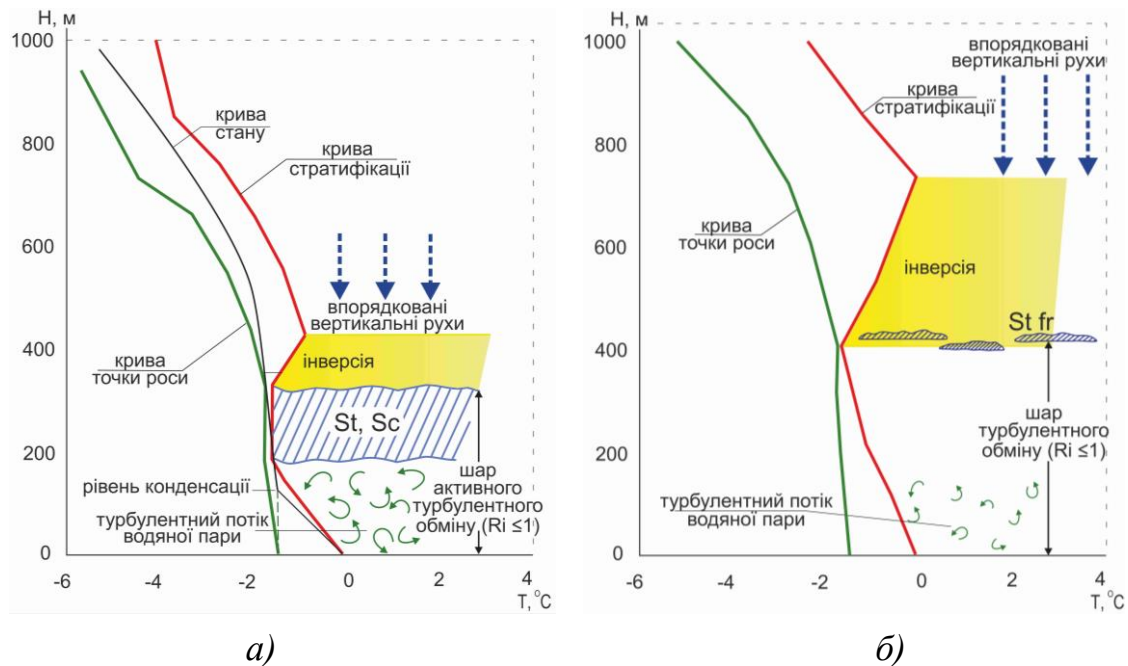


Рисунок 1.3 – Схема утворення (а) і деградації (б) низької хмарності за відсутності температурно-вологісної адвекції

У другому випадку, при адвекції теплого вологого повітря (наприклад, західні периферії антициклонів, передні частини і теплі сектори циклонів), появі низької хмарності сприяє трансформаційне охолодження повітря в граничному шарі атмосфери.

У вихідному районі повітря знаходиться в стані термічної рівноваги, що визначає нормальний розподіл температури повітря і точки роси з висотою (рис. 1.4а). Під впливом турбулентних і впорядкованих висхідних рухів у повітряній масі, що переміщується, відбувається перерозподіл температури і вологості повітря, що зумовлює утворення приземної інверсії (рис. 1.4б). Внаслідок посилення турбулентності інверсія руйнується знизу, але залишається на деякій висоті (рис. 1.4в). Верхня межа шаруватої хмарності, як правило, розташовується у шарі інверсії, іноді сягаючи її верхньої межі.

Нижня межа хмар нечітка і нерівна, під хмарами, зазвичай, погіршується видимість. При сталому синоптичному положенні і

збереженні в цьому районі адвекції тепла і вологи, локальне послаблення турбулентного обміну з часом, як правило, зумовлює зниження нижньої межі хмар. При цьому відбуваються дифузія водяної пари і випадання хмарних елементів у підхмарний шар, вологовміст цього шару збільшується, що може зумовити утворення у ньому хмар. При низькому початковому розташуванні нижньої межі хмар її опускання призведе до утворення туману.

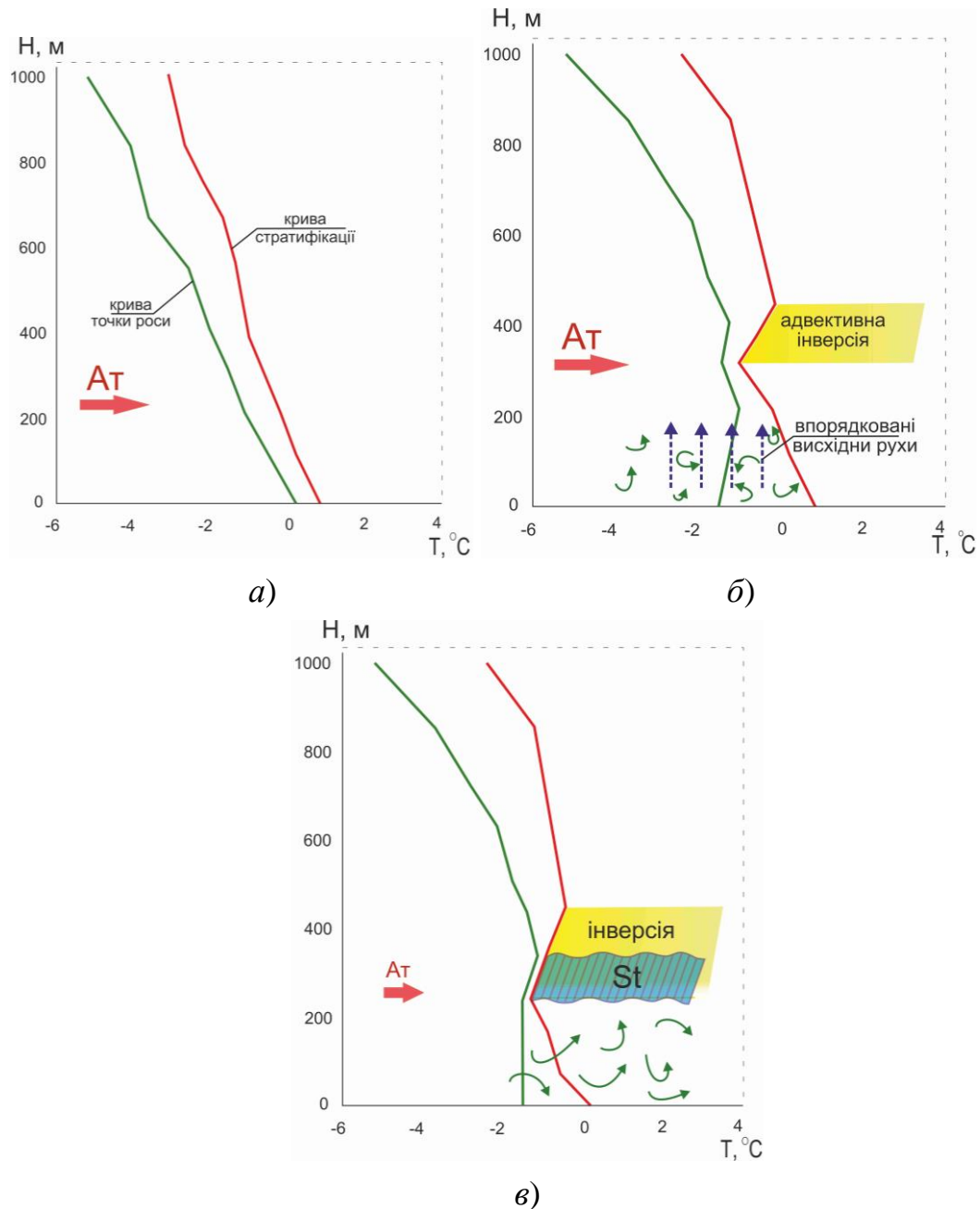


Рисунок 1.4 – Схема утворення низької хмарності за умови адвекції теплового і вологого повітря

Розсіяння хмар, що утворилися при адвекції тепла і вологи, відбувається як результат надходження до цього району сухішого і холоднішого повітря.

У холодний період року часто спостерігається процес утворення низької розірвано-шаруватої (*St fr*) хмарності при розсіянні туману.

Основними причинами, що зумовлюють утворення хмарності піднесеного туману є:

- нагрівання підстильної поверхні під впливом сонячної радіації;
- перехід приземної інверсії у піднесену або підвищення нижньої межі піднесеного затримуючого шару;
- активізація турбулентності у приземному шарі;
- збільшення баричних градієнтів і посилення швидкості вітру біля поверхні землі.

Можливі три основні варіанти розвитку цього процесу.

1. Початкові умови: незначний за потужністю туман у поєднанні з неінтенсивною інверсією.

Під впливом сонячного нагрівання і розвитку турбулентності інверсія малої потужності і інтенсивності швидко переходить в піднесену і починає руйнуватися. При цьому туман здіймається і переходить в шарувату хмарність. По мірі руйнування затримуючого шару, посилення вітру і турбулентності, хмарність трансформується в шарувату розірвану (*St fr*) зі зменшенням її кількості. Після зникнення інверсії продукти конденсації водяної пари, що містяться під нею, змішуються з вище розташованими шарами атмосфери. Результатом цього процесу є повне розмивання низької хмарності.

2. Початкові умови: середній за потужністю ($h \approx 100$ м) і інтенсивністю ($S_m = 200-500$ м) туман у поєднанні з інтенсивною інверсією.

У цьому випадку турбулентність, зумовлена термічними і динамічними чинниками, руйнує тільки нижню, приземну частину інверсії. Туман переходить в шарувату хмарність, яка стабілізується під піднесеним затримуючим шаром і зберігається впродовж дня з чіткою нижньою і верхньою межею. Як правило, в підхмарному шарі спостерігається помірний, а частіше густий серпанок.

3. Початкові умови: наявність потужного ($h > 100$ м), сильного ($S_m < 100$ м) туману, зумовленого інтенсивною і потужною інверсією.

Значна по вертикальній потужності і інтенсивності інверсія не руйнується під впливом сонячного нагрівання, а лише трансформується. Вона стабільна у часі, перешкоджає розвитку турбулентності, вертикальному перенесенню продуктів конденсації водяної пари впродовж усього дня. Внаслідок цього туман переходить в шарувату хмарність тільки за певних локальних умов. Висота нижньої межі хмарності не перевищує 50-100 м, видимість у підхмарному шарі нестійка, коливається від 500 до 1500 м. Спостерігається так званий «туман хвилями». У більшості ж випадків за таких умов туман не розсіюється, а лише існує нестійка перехідна межа між туманом і шаруватою хмарністю. Розсіювання туману і хмарності в останньому випадку відбувається завдяки зміні синоптичної обстановки.

Характер вертикальних рухів і їх інтенсивність у граничному шарі атмосфери можуть бути враховані якісно відповідно до синоптичного положення.

Також варто враховувати такі закономірності еволюції низьких хмар:

- випадання опадів з хмар зволожує підхмарний шар, що зумовлює зниження їх нижньої межі;
- порівняно з рівнинною місцевістю хмари знижуються над піднесеними ділянками пересіченої місцевості, над лісовими масивами і над заболоченою місцевістю;
- поблизу промислових районів відзначається деяке збільшення числа випадків з низькою хмарністю;
- якщо тепла повітряна маса зміщується з району, де сніговий покрив відсутній у район, де він спостерігається, то нижня межа хмар знижуватиметься.

Вплив динамічних чинників на еволюцію низької хмарності.

Для з'ясування впливу динамічних умов граничного шару атмосфери на еволюцію низької хмарності у якості предикторів автори використовували такі величини – вихор швидкості Ω_z , дивергенція D , їх вертикальний градієнт ($d\Omega_z/dz$ і dD/dz) і локальна похідна ($\partial\Omega_z/\partial t$ і $\partial D/\partial t$)

на рівні землі і на ізобаричних поверхнях 925, 850 і 700 гПа.

Зокрема, дослідженню підлягав вплив зазначених характеристик на зміну нижньої межі вже існуючої низької хмарності на ст. Одеса. Відповідні розрахунки проводилися з використанням прогностичних даних GFS.

Встановлено, що періоди зниження нижньої межі хмарності до 100 м і нижче на рівні 925 гПа супроводжуються зменшенням значень вихору швидкості на цій ізобаричній поверхні з одночасним його збільшенням біля землі. Іншими словами, зниження НМХ супроводжується зміною знаку градієнту вертикальної складової вихору швидкості у шарі хмароутворення (рис. 1.5).

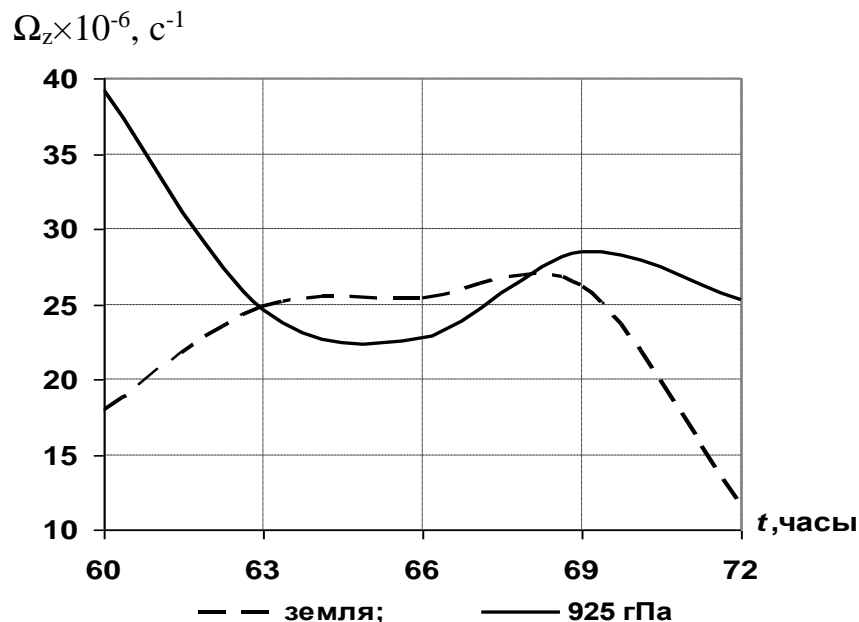


Рисунок 1.5 – Часовий хід вертикальної складової вихору швидкості Ω_z на рівнях землі і 925 гПа в період зниження НМХ нижче позначки 100 м

Часові проміжки з мінімальними значеннями НМХ ($H_n \leq 100$ м) характеризуються піковими значеннями від'ємної дивергенції, що формує її значні градієнти у підхмарному шарі (земля-925 гПа), і, як наслідок, зумовлює надходження повітря від поверхні землі до шару хмароутворення.

У той же час у шарі 925-850 гПа відбувається формування (або

посилення) градієнтів дивергенції протилежного знаку з часовим зсувом 3 години. Таким чином, на рівні 850 гПа формується або надлишок маси, або її менший, ніж на рівні 925 гПа, дефіцит.

Підвищення НМХ супроводжується зворотним процесом, що дозволяє динаміку процесів еволюції низької хмарності схематично представити наступним чином (рис. 1.6).

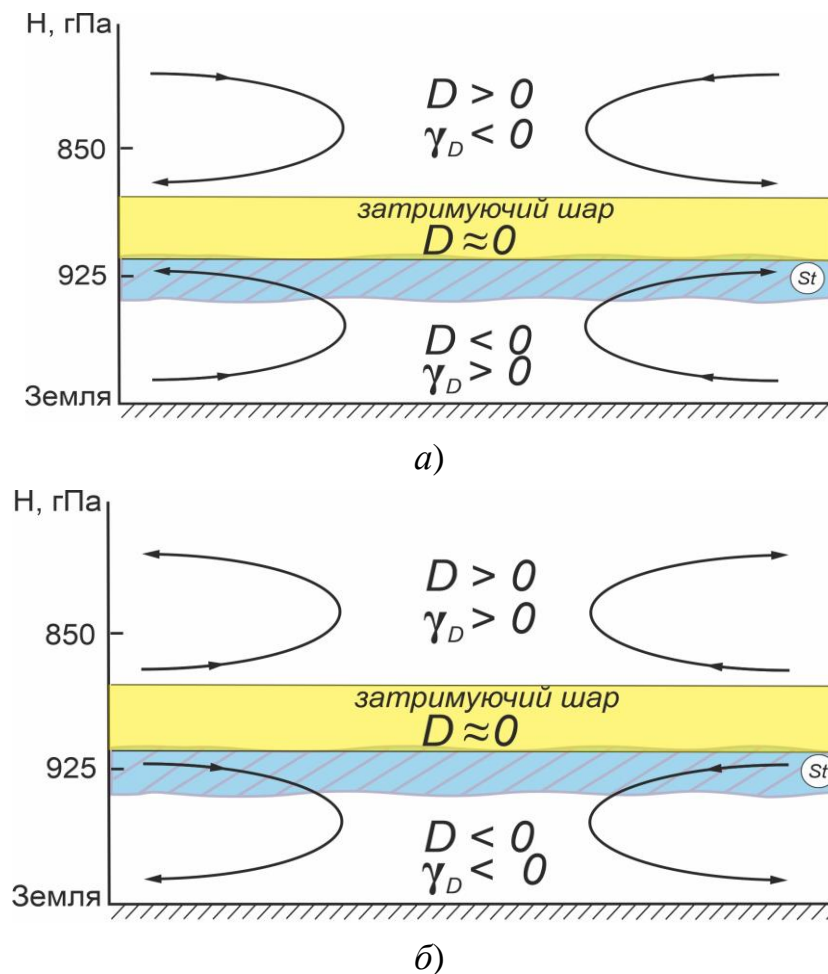


Рисунок 1.6 – Схема впливу дивергенції D і її вертикального градієнту γ_D на процеси зниження (а) і підвищення (б) нижньої межі шаруватої хмарності

Просторові вертикальні розрізи дивергенції, представлені на рис. 1.7, через зону із значеннями НМХ менше 100 м характеризуються наявністю осередків з від'ємними значеннями біля поверхні землі і їх поступовим послабленням до рівня 925 гПа, а також області з її додатними значеннями вище рівня 850 гПа.

Область, що відповідає значенням дивергенції близьким до нульових, ймовірно, ідентифікує затримуючий шар, під яким знаходиться шар хмароутворення. Характерно, що відрізкам з найменшою висотою нижньої межі затримуючого шару відповідають осередки з найбільшим вертикальним градієнтом дивергенції, що підтверджує отримані вище висновки.

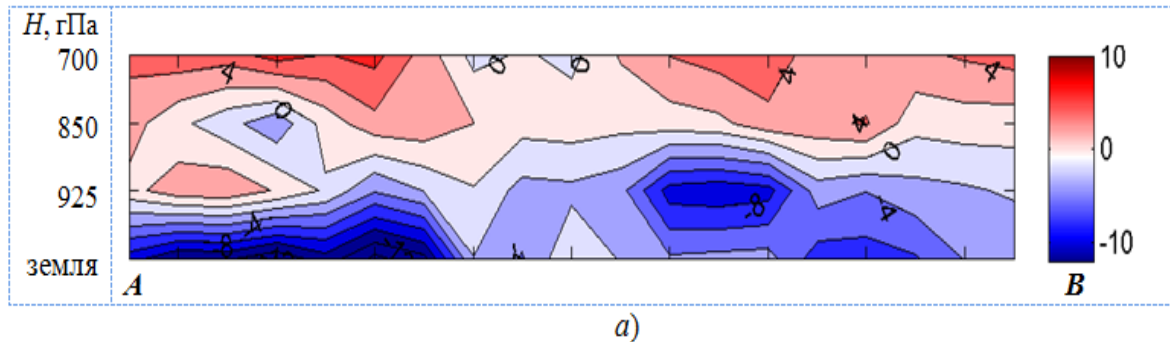


Рисунок 1.7 – Просторовий вертикальний розріз дивергенції ($D \times 10^{-6}, \text{с}^{-1}$) уздовж зони зі значеннями нижньої межі хмарності $H_n \leq 100 \text{ м}$ (12 UTC 07. 01. 2016)

Узагальнені результати дослідження дозволяють зробити такі висновки щодо впливу динамічних чинників на еволюцію низької хмарності:

- вертикальна складова вихору швидкості, його вертикальний градієнт та локальна похідна не чинять значного впливу на зміну нижньої межі низької хмарності, при цьому в моменти її максимального зниження у підхмарному шарі спостерігаються від’ємні значення вертикального градієнта вихору;
- зниження нижньої межі хмарності супроводжується зменшенням від’ємних значень дивергенції біля поверхні землі з одночасним збільшенням її позитивних значень рівнях 925 і 850 гПа. Перше зумовлює приплив повітря від землі до хмароутворювального шару, друге – його відтік з подальшим розтіканням під затримуючим шаром або у ньому;
- зниження НМХ супроводжується збільшенням позитивних значень вертикального градієнта дивергенції нижче шару хмароутворення та

зменшенням його негативних значень (з часовим лагом 3 - 4 години) вище зазначеного шару, підвищення НМХ – зворотним процесом зі збереженням часового лага;

- локальна похідна дивергенції у нижньому шарі атмосфери не чинить значного впливу на еволюцію НМХ;
- просторові вертикальні розрізи поля дивергенції через області з мінімальними значеннями НМХ підтверджують надходження повітря до шару хмароутворення від поверхні землі та його відтоку (розтікання) вище за шар хмароутворення для формування низької хмарності.

Питання для самоперевірки:

1. Які форми хмарності відносяться до шаруватоподібної хмарності?
2. Які характеристики хмарності прогнозуються у авіаційних прогнозах?
3. Які чинники визначають поняття «низька хмарність»?
4. Назвіть фізичні механізми утворення низької хмарності.
5. Чому західна периферія антициклону і теплий сектор циклону є найсприятливішими синоптичними умовами для утворення низької хмарності?
6. Перелічіть метеорологічні умови сприятливі для утворення низької хмарності.
7. Як використовуючи дані радіозондування визначити висоту нижньої і верхньої межі низької хмарності?
8. Що розуміють під еволюцією низької хмарності?
9. Чим відрізняються процеси деградації низької хмарності у випадку відсутності адвекції тепла та за її наявності?
10. Які чинники впливають на утворення і розсіяння хмарності піднесеного туману?

1.2 МЕТОДИ І СПОСОБИ ПРОГНОЗУВАННЯ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ

1.2.1 Загальні рекомендації щодо прогнозу низької хмарності

Прогноз низької хмарності полягає у прогнозуванні кількості та форми хмарності, а також висоти її нижньої і верхньої межі. Головною проблемою при прогнозі кількості хмарності є те, що хмарні поля, зміщуючись у просторі, зазнають змін своїх характеристик. Тому синоптик має чітко усвідомлювати причинно-наслідкові зв'язки, які зумовлюють утворення і деградацію хмарного поля.

Прогноз низької хмарності може розроблятися для двох випадків – випадку утворення низької хмарності та випадку, коли вона вже існує. При внутрішньомасовому процесі, зазвичай, необхідно спрогнозувати факт появи низької хмарності, а потім її еволюцію. При прогнозі фронтальної хмарності, у більшості випадків, прогнозист має справу зі вже сформованою хмарною системою, що зводить його задачу до прогнозу її еволюції.

Помітно складнішим є прогноз внутрішньомасової низької хмарності, оскільки її характеристики суттєво залежать від добового ходу метеовеличин, перебудови термобаричного поля тощо. Це ускладнює побудову логічного зв'язку між поточними і попередніми характеристиками хмарного покриву.

Прогноз кількості внутрішньомасової хмарності базується на вивченні структури хмарності у тій повітряній масі, де розташований пункт прогнозу або очікується політ повітряного судна. При цьому враховується пора року, добовий хід кількості хмарності, її зміни у процесі трансформації, а також вплив місцевих умов.

Прогноз нижньої межі внутрішньомасової хмарності пов'язаний, головним чином, з визначенням характеристик повітря, яке надходить у пункт прогнозу через певні проміжки часу. Ця процедура реалізується

шляхом побудови зворотних траєкторій частинок на рівні, де прогнозується хмарність, з подальшим визначенням адвективних змін температурно-вологісних характеристик повітря.

Головною методичною основою прогнозу фронтальної хмарності є врахування генетичної детермінації наявної системи хмар і чинників, що зумовлюють її просторово-часову еволюцію, а також типову структуру хмарних систем, пов'язаних з різними типами атмосферних фронтів. Таким чином, успішність прогнозу низької хмарності буде, головним чином, залежати від ефективності аналізу зв'язку між еволюцією хмарного поля і еволюцією полів інших метеовеличин, прогноз яких є досить успішним.

Якщо відповідно до призначення прогнозу деталізація характеристик фронтальної хмарності не потрібна, то процедура розробки прогнозу вирішується шляхом використання методу екстраполяції в просторі і часі.

Рекомендується така послідовність розробки прогнозу :

1. Розробляється прогноз синоптичного положення.
2. Уточнюється положення тієї ділянки атмосферного фронту, яка зумовлюватиме погоду в пункті прогнозу.
3. Уточнюються межі розподілу різних ярусів і форм хмарності.
4. Розраховуються швидкість переміщення атмосферного фронту і визначається його еволюція.
5. Припускаючи, що хмарність переміщається з тією ж швидкістю, що і фронт, визначається очікуваний час проходження переднього і заднього краю хмарності різних форм через пункт прогнозу і висота нижньої межі.

При прогнозі фронтальної хмарності особливої уваги потребує прогноз еволюції атмосферного фронту і пов'язаної з ним хмарної системи. Загострення фронту зумовлює збільшення горизонтальних і вертикальних розмірів поля хмарності, зниження нижньої і підвищення її верхньої межі, трансформацію форм хмарності, збільшення імовірності й інтенсивності небезпечних явищ, пов'язаних з нею. Розмивання атмосферного фронту, навпаки, зумовлює протилежні процеси. При прогнозі еволюції фронту також необхідно враховувати добовий хід метеовеличин і місцеві фізико-географічні умови.

При прогнозі фронтальної низької хмарності враховується її кількість і мінімальна висота нижньої межі у поточний момент, які потім порівнюються з такими ж характеристиками за попередні строки з урахуванням добового ходу.

Авіаційні прогнози вимагають певної деталізації, що, у свою чергу, ускладнює алгоритм прогнозу. Прогностичні висновки щодо хмарності, насамперед, базуються на діагнозі вертикального розподілу хмарності, який здійснюється за допомогою приземних карт, карт баричної топографії, даних радіозондування атмосфери і повітряної розвідки погоди.

При діагнозі хмарності необхідно з'ясувати такі її характеристики, як кількість, висота нижньої і верхньої межі, наявність безхмарних прошарків, фазовий стан хмарності.

Досить інформативною ознакою наявності хмарного шару є значення дефіциту точки роси на цій висоті. При цьому рекомендується використовувати середні значення дефіциту точки роси на основних ізобаричних поверхнях для випадків наявності або відсутності хмарності (табл. 1.4). Аналіз розподілу хмарності показує, що при зазначених в таблиці дефіцитах не завжди можна однозначно судити про наявність хмарності. Нерідко хмарність відсутня і за умови низьких значень дефіциту точки роси.

Таблиця 1.4 – Середні значення дефіциту точки роси на основних ізобаричних поверхнях для випадків наявності і відсутності хмарності

<i>H</i> , гПа	$(T - T_d), ^\circ C$	
	у хмарах	поза хмарами
850	1,5	5,2
700	2,0	7,2
500	2,5	8,2
300	3,0	8,5

Таке спостерігається через можливу неточність вимірювання вологості, особливо при низьких температурах, а також внаслідок того, що дефіцит не є кількісною характеристикою, що визначає вміст сконденсованої вологи в повітрі. Натомість, зв'язок великих значень дефіциту точки роси з відсутністю хмарності є однозначним.

Використання даних табл. 1.4 дає задовільні результати в холодний період року при переважанні суцільної шаруватої хмарності. Аналіз аерологічних діаграм дозволяє виявити деякі додаткові ознаки наявності або відсутності хмарності. Хмарні шари, як правило, характеризуються однорідним ходом температури, а вертикальний градієнт температури в них наближається до вологоадіабатичного, а іноді перевищує його.

1.2.2 Визначення рівня переносу при прогнозуванні низької хмарності

Оскільки головними фізичними механізмами утворення низької хмарності є охолодження теплого і вологого повітря над холодною підстильною поверхнею або випаровування водяної пари з неї, то вагому роль при прогнозі низької хмарності буде мати визначення шляху переміщення тієї повітряної маси і її властивостей, надходження якої очікується у пункт прогнозу.

Дослідниками пропонуються різні підходи до вирішення цього питання, серед яких, наприклад, за рівень переносу рекомендується приймати висоту хмарного шару (І.А.Жакович), траєкторію частинки на висоті ізобаричної поверхні 850 гПа з подальшою її проекцією на поверхню землі (Є.І.Гоголева) або напрямок і швидкість переносу за даними кулепілотних спостережень на будь-якій висоті нижче рівня інверсії до висоти 600 м (Н.А. Лебедева).

Кожному з цих підходів притаманні певні недоліки, які, головним чином, пов'язані з можливістю обертання вітру з висотою, зумовленим тертям, зміною знаку адвекції тощо.

Розташування початкових точок траєкторій відрізняється на різних рівнях не лише внаслідок неоднакових швидкостей переносу, але й також через зміни в напрямках переносу, які в окремих випадках можуть сягати значних величин.

За даними досліджень і у випадках з хмарністю, і для випадків без неї, перенос може спостерігатися майже з усіх частин горизонту (табл. 1.5, 1.6).

Аналіз таблиць свідчить, що у випадках наявності хмарності у кінцевих пунктах траєкторій у холодне півріччя перенос повітря найчастіше здійснюється з південного заходу та з заходу, що відповідає виносу теплого повітря по західній периферії антициклону або у теплому секторі циклону. Для випадків безхмарного неба найчастіше був перенос зі східної частини горизонту.

Таблиця 1.5 – Повторюваність (%) напрямків переносу

Рівні, <i>м</i>	Напрямки, <i>град</i>								Кількість випадків
	0-45	46-90	91-135	136-180	181-225	226-270	271-315	316-360	
у випадках наявності хмарності									
300	8	2	8	3	16	38	13	12	213
600	9	2	7	5	9	37	19	12	213
1000	9	3	6	7	8	35	22	10	214
1500	10	1	5	6	10	32	22	14	214
у випадках безхмарного неба									
300	30	11	9	8	9	17	5	11	64
600	17	19	14	6	5	23	8	8	64
1000	20	16	11	6	6	17	13	11	64
1500	20	14	11	-	14	16	16	9	64

Таблиця 1.6 – Повторюваність (%) середньої швидкості переносу по траєкторіям

Рівні, м	Середня швидкість переносу, км/год					Кількість випадків
	0-15	20-35	40-55	60-75	80-95	
у випадках наявності хмарності						
300	14	53	32	1	-	213
600	11	50	28	11	-	213
1000	10	45	34	10	1	214
1500	4	44	38	11	3	214
у випадках безхмарного неба						
300	16	67	14	2	1	64
600	8	75	12	5	-	64
1000	5	72	17	5	1	64
1500	2	67	22	3	6	64

На усіх рівнях переважають швидкості перенесення 20-35 км/год. Проте при хмарності від 33% випадків на рівні 300 м до 52% на рівні 1500 м середні швидкості перевищують 40 км/год, у той час коли при безхмарному небі такі швидкості спостерігаються лише у 17% випадків на рівнях 300-600 м і в 31% на рівні 1500 м.

Зміни у напрямку переносу від рівня до рівня незначні – у середньому вони не перевищують $\pm 30^\circ$ у 82% випадків хмарного неба у кінцевому пункті траєкторії і в 72% випадків при безхмарному небі. Повторюваність малих кутів обертання вітру є особливо значною у шарі 600-1000 м (95% випадків для хмарного неба і 85% для безхмарного). Найбільші зміни у напрямках переносу спостерігаються у шарі 0-300 м. У зв'язку з цим, при прогнозі хмарності з висотою нижньої межі від 600 м і нижче необхідно будувати траєкторії на рівні 300 або 600 м.

Використання у цих випадках карти АТ-850 у якості рівня переносу може зумовити суттєві похибки.

Проте ефективність прогнозування напрямку і швидкості переносу буде залежати від набору вихідних даних, які доступні прогнозисту. Наприклад, розвиток чисельного моделювання дозволяє наразі використовувати прогностичні дані не лише на стандартних ізобаричних рівнях, а й таких рівнях як АТ-925 (≈ 700 м) та АТ-975 (≈ 300 м).

1.2.3 Способи прогнозу низької хмарності

Як вже відомо, головною причиною утворення низької хмарності, у більшості випадків, є адвекція теплого і вологого повітря над холодною підстильною поверхнею. Відповідно, це зумовлює необхідність визначення набору температурно-вологісних характеристик у пункті прогнозу і на початку траєкторії частинки, яка надійде у пункт прогнозу через визначений проміжок часу, а також адвективних змін температури повітря, температури точки роси і дефіциту точки роси. Співвідношення між цими характеристиками у різних поєднаннях через побудову статистичних залежностей дає змогу встановити імовірне значення висоти нижньої межі хмарності протягом періоду прогнозу. Припинення (послаблення) адвекції тепла є ознакою підвищення нижньої межі хмарності або її деградації. Інтенсивність адвекції на періоди до 12 годин досить ефективно прогнозується за допомогою прогностичних даних, які надходять від прогностичних центрів і картографуються.

Оскільки розташування метеостанцій має певну дискретність у просторі, то побудову зворотних траєкторій на практиці доцільно замінювати побудовою зворотного сектору (рис. 1.8), у якому відкладати напівкола, що відповідатимуть певним значенням завчасності прогнозу. Розмір кута такого сектору має відповідати величині змінюваності вітру на рівні переносу ($\approx 20-30^\circ$). Осереднення температурно-вологісних характеристик на побудованих напівколах дає об'єктивніше уявлення про характер адвекції.

У якості емпіричних можна запропонувати такі висновки:

1) показником утворення або деградації низької хмарності уздовж траєкторії повітряної частинки є значні адвективні зміни температури $|\Delta T_a| > 6^\circ\text{C}/12 \text{ год}$, які супроводжуються висхідними (при утворенні хмарності) або низхідними (при розмиванні хмарності) впорядкованими рухами повітря;

2) зміни температури уздовж 12-годинної траєкторії $|\Delta T_a| > 4^\circ\text{C}$ при адвекції тепла зумовлюють зниження НМХ, а при адвекції холоду – її

підвищення. Якщо $|\Delta T_a| < 4^\circ\text{C}$, варто враховувати адвективні зміни точки роси – при $(T-T_d)_a < 0^\circ\text{C}$ очікується зниження НМХ, а при $(T-T_d)_a > 0^\circ\text{C}$ – її підвищення;

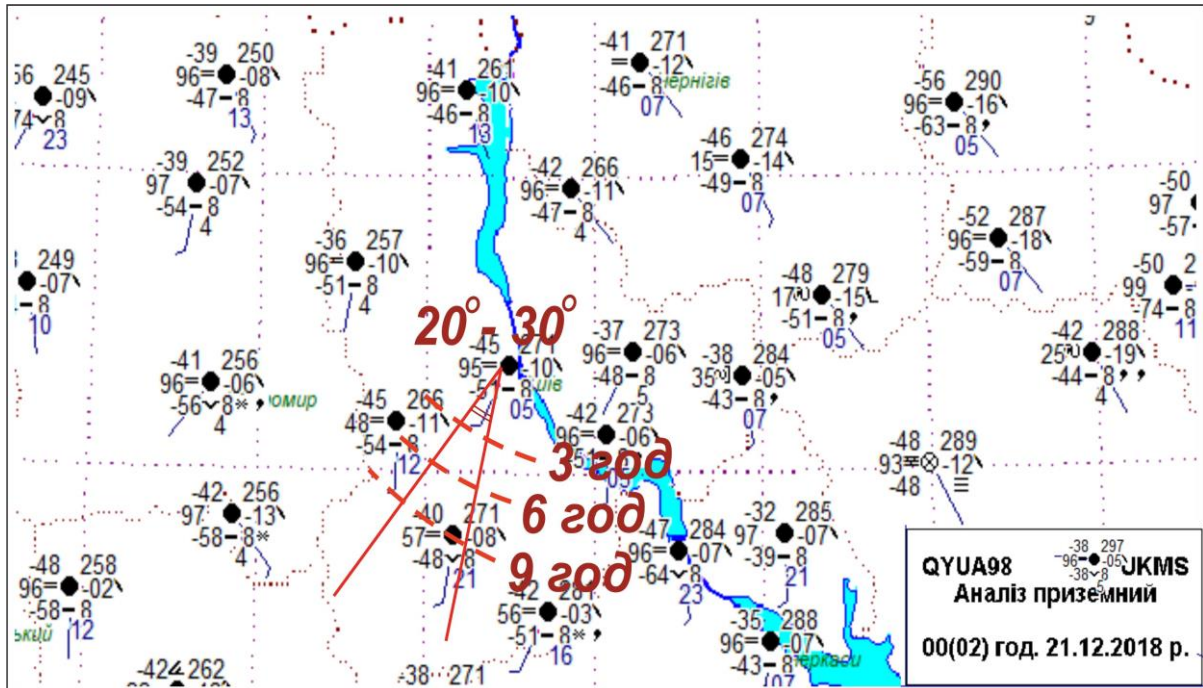


Рисунок 1.8 – Приклад побудови зворотного сектору для визначення адвективних температурно-вологісних характеристик повітряної маси.

3) якщо в умовах адвекції тепла дефіцит точки роси у вихідному пункті не перевищує 2°C , це вказує на можливість утворення низької хмарності;

У більш узагальненому вигляді висновки пунктів 1-3 наведені у табл. 1.7.

4) за умови адвекції холоду значення дефіциту точки роси більше 1°C , вказує на імовірність деградації хмарного покриву;

5) зв'язок між різницею температури повітря у пункті прогнозу і температурою точки роси у вихідному пункті $(T-T'_d)$ представлений у табл. 1.8.

Таблиця 1.7 – Вплив температури та вологості повітря (типовий) на еволюцію низької хмарності

Вплив адвекції температури $\Delta T_a = T - T'$		Вплив адвекції дефіциту точки роси $\Delta D_a = D - D'$		Вплив дефіциту точки роси D' у вихідному пункті	
характер адвекції	характер еволюції	характер адвекції	характер еволюції	значення дефіциту точки роси	характер еволюції
$\Delta T_a > 4^\circ\text{C}/12 \text{ год.}$	зниження НМХ	$\Delta D_a > 0$	зниження НМХ	$D' \leq 2^\circ\text{C}$ при адвекції тепла	утворення низької хмарності
$\Delta T_a < 4^\circ\text{C}/12 \text{ год.}$	підвищення НМХ	$\Delta D_a < 0$	підвищення НМХ	$D' \geq 1^\circ\text{C}$ при адвекції холоду	деградація низької хмарності
$\Delta T_a > 6^\circ\text{C}/12 \text{ год.}$ при висхідних рухах повітря	утворення низької хмарності				
$\Delta T_a < 6^\circ\text{C}/12 \text{ год.}$ при низхідних рухах повітря	деградація низької хмарності				

Таким чином, побудова розрахункових методів прогнозу низької хмарності буде базуватися на врахуванні вище розглянутих предикторів, які у тому чи іншому поєднанні і будуть входити до способів прогнозу низької хмарності.

Таблиця 1.8 – Імовірність появи низької хмарності в залежності від величини $(T-T'_d)$

$T-T'_d, ^\circ\text{C}$	Висота нижньої межі хмарності, м				
	50	50-100	100-200	200-300	> 300
+10 ÷ +15	-	-	-	27	73
+5 ÷ +9	-	-	44	45	11
+2 ÷ +4	19	52	22	7	-
-1 ÷ +1	47	33	20	-	-
-4 ÷ -2	55	45	-	-	-
-10 ÷ -5	100	-	-	-	-

Варто зазначити, що розробка фізико-статистичних способів, які надають висновки щодо імовірностей утворення низької хмарності (або її нижньої межі) при різних значеннях метеорологічних величин (предикторів), має проводитися у кожному метеопідрозділі для максимальної адаптації або розробки регіонального варіанту того чи іншого способу прогнозу низької хмарності.

У якості прикладів, наведемо деякі розрахункові методи прогнозу, що набули поширення у оперативних метеопідрозділах.

За способом А.К. Лугченко прогноз імовірності утворення низької хмарності передбачає такий алгоритм дій (рис. 1.9):

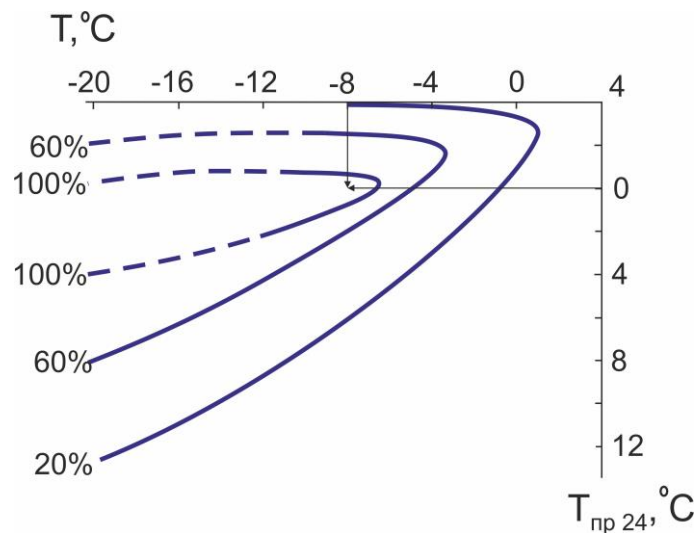


Рисунок 1.9 – Графік для визначення імовірності утворення внутрішньомасової хмарності висотою 200 м і нижче за способом А.К. Лугченко

1) зняти з приземної карти значення температури повітря біля поверхні землі в пункті прогнозу T_0 .

2) розробити прогноз температури повітря біля поверхні землі на 24 години для пункту прогнозу.

3) за графіком визначити імовірність утворення хмарності висотою 200 м і нижче.

Використання *методу Є.І. Гоголевої* полягає у визначенні за допомогою зворотної траєкторії різниці $\Delta = T - T'_d$, де T – температура в

пункті прогнозу (кінцевий пункт траєкторії); T_d – температура точки роси в початковому пункті траєкторії.

Поява низької хмарності (висотою 200 м і нижче) вважається найбільш імовірною при $\Delta \leq 3^\circ\text{C}$.

Аналізовані випадки були поділені на кожному рівні на дві групи:

- у кінцевій точці траєкторії (пункт зондування) на рівні, що розглядається, спостерігається хмарність;
- у кінцевій точці траєкторії (пункт зондування) на рівні, що розглядається, хмарність не спостерігається.

У кожному випадку для визначення величини Δ бралася різниця значень температури у кінцевому пункті і точки роси у початковому пункті траєкторії на всіх рівнях, що розглядалися, а також на приземній карті. За одержаними даними складена табл. 1.9.

Таблиця 1.9 – Повторюваність (%) різних значень $\Delta = T - T'_d$ ($^\circ\text{C}$) при наявності або відсутності хмарності

Наявність хмарності у кінцевому пункті траєкторії	Траєкторії на рівнях, м											
	300			600			1000			1500		
	$\Delta \leq 3^\circ\text{C}$	$\Delta > 3^\circ\text{C}$	кількість випадків	$\Delta \leq 3^\circ\text{C}$	$\Delta > 3^\circ\text{C}$	кількість випадків	$\Delta \leq 3^\circ\text{C}$	$\Delta > 3^\circ\text{C}$	кількість випадків	$\Delta \leq 3^\circ\text{C}$	$\Delta > 3^\circ\text{C}$	кількість випадків
На рівні переносу												
Хмарно	86	14	67	82	18	114	76	24	127	80	20	93
Безхмарно	69	31	198	69	31	151	63	37	138	56	44	172
За наземними даними												
Хмарно	88	12	67	87	13	114	83	17	127	85	15	93
Безхмарно	66	34	193	70	30	151	69	31	138	67	33	172

Величину $\Delta = T - T'_d$ Є.І. Гоголева пропонує використовувати у якості ознаки утворення низької хмарності у випадках дефіциту точки роси не більше 2°C у початковій точці траєкторії і за наявності умов для охолодження теплого повітря внаслідок його переміщення на холоднішу підстильну поверхню (наприклад, з води на охолоджений ґрунт або з

грунту на сніг). Порівняння результатів, одержаних за значеннями T і T_d на рівні переносу і за значеннями на рівні землі свідчить, що результати виявляються приблизно однаковими. Відповідно, уздовж траєкторій, побудованих за фактичними даними про вітер на рівнях 300 і 600 м, можна переносити значення температури і вологості біля земної поверхні, враховуючи при цьому, що у окремих випадках використання приземних даних для визначення адвекції на цьому рівні може зумовити деякі похибки, оскільки з висотою поля температури і вологості дещо зсуваються порівняно з приземним шаром.

Для використання методу Є.І.Гоголевої у оперативній роботі запропонований такий графік (рис. 1.10)

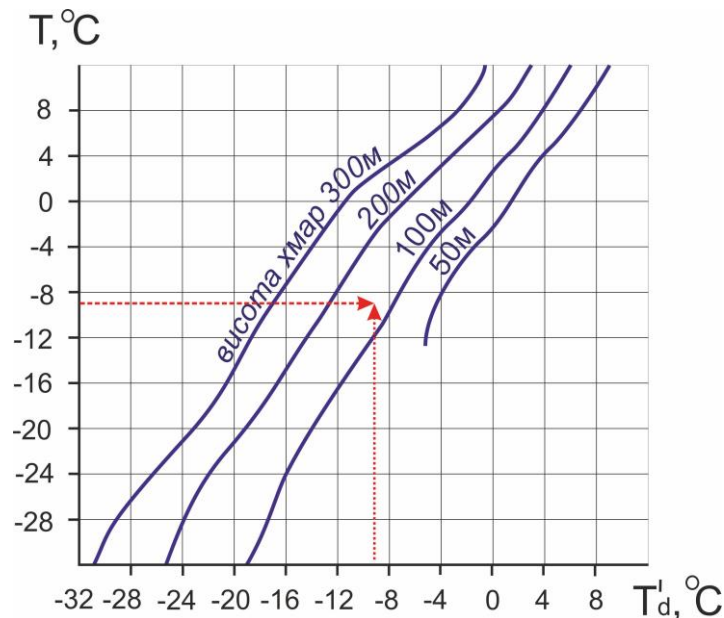


Рисунок 1.10 – Графік для прогнозу ВНМХ за методом Є.І. Гоголевої

Метод З.А. Спаршикіної базується на врахуванні адвективних змін температури точки роси уздовж траєкторії частинки і прогностичного значення приземної температури повітря у пункті прогнозу. За цими двома предикторами побудовані дискримінантні функції (рис. 1.11), які дозволяють визначити можливість появи нижньої межі хмарності у діапазонах $H_n < 100$ м; $H_n = 100-200$ м; $H_n = 200-300$ м та $H_n > 300$ м.

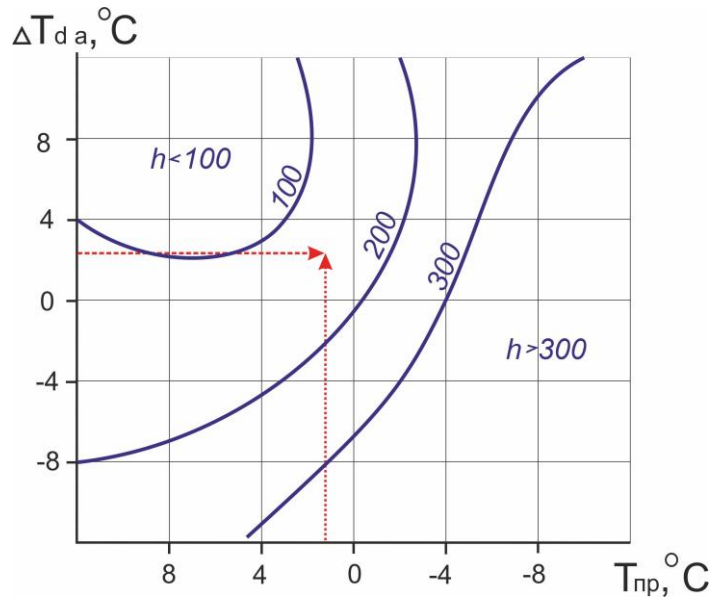


Рисунок 1.11 – Графік для прогнозу ВНМХ за методом З.А. Спарішкіної

У разі розробки прогнозу фронтальної хмарності шаруватоподібних форм (система $As-Ns$) необхідно, як зазначалося вище, враховувати переміщення і еволюцію самого атмосферного фронту. Враховуючи те, що за даними досліджень шаруватоподібна хмарність на атмосферних фронтах у 85% випадків утворюється в умовах адвекції тепла та у 70% випадків розвивається при адвекції холоду, у якості предикторів за методом Т. П. Попової доцільно використовувати адвективні зміни температури і дефіциту точки роси на 12-18 год., які розраховуються по картах АТ-850, АТ-700 і АТ-500, що відповідає шарам 1-2; 2-4; 4-6 км. Для прогностичних висновків використовується графік, представлений на рис. 1.12.

Крім того, за дослідженнями С.В. Солоніна і Г.Г. Тараканова, верхня межа фронтальної системи хмар $Ns - As - Cs - Ci$ добре співпадає з рівнем максимального вітру у верхній тропосфері, що можна використовувати як прогностичну ознаку.

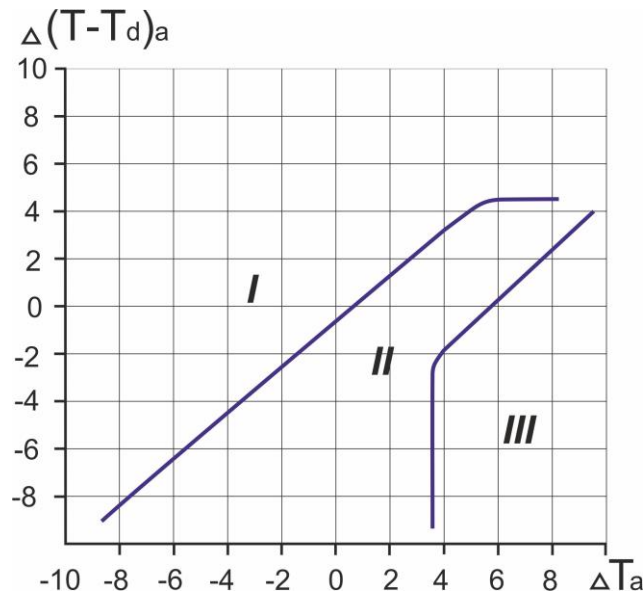


Рисунок 1.12 – Графік зв'язку еволюції шаруватоподібної хмарності зі значеннями адвективних змін температури і дефіциту точки роси :

- I* — хмарність не утворюється або розмивається (забезпеченість 87%);
- II* — імовірність розмивання або утворення хмарності однакова;
- III* — хмарність утворюється або зберігається (забезпеченість 77%).

Використання архівних даних конкретної станції дозволяє, з використанням методів регресійного та дискримінантного аналізу, провести адаптацію запропонованих методів до умов даного пункту, що має збільшити ефективність прогнозу низької хмарності.

Наостанок зазначимо, що наведений далеко не вичерпний перелік розрахункових способів прогнозу низької хмарності, а лише деякі з них. У інформаційних джерелах можна ознайомитися з багатьма іншими способами, які також заслуговують на увагу прогнозистів і враховують вплив чинників, які відрізняються від наведених вище (наприклад, вертикальний градієнт температури, швидкість вітру тощо) або ж розроблених для конкретної місцевості.

Альтернативою розрахунковим методам прогнозу, на сьогодні, виступають чисельні прогнози, результати моделювання нижньої межі хмарності яких на різні терміни завчасності картографуються і можуть використовуватися у якості додаткової інформації при складанні прогнозу.

Питання для самоперевірки:

1. У чому полягають відмінності між алгоритмами прогнозу внутрішньо масової і фронтальної низької хмарності?
2. З якою метою при прогнозі фронтальної низької хмарності визначається швидкість переміщення атмосферного фронту і визначається його еволюція?
3. Які підходи застосовуються для визначення рівня переносу при прогнозуванні низької хмарності?
4. Які напрямки переносу повітря найчастіше спостерігаються при наявності низької хмарності?
5. Які середні швидкості переносу повітря є найхарактернішими при наявності низької хмарності?
6. Які рівні для побудови зворотних траєкторій найдоцільніше використовувати при прогнозі низької хмарності? Чому?
7. У чому полягають переваги побудови зворотних секторів над зворотними траєкторіями?
8. Охарактеризуйте вплив температури і вологості повітря на еволюцію низької хмарності.
9. Яким чином співвідношення між величинами T і T'_d позначається на висоті нижньої межі хмарності?
10. Перелічіть розрахункові методи прогнозу низької хмарності. Які предиктори у них використовуються? У чому відмінність їх прогностичних висновків?

Тема 2

ПРОГНОЗ ТУМАНІВ

2.1 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТУМАНІВ, ФІЗИЧНІ МЕХАНІЗМИ ТА УМОВИ ЇХ УТВОРЕННЯ

2.1.1 Класифікація туманів

Туманом називається помутніння повітря у приземному шарі повітря, зумовлене наявністю у ньому крапель води, льодяних кристалів або їхньої суміші, при горизонтальній видимості менше одного кілометра принаймні у одному напрямку.

Туман є небезпечним для авіації явищем погоди, яке може унеможливити зліт та посадку літального апарату, у значній мірі ускладнює бойове застосування авіації. Проте, в окремих випадках туман виступає у ролі сприятливого чинника, оскільки дозволяє вести приховані приготування до проведення операцій наземними військами та є маскувальним явищем для візуального виявлення розташування військ, техніки або напрямків їх переміщення.

Знання умов утворення туманів у певних географічних умовах дозволяє правильно обрати методику, провести її удосконалення з урахуванням фізико-географічних умов базування.

Достовірна інформація синоптика про час виникнення та розсіяння туману, видимості у ньому, його вертикальної товщини дозволяє прийняти оптимальне рішення на прийом або випуск у політ екіпажу з певним рівнем підготовки.

За *синоптичними умовами*, при яких виникають тумани, їх ділять на два типи: внутрішньомасові і фронтальні.

За *інтенсивністю*, яка оцінюється значенням дальності горизонтальної видимості, тумани підрозділяються на:

- дуже сильні (видимість менше 50 м);
- сильні (видимість 50-200 м);

- помірні (видимість 200-500 м);
- слабкі (видимість 500-1000 м).

Помутніння повітря при видимості понад 1 км прийнято називати серпанком.

Інтенсивність серпанку оцінюється:

- сильний (видимість 1-2 км);
- помірний (видимість 2-4 км);
- слабкий (видимість 4-10 км).

Помутніння повітря, викликане наявністю в ньому твердих частинок, називається імлою. Імла відрізняється від туману або серпанку тим, що відносна вологість в ній значно нижче 100%.

За фізичними механізмами утворення тумани умовно підрозділяються на такі види (рис. 2.1):

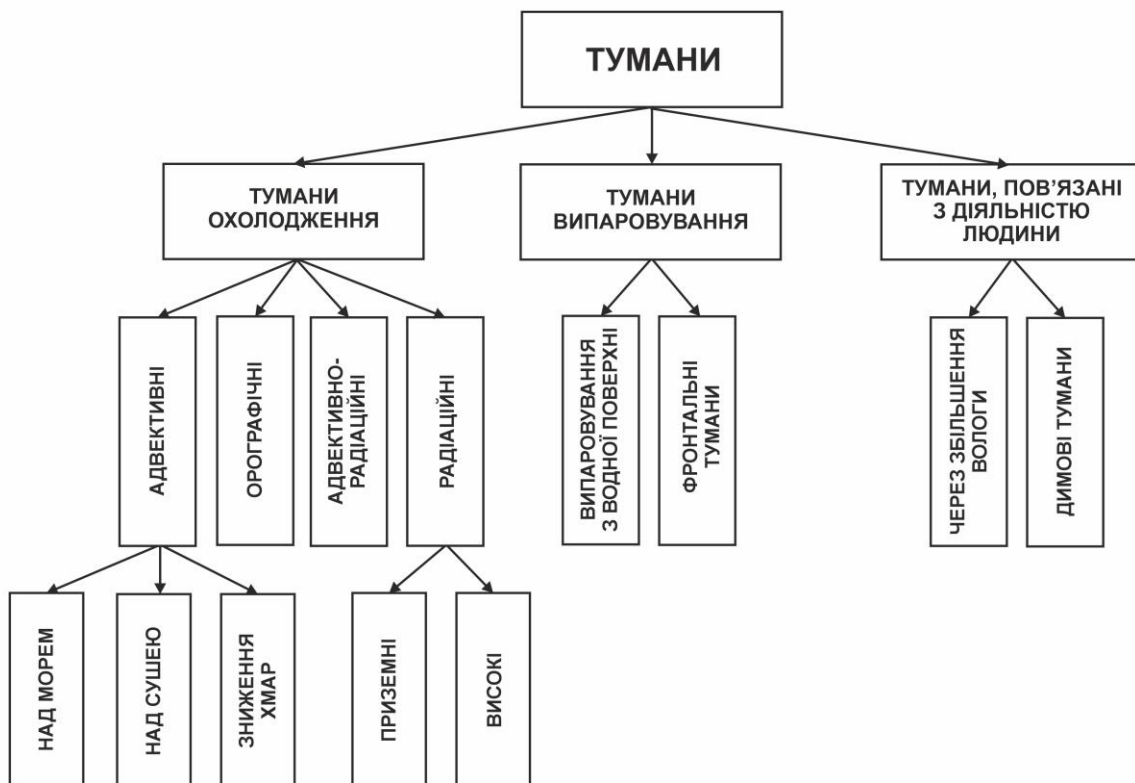


Рисунок 2.1 – Класифікація туманів за фізичними механізмами їх утворення.

Тумани охолодження утворюються внаслідок зниження температури за рахунок різних чинників. До них відносяться радіаційні, адвективні, адвективно-радіаційні, орографічні, тумани схилів (тумани схилів).

До туманів випаровування відносяться фронтальні тумани, які виникають внаслідок випару крапель теплого дощу або мряки в холодному повітрі, а також тумани паріння морів, річок, озер, які виникають за рахунок охолодження повітря при випаровуванні з поверхні води.

Тумани, пов'язані з діяльністю людини – тумани при сильних морозах (крижані тумани), які утворюються при дуже низьких температурах за рахунок додаткового зволоження при згоранні твердого палива (міські тумани) або рідкого палива при роботі авіаційних двигунів (аеродромні).

Залежно від агрегатного стану води в туманах вони діляться на крапельно-рідкі, кристалічні – з крижаних частинок і змішані – з рідких крапель і крижаних частинок. Крапельно-рідкі тумани, як правило, спостерігаються при плюсових температурах, але можуть виникати і при від'ємних температурах повітря. Дослідженнями низки авторів доведено, що радіаційні тумани в крапельно-рідкій фазі можуть існувати при температурах до $-3...-4^{\circ}\text{C}$, адвективні до $-5...-11^{\circ}\text{C}$, тумани випаровування до $-10...-22^{\circ}\text{C}$. Кристалічні тумани спостерігаються при температурах нижче $-16...-20^{\circ}\text{C}$. Змішані тумани можуть спостерігатися при діапазоні температур $-11...-19^{\circ}\text{C}$, в середніх широтах при $-18...-26^{\circ}\text{C}$ в північних широтах.

Слід зауважити, що агрегатний стан туманів залежить від забрудненості приземних шарів повітря.

Чітких меж між різними видами туманів немає. Наприклад, при адвекції теплого вологого повітря часто мають місце додаткові втрати тепла підстильної поверхні за рахунок радіаційного охолодження.

Розподіл повторюваності різних видів туману залежить від географічного положення і від місцевих фізико-географічних особливостей. Аналіз значного обсягу спостережень дозволяє стверджувати, що для більшості районів України і інших внутрішньоконтинентальних районів найбільшу повторюваність мають радіаційні і адвективні тумани.

Приведена класифікація туманів досить умовна. Виходячи з місцевих фізико-географічних умов, потреб практики, виділяють й інші види туманів. Наприклад, радіаційні тумани підрозділяються на приземні і високі, фронтальні – на передфронтальні, тумани фронту тощо.

2.1.2 Фізичні механізми утворення і розсіяння туманів

Туман є продуктом конденсації або сублімації водяної пари у приземному шарі. Із загальних фізичних міркувань виходить, що конденсація вологи в певному шарі атмосфери можлива, якщо водяна пара у цьому шарі знаходиться в стані перенасичення. Досягнення такого стану залежить від багатьох чинників. Якщо припустити, що у повітрі відсутні тверді домішки, то стан насичення повинен настати при відносній вологості у 100%. У цьому випадку температура повітря має дорівнювати температурі точки роси, тобто $T = T_d$, а дефіцит точки роси рівним нулю $T - T_d = 0$.

Проте численні спостереження дозволяють стверджувати, що утворення туману можливе при діапазоні відносної вологості повітря 96-100%. Це підтверджує те, що у приземному шарі повітря постійно знаходяться гігроскопічні ядра конденсації. Внаслідок цього, повітря стає насиченим водяною парою дещо раніше, ніж відносна вологість сягне значення у 100%.

Зв'язок між дефіцитом точки роси і температурою повітря в першу годину утворення туману, виявлена М.В. Петренком, показаний на рис. 2.2.

При додатній температурі повітря дефіцит точки роси у більшості випадків утворення туману знаходиться в межах 0-1,6°C, його середня величина становить 0,6°C.

При від'ємній температурі повітря стан насичення над льодом досягається при меншому значенні відносної вологості, тобто чим нижчою

є температура повітря, тим більше дефіцит точки роси, при якому може утворюватися туман.

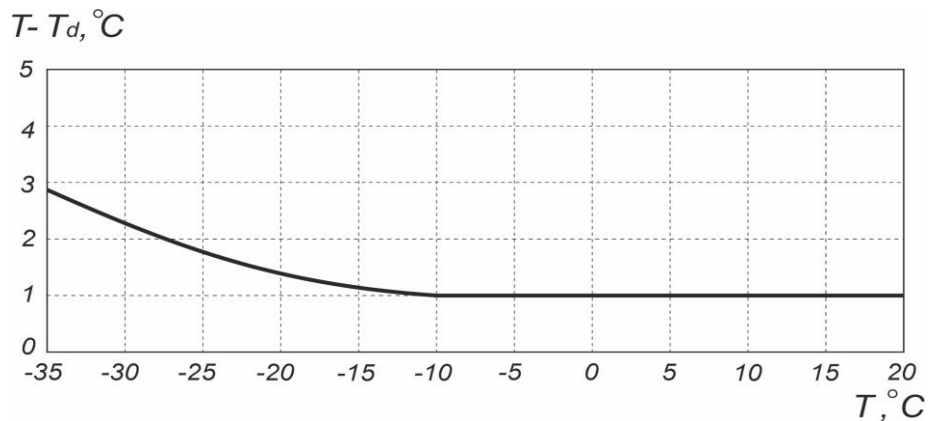


Рисунок 2.2 – Зв'язок між дефіцитом точки роси і температурою повітря в першу годину після утворення туману.

З теоретичної точки зору, для оцінки стану насичення зручніше використовувати таку характеристику вологовмісту, як абсолютна вологість a . Абсолютна вологість, як відомо, характеризує густину водяної пари, виражену числом її грамів у 1 м^3 повітря

$$a = 217 \frac{e}{T}, \quad (2.1)$$

де e – пружність водяної пари; T – температура повітря, K .

У момент утворення туману абсолютна вологість наближується до насичувальної a_m . З формули (2.1) видно, що абсолютна вологість залежить від температури повітря. Розрахунками встановлено, що при температурі повітря -40°C $a_m = 0,18 \text{ г/м}^3$, при температурі 0°C $a_m = 4,9 \text{ г/м}^3$, а при температурі $+30^\circ\text{C}$ $a_m = 30,4 \text{ г/м}^3$.

Розглянемо основні відомості про процеси туманоутворення, необхідні для прогностичної практики.

Введемо величину абсолютного вологовмісту повітря q , під яким розумітимемо сумарну масу водяної пари a , крапель води і кристалів льоду δ^* в 1 м^3 повітря, тобто

$$q = a + \delta^*,$$

де δ^* – водність туману.

До моменту утворення туману $\delta^* = 0$ і $q = a$. В тумані абсолютна вологість є близькою до насичувальної a_m , яка є функцією лише температури повітря. Тоді для туману можна записати рівність у виді

$$\delta^* = q - a_m(T). \quad (2.2)$$

З цього співвідношення випливає, що водність туману може зростати під впливом двох чинників:

1) збільшення вологовмісту повітря q , яке відбувається при:

- посиленні випаровування води з підстильної поверхні;
- збільшенні турбулентного обміну в приземному шарі, що призводить до припливу вологи від підстильної поверхні;
- випаровуванні крапель дощу або мряки в холодніше повітря;
- штучному надходженні вологи разом з продуктами згорання твердого і рідкого палива.

2) зниження температури повітря, з яким пов'язане зменшення $a_m(T)$, відбувається внаслідок:

- турбулентного і молекулярного теплообміну з сусідніми масами повітря і земною поверхнею;
- радіаційного вихолодження;
- адіабатичного розширення маси повітря при її вертикальних рухах.

За умови, що водність визначає видимість в тумані, можна зробити такі висновки:

1. Видимість в тумані буде тим менше, чим більше буде приплив вологи за рахунок випаровування води з підстильної поверхні або внаслідок адвекції вологішого повітря.

2. Видимість в тумані буде тим менше, чим більшою буде величина зниження температури повітря.

Агрегатний стан туману непрямим чином може бути використаний для оцінки видимості в ньому. Водність туманів, що знаходяться в різному агрегатному стані, різниться. Відомо, що для туманів охолодження

водність збільшується з підвищенням температури. Водність туманів випаровування, навпаки, збільшується зі зниженням температури повітря завдяки збільшенню швидкості випаровування пропорційно різниці температур вода-повітря.

Вертикальна потужність туману представляє інтерес в основному для прогнозу його розсіяння. Вона безпосередньо не вимірюється і може бути оцінена шляхом аналізу розподілу температури і точки роси у граничному шарі. Значення вертикальної потужності залежить від початкового вологовмісту повітря, стану і характеру підстильної поверхні, швидкості вітру та характеру розподілу температури і вологості повітря у граничному шарі.

2.1.3 Умови утворення туманів

2.1.3.1 Синоптичні умови утворення туманів

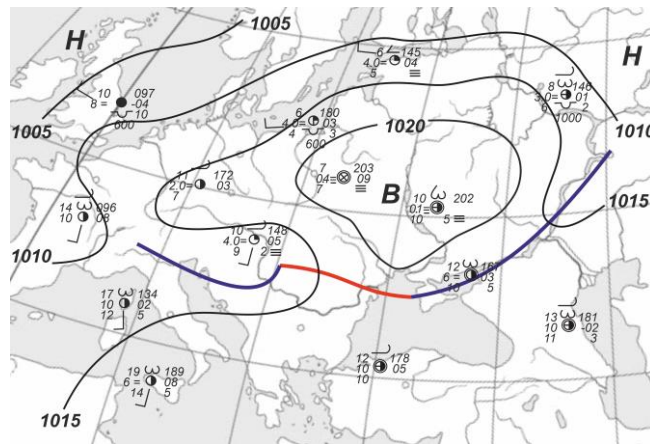
Прогноз туманів починається з оцінки синоптичних умов, які є сприятливими або несприятливими для виникнення того або іншого їх виду. У рамках цього питання головна увага буде приділена радіаційним і адвективним туманам, яким над територією України властива найбільша повторюваність.

Радіаційним називається туман головною причиною конденсації водяної пари у якому через зниження температури у приземному шарі є радіаційне випромінювання підстильної поверхні. Виникають такі тумани переважно над сушею в однорідній повітряній масі,

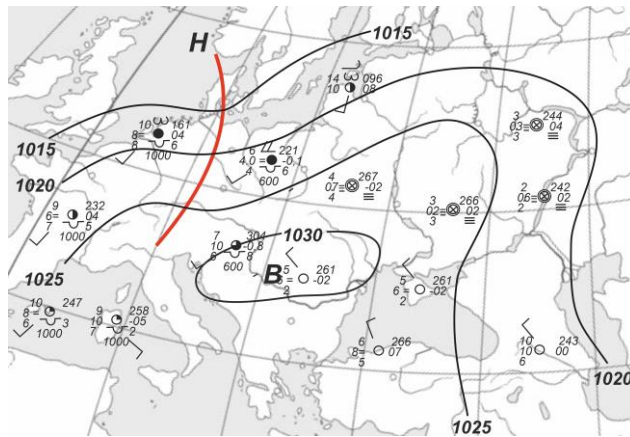
Адвективним називається туман, причиною утворення якого є трансформаційне охолодження теплого і вологого повітря при його переміщенні над холодною підстильною поверхнею внаслідок турбулентного обміну.

Радіаційні тумани переважають в глибині материка. Найчастіше вони утворюються в центральній частині антициклону (рис. 2.3a), на його

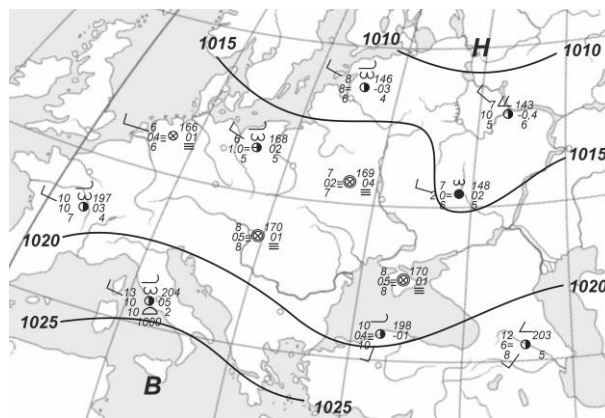
західній і північній периферіях, а також в гребені (рис. 2.3б) і малоградієнтному баричному полі (рис. 2.3в).



а)



б)



в)

Рисунок 2.3 – Синоптичні умови сприятливі для утворення радіаційного туману

а) центр антициклону; б) гребінь антициклону; в) малоградієнтне баричне поле.

Адвективні тумани виникають на західній периферії антициклону (40%), в теплому секторі рухливих циклонів (17,8%) і на східній периферії малорухомих циклонів (30,4%).

Над Україною виділено чотири типи синоптичних положень (за І.В. Кошеленко), які сприяють утворенню адвективних туманів:

I тип. Квазістаціонарне розташування антициклону над південним сходом Європи (рис. 2.4). Цей тип має найбільшу повторюваність, особливо в першу половину холодного періоду року (листопад-грудень).

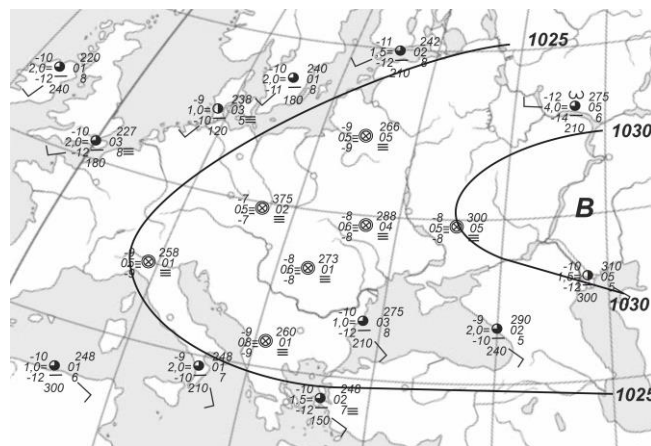


Рисунок 2.4 – I тип синоптичних умов, сприятливих для утворення адвективного туману

II тип. Сідловина над східною частиною Європи, на схід від якої розташовується гребінь (рис. 2.5).

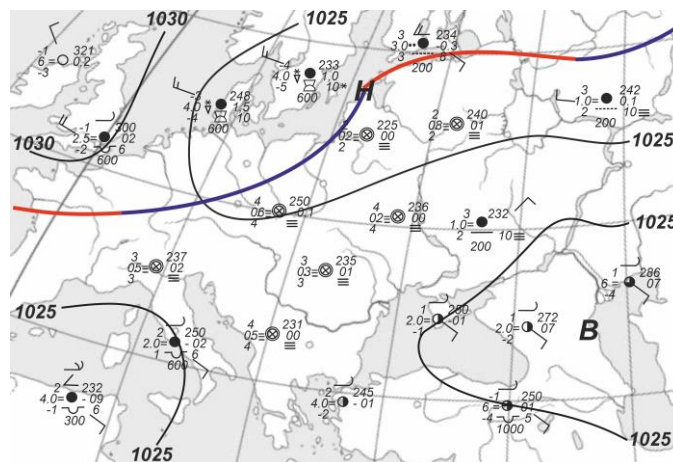


Рисунок 2.5 – II тип синоптичних умов, сприятливих для утворення адвективного туману

При даному типі адвективні тумани, в основному, спостерігаються у районах південної, східної і центральної України.

III тип. Переміщення меридіонально орієнтованих фронтів при активній циклонічній діяльності над Балтикою і Білим морем (рис. 2.6). Тумани виникають у теплуому секторі циклонів за умови, якщо швидкість вітру не перевищує 5-7 м/с.

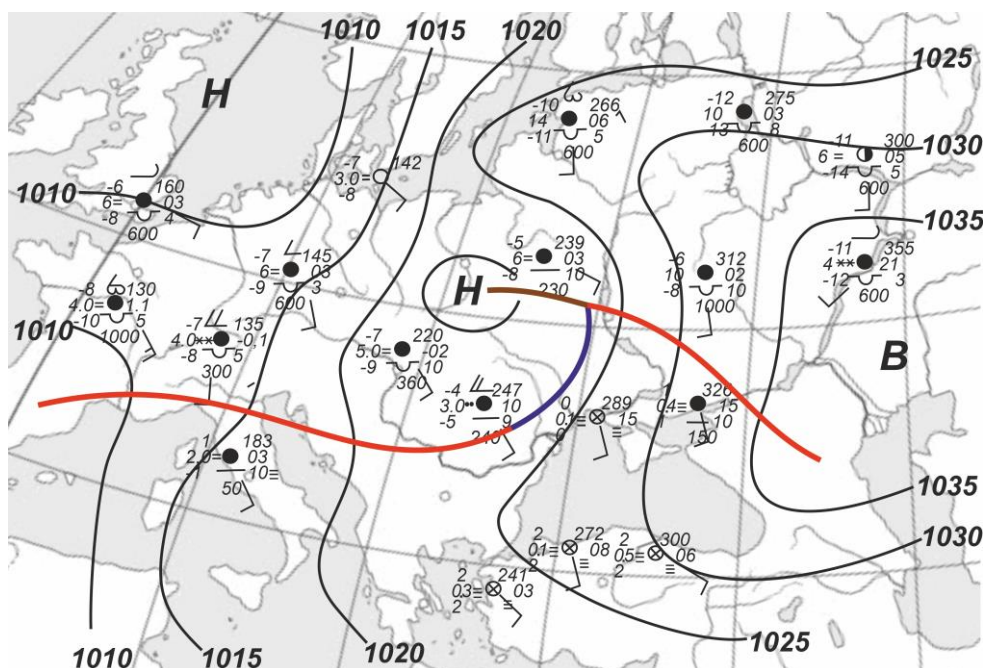


Рисунок 2.6 – III тип синоптичних умов, сприятливих для утворення адвективного туману

Зона туманів зміщується разом з теплим сектором. При прогнозі цих туманів задовільні результати дає використання методу екстраполяції.

IV тип. Видовжена по широті улоговина з фронтальними хвилями (рис. 2.7). Для цього типу характерною особливістю є інерційність процесів, яка полягає у повільному опусканні антициклону з півночі і розташуванню у середніх широтах улоговини в паралельних потоках середньої тропосфери.

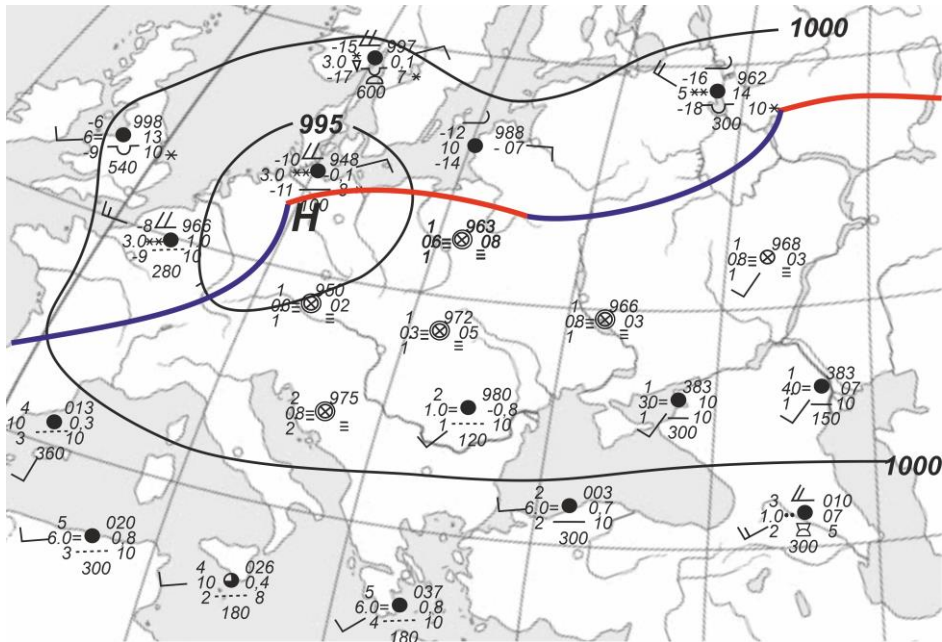


Рисунок 2.7 – Приклад IV типу синоптичних умов, сприятливих для утворення адвективного туману

Повторюваність цього типу невелика, але майже кожен його випадок супроводжується туманами.

Часто у природі утворюється туман як результат одночасної або послідовної дії декількох процесів. Особливо це стосується дії адвективного і радіаційного факторів. У цьому випадку спостерігається адвективно-радіаційний тип туману.

2.1.3.2 Метеорологічні умови утворення туманів

До сприятливих метеорологічних умов виникнення радіаційного туману відносяться:

- незначна кількість хмарності після заходу Сонця;
- швидкість вітру біля поверхні землі від 1 до 4 м/с;
- висока відносна вологість повітря біля поверхні землі (понад 60% у момент заходу Сонця);

- додаткове зволоження повітря за рахунок опадів у другій половині дня;

- наявність приземної інверсії;

- увігнутий характер рельєфу.

При слабкому вітрі (менше 3-4 м/с) найхарактерніший вертикальний розподіл метеовеличин в різних стадіях розвитку радіаційного туману наведений на рис. 2.8. З нього видно, що на першій стадії утворюється звичайна радіаційна інверсія. Наявність слабого вітру біля землі і деяке посилення його з висотою сприяє виникненню турбулентності, яка забезпечує перенесення продуктів конденсації (сублімації) водяної пари від земної поверхні вгору і їх підтримання у приземному шарі.

Насичення повітря водяною парою досягається спочатку біля поверхні землі, де і утворюється туман. Його потужність швидко збільшується, хоча рідко буває більшою, ніж 200 м.

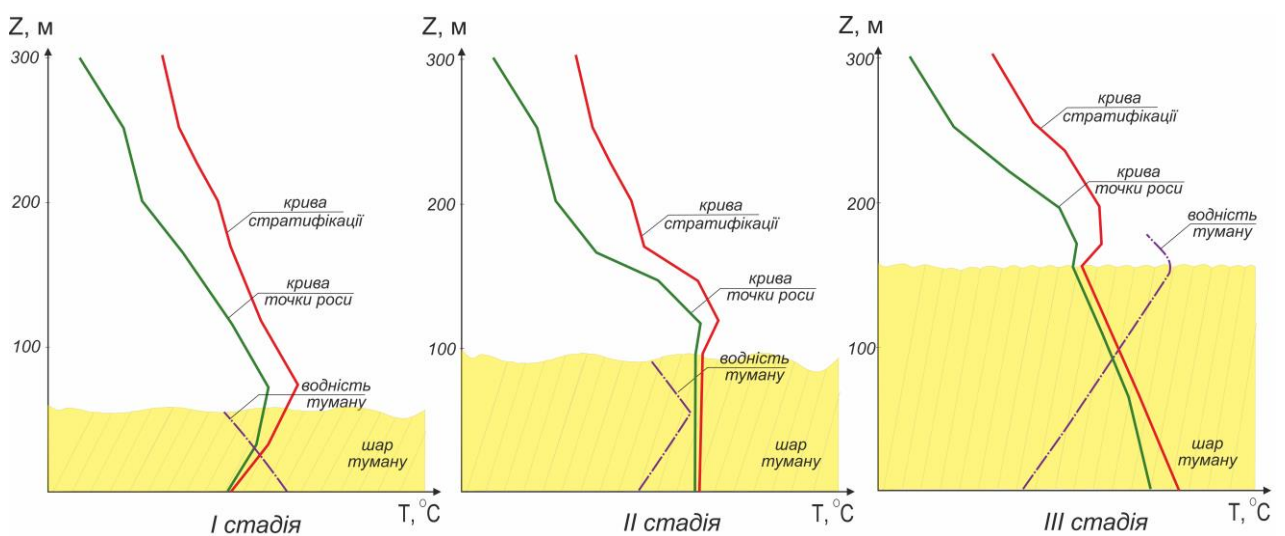


Рисунок 2.8 – Типова схема вертикального розподілу метеовеличин в радіаційному тумані для різних стадій його розвитку

Найбільша водність і найменша видимість спостерігаються біля поверхні землі. Після цього, щойно потужність туману сягне 50-60 м, ефективне випромінювання на його верхній межі стане більшим, ніж на підстильній поверхні. Внаслідок цього, температура на верхній межі почне знижуватися швидше, ніж біля поверхні землі, приземна інверсія почне

руйнуватися, що зумовить формування піднесеної інверсії поблизу верхньої межі туману. Також поблизу верхньої межі туману збільшуватиметься водність.

У тих випадках, коли радіаційне охолодження підстильної поверхні відбувається при штилі (швидкість вітру менше 1 м/с), турбулентний і молекулярний обмін має місце лише у тонкому шарі повітря. Якщо у цьому випадку виконується умова $T = T_d$, то відбувається утворення низького (поземного) туману або випадання роси. Випадання роси в приземному шарі різко зменшує вологість, що, у свою чергу, зменшує імовірність утворення туману. Проте при достатньому подальшому охолодженні і наявності слабого вітру утворення туману не виключається.

Друга – проміжна стадія розвитку туману – зазвичай триває не більше 1-2 годин, а третя є найстійкішою у часі. Градієнти температури у шарі туману у цій стадії є близькими до вологоадіабатичних, а сама стадія триває близько 1-2 годин. Вдень така перебудова протікає швидше, ніж вночі, оскільки радіаційне прогрівання знизу сприяє руйнації радіаційної інверсії. Якщо руйнування інверсії відбувається, головним чином, під впливом нагрівання підстильної поверхні, то тумани, як правило, розсіюються або трансформуються у низьку (*St fr*) хмарність.

Схематично стадії розвитку радіаційного туману зі стислою характеристикою процесів, що характерні для них, представлені на рис. 2.9.

Мають місце випадки, коли при швидкості вітру біля землі понад 4-5 м/с утворюється піднесена інверсія на висоті 150-200 м, яка сприяє накопиченню під нею твердих домішок і продуктів конденсації (рис. 2.10).

Внаслідок цього утворюється підінверсійний шар, повітря у якому близьке до стану насичення. Якщо надалі спостерігається приплив водяної пари від поверхні землі, то під інверсією формується шар насиченого водяною паром повітря, нижня межа якого поступово знижується до землі. Утворення туману відбувається «згори». З практики відомо, що від моменту виявлення помутніння до утворення туману проходить 20-30 хвилин, а іноді 1-2 години.

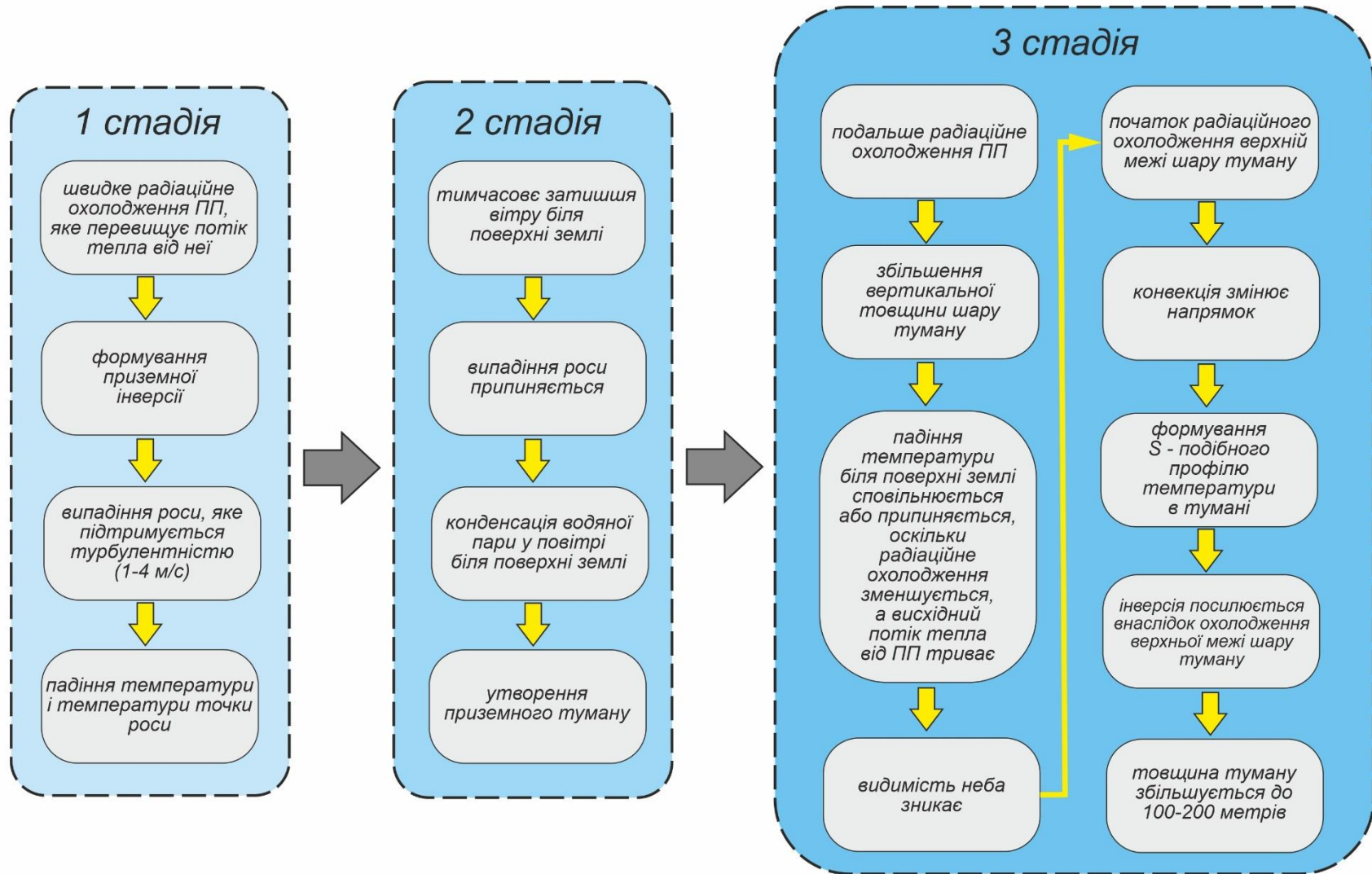


Рисунок 2.9 – Стадії формування радіаційного туману.

В середньому більше 69% випадків радіаційного туману утворюються при початковому (у момент заходу Сонця) значенні відносної вологості не менше 60%. Чим менше дефіцит точки роси в початковий момент часу до висоти 500-1000 м, тим швидше після заходу Сонця утворюється туман, тим більшою буде його вертикальна потужність.

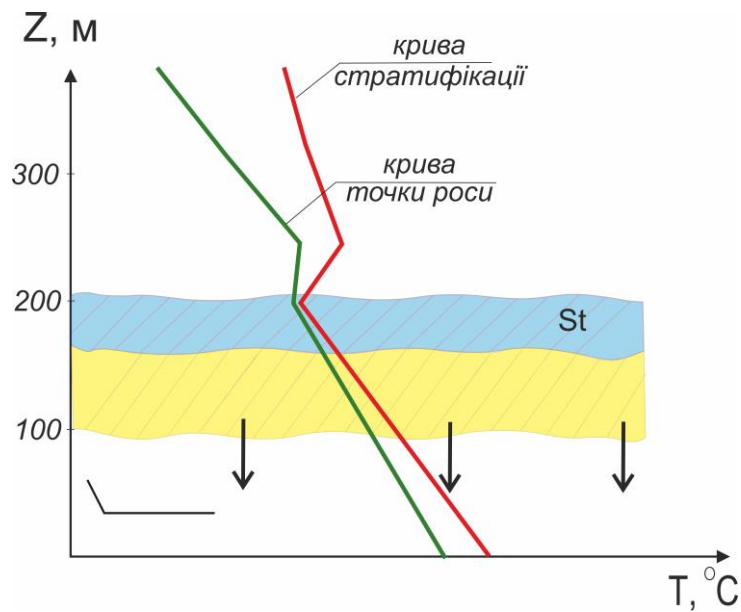


Рисунок 2.10 – Схема утворення радіаційного туману з шаруватої (*St*) хмарності

Слід зауважити, що взимку радіаційні тумани можуть виникати при початковому дефіциті 6-7°C. Це пояснюється більшою тривалістю ночі і значним ефективним випромінюванням снігового покриву. Влітку, внаслідок малої тривалості ночі, тумани виникають при початковому дефіциті не більше 3-5°C.

Тут варто звернути увагу на цікаву особливість. Дослідженнями встановлено, що ефективне випромінювання підстильної поверхні має максимальне значення при температурі близькій до 0°C і складним чином залежить від температури і вологості повітря. Очевидно, що чим більша абсолютна вологість, тим імовірніший радіаційний туман, але тим менше охолодження повітря, оскільки ефективне випромінювання незначне. У той час, чим менша вологість, тим більше охолодження, але менш імовірний туман.

Відповідно, має бути деяке оптимальне сполучення ефективного випромінювання, абсолютної вологості і температури. Саме такому оптимальному їх поєднанню відповідає температура близька до 0°C.

До сприятливих *метеорологічних умов* утворення адвективних туманів відносяться:

- надходження відносно теплого і вологого повітря на холодну підстильну поверхню (інтенсивна адвекція тепла і вологи);
- суттєва різниця температур між повітряною масою і земною поверхнею;
- наявність піднесеної інверсії;
- помірно стійка стратифікація у підінверсійному шарі, слабкий міжрівневий турбулентний обмін;
- помірна швидкість вітру біля поверхні землі 3-6 м/с;
- збільшення або сталість частки водяної пари з висотою.

Механізм утворення адвективних туманів, головним чином, залежить від швидкості вітру і від горизонтального градієнта температури і вологості або, іншими словами, від інтенсивності адвекції (кута між ізобарами (ізогіпсами) і ізотермами (ізолініями вологості) і швидкості вітру).

На території України адвективні тумани виникають при надходженні морського помірного або морського тропічного повітря з Атлантики, Середземного або Чорного морів. Найчастіше цей вид туману виникає при температурі повітря від 5 до -5°C, як правило, над сніговим покривом, рідше - над вологим відкритим ґрунтом. За даними І. В. Кошеленко у 76% випадків адвективні тумани виникали над сніговим покривом і лише у 22% випадків над відкритим ґрунтом. Найбільш інтенсивні і тривалі тумани спостерігаються поблизу межі снігового покриву, де тепле повітря, що адвектується, з температурою вище 0°C сильно охолоджується через втрату тепла на танення снігу.

У більшості випадків (за даними М. Є. Берлянда у 71% випадків) адвективні тумани утворюються за наявності приземної або піднесеної інверсії на висоті 60-200 м.

Адвективні тумани над сушею виникають при швидкості вітру від 1-2 до 5-6 м/с. Швидкість вітру 9-10 м/с є практично граничною для утворення цього типу туманів. На півдні України адвективні тумани у випадку великих горизонтальних градієнтів температури можуть утворюватися і зберігатися при швидкості вітру 10-12 м/с.

Адвективні тумани можуть виникати у будь-який час доби, проте імовірність їх утворення збільшується у вечірні і нічні години. В цьому випадку відбувається додаткове охолодження повітря за рахунок радіаційного вихолодження, а самі тумани відносяться до *адвективно-радіаційних*. Адвективно-радіаційні тумани виникають при швидкості вітру 2-5 м/с.

Залежно від умов утворення розрізняють два види: адвективні тумани, які утворюються «знизу-вгору», і тумани з хмар, що опустилися, тобто тумани, які утворюються «згори-донизу».

Механізм утворення адвективного туману для першого випадку можна пояснити наступним чином. Відомо, що у районі формування повітря знаходиться в стані термічної рівноваги з підстильною поверхнею. Вертикальний розподіл температури в такій повітряній масі близький до адіабатичного, а вертикальний турбулентний теплообмін (рис. 2.11а) практично відсутній. Внаслідок зміни циркуляційних процесів тепла повітряна маса починає рухатися над холодною підстильною поверхнею. Механізм тепло- і вологообміну визначається інтенсивністю турбулентності і впорядкованими вертикальними рухами. Внаслідок вертикального обміну відбувається зміна профілю температури і точки роси (рис. 2.11б). Охолодження повітря, що адвектується, починається біля земної поверхні, що зумовлює утворення приземної інверсії. При слабкому вітрі (0-3 м/с) збільшується вертикальна потужність інверсії, повітря в турбулізованому шарі, охолоджуючись, досягає стану насичення. Подальший процес конденсації водяної пари призводить до утворення туману, який може міняти свою інтенсивність і зростати по вертикалі. Вертикальна потужність туману залежить від швидкості вітру. Так, за даними М. Є. Берлянда, при швидкості до 4-5 м/с вертикальна потужність мало змінюється і складає 150-200 м.

При збільшенні швидкості вітру понад 5-6 м/с механізм утворення туману змінюється. Посилення вітру сприяє руйнації нижньої частини приземної інверсії і переходу її в піднесену на висоті 300-500 м (рис. 2.11а). Вертикальний градієнт температури стає більше вологоадіабатичного, що посилює турбулентний обмін. Усе це зумовлює або підняття туману і перехід його в шарувату хмарність, або ж безпосереднє утворення хмарності. Для того, щоб хмарність перейшла в туман, потрібне зменшення вертикального градієнта температури до значень менше вологоадіабатичного або послаблення турбулентного обміну внаслідок зменшення швидкості вітру (рис. 2.11б). Вертикальна потужність туману з хмар, що опустилися, коливається у ширших межах – у 30% випадків верхня межа спостерігається на висоті 100-200 м, у 62% – 250-600 м.

Зазвичай верхня межа туману співпадає з нижньою межею інверсії, але, якщо крива точки роси має інверсійний профіль, туман проникає в шар інверсії.

Тривалість адвективних туманів визначається тривалістю існування синоптичного положення, при якому сформувалася адвекція тепла, і метеорологічних умов, необхідних для збереження туману.

Як правило, синоптичні процеси, при яких утворюються адвективні тумани, досить інертні, тому ці тумани можуть існувати від декількох годин до декількох діб.

Адвективні тумани зазвичай виникають одночасно на багатьох метеорологічних станціях, утворюючи, на відміну від радіаційних туманів, суцільну зону великої горизонтальної протяжності.

Орографічні тумани. На метеорологічних станціях, розташованих біля підніжжя і на схилах височин, відзначається збільшена повторюваність випадків з туманами. Це пов'язано з тим, що крім радіаційних і адвективних туманів у таких районах спостерігаються специфічні умови для утворення туманів схилів. Головною причиною утворення таких туманів є адіабатичне охолодження того повітря, що піднімається по навітряному схилу височин (тумани сходження) і стік холодного повітря з височин до її підніжжя (тумани стоків).

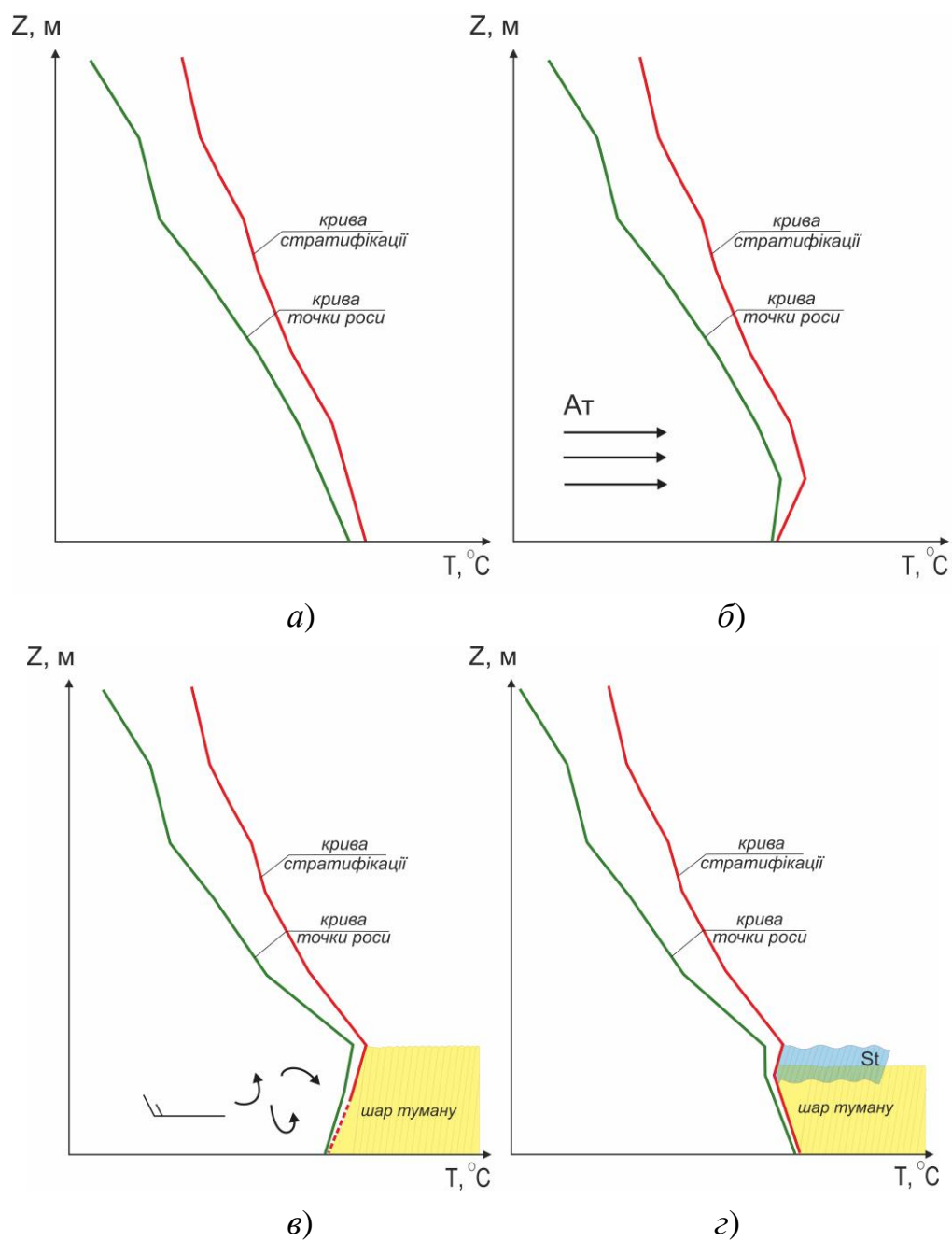


Рисунок 2.11 – Зміна профілю температури в процесі утворення адвективного туману

На станціях, розташованих нижче рівня утворення туману, може відзначатися наявність шаруватої хмарності, а на станціях, розташованих вище цього рівня, відзначають туман. Саме тому на опуклих формах рельєфу туман буде спостерігатися раніше та частіше, ніж на увігнутих. Це перша, чисто геометрична, причина впливу рельєфу на повторюваність туманів.

Друга, не менш важлива, причина впливу рельєфу на тумани – це адіабатичне охолодження повітря при його вимушеному піднятті по навітряному схилу височини. Досягнувши стану насичення водяна пара конденсується, утворюючи туман або хмарність. Обидва фактори мають зумовлювати збільшення кількості адвективних туманів на опуклих формах рельєфу.

Ступінь впливу адіабатичного охолодження залежить не лише від висоти рельєфу, але й від її форми та експозиції відносно переважаючих потоків. Річ у тому, що вимушене підняття повітря залежить від умов обтікання, які визначаються, з одного боку, характером височини, а з іншого – властивостями повітряного потоку. При стійкій стратифікації повітряний потік намагається обійти перепону або рухатися уздовж неї, відхиляючись у бік низького тиску. Якщо височина має обтічну форму, то ефект адіабатичного охолодження повітря у цьому випадку буде мізерно малий. Оскільки адвективні тумани спостерігаються при стійкій стратифікації, то очевидно, що найсприятливішими формами рельєфу мають бути долини, які звужуються і височини, які певним чином вигнуті та орієнтовані відносно переважаючих вітрів.

Перевалювання повітря залежить від характеру височини та вертикальної стійкості повітря. За умови обтічної окремої вершини та стійкої стратифікації переважає обтікання, а при нестійкій стратифікації (тим більш увігнутої до потоку височині) переважає перевалювання. Загалом, при стійкій стратифікації адіабатичне зниження температури при перевалюванні приблизно удвічі менше, ніж при вільному піднятті, тобто $0,5^{\circ}\text{C}/100$ м висоти.

Наприклад, на ст. Донецьк (висота 300 м) при південно-східному потоці на відстані 100-200 км від Донецька місцевість має перевищення приблизно 100 м. Відповідно, при розрахунку індивідуальних знижень температури поправка на адіабатичне зниження температури складає 1°C . Для ст. Сімферополь, при північно-східному вітрі, вона дорівнює $0,5^{\circ}\text{C}$.

Тумани стоків утворюються в низинах. Причиною утворення цього туману є стік холодного повітря по схилу височини донизу. При цьому холодне повітря опиняється знизу, а вище нього розташовується тепле, що

стає причиною утворення інверсії, під якою виникає туман. Вертикальна потужність туману становить, в середньому, 25-30 м.

Тумани випаровування можна класифікувати як тумани адвекції холоду. При цьому основним процесом насичення повітря водяною парою є випаровування з водної поверхні. Тумани випаровування частіше утворюються в холодну пору року над незамерзаючими морями (зокрема, в Україні над Чорним морем, наприклад рис. 2.12). Пізньої осені тумани можуть спостерігатися над озерами, річками й іншими водоймами.



Рисунок 2.12 – Туман випаровування над морем (м. Одеса, 27.01.2018)

Сприятливі умови для виникнення туманів цього типу створюються в сильно вихолодженому над сушею повітрі. Типовими синоптичними умовами утворення туманів випаровування є вторгнення холодного повітря у тилу циклонів. При надходженні холодного повітря на теплу поверхню води інверсія руйнується до висоти 50-100 м (рис. 2.13а). Шар повітря під інверсією стає нестійким і повітря у шарі, що прилягає до поверхні води, за рахунок виникнення міжрівневого обміну, насичується

водяною парою (рис. 2.13б). Інверсія перешкоджає подальшому вертикальному обміну і перенесенню сконденсованої водяної пари догори. Таким чином, у під інверсійному шарі відбувається конденсація, через яку утворюється туман.

Взимку, коли тумани випаровування спостерігаються найчастіше, різниця температур вода-повітря визначається лише температурою повітря, оскільки температура поверхні води у районах, де можливе льодоутворення, наближається до 0°C. У зв'язку з цим, при прогнозі надводного туману випаровування, основними предикторами є температура повітря і будь-яка характеристика вологості, яка визначає ступінь наближення повітря до стану насичення водяною парою (наприклад, відносна вологість, дефіцит точки роси тощо).

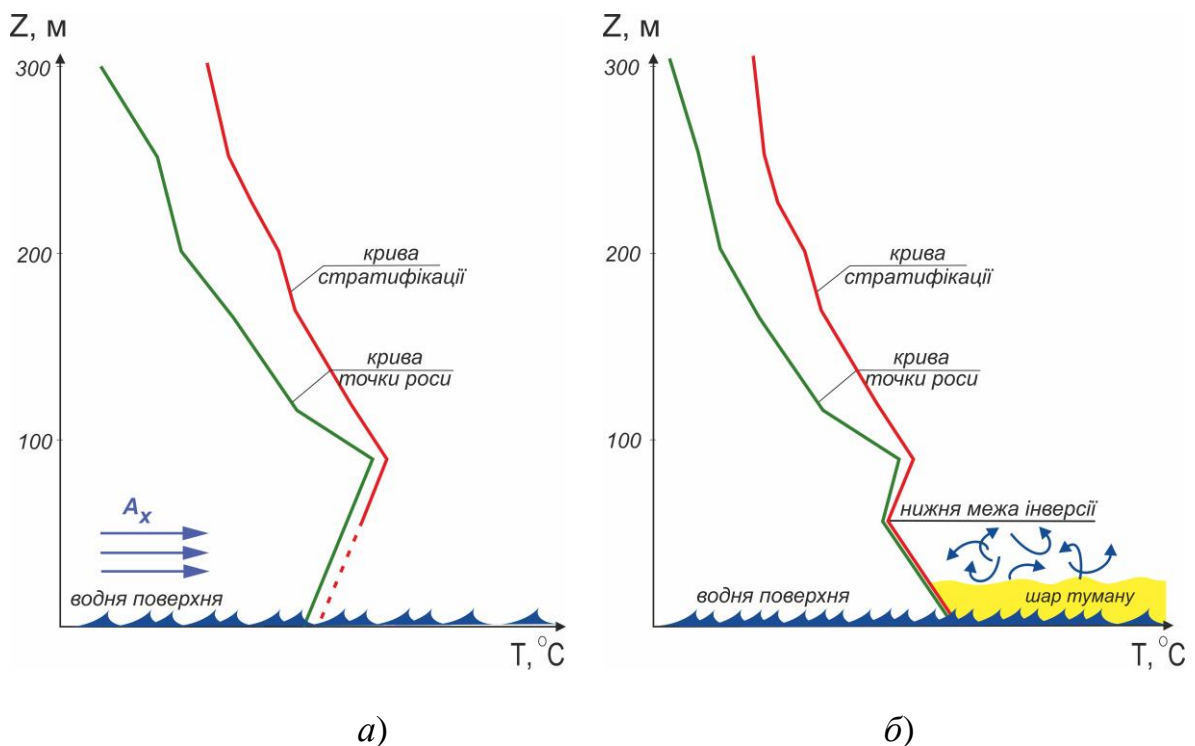


Рисунок 2.13 – Схема утворення туману випаровування

Суцільні високі тумани випаровування, як правило, утворюються при температурі повітря нижче -16°C. Інтенсивність випаровування пропорційна різниці температури води і повітря $T_{води} - T_{пов.}$. Коли ця різниця

перевищує 10°C утворюються тумани. Над Чорним морем максимум туманів спостерігається навесні при температурі води від 5 до 10°C.

Зазвичай тумани випаровування спостерігаються при швидкості вітру 1-3 м/с, при низьких температурах повітря туман може утворитися і існувати при швидкості вітру 5-6 м/с. Відносна вологість в тумані до висоти 150-200 м складає 100% і тільки з висоти 300-400 м відзначається її різке зменшення. У дні без туманів відносна вологість в шарі до 300-400 м майже постійна ($\approx 85\%$).

Кліматологічні характеристики туманів випаровування, такі як добовий і річний хід повторюваності, вертикальна потужність, частота градацій різниці $T_{води} - T_{нов}$, переважаючий напрям вітру, синоптичне положення тощо, залежать від місцевих умов.

При виносі надводного туману випаровування на сушу або водну поверхню вкриту льодом, туман швидко розсіюється.

Фронтальні тумани, як один з видів туманів випаровування, утворюються переважно в холодну пору року в порівняно вузькій зоні перед теплими фронтами і теплими фронтами оклюзії, що повільно рухаються, в холодному повітрі, насиченому водяною парою внаслідок випаровування тепліших крапель дощу і мряки. Туман утворюється при підвищенні вологості за рахунок випаровування крапель дощу або мряки, в результаті чого температура туманоутворення підвищується і досягає температури під фронтального холодного повітря. Додатковим чинником, що зумовлює утворення фронтальних туманів, є випаровування зі зволоженого ґрунту при турбулентному і адвективному охолодженні повітряної маси.

У зоні малорухомих холодних фронтів туман може утворитися при опусканні низьких хмар в результаті насичення нижнього шару повітря водяною парою через випаровування крапель дощу або зволоженою дощем теплішої поверхні ґрунту за умови слабкого турбулентного обміну під шаром хмар.

За даними досліджень приблизно у 65% випадків фронтальні тумани виникали при температурі нижче 0°C, переважно в інтервалі температурі

від 1 до -8°C . При цьому над некритим сніговим покривом ґрунтом відзначається дещо менше випадків туману (43%), ніж над снігом (57%).

Під час утворення туману переважна швидкість вітру становить 1-2 м/с, в окремих випадках туман утворювався при штилі. Швидкість вітру 6-8 м/с є граничною.

При утворенні фронтальних туманів спостерігається фронтальна інверсія, яка іноді може зливатися з приземною. При цьому температура повітря на рівні 850 гПа знаходиться у межах діапазону від 4 до -4°C , а біля землі на $3-5^{\circ}\text{C}$ нижче.

Фронтальні тумани, зазвичай, існують декілька діб, тому прогноз утворення фронтального туману, а також його розсіяння полягає у прогнозі переміщення фронту, з яким цей туман пов'язаний. При цьому, еволюція туману визначається змінами інтенсивності і фазового стану опадів та стратифікації приземного шару повітря.

При переході крапельних опадів у сніг щільність туману через висушувальну дію сніжинок буде зменшуватися.

Інтенсивність туману збільшуватиметься за умови підвищення стійкості атмосферної стратифікації під інверсійним фронтальним шаром. Якщо значення вертикального градієнту температури у нижньому кілометровому шарі $\gamma = 0,4-0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ і більше, то дощ почне розсіювати туман. Цей процес буде протікати тим швидше, чим вищою буде нижня межа хмарності і більшим значення вертикального градієнту температури. У випадку ізотермії у тому ж шарі слабкий і помірний дощ може зумовити послаблення туману в результаті часткової коагуляції крапель туману з краплями дощу, але не призведе до повного його розсіяння.

Отже, ми можемо сформулювати *метеорологічні умови*, які є сприятливими для утворення фронтальних туманів:

- випадіння опадів у суху холодну повітряну масу, що зумовлює її швидке насичення вологою (температура теплого повітря на верхній межі фронтального шару вище 0°C , а різниця між нею та температурою біля поверхні землі становить $3-5^{\circ}\text{C}$);
- дефіцит точки роси поза зоною фронтальних опадів менший 2°C ;

- швидкість вітру в холодному підфронтальному повітрі не перевищує 6 м/с.

Слід відрізнити передфронтальний туман, який найчастіше утворюється перед фронтом за 150-200 км і туман фронту і пов'язаний з опусканням хмар до земної поверхні. Потужність фронтальних туманів є характеристикою, яка важко визначається, оскільки верхня межа туману, зазвичай, зливається з хмарністю.

Для прогнозу фронтальних туманів, доцільно використовувати такі правила:

- якщо температура повітря біля поверхні землі перед теплим фронтом нижча, ніж температура точки роси за ним, то імовірний туман. Холодна земля, при цьому, є сприятливим фактором;

- якщо температура у дощі перевищує температуру змоченого термометра у холодному повітрі – утворюється туман або шарувата хмарність.

Тумани, пов'язані з діяльністю людини. Цей тип туманів, імовірність утворення яких на території України є невисокою, спостерігається в умовах сильного радіаційного вихолодження нижнього шару повітря над сніговим покривом.

Головною причиною утворення туману є додаткове зволоження морозного повітря при згоранні твердого або рідкого палива в міських опалювальних спорудах, сільських печей і роботі авіаційних двигунів.

Механізм утворення туману при сильних морозах пояснюється наступним чином. Паливні й вихлопні гази, що містять водяну пару, при виході мають високу температуру і меншу густину порівняно з навколишнім повітрям. Саме тому вони можуть підніматися на висоту декілька десятків метрів навіть в умовах штилю і потужної приземної або піднесеної інверсії. Наявність слабкого вітру і невеликого збільшення його швидкості з висотою викликає турбулентне перенесення водяної пари вгору до висоти 50-200 м.

При змішуванні теплих і багатих вологою паливних і вихлопних газів з холодним і менш вологим повітрям досягається стан насичення. В результаті відбувається конденсація водяної пари у вигляді зародкових

крапель, які створюють перенасичення по відношенню до льоду. При температурі -30°C і нижче краплі швидко замерзають і перетворюються на кристали льоду. Внаслідок тривалого надходження водяної пари кількість крижаних кристалів безперервно збільшується, що стає причиною утворення туману.

Перенасичення повітря досягається при певній критичній температурі і відносній вологості навколишнього повітря. Критична температура насичення повітря $T_{кр}$ при атмосферному тиску 1000 гПа визначається наступними значеннями відносної вологості R по відношенню до води (табл. 2.1):

Таблиця 2.1 – Значення відносної вологості повітря для критичних значень температури насичення повітря $T_{кр}$ при атмосферному тиску 1000 гПа

$R, \%$	100	90	60	0
$T_{кр}, ^{\circ}\text{C}$	-29	-33	-36	-39

Отже, чим меншою є початкова відносна вологість повітря, тим нижчою є критична температура утворення туману. При температурі нижче -39°C крижаний туман може утворитися при будь-якому значенні відносної вологості.

Туман при сильних морозах утворюється, як правило, при штилі біля землі, а в нижньому шарі до 300 м можливе посилення вітру до 1-3 м/с. Верхня межа туману розташовується на висоті 50-100 м, рідше до 200 м.

Туман розсіюється, коли припиняється надходження водяної пари, а швидкість вітру збільшується до значень понад 3-4 м/с.

У районі великих міст цілодобовий викид паливних і вихлопних газів зумовлює настільки велику кількість водяної пари, що вплив останньої позначається на утворенні радіаційного туману вже при температурі -16°C і нижче.

Питання для самоперевірки:

1. Яке значення горизонтальної дальності видимості приймається за критеріальне для туманів?
2. Як тумани класифікуються за інтенсивністю?
3. На які види поділяються тумани за фізичними механізмами їх утворення?
4. Під впливом яких чинників може зростати водність туману?
5. Які чинники впливають на зниження температури повітря?
6. Як залежить видимість в тумані від його водності та величини зниження температури при його утворенні?
7. Перелічіть сприятливі синоптичні умови для формування радіаційних і адвективних туманів.
8. Перелічіть сприятливі метеорологічні умови для формування радіаційних і адвективних туманів.
9. Охарактеризуйте стадії розвитку радіаційного туману.
10. Чим визначається тривалість існування адвективного туману?
11. Як тип стратифікації атмосфери впливає на адіабатичне зниження температури при формуванні орографічних туманів?
12. Яка величина визначає інтенсивність випаровування з водної поверхні при формуванні туманів випаровування?
13. Якими правилами користуються при прогнозі фронтальних туманів?

2.2 ПРОГНОЗ РАДІАЦІЙНИХ ТУМАНІВ

2.2.1 Загальні відомості про радіаційні тумани і способи їх прогнозу

Згідно з дослідженнями М. Є. Берлянда 69% радіаційних туманів виникає при плюсовій температурі і 39% виникає над сніговим покривом. Радіаційний туман найчастіше спостерігається при температурі від 1 до 15°C, в інтервалі від -6 до -15°C туман утворюється рідко. При температурі нижче -16°C повторюваність радіаційного туману збільшується внаслідок підвищеного вмісту в повітрі ядер сублімації. Ця статистика зумовлюється тим, що при плюсовій температурі випаровування вологи з поверхні ґрунту відбувається інтенсивніше. При цьому спостерігатиметься істотне збагачення приземного шару повітря водяною парою. Над сніговим покривом відбувається безперервна конденсація (сублімація) водяної пари в тонкому шарі повітря, яке прилягає безпосередньо до снігового покриву, тобто у цьому шарі досягається стан насичення над льодом.

У теплу пору року повторюваність виникнення туману над вологим ґрунтом значно більше, ніж над сухим.

Утворення радіаційних туманів носить як би локальний характер, що пов'язано з впливом місцевих фізико-географічних умов. Як наслідок, зона туманів суцільно не охоплює великі площі, а її розподіл носить «плямистий» характер.

Вертикальна потужність радіаційного туману становить переважно 100-300 м, але в деяких випадках вона не перевершує 50-100 м. Верхню межу туману можна визначити за допомогою аерологічної діаграми. Дефіцит точки роси в шарі туману мало змінюється з висотою і на верхній межі туману при температурі від 0 до -4°C він знаходиться в межах 0,0-0,5°C, при температурі від -5 до -12°C не перевищує 2°C, а при -16°C не перевищує 3°C. Над шаром туману дефіцит різко зростає, що виражається в різкому відхиленні кривої точки роси ліворуч від кривої стратифікації.

Тривалість існування радіаційного туману пов'язана з часом його утворення. Зазвичай, тривалішими є тумани, які виникають в першу

половину ночі. Тумани, що виникли перед сходом Сонця, швидко розсіюються. За даними М. Є. Берлянда у 70% випадків туманів спостерігається їх тривалість не більше 3 годин, у 25% випадків вона становить від 4 до 9 годин і лише у 5% випадків 10 годин і більше.

Розсіяння туману відбувається «на місці» після сходу Сонця при інтенсивному прогріванні підстильної поверхні і незначній швидкості вітру. Швидке підвищення температури в шарі туману зумовлює руйнування інверсії, краплі туману випаровуються, а водяна пара, за рахунок вертикальних рухів, переноситься у верхні шари граничного шару атмосфери. Видимість в тумані поступово покращується. Розсіяння туману «на місці» найчастіше спостерігається на початку і середині літа.

У кінці літа і у перехідні періоди року найчастіше радіаційний туман розсіюється, переходячи в хмарність піднесеного туману (*St* або *St fr*). У окремих випадках хмарність може існувати усю першу половину дня. Чим більша площа зайнята радіаційним туманом, тим довше існує туман або хмарність піднесеного туману.

У загальному випадку, утворення туману зумовлюється встановленням певного співвідношення між температурою і вологістю повітря у приземному шарі. Умовою початку конденсації є підвищення відносної вологості повітря до 100%, що означає рівність значень температури і температури точки роси. Відповідно, прогноз туману зводиться до прогнозу змін температури і вологості повітря.

Короткостроковий прогноз туману містить 2 етапи. Перший полягає у прогнозуванні метеорологічного фону, на якому можливе чи неможливе утворення туману. Для цього залучаються прогнози синоптичного положення, вітру, температури і вологості повітря, які реалізуються за допомогою чисельних методів прогнозу. Якщо сприятлива синоптична ситуація вже має місце, проводиться уточнення прогнозу радіаційного туману.

Другий етап, який має місце у випадку очікування сприятливих для утворення туману умов, відноситься до локального прогнозу і полягає у розв'язанні наступних питань:

- очікується чи ні утворення туману?

- коли очікується утворення туману?
- які очікуються видимість в тумані та його вертикальна товщина?
- коли туман розсіється (час розсіяння)?

У більшості способів прогнозу радіаційного туману в якості початкової використовується інформація за вечірній термін, тобто за 18-19 годин. Це зумовлено тим, що після цього часу у середніх широтах припиняється приплив короткохвильової сонячної радіації до підстильної поверхні і головною причиною зниження приземної температури повітря стає її довгохвильове випромінювання.

Наявні способи прогнозу радіаційних туманів умовно можна розділити на дві групи – емпірико-статистичні і теоретичні. Перші базуються на результатах статистичної обробки даних метеорологічних спостережень, другі – на термо- і гідродинамічних законах зміни температури і вологості повітря.

Першу групу можна умовно розділити на два способи.

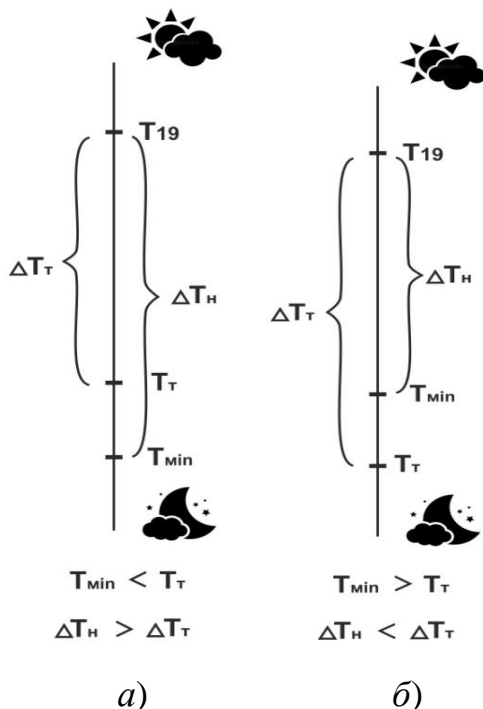


Рисунок 2.14 – До прогнозу утворення радіаційного туману
 а) для випадку утворення туману;
 б) для випадку відсутності туману.

Перший, це той, у якому передбачається розрахунок і порівняння двох величин – температури туманоутворення T_m і мінімальної температури T_{min} .

У випадку $T_m > T_{min}$ ($\Delta T_n < \Delta T_m$) в прогнозі вказується туман (рис. 2.14a), якщо ж $T_m < T_{min}$ ($\Delta T_n > \Delta T_m$), то прогнозується його відсутність (рис. 2.14б). Якщо T_m буде на 1-2°C менше T_{min} , то імовірно утворення серпанку.

Інші способи прогнозу першої групи засновані на отриманні аналітичних або графічних дискримінантних функцій.

Способи цієї групи передбачають формулювання прогнозу туману у категоричній формі шляхом уведення початкових даних у розрахункову формулу або графік.

2.2.2 Прогноз температури туманоутворення (Fog point)

Утворення радіаційного туману, головним чином, зумовлюється локальними змінами температури і вологості (адвективні зміни точки роси незначні). Розглянемо цей процес детальніше.

Процес досягнення температури туманоутворення (Fog point) відбувається наступним чином. У момент заходу Сонця (t_0) температура повітря і точка роси мають значення T_0 і T_d (рис. 2.2). Протягом ночі температура повітря знижується швидше, ніж температура точки роси. За умови $T = T_d$ відносна вологість повітря становитиме 100%. Але при наявності гігроскопічних ядер конденсація почнеться дещо раніше, а саме при температурі повітря T_k (час конденсації t_k), що перевищує температуру точки роси на деяку величину ΔT_1 . При цьому, туман утворюється не в момент початку конденсації, а тоді, коли в одиниці об'єму повітря утворюється концентрація крапель, яка відповідає погіршенню видимості до значень ≤ 1 км (t_{\equiv}). Тобто після початку конденсації потрібне певне додаткове зниження температури ΔT_2 , за умови, що точка роси протягом даного проміжку часу буде повільно знижуватися.

Необхідне для утворення туману зниження температури складається з двох величин: зі зниження температури до значення температури точки роси $\Delta T_1 = T - T_d$ і додаткового зниження ΔT_2 , яке необхідне, щоб сконденсувати кількість води у об'ємі повітря (δ , г/м³), яка б відповідала туману.

Таким чином, у дещо спрощеному виді, це можна сформулювати так – температура туманоутворення буде дорівнювати температурі точки роси у початковий момент T_{d0} , зменшеній на величину ΔT_2 , яка потрібна для досягнення необхідного значення (яке погіршить видимість < 1000 м) сконденсованої вологи у одиниці об’єму повітря. Формула для розрахунку температури туманоутворення, відповідно, матиме вид

$$T_{\tau} = T_{d0} - \Delta T_2, \quad (2.3)$$

де T_{d0} – температура точки роси у вихідний момент часу t_0 (рис. 2.15);
 ΔT_2 – величина потрібного зниження температури точки роси від часу t_k до часу утворення туману t_{\equiv} .

У такому разі нічне зниження температури, необхідне для утворення туману, матиме вид

$$\Delta T_{\text{н}} = D_0 + \Delta T_2,$$

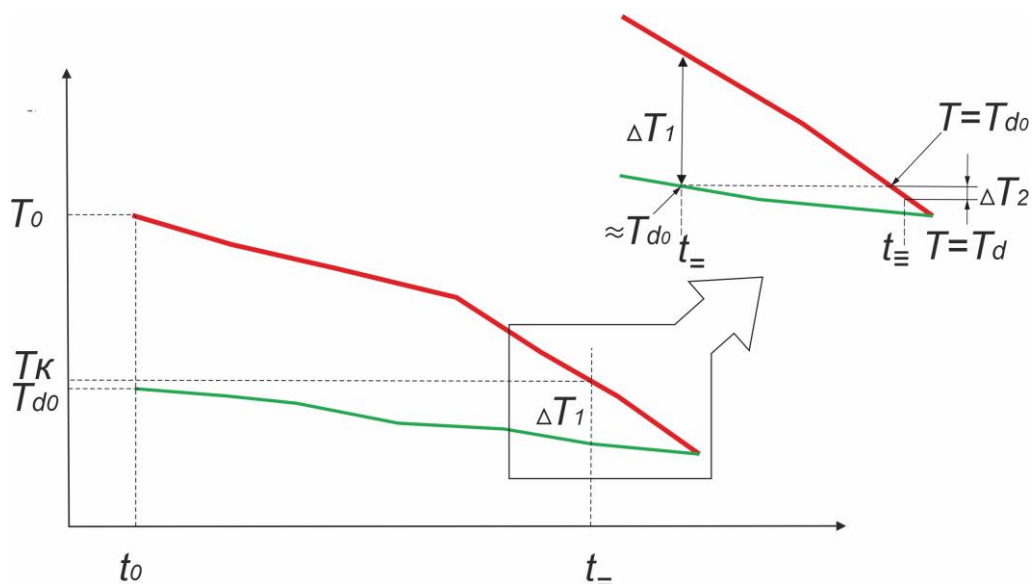


Рисунок 2.15 – До прогнозу температури туманоутворення

Розглянемо деякі методи розрахунку температури туманоутворення.

Прогноз температури туманоутворення за методом Сандерса (*Saunders Fog Point Method*) містить у собі порядок дій прогнозіста у загальному випадку, а також у двох специфічних типах випадків – I та II (рис. 2.16).

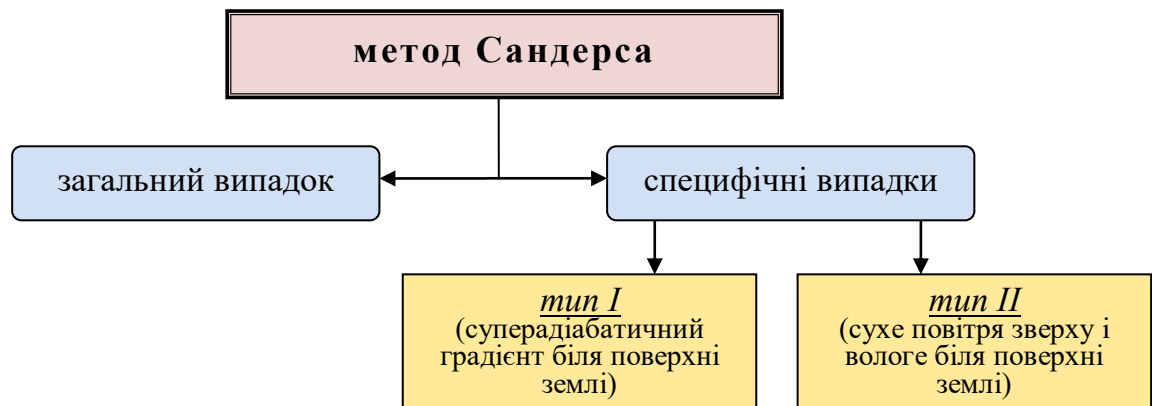


Рисунок 2.16 – До використання методу Сандерса для визначення температури туманоутворення

У загальному випадку порядок визначення температури туманоутворення полягає у наступному (рис. 2.17):

1) від фактичних значень температури повітря біля поверхні землі та температури точки роси T_d у денний максимум визначити висоту рівня конденсації;

2) провести горизонтальну лінію на його рівні;

3) з точки перетину цієї лінії з кривою точки роси спуститися уздовж ізограми до ізобари приземного тиску. Знайдена температура і буде температурою туманоутворення.

Для специфічних випадків стратифікації температури і вологості повітря Сандерс пропонує два інші алгоритми. У випадку *типу I* порядок визначення температури туманоутворення такий (рис. 2.18):

1) визначити частину кривої стратифікації, для якої характерний суперadiaбатичний градієнт;

2) ігноруючи цей відрізок кривої стратифікації, продовжити до рівня ізобари приземного тиску її вище розташований профіль;

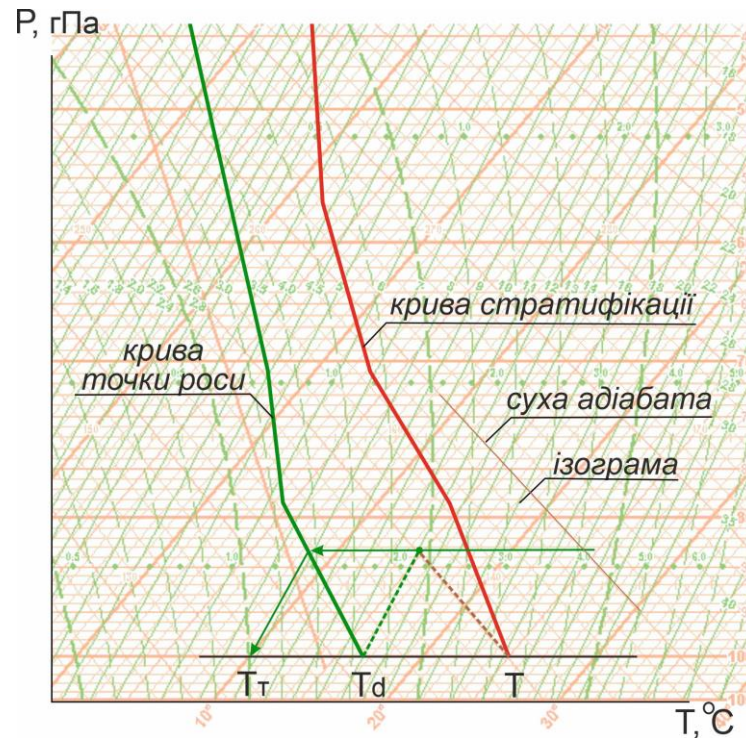


Рисунок 2.17 – Прогноз температури туманоутворення за методом Сандерса (загальний випадок)

3) від одержаного значення приземної температури та значення температури точки роси у момент денного максимуму визначити рівень конденсації;

4) подальші дії згідно п.п. 2 та 3 для загального випадку.

Тип II специфічних випадків розподілу температури і вологості з висотою стосується такої структури їх розподілу, коли з певного рівня у граничному шарі спостерігається різке збільшення значень дефіциту точки роси, але при цьому у нижніх шарах розташовується вологе повітря (рис. 2.19). У цьому випадку дії прогнозіста за стандартною процедурою призводять до хибних результатів.

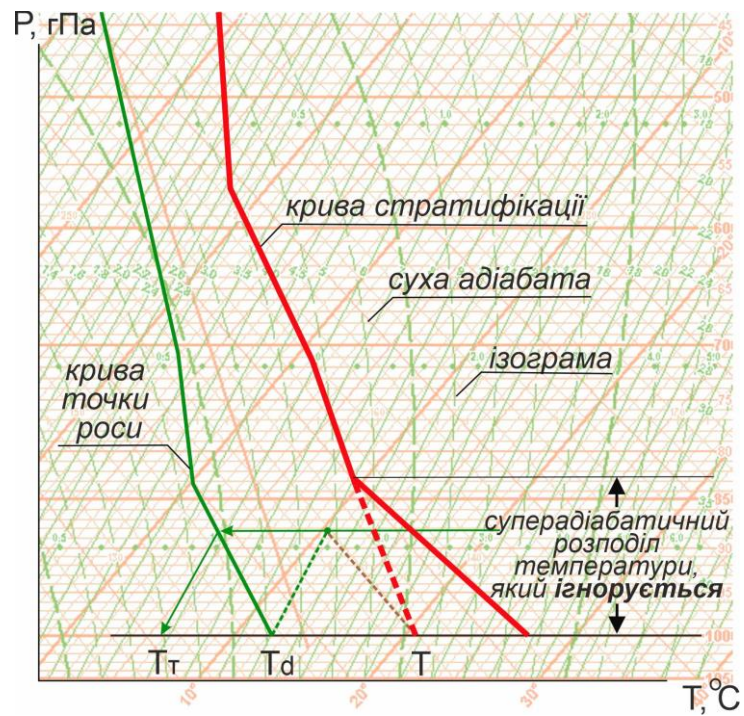


Рисунок 2.18 – Прогноз температури туманоутворення за методом Сандерса (специфічний випадок, *тип I*)

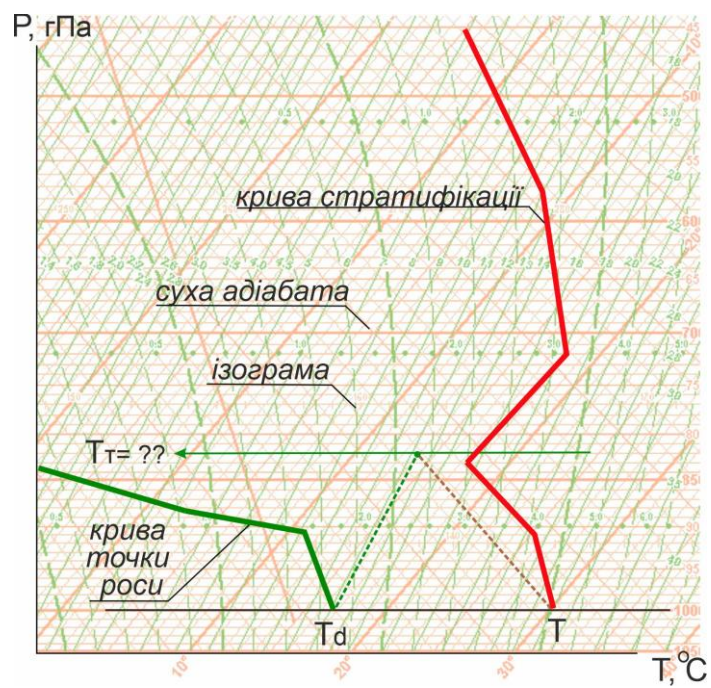


Рисунок 2.19 – До визначення температури туманоутворення (специфічний випадок, *тип II*)

У цьому випадку прогнозіст повинен (рис. 2.20):

- 1) проігнорувати відрізок кривої точки роси, з якого починається різке збільшення дефіциту точки роси;
- 2) продовжити той профіль кривої точки роси, який спостерігається у нижче розташованому шарі, зайнятого вологим повітрям;
- 3) від значення приземної температури та значення температури точки роси у момент денного максимуму визначити рівень конденсації, провести горизонтальну лінію на його рівні;
- 4) від точки перетину цієї лінії з проекстрапольованим профілем кривої точки роси спуститися уздовж ізограми до ізобари приземного тиску, де зняти значення температури туманоутворення.

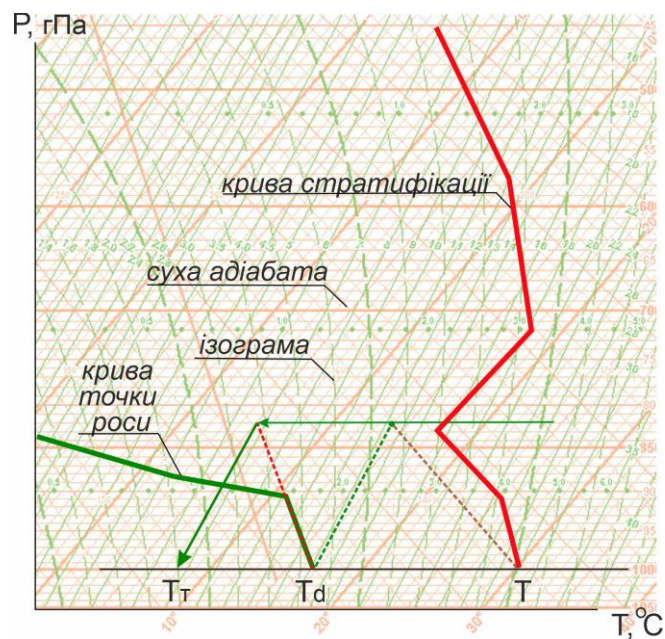


Рисунок 2.20 – Прогноз температури туманоутворення за методом Сандерса (специфічний випадок, тип II)

Крім цього, Сандерс рекомендує дотримуватися таких загальних рекомендацій:

- якщо інверсія осідання знаходиться у межах 30 гПа шару від поверхні землі, то температура туманоутворення буде дорівнювати температурі точки роси біля поверхні землі;

- якщо вдень спостерігався дощ, то значення температури туманоутворення буде дещо вищим розрахункового;

- якщо радіозонд піднімався під дощем, то значення температури туманоутворення буде дещо нижчим розрахункового;

- якщо після досягнення денного максимуму температури морський бриз сягає пункту прогнозу, значення температури точки роси у прибережному районі використовується в якості температури туманоутворення;

- якщо розрахункова температура туманоутворення нижче 0°C , то дійсна температура туманоутворення також буде дещо нижчою через утворення паморозі.

Спосіб А. С. Зверєва. Прогноз температури туманоутворення розробляється за значеннями температури T і відносної вологості повітря R за 18 (19) годин з використанням номограми (рис. 2.21).

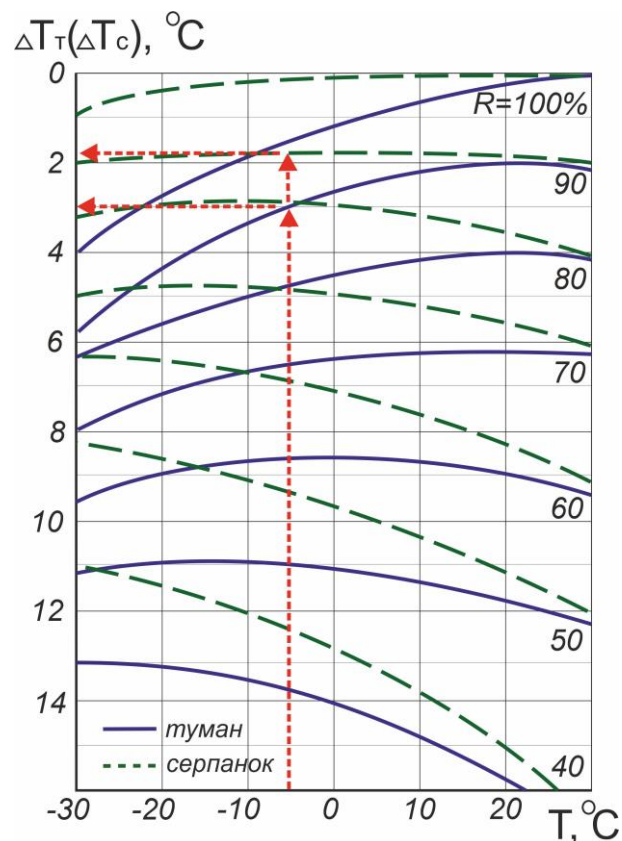


Рисунок 2.21 – Номограма для визначення нічного зниження температури ΔT_m , необхідного для виникнення туману (пунктирні криві для серпанку)

При цьому за допомогою суцільних ліній визначається зниження температури, необхідне для утворення туману (ΔT_m), а за допомогою пунктирних – для утворення серпанку (ΔT_c).

Далі за формулою $T_m = T_0 - \Delta T_m$ ($T_c = T_0 - \Delta T_c$) визначається температура туманоутворення (температура утворення серпанку).

Порядок розрахунку ΔT_m (ΔT_c) показаний на номограмі стрілками.

Інший спосіб визначення температури туманоутворення, запропонований А.С.Зверевим, полягає у її визначенні за даними про температуру точки роси о 18 год. (рис. 22).

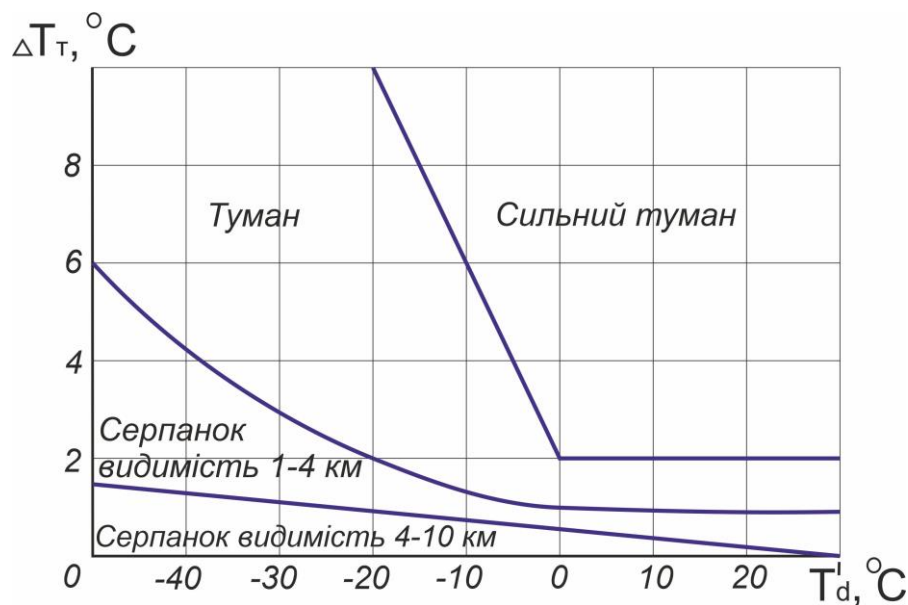


Рисунок 2.22 – Номограма для розрахунку додаткового зниження температури повітря ΔT_m , необхідного для утворення туману різної інтенсивності за даними про температуру точки роси за 18 год. місцевого часу

Спосіб Б. В. Кірюхіна. Початковими даними для прогнозу є значення температури повітря і відносної вологості за 18 або 19 годин. Прогноз температури необхідної для утворення туману різної інтенсивності розробляється за допомогою номограми, зображеної на рис. 2.23.

Рекомендується наступна послідовність дій:

1. За даними T і R в початковий строк по нижній частині номограми визначається величина ΔT_1 – зниження температури необхідне для досягнення повітрям стану насичення.

2. Від значення початкових значень температури і відносної вологості повітря, піднятися вгору паралельно тонким похилим лініям до ізолінії відносної вологості 100%. Далі по верхній частині номограми необхідно піднятися вертикально вгору до похилої лінії, що визначає інтенсивність туману і за шкалою зняти величину зниження температури ΔT_2 , необхідну для утворення туману певної інтенсивності.

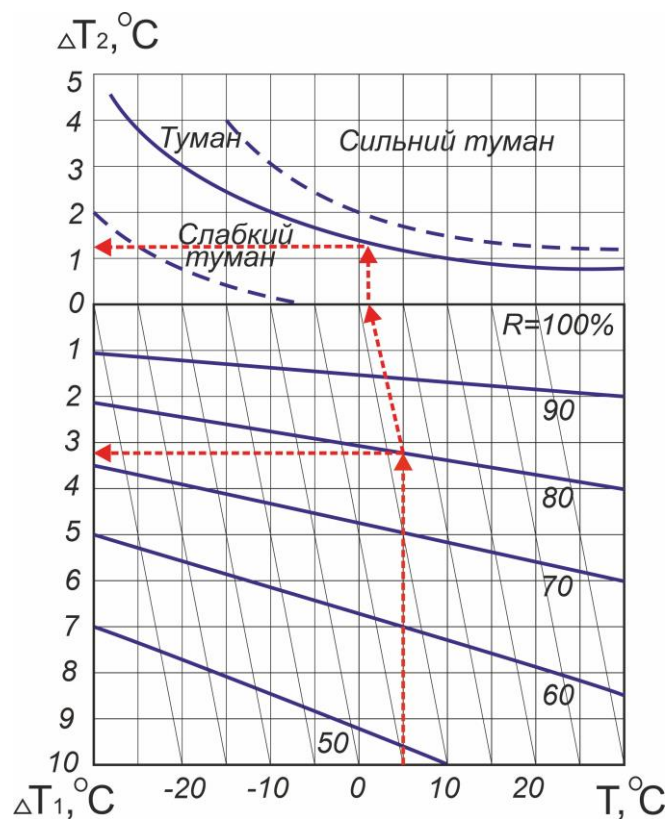


Рисунок 2.23 – Номограма Б. В. Кірюхіна для визначення величини ΔT_m при прогнозі радіаційного туману

3. За формулою

$$T_m = T_0 - \Delta T_1 - \Delta T_2 - \Delta T_d \quad (2.4)$$

розраховується значення температури туманоутворення, яка відповідатиме утворенню туману певної інтенсивності. При незначному локальному зниженні температури точки роси приймається $\Delta T_d \approx 0$.

Метод Кредока і Прічарда (Craddock & Prichard Method).
Розрахункова формула має вид:

$$T_f = 0,044T + 0,844T_d - 0,55 + A,$$

де T_f – температура туманоутворення; T – максимальна температура;
 T_d – температура точки роси при денному максимумі температури;
 A – змінний коефіцієнт.

Формула розроблена для використання даних радіозондування за 12 UTC. Змінний коефіцієнт A розраховується шляхом визначення середнього значення кількості хмарності та швидкості геострофічного вітру ввечері, середині ночі та зранку за даними табл. 2.2

Таблиця 2.2 – До визначення коефіцієнту A

Середня кількість хмарності, октанти	Середня швидкість геострофічного вітру, м/с	
	0-6	7-13
0-2	0,0	-1,5
2-4	0,0	0,0
4-6	+1,0	+0,5
6-8	+1,5	+0,5
Середнє прогностичне значення для 18 та 06 UTC		

2.2.3 Фізико-статистичні способи прогнозу радіаційних туманів

Прогностичні висновки щодо можливості утворення туману за способом Сандерса пропонується робити на підставі різниці між температурою туманоутворення і мінімальною температурою $\Delta T = T_m - T_{min}$ за даними табл. 2.3.

Таблиця 2.3 – До визначення можливості утворення туману за методом Сандерса

Значення ΔT , °C	Прогностичний висновок
$\Delta T > 0$	очікується туман
$0 < \Delta T < -2$	очікується серпанок з осередками туману в улоговинах та над річками
$\Delta T \leq -2$	туман не очікується

Спосіб А. С. Зверєва. Цей спосіб є універсальним, оскільки пройшов успішні випробування в різних регіонах. Його ефективність може бути підвищена шляхом розрахунку місцевої поправки при прогнозі мінімальної температури. Перша складова цього способу, яку було розглянуто вище, полягає у визначенні температури туманоутворення. Другою необхідною складовою для прогнозу туману є визначення величини нічного зниження температури ΔT_n і, відповідно, мінімальної температури повітря T_{min} .

Початковими даними для прогнозу є:

- T_0 – температура повітря о 18 або 19 годині;
- R – відносна вологість у той же момент часу;
- прогноз кількості і форми хмарності на ніч;
- V – прогноз швидкості вітру на ніч;
- φ – місцева поправка; Δt – тривалість ночі.

Прогноз туману розробляється за допомогою діаграм в наступному порядку.

1. За даними T і R за 18 (19) годин визначається можливе

зниження температури повітря необхідне для утворення серпанку ΔT_c або туману ΔT_m (рис. 2.21). З номограми видно, що чим більшою є відносна вологість в початковий момент часу, тим менше зниження температури потрібне для утворення туману.

2. За даними T і R за 18(19) годин визначається можливе зниження температури ΔT_n в нічний час при ясному небі без урахування швидкості вітру (рис. 2.24).

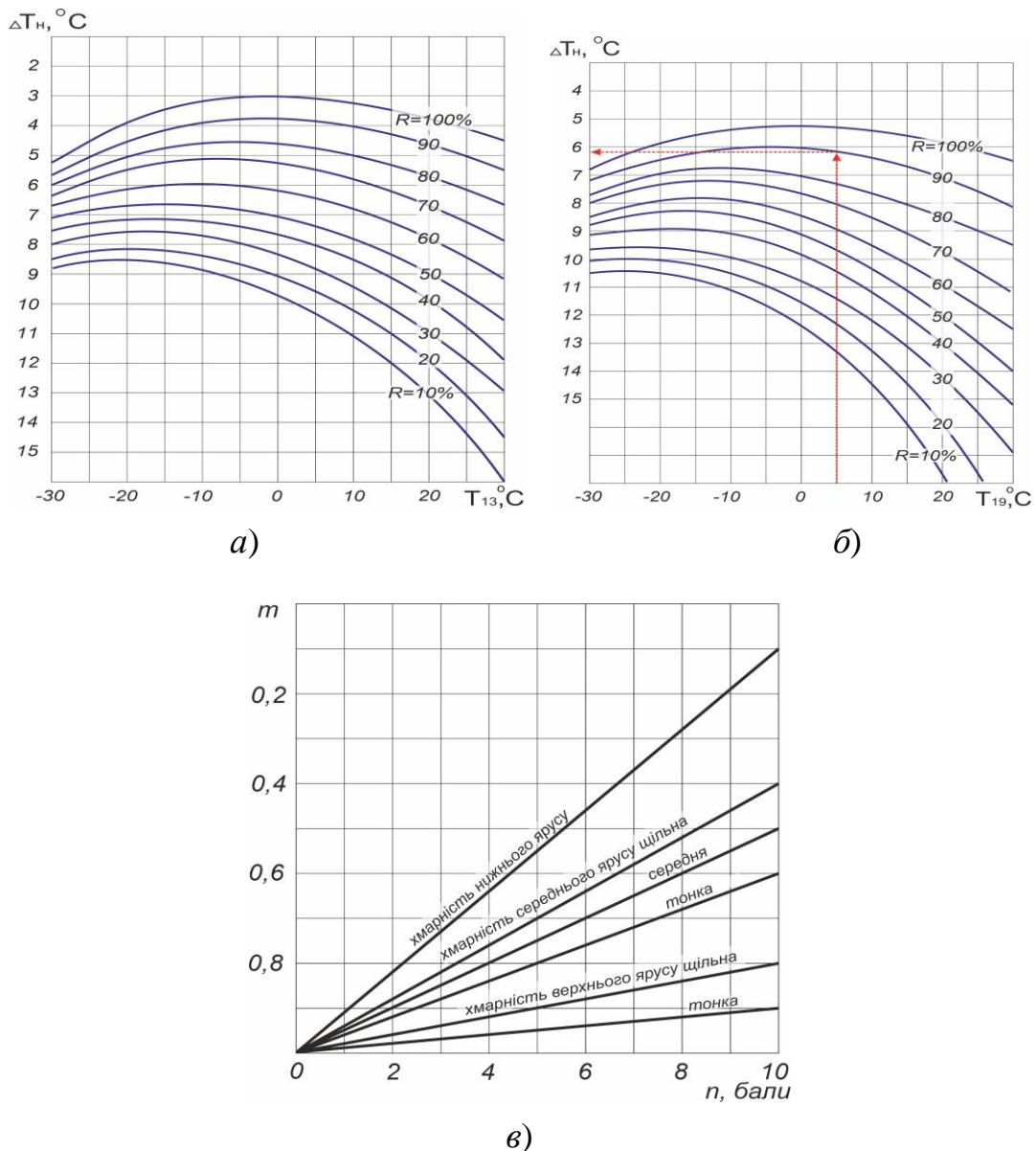


Рисунок 2.24 – Номограми для визначення нічного зниження температури при ясному небі ΔT_n за даними 13 (а) та 19 (б) годин і коефіцієнта m (в)

3. За даними прогнозу кількості і форми хмарності на ніч визначається коефіцієнт m , що враховує вплив хмарності на нічне зниження температури (рис. 2.24в).

4. За значеннями ΔT_n , прогностичної швидкості вітру і коефіцієнта m визначається можливе пониження температури повітря в нічний час ΔT_n випр (рис. 2.25). Значення мінімальної температури повітря можна розрахувати за формулою

$$T_{min} = T_{19} - \Delta T_n \text{ випр}.$$

6. Висновок про можливість виникнення туману (серпанку) здійснюється шляхом порівняння T_{min} і T_m (ΔT_n випр і ΔT_m) за схемою, наведеною на рис. 2.15.

Якщо $T_m > T_{min}$ (ΔT_n випр < ΔT_m) – прогнозується туман, якщо ж $T_m < T_{min}$ ($\Delta T_n > \Delta T_m$) – прогнозується його відсутність або наявність серпанку.

Перевага способу у тому, що в ньому досить повно враховується початковий і майбутній стан атмосфери. Оптимізація способу легко виконується шляхом розрахунку місцевої поправки для кожного місяця року, для конкретної синоптичної обстановки, що виключає кропітку роботу по побудові нових уточнених номограм.

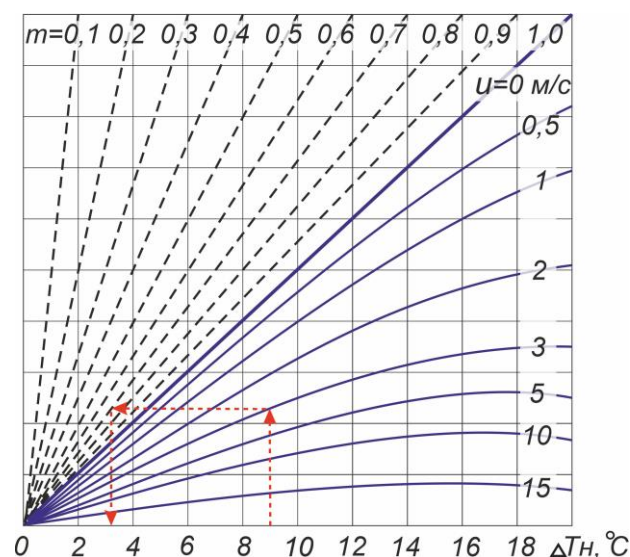


Рисунок 2.25 – Номограма для визначення нічного зниження температури з урахуванням хмарності і швидкості вітру

Спосіб М. Є. Берлянда. Початковими даними для прогнозу туману є метеорологічні спостереження за 13 або 19 годин:

- температура повітря T_0 та температура точки роси T_d ;
- прогноз кількості і форми хмарності;
- швидкість вітру;
- абсолютна вологість e_0 ;
- візуальна оцінка стану ґрунту (сухий, вологий, мокрий). Ґрунт приймається мокрим, якщо на його поверхні є калюжі, вологим – ґрунт зволожений опадами, але калюжі відсутні;
- час заходу і сходу Сонця.

Крім цього, для розрахунку середньої температури залучаються дані її вимірювань за 01, 07, 13 та 19 годин (при використанні даних за 13 годин береться T_{19} за попередню добу).

Алгоритм прогнозу включає деякі попередні розрахунки для подальшого використання номограми, представленої на рис. 2.26.

1. Обчислюється середнє значення температури за попередню добу за формулою (2.5), що дозволяє врахувати вплив її добового ходу на величину можливого зниження температури протягом прогностичного періоду

$$\bar{T} = \frac{2T_0 + T_{-6} + T_{-12} + T_{-18}}{5} \quad (2.5)$$

$$\bar{T} = \frac{2T_{19} + T_{13} + T_{07} + T_{01}}{5} .$$

2. Розраховується температура туманоутворення за формулою

$$T_T = \frac{2T_{d18} + T_{d12} + T_{d06} + T_{d00}}{5} . \quad (2.6)$$

3. Оскільки зміна температури повітря в нічний час визначається величиною ефективного випромінювання E , яка залежить від початкових значень температури, вологості повітря і від стану неба, то за значеннями

\bar{T} і T_{d18} визначається величина ефективного випромінювання E_o при безхмарному стані неба (дії, позначені стрілками 1, 2, 3 на рис. 2.26).

Для визначення величини ефективного випромінювання E від початкового значення T_0 необхідно зміститися униз до відповідного значення парціального тиску e_0 (стрілка 1), після чого горизонтально переміститися до перетину з кривою, яка відповідає прогностичній кількості і формі переважаючої вночі хмарності (стрілка 2).

4. Після цього переміститися вертикально вгору (стрілка 3), де на перетині з горизонтальною віссю зняти значення ефективного випромінювання E .

При наявності даних температурного зондування атмосфери близького за часом до моменту складання прогнозу можна увести поправку до величини ефективного випромінювання E на стратифікацію атмосфери (табл. 2.4). У ній наведені поправки до E в залежності від величини відхилення фактичного градієнту температури в шарі 0-500 м від його середнього значення для цього часу, що дорівнює $0,6^\circ\text{C}/100\text{ м}$.

Таблиця 2.4 – Поправки до величини ефективного випромінювання E на стратифікацію атмосфери

$\gamma_{\text{сер}} - \gamma_0,$ $^\circ\text{C}/100\text{ м}$	-0,3	0,3	0,6	0,9	1,2	1,5
поправка до $E,$ кал/см ² ·хв	0,03	0,01	-0,003	-0,04	-0,05	-0,07

Поправка відкладається з урахуванням знаку від точки перетину вертикалі, проведеної від ізолінії хмарності з віссю ефективного випромінювання. Подальша побудова проводиться від виправленого значення E . Введення поправок до величини ефективного випромінювання дає кращі результати при наявності інверсії температури. Такий розподіл температури у денні години в малоградієнтних баричних полях може спостерігатися у перехідні періоди року.

5. Від одержаної величини E , піднятися вгору до прогностичного значення швидкості вітру і стану зволоженості (A – сухий, B – вологий, B – мокрий) ґрунту (стрілка 4 до точки A). Від точки A проводиться

горизонталь до перетину з похилою прямою (відрізок AB), що відповідає вихідному строку, місяцю та широті місця φ (широта враховується лише при початковому строку 19 год. у червні та липні). Строку 19 год. відповідають пунктирні, а строку 13 год. – суцільні похилі прямі. Позначення над цими лініями означають проміжки часу між вихідним строком та часом сходу Сонця і використовуються у випадку відмінності вихідного строку від 13 або 19 год.

6. Від визначеної таким чином точки B опускається вертикаль у праву нижню частину номограми до перетину з горизонтальною прямою, яка дорівнює розрахованому значенню \bar{T} (стрілка 5). Від цієї точки проводиться лінія паралельно похилим пунктирним прямим до перетину з вертикальною віссю, де знімається значення очікуваної мінімальної температури повітря T_{min} (стрілка 6).

7. Шляхом порівняння T_m і T_{min} робиться висновок про можливість утворення туману. Якщо $T_m > T_{min}$, то очікується утворення туману, якщо $T_m < T_{min}$ на $1-2^\circ\text{C}$ – утворюється серпанок.

Спосіб М. Є. Берлянда зазвичай використовується при стійкому внутрішньомасовому процесі, коли повітряна маса знаходиться в цьому районі 2-3 дні. Перевага способу полягає в урахуванні цілого комплексу метеорологічних умов, у тому числі і стану ґрунту.

Спосіб І. В. Кошеленко розроблений для території України. В результаті процедури відбору найінформативнішими предикторами виявилися дефіцит точки роси $(T-T_d)_{18}$ у вечірні години, тобто до 18 або 19 години, прогностична швидкість вітру V_{np} , мінімальна температура T_{min} або величина можливого зниження температури від початкового моменту часу до сходу Сонця $\Delta T_n = T_{18} - T_{min}$.

Дискримінантна функція для прогнозу туману і рівняння регресії для прогнозу видимості в ньому мають вид:

$$D = 1,743 + 0,76 \cdot (T_{d18} - T_{min}) - 0,35 \cdot V_{np}, \quad (2.7)$$

$$S_{min} = 1,751 + 0,372 \cdot (T_{d18} - T_{min}) - 0,454 \cdot V_{np}. \quad (2.8)$$

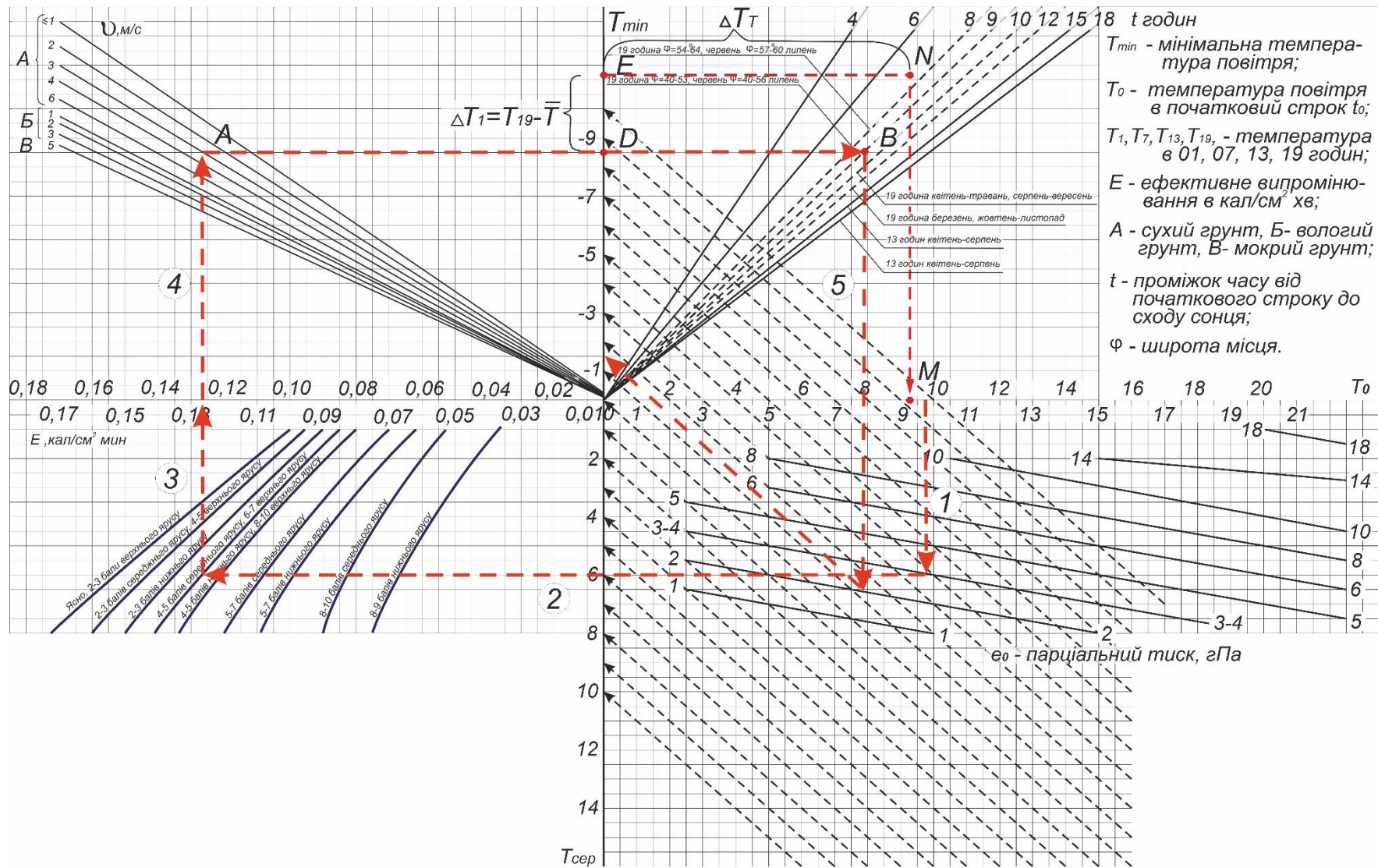


Рисунок 2.26 – Номограма для прогнозу радіаційного зниження температури повітря і визначення часу утворення радіаційного туману

Туман прогнозується якщо $D > 0$. Мінімальна видимість в тумані S_{min} розраховується в км.

За певних початкових умов прогностичні виводи можуть бути протилежними, тобто $D > 0$ (туман), а $S > 1$ км і навпаки $D < 0$ (без туману), а $S < 1$ км. В цьому випадку прогноз туману уточнюється.

Індекс стійкості туману (*Fog Stability Index (FSI)*) – емпіричний метод, що розроблявся з кінця 1970-х років. Згідно з проведеними дослідженнями, він показав досить хорошу справджуваність та простоту використання.

Для розрахунку вказаного індексу необхідні лише чотири величини:

T_s – температура повітря біля поверхні землі;

T_{850} – температура повітря на рівні 850 гПа;

T_{ds} – температура точки роси біля поверхні землі;

W_{850} – швидкість вітру на рівні 850 гПа.

Вихідними для розрахунку є дані за 12 UTC. Розрахунок проводиться за формулою:

$$FSI = a(T_s - T_{ds}) + b(T_s - T_{850}) + W_{850} \quad (2.9)$$

Індекс b , що стоїть перед дужками, доцільно підбирати для кожного конкретного району.

В програмному забезпеченні РАОВ цей індекс використовується, як один із загального комплексу індексів (параметрів) для прогнозу туману. Процедура розробки прогностичного висновку полягає у знаходженні деякого середньозваженого рішення між декількома параметрами, що прогнозують туман.

Для кожного виду туману існує два типи предикторів: Standard Predictors та Special Predictors, які можуть бути індивідуально налаштовані. На вкладці "Special" показники одразу налаштовані на нульову вагу, оскільки вони найбільш чутливі до місцевих умов і повинні бути виставлені прогнозистом так, щоб внесок кожного з предикторів максимально відбивав специфіку місцевих умов.

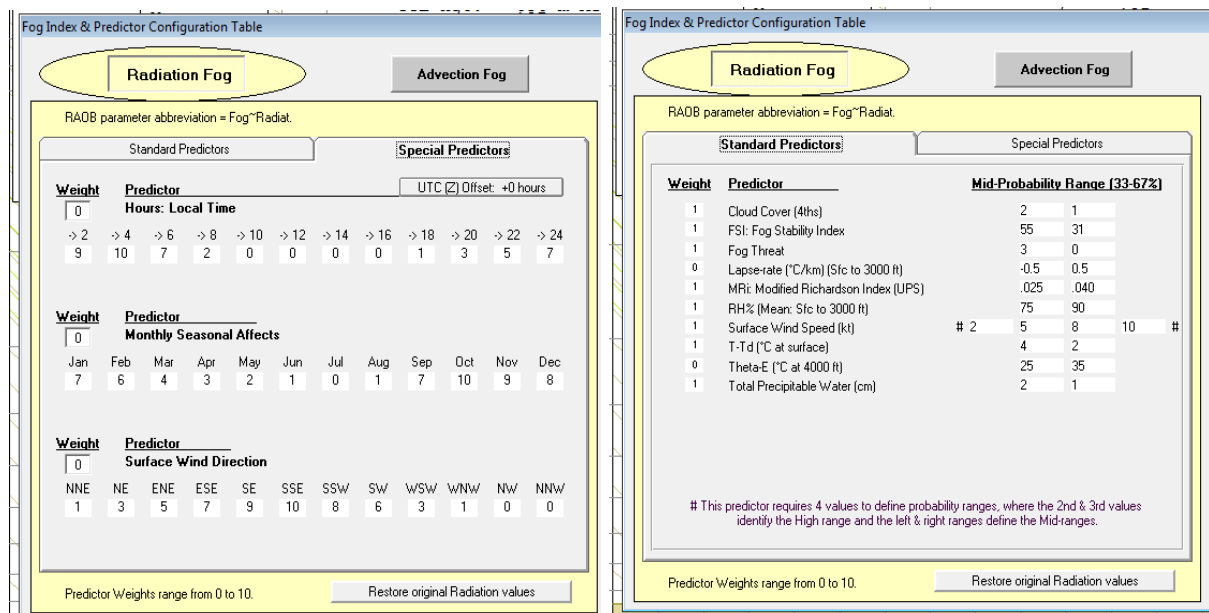
Крім цього, програмне забезпечення для підвищення ефективності прогнозу дозволяє налаштовувати вагові коефіцієнти (від 1 до 10) для деяких параметрів (рис. 2.27a), які впливають з кліматології туманів у

конкретному пункті (наприклад, в які місяці і при яких напрямках вітру найбільш імовірний даний тип туману, тощо).

Різна ефективність індексів (параметрів, величин) у прогнозуванні туману може бути врахована шляхом збільшення або зменшення їх впливу на остаточний прогностичний висновок щодо можливості його утворення (або неутворення) (рис. 2.27б).

Вплив будь-якого індексу (параметру, величини) на імовірність утворення туману має три ступеня: низький, середній і високий. Прогнозисту достатньо визначити межі лише середнього ступеня – значення індексу (параметра, величини) менші лівої межі градації автоматично потраплятимуть до низької імовірності утворення туману, а вищі правої межі градації – до високої (або навпаки).

Варто зауважити, що розташування значень індексу (параметра, величини) у лівій або правій межах градації мають відображати зменшення (збільшення) потенціалу утворення туману.



a)

b)

Рисунок 2.27 – Меню використання вагових коефіцієнтів для спеціальних предикторів (a) та стандартних предикторів (б) для прогнозування радіаційних туманів у програмному забезпеченні RAOB

Наприклад, для значень відносної вологості повітря RH , % потенціал утворення туману буде збільшуватися зі зростанням її значень, тому значення лівої межі «середньої» градації буде меншим, ніж правої. Натомість, для значення дефіциту точки роси це співвідношення матиме зворотний характер – більше значення (ліва межа) позначатиме зменшення потенціалу туману, а менше його збільшення. Відзначимо, що для величини «загальний водяний пар» (Total Precipitable Water (TPW)) характерні протилежні тенденції щодо радіаційного та адвективного туманів, тому що більші значення TPW сприяють утворенню адвективних туманів, тоді як менші значення TPW – радіаційних.

2.2.4 Прогноз вертикальної товщини, часу утворення і розсіяння радіаційних туманів

Для розв'язання низки задач, пов'язаних з метеорологічним забезпеченням авіації, виникає необхідність прогнозу *вертикальної товщини шару туману*. Її значення впливатиме на час його існування – чим вона більше, тим довше існуватиме туман через необхідність тривалішого прогрівання підстильної поверхні для його розсіяння.

Відомості про повторюваність вертикальної товщини туманів над територією України наведені у табл. 2.5

Таблиця 2.5 – Повторюваність вертикальної товщини туманів над Україною

Тип туману	Товщина туману, м							Кількість випадків
	<100	100-200	200-300	300-400	400-500	500-600	>600	
адвективний	0	12	36	21	15	10	6	62
радіаційний	25	52	18	5	0	0	0	23
адвективно-радіаційний	12	21	28	19	14	6	0	18
фронтальний	0	0	19	28	18	9	26	11
усі тумани	8	21	30	17	13	6	5	101

Якщо небо видно, то доцільно використовувати візуальну оцінку – товщина сильного туману становить близько 5 гПа, а слабого близько 10 гПа.

У випадку, коли небо не видно, доречним для прогнозу є *метод Геффера (Heffer's estimate)*. Він полягає у тому, що при оцінці верхньої межі шару туману, для якої використовуються дані нічного радіозондування, можливі два випадки – з наявністю приземної радіаційної інверсії і без неї.

У першому випадку від «носа» інверсії необхідно піднятися по кривій стратифікації на 5 гПа, що приблизно відповідатиме зниженню температури на $1,5^{\circ}\text{C}$. Далі необхідно з'єднати одержану точку зі значенням мінімальної приземної температури (рис. 2.28а). Точка перетину одержаної прямої з кривою точки роси буде відповідати верхній межі шару туману.

У іншому випадку, коли інверсія ще не сформувалася, необхідно піднятися по кривій стратифікації на 35 гПа від значення приземного тиску. Одержана точка з'єднується з нічним мінімумом температури біля поверхні землі. Подальший алгоритм аналогічний описаному вище (рис. 2.28б).

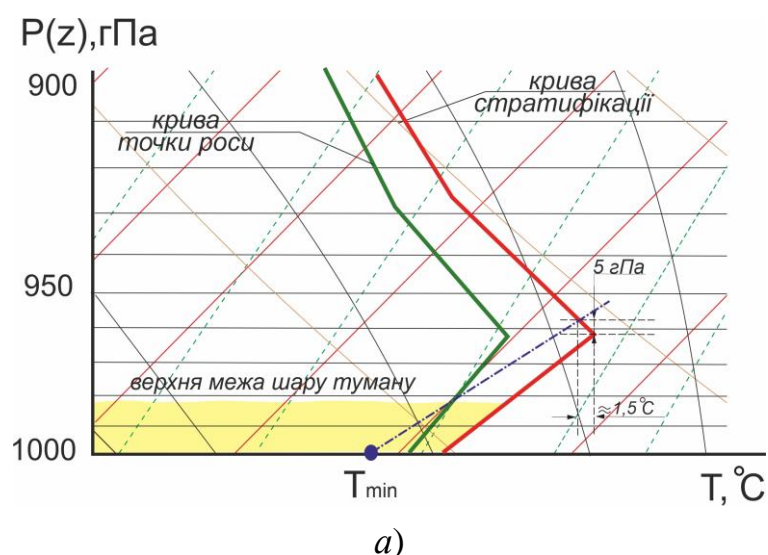


Рисунок 2.28 – Оцінка верхньої межі шару туману за способом Геффера (Heffer's estimate)

а) у разі наявності радіаційної інверсії;

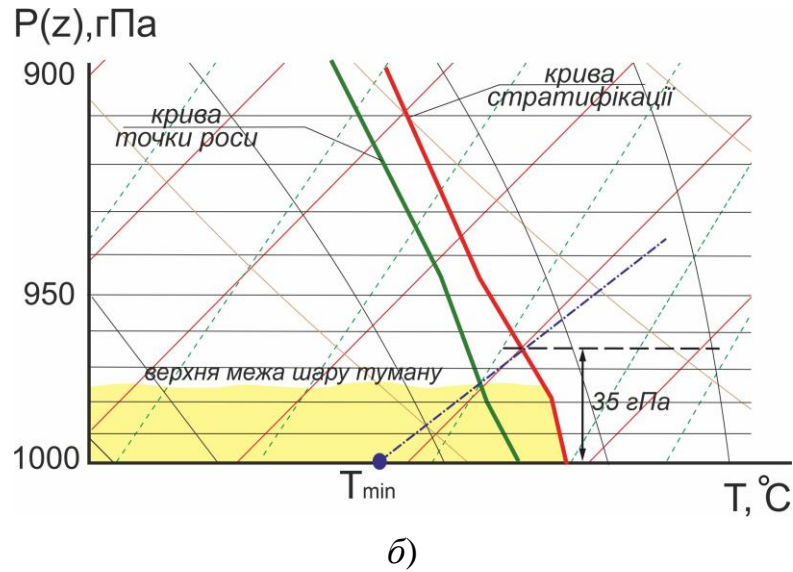


Рисунок 2.28 – Продовження: б) у разі відсутності радіаційної інверсії.

Найпростіший спосіб прогнозу часу утворення туману полягає у графічному врахуванні зміни температури повітря і температури точки роси у часі (рис. 2.29).

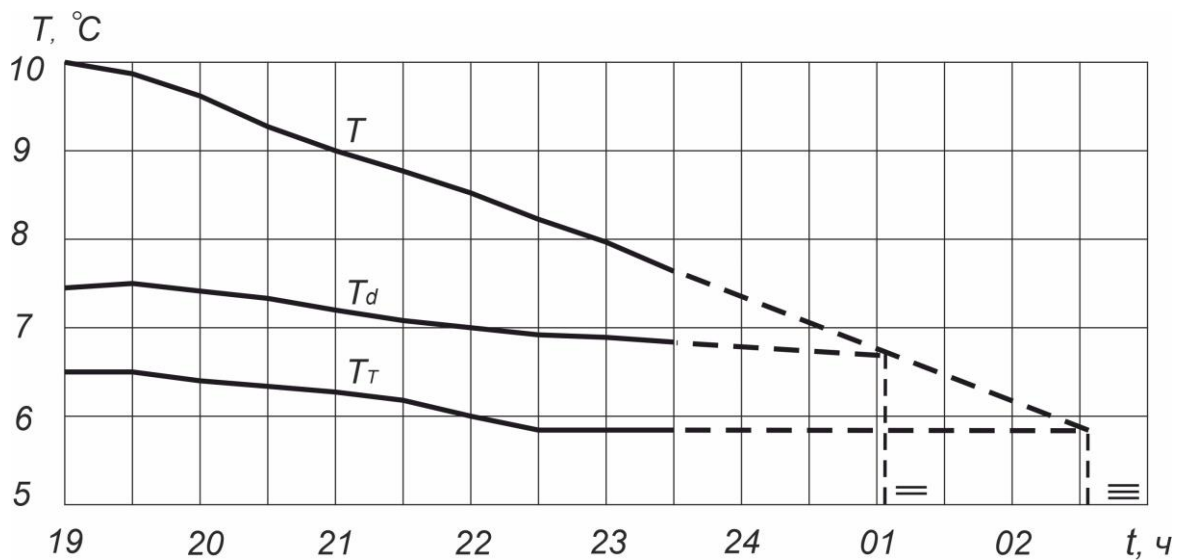


Рисунок 2.29 – Графічний спосіб визначення часу утворення туману (по М.В.Петренку)

Згідно з ним, будуються графіки погодинних (півгодинних) змін температури повітря T , точки роси T_d і температури туманоутворення

($T_m = T_d - 1$). Після цього, за декількома останніми значеннями T , T_d і T_m проводиться лінійна екстраполяція цих величин на декілька годин вперед. Точка перетину графіків T і T_d відповідатиме часу утворення серпанку, а графіків T і T_m – часу утворення туману

Інший спосіб прогнозу часу утворення радіаційного туману, запропонований Р.М. Меджитовим, полягає у його визначенні шляхом використання формул:

$$t_{\equiv} = t_{з.с.} + \frac{T - T_m}{\Delta T_{t^-}};$$

$$t_{p.m.} = t_{с.с.} + \frac{T_d - T_{min}}{\Delta T_{t^+}},$$

t_{\equiv} – час утворення туману; $t_{p.m.}$ – час розсіяння туману;

$t_{з.с.}$, $t_{с.с.}$ – час заходу і сходу Сонця;

ΔT_{t^-} , ΔT_{t^+} – щогодинні зміни температури повітря від заходу Сонця до моменту утворення туману і від сходу Сонця до моменту розсіяння туману.

Для середніх широт значення ΔT_{t^-} і ΔT_{t^+} наведені у табл. 2.6.

Таблиця 2.6 – Щогодинні зміни температури повітря після заходу Сонця ΔT_{t^-} і після сходу Сонця ΔT_{t^+}

місяць	ΔT_{t^-}	ΔT_{t^+}	місяць	ΔT_{t^-}	ΔT_{t^+}
I	0,4	1,3	VII	0,7	0,8
II	0,5	1,4	VIII	0,7	0,7
III	0,8	1,1	IX	0,7	1,2
IV	0,7	1,2	X	1,0	1,0
V	1,0	1,2	XI	0,4	0,6
VI	0,7	0,9	XII	0,5	1,3

Для визначення часу утворення туману за способом М.Є.Берлянда необхідно:

- 1) розрахувати величину охолодження ΔT_m , необхідну для утворення туману за формулою $\Delta T_m = T_{19} - T_m$.
- 2) розрахувати величину ΔT_1 за формулою $\Delta T_1 = T_{19} - \bar{T}$.
- 3) від початку координат по осі абсцис відкласти ΔT_m (рис. 2.27 точка M).
- 4) по осі ординат від її перетину з відрізком AB відкласти величину ΔT_1 (відрізок DE).
- 5) через точки M і E провести лінії паралельні координатним осям (відрізки EN і MN). Точка перетину цих ліній (точка N) відповідає проміжку часу Δt , через який утворюється туман після вихідного строку.
- б) час утворення туману буде дорівнювати $\Delta T = t_0 + \Delta t$ (t_0 – час заходу Сонця).

Спосіб прогнозу часу утворення туману, запропонований А.С.Зверевим, визначається у такому порядку:

- обчислюється відношення $\Delta T_m / \Delta T_n$;
- за графіком (рис. 2.30) визначається доля ночі n до моменту утворення туману (повна тривалість ночі приймається за одиницю, $n = 1$);
- розраховується час утворення туману.

Приклад: $\Delta T_m / \Delta T_n = 0,6$; відповідно за графіком $n = 0,4$. Нехай захід Сонця відбувається о 20 годині, а схід о 06 год. (тривалість ночі становить $\Delta t = 10$ год. або 600 хв.). Відповідно $(600 \times 4) / 10 = 240$ хв. = 4 год. Додаємо до часу заходу Сонця одержане значення і одержуємо час утворення туману: 20 год. + 4 год. = 24 год. Аналіз графіка показує, що чим більше значення $\Delta T_m / \Delta T_n$, тим ближче до сходу Сонця утворюється туман.

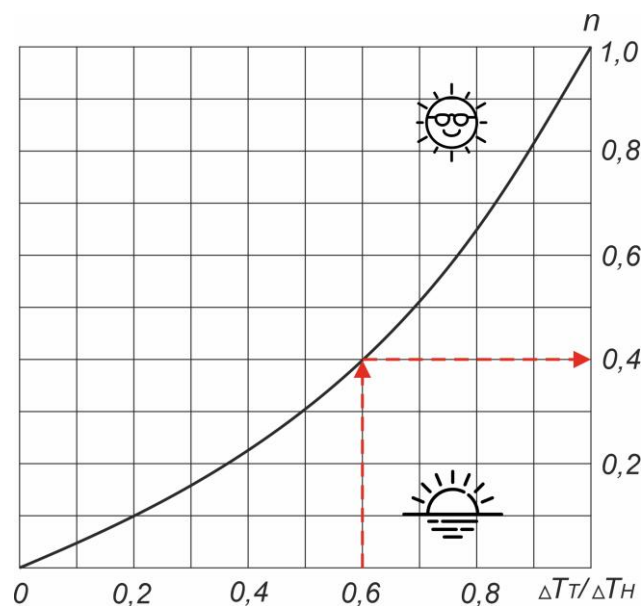


Рисунок 2.30 – Графік для прогнозу часу утворення радіаційного туману

Прогноз часу розсіяння радіаційного туману складається з урахуванням відомої чи передбачуваної його вертикальної і горизонтальної протяжності, а також широти місця і сезону.

Влітку швидке прогрівання підстильної поверхні, зазвичай, забезпечує розсіяння радіаційного туману через 1-2 години після сходу Сонця, в перехідні сезони року туман може зберігатися протягом 3-5 годин після сходу Сонця. Взимку, особливо над сніговим покривом, денне прогрівання незначне, і тому туман, що утворився може існувати навіть протягом дня.

Стійкість туману у часі залежить як від макроциркуляційних процесів, так і від його мікроструктурних характеристик. Наприклад, у колоїдально-нестійкому тумані відбувається безперервне випадіння крапель туману на горизонтальні і вертикальні предмети. Тому, якщо інтенсивність утворення і зростання нових крапель менше швидкості осідання, водність туману зменшується і він слабшає.

Основними причинами, що зумовлюють розсіяння туманів до сходу Сонця, є:

- зміна синоптичної ситуації – посилення швидкості вітру (до 7-10 м/с над узбережжям моря, до 10-12 м/с над сушею і до 15-20 м/с у глибоких улоговинах, які лежать поперек вітрового потоку), зміна його

напрямку, адвекція холоднішого повітря з меншими значеннями точки роси (близько 30% випадків));

- радіаційне прогрівання підстильної поверхні і приземного шару повітря (близько 60% випадків). За умови наявності в тумані промислових викидів, які сильно поглинають радіацію, повітря може безпосередньо нагріватися за їх рахунок, що також зумовлює розсіяння туману;

- коагуляція і осідання крапель туману на горизонтальні і вертикальні предмети, особливо при його колоїдальній нестійкості;

- випаровування крапель туману при їх турбулентному виносі через його верхню межу у сухе повітря, турбулентне «розбухання» шару туману. При руйнації затримуючого шару спостерігається проникнення сухого повітря у шар туману і за рахунок перерозподілу температури і вологості відбувається його розсіяння або перехід у розірвано-шарувату (*St fr*) хмарність;

- адіабатичне нагрівання шару повітря під впливом впорядкованих низхідних рухів, що зумовлює випаровування крапель (зниження інверсії осідання з одночасним збільшенням дефіциту точки роси на 3°C і більше);

- розсіяння туману під впливом випадіння холодніших за повітря крапель дощу або снігу;

- адвективне знесення обмеженої зони туману.

Проте важливо, щоб кількісне врахування чинників, які впливають на цей процес, ґрунтувалося на вихідних даних, які є в наявності у синоптика.

Прогноз часу розсіювання туманів за рахунок радіаційного прогрівання при сталій синоптичній ситуації є складнішим. Дослідниками розроблені методи, які враховують вплив оптичної щільності туману, величини впорядкованих низхідних рухів або інтенсивності осідання крапель туману на вертикальні і горизонтальні предмети на час розсіяння туману.

Найпростіший спосіб прогнозу часу розсіяння радіаційного туману полягає у екстраполюванні підвищення температурив ранкові години з урахуванням ходу температури за попередню добу і типового добового ходу температури у даному пункті. Розсіяння туману можна очікувати,

коли температура повітря у приземному шарі підвищиться до її значення у момент його утворення.

Приклад графічної побудови прогнозу часу розсіяння туману наведений на рис. 2.31.

Цей зв'язок є досить стійким влітку для випадків колоїдально-стійких туманів. У холодний період року, коли зростає проміжок часу між заходу Сонця і часом розсіяння туману, а тумани стають колоїдально-нестійкими, зазначений зв'язок порушується адвекцією.

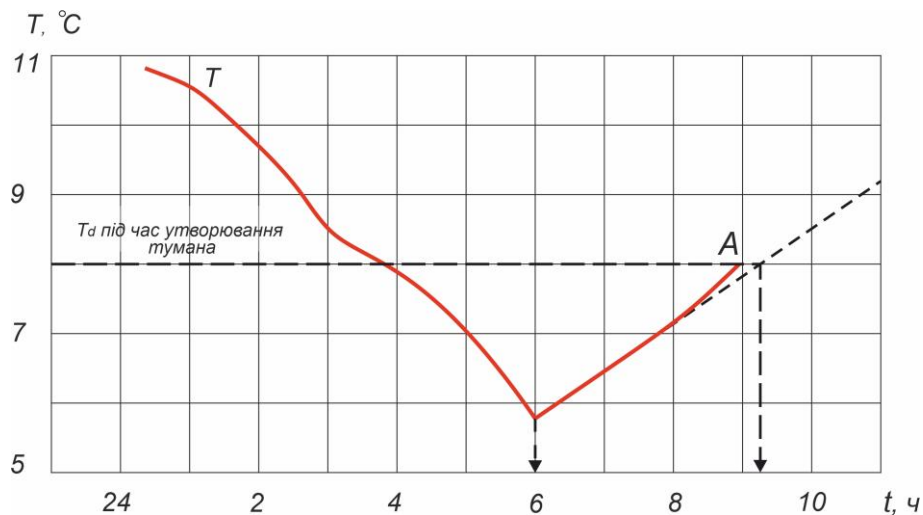


Рисунок 2.31 – Графічний спосіб прогнозу часу розсіяння туману

Для підвищення ефективності прогнозу І.В.Кошеленко пропонує у якості вихідних даних використовувати значення температури точки роси у момент утворення туману або, якщо туман утворився у другій половині ночі, за строки 01 або 05 годин.

Якщо туман колоїдально-стійкий і втрати вологи відсутні, то він має розсіятися при температурі, яка дорівнює температурі точки роси при його утворенні. У випадку колоїдально-нестійкого туману і наявності втрат води з туману, його розсіяння має відбутися при температурі повітря нижче точки роси у момент його утворення, тобто дещо раніше, ніж при відсутності втрат вологи.

Експериментальна перевірка для ст. Київ гіпотези про те, що тумани розсіюються при температурі, яка дорівнює температурі точки роси при

його утворенні, не підтвердилася. Виявилось, що температура розсіяння туману виявилася на 1-2°C вищою температури точки роси у момент його утворення. Це, найшвидше, пов'язано з тим, що при радіаційному прогріванні через значну термічну стійкість тепло від ґрунту повільно поширюється догори. Часто у нижньому 5-10 метровому шарі встановлюються суперадіабатичні градієнти температури, що ускладнює турбулентний обмін і розсіяння туману.

Таким чином, прогноз часу розсіяння радіаційного туману рекомендується розробляти наступним чином:

1) для конкретного пункту будується графік залежності між температурою точки роси в момент утворення туману (або за строки 01 (05) годин) і температурою у момент розсіяння туману;

2) будується графік емпіричної залежності між підвищенням температури повітря (за відсутності адвекції) $\Delta T = T_p - T_{min}$ і часом (в годинах) розсіяння туману, який відрховується від моменту сходу Сонця для різних місяців.

Якщо прогноз часу розсіяння туману здійснюється вранці, то значення T_{min} береться фактичне, якщо ж прогноз розробляється з більшою завчасністю, то використовується її прогностичне значення.

Для визначення часу розсіяння радіаційного туману при зміні синоптичної ситуації І.В. Кошеленко запропонована емпірична формула

$$t_p = 1,7 \frac{\sigma H^2}{\rho \Delta k}$$

де σ – водність туману; H – вертикальна потужність туману;

ρ – густина повітря; $\Delta k = k - k_0$ – величина приросту у часі коефіцієнту турбулентності.

Час розсіяння туману (в годинах) відрховується від строку останньої кільцевої карти. У табл. 2.7 наведена повторюваність розсіяння туманів в залежності від різних значень посилення швидкості градієнтного і фактичного вітру.

Оскільки визначення водності туману і коефіцієнту турбулентності у оперативній практиці дещо ускладнено, формула (1) може бути спрощена

за рахунок використання відомого співвідношення Траберта $L_m = 18 / \sigma$ та виразу $\Delta k = 0,5\Delta u$, де Δu – зміна у часі швидкості градієнтного вітру.

Наближено одержимо

$$t_p = 5,2 \cdot 10^{-2} \frac{H^2}{L_m \Delta u}$$

Цю формулу можна використовувати для прогнозу часу розсіяння туману, спрогнозувавши величину зміни градієнтного вітру або швидкість фактичного вітру на 6-8 годин.

Таблиця 2.7 – Повторюваність (%) розсіяння туманів залежно від різних значень посилення швидкості градієнтного вітру і по флюгеру

Посилення вітру, м/с	1	2	3	4	5
Повторюваність розсіяння по градієнтному вітру	7	26	37	28	2
Повторюваність розсіяння по флюгеру	26	45	10	0	0

Загальний алгоритм прогнозу розсіяння туману, який пропонується кількома іноземними авторами, можна представити наступним чином:

- проаналізувати синоптичну ситуацію на предмет визначення іншого, окрім прогрівання підстильної поверхні, механізму розсіяння туману;
- розрахувати мінімальну температуру (перед сходом Сонця);
- обрати репрезентативне радіозондування;
- змінити вертикальний профіль температури на підставі спостережень за станом неба (небо видно чи вкрите хмарами) і значення мінімальної температури;
- визначити температуру і час розсіяння туману;
- розрахувати температуру розсіяння розірвано-шаруватої хмарності у випадку глибокого туману, який вкриває значну площу;
- проаналізувати можливість сповільнення або прискорення розсіяння туману за рахунок місцевих умов.

Ключова позиція *методу Джефферсона (Jefferson method)* полягає у тому, що криву стратифікації, побудовану за даними нічного радіозондування, необхідно трансформувати таким чином, щоб вона містила у своїй структурі приземну радіаційну інверсію, яка, зазвичай, виникає перед світанком і у низці випадків не виявляється за даними нічного радіозондування, оскільки на час його проведення температура не досягає свого мінімального значення.

Від точки перетину кривої точки роси і трансформованої кривої стратифікації необхідно опуститися уздовж вологої адіабати до рівня приземного тиску (рис. 2.32). Одержане значення такої «температури точки роси» приймається за температуру розсіяння туману T_p , при досягненні якої туман переходить у розірвано-шарувату хмарність.

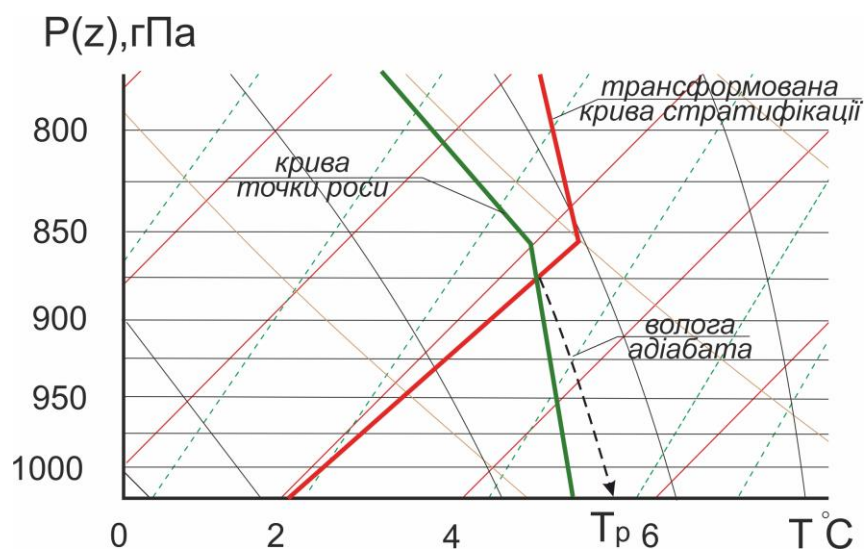


Рисунок 2.32 – Схема визначення температури розсіяння туману за методом Джефферсона (Jefferson)

Якщо ж відкласти це значення температури T_p на верхній межі туману і опуститися вниз уздовж сухої адіабати, то ми одержимо температуру повітря, при досягненні якої відбудеться деградація розірвано-шаруватої хмарності $T_{p.x}$ (рис. 2.33).

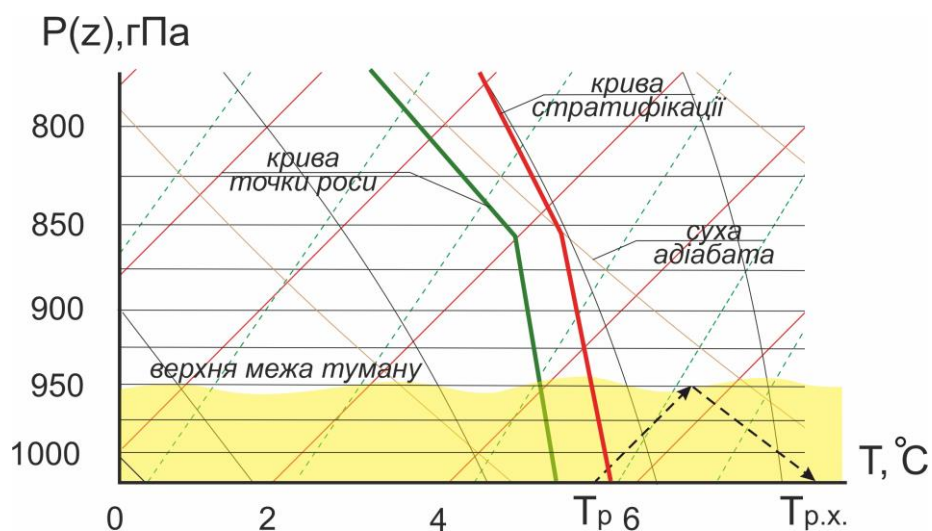


Рисунок 2.33 – Схема визначення температури повітря, при якій відбувається деградація розірвано-шаруватої хмарності після розсіяння радіаційного туману за методом Джефферсона (Jefferson)

Метод Бертрама (Barthram method), розроблений для британських синоптиків, дозволяє визначити час розсіяння туману, використовуючи результати розрахунку за методом Джефферсона. Вихідними даними для його реалізації є вертикальна потужність туману (zPa), температура біля поверхні землі перед сходом Сонця T_1 і температура розсіяння туману T_2 , одержана за методом Джефферсона.

На графіку (рис. 2.34) від лівого краю, де позначена вертикальна товщина туману, потрібно переміститися праворуч до досягнення значення $T_2 - T_1$ (вертикальні риски), а потім уздовж кривої спуститися до правого краю.

Перетнувши горизонтально праву межу і перейшовши до наступного графіку, необхідно досягнути відповідного значення $T_2 + T_1$ (вертикальні риски) і так само спуститися уздовж кривої до правого краю.

Аналогічним чином рухаємося горизонтально праворуч до перетину з кривою, яка позначає відповідний період року. Від точки перетину з цією кривою необхідно опуститися вертикально вниз до шкали, яка показує час розсіяння туману. Оскільки ця діаграма призначена для використання на території Великобританії, UTC може інтерпретуватися як місцевий час.

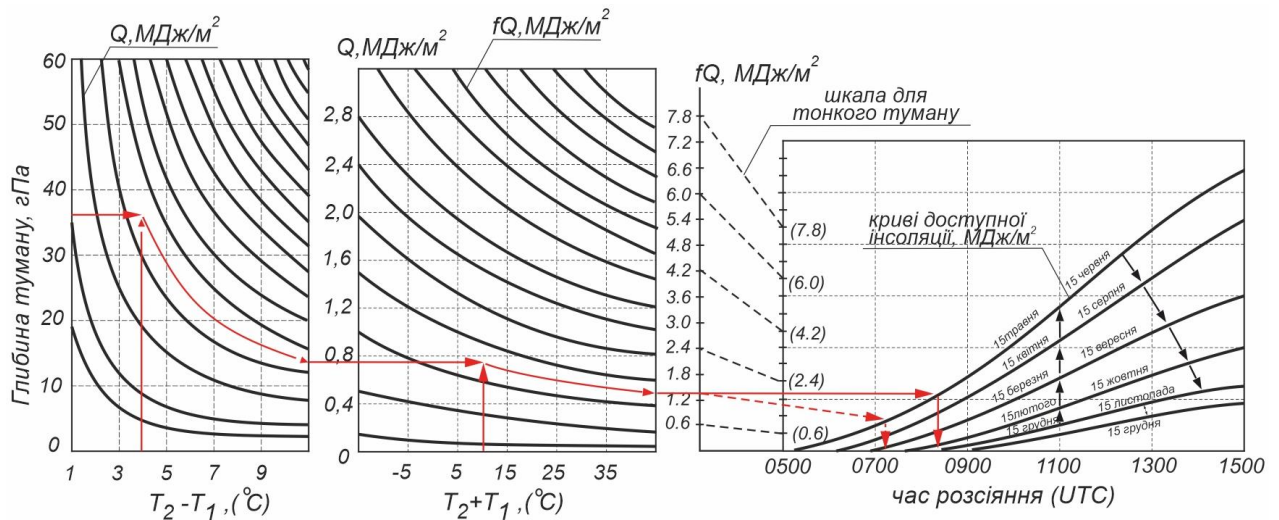


Рисунок 2.34 – Номограма для визначення часу розсіяння туману за методом (Barthram)

Якщо за попередньою оцінкою очікується тонкий туман (тонким туманом вважаються випадки, коли горизонтальна видимість більше 600 м або вертикальна потужність туману менше 20 гПа (кожні 300 футів (91,44 метра) вертикальної товщини відповідають 10 гПа)), то величину сонячної радіації необхідно зменшити на третину. Для цього від значення на вертикальній шкалі необхідно спуститися уздовж діагональних ліній до шкали тонкого туману, а далі виконати ту ж процедуру, яка описана вище.

Питання для самоперевірки:

1. Як тривалість радіаційного туману залежить від часу його утворення? Чому?
2. Сформулюйте сутність 1-го та 2-го етапів прогнозу радіаційного туману.
3. Яким чином співвідношення між мінімальною температурою і температурою туманоутворення впливає на прогностичний висновок щодо можливості утворення радіаційного туману?
4. Чому у процесі утворення радіаційного туману після початку процесу конденсації необхідне додаткове зниження температури ΔT_2 ?

5. Охарактеризуйте алгоритм дій за методом Сандерса для загального і специфічних випадків. У чому полягають його додаткові рекомендації?
6. Які дані є вихідними для прогнозу туману на способом Зверєва?
7. У чому полягає прогноз температури туманоутворення за способом Кірюхіна та методом Кредока і Прічарда?
8. У чому полягає головна відмінність прогнозу радіаційного туману за способом Берлянда від прогнозу за способом Зверєва?
9. Яким чином реалізується процедура адаптації прогнозу туманів у програмному забезпеченні РАОВ?
10. Для чого використовується метод Геффера? У чому полягає алгоритм дій за ним?
11. Які критерії використовуються у методі М.В.Петренка для прогнозу часу утворення серпанку і туману?
12. Охарактеризуйте алгоритми дій для прогнозу часу утворення радіаційних туманів за методами Берлянда і Зверєва.
13. Які чинники сприяють розсіянню радіаційного туману до сходу Сонця?
14. Чому температура розсіяння туману на $1-2^{\circ}\text{C}$ вища температури точки роси у момент його утворення?
15. Як спрогнозувати час переходу радіаційного туману у розірвано-шарувату хмарність та температуру її деградації?
16. Як у методі Бертрама враховується вплив вертикальної товщини шару туману на час його розсіяння?

2.3 ПРОГНОЗ АДВЕКТИВНИХ ТУМАНІВ ТА ТУМАНІВ ВИПАРОВУВАННЯ

2.3.1 Теоретичні основи прогнозування адвективних туманів

Адвективні тумани є небезпечним явищем погоди при метеорологічному забезпеченні авіації. Вони займають значні площі (до декількох тисяч квадратних кілометрів) і триваліші у часі, ніж інші види туманів. Це, за сприятливих для утворення адвективних туманів синоптичних і метеорологічних умов, накладає значні обмеження на діяльність авіації.

Найсприятливішими для утворення адвективних туманів географічними районами є ті, де атмосферною циркуляцією створюються сприятливі для перенесення теплого і вологого повітря умови з низьких широт Атлантики або Середземного моря. Такими є південні та південно-західні райони Атлантико-Європейського сектору і територія України зокрема.

Повторюваність адвективних туманів практично не має добового ходу, вони можуть виникнути у будь-який час доби. Крім того, є ще одна особливість в структурі адвективних туманів, яку необхідно враховувати при метеорологічному забезпеченні – погіршення видимості з висотою.

Прогноз адвективних туманів є значно складнішим прогнозу радіаційних туманів через їх залежність від значно більшої кількості чинників. Якщо при прогнозі радіаційного можна обмежитися аналізом зміни температури і вологості повітря у одному пункті, то при прогнозі адвективного туману головна увага має приділятися визначенню переносу, оскільки, згідно з результатами досліджень, у 57% випадків адвективні тумани утворюються при локальному рості температури і у 43% – при її зниженні, а для точки роси 62 і 37% відповідно.

Як правило, адвективний туман прогнозується у випадках, коли він вже спостерігається на низці станцій, тобто мова йде про прогноз еволюції і переносу зони з туманами.

Адвективні тумани, як правило, спостерігаються при квазістаціонарному баричному полі, проте його стаціонарність зменшується за умови збільшення завчасності прогнозу і тому розробка методів прогнозу, які не враховують його перебудову, не повинна перевищувати 6 годин.

Стисло розглянемо теоретичні основи прогнозування адвективних туманів.

Локальні зміни відносної вологості повітря у часі описуються виразом

$$\frac{\partial f}{\partial t} = C u \frac{\partial T}{\partial x} - A u \frac{\partial S}{\partial x} - A \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial S}{\partial z} - C \frac{\partial}{\partial z} k \left(\frac{\partial T}{\partial z} - \gamma_a \right), \quad (2.10)$$

де S – абсолютна вологість повітря; k – коефіцієнт турбулентності;

A , C – емпіричні коефіцієнти; T – температура повітря;

γ_a – сухоадіабатичний градієнт температури.

Перші два члени в (2.10) мають різні знаки і при адвекції тепла і вологи зазвичай компенсують один одного, тому відносна вологість повітря за рахунок цих членів змінюється несуттєво. Для того, щоб за умови адвекції мало місце зростання відносної вологості, необхідно, щоб адвекція вологи була більшою, ніж адвекція температури, що добре підтверджується практикою.

Оскільки адвективні тумани спостерігаються у порівняно вузькому інтервалі температури (близько 0°C), то для наближеного аналізу можна прийняти $A = 0,27$ і $C = 0,08$.

Чисельний аналіз турбулентних членів рівняння (2.10) свідчить, що за умови стійкої стратифікації і збільшенні коефіцієнта турбулентності з висотою, турбулентний теплообмін зумовлює зниження відносної вологості повітря у часі. При зменшенні з висотою абсолютної вологості за рахунок турбулентного члена, відносна вологість також буде знижуватися. Саме тому, за умови інтенсивної турбулентності тумани спостерігаються рідко, навіть у тих випадках, коли підстильна поверхня є вологою і відбувається значне випаровування.

При адвекції тепла у граничному шарі атмосфери, як правило, виникають піднесені інверсії температури, де має місце суттєве зменшення

коефіцієнта турбулентності з висотою. Відповідно, у цих шарах за рахунок членів $\frac{\partial k}{\partial z} \cdot \frac{\partial S}{\partial z}$ і $\frac{\partial k}{\partial z} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right)$, відносна вологість повітря буде зростати у часі. З цього випливає, що стійка стратифікація і наявність піднесеної інверсії є необхідною умовою для тривалого туману.

Адвекція, крім того, створює сприятливі умови для адвективного турбулентного тепло- і вологообміну нижніх шарів повітря з підстильною поверхнею, в результаті якого відбуваються неадвективні зміни температури і вологості повітря.

Для прогнозу утворення туману необхідно аналізувати не лише локальні зміни температури і вологості, а й їх індивідуальні (трансформаційні) зміни, оскільки саме вони є основною причиною утворення і розсіяння туманів. При радіаційному тумані трансформаційні зміни співпадають з локальними, а при адвективному тумані ці зміни не співпадають і мають протилежні знаки.

Як нам вже відомо, трансформаційні зміни визначаються адвекцією і радіацією. У табл. 2.8 наведені дані досліджень щодо середніх значень трансформаційних змін температури і точки роси за 12 годин в умовах адвекції тепла при туманах залежно від напрямку переносу в районі Києва.

Таблиця 2.8 – Трансформаційні зміни температури і точки роси при утворенні адвективних туманів

	Напрямок переносу				
	східний	південний	західний	північний	середнє
$T, ^\circ\text{C}$	-0,7	-1,8	-1,0	-0,3	-1,4
$T_d, ^\circ\text{C}$	-0,5	-1,2	-0,2-	-	-

З таблиці випливає, що найбільші трансформаційні зміни температури і точки роси в умовах адвекції тепла, яка зумовлює утворення туману, спостерігаються при південному переносі. Саме тому над територією України максимум повторюваності адвективних туманів припадає на вітри південного напрямку. При такому типі руху повітря охолоджується

безпосередньо від холодної земної поверхні і, додатково, в результаті зменшення радіаційного балансу до півночі.

Крім цього, з табл. 3.1 видно, що зниження температури суттєво більше, ніж зниження точки роси, що і зумовлює утворення туманів. Також зустрічаються випадки (біля 15%), коли трансформаційні зміни мають різні знаки – температура знижується, а точка роси збільшується або залишається без змін.

2.3.2 Методи і способи прогнозу адвективних туманів

Прогноз адвективного туману розробляється у тому випадку, коли за прогнозом синоптичного положення очікуються сприятливі умови для адвекції теплого вологого повітря на холодну підстильну поверхню.

Розробку прогнозу адвективного туману можна проводити із застосуванням синоптичного методу або розрахункових способів.

Синоптичний метод застосовується у разі наявності на приземній карті зони з туманом. У цьому випадку прогнозистові необхідно відповісти на два основні питання:

- 1) яка швидкість переміщення зони з туманом?
- 2) у чому полягатиме еволюція зони з туманом на період прогнозу?

Розрахунок переміщення зони туману виконується або екстраполяційними методами, або ж шляхом переміщення її по потоку зі швидкістю, що дорівнює $0,7-0,8V_g$, де V_g – швидкість градієнтного вітру біля поверхні землі.

При використанні розрахункових методів для попередньої оцінки умов утворення адвективного туману слід проаналізувати термогігрометричні характеристики у повітрі, що переміщується, і в пункті прогнозу (рис. 2.35).

Позитивна різниця температури повітря, точки роси між їх значеннями на початку траєкторії і в пункті прогнозу вказує на можливість утворення туману, тобто

$$\Delta T = T' - T; \quad \Delta T_d = T'_d - T_d$$

де T, T_d – температура і температура точки роси у пункті прогнозу;

T', T'_d – температура і температура точки роси на початку траєкторії.

Збільшення цієї різниці збільшує імовірність утворення туману. Дефіцит точки роси у теплому повітрі при цьому не повинен перевищувати 2°C при плюсовій температурі і 3°C при від'ємній.

Більшість розрахунково-графічних способів прогнозу адвективних туманів, що застосовуються у прогностичній практиці, побудована з використанням розглянутих вище параметрів у різному поєднанні. Початковою метеорологічною інформацією при розробці прогнозу адвективного туману є приземні карти погоди, карти АТ-925 або АТ-850, дані вертикального зондування атмосфери, результати щогодинних метеорологічних спостережень. Переважно ці способи дозволяють розробляти прогноз туману із завчасністю до 6-9 годин.

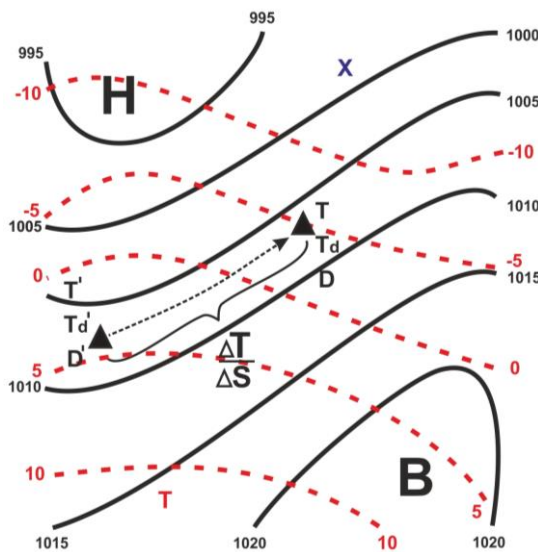


Рисунок 2.35 – Схема визначення термогігрометричних характеристик частинки на початку траєкторії і у пункті прогнозу

Узагальнений алгоритм прогнозу можна представити у такому виді.

1. З урахуванням фактичної швидкості вітру побудувати зворотну траєкторію і визначити початкову точку перенесення (вихідний район) для вибраної завчасності прогнозу $S_{np} = V_{\phi} \cdot \Delta t_{np}$.

2. У вихідному районі і в пункті прогнозу визначають значення предикторів згідно з обраними способом прогнозу (як правило, це предиктори $T, T_d, T', T'_d, D, D', \Delta T, \Delta T_d$).

3. Використовуючи графіки розрахункових методів або розв'язуючи рівняння регресії, зробити прогностичний висновок про можливість утворення туману.

Розглянемо найбільш поширені на практиці способи прогнозу утворення адвективних туманів і видимості в них.

Спосіб прогнозу адвективного туману І. В. Кошеленко розроблений для території України. Початковими даними є температура повітря в пункті прогнозу T і у вихідному районі T' , прогностична швидкість вітру V в пункті прогнозу. Прогноз розробляється за допомогою графіку (рис. 2.36). Заздалегідь необхідно розрахувати складову горизонтального градієнту температури уздовж траєкторії за формулою $\frac{\Delta T}{\Delta L} = \frac{T' - T}{\Delta L}$.

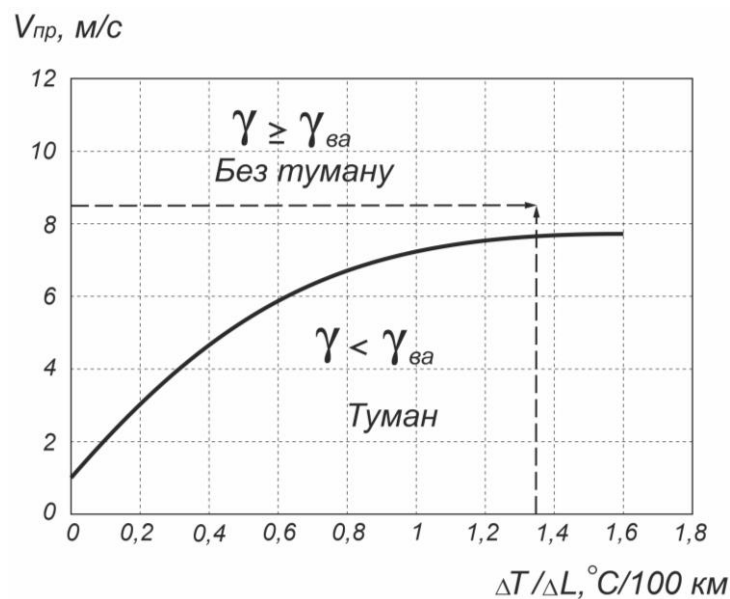


Рисунок 2.36 – Графік для прогнозу адвективного туману за способом

$$\text{І.В. Кошеленко, } \left[\frac{\Delta T}{\Delta L} \right] = \text{°C/100 км}$$

При використанні графіку необхідно мати на увазі що:

1) графік застосовується за умови, коли у вихідному районі на початковій карті погоди спостерігається низька хмарність;

2) величина вертикального градієнта температури в нижньому 300-метровому шарі не перевищує значення вологоадіабатичного градієнта ($\gamma_{\text{ва}} \leq 0,65^\circ\text{C}/100 \text{ м}$).

Справджуваність прогнозів адвективного туману з використанням типового графіку складає 68%, попереджуваність туману – 83%.

Додаткові дослідження умов утворення адвективних туманів різної інтенсивності над рівнинною частиною України дозволили автору створити спосіб прогнозу видимості в тумані.

Прогноз розробляється за допомогою номограми (рис. 2.37) і допоміжного графіку (рис. 2.38). Номограма дозволяє визначити імовірність утворення туману із заданою горизонтальною видимістю.

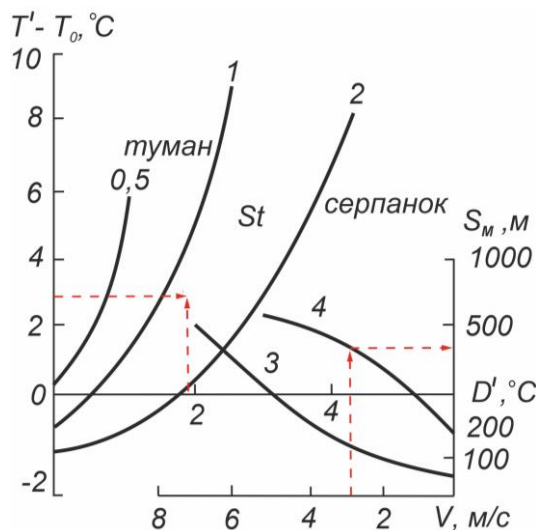


Рисунок 2.37 – Номограма для прогнозу туману з заданою видимістю і низьких хмар за способом І.В. Кошеленко

Початковими даними для прогнозу є адвективні зміни температури повітря $\Delta T = T' - T$, дефіцит точки роси у вихідному районі D' , прогностична швидкість вітру V . У середині області, обмеженої кривою 0,5, імовірність туману з видимістю менше 500 м складає 68%, крива 1 обмежує область, де імовірність туману з видимістю 500-1000 м становить 52%, причому вона включає майже усі випадки з туманом, що потрапляють в цю область (93%).

За межами області, обмеженої кривою 2, імовірність відсутності туману практично дорівнює 100%, а в області між кривими 1 і 2 переважає низька хмарність. З номограми видно, що чим вище і лівіше від кривої 1 потрапляє точка, тим інтенсивніше туман. Умовна імовірність вказаної закономірності складає близько 60%. Така закономірність зберігається до величини адвективних змін температури $\Delta T_a = 4^\circ\text{C}/6$ год.

У разі збільшення величини адвективних змін імовірність туману зменшується, але збільшується імовірність утворення низької хмарності. Таке положення можна пояснити збільшенням турбулентного обміну за рахунок збільшення швидкості вітру.

Врахування швидкості вітру при прогнозі інтенсивності туману дає можливість точніше прогнозувати межі видимості в тумані. Нижня частина номограми (рис. 2.37) дозволяє за значенням швидкості вітру визначити величину мінімальної (крива 3) і найбільш імовірної (крива 4) видимості в тумані. Наприклад, при швидкості вітру 3 м/с можливий туман з мінімальною видимістю близько 150 м, а найбільш імовірна видимість близько 400 м.

Уточнення прогнозу видимості можна виконати за допоміжним графіком (рис. 2.38).

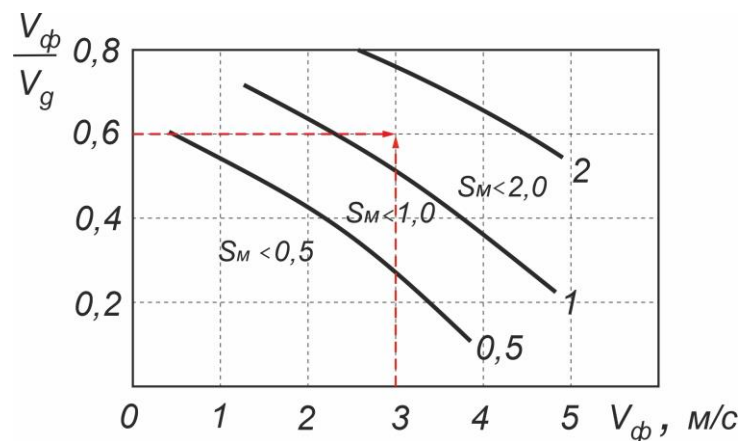


Рисунок 2.38 – Допоміжний графік для прогнозу видимості в тумані (серпанку) за способом І.В. Кошеленко

Відношення швидкості вітру біля землі V_ϕ до швидкості градієнтного вітру V_g характеризує стратифікацію граничного шару атмосфери.

З графіку видно, що видимість в тумані зменшується зі збільшенням стійкості атмосфери і зменшенням швидкості вітру біля землі. Криві 0,5; 1; 2 – демаркаційні лінії, що розділяють області з видимістю <500 м, < 1 км і < 2 км відповідно. Справджуваність прогнозу видимості, з використанням наведеної вище номограми і графіку, для рівнинних частин України становить 70-80%.

Спосіб І. В. Кошеленко і Г. В. Мироненко використовується для прогнозу адвективного туману і видимості у ньому на території України.

В якості найінформативніших були відібрані такі предиктори – різниця температур у початковій і кінцевій точках 9-годинної траєкторії $\Delta T = T - T'$; дефіцит точки роси на початку траєкторії D' ; прогностична швидкість вітру біля землі у пункті прогнозу V_{np} .

На першому етапі розробки прогнозу туману розраховується значення дискримінантної функції

$$D = 0,66\Delta T_a - 1,42D' - 0,81V_{np} + 1,87. \quad (2.11)$$

Якщо $D \geq 0$, варто очікувати утворення туману. Якщо $D < 0$, утворення туману не очікується.

Якщо очікується виникнення туману, то видимість у ньому S_m , (км) розраховується за допомогою рівняння регресії

$$S_m = 50\Delta T_a + 0,982D' + 0,39V_{\phi} + 1,14. \quad (2.12)$$

Справджуваність прогнозу наявності туману з використанням рівняння (2.11) складає 75%, а відсутності – 77%. Справджуваність прогнозу видимості з використанням рівняння (2.12) становить 65% при допуску ± 300 м і 72% при допуску ± 500 м.

Спосіб М. В. Петренка і С. В. Некрасова. У якості вихідних даних використовуються температура повітря і точки роси у вихідному районі T , T_d і в пункті прогнозу T , T_d , дефіцит точки роси у вихідному районі D' , прогностична швидкість вітру у пункті прогнозу V .

Для альтернативного прогнозу туману можна використовувати графік, розроблений М. В. Петренком (рис. 2.39).

Туман прогнозується, якщо обидві точки, визначені за графіками *a* і *б* за значеннями $\frac{\Delta T}{\Delta L}$, D' і очікуваною швидкістю вітру, потрапляють у область туману.

Для прогнозу видимості у адвективному тумані авторами побудований комплексний графік (рис. 2.40). Якщо розрахункова точка, визначена за значеннями $\frac{T'_d - T_d}{\Delta L}$ і D' , потрапляє у область туману, то використовується третій предиктор – прогностична швидкість вітру і вхід до нижньої частини номограми.

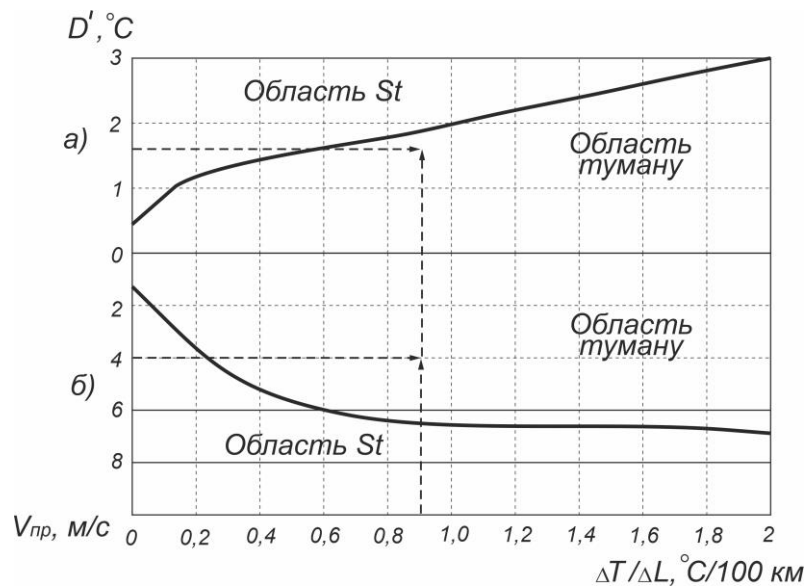


Рисунок 2.39 – Графік для прогнозу адвективного туману за способом М. В. Петренка

Якщо розрахункова точка одразу потрапляє в область *St*, третій предиктор не використовується.

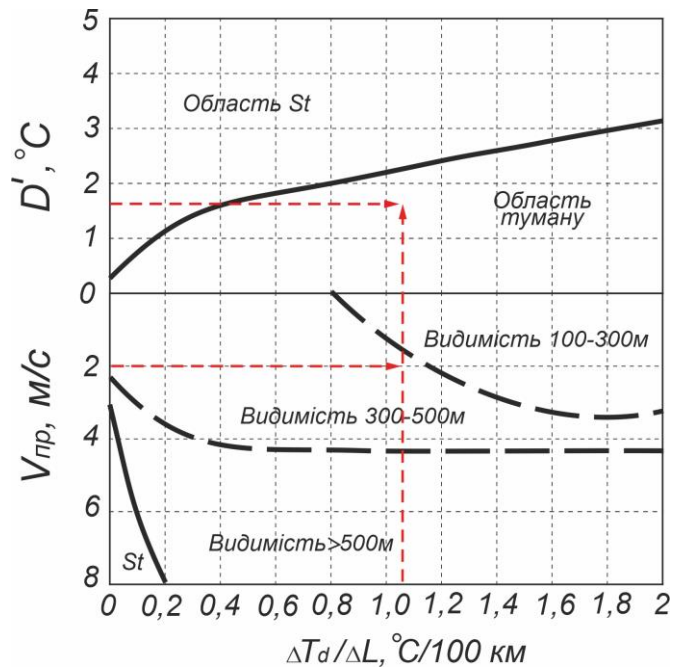


Рисунок 2.40 – Комплексний графік для прогнозу адвективного туману і видимості у ньому за способом М. В. Петренка

Справджуваність прогнозів за трьома градаціями з припустимою похибкою від їх середнього значення ± 200 м виявилася такою:

для градації 100-300 м – 88%; для градації 300-500 м – 68%; для градації більше 500 м – 96%. Загальна справджуваність прогнозів видимості складає 80%.

При прогнозі еволюції зони адвективного туману необхідно враховувати наступне:

- 1) розширення зони вночі у зв'язку з радіаційним вихолодженням приземного шару повітря і її зменшення вдень внаслідок прогрівання нижнього шару повітря від поверхні землі;
- 2) вплив добового ходу вітру на розміри зони туману і його інтенсивність;
- 3) вплив снігового покриву на еволюцію зони туману.

Вплив поверхні, вкритої снігом, на утворення та еволюцію туману.

Оскільки, як відомо, тиск насичення над льодом менше, ніж над водою, умови для утворення крапельно-рідкого туману над поверхнею, вкритою снігом, несприятливі.

При зниженні температури повітря стан насичення по відношенню до снігової поверхні досягається раніше, ніж по відношенню до води. Наприклад, при температурі -10°C тиск насичення по відношенню до льоду складає 2,60 гПа, по відношенню до води 2,87 гПа. Таким чином, як тільки відносна вологість перевищить 91%, на сніговій поверхні почнеться сублімація водяної пари, яка перешкоджатиме його подальшій конденсації у повітрі у виді крапель туману.

Якщо зона з крапельно-рідким туманом виходить на територію зі сніговим покривом необхідно розглянути такі можливі сценарії:

- вихід зони з туманами на територію з від'ємними температурами повітря;

- вихід зони з туманами на територію з плюсовими температурами повітря.

У першому випадку необхідно врахувати, що при від'ємних температурах над сніговою поверхнею зона адвективних туманів зменшуватиметься внаслідок перегонки водяної пари з повітря на крижані кристали підстильної поверхні (сублімація водяної пари).

Найбільш сильну розсіювальну дію снігова поверхня чинить при температурах від -8 до -16°C . Тоді над сніговою поверхнею навіть при дуже великих температурних контрастах між нею і повітрям тумани утворюються рідше і меншої інтенсивності, ніж над водою або не вкритою снігом поверхнею при тих же контрастах температури.

Це розсіювання може уповільнюватися у випадку, коли температура повітря, що надходить на снігову поверхню, швидко знижується. Тоді туман, навпаки, може навіть посилитися.

У другому випадку поверхня талого снігу зазвичай вкрита плівкою води, внаслідок чого властивість снігу розсіювати туман не проявляється.

Найсприятливіші умови для утворення туману над сніговою поверхнею спостерігаються при температурах, близьких до 0°C . У цьому випадку різниця тиску насиченої водяної пари над водою і льодом незначна, але при цьому охолодження повітря від снігової поверхні служить сильним туманоутворювальним чинником. Тому над сніговою

поверхнею туман найчастіше утворюється при температурах, близьких до 0°C (від -5 до +5°C).

Прогноз розсіяння адвективних туманів базується на врахуванні наступних чинників:

- припинення адвекції теплого і вологого повітря внаслідок зміни синоптичної ситуації;
- радіаційне нагрівання шару туману і приземного шару повітря з випаровуванням крапель, яке при цьому відбувається;
- посилення турбулентного обміну і, як наслідок, турбулентний винос крапель туману через верхню межу туману у сухе повітря (турбулентне розбухання туману);
- зменшення абсолютної вологості (зниження температури точки роси) нижнього шару повітря завдяки конденсації (сублімації) водяної пари на поверхні охолодженого ґрунту або снігу;
- припинення адвективного охолодження повітряної маси внаслідок досягнення термодинамічної рівноваги з підстильною поверхнею;
- розсіяння туману під впливом снігу або холодних крапель дощу при випадінні опадів;
- адвективне знесення обмеженої зони з туманами.

Розсіяння адвективного туману на морському узбережжі відбувається при швидкостях вітру на 2-3 м/с більше граничних швидкостей утворення туману.

Розсіяння адвективного туману може статися у будь-який час доби, але над сушею він найчастіше розсіюється або послаблюється через 3-5 годин після сходу Сонця. Лише пізньої осені і на початку зими туман частіше розсіюється у другій половині дня. Над сніговим покривом значна частина адвективних туманів розсіюється вночі.

2.3.3 Прогноз туманів випаровування

Прогноз фронтального туману, у першу чергу, полягає у прогнозі переміщення і еволюції атмосферного фронту і подальшому аналізі фізичних умов, сприятливих для виникнення туману в зоні фронту (фаза фронтальних опадів, вологість), з урахуванням добового ходу метеорологічних величин і місцевих фізико-географічних умов.

Сприятливими синоптичними умовами для його утворення є теплі фронти або теплі фронти оклюзії, що повільно рухаються, а також малорухомі холодні фронти.

В утворенні туману головну роль відіграє випаровування з крапель дощу або мряки. Випаровування буде тим інтенсивніше, чим вищою буде температура на верхній межі фронтальної інверсії порівняно з температурою у шарі холодного повітря біля поверхні землі. За холодним фронтом утворенню туманів сприяє випаровування з більш теплої і вологої підстильної поверхні.

Сприятливими метеорологічними умовами для утворення фронтального туману є:

1) температура теплого повітря на верхній межі фронтальної інверсії вище 0°C , а різниця між її значенням на цьому рівні і температурою холодного повітря біля поверхні землі на ділянці фронту, що зумовлює погодні умови у пункті прогнозу, складає $3\text{-}5^{\circ}\text{C}$;

2) дефіцит точки роси в холодному повітрі поза зоною фронтальних опадів не перевищує 2°C ;

3) швидкість вітру у холодному підфронтальному повітрі не перевищує 6 м/с .

Для прогнозу фронтального туману рекомендується використовувати графік (рис. 2.41), на якому на осі абсцис відкладені значення відносної вологості або дефіцит точки роси біля поверхні землі, на осі ординат – різниця між температурою на верхній межі фронтальної інверсії (T_x) і температурою біля поверхні землі (T).

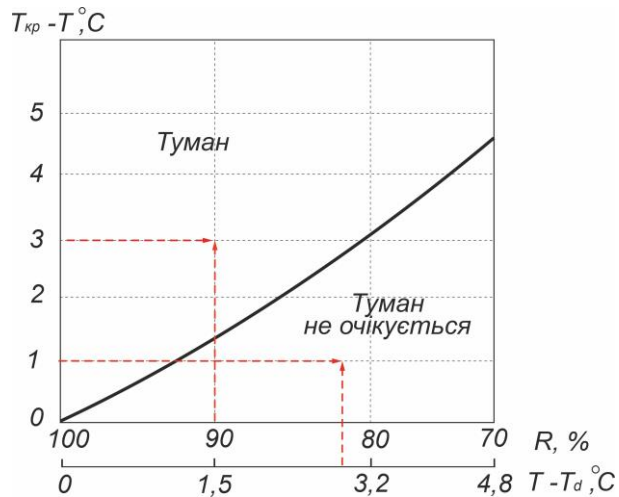


Рисунок 2.41 – Графік для прогнозу фронтального туману

Температура на верхній межі фронтальної інверсії, яка характеризує температуру крапель дощу або мряки $T_{кр}$ визначається за даними радіозондування перед теплим або за холодним фронтом поблизу тієї ділянки фронту, проходження якої очікується через пункт прогнозу.

Якщо даних радіозондування в потрібному районі немає, то $T_{кр}$ визначається за картами АТ-850 або АТ-925 поблизу ділянки фронту, що зумовлює погоду пункту прогнозу.

Еволюція фронтального туману, що вже має місце, визначатиметься такими чинниками:

1) якщо в нижньому кілометровому шарі спостерігається інверсія температури, а її інтенсивність більше 2°C , то дощ, як правило, посилює туман;

2) при пониженні температури у тому ж шарі більш ніж на $0,4-0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ у більшості випадків дощ розсіює туман тим швидше, чим вище нижня межа хмар і більше падіння температури з висотою;

3) при ізотермії слабкий і помірний дощ може лише викликати послаблення туману внаслідок часткової коагуляції крапель туману з краплями дощу, а не повне розсіяння його. Завдяки однаковій температурі крапель дощу і туману випаровування ні тих, ні інших не буде;

4) якщо дощ переходить в сніг, то незалежно від стратифікації туман слабшає або розсіюється внаслідок перегонки водяної пари з крапель води на крижані кристали.

Туман випаровування над водною поверхнею виникає у разі, коли температура поверхні води значно вища за температуру повітря, що

надходить з суші. Зазвичай, при тумані різниця $\Delta T = T_{\text{води}} - T_{\text{пов}} \geq 10^{\circ}\text{C}$, а відносна вологість навколишнього повітря $R \geq 70\%$. Зі зниженням відносної вологості мінімальна різниця ΔT , при якій починається утворення туману, збільшується (табл. 2.9).

Таблиця 2.9 – Залежність різниці температур між поверхнею води і повітрям від відносної вологості при утворенні туману

$R, \%$	90...85	85...80	80	80...75	75...70
$\Delta T, ^{\circ}\text{C}$	8,6	9,7	10,3	12,6	14,5

Оскільки зі збільшенням швидкості вітру посилюється турбулентне перемішування, мінімальна різниця ΔT зі зростанням швидкості вітру теж збільшується.

Взимку, коли температура відкритої поверхні води зазвичай близька до 0°C , можна безпосередньо розглядати залежність утворення туману від температури і вологості повітря. Можливість виникнення таких туманів можна оцінити по графіках де на осі абсцис відкладена температура повітря на узбережжі або над крижаними полями в початковий момент часу, а на осі ординат – початкова відносна вологість повітря на березі (рис. 2.42).

Графік рекомендується застосовувати, якщо за прогнозом очікується переміщення на відкриту водну поверхню сильно вихолодженого повітря над сушею або над крижаними полями замерзлої частини моря. Графік може бути уточнений стосовно конкретного району. З цією метою в координатах графіку необхідно наносити точки (випадки з туманом випаровування і без нього), позначаючи у кожній точці значення горизонтальної видимості. Після нанесення достатньої кількості випадків проводять демаркаційні лінії.

Якщо температура води вища за 0°C , то для розрахунків за графіком, представленим на рис. 2.43, слід використовувати різницю температур повітря і води $\Delta T = T_{\text{пов}} - T_{\text{вод}}$ замість початкової температури повітря.

Туман випаровування у відкритому морі може утворитися поблизу межі холодної морської течії при переміщенні повітря з холодної води на

теплу. Це станеться у тому випадку, коли різниця температур холодного повітря і теплої водної поверхні становить 10°C і більше. За наявності потужної теплої течії туман випаровування утворюється безпосередньо над самою течією (наприклад, течія Гольфстрім поблизу о. Ньюфаундленд).

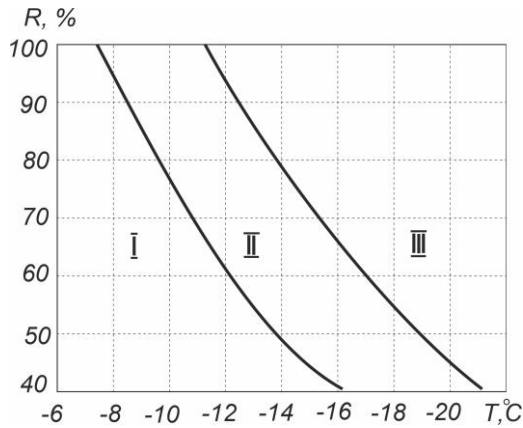


Рисунок 2.42 – Графік для прогнозу туману випаровування

- I - туман не очікується;
- II - туман з видимістю 500-1000 м;
- III - туман з видимістю 200-500 м

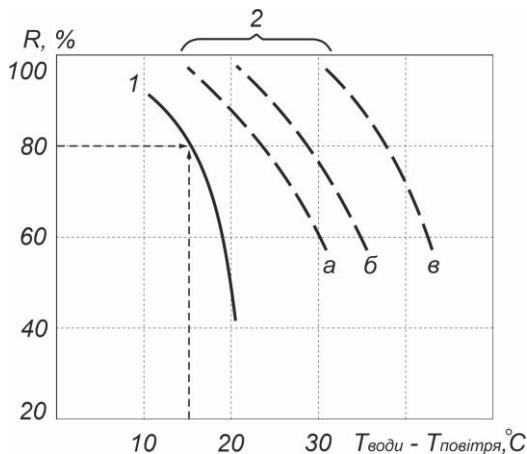


Рисунок 2.43 – Графік для визначення можливості утворення туману випаровування над річкою (1) і на відстані 2 км від річки на підвітряному березі (2):

- а) ширина річки 1,0 км;
- б) ширина річки 0,5 км;
- в) ширина річки 0,1 км

Туман випаровування над річкою і на її підвітряному березі зазвичай утворюється восени і на початку зими, коли температура поверхні незамерзлої води близька до 0°C , а повітря і поверхня ґрунту мають температуру значно нижче 0°C .

Для оцінки умов утворення туману випаровування над річкою може бути використаний графік (рис. 2.43). По осі абсцис відкладена різниця температур поверхні води і повітря на підвітряному березі, на осі ординат – відносна вологість повітря на підвітряному березі.

Якщо точка на графіку потрапляє в область правіше лінії 1 (для випадку утворення туману над річкою) або 2 (для випадку утворення туману на підвітряному березі), то прогнозується туман.

Поблизу незамерзаючих широких річок і водосховищ пізньої осені і зими тумани спостерігаються досить часто.

Поблизу незамерзаючих вузьких швидкоплинних річок тумани випаровування виникають рідко. Вони можливі при температурі повітря нижче -35°C .

Питання для самоперевірки:

1. Чому повторюваність адвективних туманів практично не має добового ходу?
2. Які чинники впливають на локальні зміни відносної вологості повітря у часі?
3. Як зміни турбулентності у граничному шарі атмосфери впливають на значення відносної вологості повітря у часі?
4. У чому полягає відмінність у співвідношенні локальних і трансформаційних змін температури для радіаційних і адвективних туманів? Чому?
5. У чому сутність синоптичного і розрахункових методів прогнозу адвективних туманів? Якою є оптимальна завчасність розрахункових методів прогнозу?
6. Які предиктори переважно використовуються у розрахункових методах прогнозу адвективних туманів?
7. Як впливає зменшення дефіциту точки роси у вихідному пункті на імовірність утворення адвективного туману у пункту прогнозу?
8. Як швидкість вітру впливає на імовірність утворення адвективного туману або низької хмарності? Чому?

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология: учебное пособие. Ленинград: Гидрометеиздат, 1977. 533-556 с.
2. Грушевский О.Н., Ешану А.Е., Мищенко Н.М. О структуре динамических характеристик нижнего слоя атмосферы при наличии низкой облачности. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2016. №18. С. 48-59.
3. Кошеленко И.В. Туманы. *Труды Украинского научно-исследовательского гидрометеорологического института*. 1977. Вып. 155. С. 120-129.
4. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы: учебное пособие. Ленинград: Гидрометеиздат. 1976. С. 371-400.
5. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть 1: учебное пособие. Ленинград: Гидрометеиздат. 1985. С. 87-100.
6. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации: учебное пособие. Ленинград: Гидрометеиздат. 1985. С. 80-110.
7. Thierry B., Renaud L. On the predictability of radiation fog formation in a mesoscale model: a case study in heterogeneous terrain. *Atmosphere*. 2019. Vol. 10. 165 p.
8. Bergot T., Escobar J., Masson V. Effect of small-scale surface heterogeneities and buildings on radiation fog: Large-eddy simulation study at Paris-Charles de Gaulle airport. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2015. 141. Pp. 285–298. https://www.cnrm.meteo.fr/IMG/pdf/bergot_etal_2015_qjrms.pdf (Accessed: 02 March 2022).
9. Morcrette J.J. Radiation and cloud radiative properties in the European Centre for Medium Range Weather Forecasts forecasting system. *Journal of Geophysical Research*. 1991. Vol. 96. Pp. 9121 –9132.

10. Price J.D. Radiation fog. Part I. Observations of stability and drop size distributions. *Boundary Layer Meteorology*. 2011. Pp. 167–191. <https://www.proquest.com/docview/859504087> (Accessed: 24 May 2022).
11. A study of the physical processes of an advection fog boundary layer / D. Y. Liu, W. L. Yan, S. J. Yang, M. J. Pu, Z. H. Li Niu. *Boundary Layer Meteorology*. 2016. Vol. 158. 1. Pp. 125-138.
12. On the evolution and structure of a radiation fog event in Nanjing / D.Y. Liu, S. J. Yang, H. Li Niu. *Advances in Atmospheric Sciences*. 2011. Vol. 28. 1. Pp. 223–237.
13. Summary of a 4 year fog field study in northern Nanjing, Part 1: fog boundary layer / D. Y. Liu, W. L. Yan, S. J. Yang, L. J. Zhao, J. J. Lu, C. S. Lu. *Pure and Applied Geophysics*. 2012. Vol. 169. 5(6). Pp. 809–819.
14. Gultepe M. D., Müller Z., Boybeyi A. New Visibility Parameterization for Warm-Fog Applications in Numerical Weather Prediction Models. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 2006. 45 (11). Pp. 1469-1480.
15. Identify the size of aerosol particles and analyze its characteristics at three AERONET sites in China / H.-B. Wang, Z.-W. Zhang Z.-W., L. Zhang, H. Wu, L.-Y. Zhou, F. Zu. *China Environmental Science*. 2015. Vol. 35. Pp. 995–1003.
16. Kim H., Collier S., Ge X. Chemical processing of water-soluble species and formation of secondary organic aerosol in fogs. *Atmospheric Environment*. 2019. Vol. 200. Pp. 158–166.
17. Chen J., Zhao C. S., Ma N. A parameterization of low visibilities for hazy days in the north China plain. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2012. Vol. 12. Pp. 4935–4950.
18. Hudson J. G. Relationship between fog condensation nuclei and fog microstructure. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1980. Vol. 37. Pp. 1854–1867.

19. Yang J., Niu Z. Q., Shi C. E. Microphysics of atmospheric aerosols during winter haze/fog events in Nanjing. *Environmental Science*. 2010.Vol. 31. Pp. 1425–1431.
20. Mohan M., Payra S. Influence of aerosol spectrum and air pollutants on fog formation in urban environment of megacity Delhi, India. *Environmental Monitoring and Assessment*. 2009.Vol. 151. Pp. 265–277.
21. Eldridge R. G. A few fog drop-size distributions. *Journal of Meteorology*. 1961.Vol. 18. Pp. 671–676.
22. The physics of radiation fog: I - A field study / W.T. Roach, R. Brown, R. Caughey, S.J. Garland, C.J. Readings. *Quart. J. R., Meteorol. Soc.* 1976. Pp.102, 313–333.
23. Gautam R., Singh M. K. Urban heat island over Delhi punches holes in widespread fog in the Indo-Gangetic plains. *Geophysical Research Letters*. 2018.Vol. 45. Pp. 1114–1121.
24. Stolaki S., Haeffelin M., Lac J.-C C. Influence of aerosols on the life cycle of a radiation fog event. A numerical and observational study. *Atmospheric Research*. 2015.Vol. 151. Pp. 146–161.
25. Elias T., Haeffelin M., Drobinski P. Particulate contribution to extinction of visible radiation: pollution, haze, and fog. *Atmospheric Research*. 2009.Vol. 92. Pp. 443–454.
26. Roach W. T., Brown R., Caughey S. J. On some quasi-periodic oscillations observed during a field investigation of radiation fog. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1976. Vol. 102. Pp. 355–359.
27. Gao X. Y., Gao S. H., Yang Y. A comparison between 3DVAR and EnKF for data assimilation effects on the Yellow Sea fog forecast. *Atmosphere*. 2018.Vol. 9. Pp. 346.-348.
28. Zhu Y. Y., Zhu C. Y., Zu F. A persistent fog event involving heavy pollutants in Yancheng area of Jiangsu province. *Advances in Meteorology*. 2018.Vol. 18. 14 p.

29. Li Z. H., Wu J. Winter fog droplet spectrum features in urban area of Chongqing. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology*. 1995.Vol. 18. Pp. 46–51.
30. Li Z. H., Liu D. Y., Yang J. The microphysical processes and macroscopic conditions of the radiation fog droplet spectrum broadening. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*. 2011.Vol. 35. Pp. 41–54.
31. Li Z. H., Huang J. P., Zhou Y. Q. Physical structures of the five-day sustained fog around Nanjing in 1996. *Acta Meteorologica Sinica*. 1999.Vol. 57. Pp. 622–631.
32. Li Z. H. Studies of fog in China over the past 40 years. *Acta Meteorologica Sinica*. 2001. Vol. 59. Pp. 616–624.
33. Liu M., Yan W. L., Zhang B. Analysis on persistence and intensification mechanism of fog and haze in Jiangsu in January 2013. *Meteorological Monthly*. Vol. 40. 2014. Pp. 835–843.
34. Mark T. Cloud Forecasting Techniques. *AFWA/TN-98/002. Meteorological Techniques*. Vol. 233. 13 June 2003. Pp.2-9.
35. Bergot T., Bougeault P., Carrer D. Improved Site-Specific Numerical Prediction of Fog and Low Clouds. *A Feasibility Study*. August 2005. 21 p.
36. Chiang C.L. Statistical methods of analysis. *World Scientific*. section 9.7.4 "interpolation vs extrapolation". 2003. Pp. 274.
37. Decourcy R. Practical exercises in elementary meteorology. *Boston: Ginn & Company*. November 2012. Pp. 12-16.
38. Draper N., Smith H. Applied Regression Analysis. *3 Edition*. ISBN: 978-0-471-17082-2, April 1998. 736 p.
39. M'Pherson J. G. Meteorology. *Weather explained*. London: T. C. & E. C. Jack. February 2012. 89 p.
40. Rouaud M., Probability, statistics and estimation. French: *Calcul d'incertitudes and Probabilités*. July 2013. 181 p.

41. Aviation Hazards Education and Training Programme ETR-20 / *World Meteorological Organization*: WMO/TD. Geneva, Switzerland. Vol. 1300. 2007. 213 p.

ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК

- адвекція 9-11, 31, 56, 59, 95, 103, 105
- аерологічна діаграма 14, 27, 67
- видимість 16, 19, 39, 40, 45, 52, 68, 70, 86, 101, 109, 110
- випаровування 9, 12, 14, 28, 45, 63, 67, 95, 103, 114, 115
- випромінювання 47, 52, 55, 56, 69, 84, 85
- вихор швидкості 19-22
- водність 45, 52, 95, 97
- вологість
- абсолютна 43, 44, 55, 83, 103
 - відносна 14, 40, 43, 51, 62, 66, 70, 80, 81, 103, 113, 116-118
- впорядковані рухи
- висхідні 13, 14, 16, 31
 - низхідні 12, 14, 15, 31, 33, 95, 96
- дефіцит точки роси 13, 14, 15, 21, 26, 27, 31-33, 35, 37, 38, 43, 44, 55, 62, 64, 105, 108, 110, 115
- дивергенція 19, 20-23
- градієнт
- вертикальний 19, 22
 - вологоадіабатичний 13, 107
 - суперадіабатичний 72, 73, 97
 - сухоадіабатичний 12, 103
 - температури 15, 27, 38, 57
 - фактичний 84
- зміни
- адвективні 9, 15, 31, 32, 37, 41, 70, 104, 108
- інверсія
- приземна 16, 18, 52
 - радіаційна 52, 53, 90
 - фронтальна 63, 115, 116
 - адвективна 11
 - осідання (стискання) 15
 - піднесена 11, 15, 18, 53
- коефіцієнт турбулентності 97, 103
- крива
- стратифікації 67, 73, 90, 91, 99
 - точки роси 14, 59, 67, 74, 99
- метод
- Бертрама 100, 101
 - Геффера 90, 91
 - Джефферсона 93, 99, 100
 - Кредока і Прічарда 78
 - Сандерса 71-73, 75, 80
 - синоптичний 105
- рівень переносу 28, 30, 31, 35, 36
- серпанок 18, 40, 69, 76, 77, 80, 85
- стратифікація 13, 14, 64, 73, 84, 85
- спосіб
- Берлянда 56, 57, 67, 68, 83, 85, 93
 - Гоголевої 36
 - Зверева 76, 77, 80, 93
 - Кірюхіна 77, 78
 - Кошеленко 48, 56, 86, 96, 97, 107-110
 - Лугченко 34
 - Меджитова 92
 - Мироненко 110
 - Некрасова 110
 - Петренка 87, 105
 - синоптичні 9, 47, 48

- трансформаційні 9, 104
зсув вітру 12, 21, 36

- Спарішкіної 36, 37

теплообмін

- молекулярний 45, 53
- турбулентний 45, 53, 57, 103, 114

тумани

- адвективні 41, 48, 49, 56, 57, 59, 60, 102
- адвективно-радіаційні 57
- вертикальна потужність 46, 55, 57, 58, 60, 62, 67, 97, 100, 101
- верхня межа 58, 59, 64, 66
- випаровування 41, 45, 60-63, 102, 115-118
- інтенсивність 57, 64, 78
- класифікація 39
- колоїдально-нестійкі 94, 96
- колоїдально-стійкі 96
- крапельнорідкі 41
- орографічні 41, 59
- пов'язані з діяльністю людини 41, 65
- поземні 53
- радіаційні 9, 12, 47, 48, 51-55, 41, 65-68, 69, 80, 89-96
- розсіяння (прогноз) 90-101
- стадії розвитку 53
- тонкі 101
- фронтальні 39, 41, 42, 63, 64
- «хвилями» 19

сублімація 43, 52, 67, 113, 114

температура

- точки роси 15, 92, 100, 108
- туманоутворення 66-75, 79,
- мінімальна 80, 85, 86
- поверхні води 61, 116, 118

умови

- метеорологічні 10, 51, 64

фізичні механізми 9, 39, 43

формула

- Кошеленко 86, 97
- Траберта 98

шар атмосфери

- граничний 6, 9, 12, 13, 19, 46, 56, 63, 68
- затримуючий 15, 18, 22
- приземний 36, 41

хмарність

- нефронтальна 6
- низька 8-10, 53
- нижня межа 12, 16, 19, 64, 116
- розірвано-шарувата 6, 18, 95, 98-100
- розірвано-дощова 6
- фронтальна 6
- шаруватоподібна 6, 9, 37
- шарувата 6, 7, 10, 15, 18, 19, 58, 64
- шарувато-купчаста 6, 10

Fog Stability Index (*FSI*) 86

РАОВ 88

Total Precipitable Water 89

- розсіяння туману 97, 100
- середня 83

турбулентність 9, 12, 13, 18

Навчальне електронне видання

ГРУШЕВСЬКИЙ Олег Миколайович
МІЩЕНКО Наталя Михайлівна

ПРОГНОЗ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ І ТУМАНІВ

Навчальний посібник

Видавець і виготовлювач

Одеський державний екологічний університет
вул. Львівська, 15, м. Одеса, 65016
тел./факс: (0482) 32-67-35
e-mail: info@odeku.edu.ua
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи
ДК № 5242 від 08.11.2016